

BSPE97678-00-1148-1

엘니뇨가 우리나라 주변해역에
미치는 영향
(연구기획)

El Niño Impacts on the Seas
around Korea
(Science and Implementation Plan)

한국해양연구소



제 출 문

한국해양연구소장 귀하

본 보고서를 "엘니뇨가 우리나라 주변해역에 미치는 영향
(연구기획)"의 최종보고서로 제출합니다.

1999년 2월 20일

연구책임자 : 전 동 철
연 구 원 : 김 수 암
 장 유 순
자문 위원 : 강 인 식
 안 중 배
소내자문위원 : 석 문 식
 이 흥 재



2. 엘니뇨 기차 규범
 가. 엘니뇨/라니냐와 무역변동률의 과학적인 이해
 나. 1982-83년 엘니뇨 분석

1. 연구기간: 1997년 12월 1일 - 1998년 11월 30일

III. 연구개발의 내용 및 범위

- 엘니뇨 기차에 대한 과학적인 이해와 해양 및 기상변수들의 상관도 분석
- 1982-83년과 1997-98년 사이 엘니뇨 기간 중 전세계적으로 발생한 해양, 기상, 사회, 경제적인 피해사례 보고, 분석
- 동해, 남해, 동중국해 등 우리 나라 주변해역에서 과거 자료를 재분석하여 해양 및 기상변수와 수산자원의 장기적인 변동성을 규명하고, 향후 개발될 엘니뇨 모델의 지표변수로 활용함.
- 향후 엘니뇨/라니냐 연구의 해양 부문에 관한 방향 제시

2. 목표

- 1982-83년 엘니뇨와 1997-98년 엘니뇨를 겪으면서 전지구적인 해양 및 기상이면에 대한 일반 국민들의 관심에 대하여 전문가적인 이해와 설명이 요구됨.
- 따라서, 해양, 기상 및 사회, 경제적인 제반 영향을 분석하여 일반 국민들에게 엘니뇨에 대한 올바른 이해를 심어주고 향후 정부정책 입안의 기초 자료를 제공하는
- 엘니뇨가 우리 나라와 같은 중위도 지역에 미치는 영향과 분석하여 추후에 발생할 수 있는 엘니뇨에 대해 사회 경제적으로 피해를 줄이기 위한 표층적인 대책이 필요함.

1. 필요성

II. 연구개발의 필요성 및 목적

엘니뇨가 우리나라 주변해역에 미치는 영향 (연구기획)

I. 제목

요약문

나. 엘니뇨의 발생 기작

수년에 한 번씩 열대 동태평양에서 이상 고수온 현상인 엘니뇨가 발생하는 원인에 관하여 지금까지 제시된 학설 중에서 가장 보편적으로 받아들여지고 있는 것은 작은 무역풍에 의해서 생긴 열대 서태평양의 고공 표층수가 이 해역에서 동아시아 공순과 연관되어 간헐적으로 자주 발생하는 역풍인 서풍 (westerly wind burst)의 영향으로 적도 해역을 따라 켈빈파로서 태평양을 가로질러 페루 연안역까지 이동하게 되는 것으로 설명된다. 이 과정 중에서 해양과 대기 사이에 열과 수분의 교환에 의하여 대기 수직순환 체계의 변동 (또는 기단의 이동)이 발생하며, 남동 무역풍이 약화되어 열대 동태평양에서 응승이 현저히 줄고 해양 혼합층이 깊어진다. 즉, 열대 태평양의 동서 사이에 수온 차이가 적은 상태로서 보통 약 1년 단위로 지속되어 다시 무역풍이 세력을 회복하면서 엘니뇨의 발생 이전의 상태로 돌아간다. 이때 무역풍이 평온함이 평온보다 강해지면 응승이 더욱 활발해져 열대 동태평양에서 응승이 더욱 활발하게 일어날 때 공순 작용이 증폭한 자가공진 해

가. 엘니뇨의 정의

열대 동태평양 적도역을 중심으로 페루 연안에서부터 태평양 중앙부의 열적 선 해역까지 표면 고수온 영역의 이상적인 화상을 보이는 현상에 붙여진 엘니뇨라는 이름은 동서반구 사이에 기단이동을 몰아미 열과 수분을 서로 교환하는 대기의 남 반구 동쪽 현상과 맞물려 수년 주기 (2~7년)로 불규칙하게 발생하는 해양-기상현상의 한 단면(위상)으로 국한시킬 수 있으나, 이러한 국한된 개념과 어울려 넓은 의미로 열대 동태평양 적도역에서부터 페루 연안에서부터 태평양 중앙부의 열적 선 해역까지 표면 고수온 영역의 이상적인 화상을 보이는 현상에 붙여진 엘니뇨라는 이름은 동서반구 사이에 기단이동을 몰아미 열과 수분을 서로 교환하는 대기의 남 반구 동쪽 현상과 맞물려 수년 주기 (2~7년)로 불규칙하게 발생하는 해양-기상현상의 한 단면(위상)으로 국한시킬 수 있으나, 이러한 국한된 개념과 어울려 넓은 의미로 열대 동태평양 적도역을 중심으로 페루 연안에서부터 태평양 중앙부의 열적 선 해역까지 표면 고수온 영역의 이상적인 화상을 보이는 현상에 붙여진 엘니뇨라는 이름은 동서반구 사이에 기단이동을 몰아미 열과 수분을 서로 교환하는 대기의 남 반구 동쪽 현상과 맞물려 수년 주기 (2~7년)로 불규칙하게 발생하는 해양-기상현상의 한 단면(위상)으로 국한시킬 수 없다.

1. 엘니뇨의 기작 연구

IV. 연구개발 결과

4. 향후 엘니뇨 연구 및 방재에 관한 대책

- 가. 전지구적인 영향
- 나. 우리 나라 주변해역에서의 영향
- 다. 우리 나라 기상변화에 미친 영향
- 라. 우리 나라 수산자원에 대한 영향

3. 엘니뇨의 영향

- 다. 1997-98년 엘니뇨 분석
- 라. 문순과 엘니뇨에 대한 문순의 역할

모델링 최소의 비용으로 공용한 근거를 제공할 수 있다.

표면수의 란론 및 지속적인 모니터링을 통하여 우리 나라에 미칠 영향을 제시할 수 있다. 한편 지시과 구들에 의한 되돌림 작용 (feedback)이 가장 큰 한계로 인식되며, 지시과 구들에 대한 해양과 대기 사이의 열, 운동량, 물의 교환이 이루어지는 방식에 관한 란론하려는 노력이 요구된다.

위험 연구를 위해서는 모델링과 공용에 병행하여 지표면수 (index parameter)를 란론하려는 데 성공과 실패를 거듭하고 있다. 따라서, 우리 나라에서 엘니뇨 예측을 란론 예측하기 위한 노력이 끊임없이 지속되어 왔으나, 여전히 그 발생시기와 패턴 양-대기 질량모델 및 물계모델을 이용하여 1986-87년, 1992-93년, 1997-98년 엘니 미국, 일본 등 선진국의 엘니뇨 관련 연구기관에서 1982-83년 엘니뇨 이후 해 다. 모델링 통한 예측은 어느정도 가능한가?

합적으로 나타내므로 개별적인 엘니뇨의 기여도에 관한 분석이 필요하다.

강수량에 영향을 미치는 요인은 엘니뇨 이외에도 다른 시공간적 규모의 요인이 부지 않는 것이다. 강수량의 연변화 폭은 엘니뇨 기간 동안 차이는 영향을 나타내지만, 낮았다는 것을 의미하며, 태풍에 의한 재해가 이 기간 동안 줄었다는 것을 의미하 제적 근거는 우리 나라에 영향을 미친 태풍 발생지에서의 표면수온이 상대적으로 엘니뇨가 지속되는 동안 우리 나라에 내습한 태풍의 수가 현저히 줄었다는 동 나. 태풍, 홍수, 가뭄과의 연관성은 어느 정도 있는가?

가 이 문제를 푸는 중요한 열쇠가 될 것이다.

점층 볼 때, 수산자원과 해양-기상변수들의 장기변동성 및 그 연관성에 관한 연구가 장기적으로 큰 변동폭을 보인다. 그리고 그것이 지구기후 변화와 상관이 있다는 다고 할 수 있다. 특히, 북태평양 및 우리 나라 주변해역에서 어획량 및 어종 변화 양면수들의 상관관계 분석을 통해 어느 정도 상관이 있다는 것을 언급할 단계에 있 의 주변 해역에 영향을 미친 정도를 아직 정량적으로 규명할 수 없고 여러 가지 해 규모의 현상이 연관된 것으로 설명할 수밖에 없으며, 해양현상으로서 우리 나라 서이 포함되어 과거와 다르게 나타나는 특이한 경우로서 엘니뇨와 같은 복잡한 지구 거적인 지구 공단화와 미분화시킨 상태에서 기타 짧은 시간 규모의 공단된 기상현 정확하게 표현한다. 1997년 여름부터 1998년 여름 사이에 발생한 기상이변은 부 포괄적으로는 "그렇다", 구체적으로는 "어찌 봐도 그렇다"고 답할 수 있다. 물론 가. 엘니뇨가 우리나라에도 영향을 미치는가?

2. 엘니뇨의 영향 연구

회복된다.

간 계층배가 이루어지면서 무역풍의 세기가 다소 약화되면 일관적인 고강도 상태로 강도 상태 (extremely-high intensity state)가 이루어진다. 다시 열과 수분의 동서 수열 (warm pool)이 예년보다 더 크게 확장하여 열대 태평양의 동서 사이에 극고 수가 페루 연안역 및 열대 동태평양의 표층을 크게 차지하며, 서태평양의 표층 난

V. 제안

이 보고서는 '엘니뇨가 우리 나라 주변해역에 미치는 영향'에 관한 연구기획으로서 1982-83년과 1997-98년의 엘니뇨를 집중 분석하여 향후 엘니뇨가 발생할 때, 우리 나라에서 과학적으로 대처해야 할 방향과 엘니뇨 연구에 대한 정책 대안을 제시하고자 한다.

1. 지표변수 모니터링

엘니뇨 지표변수로 이용될 수 있는 표면수온 (SST), 해수면 (SSH) 변화, 약층 깊이 또는 해양 혼합층 두께 (ULT), 해면기압 (SLP), 강수량, 바람응력 중에서 열대 동태평양 및 서태평양의 난수풀과의 사이에 상관도가 상대적으로 높은 지표변수들을 선정하여 지속적으로 통계분석 및 모니터링하며, 지연 진동자 모델과 같은 간단한 통계 모델을 만들어 상관도 분석에 활용한다.

2. 대양관측

열대해양에 관한 이해없이 엘니뇨의 영향을 분석한다는 것은 사상누각과 다를 게 없다고 할 수 있다. 미국을 중심으로 1994년 이후 반영구적으로 이루어진 열대 태평양의 관측망은 지속적인 대양관측을 통하여 현상을 분석하고 모델의 입력자료로 활용함으로써 추후 발생할 엘니뇨를 예측하는데 기여한다. 한국해양연구소에서 열대 서태평양에 1999년 이후 개설하게 될 해양기후센타 (가칭)를 활용하여 동중국해와 열대 서태평양 난수풀을 종단하는 해양관측을 연 1회 이상 정기적으로 실시함으로써 열대해양 변동이 우리 나라 주변해역에 미칠 영향을 포함한 장기적인 모니터링을 수행할 것을 제안한다. 대양관측은 대학에서 수행하기 어려운 국가적 차원의 연구사업으로서 한국해양연구소와 국립해양조사원이 공동으로 수행하며, 각 대학의 참여자를 유도하는 방식으로 수행하는 것이 바람직할 것이다.

3. 해양-대기 접합모델의 수립 및 운용

지구규모의 해양-대기 변화는 관측망 구성에 의한 감시 뿐만 아니라 해양-대기 접합모델에 의한 예측 노력을 병행함으로써 실체에 접근해야함은 두말할 나위없이 가장 효율적이고도 과학적인 방법이다. 그러나, ENSO 현상의 복잡성은 예측을 위한 수많은 노력에도 불구하고 실제 현상과 유리된 결과들을 양산하게 되어 미국에서는 십여 년의 시행착오 뒤에 여러 연구기관이 협동하여 기후예측을 위한 협의연구소 (International Research Institute for Climate Prediction)를 발족시키게 되었다. 우리 나라에서는 지구규모의 접합모델과 아울러 우리 나라를 포함하는 동아시아 몬순역 모델 (지역모델)을 구성하여 접근하는 것이 바람직하다. 기존의 지구규모 모델들이 대부분 열대해역에 국한되어 있으며, 중위도와 고위도 지역에서의 결과들은 아직 검증 단계에 있으나, 중위도에 속하는 우리 나라 주변 해역도 결국은

열대해역에서의 '이상 고수온 현상'과 연계하여 생각하지 않을 수 없으므로 이러한 결과들이 지역모델의 입력자료 설정에 도움이 될 것이다.

4. 상관도 분석의 활용 및 확대

전지구적으로 일어나는 해양 및 기상현상의 교란은 수산자원 및 농작물 재배, 축산, 무역 등에도 크게 영향을 미친다. 우리 나라의 경우 엘니뇨 기간 중에도 쌀 수확량이 별로 영향을 받지 않았던 경우가 있었지만, 세계 경제는 주요 농수산물 생산국과 소비국의 수요-공급에 따라서도 변동성을 크게 보이는 만큼 엘니뇨에 의한 각국의 재해와 농수산물 수급과의 상관도를 분석, 활용하여 국가경제에 도움을 줄 수 있다.



SUMMARY

I. Title

El Niño Impacts on the Seas around Korea (Science and Implementation Plan)

II. Necessity and Objectives of the Study

1. Necessity

- There has been a nation-wide need for scientists to give a clear answer to ordinary people's concern about contemporary atmospheric disturbances, especially after recognizing the impacts of 1982-83 and 1997-98 warm episodes, the biggest two El Niños in the 20th century.
- Understanding clearly what is El Niño is necessary to suggest fundamental ideas for governmental policy making
- Analyzing the potential impacts of El Niño on the mid-latitudinal region like Korea and minimizing social and economic damages against future El Niños

2. Objectives

- Scientific understanding about the mechanism of El Niño and Cross-correlation among the two of oceanic and atmospheric parameters
- Reports and analyses of the worldwide damages in the aspects of ocean, atmosphere, society, economy during 1982-83 and 1997-98 events
- Reanalyzing the existing oceanic data in the East Sea and South Sea of Korea, and East China Sea, estimating the long-term variabilities, and utilizing them as index parameters of coupled ocean-atmosphere models
- Suggesting the direction of El Niño study

III. Scope of the Study

1. Duration: December 1, 1997 - November 30, 1998 (1 year)

2. Mechanism of El Niño

a. Understanding El Niño/La Niña and Southern Oscillation

- b. 1982-83 warm episode
 - c. 1997-98 warm episode
 - d. Monsoon processes and role
3. Impact of El Niño
- a. Global impact
 - b. Oceanic impact in Korea
 - c. Atmospheric impact in Korea
 - d. Impact on fisheries resources
4. Strategy and future study

IV. Results of the Study

1. Mechanism of El Niño

a. Definition of El Niño

'El Niño' was named for the extensive region of anomalously high surface temperature from the tropical Peruvian coasts to the central equatorial Pacific near the date line, and 'Southern Oscillation' was separately named for the interannual exchange of heat and water contents in the atmosphere between eastern and western hemispheres. Now scientists have recognized them as either phase of oceanic and atmospheric components of the coupled system ENSO, which is mostly accepted to have quasi-periodicity with 2 to 7 years. ENSO should be replaced by El Niño as a coupled ocean-atmosphere phenomenon, which is more representative to ordinary people. But, this is a natural phenomenon which is different from anthropogenic '(additional) global warming', and it has not been proved yet the possibility that the global warming is closely associated with the intensity and frequency of El Niños.

b. Mechanism of El Niño

The most widely-accepted hypothesis of triggering mechanism of El Niño is how intensively and frequently the westerly wind bursts, which is primarily associated with the East-Asian Monsoon, blow over the warm pool region in the western Pacific. Once the warm surface water is forced to move eastwards, it travels across the whole Pacific as equatorial Kelvin waves until it meets the Peruvian coasts. In the middle of heat and water exchanges between ocean and atmosphere while it travels along the equatorial band, zonal (Walker) and

meridional (Hadley) circulation systems in the atmosphere vary and southeasterly trades weakens, which results in reduced upwelling in the eastern equatorial Pacific and deepening the oceanic mixed layer. This kind of low-intensity state, that is, El Niño condition, may usually persists one year or longer, and then the trades recover its strength back to the pre-El Niño condition. If the trades are stronger than normal, equatorial upwelling is more activated which results in pulling up the nutrient-rich and cold subsurface water in the eastern and central equatorial Pacific and the warm pool region is extended and strengthened more than in normal years. This makes the extremely-high intensity state, that is, La Niña condition, between the east and the west. Once heat and water are redistributed and trades weaken, it recovers normal high-intensity state.

2. Impact of El Niño

a. Is there any impact of El Niño in Korea?

It can be answered "Yes." in overall sense, but "Still don't know yet." in detail. More precisely speaking, all the atmospheric disturbances between summer 1997 and summer 1998 were associated with other chaotic phenomena in shorter time scale under the non-differentiated condition with the '(additional) global warming'. This cannot be explained by other than complex phenomena in global scale such as El Niño. The impact on the seas around Korea cannot be quantitatively estimated yet, but the correlation between El Niño and one of the oceanic parameters is not insignificant. In particular, the facts that the change in fish species and fish catch show a large fluctuation in interannual to interdecadal time scales and that they seem to be related with global climate change may give us a clue to solve the problem by studying the relationship and long-term variability between fish resources and ocean-atmospheric parameters.

b. How much do El Niños contribute to typhoons, floods, and droughts in Korea?

The number of typhoons attacking Korea has been statistically reduced during El Niño periods, which explains not that the damages by typhoons were small in Korea but that the sea surface temperature at the origins of typhoons was relatively low. One big hit may overcome tens of small hits. The annual fluctuation of precipitation tends to be small during an El Niño, but the contribution of each El Niño may or may not be significant to total precipitation at a specific time and there are several other factors to contribute to total precipitation in different spatio-temporal scales. Wavelet spectrum analysis may

be useful to analyze for this study.

c. How much is it confident to predict El Niños using models?

There has been still some failures predicting an onset of El Niño and its pattern even though tremendous amount of efforts have been given to the study of El Niños by the ENSO-related institutions of the U.S., Japan, and some other countries since the 1982-83 episode. Thus, it is required to make every effort to find out the index parameters of the onset of El Niño while coupled ocean-atmosphere models are settled and modified for predicting El Niño and its impact on Korea. Heat, momentum, and water exchanges between ocean and atmosphere, and the feedback mechanism of clouds in the atmosphere are very complex and hence they are the most limiting factors of our knowledge to settle up the more elegant model. It can be a cheap alternative to run a model by way of continuous monitoring of potential index parameters of El Niño.

V. Suggestions

This report is for the science and implementation planning of 'the impact of El Niño on the seas around the Korea'. By examining the details of the two biggest events 1982-83 and 1997-98 as well as the other historical warm episodes, we hope that it could be helpful for policy makers to set up the direction of future studies of El Niño and their impacts on Korea.

1. Monitoring index parameters

A few index parameters among SST (sea surface temperature), SSH (sea level height), thermocline depth or ULT (upper layer thickness), SLP (sea level pressure), precipitation, wind stress between Korea and the warm pool region/eastern equatorial Pacific should be continuously monitored and statistically analyzed, which may be used for studying correlations and constructing a simple statistical model such as 'delayed oscillator model'

2. Surveying tropical Pacific

Understanding oceanic and atmospheric processes in the tropical region is inevitable for those who want to know the global and/or local impacts of El Niño. TAO (tropical atmosphere and ocean) array is one of the semi-permanent measurement network in the whole tropical Pacific by international cooperation. In accordance with the TAO network system, Ocean Climate Center (tentative), which is supposed to be opened in the western tropical Pacific as a

remotely-operated office of KORDI in 1999, could be a part of a monitoring line between Changmok, Koje Island and the center, Chuk Island. We could collect the oceanic and atmospheric data across the East China Sea and the warm pool of the western Pacific at least once per year. It seems difficult for universities alone to carry out open ocean survey in Korea, and KORDI and NORI (National Oceanographic Research Institute) better be coworked for it as a governmental research project, which might be encouraged to be collaborated with universities' participants.

3. Setting up a coupled ocean-atmosphere model

It is the most effective and scientific for us to set up a coupled ocean-atmosphere model while we monitor the seas around Korea as well as the warm pool in the western Pacific. The 'International Research Institute (IRI)' is the cooperative institute for climate prediction in the U.S. after so many trial and errors despite the tremendous efforts of scientists to predict ENSO for the past two decades due to the complexity of the mechanism. In Korea, a local model which include East Asian Monsoon region is suggested to be set up and run while a global model is accepted and modified. While the outputs from global models for mid- and high- latitudinal regions are ready to be proved, they are still a great help for setting up the boundary condition of local model since Korean seas are a part of globally coupled ocean-atmosphere system and must be affected in any complex indirect way.

4. Correlation analysis and application

Natural disturbances in the global atmosphere and ocean may greatly influence upon fish resources, agricultural outcrops, international trades. Rice harvest in Korea might or might not be affected by El Niños in the past, but it is necessary for Korea to watch out the internannual fluctuations of these factors by analyzing the correlations because global economy in these days may show a large variability due to the dynamics of supply-demand between producers and consumers of agricultural and fish products.



목 차

요약문	3
Summary	9
목차	15
Contents	19
표목차	23
List of Table	25
그림목차	27
List of Figure	33
제 1 장 엘니뇨 기작	39
제 1 절 서론	39
1.1 두가지 안정상태	42
1.2 저강도 상태의 종료	45
1.3 해양-대기 상호작용의 역할	46
1.4 시스템의 반복 순환	46
제 2 절 과거 엘니뇨 고찰	49
제 3 절 1982-83 엘니뇨	51
제 4 절 1997-98 엘니뇨	59
제 5 절 몬순과정과 역할	62
제 2 장 ENSO 모델	71
제 1 절 대기 대순환 모델(AGCM)	71
제 2 절 해양 대순환 모델(OGCM)	72
제 3 절 대기-해양 접합 모델	73
제 4 절 Cane-Zebiak 모델	74
4.1 대기 지배 방정식	74
4.2 해양 지배 방정식	75
4.3 해양-대기 모델의 결합	77
4.4 Cane-Zebiak 모델의 요약	80
제 5 절 지연 진동자(Delayed Oscillator) 모델	81
5.1 Suarez & Schopf (1988)	81
5.2 Graham & White (1988)	82
제 6 절 통계 모델	83
6.1 EEOF(확장 경험직교 함수)	83
6.2 CCA(규범 상관도 분석)	84

제 7 절 해양 모델을 이용한 연구	86
7.1 ENSO에서의 해양의 역할	86
7.2 표면 열속	87
7.3 자료 동화	88
제 3 장 엘니뇨의 영향	91
제 1 절 언론보도 사례를 통한 영향	91
제 2 절 기온 및 강수량	98
제 3 절 태풍	101
3.1 발생 및 진행 기작	101
3.2 우리나라에 영향을 미친 태풍	102
제 4 절 농업에 미친 영향	105
제 4 장 우리나라 주변해역에 미치는 영향	107
제 1 절 연구목적 및 필요성	107
제 2 절 해수면 변동성	108
2.1 자료 및 방법	108
2.2 결과 및 분석	116
제 3 절 해수 온도의 변동성	124
3.1 자료 및 방법	124
3.2 결과 및 분석	124
제 4 절 바람장 변동성	128
4.1 자료 및 방법	128
4.2 결과 및 분석	128
제 5 절 강수량 변동성	145
5.1 자료 및 방법	145
5.2 결과 및 분석	148
제 5 장 엘니뇨와 수산자원	159
제 1 절 서론	159
제 2 절 재료 및 방법	160
제 3 절 결과 및 토의	161
3.1 문헌조사 결과	161
3.2 환경 및 어획자료 검토 결과	168

제 6 장 엘니뇨 대책: 연구개발 결과의 활용계획 및 제안 -----	201
제 1 절 지표변수 monitoring -----	201
제 2 절 대양 정선 관측 -----	202
제 3 절 해양-대기 접합 모델 도입 및 예보시스템 구축 -----	202
제 4 절 방재 대책 -----	203
제 7 장 참고문헌 -----	207



Contents

Summary(Korean) -----	-3
Summary(English) -----	-9
Contents(Korean) -----	-15
Contents(English) -----	-19
List of Table(Korean) -----	-23
List of Table(English) -----	-25
List of Figure(Korean) -----	-27
List of Figure(English) -----	-33
Chapter 1. Mechanism of the El Niño -----	-39
1. Introduction -----	-39
1.1 Two stable states -----	-42
1.2 End of the low-intensity state -----	-45
1.3 Role of the ocean-atmosphere interaction -----	-46
1.4 Cycling of the system -----	-46
2. Review of the past El Niños -----	-49
3. 1982-83 El Niño -----	-51
4. 1997-98 El Niño -----	-59
5. Monsoon processes and role -----	-62
Chapter 2. ENSO Model -----	-71
1. Atmospheric Global Circulation Model(AGCM) -----	-71
2. Ocean Global Circulation Model(OGCM) -----	-72
3. Coupled Model -----	-73
4. Cane-Zebiak Model -----	-74
4.1 Governing equation in AGCM -----	-74
4.2 Governing equation in OGCM -----	-75
4.3 Coupling of the AGCM and OGCM -----	-77
4.4 Summary of the C-Z model -----	-80
5. Delayed Oscillator Models -----	-81
5.1 Suarez & Schopf (1988) -----	-81
5.2. Graham & White (1988) -----	-82
6. Statistical Models -----	-83
6.1 Extended Empirical Orthogonal Function(EEOF) -----	-83
6.2 Canonical Correlation Analysis(CCA) -----	-84

7. Review of Ocean Models -----	86
7.1 Role of the Ocean in ENSO -----	86
7.2 Surface Fluxes -----	87
7.3 Data Assimilation -----	88
 Chapter 3. Impacts of El Niños -----	91
1. Some reports of global and domestic hazards during the 1997-98 El Niño -----	91
2. impacts on Air Temperature and Precipitation -----	98
3. Typhoons -----	101
3.1 Generation mechanism and the paths -----	101
3.2 Typhoons attacking the Korean Peninsula -----	102
4. Impacts on Agriculture -----	105
 Chapter 4. Correlation Study of Index Parameters of an El Niño for the Korean Seas -----	107
1. Goal and Necessity of the study -----	107
2. Sea surface height variation -----	108
2.1 Data and method -----	108
2.2 Result and analysis -----	116
3. Sea temperature variation -----	124
3.1 Data and method -----	124
3.2 Result and analysis -----	124
4. Wind field variation -----	128
4.1 Data and method -----	128
4.2 Result and analysis -----	128
5. Precipitation variation -----	145
5.1 Data and method -----	145
5.2 Result and analysis -----	148
 Chapter 5. Impacts on marine resources -----	159
1. Introduction -----	159
2. Material and method -----	160
3. Results and discussion -----	161
3.1 Impacts on marine ecosystem in the Pacific -----	161
3.2 Impacts on marine environments and fish catches -----	168

Chapter 6. Suggestions and usage of the study	201
1. Index parameter monitoring	201
2. Oceanographic survey through the warm pool region	202
3. Setting up a coupled global model and an operational ocean prediction system for the Korean Seas	202
4. Hazard reduction planning against El Niños	203
Chapter 7. References	207





표 목차

표 1-1.	지난 2세기 동안 (1980년-1998년) 엘니뇨의 시기와 강도 및 각 기록의 신뢰등급. -----	50
표 1-2.	아시아-호주 몬순과 ENSO (동태평양의 표면수온)와의 관계. -----	67
표 3-1.	1982-83년 ENSO에 의한 세계 각국의 사회 경제적 손실 추정치. -----	92
표 3-2.	1997년 6월 이후 1998년 8월 사이 발생한 기상 재해상황. -----	97
표 3-3.	(a) 북서태평양에서 태풍의 월별 평균 발생빈도수 (1951-1995년). (b) 북서태평양에서 태풍의 연도별 발생빈도수 (1951-1995년). -----	102
표 3-4.	우리 나라에 영향을 미친 태풍의 개수 (1904-1995년). -----	103
표 3-5.	지난 92년간 (1904~1995) 피해가 가장 컸던 태풍에 의한 손실. -----	104
표 3-6.	지난 10년간 우리나라에 영향을 미친 태풍과 온대성 저기압의 개수. -----	104
표 4-1.	해수면 연구지역의 위치. -----	108
표 4-2.	해수면 증가율(선형 회귀 결과). -----	116
표 4-3.	최대 상관계수와 그에 따른 시간 지연값. -----	117
표 4-4.	해수온도 연구지역과 자료출처. -----	124
표 4-5.	최대 상관계수와 그에 따른 시간 지연값(0m). -----	126
표 4-6.	최대 상관계수와 그에 따른 시간 지연값(50m). -----	126
표 4-7.	강수량 증가율(선형 회귀 결과). -----	148
표 4-8.	파염변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과. -----	149
표 5-1.	1963년 이후 엘니뇨와 라니냐 현상 발생과 계절적 지속 정도. -----	175
표 5-2.	한국 남해 표층수온과 어류 어획량, 남방진동계수 사이의 다중상관 계수. -----	176
부록 5-1.	1961년 이후 남방진동계수의 계절변화. -----	192
부록 5-2.	동아시아 국가들에 의해 보고된 멸치, 정어리, 청어, 오징어. 해산대형조류(藻類)의 FAO 통계자료. -----	193
부록 5-3.	한국 남해의 표층수온 측정을 위한 해양관측점의 위치와 1962년 이후 표층수온의 2개월 간격 평균. -----	198
부록 5-4.	한국 남해에서 멸치와 고등어의 연간 어획량. -----	200



List of Table.

Table 1-1.	The El Niño periods, strengths, confidence level of reports during the last two centuries (1980-1998). -	50
Table 1-2.	The relationship between Asia-Australia Monsoon and ENSO (SST in the eastern equatorial Pacific). -	67
Table 3-1.	The global estimate of socio-economic damages during the 1982-83 El Niño. -	92
Table 3-2.	Major disasters by atmospheric disturbances in Korea between June 1997 and August 1998. -	97
Table 3-3.	(a) Monthly mean frequency of typhoons in the northwestern Pacific between 1951 and 1995. (b) Yearly mean frequency of typhoons in the northwestern Pacific between 1951 and 1995. -	102
Table 3-4.	The number of typhoons attacked the Korean Peninsula from 1904 to 1995. -	103
Table 3-5.	Major damages by typhoons during the last 92 years. -	104
Table 3-6.	The numbers of typhoons and extratropical cyclones attacked the Korean Peninsula during the last 10 years. -	104
Table 4-1.	A position of sea level study points. -	108
Table 4-2.	Sea level rise (Linear trend value). -	116
Table 4-3.	Sea level maximum correlation coefficient and corresponding time lag. -	117
Table 4-4.	Sea temperature data information. -	124
Table 4-5.	Sea temperature maximum correlation coefficient and corresponding time lag (0m). -	126
Table 4-6.	Sea temperature maximum correlation coefficient and corresponding time lag (50m). -	126
Table 4-7.	Precipitation rise. -	148
Table 4-8.	Wavelet spectrum analysis results. -	149
Table 5-1.	El Niño and La Niña events and their seasonal persistence since 1963 -	175
Table 5-2.	Multiple correlation coefficients among sea surface temperature at the South Sea of Korea, fish catches of Korea, and SOL. -	176

Appendix 5-1. Seasonal changes in SOI since 1961. -----	192
Appendix 5-2. FAO statistics for anchovy, Japanese pilchard, herring, cuttle fish, and marine macroalgae reported by the east Asian countries. -----	193
Appendix 5-3. The locations of the oceanographic observation station for sea surface temperature (SST) in the South Sea of Korea, and bimonthly mean SST since 1962. -----	198
Appendix 5-4. Annual catches of anchovy and mackerel from the South Sea of Korea. -----	200

그림 목차

그림 1-1.	열대 및 아열대 해역에서 동반구와 서반구의 기단 교환 현상인 대기의 남방진동(Southern Oscillation) 주기 동안에 발생하는 대기-해양 현상의 연결 고리에 관한 Bjerknes 시나리오의 모식도. -----40
그림 1-2.	(a) 열대 및 아열대 해역에서 동반구와 서반구의 기단 교환 현상인 대기의 남방진동(Southern Oscillation)의 대표적인 지표로서 제시된 Darwin에서의 연평균 해면기압과의 상관도 ($x 10$) 분포. (b) 대기 남방진동의 지표 (Southern Oscillation Index)로서 이용되는 타히티(실선)와 다윈 (점선) 사이의 해면기압 변화 (1937-1983). -----41
그림 1-3.	태평양에서 고강도 상태와 저강도 상태 (또는 엘니뇨 조건)일 때, (a) 난수역의 위치와 바람 및 해류의 변동 모식도 (위). (b) 두 가지 상태의 동서대기순환 (Walker cell) 변화와 표면수온 및 수온약층 깊이의 변동을 대비한 모식도. -----43
그림 1-4.	. ENSO cycle중 엘니뇨의 촉발에 대한 열대 서태평양의 대기-해양 상호작용의 역할을 설명한 모식도. -----45
그림 1-5.	바다에서 대기로 방출되는 중발잠열 및 현열의 양 [Wm^2]. 위: 1973년 6월-8월의 고강도 상태, 가운데: 1972년 6월-8월 사이 엘니뇨 기간, 아래: 열 방출량 차이(1972년-1973년). -----47
그림 1-6.	1949년-1978년 사이 태평양 중앙부에서 트릭섬과 탈라라 (페루) 사이의 해면 차이, 남방진동지표. -----49
그림 1-7.	1982-83년 사이에 서태평양의 적도 남북해역에서 발생한 두 번의 해면하강 현상. 위: 1975년-88년의 평균값으로부터 계산된 월평균해면의 1982년 하반기의 해면하강 분포도, 아래: 1983년 상반기의 해면하강 분포. -----52
그림 1-8.	1982년 6월부터 1983년 7월까지 $5^{\circ}N-5^{\circ}S$ 사이 적도역 50mbar 상공에서 동서방향 월평균 풍속[ms]. -----54
그림 1-9.	1982년 1월 및 6월부터 1983년 3월까지 태평양 적도상에서 해수표면 경사 모양. 장기 평균값으로부터 얻은 월평균 해면편차를 평균역학심도. -----55
그림 1-10.	태평양 (위)과 인도양 및 대서양 (아래)에서 TOGA 프로그램에 의한 현장 해양 관측 시스템 구성도. -----57
그림 1-11.	열대 태평양에서 TOGA 사업기간 동안 대기의 확장관측을 위해서 사용된 바람 프로파일러와 상층대기 관측시스템의 위치도. -----58
그림 1-12.	1975 - 1995년 사이 해면평균에 대한 대기압이 보정된 해면이상 [cm]. 위: 1997년 3월 평균 해면이상, 아래: 1997년 5월 평균 해면이상. -----60

그림 1-13.	미국 해양대기청 (NOAA)의 국립 환경예측 센터 (NCEP)에서 1997년 12월부터 1999년 10월까지 열대 태평양 표면수온 예측 분포도. -----61
그림 1-14.	몬순역에서 농업에 대한 대규모 기후의 영향을 보여주는 예. (a)1960년-1996년 사이 인도의 연간 쌀 생산량, (b) 같은 기간 인도 전체 강우량 지표[mm], (c)장기추이를 뺀 인도쌀 생산량과 강우량 이상치의 관계, (d) 이전 겨울의 남방진동지표와 다음 여름의 인도 강우량 사이의 관계. -----63
그림 1-15.	태평양과 인도양에서 기후 시계열자료의 wavelet 분석결과: (a) 태평양의 니노3 해역에서 1875-1992년 사이 표면수온 (SST), (b) 인도 전체강우량 지표(AIRI), (c) 둘을 곱한 (SST x AIRI) 계수 (cross modulus). -----65
그림 1-16.	여름과 겨울몬순의 세 가지 주요성분을 나타낸 바람순환(divergent wind circulation)의 모식도. -----66
그림 1-17.	니노 3해역에서 (a) 1951-1972년 사이 7번의 고수온 기간의 비교치, (b) 1982-1991년 사이 3번의 고수온 기간의 비교치. -----76
그림 2-1.	Kalman 필터를 이용한 TOPEX 고도(해수면) 자료동화를 비교한 두 가지 예 (a) 마주로 (171E, 7N)에서 해수면 자료 (얇은 실선), 바람을 가한 모델 결과 (파선),TOPEX 자료동화 결과 (굵은 실선) (b) TAO 계류선 중 140W에서 25m 깊이에 계류된 유속계의 동서방향 유속 이상치(얇은 실선), 바람을 가한 모델결과 (㉠), TOPEX 자료동화 결과(㉡). -----89
그림 3-1.	(위) : 1997년 여름을 겪으면서 엘니뇨로 인한 각국의 피해상황, (아래) : 1998년 3월에 세계보건기구에서 집계한 1997-98년 엘니뇨 피해국가와 주요 피해발생 원인. -----95
그림 3-2.	우리 나라 각 도시에서 예년의 하루평균 기온과 1998년 4월 20일의 비교치. -----96
그림 3-3.	1998년 4월 20일 현재 기압 배치도상에 표시된 황사 발생 지역 및 유입 경로. -----97
그림 3-4.	우리나라 6개 정점에서 평균 강수량의 연변화패턴. -----99
그림 3-5.	우리나라 육상의 4개 정점 (주한미공군 기지)에서 1957-1991년 사이 여름철 (5-9월) 평균 강수량과 세력이 강했던 4개의 엘니뇨가 진행 중일 때의 여름철 (5-9월) 강수량의 비교. -----100
그림 3-6.	서울에서 62년간 (1935-1996년)의 여름 평균 강수량의 이상치. -----100
그림 3-7.	지난 20년간 열대성 저기압이 발생한 지점의 위치도. -----105

그림 4-1.	해수면 연구 정점 위치도. -----	109
그림 4-2.	weight-folding 보간법 알고리즘. -----	110
그림 4-3.	해수면 데이터 처리 과정. -----	113
그림 4-4.	교차 상관계수와 예리함수 결과. -----	115
그림 4-5.	평균된 연변동 곡선. -----	119
그림 4-6.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 카핑카마랑지). -----	120
그림 4-7.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 말라칼). -----	120
그림 4-8.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 압-B). -----	121
그림 4-9.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 나하). -----	121
그림 4-10.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 나제). -----	122
그림 4-11.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 제주). -----	122
그림 4-12.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 이즈하라). -----	123
그림 4-13.	최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 울릉). -----	123
그림 4-14.	해수 온도 연구 지역의 위치도. -----	125
그림 4-15.	최대 시간 지연이 280개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (50m에서의 동중국해와 제주도 부근). -----	127
그림 4-16.	최대 시간 지연이 280개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (50m에서의 동중국해와 대마도 부근). -----	127
그림 4-17.	동서방향으로 평균된 풍속 자료의 연구 대상 지역도(1). -----	129
그림 4-18.	풍속 자료의 연구 대상 지역도(2). -----	130
그림 4-19.	전체 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(동서 방향 성분). -----	132
그림 4-20.	전체 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(남북 방향 성분). -----	133
그림 4-21.	서 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(동서 방향 성분). -----	134
그림 4-22.	서 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(남북 방향 성분). -----	135
그림 4-23.	중앙 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(동서 방향 성분). -----	136
그림 4-24.	중앙 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(남북 방향 성분). -----	137

그림 4-25.	동 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(동서 방향 성분). -----	138
그림 4-26.	동 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의 제곱 시계열(남북 바람 성분). -----	139
그림 4-27.	저,고 주파 영역 통과 필터로 필터링된 한국지역의 동서 방향 바람 유속 편차값과 스펙트럼 분석 결과. -----	140
그림 4-28.	저,고 주파 영역 통과 필터로 필터링된 한국지역의 남북 방향 바람 유속 편차값과 스펙트럼 분석 결과. -----	140
그림 4-29.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 1에서의 동서 방향 바람 성분). -----	141
그림 4-30.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 1에서의 남북 방향 바람 성분). -----	141
그림 4-31.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 2에서의 동서 방향 바람 성분). -----	142
그림 4-32.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 2에서의 남북 방향 바람 성분). -----	142
그림 4-33.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 3에서의 동서 방향 바람 성분). -----	143
그림 4-34.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 3에서의 남북 방향 바람 성분). -----	143
그림 4-35.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 4에서의 동서 방향 바람 성분). -----	144
그림 4-36.	최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 영역 4에서의 남북 방향 바람 성분). -----	144
그림 4-37.	강수량 연구대상 지역도(1). -----	146
그림 4-38.	강수량 연구대상 지역도(2. 한국 남해안). -----	147
그림 4-39.	최대 시간 지연이 18년인 교차 상관 계수 결과 시계열 (한국과 난수풀 영역의 강수량). -----	150
그림 4-40.	한국과 난수풀 영역의 강수량 스펙트럼 분석 결과. -----	150
그림 4-41.	한국지역의 강수량 변동성. -----	151
그림 4-42.	24시간 헤닝필터로 필터링된 한국 남해안 지역의 월평균 강수량(곡선)과 장주기 변동성(직선). -----	152
그림 4-43.	강수량 스펙트럼분석 결과. -----	153
그림 4-44.	목포에서의 강수량 시계열과 파업변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과. -----	154
그림 4-45.	부산에서의 강수량 시계열과 파업변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과. -----	155
그림 4-46.	제주에서의 강수량 시계열과 파업변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과. -----	156

그림 4-47.	여수에서의 강수량 시계열과 파엽변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과. -----	157
그림 4-48.	서귀포에서의 강수량 시계열과 파엽변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과. -----	158
그림 5-1.	FAO에 의하여 지정된 세계 수산물 통계 해역. -----	177
그림 5-2.	서부 태평양에서 물리-생물 결합. (A) 연어 어획량 (점선), intervention 모델 결과 (얇은 실선), 추정 intervention (굵은 실선); 알래스카만 동물플랑크톤의 분포와 생체량, (B) 1960 - 1962 년; (C) 1980 - 1989 년. -----	178
그림 5-3.	페루 연안에서 해양 표층수온, 정어리의 아노말리 경년 변동. -----	179
그림 5-4.	남위 55도 상에서 서경 85도와 페루 해안 사이에 관측된 수온과 염록소 단면도. -----	180
그림 5-5.	(A) 페루 파이타 해양 정점에서 관측된 표층(●)과 60m 수심(○)에서의 월평균 수온(B) 파이타에 양육된 정어리(△), 전갱이(×), 민대구(●), 새우(○)의 월별 어획량. -----	181
그림 5-6.	본 연구에 이용된 물리변수들의 과거자료(점선)와 intervention 모델 결과(실선). -----	182
그림 5-7.	1960년부터 1996년까지 남방진동계수(SOI) 연평균의 변동. ----	183
그림 5-8.	태평양에서 연어류(FAO 통계자료의 23번 종류) 어획량의 변화. -----	184
그림 5-9.	태평양에서 대구류(FAO 통계자료의 32번 종류) 어획량의 변화. -----	185
그림 5-10.	태평양에서 다랭이류(FAO 통계자료의 36번 종류) 어획량의 변화. -----	186
그림 5-11.	서부 태평양 연안 아시아 국가들의 멸치 어획량의 변화. -----	187
그림 5-12.	서부 태평양 연안 아시아 국가들의 청어 어획량의 변화. -----	188
그림 5-13.	서부 태평양 연안 아시아 국가들의 오징어 어획량의 변화. ----	189
그림 5-14.	서부 태평양 연안 아시아 국가들의 해산대형조류(藻類) 수확량의 변화. -----	190
그림 5-15.	한국 남해에서 물리-생물 결합. 그림에서 위: 남방진동계수, 가운데; 12월의 해양표층수온, 아래; 멸치(A)와 고등어(B)의 어획량. ---	191



List of Figure

Fig. 1-1.	Schematic chart of Bjerknes' scenario of coupled ocean-atmospheric phenomenon during the Southern Oscillation in the tropics and subtropics. -----40
Fig. 1-2.	(a) Map of cross-correlation (x 10) with the mean annual sea level pressure at Darwin as a Southern Oscillation Index (SOI). (b) The fluctuations of sea level pressure at Tahiti (solid) and at Darwin (dashed) during 1937 to 1983. -----41
Fig. 1-3.	Under the high-intensity (or normal) and low-intensity (or El Niño) conditions, (a) location of warm pool, and changes of wind and current patterns (upper), (b) changes in Walker cell, SST, thermocline depth. -----43
Fig. 1-4.	Working hypothesis of the role of air-sea interaction in the western tropical Pacific for triggering El Niño. -----45
Fig. 1-5.	Latent and sensible heats [Wm^{-2}] emitted from sea to atmosphere (top): high-intensity state during June-August, 1973, (middle): El Niño period during June-August, 1972, (down): difference of heat (1972 minus 1973). -----47
Fig. 1-6.	Sea-level difference between Truk Island in the central Pacific and Talara, Peru during 1949 and 1978, and SOI. -----49
Fig. 1-7.	Sea-level displacements to the north and the south of the equator in the western Pacific during 1982-83 episode. (upper): Sea-level depression during the second half of 1982, (lower): Sea level depression during the first half of 1983. -----52
Fig. 1-8.	Monthly-mean zonal wind speed [ms] at the 50 mb-level over the equatorial region (5°N-5°S) from June 1982 to July 1983. -----54
Fig. 1-9.	Sea surface slope along the equatorial Pacific from June 1982 to March 1983. -----55
Fig. 1-10.	In-situ observing system of XBT's, tide-gauges, drifting buoys, and mooring sites in the Pacific (upper) and in the Indian & Atlantic (lower), carried by TOGA program. -----57
Fig. 1-11.	Location map of the extended wind profilers and upper-level measurements in the tropical Pacific during TOGA period. ---58
Fig. 1-12.	Distributions of pressure-corrected sea level anomaly [cm] in March 1995 (upper) and in May 1997 (lower) from the mean averaged during 1975-1995. -----60

Fig. 1-13.	Predicted SST distributions in the tropical Pacific from December 1997 to October 1999 by NCEP, NOAA. -----	61
Fig. 1-14.	Examples of global climatic impact on agriculture in the monsoon area, (a) annual rice harvest in India during 1960-1996, (b) all India rainfall index (AIRI) [mm], (c) the relationship between rice crops and rainfall anomaly detrended in India, (d) the relationship between SOI in previous winter and rainfall anomaly in the following summer. -----	63
Fig. 1-15.	Wavelet analyses of climatic time series in the Pacific and India: (a) SST in the 'Nino 3' region of the Pacific from 1875 to 1992, (b) all Indo rainfall index (AIRI), (c) cross modulus of SST and AIRI. -----	65
Fig. 1-16.	Schematic diagram of divergent wind circulation showing major three components during summer and winter monsoons. -----	66
Fig. 1-17.	(a) Comparison of seven warm episodes from 1951 and 1972, and (b) comparison of three warm episodes from 1982 and 1991 in the 'Nino 3' region. -----	76
Fig. 2-1.	Two examples of data assimilation of TOPEX altimetry using Kalman filter, (a) sea level data at Mazuro (171E, 7N) (thin curve), model output with wind forcing (dashed), and TOPEX assimilation (thick curve), (b) zonal current speed anomaly (thin curve), model output with wind forcing (①), and TOPEX assimilation (②). -----	89
Fig. 3-1.	(top): Global damages by El Niño after summer 1997, (bottom): major damaged countries and causes during 1997-98 El Niño collected by WHO in March 1998. -----	95
Fig. 3-2.	Comparison of daily mean temperatures on April 20 between 1998 and previous years in the cities of Korea. -----	96
Fig. 3-3.	Map of Löss generation region in China and flow path to Korea on April 1998. -----	97
Fig. 3-4.	Mean annual patterns of precipitation at the six stations in Korea. -----	99
Fig. 3-5.	Comparison of mean precipitation of summer (May-September) during 1957-1991 and during four major El Niños. -----	100
Fig. 3-6.	Mean precipitation anomaly in Seoul for summers from 1935 to 1996. -----	100
Fig. 3-7.	Location map of origins of tropical cyclones during the past 20 years. -----	105

Fig. 4-1.	Map of sea level study station. -----	109
Fig. 4-2.	Weight-folding method algorithm. -----	110
Fig. 4-3.	Sea level data process. -----	113
Fig. 4-4.	Cross-Correlation and Error Function Result. -----	115
Fig. 4-5.	Averaged annual cycle. -----	119
Fig. 4-6.	Cross correlation series with a maximum delay 180 months. (Nauru and Kapingamarangi) -----	120
Fig. 4-7.	Continued. (Nauru and Malakal) -----	120
Fig. 4-8.	Continued. (Nauru and Yap-B) -----	121
Fig. 4-9.	Continued. (Nauru and Naha) -----	121
Fig. 4-10.	Continued. (Nauru and Naze) -----	122
Fig. 4-11.	Continued. (Nauru and Cheju) -----	122
Fig. 4-12.	Continued. (Nauru and Izuhara) -----	123
Fig. 4-13.	Continued. (Nauru and Ulleung) -----	125
Fig. 4-14.	Map of sea temperature study area. -----	125
Fig. 4-15.	Crossed correlation series with a maximum delay 280 months. (East China Region and Near Cheju Region. 50m) -----	127
Fig. 4-16.	Continued. (East China Region and Near Daema Region. 50m) -----	127
Fig. 4-17.	Map of zonally averaged wind speed data study area(1). ----	129
Fig. 4-18.	Map of wind-speed study area(2). -----	130
Fig. 4-19.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in total pacific (U component). -----	132
Fig. 4-20.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in total pacific (V component). -----	133
Fig. 4-21.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in western pacific (U component). -----	134
Fig. 4-22.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in western pacific (V component). -----	135
Fig. 4-23.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in central pacific (U component). -----	136
Fig. 4-24.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in central pacific (V component). -----	137
Fig. 4-25.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in eastern pacific (U component). -----	138
Fig. 4-26.	Time series of zonal averaged (a) wind speed and (b) deviation square in eastern pacific (V component). -----	139
Fig. 4-27.	Band-pass filtered Korea wind speed(U-component) and power spectrum analysis results. -----	140

Fig. 4-28.	Band-pass filtered Korea wind speed(V-component) and power spectrum analysis results. -----	140
Fig. 4-29.	Correlation series with a maximum delay 230 months. (Korea and Area1, U-component) -----	141
Fig. 4-30.	Continued. (Korea and Area1, V-component) -----	141
Fig. 4-31.	Continued. (Korea and Area2, U-component) -----	142
Fig. 4-32.	Continued. (Korea and Area2, V-component) -----	142
Fig. 4-33.	Continued. (Korea and Area3, U-component) -----	143
Fig. 4-34.	Continued. (Korea and Area3, V-component) -----	143
Fig. 4-35.	Continued. (Korea and Area4, U-component) -----	144
Fig. 4-36.	Continued. (Korea and Area4, V-component) -----	144
Fig. 4-37.	Map of precipitation study area(1). -----	146
Fig. 4-38.	Map of precipitation study stations(South Sea). -----	146
Fig. 4-39.	Correlation series with a maximum delay 18years. (Korea and Warmpool region) -----	150
Fig. 4-40.	Power spectrum analysis results. -----	151
Fig. 4-41.	Korea precipitation trend. -----	151
Fig. 4-42.	Time series of monthly-mean precipitation convoluted by 24-month Hanning filter (curve), and long-term linear trend (solid line). -----	152
Fig. 4-43.	Power spectrum density(black line) of the precipitation. The dashed line is the 95% confidence level for power spectrum density. -----	153
Fig. 4-44.	Precipitation and wavelet power spectrum analysis results. (Mokpo) -----	154
Fig. 4-45.	Continued. (Pusan) -----	155
Fig. 4-46.	Continued. (Cheju) -----	156
Fig. 4-47.	Continued. (Yosu) -----	157
Fig. 4-48.	Continued. (Sogipo) -----	158
Fig. 5-1.	Major statistical fishing areas assigned by FAO (FAO, 1992). -----	177
Fig. 5-2.	Physical and biological coupling in the western Pacific. (A) Time history (dashed line), intervention model fits (thin solid lines) and estimated interventions (thick solid lines) for salmon time series. (B) and (C) Distribution of zooplankton biomass in the Gulf of Alaska for 1960-1962 and 1980-1989, respectively. -----	178
Fig. 5-3.	Physical and biological coupling in the eastern tropical Pacific shown by the relationship between the annual anomaly of surface temperature and the annual catch of anchovy and sardine of	

	Peru. -----	179
Fig. 5-4.	Cross-shelf profiles of temperature and chlorophyll along a transect at 5' S from 85' W to the coast of Peru. -----	180
Fig. 5-5.	A, Monthly mean surface (●) and 60 m (○) temperatures at an ocean station off Paita, Peru (5' S), B, Monthly landings of sardine (△), jack mackerel (×), hake (●) and shrimp (○) at Paita. -----	181
Fig. 5-6.	Time history (dashed line) and intervention model fits (solid line) for physical variables used in this study. -----	182
Fig. 5-7.	The fluctuation of annual means of Southern Oscillation Index (SOI) from 1960 to 1996. -----	183
Fig. 5-8.	Changes in catches of salmon (Species 23 in FAO statistics) in the Pacific Ocean. -----	184
Fig. 5-9.	Changes in catches of gadoids (Species 32 in FAO statistics) in the Pacific Ocean. -----	185
Fig. 5-10.	Changes in catches of tunas (Species 36 in FAO statistics) in the Pacific Ocean. -----	186
Fig. 5-11.	Changes in catches of anchovy in Asian countries along the western coast of the Pacific. -----	187
Fig. 5-12.	Changes in catches of herring in Asian countries along the western coast of the Pacific. -----	188
Fig. 5-13.	Changes in catches of cuttle fish in Asian countries along the western coast of the Pacific. -----	189
Fig. 5-14.	Changes in catches of marine macro-algae in Asian countries along the western coast of the Pacific. -----	190
Fig. 5-15.	Physical and biological coupling in the South Sea of Korea. In each figure, top: SOI, middle: sea surface temperature on December, and bottom: catches of (A) anchovy and (B) mackerel. -----	191



제 1 장 엘니뇨 기작

제 1 절 서론

아주 오래 전부터 남미 페루 연안의 어부들은 어느 해에 남동 무역풍이 지속적으로 약하게 불어 오면 바다물이 평소보다 따뜻해져서 그 해역의 특산물인 안초비(멸치의 일종) 어획량이 격감한다는 사실을 경험적으로 알고 있었다. 이러한 자연 재앙이 어느 특정 해에 일단 찾아 오면, 그 때부터 적어도 반 년 이상 연근해 어업이 불황을 겪게 되며 경우에 따라 이러한 불황이 일 년 반 정도 지속되기도 하였다. 엘니뇨 (El Niño)¹⁾란 수 년에 한 번씩 주로 연말 연시를 기해서 찾아 오는 '페루 연안역 및 열대 동태평양의 이상 高水溫 현상'을 일컫는 말이었으며, 이러한 고수온 현상의 출현을 예고하는 前奏曲으로서 불어 오는 따뜻한 남동 무역풍은 페루의 어부들에게 우울한 크리스마스를 안겨주었음이 틀림없었을 것이다. 수백 년 이상 그들에게 경험적으로 잘 알려진 이런 현상이 페루 연안에서만 일어나는 국지적인 것이 아니라 열대 태평양 전역에서 기인된다는 것이 학문적으로 밝혀진 것은 최근 수십 년 이내의 일이다. 그 원인은 한마디로 동서 태평양 사이에 대기와 해양이 상호 작용하여 표층수의 이동과 함께 에너지 (열)와 운동량이 교환되어 나타나는 역학적 변동에서 찾을 수 있으며, 태평양에서 가장 두드러지게 나타나지만 대서양과 인도양에서도 나타나기 때문에 전지구적인 연계 현상 (global teleconnection)이라고 한다. 동서 방향의 열과 물질(물)의 교환은 해수면 이동을 통해서 뿐만 아니라 대기 중에서도 일어나는데, 동서 半球 사이에 대기 중의 물질 및 에너지가 시소모양으로 교환되는 현상을 남방 진동 (Southern Oscillation)이라고 한다. 자연에서는 대기의 남방 진동이 해양의 엘니뇨 현상과 맞물려 나타나므로 합쳐서 흔히 ENSO (El Niño Southern Oscillation)라고 일컫는다.

태평양에서 엘니뇨 현상에 관한 최초의 이론적 설명은 물리기상학자인 Bjerknes²⁾에 의해 제시되었는데, 엘니뇨가 일어나는 해와 일어나지 않는 해의 해양

1) 스페인어로서 어린 아이 (The Child)라는 뜻을 가지고 있으며, 수 년에 한 번씩 출현하는 이런 현상이 연말 연시에 보통 시작되므로 '예수 아기'의 탄생을 축하하는 크리스마스에 반대되는 '악동 (惡童)'의 출현이라는 의미로 쓰였음 직하다. 엘니뇨가 나타나지 않는 시기에 페루 해안은 평소 남동 무역풍 (남쪽에서 페루 해안을 따라 적도 쪽으로 부는 바람)이 정상적으로 불게 되며, 표면 마찰과 지구 자전 효과 (Coriolis 효과)에 의해서 해수 표면 부근의 물이 해안선에 대해서 왼쪽 (바깥쪽)으로 이동하여 표면 아래의 찬 물이 올라와 표층을 채우는 용승 (upwelling) 현상이 일반적이다. 이러한 용승 현상에 의해서 표면으로 올라온 찬 물은 영양염이 풍부하여 안초비의 먹이가 되므로 페루 연안역과 열대 동태평양이 풍부한 어장을 형성하게 되는 것이다.

2) Jacob Bjerknes (1897 - 1975) : 노르웨이의 물리학자인 Vilhelm Bjerknes (1862 - 1951)의 아들로써 온난전선, 한랭전선 및 정체전선 등 기상학의 기본 개념을 도입하고, 열대외역 사이클론 (extratropical cyclone)의 구조와 발달/소멸 이론을 제시하였으며, 베르겐에 지구물리 연구소를 세워 기상학 발전에 큰 기여를 함.

과 대기 연결 고리가 그림과 같이 맞물려 있어서 에너지와 운동량이 시차를 두고 연결되는 모양을 잘 보여준다 (그림 1-1).

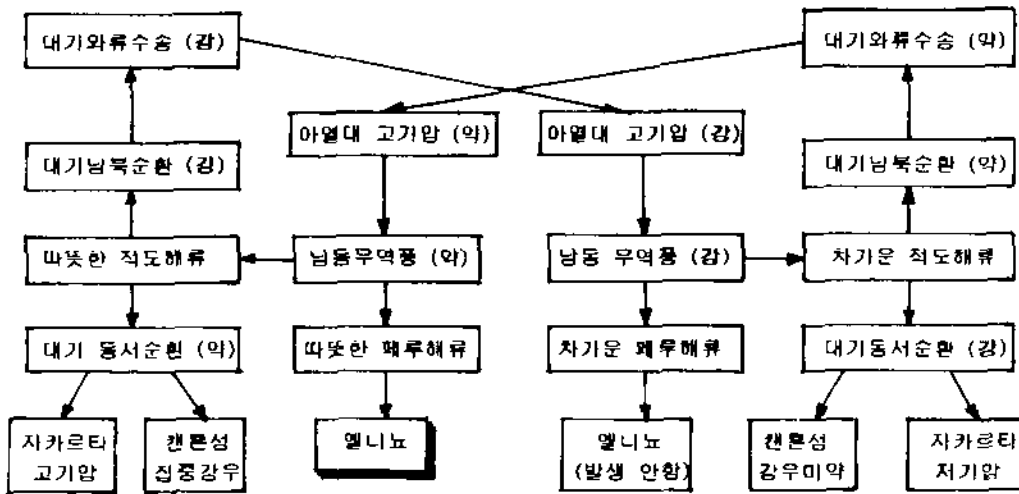


그림 1-1. 열대 및 아열대 해역에서 동반구와 서반구의 기단 교환 현상인 대기의 남방진동(Southern Oscillation) 주기 동안에 발생하는 대기-해양 현상의 연결 고리에 관한 Bjerknes 시나리오의 모식도

지구 표면에서 작용하는 주요 대기 체계는 크게 네 가지를 들 수 있는데, 각각의 성격과 역할은 다음과 같이 규정할 수 있다:

- 1) 남극 편서풍대 (Antarctic westerlies) : 영구적 지구 순환 특성을 지니며 계절적으로 다소 변하지만, 수년 주기 변화에 대한 우리의 지식은 거의 없다.
- 2) 이스터 섬 고기압대 (Easter Island High) : 지구 상의 최대 대양인 태평양에서 남반구에 위치한 아열대 최대의 고기압계로서 계절 변화는 적당하며, 수년 주기 변동성이 크다.
- 3) 인도네시아 저기압대 (Indonesian Low) : 세계 최대의 난수역 (warm water region)에 해당하며, 계절적으로 남북 방향의 이동을 크게 한다.
- 4) 아시아 고기압대 (Asian High) : 가장 큰 대륙의 겨울에 발달하는 최대 고기압대로서 계절 변화가 명확하게 일어난다.

북반구의 대기 순환은 해마다 주로 계절 변화에 좌우되지만, 남반구에서는 수년 주기 변화가 더 중요하다. 남방 진동 (Southern Oscillation)이란 바로 이러한 두 가지 다른 변동성의 연체로 이루어지며, 따라서 지구 대기 변동성의 한 유형이다 (그림 1-2). 일정한 주기를 가지고 변동하지 않는 것이 남방 진동의 큰 특징이라 할 수 있는데, 각각의 평균적 상태로서 설정되어 있지는 않지만 고강도 (high intensity) 기간과 저강도 (low intensity) 기간이 있으며, 계절 변화와 수년 주기 변화는 대체로 진폭이 비슷하다.

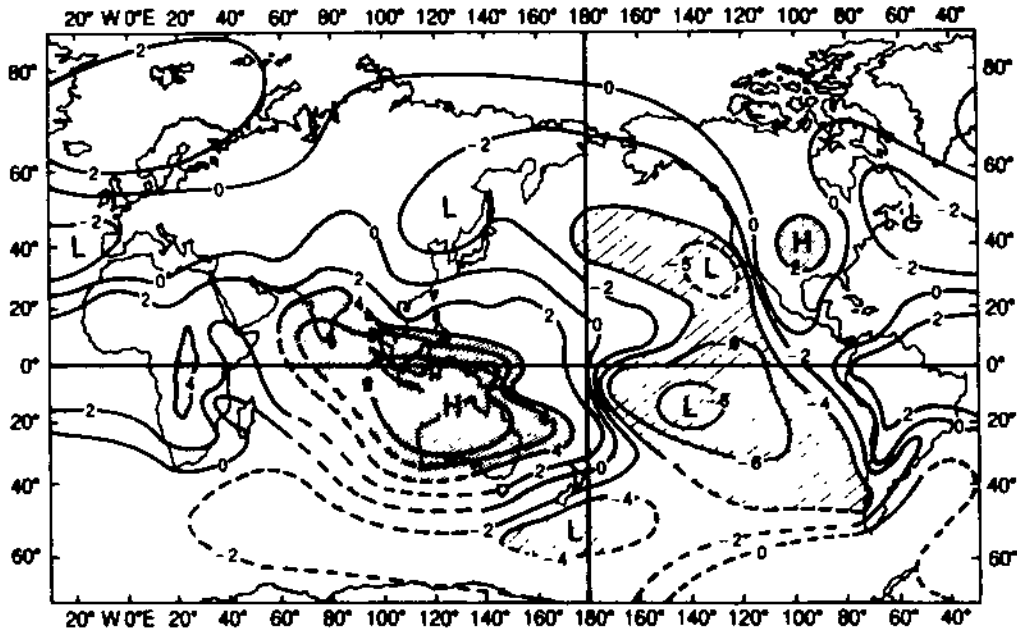


그림 1-2. (a) 열대 및 아열대 해역에서 동반구와 서반구의 기단 교환 현상인 대기의 남방진동(Southern Oscillation)의 대표적인 지표로서 제시된 Darwin에서의 연평균 해면기압과의 상관도 ($\times 10$) 분포. 상관도가 +0.4 이상인 지역은 그늘 (shaded region)로서, -0.4 이하인 지역은 빗금 (region with dashed lines)으로서 표시하였다. (Trenberth & Shea, 1987)

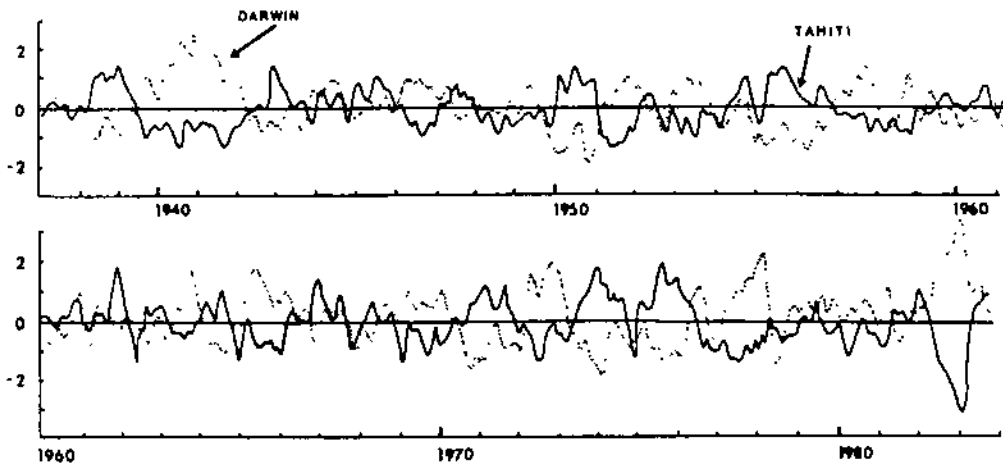


그림 1-2. (b) 대기 남방진동의 지표 (Southern Oscillation Index)로서 이용되는 타히티(실선)와 다윈 (점선) 사이의 해면기압 변화 (1937-1983). 자료는 미 해양대기청(NOAA)의 기후분석센터에서 제공되었으며 표준편차로서 표시하였음 (Philander, 1990).

그러면, 남방 진동은 왜 일어나는가? 이에 대한 물음에 답하기 위하여 Wyrski (1982)의 이론을 음미해 보자. 대기와 해양에서 일어나는 사건들을 유지시키는 '두 가지의 안정한 상태 (two stable states)'가 존재하는데, 각각은 일단 발생하면 일 년 이상 지속된다. 대기동서순환 (즉, Walker 순환)은 적도를 따라서 동서 방향의 수직면 상에서 발생하는데, 서쪽으로 부는 무역풍은 점차 습한 공기를 운반하게 된다. 이 습한 공기가 더워지면 상승하여 집중 강우를 발생시키는데, 그 이상의 고도에서는 건조한 공기가 동쪽으로 이동하여 하강하여 순환을 이룬다. 대기동서순환은 남동 무역풍의 발달을 조절하여 적도를 따른 해수 표면 수온을 변화시킴으로서 남방 진동에 깊이 연계된다.

1.1. 두 가지 안정 상태 (two stable states)

고강도 상태 (high-intensity state)에서는 이스터 섬의 고기압이 강해지며, 인도네시아 저기압이 발달하여 동서 방향으로 기압 차이 (pressure gradient)가 커져서 남동 무역풍이 강해진다. 이것은 적도 용승 현상 (equatorial upwelling)과 남적도 해류 (South Equatorial Current)를 강화시켜서 동태평양과 페루 연안역의 수온이 낮아지게 한다. 한편, 지속적인 남동 무역풍으로 강화된 남적도 해류에 의해서 서태평양에 따뜻한 물이 쌓이게 되어 해수면은 상승하고, 증가된 해수면 압력으로 수온 약층은 내리 늘리게 된다. 동서간의 수온 차이는 대기 순환 (특히, Walker cell)을 확장시키며, 따라서 해양과 대기는 이러한 증폭 되물림 (positive feedback)에 의한 안정한 고강도 상태로 유지된다. 이 상태는 수 년 간 지속될 수 있으며, 매우 느리게 발달한다 (그림 1-3).

저강도 상태 (low-intensity state) 동안에는 이스터 섬의 고기압과 인도네시아 저기압이 모두 약해지며, 따라서 동서간의 압력 차이가 약해진다. 이로 인하여 남동 무역풍이 약해져서 적도 용승 현상이 약화되고, 남적도 해류가 느려진다. 동태평양은 따뜻해지고, 동서 간의 수온 차이가 작아 'Walker 순환'이 약화된다. 이러한 상태가 전형적인 엘니뇨가 발생하는 조건이다. 실제 엘니뇨가 일 년 남짓 지속되어 남반구의 두 해 여름이 연결되는 정도인 반면에 저강도 상태는 어보다 훨씬 긴 수 년 동안 시간을 끌기도 한다. 이런 모양은 1957-58년과 1976-77년의 엘니뇨 이후에도 저강도 상태로 수 년간 지속된 예로서 알 수 있다. 그렇다면, 하나의 안정된 상태를 끝내는 요인은 무엇인가? 대양인가, 대기인가, 또는 대양-대기의 상호 작용이 하나의 안정한 상태에서 다른 안정 상태로 이동하게 하는 동력원인가?

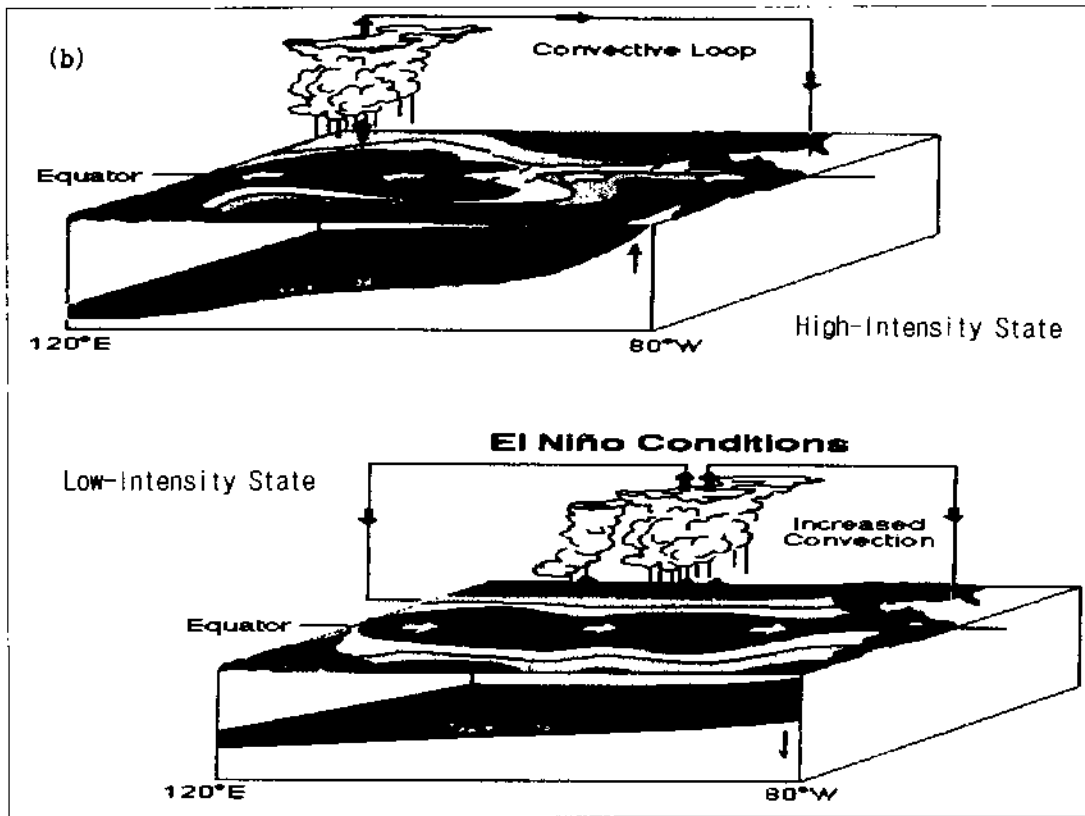
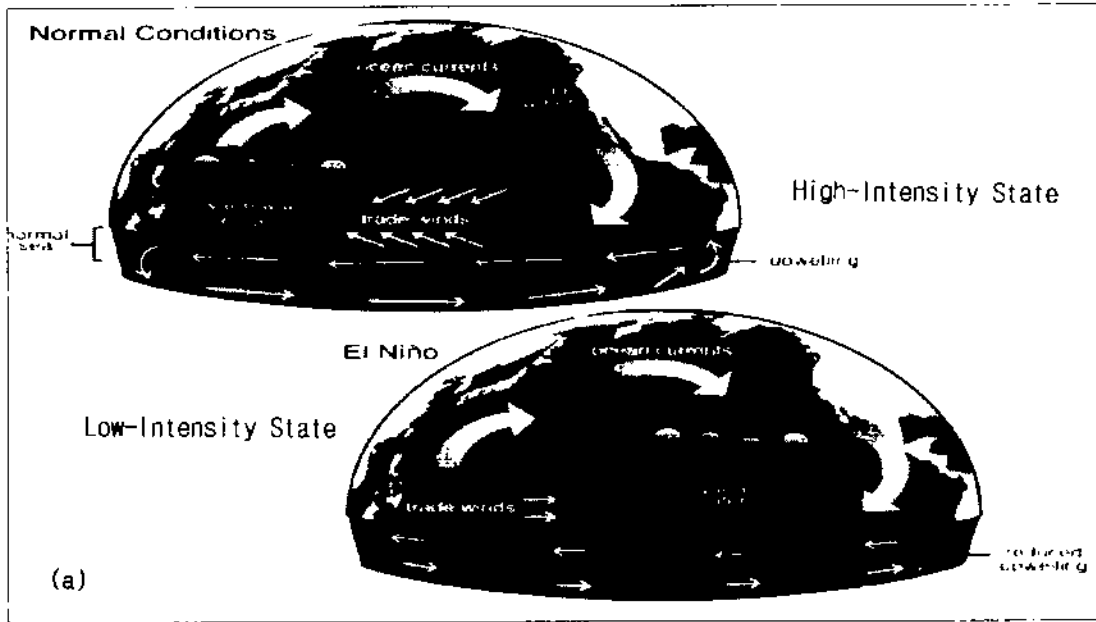


그림 1-3. 태평양에서 고강도 상태와 저강도 상태 (또는 엘니뇨 조건)일 때, (a) 난수역의 위치와 바람 및 해류의 변동 모식도 (위), (b) 두 가지 상태의 동서대기순환(Walker cell) 변형과 표면수온 및 수온약층 깊이의 변동을 대비한 모식도

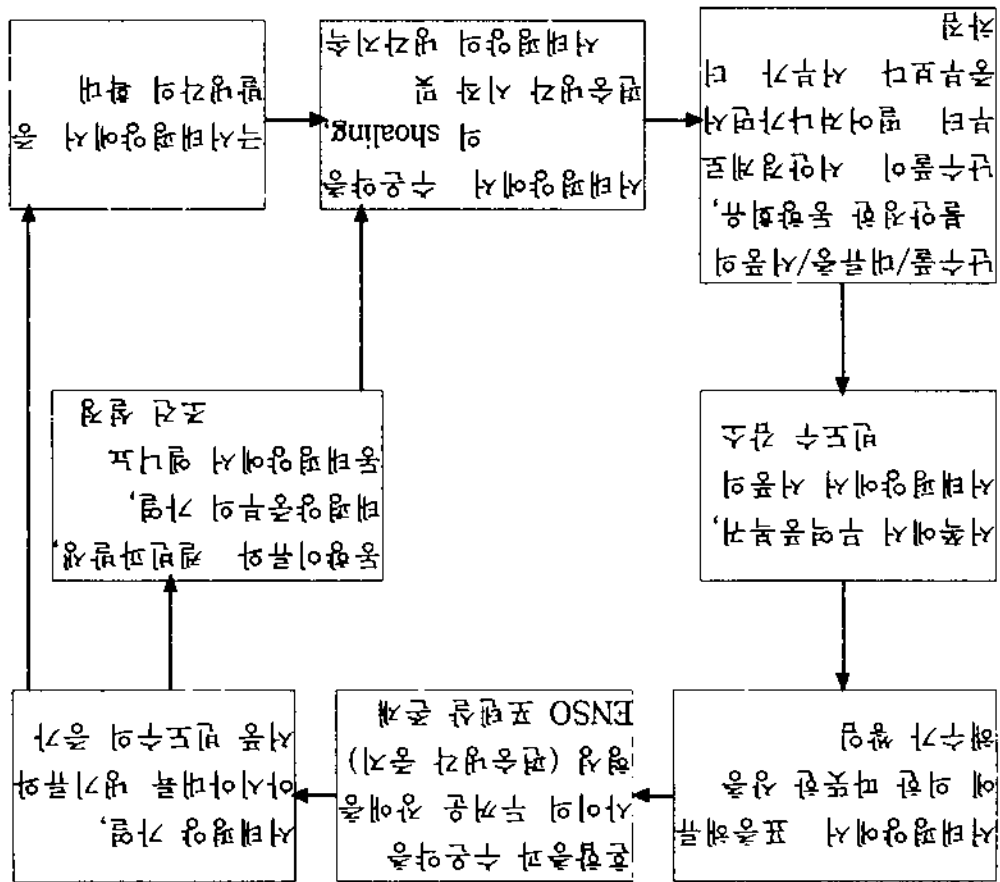
‘고강도 상태’가 끝나면 엘니뇨가 시작된다. ‘고강도 상태’의 기간 동안 남동 무역풍이 강하게 지속된 이후에 결국 감소하게 되는 현상은 남반구의 겨울에 매년 발생하지만, 남동 무역풍의 약세가 광범위하고도 집중적으로 일어날 때에만 강한 엘니뇨 현상이 찾아온다. 바람장이 무너지면 적도 켈빈파 (equatorial Kelvin waves)가 태평양 서쪽에서 동쪽까지 약 2개월에 걸쳐 전파된다. 켈빈波 에너지는 서태평양에 축적된 따뜻한 물로부터 공급받으며, 바람장의 붕괴는 단지 그것을 이동시키는 역할만 할 뿐이다. 적도 켈빈파가 태평양을 가로질러 남미 해안에 이르면 그 따뜻한 물이 해안에서 축적된다. 남적도 해류는 세력이 약화되며, 페루 해류에서 차가운 이류는 같이 감소한다. 켈빈파와 약한 바람 (남동 무역풍) 때문에 적도 용승 현상이 약해지고, 따라서 적도 해역의 물이 급격히 더워진다.

바람장의 붕괴에 의한 해수 표면의 반응이 잘 알려져 있으나 바람장이 붕괴하는 이유에 대해서는 아직도 모르는 부분이 많다. ‘고강도 상태’가 단순히 물줄기가 고갈되듯이 세력이 약화되는가, 또는 바람장의 붕괴가 불규칙한 사건인가? 해양과 대기의 상호 작용이 어느 정도 관여하는가? 페루 해안의 표면 수온이 더울 때에는 엘니뇨가 작동된 후 이미 절정 상태에 이른 시기이며, 서태평양에서 바람장의 붕괴에 의한 켈빈파가 태평양을 가로질러 페루 해안에까지 도달한 상태다. 그러나, 페루 연안과 적도 동태평양의 물이 따뜻할수록 일단 ‘저강도 상태’가 이루어지면 그것이 오랫동안 유지된다. 표면 수온이 바람장의 붕괴 원인이 되지는 못한다. ENSO 재현 및 예측을 위한 최근의 집합 모델에서는 서태평양의 난수 해역에서 간헐적인 서풍 (westerly wind burst)의 강도와 빈도수에 따라 난수풀의 따뜻한 물이 동태평양으로 이동한다는 가설이 엘니뇨의 동력원으로서 설득력을 가진다. 난수풀 해역에서 이러한 간헐적인 서풍이 발생하는 이유는 남동 무역풍이 이 해역에서 원래 세력이 약한 반면에 아시아-호주 몬순과 상호 작용하여 바람의 방향이 바뀌는 것으로 설명할 수 있으나, 자세한 기작 (mechanism)은 여전히 연구 대상이다. 적도 서태평양에서 간헐적으로 불어대는 서풍 (westerly wind bursts)이 난수역의 상부 혼합층을 켈빈파로서 동쪽으로 이동시켜 ENSO를 촉발시키는 역할을 한다는 가설 (Lukas, 1987)은 이러한 기작을 밝히려는 노력의 일환이다 (그림 1-4).

Wytki (1982)는 엘니뇨의 동량과 저장도 상태의 관계는 전혀 별개의 문제라고 주장한다. 엘니뇨가 끝나는 것은 매우 신속하게 진행되지만, 저장도 상태는 몇 년 동안 지속될 수도 있다. 엘니뇨 과정 중에 약 일 년 남짓 동안 사태평양에서 표층 해수가 (동쪽으로) 이동되어 해수면이 낮아지고 수온 약층이 완전히 상층한다. 이러한 파도란 물의 이동은 무역풍이 다시 강화되자마자 갑자기 멈추게 되며, 해수면은 약 2개월 이내에 정상치로 상승한다. 이 때 이러한 급작스러운 반응이 왜 일어나는지, 그리고 해수면 상승을 초래한 물이 어디로부터 오는지는 명확하지 않다. 서쪽으로 전파되는 포스피파는 동쪽으로 전파되는 켈빈파에 비해서 그 속도가 3분의 1 정도밖에 되지 않으므로 해수면의 급격한 상승을 초래한 이 물이 동쪽으로부터 채워질 가능성이 배제할 수 있다. 그보다는 남북 반구로부터 적도 쪽으로 물이 이동되었을 가능성이 크며, 이것과 관련된 호를에 관해서는 1982-83년의 강력한 엘니뇨 이후에 많은 논문에서도 명확하게 밝혀지지 않았다.

1.2. 저장도 상태의 동요

그림 1-4. ENSO cycle 중 엘니뇨의 축환에 대한 물의 대량 이동의 기-해양 상호작용의 역학을 설명한 모식도 (Lukas, 1987)



1.3. 해양-대기 상호 작용의 역할

해양-대기 상호 작용은 위에서 언급한 두 가지 안정한 상태를 유지시키는데 밀접한 관련이 있다. 고강도 상태에서 적도 해역의 물이 차가우면 해양으로부터 대기로 방출되는 열이 적어지는데, 이것은 강한 바람에도 불구하고 낮은 수온 때문에 증발이 잘 일어나지 않기 때문이다. 반면에 1972년과 같이 따뜻한 해에는 대기로의 열 방출량이 커진다 (그림 1-5). 그것은 저강도 상태 동안에 해수면 온도가 높을수록 열 방출에 있어 약한 풍속으로 가해지는 것보다 큰 효과를 미치기 때문이다. 따라서, 더운 해에는 차가운 해보다 더 많은 증발 잠열과 습기를 대기 중으로 공급하여 Bjerknes의 시나리오와 일치하게 된다. 그러므로 더운 해에는 차가운 해보다 기단 궤적을 따라서 비가 빨리 내리게 된다. 순환과 습기(수분) 수송 사이의 이러한 관계는 연주기 및 수년 주기 변동에서 같이 나타난다.

1.4. 시스템의 반복순환 (cycling)

남방 진동의 고강도 및 저강도 상태는 단지 하나의 변동 시스템의 극한 상황일 뿐이다. Bjerknes는 해양과 대기가 어떻게 작용하여 그런 싸이클을 이루는가에 대한 가설을 최초로 제시했으며, 그의 이런 생각은 Warnecke에 의해 앞의 그림 1과 같이 모식적으로 제시되었다. 고강도 상태에서 무역풍이 강해지면, 페루 해류와 남적도 해류가 강해지고 차가워지며 워커 순환이 심화된다. 이 경우가 캔톤 섬에 거의 강우가 없고 엘니뇨가 발생하지 않을 때다. 강한 워커 순환이 대기 상황을 지배하면 결과적으로 위도 방향의 수직 순환인 '해들리 순환'이 약해진다. '해들리 셀'³⁾은 양쪽 반구에서 '적도 수렴대'⁴⁾ 쪽으로 다습한 공기를 공급하고 여기서 공기가 상승하면 습기가 강우로서 방출된다. 높은 곳에서 공기는 적도에서 멀어지는 쪽 (아열대 쪽)으로 이동하여 하강함으로써 한 싸이클을 완성한다. 해들리 순환이 약해지면 열대에서 아열대로의 와류 수송이 더불어 약해지므로 아열대의 고기압이 약화된다.

일단 아열대 고기압, 특히 이스터 섬의 고기압이 약해지면, 무역풍이 약화되고 엘니뇨가 촉발된다. 이것이 페루 해류와 적도 해류를 따뜻하게 만들고 워커 순환이 약화된다. 워커 순환이 약화되면, 기단의 이동 중에 강우가 빨리 이루어지며 결과적으로 강우 지역이 동쪽으로 옮겨가 캔톤 섬에서 집중 강우가 관측된다. 워커 순환이 약하고 적도 표층수가 따뜻하면 해들리 순환이 강화되어 아열대로의 와류 수송이 증가하고, 결국 아열대 고기압을 강화하여 한 싸이클을 완성한다.

3) Hadley cell이란 위도 방향의 수직 단면에서 이루는 폐회로 대기 순환을 말한다.

4) Intertropical Convergence Zone (ITCZ)은 남동 무역풍과 북동 무역풍이 만나는 열대역 수렴대로서 평균적으로 2월에는 약 4°N, 8월에는 약 8°N 정도에서 형성되지만, 서태평양에서는 이 수렴대가 불안정함.

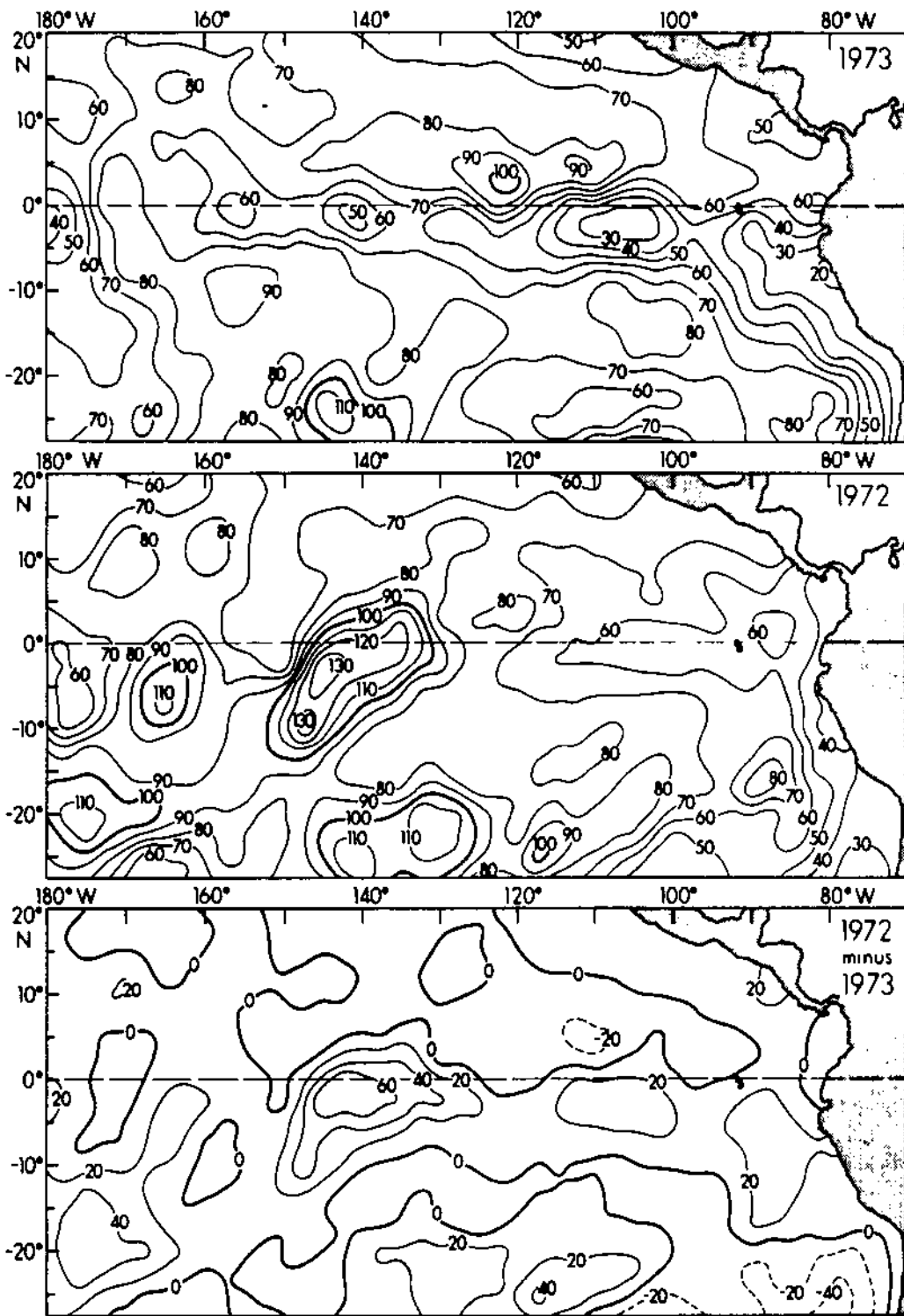


그림 1-5. 바다에서 대기로 방출되는 증발잠열 및 현열의 양 [Wm^{-2}]. 위: 1973년 6월-8월의 고강도 상태, 가운데: 1972년 6월-8월 사이 엘니뇨 기간, 아래: 열 방출량 차이 (1972년-1973년) (Wyrtki, 1982).

Bjerknes 시나리오에서 한가지 중요한 점은 이 싸이클의 주기를 결정하는 기작 (mechanism)이 없다는 점인데, Wyrski는 이것이 우연이 아니며 심지어 여기에서 기작은 존재하지 않을 수도 있다고 믿는다. 관측 결과를 토대로 이 싸이클의 (불규칙한) 주기가 3년 정도부터 10년 정도까지 길어질 수도 있다고 제시하였다. 해양-대기 시스템의 장주기 변동을 1949년부터 1978년 사이의 시계열 자료를 통해 잘 보여준다 (그림 1-6). 열대 태평양 중앙부에서 바람 응력의 서향 성분이 큰 폭의 수년 주기 변동성을 보였는데, '고강도 상태'에서는 '저강도 상태'에서의 2배 정도 강하게 나타났다. 서태평양의 트럭 섬과 페루의 탈라라 섬 사이의 해수면 차이는 바람 패턴을 따라서 바람이 강하면 차이가 크고, 엘니뇨 동안 바람이 약하면 그 차이가 작다. 동태평양의 이스터 섬과 인도네시아의 자카르타 사이의 대기압 차이로서 나타낸 남방진동 지표 (SOI: Southern Oscillation Index)의 시계열 자료와, 열대 태평양의 해수면 온도도 같은 장주기 양상을 보인다. 스펙트럼 분석을 통하여 2년 이상인 주기에 대해서 살펴 보면, 바람 응력과 남방 진동 지표 및 해수면 온도의 세 가지 곡선이 실질적으로 위상차가 거의 없다. 이 분석으로서 해양-대기 시스템은 기본적으로 동시에 변동한다는 것을 알 수 있다. 바다는 대기보다 변화에 대한 관성이 훨씬 크며, 따라서 대기는 어떤 주어진 해황에 대해서도 재빨리 반응하여 조정된다.

시스템의 고강도와 저강도 상태 사이가 바뀌는 것은 내부의 역학에 의해서 이루어지는 것이 아니라 시스템에 급작스럽게 발달하게 되는 난류성의 돌발 원인에 의해 바뀌며, 이것이 한 상태에서 다른 상태로 변하게 하는 촉매제가 된다. Wyrski의 이 가설은 무질서한 난류성 움직임으로 이루어진 유체역학 시스템으로서의 해양-대기 시스템이라는 개념과 일치하며, 남방 진동에 대해서 결정론적인 기작이 있을 것이라고 추구하는 것은 무익한 짓이라고 경고한다.

결론적으로 남방 진동은 북반구에서 지배적인 연변동과 남반구에서 지배적인 수년 주기 변동이 연계된 현상이다. 인도네시아 저기압 중심은 양쪽 반구 사이에서 대체로 규칙적인 연주기 이동을 하지만, 그 위치와 확장 범위는 해마다 다소 다르다. 만약 인도네시아 저기압이 그 해역 위에서보다 서태평양 난수역으로 더 그 위치를 확장하게 되면, 되물림 모드에 접어들게 되어 강우가 더 동쪽으로 확장되고 기단의 이동거리가 짧아져 엘니뇨가 발생한다. 만약 되물림 작용이 충분히 강해지면 해양-대기 시스템은 저강도 상태로 발전하게 된다. 그러므로, 북반구에서의 규칙적인 연변화와 남반구에서의 수년 주기 변화가 상호 작용하게 되면 인도양-태평양의 열대 해역이 변동을 일으키게 되는데, 이 변동 주기는 불규칙하지만 고강도와 저강도 상태 사이의 바뀔은 연변화와 강하게 연결되어 있다. Wyrski는 이러한 연구가 두 가지 안정한 상태 동안의 해양-대기 시스템을 예측하는 데로 진행할 것이지만, 급작스러운 변화가 일어나는 난류성 움직임의 예측은 거의 불가능하다고 결론지었다. 그의 이러한 예견은 1997-98년의 El Niño 예측에 실패한 Cane-Zebiak의 해양-대기 접합 모델 예측 결과에서 드러났으며, 1998년 5월 이후 엘니뇨가 사라지고, 곧 그 반대현상인 라니냐 (또는 '극고강도 상태')가 시작되었을 때, 우리나라에 매우 추운 겨울이 올 것을 예측한 접합모델 결과에서도 기존의 운동방정식으로는 이러한 급작스러운 변화 예측이 불가능하다는 것이 입증되었다.

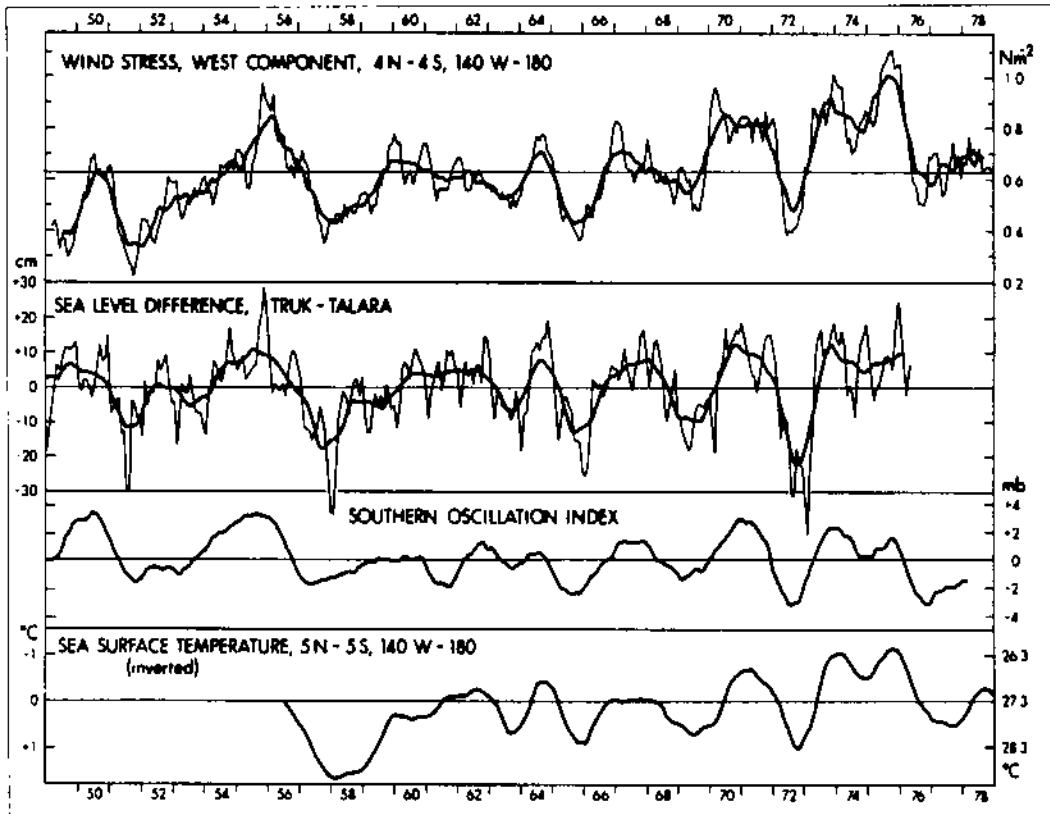


그림 1-6. 1949년-1978년 사이 태평양 중앙부에서 트럭섬과 탈라라 (페루) 사이의 해면 차이, 남방진동지표, (해수표면온도의 시계열 자료. 굵은 실선은 12개월 이동평균값이며, 얇은 실선은 바람응력과 월평균 해면차이의 5개월 이동평균값임)

제 2 절 과거 엘니뇨 고찰

엘니뇨 발생 기작 및 지구적, 또는 지역적 영향을 좀더 이해하기 위하여 과거에 나타났던 엘니뇨의 발생 빈도와 강도 및 주기 등을 고찰해 볼 필요가 있다. 1800년 이후의 엘니뇨 발생 연도와 강도는 다음과 같다 (Quinn et al., 1987). Quinn & Neal (1987)은 1525년 이후의 엘니뇨를 여러 문헌을 조사하여 발생 시기와 강도에 관한 분석을 시도하였는 바, 매우 강한 경우 (VS)를 남반구의 여름과 가을 동안에 연안 표면수온이 7° - 12°C 의 이상치를 보이고, 극심한 강수량 및 홍수와 재해를 기록한 해에 두었고, 강한 경우 (S)는 많은 강수량과 홍수 및 심각한 재해 이외에 연안 표면 수온이 3° - 5°C 의 이상치를 보인 해에 두었다. 중간 강도의 경우 (M)는 평균 이상의 강수량과 홍수 및 재해 이외에 연안 표면수온이 2° - 3°C 이상을 보인 경우를 매겼다. 그러나, 위의 세 가지 모두 연근해 수산업을 크게 위축되었다.

표 1-1. 지난 2세기 동안 (1800년-1998년) 엘니뇨의 시기와 강도 및 각 기록의 신뢰등급

엘니뇨	강도	신뢰등급	비 고	엘니뇨	강도	신뢰등급	비 고
1803-04	S+	5		1905	w/m	4	
1806-07	M	3		1907	M	3	
1812	M	4		1911-12	S	4	
1814	S	4		1914	M+	5	
1817	M+	5		1917	S	5	
1819	M+	4		1918-19	w/m	5	
1821	M	5		1923	M	5	
1824	M	5		1925-26	VS	5	
1828	VS	5		1930-31	w/m	5	
1832	M	5		1932	S	5	
1837	M	5		1939	M+	5	
1844-45	S+	5		1940-41	S	5	
1850	M	5		1943	M+	5	
1854	w/m	4		1951	w/m	5	
1857-58	M+	5		1953	M+	5	
1860	M	4		1957-58	S	5	
1864	S	5		1965	M+	5	
1866	M	4		1972-73	S	5	
1867-68	M	4		1976	M	5	
1871	S+	5		1982-83	VS	5	
1874	M	4		1987	M	4	
1877-78	VS	5		1991	w/m	5	
1880	M	4		1997	VS	5	
1884	S+	5					
1887-89	w/m	5					
1891	VS	5					
1896-97	M+	4					
1899-1900	S	5					
1902	M+	4					

S= strong , S+=quite strong, VS=verystrong,
M=moderate, w/m=near moderate

위의 정보에 관한 신뢰 등급은 2-5 사이로 구분하였는데, 2는 한정된 증거에 근거한 경우, 3은 발생 시기와 강도를 뒷받침할 추가 문헌이 있는 경우, 4는 발생시기와 강도에 관한 정보는 일반적으로 만족할 만 하지만 공간적 영역에 대한 정보가 더 필요한 경우, 5는 발생 및 강도에 관한 정보가 만족할 만 한 경우로 하였다. 등급 1

은 어떤 저자에 의해서 언급되었으나, 그 정보의 근거가 되는 어떤 참고 문헌도 인용되지 않은 경우로서 위의 등급 구분에서는 삭제하였다. 중간 강도 이하의 경우 (M, w/m)를 빼고 매우 강한 경우와 강한 경우를 합쳐서 (S, S+, VS) 통계적으로 볼 때, 짧게는 6-7년, 장기적인 평균으로 보면 대략 10년 정도이며, 길게는 14-20년까지도 간격이 벌어진다. 지난 2세기 동안 모든 경우를 평균하면 발생 시간간격은 약 4년 정도지만, 장기적인 기후변화에 의해 이 빈도수가 크게 변할 수 있다. 매우 강한 경우 (VS)만을 가지고 통계적으로 분석하기에는 발생 빈도가 너무 적어서 곤란하지만, 1728년 이후의 발생 간격은 14년 내지 63년에 이른다. 금세기의 발생 건수를 보면, 1925-26년, 1982-83년, 1997-98년의 3회였는데, 1982-83년의 엘니뇨는 연중 발생 시기와 강도가 과거의 엘니뇨와 특히 다르게 나타나 이에 대한 관심과 연구를 집중적으로 유발시킨 사건이었으며, 1997-98년의 엘니뇨는 이보다 더욱 강하여 지구 온난화와 엘니뇨 강도와 연관성을 의심하기에 이르렀다. 미국 국립 대기연구센터의 Trenberth는 그 연결고리가 너무 복잡해서 해결되지 못한 문제들이 여전히 존재하지만 연관성이 있다고 강하게 믿고 있다.

제 3 절 1982-83년 엘니뇨

이것은 금세기 최후에 발생한 1997-98년의 엘니뇨를 제외하면 가장 강도가 센 엘니뇨로 기록되었다. 그 이전의 엘니뇨가 주로 12월 내지 1월에 시작된 것과 달리 이것은 1982년 7월경부터 시작되어 1983년 7월까지 지속되었다. 이 기간 동안에 열대 서태평양의 따뜻한 물이 적도 켈빈波에 실려 동쪽으로 이동한 용적은 무려 40 Sv⁵⁾의 수송량으로 추정되었으며 (Wyrtki, 1985), 이와 관련된 해수면 변화는 서태평양의 적도를 기준으로 남북 양쪽에 현저한 해수면 함몰 (sea level depression)로 나타났다 (그림 1-7). 이러한 표층수 용적변화는 주로 風性 용송 (Ekman pumping)에 기인하며, 1982-83년 엘니뇨를 네 단계로 나누었을 때 두 번째와 세 번째 단계 동안 적도 남북의 두해역의 해수면 함몰을 초래하였다 (Baleña, 1992). 적도 이북의 첫 번째 해수면 함몰은 그 두 번째 단계 (Phase B)에 발생한 東向의 해수수송 해일 (volume surge)의 결과이며, 그 다음에 적도 이남에서 더 크게 나타난 해수면 함몰은 세 번째 단계 (Phase C)에 발생하였다. 이 세 번째 국면에서 켈빈波가 발생하여 적도를 따라 동쪽으로 해수가 이동되었는데, 처음의 해수면 함몰 때보다 해수 수송량이 1.5배 정도 더 크다고 보고하였다. 엘니뇨 동안 난수풀 해역의 열량을 감소시키는 주요인은 북적도 역류 (North Equatorial Counter Current)이며 (Meyer and Donguy, 1984), 남북방향의 열교환 연주기성은 風性수송 (Ekman transport)이라는 것과 적도를 따르는 波 발생과정도 열변동에 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다 (Springer et al., 1990). 또한, 적도 켈빈波의 발생은 적도 외역 남북반구에서 발생하는 로스비波 (off-equatorial Rossby waves)와 연관되어 있다 (Pazan et al., 1986).

5) 1 Sv (=Sverdrup)은 $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 을 나타내는 용적 수송단위임.

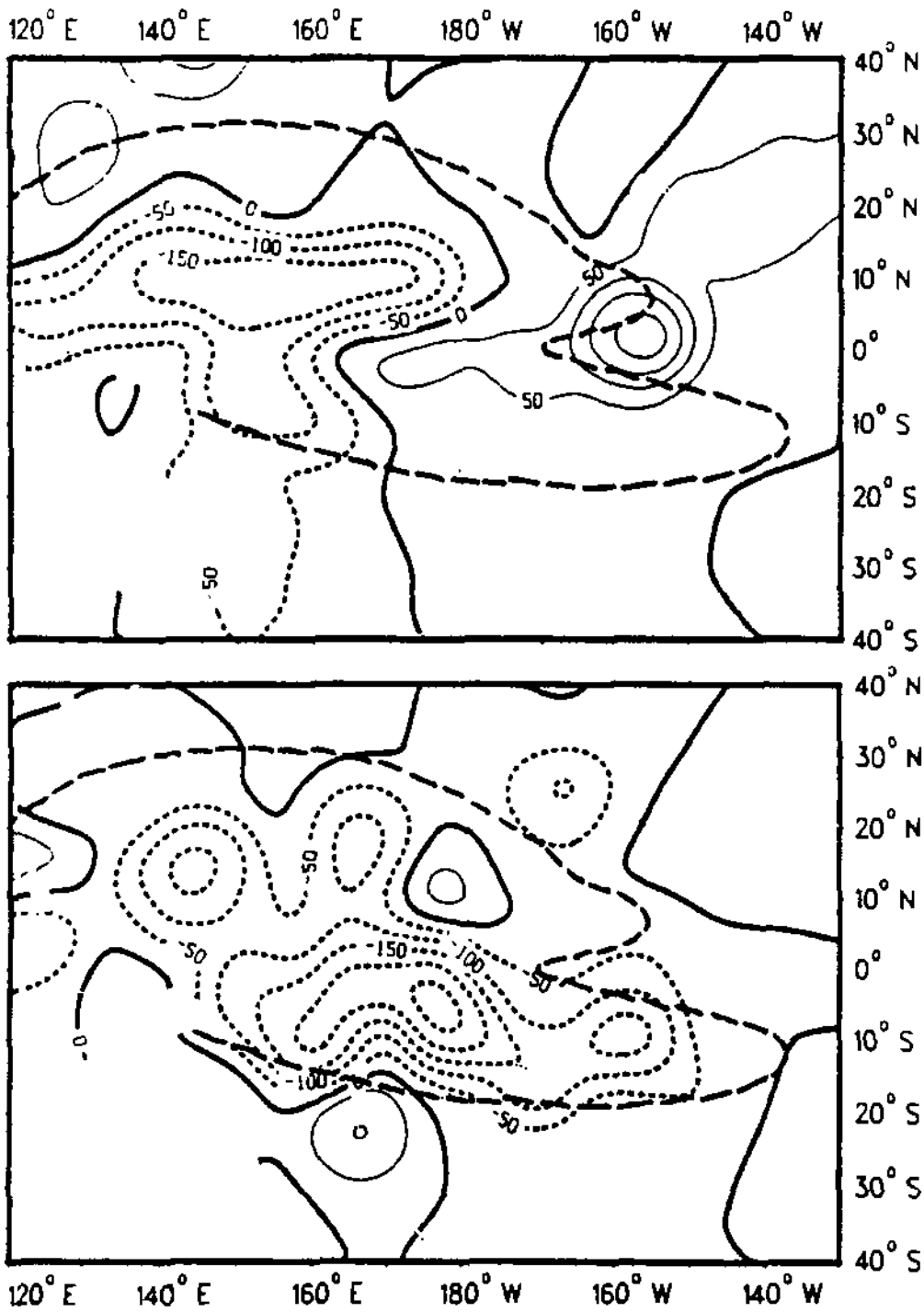


그림 1-7. 1982-83년 사이에 서태평양의 적도 남북해역에서 발생한 두 번의 해면하강 현상. 위: 1975년-88년의 평균값으로부터 계산된 월평균해면의 1982년 하반기의 해면하강 분포도, 아래: 1983년 상반기의 해면하강 분포도. (동심선 간격은 50mm이며, 파선으로 표시된 난수역은 29도 등온선임) (Baleña, 1992)

(1 dbar = 10^1 bar이며, 대략 수중 1 meter 깊이를 대체할 수 있음)
면 높이 (깊이)에서의 포텐셜 이상치 (geopotential anomaly)를 말하며, 단위는 $m^2 s^{-2}$ 인.

7) 力學深度 (Dynamic Height 또는 Dynamic Depth)란 기준면 (reference level)에 대해 얻

6) 1 mbar (millibar) = 1 bar $\times 10^3$ 이며, 1 bar = 10^5 pascal (= Nm^{-2} 또는 10 dyne/cm

평균 해류 (東向流)는 74 cm s^{-1} , 최대는 140 cm s^{-1} 로서 입자가 $5,000\text{ km}$ 만큼 동쪽으로 이 직접 관측된 해류 자료로부터도 관측되었다 (Firing et al., 1983). 이 80일 동안서 28 cm 만큼 올라갔다. 이 상에 웨빈파가 통과한 것은 9월 중순부터 12월 중순사 확장됨에 따라 서태평양의 해수면은 평균보다 내려갔으며, 11월에 크리스마스섬에 조수까지는 큰하게 올라가지는 않았다. 7월에서 11월에 걸쳐 서풍 세력이 동쪽으로 파고스섬에서 웨빈파의 도착을 나타내는 해수면 상승은 9월에 발생하였으나, 10월 포 이동하여 8월에 크리스마스섬에서 23 cm 의 해면 상승을 보였다. 동태평양의 갈라 망향의 경사가 심화되었다. 이렇게 발생한 표층수 선단은 적도 웨빈파로서 동쪽 (Rabaul)에서는 내려가고 나우루 (Nauru)와 크리스마스섬에서는 올라감으로써 1982년 7월에 서태평양에 서풍이 발생하자 해수면은 즉각 반응하였는데, 라바루 의 원인으로 작용하지 않았다.

이것은 이전의 엘니뇨가 발생하기 전에 있었던 상승치보다 작았으며 1982년 엘니뇨 었다. 2월과 5월 사이 서태평양에 엘니뇨 이전의 국지적인 해수면 상승이 있었는데, 1982년 1월과 6월의 해수면은 평균 경사에 비해 크게 벗어나지 않는 편차를 보

세계로 돌아왔다.
월과 5월에는 적도상에 남동 무역풍이 다시 나타나, 6월에 강해지고 7월에는 정상 화가 있었던 점을 고려하면, 3월의 선형적인 바람 응력은 무시할 정도로 작았다. 4 다. 바람 응력 (wind stress)은 풍속의 제곱에 비례하므로 이 때 바람이 약하고 편 동이 지배적이었다. 3월에 동서방향의 평균 풍속은 적도 전역에서 3 ms^{-1} 보다 작았 이 여전히 남아 있었다. 바람응력의 최대 이상치는 남반구로 이동하고 적도에서는 북 1월부터 3월까지 남동 무역풍이 동태평양에서는 계속 약화되고, 중앙부에서는 서풍 등 큰 대규모의 강한 시계방향 순환 (anticyclonic circulation)과 관계되었다. 1983년 1982년 12월, 서태평양에 일시적인 동풍이 나타났는데, 이것은 일련 남동부에 중심 다 확장되었다. 이 기간 동안, 동태평양의 남동 무역풍 권역은 점차 줄어들었다. 우 비정상적인 바람응 (wind fields)를 형성하였으며, 11월에는 150°E 까지 동쪽으로 미 서풍이 나타났다. 7월에는 이 서풍이 인도네시아와 투파신 사이 권역로 떨어 매 1982년 6월에 적도상 남동 무역풍은 여전히 정상이지만, 투기나 북쪽에서는 이 로 표시하여 나타냈다 (그림 1-9).

평균 해면 변화를 역학식도7) ($0/500\text{ dbar}$)로 나타낸 장기 해면 평균치에 대한 편차 850 mbar) 상공에서 얻은 월평균 풍속의 동서성분과 (그림 1-8), 적도상 동서간 월 해수면 경사의 동서방향 변동성용 보기위해서 적도 남북의 2.5°N 와 2.5°S 사이

소개한다.
태평양 적도해역를 횡단하는 동서방향에서 Wyrki (1984)가 제시한 1982-83년 엘니뇨 동안의 열전달 과정에 대한 가설은 매우 간결하고 명료하므로 여기에 요약

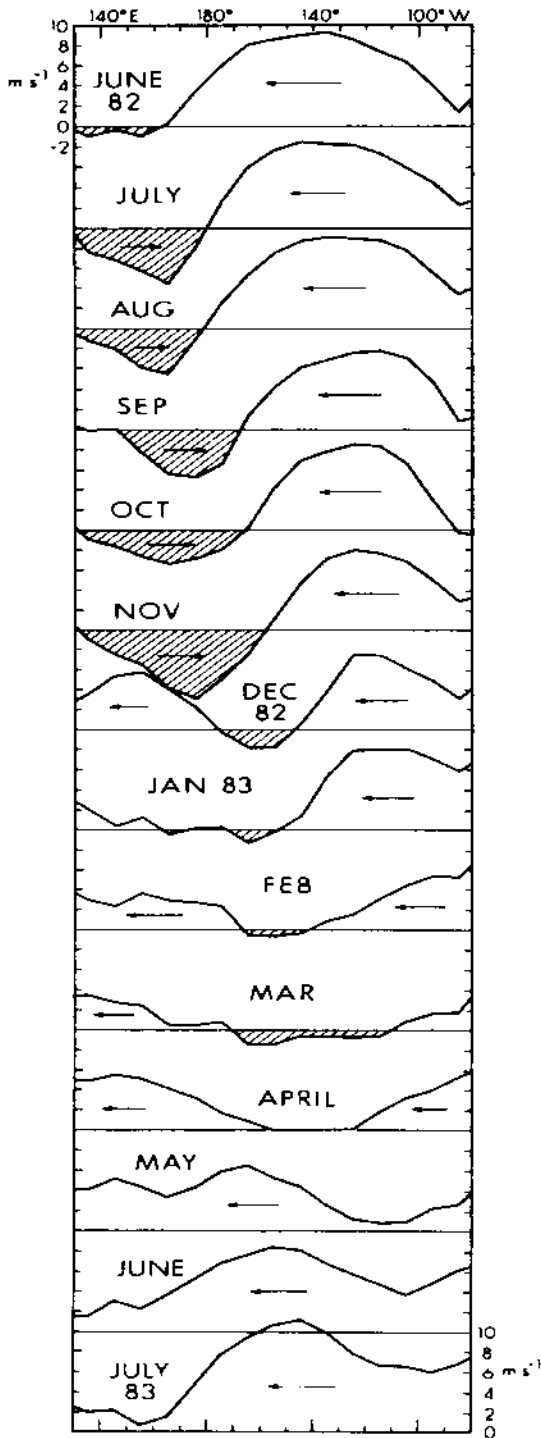


그림 1-8. 1982년 6월부터 1983년 7월까지 5°N-5°S 사이 적도역 850mbar 상공에서 동서방향 월평균 풍속(ms). (+)는 서향 즉, 동풍을 나타냄.

부와 서태평양에서는 여전히 정상보다 각각 15cm 및 20cm 만큼 낮았다. 9월과 10월에는 적도상의 바람이 정상보다 강해졌으며, 갈라파고스섬에서는 해수면이 내려

로 이동한 流速에 해당된다. 켈빈파가 크리스마스섬을 통과한 후 갈라파고스섬에 도착하여 1982년 12월에 31cm 만큼 해면이 상승하였다. 1983년 1월, 서태평양의 해수면은 장기 평균치보다 20cm 만큼 내려갔으며, 크리스마스섬에서 정상치를 회복하였고, 갈라파고스섬에서 정상치보다 28cm 만큼 상승하여 동서간에 정상적으로 형성되어 있던 해면경사가 실질적으로 없어졌다. 1월에 140°W 동쪽에서 남동무역풍은 여전히 정상보다 센 바람이었으나, 2월에는 상당히 약화되었고, 3월에는 거의 사라져 버렸다. 이 때, 갈라파고스섬의 해수면은 켈빈 파가 적도에서 남북미 해안을 따라 극지방으로 전파됨에 따라 약간 내려갔으며, 行星波 (로스비波)의 형태로 서쪽으로 반사되었다. 2월부터 4월 사이에 적도상에서 동서 방향의 바람 응력은 실질적으로 무시될 만하였다. 1983년 1월에 동서간 해면경사가 사라진 것은 남미 해안에 도달한 켈빈파에 의해서 생긴 일시적인 결과지만, 4월과 5월의 해수면이 평평한 것은 바로 수개월 전에 바람이 거의 없었기 때문에 발생한 결과다. 1983년 5월부터 7월까지 적도상의 무역풍이 회복되어 8월에 정상 수준으로, 9월과 10월에는 정상 수준 이상으로 세졌다. 그 동안 해수면의 동서간 경사는 느리게 회복되었지만, 그 과정은 놀랄 만큼 오랜 시간이 걸렸다. 5월과 6월에 바람이 세졌음에도 불구하고 적도상의 해수면은 실질적으로 평평하게 유지되었다. 7월에는 동쪽에서 해면이 내려가고 타라와섬 및 나우루섬에서는 상승하여 약 25cm 정도의 경사를 회복하였다. 8월에는 갈라파고스섬의 해수면이 정상 수준으로 돌아왔으나, 중앙

가고, 서태평양에서는 약간 올라갔다. 10월에 동서간 해면 차이는 45cm 정도로 거의 정상치를 보였으나, 모든 정점에서 정상치보다 10 내지 20cm 만큼 낮았다. 이렇게 전반적으로 해수면이 내려간 것은 엘니뇨 기간 동안 태평양 적도 해역에서 따뜻한 물이 빠져 나간 결과다.

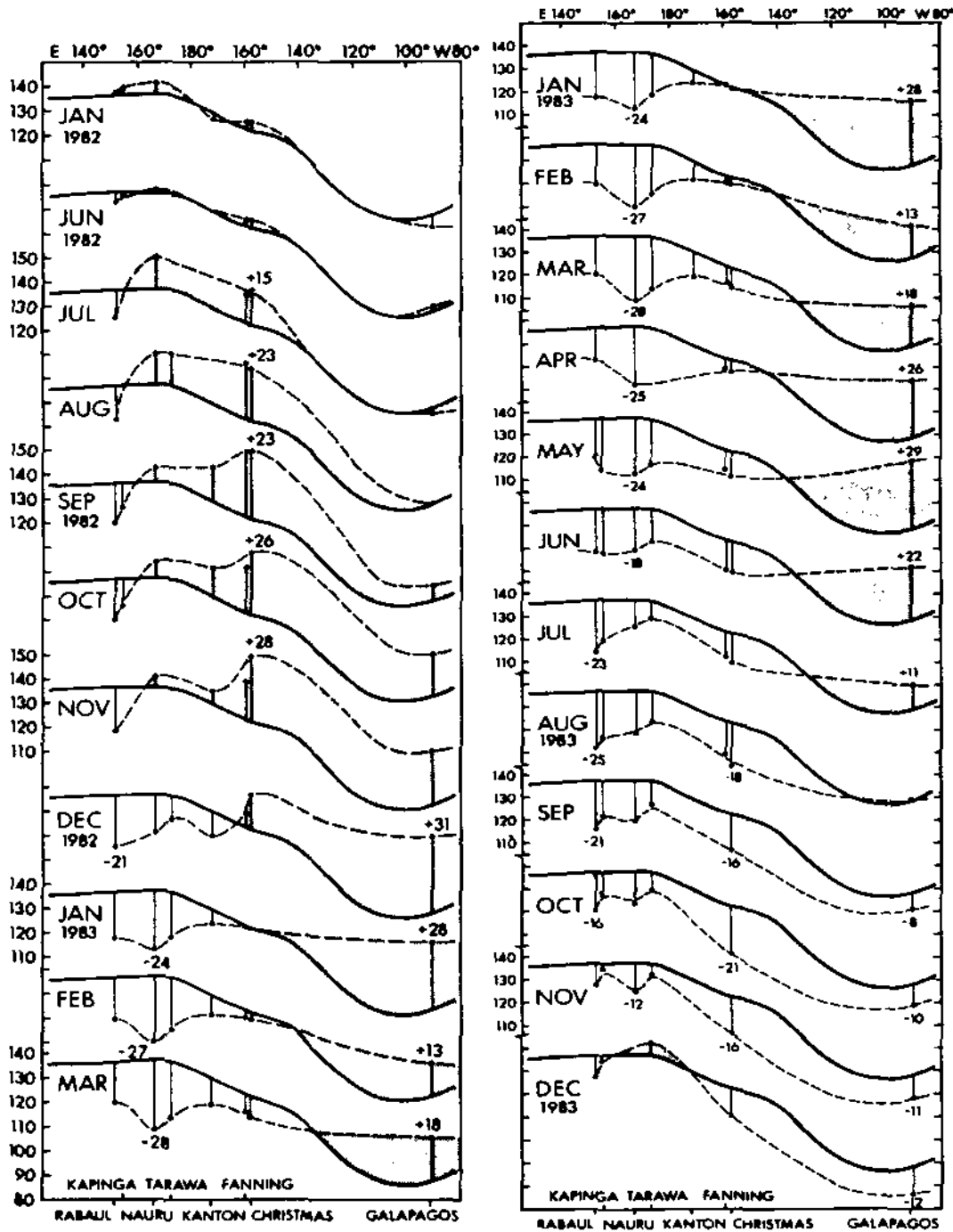


그림 1-9. 1982년 1월 및 6월부터 1983년 3월까지 태평양 적도상에서 해수표면 경사 모양. 장기 평균값으로부터 얻은 월평균 해면편차를 평균역학심도 (500 dbar에 대한 해수표면높이를 dyn.cm로 나타냄)를 중첩시켰으며, 최대 해면편차를 cm로 표시하였음.

엘니뇨 현상이 인류에게 미치는 가시적인 영향은 주로 온도와 강수량 변화에서 보여진다. 자연에서 온도와 강수량의 변화는 계절적으로 나타나는 것이 가장 일반적이다. 시간규모를 1년 이상으로 좀더 길게 보면 다소 불규칙적이지만 수년 정도의 주기로 나타나는 엘니뇨는 열대해양과 대기의 상호작용의 결과로서 나타나며, 열대 해역 뿐만 아니라 지구 전체의 생태계에도 큰 영향을 미친다. 특히, 농업이나 어업같이 기후변화에 민감한 분야에서 엘니뇨가 인류에 미치는 손실은 실로 매우 크다.

그러나, 엘니뇨 현상은 '자연스러운 자연현상'으로서 대기의 고강도 상태 (high-intensity state)와 저강도 상태 (low-intensity state) 사이의 반복 현상의 일부이며, '따뜻한 표면수온 이상 (abnormal warming)'으로 대표되는 엘니뇨 기간에만 피해를 주는 것이 아니라 '차가운 표면수온 이상 (abnormal cooling)'으로 대표되는 '라니냐 (La Nina)⁸⁾' 기간에도 인류에게 피해를 준다. 강한 엘니뇨 뒤에 흔히 강한 라니냐가 따라오기 때문에 엘니뇨의 영향으로 세계의 언론에 보도되는 피해추정은 이러한 두가지 현상의 복합적인 결과로 보아야 한다. 한편, 산업혁명 이후에 화석연료 사용의 급증은 지구대기에 온실기체를 증가시켜 '부가적인 온난화 (additional global warming)'를 촉진시켜 왔다. 그 결과로서 대기 오존층 파괴와 같은 환경 파괴 현상이 나타나게 되어, 각국은 온실기체 저감대책 및 이에 대한 국제적인 협약 (리우 환경협약, 교토 의정서 등) 마련 등 환경과파를 줄이기 위한 노력을 기울이게 되었다. 이러한 현상은 지구의 부가적인 온난화에 의한 수십년 이상의 장기적인 (피해)추세로 나타난 '인위적인 자연현상'인데, 마치 엘니뇨-라니냐의 '자연스러운 반복현상'이 지구 온난화의 문제와 혼동되어 일반인에게 인식되고 있는 듯하다. 물론, 지구가 부가적으로 더워졌을 때 엘니뇨의 강도가 더 세질 수 있는지에 관한 연구는 아직 없지만, 그 가능성을 배제할 수는 없으며 금세기 최대의 강도로 지구 표면을 뒤흔들어 놓은 1982-83년, 1997-98년의 두 번의 엘니뇨를 겪으면서 이런 의구심을 더욱 강하게 유발시켰다. Kevin Trenberth (NCAR Climate and Global Dynamics Division)는 양자 사이에 강한 연관성이 있다고 믿고 있다. 다만, 그 연결고리가 매우 복잡해서 풀리지 않는 문제들이 여전히 남아 있다는 것이다. 1982-83년 엘니뇨 기간 동안에 언론을 통해서 살펴본 전세계 각국의 피해 상황은 제 2장에서 자세히 언급하였다. 그러나, 1982-83년 엘니뇨 동안 전세계적인 엄청난 재난을 겪으면서 인류가 얻은 가장 큰 수확은 그 이후 10년간 (1985-1994)의 국제적인 프로그램인 TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) 관측시스템의 구축에 의해서 미래의 엘니뇨에 대비할 능력을 최소한으로 갖추었다는 것이다.

이 관측시스템의 구성요소는 크게 현장해양관측 및 현장기상관측, 그리고 위성관측의 세 가지로 나눌 수 있다. 현장해양관측은 첫째, 태평양 열대역 중 8°N ~ 8°S, 137°E ~ 95°W 사이에 반영구적으로 설치 및 운영되고 있는 약 70개의 부이 (ATLAS) 계류에 의한 'TAO (Tropical Atmosphere & Ocean) 관측망' (그림 1-10)

8) 과거에는 anti-El Niño, El Viejo (old man) 등으로 혼용되었으며, George Philander에 의해 명명된 La Niña가 1990년대 이후 '열대 동태평양의 이상 저수온 현상과 그에 수반되는 전지구적인 이상 현상'의 대명사로 통용되었다.

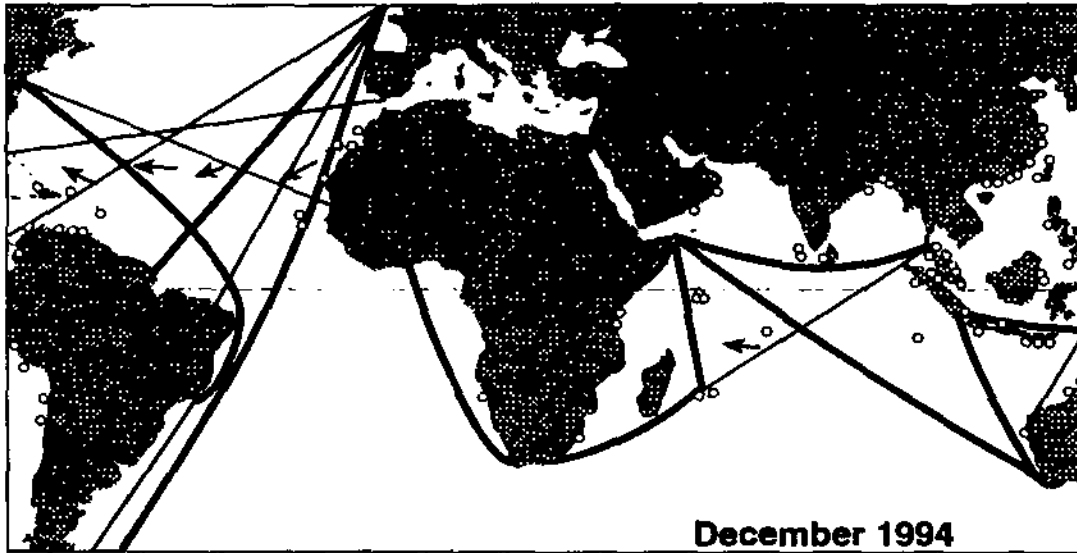
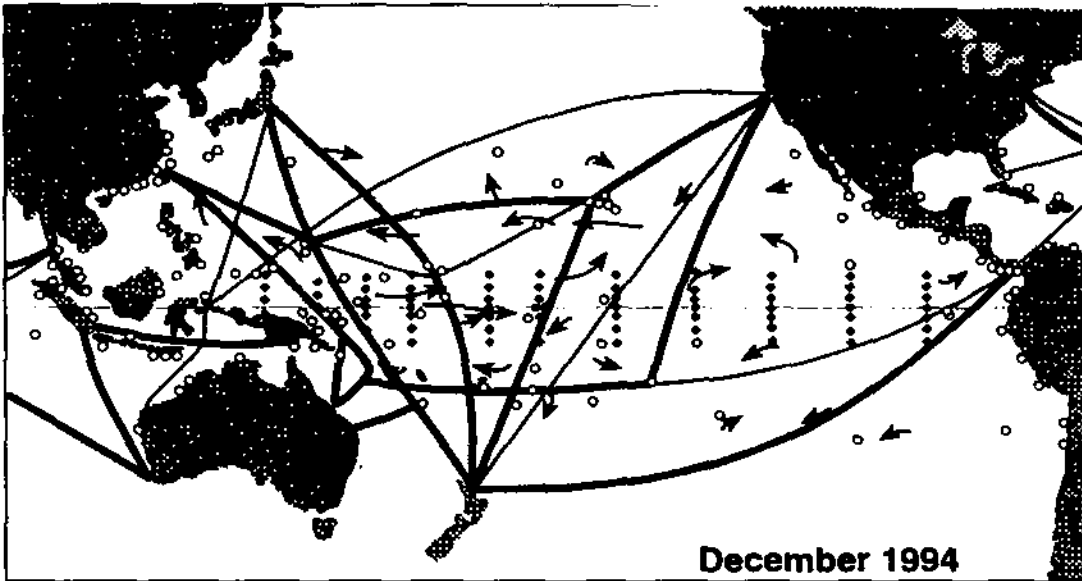


그림 1-10. 태평양 (위)과 인도양 및 대서양 (아래)에서 TOGA 프로그램에 의한 현장 해양 관측 시스템 구성도. 굵은 실선 항로는 연간 11회 이상의 XBT 관측이, 얇은 실선 항로는 연간 6-10회의 XBT 관측이 이루어진 경우로 구분하였음. 뜰개 (drifting buoy) 하나로 표시된 것은 10개의 실제 뜰개를 나타내며, 조석계 정점은 호놀룰룰의 해수면센타에서 2년 이내에 수집된 것만을 표시하였음. XBT관측, 조석계 관측망, 뜰개 관측계획, 계류 관측계획의 네 가지 관측 구성요소로 대부분 이루어진 1994년 12월 이후 실시간으로 보고되며, 지상정점제도 또는 극제도 위성자료는 지연 모드로 보고됨.

이 있으며, 둘째, 대양 표층유속관측계획 (Surface Velocity Program)의 일환으로 700개 이상의 뜰개 (drifters)를 연구조사선, 상선 등의 선박 (VOS), 비행기를 이용하여 관측하였으며, 셋째, 태평양과 인도양의 섬 및 해안 정점을 중심으로 기존 구성된 조석계 관측망의 확장과, 넷째, 전세계적으로 약 50개국에서 상선 등의 선박에 의해서 XBT (상층수온), 표층염분, 해면기압, 바람, 습도, 파랑 (sea state) 등의 관측을 위해서 운영되고 있는 7000개 정도의 자발적인 관측선박 (Volunteer Observing Ships) 계획 등이 있다. 위성관측은 표면수온, 해수면 변화 및 바람을 관측하여 현장 해양관측을 보완하는 것이다. 해수면 관측은 GEOSAT (1985년 11월 - 1989년 8월), ERS-1/2 (1991년 7월 - 현재), TOPEX/Poseidon (1992년 8월 - 현재)을 통해서 이루어지며, 표면수온은 NOAA 5 ~12 (1981년 11월 - 현재)의 AVHRR 센서를 통해서, 바람은 미국 국방성 기상위성인 DMSP-F8 ~F11 (1987년 7월 - 현재)의 SSM/I와 ERS-1/2의 산관계에 의해서 관측되어 왔다. 현장 기상관측에서도 기존의 세계기상감시 (World Weather Watch) 관측망이 확장되어 태평양의 VHF 바람 프로파일러 (50-MHz) 관측이 대류권의 1.8km와 18km 상공에서 하루에 네 번씩 한시간 평균된 자료로서 지상 정지궤도 위성을 통하여 수신되고 있으며, 경계층 바람의 변동성을 제공하는 UHF 바람 프로파일러 (915-MHz)를 태평양 열대역에 설치 운영해오고 있다 (그림 1-11).

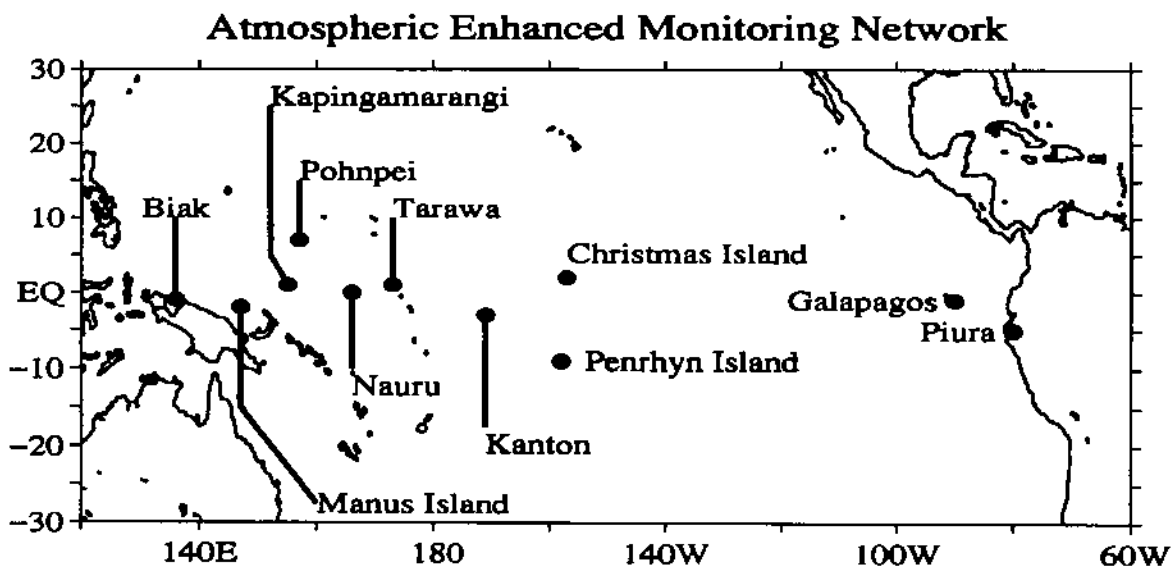


그림 1-11. 열대 태평양에서 TOGA 사업기간 동안 대기의 확장관측을 위해서 사용된 바람 프로파일러와 상층대기 관측시스템의 위치도. Biak (인도네시아)와 Christmas Island (키리바티)에는 VHF/UHF 프로파일러를, Pohnpei (마이크로네시아연방)와 Piura (페루)에는 VHF만을, Tarawa(키리바티)와 San Cristobal (갈라파고스섬)에는 UHF만을, Manus Island (파푸아뉴기니)와 Kapingamarangi (키리바티), Nauru (나우르)에는 종합관측시스템을 설치하였음.

제 4 절 1997-98년 엘니뇨

1997년 3월경에 170°E를 중심으로 열대 서태평양에 자리잡고 있던 따뜻한 표층수가 남동 무역풍의 약화와 아시아-호주 몬순 (Asia-Australia Monsoon)의 상호작용에 의한 역풍 (westerly wind burst)의 잦은 발생으로 적도 켈빈파에 실려 동쪽으로 이동하였다 (그림 1-12). 예년의 경우 서태평양의 난수역이 서안 경계역 (뉴기니 東岸)에서부터 자리잡고 있었던 것과는 다소 다른 초기 형태였는데, 이와 같이 난수풀 해역이 육지 경계에서 떨어져서 형성된 원인은 좀더 자세한 연구가 필요하겠지만 이것이 동태평양에서의 고수온 현상을 심화시키는데 (즉 엘니뇨의 강도를 높이는데) 어떤 방식으로든 연관이 있지 않을까 의심된다. 이렇게 이동된 따뜻한 표층수가 5월 이후 페루 연안을 중심으로 열대 태평양 동부 및 중앙부까지 전형적인 이상 난수화 현상을 지속하여 11월에 최고치를 나타냈으며, 그 세력이 점차 약화되다가 1998년 6월 이후에 완전히 소멸되었다 (그림 1-13). 1998년 11월 이후에는 태평양 적도역 중앙부와 동부에서 예년보다 낮은 저수온 (라니냐) 현상이 강화되었으며, 미국 해양대기청의 국립환경예측센터 (NCEP)의 모델예측 결과에 의하면, 이러한 적도역 저수온 현상이 1999년 5월까지 계속되다가 그 이후는 페루 연안 역에만 국한되어 나타나며, 1999년 10월에는 이것도 완전히 소멸되어 누년 평균값과 같게 나타난다.

1997년 12월에는 우리나라 뿐만 아니라 중국 남동부, 일본 남부지역도 평년보다 강수량이 많았으며, 우리나라의 평균기온은 평년에 비해 1-2°C 정도 높게 나타났다. 이로 인하여 겨울 동안의 해수면 온도는 우리나라 주변 거의 전해역에서 약 1°C 내외로 평년보다 높게 나타났다. 예년의 엘니뇨 기간 중에 일반적으로 고온건조했던 것과 달리 봄철 이후 계속 고온다습한 경향을 유지해왔으며, 엘니뇨의 소멸 이후 장마가 예년보다 빨리 찾아왔다.

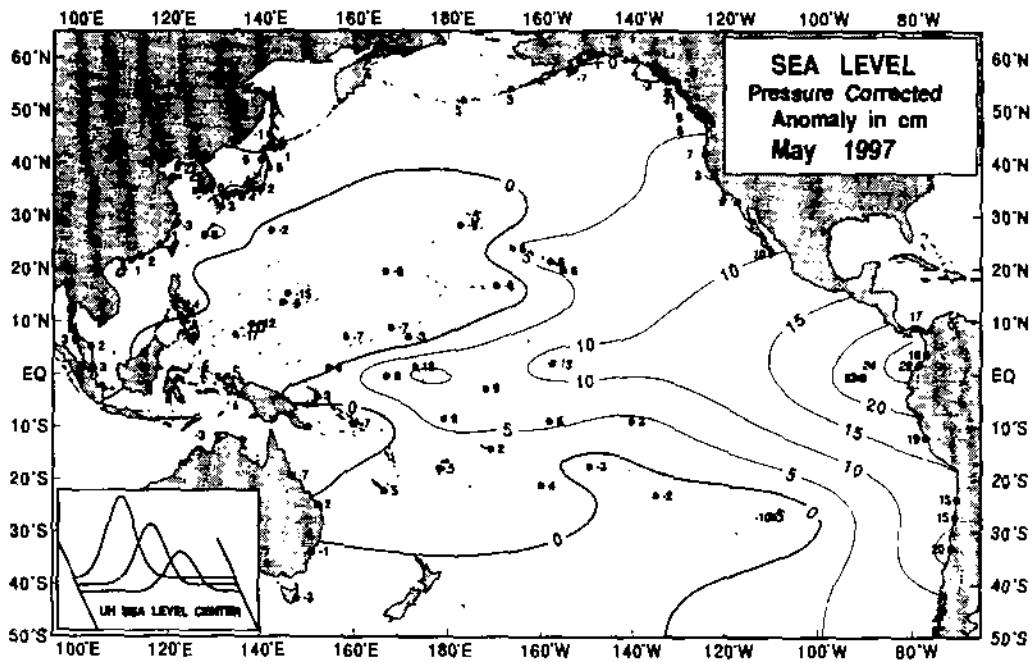
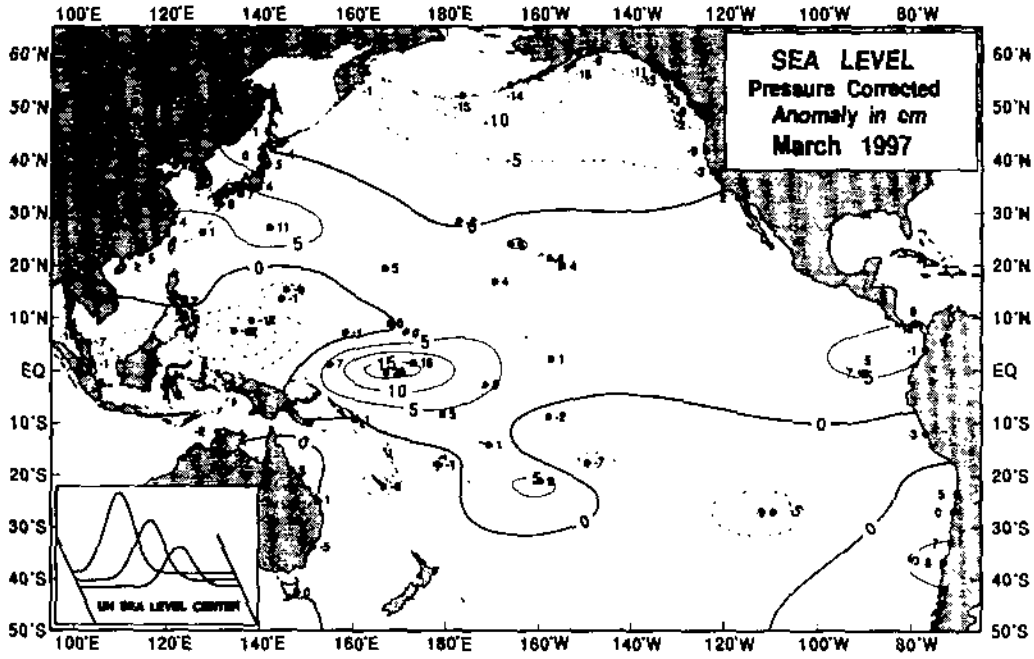


그림 1-12. 1975 - 1995년 사이 해면평균에 대한 대기압이 보정된 해면이상 [cm].
 위: 1997년 3월 평균 해면이상, 아래: 1997년 5월 평균 해면이상
 (각 점과 수는 조석계가 운영되고 있는 섬 및 해안 정점에서 해면이상)
 (미국 하와이대 해수면센타에서 발행한 월별 분포도에서 발췌된 것임)

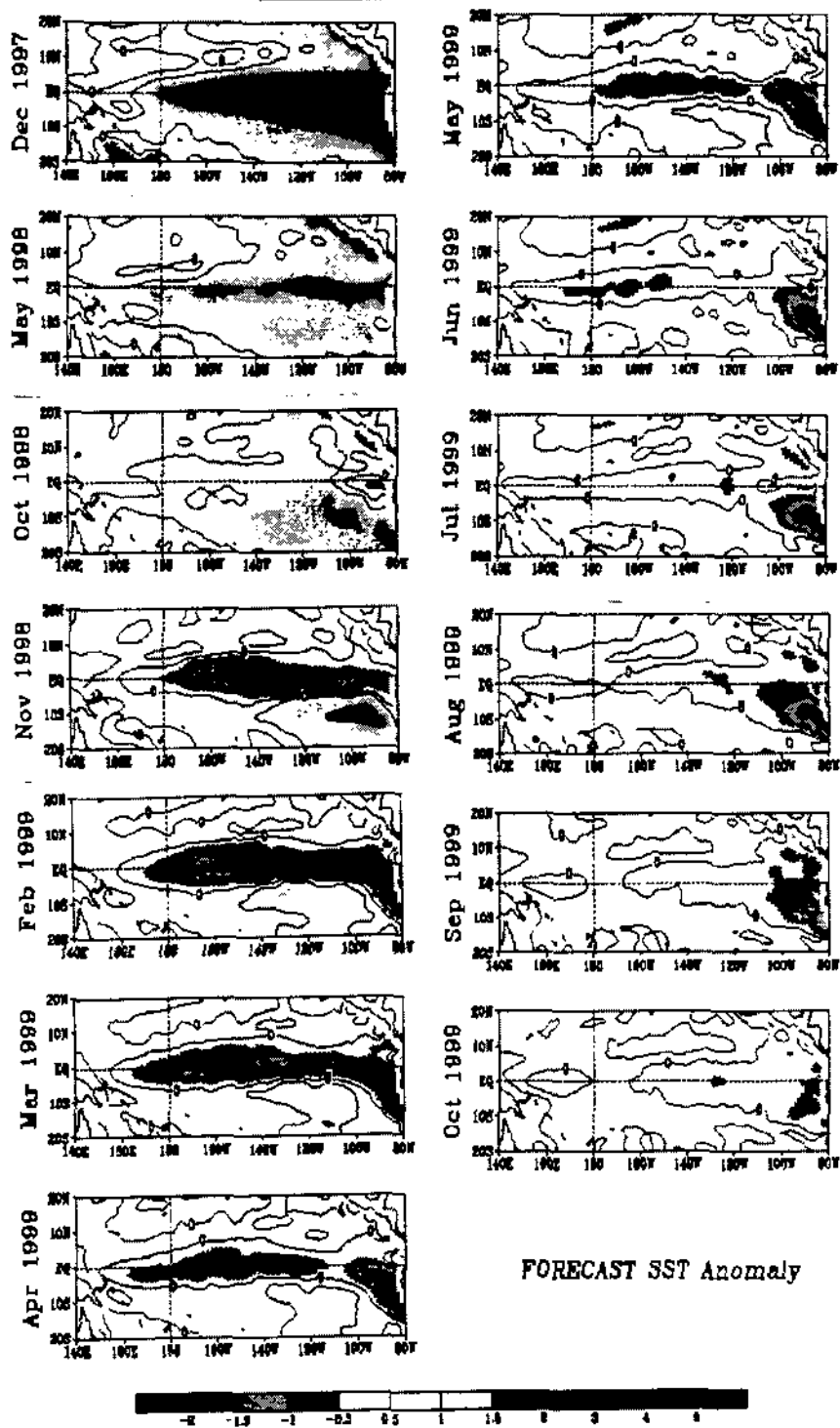


그림 1-13. 미국 해양대기청 (NOAA)의 국립 환경예측 센터 (NCEP)에서 1997년 12월부터 1999년 10월까지 열대 태평양 표면수온 예측 분포도.

제 5 절 몬순 과정과 역할

아시아-호주 몬순은 주기와 진폭에 있어서 불규칙하지만 다양한 시간규모의 변화 (intraseasonal, annual, biennial, interannual variations)를 겪는데, 이것이 '세계기후 연구계획 (WCRP)'의 새로운 국제협의계획인 '기후변동성 및 예측 프로그램 (CLIVAR)'에 포함된 전지구 해양-대기-육지 시스템 (GOALS) 프로그램의 주된 관심사 중의 하나다. 그러나, 많은 노력에도 불구하고 여전히 몬순에 대한 예측이 성공적이지 못한 이유 중 중요한 두 가지는 몬순의 모델영역을 설정하기 어려운 점과 지역적인 (수리역학적) 불안정성 때문에 발생하는 비선형적 오차가 커지는 점이라고 할 수 있다 (Webster et al., 1998).

몬순 시스템의 연주기성은 그곳에 사는 사람들의 삶, 풍속, 경제생활을 건조한 시기와 습기가 많은 시기로 뚜렷이 구별되는 두 가지 국면으로 구분시켰다. 습기가 많은 시기는 덥고, 비가 많으며, 열대해양으로부터 내륙으로 바람이 많이 불어오는 시기로 대변되며, 건조한 시기는 겨울철 대륙으로부터 차고 건조한 바람이 불어오는 시기를 일컫는다. 이렇듯 뚜렷한 연주기 변화는 아시아, 호주, 아프리카 동부, 아메리카 동부에서 보인다. 아시아-호주 지역의 경우, 건조한 겨울 공기가 여름대륙 쪽으로 적도를 통과해서 이동하므로 더운 열대해양의 수분을 가져다가 여름대륙의 습기가 많은 몬순 (wet monsoon)을 형성한다. 그러나, 적도에 가까운 지역에서는 두 번의 우기가 존재하게 되는데, 동부 아프리카의 경우, 3월부터 5월 사이와 9월부터 12월 사이에 우기가 있다. 따라서, 몬순지역에서는 태양복사량과 강수량이 많기 때문에 일찍부터 농경사회가 발달하게 되었다. 농업 경작은 전통적으로 몬순의 연주기성과 매우 밀접한 관계를 가진다. 몬순의 덥고 습기가 많은 시기와 차고 건조한 시기의 규칙적인 변화는 농경사회에 이상적이라고 할 수 있으며, 바로 이러한 규칙성 때문에 연주기에서 작은 변화가 생기더라도 농업에 영향을 받기 쉽다. 비가 내리는 시기와 양이 조금만 달라도 사회적 결과가 크게 달라질 수 있다. 평년보다 비가 적게 내리는 해에는 일반적으로 농작물 수확이 적고, 비가 많이 내리면 홍수 등의 피해에도 불구하고 대체로 풍작을 이룬다. 어느 특정한 해에 전반적인 몬순의 강도가 중요하기도 하지만, 우기 내에서도 집중강우가 생기거나 소강상태를 이루는 특정한 시기의 시작 (onset)을 예측하는 것은 더욱 중요하다. 장마가 일찍 오거나 늦어지는 경우, 또는 장마 사이의 소강상태가 평년과 다르게 찾아오는 경우에는 연평균 강우량이 평년과 같다고 하더라도 농업에 큰 지장을 가져올 수도 있다. 따라서, 수주일 내지 수년 시간규모의 몬순 변동성을 예측하는 것이 화급한 문제로 대두되고 있다.

인도에서의 쌀 생산과 강우량의 관계를 분석한 예 (1960-1996년)에서 이것을 잘 보여준다 (그림 1-14). 전체적으로 쌀 생산량은 $\pm 15-20\%$ 의 범위 내에서 꾸준히 증가하고 있다. 생산량이 감소한 때의 일부는 태평양에서의 엘니뇨 시기와 관계되고, 증가한 때의 일부는 라니냐 시기와 일치한다. 인도전체 강우량과 쌀 수확량과는 0.61의 상관도를 가지며, 엘니뇨 해와 라니냐 해의 경우가 잘 대비된다 (그림 1-14(c)). 그리고, 타히티와 다윈 사이의 해면기압 차이로 나타낸 이전 겨울의 남방

진동지표 (SOI)와 인도전체 강우량의 관계에서도 대체로 열대역이 따뜻한 해는 강우량이 부족하였고, 차가운 해에는 강우량이 많았다 (그림 14 1-(d)). 이처럼 대규모의 기후변화가 어떻게 몬순역에서의 지역적인 규모에 영향을 미치는지 규명하는 것이 엘니뇨에 대한 몬순의 역할을 밝히는 명제가 될 수 있다.

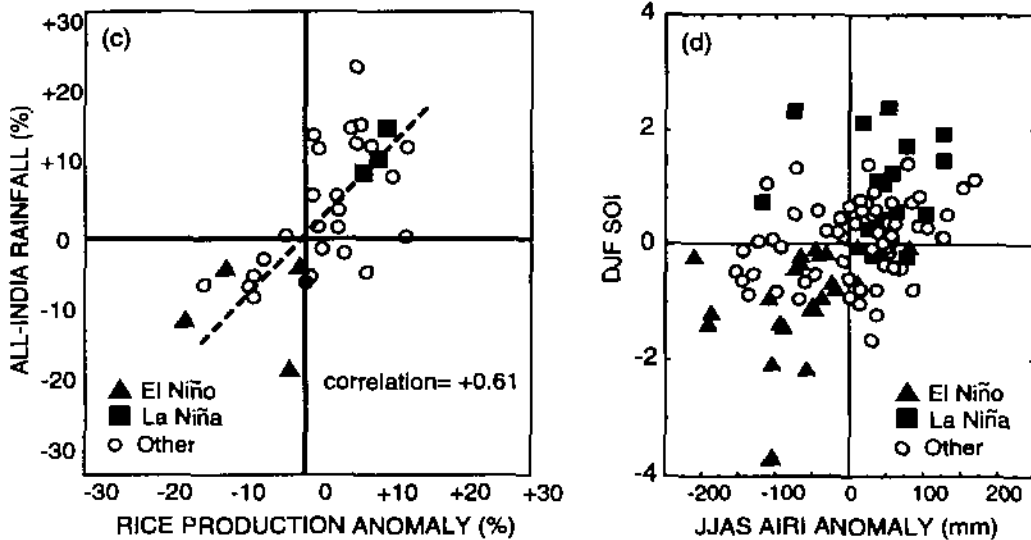
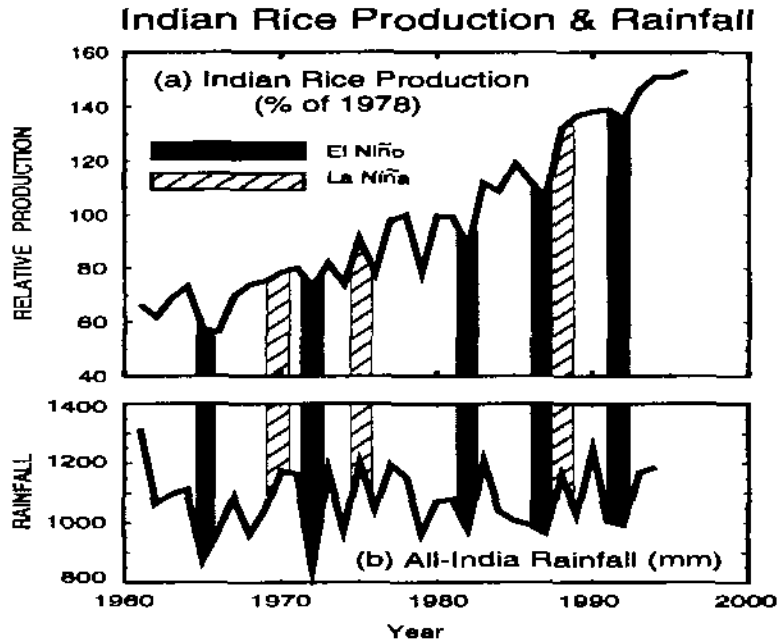


그림 1-14. 몬순역에서 농업에 대한 대규모 기후의 영향을 보여주는 예. (a) 1960년 -1996년 사이 인도의 연간 쌀 생산량, (b) 같은 기간 인도전체 강우량 지표 [mm], (c) 장거추 이틀 뺀 인도 쌀 생산량과 강우량 이상치의 관계, (d) 이전 겨울의 남방진동지표와 다음 여름의 인도 강우량 사이의 관계. 일반적으로 태평양의 고수온 기간에 인도에서 강수량이 적었으며, 저수온 기간에는 강수량이 증가했음.

9) 표면수온으로써 엘니뇨/라니냐를 구분하기 위한 열대 동태평양 해역 (5°N-5°S,

수개월 이내의 계절변동 (intraseasonal variability)에서 가장 중요한 요인은 온도에 의한 강우 (우라나라의 경우는 '장마')가 시작되는 시기다. 동아시아의 경우를 볼 때, 평균적인 강우 기간은 있지만, 어느 특정한 지역에서 비가 내리기 시작하는

이 다르다. 양이 단지 인도네시아, 호주 북부 및 서태평양에서 상승기압을 타는 방향이라는 점이다. 북반구의 겨울에도 같은 종류의 세 가지 대순환이 존재하는데, 중단순환의 방향이 있는 순환이며, 두 번째 횡단순환인 워커순환은 태평양을 가로지르는 흐름이 존재한다는 것을 제시하였다. 첫 번째 횡단순환은 북아프리카와 중동 및 남아시아 지역에서는 경도상의 열구배(heating gradient)에 의해서 동적이며 횡단 순환도 강하게 존재한다. 대부분 문헌에 관한 기술은 적도를 통과하는 순환을 말하지만, 새로운 개념이라고 할 수 있다. 여름에는 횡단, 중단 및 워커순환의 세 가지 주요 산이동 (divergent flow)를 나타내는 모식도 (그림 1-16)는 이런 노력으로부터 나온 문헌의 연구가성에 대하여 아시아-호주 문순시스템과 관계된 여름과 겨울의 방향을 예측 프로그램의 GOALS를 연결시켜주는 계기를 마련한 것이다.

기 위한 연구가 많이 이루어졌으며, 이런 노력이 TOGA 프로그램과 기후변동성 및 적인 단계를 어떻게 구분해야 하는가? 지난 20년간 문순시스템을 규명하고 예측하기 위한 연구의 연구가성에 무엇이 어떻게 작용하는가? 문순을 예측하기 위한 결정적 요소는, 해양-대기-육지 결합 문순시스템의 구조와 변동성을 결정하는 것은 해양 순환/육지의 순환 사이에서 어떤 관계가 있는가? 문순의 강약이 십년 규모에서도 변하는 데, 이러한 계절적 (intraseasonal) 변동의 공간규모는 어떠한가? 문순의 강도와 횡단 순환의 시공간 규모는 어떠한가? 문순의 강도가 어떻게 관련되어 있는가? 문순의 강도 관련 문제를 밝히는 데에는 여전히 해결되어야 할 문제들이 있다. 예를 들면, 문 순 변동성에 의해 수개월 시간 규모의 불산도 폭격 나타낸다. 그러나, 문순과 ENSO 순서 높은 문순산은 보인다. 또한, 인도 강우량 지표의 wavelet 분석에서는 수년 주기 폭은 연구가 있으나, 표면수온과 강우량 지표의 cross modulus)은 2-3년 주기에 2년 주기의 문 순 양상이 강하게 나타낸다. 문순역에서 2년 주기 변동성을 보고하는 년 주기성을 강하게 보인다. 그리고, 1920년~1950년 사이를 빼면 전 기간을 통하여 온 (SST)과 인도강우량 지표 (AIRI), 이 둘을 관련 계수 (cross modulus)는 10~25 수평에서 수년 주기 변동성은 거의 없었으며, 상관도가 -0.2 이하로 줄었다. 표면 수 인도 강우량의 상관도가 -0.8이었다. 1920년~1960년 사이에는 태평양이나 인도 강 이권에는 인도 강우량과 남북진동의 변량 (variance)이 매우 크며, 표면수온과 지 양이며 (not stationary), 최소한 세 가지의 다른 기간으로 구별되어 있다. 1920 를 수 있었다 (그림 1-15). 동태평양의 표면수온 시계열은 통계적으로 안정되어 있 계절 지표가 시간에 따라 다른 양상으로 발전하는 모양 (evolving periodogram)을 여 이용한 wavelet 분석법을 통하여 인공의 주기성이 지배적으로 나타나며, 그 시 인도 의 강우량 지표를, 나노 3 해역의 표면수온 변동성과의 연관성을 보기 위하여

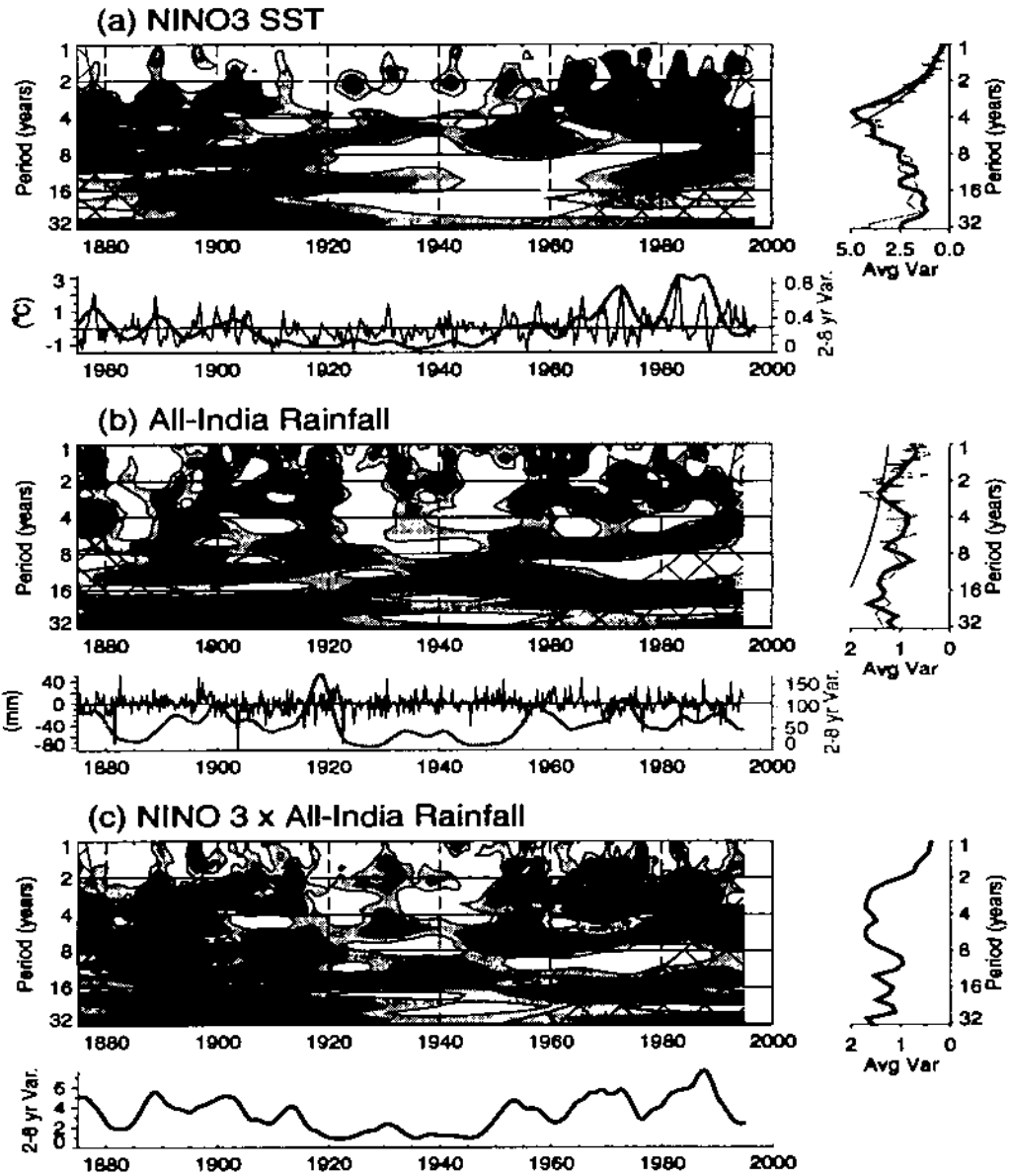


그림 1-15. 태평양과 인도양에서 기후 시계열자료의 wavelet 분석결과: (a) 태평양의 니노3 해역에서 1875-1992년 사이 표면수온 (SST), (b) 인도 전체강우량 지표(AIRI), (c) 둘을 곱한 (SST x AIRI) 계수 (cross modulus). 등심선은 어느 특정한 시간에 특정 주파수 (주기)에서 총분산의 비율을 나타냄. 까맣게 칠해진 등심선은 진폭이 95% 이상의 유의수준임을 의미하고, 빗금친 부분은 특정 시간에 특정 주기의 분산을 정의할 수 없는 제한된 영역을 나타냄. 각각의 wavelet 분석 아래에 표시된 것은 시계열 자료이며, 굵은 회색 선은 2-8년 주기에서 특정 시간에 모든 주파수에서의 총분산 비율을 말함. (c)의 아래 곡선은 2-8년 주기에서 양자의 공분산 비율임. 각각의 오른쪽 그림은 FFT로써 나타낸 회색 곡선 (periodogram)과 같은 주기의 비율을 모두 더한 wavelet 계수를 의미하는 굵은 실선으로 표시하였고, 95% 신뢰구간은 가는 실선으로 나타내었음.

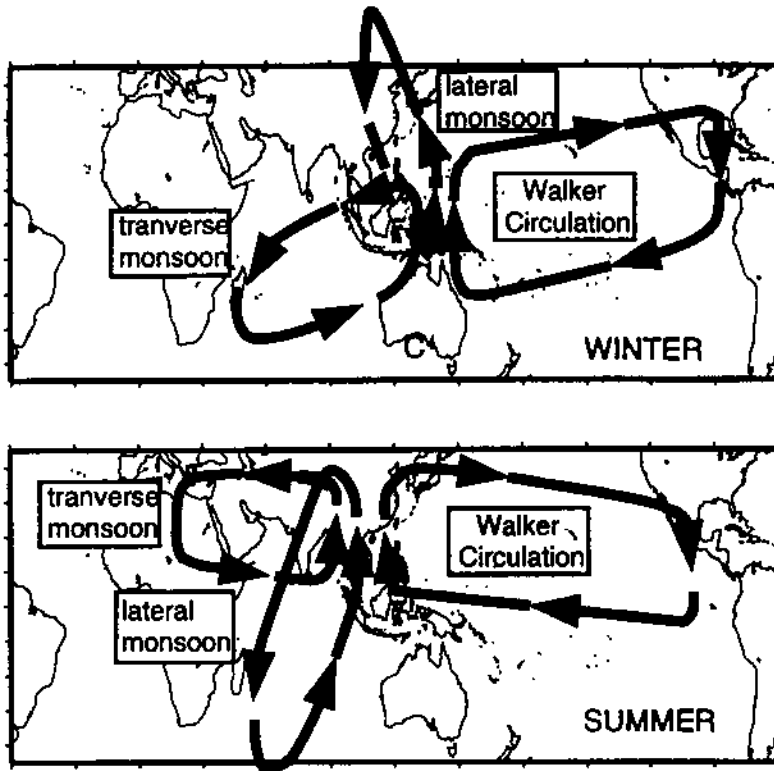


그림 1-16. 여름과 겨울몬순의 세 가지 주요성분을 나타낸 바람순환 (divergent wind circulation)의 모식도.

시기는 변동성이 매우 크고 급작스럽게 시작된다. 30-50일 시간규모의 변동 (MJO; Madden Julian Oscillation) 과 몬순의 활동기/휴식기 사이의 관계는 여전히 명확하지 않다. MJO는 인도양으로부터 태평양 중앙부로 이동하는 대규모의 순환이 일어나는 30-50일 주기의 진동을 말하는데, MJO와 같은 주기를 가지는 남아시아 강우의 주파수 및 바람에 관한 증거들을 제시한 연구가 많이 있으나,

MJO가 가장 활발한 시기는 북반구의 가을과 겨울이다. Webster et al. (1998)은 MJO에 의해서 몬순의 활동기/휴식기가 결정된다기보다는 해양-대기가 결합된 몬순에 내재한 불안정성의 결과라고 제안한다.

대류권의 2년 주기진동 (TBO)과 성층권의 준2년 주기진동 (QBO)은 아시아-호주 몬순 강우의 기본적인 특성 중의 하나다. 강우의 2년 주기진동은 몬순역에서 해양-대기간에 결합된 시스템의 일부로서 나타나는데 첫 해의 여름에는 증가하고 다음 해에는 감소하며, 계절변동 (seasonality) 이외에도 공간적인 구조를 가진다. 인도양에서 태평양으로 위상이 전파되는 모양은 태평양에서의 저주파 과정 (low-frequency processes)을 내포한 몬순 변동성과 연관되어 있다. 2년주기 진동 (TBO)의 원인은 난수역에서 해양과 대기간에 계절 순환 (seasonal cycle)에서의 되물림작용 (feedback)의 결과로서 발생한다는 설과 유라시아의 설원에서와 같이 이전 겨울과 봄에 육지 표면에서 일어나는 과정으로부터 초래된다는 설이 있으며, 이 두 가지 되물림 작용이 어우러져 일어나는 것으로 이해할 수 있다.

통계적으로 볼 때, 태평양의 해양-대기 시스템에서 몬순이 3-7년 규모의 진동을 겪는 것을 알 수 있으며, 특히 태평양의 표면수온이 이상적으로 높을 때 다음 해의 인도 강우량이 흔히 감소한다는 것과 일치한다. 가뭄이 ENSO와 관계가 있다는 것은 이제 일반인들에게도 상식처럼 되어 있으나, 모든 가뭄이 엘니뇨 해에 발생하지는 않는다. 1870년-1991년 사이 22번의 엘니뇨 중 2번만 평균 강우보다 많았다 (표 1-2). 라니냐는 비가 많이 오는 것과 관계가 있어 단지 2번의 경우만이 평균

강우보다 적었다. 몬순과 ENSO의 이런 관계는 호주 북부의 강우에서도 비슷하게 나타난다.

표 1-2. 아시아-호주 몬순과 ENSO (동태평양의 표면수온)와의 관계

강우 상태	인도의 여름강우			호주 북부의 여름강우		
	합계	엘니뇨	라니냐	합계	엘니뇨	라니냐
평균 이하	53	24	2	49	20	4
평균 이상	71	4	19	58	5	17
가 목	22	11	2	18	9	0
홍 수	18	0	7	17	2	5

* 인도경우는 1871-1994년 사이의 자료며, 호주북부의 강우는 1886-1993년 사이의 자료를 분석한 것임. 가목은 평균이하 1표준편차보다 적은 경우이며, 홍수는 평균이상 1표준편차보다 많은 경우임 (Shukla & Paolina, 1983; Lavery et al., 1997)

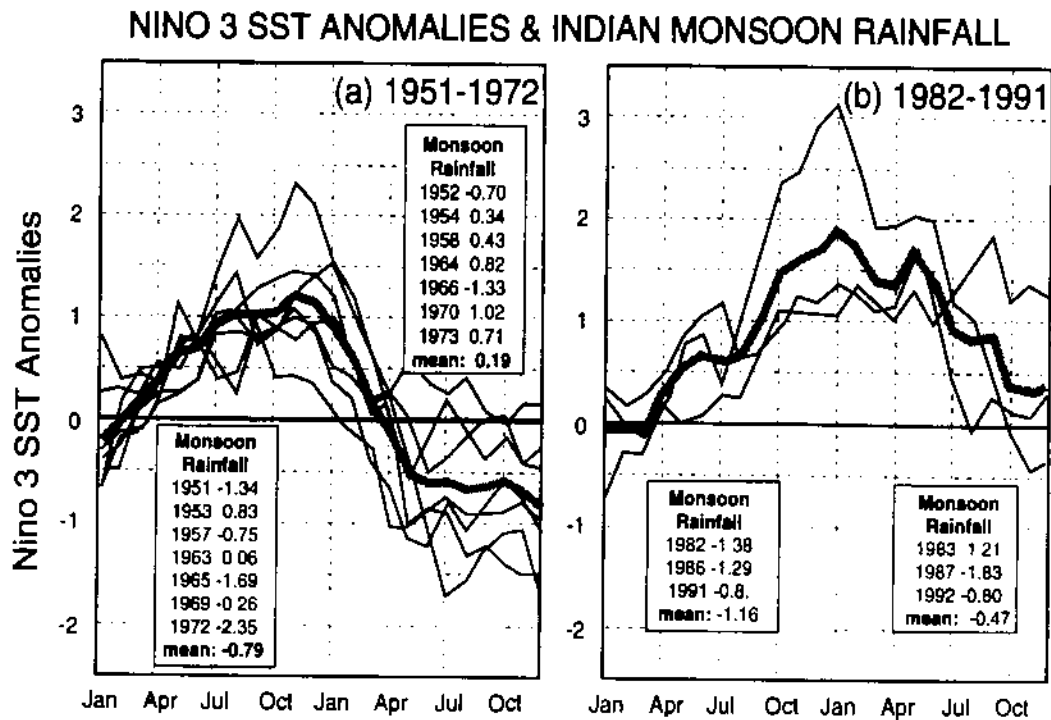


그림 1-17. 니노 3해역에서 (a) 1951-1972년 사이 7번의 고수온 기간의 비교치, (b) 1982-1991년 사이 3번의 고수온 기간의 비교치. 그림 내부에 표시된 연도와 숫자는 최고수온 전후 해에 대한 표준편차로 정규화시킨 인도전역 강우지표 (AIRI)를 나타냄. 표면수온 이상치는 1940-1992년 사이 평균값과의 차이를 의미하며, 그림의 굵은 실선은 이상치 곡선들의 평균임 (Shukla, 1995).

그림 1-15의 wavelet 분석을 통하여 지난 100년 동안 인도의 여름강우와 남방진동지표 (SOI) 사이의 관계가 변화함을 보였다. 그림 1-17에서는 1951-1973년 사이의 7번의 엘니뇨와 1981-1992년 사이의 3번의 엘니뇨 기간에 니뇨3해역의 표면고수온 이상치의 변화양상을 보여준다. 전자의 7번의 엘니뇨에서는 SST 변화양상이 같으나, 후자의 경우는 SST의 감소와 음(-)의 이상치가 발생한다는 점에서 매우 다르다. 즉, 엘니뇨와 인도 몬순 사이에 최대 고수온 이전의 몬순기간에는 비가 평균 이하로 내리고 그 이후의 몬순기간에는 평균치로 되돌아 오는 관계가 최근 10년 동안에는 맞지 않음을 알 수 있다.

수치모형을 통한 몬순과정 연구 노력은 대기대순환의 이해에 많은 진전을 가져왔으나, 아직도 여전히 해결하지 못한 문제들이 남아있다. 예를 들면, 라니냐 기간 동안에 열대 북서태평양에서 표면수온 이상치가 높아지는 것이 적도 동태평양 해역에서 표면수온 이상치가 낮아지는 것보다 아시아 몬순에 더 직접적인 영향을 준다는 것을 밝혀냈으나 (Ju & Slingo, 1995), 엘니뇨가 없는 해에 해양이 몬순에 어떠한 영향을 미치는지, 또는 평균적인 계절적 강우 (예를 들면, 장마)와 같은 지역적인 진단에서 표면수온 이상치가 작용하는 역할이 무엇인지는 여전히 모른다. 몬순 시스템에서 일반적으로 가장 중요한 추진 기작 (driving mechanism)은 물론 해양과 육지에 가해지는 태양 복사열의 연주기성이다. 그러나, 계절변화가 계속 진행되면서 인도양과 태평양에서 최고 표면수온 해역이 북쪽으로 이동한다는 관측이 보고되었는 바, 몬순의 연변동이 몬순 자체를 설정하는데 중요한 역할을 하는지에 대해서 관심이 모아지게 되었다. 또한, 몬순이 끼치는 과정이 다른 지역으로부터의 영향 때문인지 또는 몬순 자체의 내부적인 진동에 의한 영향인지에 대해서도 연구가 진행되고 있으며, 하말라야 및 티벳고원과 같은 지형적인 영향에 의한 수분 및 염분 균형의 변화에 관한 연구도 관심분야로 떠오르고 있다. 몬순 이상치가 ENSO의 진폭과 위상에 영향을 준다는 연구는 상당한 정도로 연구가 진척되어 왔다. Matsumota & Yamagata (1991)는 태평양에서의 ENSO의 기원과 ENSO에 대한 몬순의 역할을 수치모델화하였으며, Webster (1995)는 아프리카 및 아시아 대륙으로 둘러싸인 인도양과 태평양에서의 해양-대기 접합모델을 이용하였다. 몬순의 세기가 ENSO에 대해 교란인자의 역할을 담당한다는 점에서는 대부분 동의하지만, 모델에서 변형된 ENSO 사이클이 몬순 가열과정을 변화시킬 만큼 되먹임을 하지는 못하는 것으로 나타났다.

지난 1세기 동안 ENSO 사이클과 몬순에서도 수십 년 주기의 변동성 (interdecadal variability)이 강하게 나타났음을 보였다 (그림 1-15). 1920-1960년 사이에는 ENSO와 남아시아 몬순의 여름강수량의 변화가 적었으며, 남방진동지표 (SOI)와 강수량의 상관관계도 초기의 높은 상관도 이후 매우 낮아졌다. 강수량의 장주기 평균에 대해서 1870-1890년과 1930-1960년 사이에는 높았으며, 1890-1930년과 1960-1990년 사이에는 낮았다. 그러나, 인도 강수량의 수십 년 주기 변동성이 지난 세기에 엘니뇨와 라니냐의 변동 주기에 의해서 영향을 받지 않는다는 것이 보고되었다 (Krispalani & Ashwini, 1997). 태평양에서 고수온이 지속되면 몬순의 가뭄 기간이 길어진다는 것이다.

GOALS 프로그램의 중요한 초점 중의 하나가 태평양 난수역 (warm pool) 이외에 열을 가장 많이 공급하는 아시아, 아프리카, 아메리카 대륙의 몬순시스템이다. CLIVAR의 몬순패널은 바로 이런 몬순에 관련된 연구를 위해서 만들어진 모임이며, 아메리카 몬순과 동태평양과의 관계는 PACS¹⁰⁾ 및 VAMOS¹¹⁾ 프로그램에서 연구가 진행 중이다.

10) 전미 기후연구 프로그램 (U.S. Pan American Climate Studies Program)

11) 아메리카 몬순시스템 변동 연구 (international Variability of the American Monsoon System)



제 2 장 ENSO 모델

열대해양-지구대기 (TOGA; Tropical Ocean - Global Atmosphere) 사업은 10년간의 사업기간 (1985-1995)을 거치면서 El Niño - Southern Oscillation (ENSO) 현상을 이해하는데 큰 공헌을 하였다. 특히, TOGA 사업은 해양-대기 집합모델의 개발 및 적용으로 ENSO의 가장 확실한 지표변수 중의 하나인 열대 태평양의 해수면 온도이상 (SST anomaly)을 수개월 내지 수년 시간규모로 예측 또는 예보하기 위한 시도를 하였다. 이것은 기존의 대기 대순환 모델 (Atmospheric General Circulation Model)과 해양 대순환 모델 (Oceanic General Circulation Model)을 경계면 (해수면) 조건을 개발하여 접합하는 방식으로 발전되었으며, 아직도 경계면에서의 열, 물질 교환방식 및 구름에 의한 되물림 작용 (feedback mechanism)을 좀더 정교하게 개발해야 될 필요가 있다.

제 1 절 대기 대순환 모델 (AGCM)

대기 대순환 모델을 이용한 재현은 해수면 溫度 異常과 지역적인 기후변화 사이의 연관성을 이루는 물리적인 기작 (mechanism)을 이해하는 데 필요하다. 기존의 전통적인 방법은 경계조건인 해수면 온도 (SST)를 서로 다르게 입력해서 자세히 비교분석하는 방법으로서 흔히 경험적 연구에 의존한다. 예를 들면, 열대서태평양 난수역 (warm pool)의 해수면 온도이상과 동중국해를 포함한 우리나라 주변해역은 서로 반대되는 상관관계 (negative correlation)를 보인다는지, 브라질 북동부의 몬순 강수량의 이상은 열대 남대서양의 해수면 온도이상과 상관도가 높고 열대 북대서양의 그것과는 반대되는 상관도를 보이는 것 등이다. 이러한 재현은 해수면 온도의 기후평균 (climatological mean)을 이용한 운용 (control run)에 대한 상대적인 비교치로서 관측값의 이상을 보이는 방식으로 이루어진다.

지역적인 기상현상을 자세히 관측한 값을 가지고 대기 대순환모델 실험을 하면, 경계면 외력 (boundary forcing)에 대해 느리게 변하는 지구규모의 대기반응 (slowly-evolving planetary-scale atmospheric response)이 개개의 집중강우나 중요한 일과성 기상현상을 유발하는, 보다 짧은주기의 중-대규모의 간헐적인 대기현상 (more intermittent, higher-frequency synoptic and subsynoptic phenomena)을 변형시키는 것을 이해하는 데 도움이 된다.

현재 미국에서 중규모 대기모델을 지구규모 대기모델에 끼워 넣는 기술은 TOGA사업 초기에 대기 대순환 모델과 해양 대순환 모델을 접합하는 수준 정도에 와 있다. 가장 적합한 모델을 결정하기 위해서 남은 문제들, 예를 들면, i) 수개월 내지 수년 시간규모의 강수량 변화를 적합하게 재현하기 위해서 수평 및 수직 격자 간격을 어떻게 잡아야 하는가? ii) 지구규모 모델에 중규모 모델을 끼워넣는데 있어서 어느정도로 민감하게 작용하는가? 이런 문제들이 해결되어야 할 과제로 남아 있다. 새로운 대안으로서 "Window model"이 있는데, 이것은 대규모 흐름은 격자

동태평양에서 적도 및 열대해류 시스템 문제도 불분명하다. 북적도 반류와 적도 반류에서 동쪽으로 흐르는 물의 동량이 알려져 있지 않다. 적도 해류 시스템은 현재까지 경제에서 멀리 떨어져 있어 동서방향 운동규모가 큰 태평양 중앙부에서의 역

신호의 효과는 장주기 변동성만에 의한 것과 매우 달라질 수 있다.

어차피 변화할 수 있다. 혼합은 비가역 과정이기 때문에 연변화에 대한 단주기

출된다. 모델 결과에 의하면, 수직속도장은 이런 불안정성 및 다른 현상들과 연계되

나타나는 불안정성을 포함한다. 이 두가지 신호는 모두 연변화와 ENSO에 의해 변

동안정성 (intraseasonal instability), 약 20-30일 주기로 적도 북쪽에서 지배적으로

variability) 안으로 조정 (rectification)되는 과정이다. 단주기 외력은 적도의 계절적

forcing) 과 내부 불안정 (internal instability)이 장주기 변동성 (low-frequency

기에서와 마찬가지로 미해결인 채로 남아있는 부분은 단주기 외력 (high-frequency

공히 혼합을 역학의 매개변수화나 응축, 편승 (entrainment) 등에 집중되어 왔다. 대

를 증명하게 관측된 것인지를 판정하기에 애매하다. 모델을 향상시키기 위한 노력은

과가 얼마만큼 모델의 불완전함에 기인하는 것인지 또는 표면을 통한 외력항수가

매개변수화를 용하지 않고 재현하는 데에는 문제가 있다. 이러한 불만족스러운 결

려나, 아직도 동태평양에서 표면수온의 연변화를 어느 정도 결과를 미리 결정하는

서방향 운동에 대한 열대 동태평양에서의 연변동성의 일부 측면을 제한해 왔다. 그

해양모델은 대양규모의 안력 정도력이나 동서방향 해류 등과 같은 대규모의 동

결정적이다.

으로 어느 정도 정밀한 운동규모가 필요하며, 혼합을 전이의 변화에 대한 적절한 이해가

면 수준에 영향을 준다. 따라서, 이러한 과정을 정확하게 모사하기 위해서는 수직적

나라, 표면의 열과 운동량 플럭스가 분배되는 혼합을 전이를 변화시킨다. 적도 표

관가지로 중요하다. 수직혼합은 잔류물 상승에 섞이는 것 뿐만 아

하는 불연속적인 대양 복사나 응축, 이류, 수직 열혼합 등의 플럭스 관련 과정들이 마

부되어 나타난다. 동부해역에서 표면수온과 수온약층 전이의 변동성 사이에 발생

이 지배적인 모드이며, 표면수온은 흔히 주로 수년주기로 변동성을 띠는 수온약층과 결

서의 연변화와 기본적으로 다르게 나타난다. 태평양 중앙부에서는 동서방향의 마

열대 동태평양의 온순 영역에서의 표면수온의 연변화는 태평양 중앙부 무역풍대에

서 표면수온 변동성에 기여하는 과정에 관계된 해리되어야 할 관계들이 많이 있다.

상호작용을 반영하지만, 특정한 대기 플럭스를 받는 대양 대순환 모델 실험에 있어

북쪽으로 이동하는 과정에 있어서는 포르는 부류가 없다. 연변화가 주로 대기-해양

해되어 있으며, 특히 적도 수렴대 (ITCZ)나, 북반구 여름에 미주 온순이 중남미에서

동태평양 적도 해역에서 표면수온의 연변화를 결정하는 과정은 부분적으로만 이

제 2 권 해양 대순환모델 (OGCM)

간격을 크게하고 선정된 영역은 기본적으로 같은 역학적 과정을 가지면서 "perturbation method"를 이용하여 격자 간격을 작게하는 모델이다.

학 특성으로서 이해되어 왔다. 이와 마찬가지로, 적도해역의 표면 냉수역 (equatorial cold tongue)에서 용승된 물의 기원 (깊이), 용승역의 남북방향 범위 등이 아직 규명되어 있지 않다. 또한, 용승된 해수가 이론적으로 제시된 것처럼 아열대 해역에서 표면까지 추적될 수 있는지도 알 수 없다. 동태평양에서의 해류 시스템에 관한 이러한 모든 문제들은 해양 순환에서 가장 기본적인 단편을 말해 준다.

제 3 절 대기-해양 접합모델

대기-해양 접합계의 선형 안정성과 비선형성 (nonlinear dynamic properties)을 결정짓는 것은 평균 기후이기 때문에 계절적으로 변하는 기후를 정확하게 재현할 수 있는 접합모델의 개발이 표면수온 이상의 예측과 그것의 기후에 대한 효과를 보다 향상되게 하기 위해서 필요하다. 접합모델은 작은 요동 (small perturbation)에 좀더 민감하게 반응하며, 대기모델이나 해양모델만으로 따로 운용하는 경우보다 복잡한 양상을 보이는 경향이 있다. 접합모델에 의한 동태평양에서의 표층 냉수역 (cold tongue)의 재현은 일반적으로 실제보다 너무 강하고, 너무 좁고, 또 너무 서쪽으로 멀리 확장되는 경향이 있다. 그러나, 무엇보다도 표면수온의 가장 큰 편중치 (bias)는 대양의 동서 양단면을 따라서 발생한다. 재현된 표면수온은 동태평양에서는 충분히 차갑지 않고, 서태평양에서는 충분히 덥지 않게 나타난다. 모델은 또한 동태평양의 평균 기후에서 보이는 적도역에서의 강한 비대칭성을 과소평가하는 경향이 있다. 즉, 표면수온과 강우량이 적도 남쪽에서 너무 높게 나타난다. ENSO 주기 특성에 강하게 영향을 미치는 평균 연변동 氣候場도 비현실적으로 기우는 경향이 있다. 적도 수렴대 (ITCZ)는 연중 내내 북반구에서 관측되는 것과 달리 모델에서는 적도 남북으로 회유한다. 대부분의 접합모델에서 보이는 심각한 문제는 서태평양에서 난수역 (warm pool)이 10°N를 따라 동쪽으로 너무 멀리 확장되는 것이다. 이런 특성으로 재현된 남북방향 구배 (gradient)는 너무 강한 반면, 동서방향 구배는 적도 남쪽에서 너무 약하게 나타난다. 동태평양의 적도 남쪽에서 너무 높게 나타나는 표면수온은 태양복사를 막아주는 구름의 효과가 모델에서 포함되어 있지 않기 때문에 생기는 것으로 보인다.

접합모델을 통하여 우리는 왜 적도 수렴대의 냉수역이 복잡하게 존재하는가, 어째서 적도에 대해 비대칭적인가, 왜 강한 연변화를 보이는가하는 의문에 대한 이론의 궁극적인 검증은 얻을 수 있을 것이다. 또한, 대기 대순환 모델 (AGCMs)에서 포함되지 않은 되물림작용을 재현하기 때문에, 지역적인 경계 외력 (local boundary forcing)에 대한 지구적인 반응을 가장 신뢰성있게 제공한다. 평균 상태 (mean state)와 기후 평균 연변화 (climatological-mean annual cycle)가 미리 기술되는 단순 접합모델을 사용하여 열대 태평양에서의 표면수온 이상치를 몇 계절 앞까지 예측하는 것이 현재 이루어지고 있다. 그러나, 1990년대 초반에 열대 태평양에서 오랫동안 나타난 난수기간 (warm episode)은 제대로 예측되지 못했다. 현상에 관한 보

다 나은 이해와 표면수온 이상변화 추이를 더 낮게 모사하기 위해서는 계절변화에서부터 수십 년 이상까지 다양한 시간규모에서 대기와 해양의 맞물림 과정을 고려할 필요가 있다. 따라서, 일상적인 예측기관 (operational prediction center)에서는 열대 태평양의 변동성을 유발하는 물리적 과정에 대한 이해와 접합모델을 운용하여 그 변동성을 예측하는 향상된 능력이 필요하다.

접합모델을 설계하는 데 필요한 수많은 기술적인 문제들이 아직 해결되지 못한 상태다. 아직까지 대기와 해양 중 한쪽 성분의 격자간격을 변화시키는 것이 어떻게 접합모델의 결과에 영향을 주는지에 관한 실험이 진행되고 있는 상태다. 해양순환 모델의 수평격자를 좁게 해서 ($< 1^\circ \times 1^\circ$) 태평양을 가로지르는 바람응력 신호를 선과하는 적도 포획파 (equatorially trapped waves)를 잡을 수 있을 정도가 되면, 접합모델로써 ENSO 주기를 현실적으로 재생산해낼 수 있다. 만약 이런 모드를 잡지 못할 만큼 격자간격을 넓게 하면, 적도 파유도역 (equatorial waveguide) 내에서의 표면수온 변화는 다른 과정을 통해서 주로 이루어지게 되며 ENSO 주기의 재현은 비현실적인 결과를 낳게 된다. 접합계에서 대기순환 모델격자를 변화시키는 효과에 대해서는 상대적으로 아는 것이 별로 없다. 만약 대기순환모델의 수평격자가 좁은 접합모델이라면, 이것은 열대 동태평양에서 표면수온의 면변화는 현실적으로 만들어내겠지만 ENSO 주기는 너무 약하게 생산해낼 것이다. 대부분의 접합모델에서처럼 대기순환모델이 해양순환모델보다 수평 격자간격이 상당히 넓은 경우에는 대기와 해양 사이의 뇌물림 작용을 재현하는 것이 어느 정도 절충될 것이다. 그 이유는 대기순환모델이 적도 냉수역이나 좁은 면안 용승역과 같은 표면 수온장에서의 작은 규모구조 (fine structure)에 반응할 수 없기 때문이다. 이런 문제를 해결하기 위해서는 계절변화와 수년주기 변동성 사이의 면계성을 좀더 잘 이해할 필요가 있다.

엘니뇨를 예측하기 위한 모델은 유형적으로 통계모델과 역학모델로 나눌 수 있다. 통계모델에는 CCA (Canonical Correlation Analysis) 를 이용한 방법 (Barnston and Ropelewski, 1992), SSA (Singular Spectrum Analysis)를 이용한 방법, Autocorrelation을 이용한 방법 등이 있으며, 역학모델로는 중간단계 대기-해양 접합모델 (Cane and Zebiak, 1986), 역학-통계 hybrid 모델, 대기-해양 결합모델 등이 있다.

제 4 절 Cane-Zebiak 모델

4.1. 대기 지배 방정식 (Zebiak, 1986 참조)

$$\begin{aligned} \varepsilon u_a^n - \beta_o y v_a^n &= -(P^n/\rho_o)_x \\ \varepsilon v_a^n + \beta_o y u_a^n &= -(P^n/\rho_o)_y \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \epsilon (P^*/\rho_0) + c_a^2 [(u_a^n)_x + (v_a^n)_y] &= -\dot{Q}_s - \dot{Q}_e^{n-1} \\ \dot{Q}_s &= a T \exp[(\bar{T} - 30^\circ C)/16.7^\circ C] \\ \dot{Q}_e^n &= \beta [M(\bar{c} + c^n) - M(\bar{c})] \end{aligned}$$

여기서
$$M(x) = \begin{cases} 0, & x \leq 0 \\ x, & x > 0 \end{cases}$$

위에서 \dot{Q}_s 는 현열 이상치 (sensible heat anomaly)를 나타내며, \dot{Q}_e^n 은 잠열 이상치 (latent heat anomaly)를 나타낸다. $\bar{T}(x, y, t)$ 는 지정된 월평균 SST이며, T는 SST 이상치다. $\bar{c}(x, y, t)$ 는 지정된 월평균 표면풍 수렴치 (surface wind convergence)이며, c^n 은 n번째로 아래와 같이 계산되는 주어진 수렴 이상치 (anomalous convergence)다.

$$c^n \equiv -(u_a^n)_x - (v_a^n)_y,$$

위에서 사용된 대기역학은 Gill (1980)에서 사용된 것과 같다 즉,

- 정상상태 (steady state),
- 적도 베타면에서의 선형 천해 방정식을
- 선형 마찰은 Rayleigh friction 또는 Newtonian cooling
- 대기순환은 가열 이상치 (heating anomaly)를 외력으로 하는데, 이것은 i) SST anomaly와 관계된 지역적인 가열과 ii) 대기 저층의 습도 수렴 (표면풍 수렴으로 매개변수화)에 지배된다.
- 수렴 되물림 (convergence feedback)은 축차법 (iterative procedure)를 사용하는 모델에 이용되며, 모델에서 각 단계의 가열은 전 단계의 수렴장을 따른다.
- 되물림 작용 (feedback)은 습도와 관련된 가열은 전체 바람장이 수렴하는 경우에만 작용하기 때문에 비선형적이며,
 - I) 계산된 수렴 이상치와
 - ii) 특정한 평균 수렴에 동시에 지배된다.
- 되물림 작용의 효과는 평균 수렴대 부근에서 SST 이상치에 대한 대기의 반응, 특히 적도 수렴대 (ITCZ 또는 SPCZ)에서의 반응에 집중된다. 이런 집중은 ENSO 기간 중에 관측된 바람장 이상치에서 현저하다.

4.2. 해양 지배 방정식 (Zebiak and Cane, 1984 참조)

$$u_t - \beta_0 y v = -g' h_x + \frac{\tau^x}{\rho H} - ru$$

$$\beta_0 y v = -g' h_y + \frac{\tau^y}{\rho H} - r v$$

$$h_t + H(u_x + v_y) = -r h$$

여기서
$$u = \frac{1}{H} (H_1 u_1 + H_2 u_2),$$

1과 2는 각각 상층과 하층을 나타내며, 상하층 사이의 쉬어 (shear) 방정식은

$$r_s u_s - \beta_0 y v_s = \frac{\tau^x}{\rho H_1}$$

$$r_s v_s - \beta_0 y u_s = \frac{\tau^y}{\rho H_1}$$

여기서
$$u_s = u_1 - u_2$$

위에서 표층유속 u_1 을 얻으면, 용승유속 (entrainment velocity or upwelling velocity, w_s)은 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$w_s = H_1 [(u_1)_x + (v_1)_y]$$

표층 (상층) 수온 이상치 (SST anomaly)의 변화는 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u_1 \cdot \nabla (\bar{T} + T) - \bar{u}_1 \cdot \nabla T - [M(\bar{w}_s + w_s) - M(\bar{w}_s)] \bar{T}_z$$

$$- M(\bar{w}_s + w_s) \frac{(T - T_e)}{H_1} - a_s T$$

위 식의 오른쪽 첫째 항은 이상류 (anomaly flow)에 의한 실제 수온의 이류를, 둘째 항은 평균류 (mean flow)에 의한 수온 이상치의 이류를 나타내며, 마지막 항은 표층의 열 감쇄손실 (thermal dissipation)을 의미한다. $\bar{T}(x, y, t)$ 는 지정되는 평균 SST를, $\bar{T}_z(x)$ 는 지정되는 평균 수직수온 구배 (mean vertical temperature gradient)를 나타낸다. 표층으로 편승되는 수온 이상치 T_e 는 다음과 같이 정의된다.

$$T_e = \gamma T' + (1 - \gamma) T$$

여기서
$$T' = T_1 [\tanh b_1 (\bar{h} + h) - \tanh b_1 \bar{h}], \quad h > 0$$

$$T_2 [\tanh b_2 (\bar{h} - h) - \tanh b_2 \bar{h}], \quad h < 0$$

$\bar{h}(x)$ 는 지정된 상층의 평균깊이를 나타낸다. 그리고, 수직적인 수온 이상치 (편차)의 구배 T_z 는 용승이 존재할 때의 상하층 수온 차이를 상층 두께로 나눈 값과 같다고 가정한다. 즉,

$$T_z = \frac{(T - T_0)}{H_1}$$

이것은 용승되는 물의 수온 이상을 약층의 운동, 즉, 모델 상층의 두께 변화로 치환하는 것인데, 수온의 수직구조를 고정시키고 상하로 단순히 이동한다는 가정을 바탕으로 한다.

위 식들에 포함된 변수들 값은 아래와 같다.

$$\begin{aligned} \epsilon &= (2 \text{ days})^{-1}, \quad c_a = 60 \text{ m s}^{-1}, \quad a = 0.031 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}, \\ \beta &= 1.6 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}, \quad \gamma = (2.5 \text{ years})^{-1}, \quad c \equiv (g'H)^{1/2} = 2.9 \text{ m s}^{-1}, \\ r_s &= (2 \text{ days})^{-1}, \quad a_s = (125 \text{ days})^{-1}, \quad \gamma = 0.75, \quad T_1 = 28 \text{ } ^\circ\text{C}, \\ T_2 &= -40 \text{ } ^\circ\text{C}, \quad b_1 = (80 \text{ m})^{-1}, \quad b_2 = (33 \text{ m})^{-1}, \quad H = 150 \text{ m}, \quad H_1 = 50 \text{ m} \end{aligned}$$

모델 해양의 역학은 선형 감소중력 모델 (linear reduced-gravity model)이다.

- 영역 : 직사각형 (영역: 124°E ~ 80°W, 29°N ~ 29°S)
- 엘니뇨 동안에 수온약층의 변화와 표면기압의 변화를 성공적으로 재현
- 실제 해양에서 보이는 풍성류의 표면 집중현상을 재현하기 위해서 일정 수심의 마찰층 (50m)이 포함된 선형 역학임.
(단, 적도 해역의 비선형적 영향을 고려하여 Rayleigh 마찰력을 포함)
- 표층 압력구배는 수온약층 깊이에 따라서만 변화함.
(즉, 표층에서만 나타나는 수온변화는 무시함)
- 평균표면류는 월평균 기후 바람을 이용한 모델로서 생산하고, 표면류 이상치를 함께 계산함.
- 모델 표층에서의 열역학은 수온 이상의 추이를 기술함.
- 지배 방정식: 평균 해류 (mean currents)와 이상 해류 (anomalous currents)에 의한 수온의 이류를 포함.
- 표면 열수지 이상은 관측에서 보이는 평균 상태로 항상 조정되는 쪽으로 국지적인 SST 이상치에 비례한다고 가정함.

4.3. 해양-대기 모델의 결합

바다에 가해지는 외력은 바람응력이며, 평균 바람장과 대기모델로부터 얻은 표면풍을 조합한 응력 이상치를 생산하기 위하여 표준 용적식 (standard bulk

formula)이 사용된다. 해양역학의 시간 간격은 10일이다.

대기 모델은 월평균 바람을 재현하기 위해 특정한 월평균 SST 이상치를 이용하여 미리 운용하여 정상 상태 (steady state)을 얻는다. 대기의 가열을 계산하는 과정을 두 부분으로 나누어 i) 표면 수온장(SST field) 과 평형을 이루는 반응으로 맞추기 위해서는 10일 간격으로 하며, ii) 내부적인 습도 수렴 되물림 과정 (moisture convergence feedback)과 관계된 가열 부분은 1개월 이상의 시간 간격으로 바람장의 조정과정을 반복하여 계산함으로써 ENSO 신호와 같은 대규모 현상에는 영향을 미치지 않으면서 아주 작은 규모의 현상을 부드럽게 제거 (smoothing)하는 효과를 얻는다.

열대 서태평양 (145°E - 170°W)에서 서풍 (westerly wind anomaly)을 초기조건으로 처음 4개월간 (12월 - 4월) 가한 후 외력을 없애고 90년간 결합모델을 운용하여 결과를 얻었다. 여기서 검사한 민감도 실험은 90년 운용 중 31년째 되는 해를 초기조건으로 하여 25년간의 운용에서 실시하였는데, 결과는 초기조건에 민감하지 않았다.

대기 가열과정은 두 가지 실험이 실시되었다. 첫째, 표면수온 이상치에 비례하는 가열항 계수를 10% 크게 하였다. 그 결과, 수온 이상치 특성폭은 크게 증가하였으나, 다른 성질들은 여전히 3-4년의 주기를 가지고 불규칙한 진동을 하였다. 즉, 진동폭의 민감도가 진동 시간규모의 민감도보다 매우 크게 나왔다. 이 실험으로서 모델의 결합이 대기와 해양 각각의 모델에서 얻을 수 있는 이상치를 증폭시킬 수 있다는 것은 알 수 있다. 즉, 표면수온 이상치를 주었을 때, 대기모델의 가열항 계수 (α)를 10% 증가시키면 바람응력 이상치를 20% 증대시킬 수 있지만, 결합모델에서는 약 100% 정도 증대시킬 수 있다. 둘째, 저층의 습윤 수렴 (low-level moisture convergence)에 비례하는 가열항 계수 (β)를 7% 증가시켰을 때 얻은 결과의 일반적인 특징은 변하지 않았다. 이것은 잠열이 작은 규모의 현상에만 민감하고 큰 규모의 구조에는 최소로 영향을 끼쳤음을 말한다.

해양의 매개변수화 (oceanic parametrization)는 다음의 6 가지 실험을 실시하였다.

- i) 표층에서 열감쇄율을 30% 감소시킴 (소멸시간을 125일에서 160일로 늘어남)
- ii) 모델의 바람을 응력과 관련짓는 용적식 (bulk formula)에서 사용된 마찰계수 (drag coefficient)를 20% 증가시킴.
- iii) 평균 유속을 30% 증가시킴.
- iv) 해양의 equivalent depth를 13% 줄임 (86cm --> 75cm)
- v) 해양의 equivalent depth를 16% 늘임 (86cm --> 100cm)
- vi) 저층 (subsurface layer)의 운동량 감쇄율을 30% 줄임 (소멸시간이 30개월에서 42개월로 증가)

이런 6가지 실험을 통하여 열감쇄율, 마찰계수, 평균해류, equivalent depth에 대한 민감도가 모두 크게 나타났다. i) - iii)은 그 특성을 구별할 수 없을 만큼 같은

이 모델의 응용으로서 충분히 엄중한 결과를 얻지는 못했지만, 연주기성이 모델 매개변수의 현실적인 범위내에서 (수년 시간규모의) 비주기성 (aperiodicity)를 얻는 데에 기여한다고 잠정적인 결론을 짓고 있다. 수년 시간규모의 지동 이차치에 의한 것이 아니라면 결합된 시스템의 내부 특성에 기인된다고 볼 수 있는데, 우리가 알 수 있는 것은 단지 지동의 시간규모와 진폭은 여러 가지 물리적 변수가 복잡하게 섞여서 영향을 준다는 것이다. 오히려 동안에 고수온 현상이 발생되는 것은 대규모의 대기 편 해양 이차치 사이에서 발생하는 증폭 되돌림에 좌우되는데, 공기 나 물 한가지 매질에서만 진행되지 않으며 두 개의 매질에서 동시에 되돌림 작용이

적으로 확장하는 시기로서 대부분은 주요 고수온 기간이 나타난다는 개념이다. 나타낸다. 그러나, 물은 동태평양에서 SST 최대가 나타나며, TCC가 적도까지 큰 기울을 형성한다. 겨울에는 북 (최소) 과 여름-가을 (최대) 사이에서 공간적인 조건을 응용, 평균 표면수온 구배 (SST gradient)가 모두 크고 이차치가 증폭되기 좋은 곳 이차치 (negative anomaly)가 성장하게 된다. 즉, 여름과 가을에는 평균 바람, 평균 기간을 거쳐 여름에 다시 결합강도가 증가하므로 고수온 기간이 없어지고 저수온 상치를 유지한 만큼 증폭치 못하기 때문에 그 이차치가 감소하게 된다. 그리고, 물 간쇄 (thermal damping)와 같은 감쇄기작 (dissipation mechanism)에 반하여 큰 열 변화폭을 보인다. 겨울에는 결합강도가 현저히 떨어져서 시차하여 해양 표층의 열 다. 오히려 해의 물에 생긴 작은 이차치는 보통 여름과 가을에 빠르게 증폭되어 큰 있으며, 전체 모델에서 ENSO 이차치는 연주기성에 의한 위상이 물려있다는 것을 의미한다. 한편, 물은 가장 적합치 못했으며, 가을과 겨울은 중간 정도의 적합성을 보였다. 이 수온 이차치가 양(+)/음(-)이든 음(-)이든 빠르게 성장하는데 가장 적합한 조건을 보였다. 이를 미친다는 것을 보였다 (그림 1-17). 8월과 다음해 7월의 실험은 북반구의 여름을 없애는 실험을 하였다. 그 결과는 연주기성이 수온 이차치의 발달에 크게 영향을 고수온 해의 4월, 8월, 12월, 그리고 다음해 7월의 네가지 경우에 대해서 연주기성 부터 평균장를 고정시켜 놓음으로써 그 다음년부터 연주기성을 없애는 방식으로 여러 시점에서 실험을 하였다. 각 실험에서 초기조건은 31년째의 1월로 잡고, 그때 는 경향이 있다. 모델에서 연주기의 영향은 조사하기 위해서 고수온 시기 동안의 북반구의 여름에 크게 증폭되어 연평균에 최대폭을 나타내며 그 다음해에는 감소하

실험과정은 한달에 한 번씩 대기 이차치를 다시 계산함으로써 실험과 다른 모델 을 보인다. VI)은 주변해양의 감쇄가 특성에 영향을 거의 주지 못한다는 것을 나타

모두 증대되며 반대로 V)는 결합강도를 감소시키므로 짧은 주기를 가진 작은 진동 결과를 보이며, IV)는 결합강도를 증가시키는 효과로서 나타나므로 진폭과 주기가

면지역 부근의 열함량 변화가 모델 진동의 필수 요소인데, 고수온 기간 시작 전 모델에서 잠수기 진동 기작은 기원 특성이었다.

예는 경우에도 수년 주기 변동성 (interannual variability)이 여전히 나타난다. 즉, 결합의 강도가 진폭과 시간규모를 결정하는 것을 알 수 있지만, 연주기성을 잃 (phase-locking)이 발생한다.

와 해양 사이의 결합강도를 표과적으로 변형시키기 때문에 위상결속 수온장의 형태에 의해서 공간적 패턴 특성이 나타난다. 평균장의 계절변화는 대기 면수온 이송치가 크게 나타나는 것을 포함한다. 모델에서는 평균 바람과 해양 및 간이 나타나는 진폭은 태평양 중앙부에서 서풍 이송치가 보이고, 동태평양에서 표 전체적으로 최대로 발달되며, 다음해 봄과 여름에 걸쳐 나타난다. 모델에서 고수온 기 (warm event)이 반복적으로 나타난다. 고수온 기간은 북반구의 여름과 가을에 외력 이송치가 없어도 진폭과 시간이 불규칙하지만, 대략 3-4년 주기의 고수온 기 이 모델은 관측치로서 지정된 월평균 기온상태로부터의 작은 변동용 계산한다.

4.4. Cane-Zebiak 모델의 요약

시간차이를 반영하고 있다.

의 역학적 변화와 열대역에서 바람응력의 대규모 변동성 사이에서 보이는 특징적인 주기의 변동성으로 나타나지만, 대체로 3-4년 주기를 보인다. 이것은 동태평양에서 은 연주기성과 관계된 계절변동성에 지배된다. 전체 모델의 비선형 진동은 진폭과 대기에서 잠수기 수온효과 등)과 관계된 많은 과정이 포함되어 있으며, 이러한 과정들 적으로 공동하는 다른 과정을 (예를 들면, 해양표층에서 동서방향의 수온이불, 또는 북반은 반적으로 이루어진다. 표면에서 바람응력에 반응하는 약층의 공동 및 독립 한 위상차는 잠수기 진동모드를 발생시키기 위한 열대해양역에서 요구되는 것과 일정한시간이 권리도록 하기 위해서 위상차를 주는 방식으로 결합이 설정된다. 이러한 크게 영향을 미칠만큼 충분히 적은 해역으로 표면수온 이송치를 펴뜨리는 데에도 더 표면수온 이송치로 바뀌는 데 일정한시간이 권리도록 하고, 평균 표면류가 대기에 하게 결합되어 있다. 바람응력이 가해지면, 용승효과에 의해서 하층수온 이송치로부 공동에 크게 영향을 받는다. 따라서, 바람이 이곳에서의 수온약층 (수직)공동과 강 은 용승이 활발하고 수온약층이 표면에 가까운 태평양 동부해역에서의 수온약층의 결합모델에서 바람은 지정되지 않고 표면 수온장에서 계산되지만, 표면 수온차 다.

동이 없고, 열함량 변화를 억제하면, 고수온과 저수온 상태 사이의 전이가 느려진 열대역의 열함량 변화에 좌우된다는 것을 알 수 있다. 즉 열함량 변화가 없으면 전 사이의 일정한 실험을 몇 가지로 관리해서 재현한 결과, 결합 시스템의 진동특성은 해양 상층의 열함량은 상층 두께, 즉 수온약층의 깊이로 간주될 수 있다. 상하층 상태의 전이 (transition)는 연주기성에 지배되므로 연주기성과 위상이 맞물려 있다.

지속된다. 이것은 엘니노 이외의 기간에 대해서도 마찬가지다. 그리고, 이 두가지

에 열함량이 증강되며, 고수온 기간을 거치는 동안 열함량이 급격히 감소한다. 적도역의 열함량 변화는 장주기 진동력을 얻기 위한 열대 해양역학의 특성이며, 이러한 변동성에 부수적으로 바람응력과 동태평양에서의 약층운동 사이의 위상차가 생긴다. 결합모델에서 수년주기 진동에 필수적인 요소 중 첫째는 대기와 해양 사이에 대규모 증폭 되물림 작용이 있어야 한다는 점이다. 즉, 결합 시스템의 배경 상태는 엘니뇨와 같은 변동에 대해 불안정하다는 점이다. 둘째, 수온 이상치가 임의의 크기로 성장하는 것을 억제하는 비선형 평형기작 (nonlinear mechanisms of equilibration)이 있어야 한다. 이 중에서도 해양의 평균적 구조 (특히 약층의 구조)에 의해 가해지는 한계 요소가 지배적이다. 이러한 억제 요인들은 이상치의 진폭 범위를 결정하는 데 중요하다. 셋째, 대양 동부의 역학적 변화와 적도역 바람응력의 대규모 변동 사이에 체계적인 시차 (systematic time delay)가 존재한다는 점이다. 이렇게 되면, 수년 규모로서 엘니뇨 상태와 라니냐 상태 사이의 연속적인 전이가 가능해진다.

ENSO 예측이 제대로 이루어지기 위해서는 다음의 세가지 조건이 선행되어야 한다. 첫째, 고수온 기간 (warm episode)의 시작은 적도역의 열함량이 평년 이상이어야 한다. 둘째, ENSO cycle에 필요한 모든 기작은 열대 태평양 내에서 이루어져야 한다. 셋째, ENSO의 비주기성을 얻기 위해서 기원을 알지 못하는 무작위힘 (random forcing of unknown origin)에 의존할 필요는 없다. 즉, ENSO는 열대 태평양의 해양-대기 시스템에서 대부분 결정적인 과정 (deterministic processes)에 의해서 조절되기 때문이다. 그러나, 이런 과정들이 태평양 이외의 다른 해역과 연계될 가능성 (possibility of teleconnection)을 배제하지는 않는다.

제 5 절 지연진동자 (Delayed Oscillator) 모델

5.1. Suarez & Schopf (1988)

지연진동자 모델의 특성은 지연 감쇄 되물림 작용 (delayed negative feedback)을 통하여 해파 (oceanic wave)가 통과하는 효과를 지닌다는 것이다. 동태평양의 지역적 변동이 대양의 이류과정과 경계면에서의 습윤 과정에 의해 증폭되는데, 여기서 비선형 효과는 아래와 같은 형태로 기여한다. 즉,

$$\frac{dT}{dt} = kT - bT^3$$

여기서 k 는 e-folding 성장률이며, bT^3 는 모든 비선형 효과를 나타낸다. SST 변동에 의해 발생하는 바람 이상치는 수온약층에 로스비파를 발생시킨다. 로스비파는 서쪽으로 전파되어 서쪽 경계에 닿아 적도 켈빈파로서 동쪽으로 반사된다. 수온 이상치에서 나타나는 이런 과정은 다음과 같이 나타낼 수 있다. 즉,

$$\frac{dT}{dt} = T - T^3 - aT(t-\delta)$$

여기서 δ 는 파의 통과시간을 무차원으로 나타낸 것이며, a 는 지역적인 되물림에 대한 반사 신호의 영향을 가늠하는 계수로서, $aT(t-\delta)$ 는 결합시스템 변동 (coupled perturbation)의 지연효과를 나타낸다. 원신호의 감쇄 및 산란은 $|a| < 1$ 조건을 만족해야 하며, 지연감쇄 되물림은 $a > 0$ 과 $\delta > 0$ 조건을 충족해야 한다. 위 식에서 되물림 효과가 크고 (즉, $a > 1/2$) 지연시간이 충분히 길면 (즉, $a\delta > 1$), 振動解 (oscillation solution)이 얻어진다. 진동해는 결합지역에서 서쪽경계까지 갔다가 돌아오는 통과 시간의 몇배에 달하는 주기를 가진다. 즉, $0 < a < 1$ 에 대해서 진동해는 2δ 보다 긴 주기를 가진다.

경압조건에서 태평양에서의 중력파는 2.5 ms 정도를 보이며, 거리를 약 8,000km 라고 할 때 로스비파의 첫 번째 모드는 대략 110일 정도 걸리며, 반사되어 동쪽으로 진행하는 켈빈파는 약 40일 정도 소요된다. 지연진동자 이론은 2년 이내의 주기를 생산해 내므로, 에너지의 일부가 켈빈파의 속도와 비교될 만한 속도를 가지고 더 느리게 전파되는 로스비파의 다른 모드 (higher mode)에 의해 전달된다고 보아야 한다. 이런 조건에서 ENSO 진동과 비슷한 2-4년 주기로 늘어난다.

5.2. Graham & White (1988)

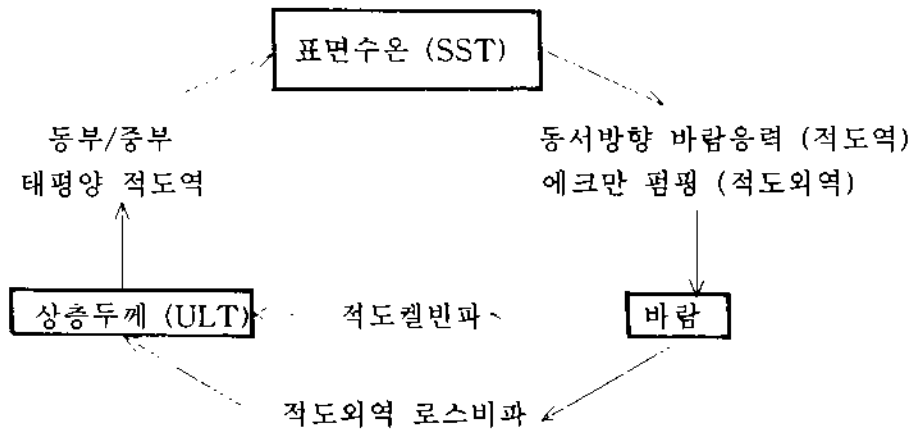
적도 태평양 중앙부에서 동서방향의 바람 응력(ZWS; zonal wind stress), 적도 동태평양의 표면수온 (ESST)과 상층두께 (EULT), 적도외역 태평양 중앙부의 상층두께 (CULT) 등 네 가지 매개변수 사이에 간단한 선형 관계를 설정하여 아래와 같이 지연 진동자 모델을 만들었다.

$$\begin{aligned} EULT_t &= aZWS_t + \rho CULT_{t-\delta} \\ ESST_t &= bEULT_t \\ CULT_{t+1} &= -cZWS_t \\ ZWS_{t+1} &= \alpha(ab)^{-1} ESST_t + \epsilon_t \end{aligned}$$

여기서 반사계수 (ρ ; reflection coefficient) 는 0.1, 지각변수 (δ ; time lag parameter)는 18개월, 시스템의 감쇄변수 (a ; damping parameter within the system)는 0.8, 대기에 의한 외력 (ϵ ; atmospheric forcing)은 무작위 (random)로 주어졌으며, 상수 a, b, c 는 위의 네 가지 매개변수 사이의 관측 이상치에 의해서 주어지는 양수다.

감쇄 진동자에 의한 이런 간단한 시스템은 외력을 필요로 하며, 지연 감쇄 되물림 (delayed negative feedback)에 의해 진동 형태를 보인다. 따라서, 진동폭이 작을 때에는 무작위 힘 (random forcing)에 의해 예측이 거의 불가능하며, 진동폭이 클

때에만 예측 가능한 시스템으로서 지연 되물림 작용에 의해 일차적인 영향을 받는다. 이런 결합관계 가설을 그림으로 나타내면 다음과 같다.



제 6 절 통계 모델

6.1. EEOF (확장 경험직교함수)(Graham & Michaelson, 1987 참조)

인도양-태평양의 무역풍장과 지구규모의 해면기압장을 이용하여 적도 태평양의 표면수온을 예측하기 위한 두 개의 선형 통계모델을 개발하였다. 하나는 확장 경험직교함수 (EEOF; Extended Empirical Orthogonal Function)이며, 다른 하나는 규범 상관도 분석 (CCA; Canonical Correlation Analysis)이다. EEOF 기술은 예측자장 (predictor fields)을 압축하고 재현하는데 사용되며, 지배적인 모드가 시간적으로 변화하는 것을 허용한다. CCA는 SST 예측 모델을 계산하고, 관측된 모델 기술을 제공하는 예측자장을 제시한다. 두 개의 예측자장 사이에 동시적인 공분산 (covariance)의 분석에도 이용한다.

주어진 자료를 Z_{ij} (i 는 공간, j 는 시간)라 하고, 고유벡터 f 와 진폭 행렬 β 의 SVD (singular value decomposition) 방법에 의해서 EOF를 정의할 수 있다. 즉,

$$Z = f'\beta$$

여기서 f' 는 transpose를 나타낸다. Z 를 바람場이라고 할 때, 고유벡터는 자료의 공분산행렬 (covariance matrix) Γ 로서 주어진다.

$$\Gamma_{i,j} = \langle Z_x, Z_x \rangle_t$$

여기서 x_i 는 i 번째 공간위치를 나타낸다. $\langle \rangle$ 는 두 변수의 스칼라곱 (scalar product)의 평균 (expectation)을 의미한다. 즉,

$$\langle Z_x, Z_x \rangle = \frac{1}{nt} \sum_{i=1}^{nt} Z_x, Z_x,$$

행렬 f 의 행 (rows)은 Γ 의 고유벡터를 포함하며, 직교선형함수를 정의한다. 마찬가지로, β 의 행 (rows)은 진폭 또는 EOF의 주요 성분을 나타내며, 다음과 같이 계산된다.

$$\beta = fZ$$

$$\langle \beta_i^2 \rangle_t = \lambda_i$$

여기서 λ_i 는 Γ 의 고유치 (eigenvalue)를 의미한다. 그리고, 공분산행렬은 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\Gamma_{m,n} = \langle Z_{i,t-k} Z_{j,t-l} \rangle_t \quad i,j = 1, nx \quad k,l = 0, nl$$

여기서 $m = i + (nx*k)$, $n = j + (nx*l)$ 이며, nl (number of lags)은 EOF가 계산되는 시간 길이를 정의한다. 이런 형태로서 어느 특정한 점과 lag에 대한 값들이 독립변수로 취급된다. EEOF (Extended EOF)는 CEOF (Complex EOF)가 진폭과 위상으로서 표시되는데 비해서 공간적으로 변화하는 양상을 나타낼 수 있다는 장점이 있다. 또한, 모델 예측자로서도 이용되며, 다른 場에서의 신호와 직접 비교할 수 있는 시공간적 신호를 제공한다.

6.2. CCA (규범상관도분석)

매우 밀접한 상관관계를 가지는 두 가지 자료의 선형조합을 구할 때 이 방법이 사용된다. EOF 분석과는 달리, CCA는 '두 場 사이의 공분산 (between-field covariance)' 만을 취급한다. 선형 회귀법 (linear regression)의 일반적인 형태로 응용되며, 여과(filtering)를 허용하고, 자료 세트간의 연계변동성의 주요 모드를 기술할 수 있는 장점이 있다.

두 가지 입력자료를 $Y_{i,j}$ 와 $Z_{k,l}$ 라고 할 때 ($i = 1, ny$, $k = 1, nz$; $j, l = 1, nt$), CCA의 목적은 Y 와 Z 의 선형조합으로서 새로운 변수 U 와 V 의 쌍 (paired sets)을 계산하는 것이다. 즉,

i) U 와 V 값은 가능한 한 최대 상관도를 가지도록 하고, 다른 것들은 직교하도록 한다. 즉,

$$\begin{aligned} \langle U_i, V_j \rangle &= \max & i=j \\ \langle U_i, U_j \rangle &= 0 & i \neq j \end{aligned}$$

ii) U 값들은 서로 직교하고, V 값끼리도 서로 직교한다. 즉,

$$\langle U_i, U_j \rangle = 0 \quad i \neq j$$

iii) U 와 V 는 각각 단위 분산값을 가진다.

Y 를 U 로 변환하기 위해서는 고유치 문제를 푸는 것과 같다. 즉,

$$[(YY')^{-1}(YZ')(ZZ')^{-1}(ZY') - \mu I] = 0$$

위 식에서 μ 는 네 개의 행렬곱의 고유치를 나타내며, U_i 와 V_i 사이의 '규범상관도'의 제곱으로서 흔히 표시된다. 이것을 μ^2 로 흔히 나타내는데, 여기서는 단순히 μ 로서 나타낸다. 고유벡터를 R 이라고 할 때, U 는

$$U = RY$$

로 표시된다. 가능한 규범 모드수 (즉, 0이 아닌 μ 의 개수)는 위 식에서 행렬의 네 곱의 차원 (rank of the quadruple product)에 의해서 결정된다. 그 수는 보통 ny 또는 nz 보다 작다. 일반적으로 연계변동성은 대부분 훨씬 작은 수의 모드로서 설명된다. 따라서, 규범분해 (canonical decomposition)는 EOF에서 이루어지는 것처럼 원치 않는 변동성을 여과시킨다. 위의 고유치 문제에서 Y 와 Z 를 바꾸면, Z 를 V 로 변환시킬 수 있게 된다. Y 로부터 Z 를 예측하는 관계는 U 로부터 Z 에 기여 (orthogonal contribution)하는 것으로부터 직접 계산할 수 있다. 즉,

$$\hat{Z} = SU$$

또는

$$\hat{Z} = SRY$$

여기서

$$S_{i,j} = \langle U_i, Z_j \rangle_r$$

이며, \hat{Z} 는 Z 의 추정치다.

이 방법이 EEOF로서 나타낸 입력자료장에 응용될 때, 고유치 문제에서 행렬 곱의 계산은 단순해진다. 그 이유는 요구되는 역행렬이 단순히 EOF의 역고유치 (inverse eigenvalues) 의 빗살행렬 (diagonal matrix)이기 때문이다. 그러나, Y 場

과 Z 場의 EEOF가 아니라 Y, Z 場 사이의 관계를 직접 나타내고자 할 때는 좀더 복잡해진다.

확장경험적회귀함수 (EEOF)는 일반적인 EOF와 유사하지만, EEOF의 고유벡터는 하나의 도면이 아니라 일련의 도면을 제공하여 공간적 패턴 변화의 직교 모드로서 나타내진다. 이 기법은 다중회귀법 (multiple regression)을 위해서 잘 만들어진 자료 세트를 제공하며, 주요 발전양상이 잘 기술되도록 한다. 규범상관도분석 (CCA)은 다중회귀법의 일반화로서, 한가지 場을 다른 場에 회귀시키고, 그 두 場 사이의 공분산 (covariance)의 주요 패턴을 묘사할 수 있게 해준다. CCA는 예측자 (predictor)와 피예측자 (predictand) 자료 세트 사이의 원치 않는 연계변동성을 초과시킬 수 있는 장점이 있으며, 각 피예측자의 모델계수를 규범예측자패턴 (canonical predictor patterns)의 가중합계 (weighted sum)로서 표시되어 모델결과의 해석을 쉽게 해준다. 즉, EEOF를 사용하여 예측자 자료를 여과 및 압축시키고 나서, CCA를 사용하여 피예측자 EEOF 진폭으로부터 피예측자 EOF 진폭을 회귀시키는 방법을 이용하였다. 그 결과를 해석하기 위해서는 다시 원래의 변동 공간으로 변환시킨다.

제 7 절 해양 모델을 이용한 연구

7.1. ENSO에서 해양의 역할

해양은 방대한 열 저장고로서 여러 가지 과정을 통하여 표면수온을 변화시킨다. 대규모 표면수온의 변화는 흔히 바람응력 등에 의한 해양과정을 통하여 발생하며, ENSO 현상과 같은 수년 주기 변화에 있어서 바람과 표면수온의 변동성이 뚜렷이 나타난다. 어떤 경우에는 태평양 적도 해역에서 표면수온 이상치가 나타나기 전에 서부 또는 중앙부에서 바람이 변하고, 또 다른 경우에는 바람과 표면수온이 동시에 변하기도 한다. 따라서, 흔히 모델에서 도입하고 있는 표면수온과 바람과의 선형적인 관계는 너무 단순화시킨 형태라고 할 수 있으며, 표면수온이 수온 약층 깊이에 역비례한다는 관계도 현상을 너무 단순화시킨 경우다. 최근의 ENSO 기간을 거치면서 (대기) 외력 (atmospheric forcing)에 대한 해양의 반응과정을 모형화하는데 상당한 정도의 성공을 보였는데 이것은 바람과 열수지의 간단한 매개변수화를 통해서 이루어졌다. ENSO의 중심 기간 동안 적도 태평양 중앙부에서 동서방향의 바람응력 (local zonal wind stress)이 감소하면, 용승이 감소하고 에크만 수송이 약화되어 남북방향의 열 이동이 줄어들며, 동서방향 이류가 강해진다. 과거 현상을 재현한 ENSO 모델들에서 El Niño가 끝나는 것은 동풍이 지배적으로 강해지는 정상 조건으로 돌아올 때 이루어진다는 것을 공통적으로 보인다. 즉, ENSO는 해양과 대기가 결합된 하나의 시스템 속에서 보이는 현상이므로 해양과 대기의 한쪽만을 조명해서는 기본적인 기작을 이해할 수 없다.

7.2. 표면 열속 (Surface Fluxes)

태양복사와 바람응력은 바다에 에너지를 공급하는 유일한 수단이다. 표면수온은 대부분 표면 열수지와 해양 혼합층의 수직혼합을 통하여 결정된다. 수평/수직 이류 및 와류수송 (eddy fluxes)과 같은 역학과정이 표면수온에 크게 영향을 미치지만 이것은 해양의 한정된 해역에서만 발생한다. 그러나, 동태평양의 표면에서 적도 융승에 의해 나타나는 차가운 물과 같이 한정된 해역에서만 발생하는 현상이라고 하더라도 이것이 열대 기후와 그 변동성에 미치는 역할은 매우 중요하다. 계절변화에서 표면수온에 일차적으로 영향을 미치는 것은 표면 열수지와 해양혼합과정이며, 수년 주기 변화에서는 약층의 변동/조정 및 이류작용과 같은 역학적 과정이 중요하다.

열대 태평양의 수년 주기 변동성은 주로 동서방향의 바람응력이 적도역을 따라서 어떻게 변하는가에 좌우된다. 대기에서 대류작용이 발생하는 위치가 이동되면 바람응력을 변화시키고, 이것은 해양 운동에 영향을 미친다. 해양의 반응은 표면수온 분포를 바꾸어 놓으며, 이것은 다시 대기순환에 영향을 미친다.

표면수온 이상치의 변화에 대한 열수지 반응은 실제로 매우 복잡하다. 용적관계식 (bulk formula)에 의한 추정치는 태평양 중앙부에서 고수온 기간 동안 바람이 약해져서 잠열속 (latent heat flux)이 감소한다는 것을 보여주며, 이것은 표면수온을 다시 높이는데 기여할 것이다. 이런 경우에 운량 (convective clouds)이 증가하므로 태양복사도 감소하게 된다. 그러나, 열대해역의 표면수온에 대한 열속 (heat flux) 변동성의 복합적인 효과에 대한 정량적이고도 신뢰성 있는 연구는 아직 이루어지지 않았으며, 각 엘니뇨의 다른 특성들이 어떻게 표면 열속과 관계되는지에 대해서도 모른다.

열속 경계조건을 수식화하려면 열속과 표면수온 사이의 되물림을 모형화하는 것이 중요하다. 그렇게 되면, 자체의 열속이 결정되는 동안 모델은 최소한 허용가능한 표면수온을 생산할 기회를 갖게 된다. 그 대신에 Haney (1971)는 표면수온을 대기변수에 내재된 관측치로부터 얻은 값으로 풀어냄으로써 열속과 표면수온과의 되물림을 표현했다. 표면 열속을 알맞게 나타내는 것은 해양모델을 대기순환모델에 접합시키기 전에 해양모델을 검증하는 데에도 중요하다. 열대 태평양의 접합모델은 적도수렴대 (ITCZ)가 두 개가 나타나는 문제와 적도역의 차가운 표층수 (cold tongue)가 지나치게 확장되어 있는 것, 태평양 남동부에서 높은 표면수온을 보이는 것 등의 문제에 부딪치게 된다. 이런 문제들은 표면열속을 내포한 상호작용을 통하여 나타나는 모델의 기후표류 (climate drift) 현상이다. 대기와 접합되지 않은 해양 모델은 용적관계식으로 표현된 대기 조건을 사용하거나 되물림 항을 너무 큰 값을 줌으로써 관측치에 너무 가깝게 제한되며, 이 때에는 접합 모드에서 중요한 오차들이 간과될 우려가 있다. 어쨌든, 표면열속을 바람이나 운량, 또는 표면 태양복사량과 같은 자료를 이용하여 용적관계식으로 계산하는 것이 가장 간단하고도 안전한 방법이다. 그러나, 표면열속 모델을 적합하게 구성하는 작업은 많은 노력을 필요로 하며, 단순화시키면 평균 열속에서 문제가 발생할 수 있다. 하나의 대안으로서 표면

수온 관측치에 알맞은 열속을 설정하고 열속이 온도에 따라 변하는 모델을 제공할 수 있다. 이 경우에 열속 모델의 단순한 선형 되물림작용 (linear feedback)을 사용하면 열대해역에서 온도에 따른 열속의 실제 변화에 근사치를 생산해낼 수 있다. 이런 열속 모델은 평균계절변화를 기본 상태로 하여 이용하거나, 수년 주기로 변하는 열속의 특정치를 이용하여 적용될 수 있다. 이런 선형 되물림 방법은 가능한 최상의 열속 추정방법이지만, 표면열속과정에 대한 이해를 돕는 데에는 도움이 되지 않으며, 따라서 세세하게 모두 모형화한 접근방법보다 잘못 적용될 위험성이 크다.

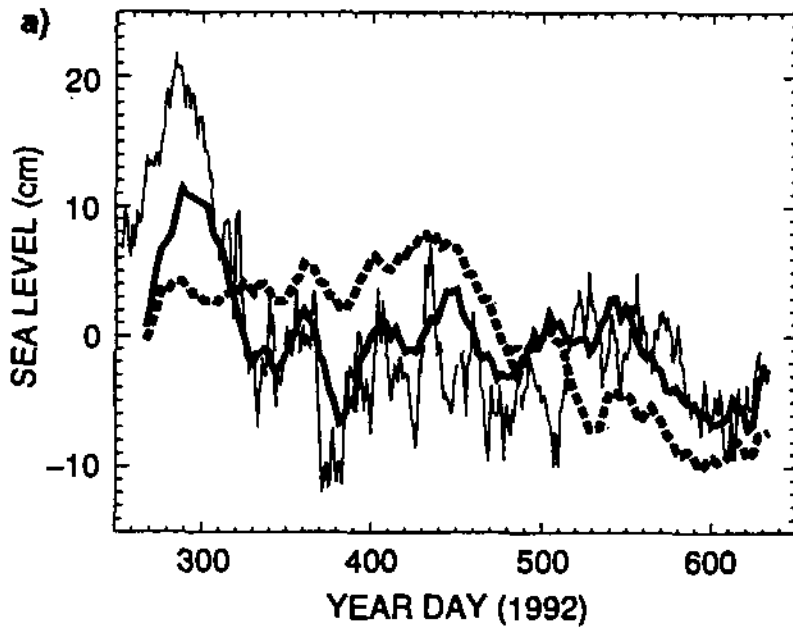
7.3. 자료 동화

모델을 여러 가지 형태의 자료를 조합하여 조정해나가고 관측치에 맞추어가는 동화기법에 관한 연구가 1980년대 이후 많이 진척되어 왔다. 현장 해양자료는 관측에 드는 비용이 비싸고 관측해야 할 대상 해역이 매우 크기 때문에 자료의 시공간적 분포가 매우 분산되어 있고 뜸하지만, 바다를 분석함에 있어 이런 자료의 중요성은 두말 할 여지조차 없다. 위성자료는 전지구권을 포함시킬 수 있는 가능성을 제공하기는 하지만, 바다 표면만을 관측하는 제한점이 있다. 해수면 고도는 그것이 표면 이하의 구조와 관계되므로 매우 중요하지만, 해수면 자료로부터 표면하의 밀도나 수온을 재현하는 역문제 (inverse problem)는 아직 어려운 문제로 남아 있다. 해양자료의 형태와 가용성의 한계 때문에 보다 나은 자료동화 기법에 대한 관심이 고조되어 왔다.

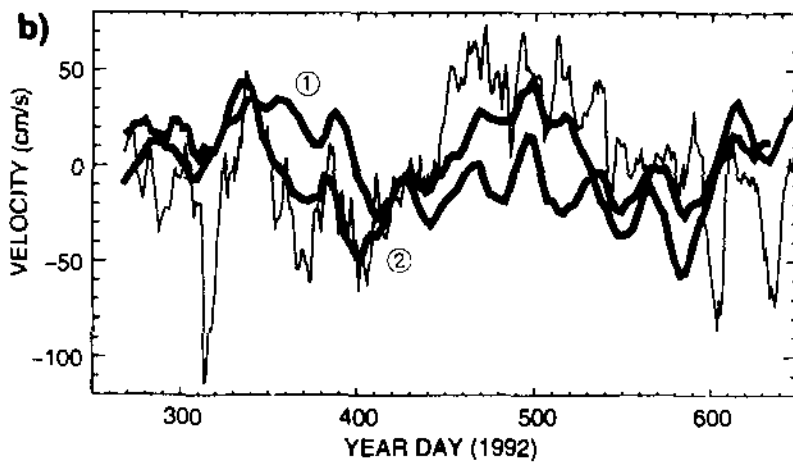
최적 보간법 (OI; Optimum Interpolation)은 주어진 관측자료와 배경이 되는 장 (background field), 입력 오차의 통계적인 세부사항, 이런 오차의 길이 규모와 상관도에 대해서 최적의 순간분석을 해낸다. 이 방법은 해양학과 기상학에서 널리 쓰이며, 칼만 필터법 (Kalman filtering)과 4차원 변분기법 (4-dimensional variational techniques) 등과 같은 첨단 기법에 대한 기준선으로 간주된다.

칼만 필터법은 수온, 유속과 같은 모델 상태 뿐만 아니라, 현 상태에서 예상되는 오차까지도 기술한다. 모델이 순차적으로 계산될 때, 불완전한 모델에 대한 허용치를 포함하여 오차의 변화도 계산된다. 배경에서 예상된 오차가 분석과정 안에 제공되어 그 다음 번의 분석에서는 단순히 배경 오차장 (background error field)을 위한 기후값을 사용하는 것보다 더 나은 결과를 생산하는데 도움이 된다. Miller & Cane (1989)은 열대 태평양의 남북방향 모드 모델에서 칼만 필터를 적용하여 6개의 섬으로부터 얻은 해수면 자료를 동화시켰다. 그러나, 칼만필터를 사용하면 비용이 많이 들기 때문에 모델격자 간격을 크게 설정해야 한다. 이 방법은 Geosat 고도자료를 태평양과 대서양의 단순 모델에 적용하는 데에도 이용되었으며, TOPEX/Poseidon으로부터 가용한 고도자료를 이용한 연구도 진행 중이다 (그림 2-1).

4차원 변분기법 (4D-Var)은 가격함수를 최소화시키는 문제로 정의된다. 가격함수는 시도분석의 함수로서 시도분석과 관측치 사이의 차이의 척도를 계산하며, 오차 통계를 나타내는 방식으로 배경이 되는 장(background field)을 계산한다. 반복 계산을 통하여 가격함수값을 최소화시키는 시도분석 (trial analysis)방법을 찾아낸다. 3차원인 경우는 최적 보간법 (OI)이 되며, 순간분석 뿐만 아니라 시간에 대한 모델 궤적까지 보게 되면 4차원 문제가 된다.



(a) 미주로 (171E, 7N)에서 해수면 자료 (얇은 실선), 바람을 가한 모델 결과 (파선), TOPEX 자료동화 결과 (굵은 실선)



(b) TAO 계류선 중 140W에서 25m 깊이에 계류된 유속계의 동서방향 유속 이상치 (얇은 실선), 바람을 가한 모델결과(①), TOPEX 자료동화 결과(②)

그림 2-1. Kalman 필터를 이용한 TOPEX 고도(해수면) 자료동화를 비교한 두 가지 예

동화 기간 동안 순방향 또는 역방향으로 많은 반복계산이 소요되며, 이에 따라 3차원 계산의 경우보다 훨씬 많은 계산을 해야한다. 4차원 변분기법은 원래 ECMWF에서와 같은 전지구 날씨 예측을 위해서 개발되었지만 이 방법의 결점은

모델오차를 설명하지 못한다는 점이다. 실제 해양의 문제에서 칼만필터와 4차원 변분기법의 상대적인 장점은 여전히 시험 중이며, 어떤 형태의 동화 기법이 좀더 복잡한 모델에 궁극적으로 쓰여질지는 아직 모른다.

자료동화는 해양분석을 준비하는데, 접합모델의 예측 이전에 해양모델의 초기화를 위해서, 해양모델을 조율하고 검증하기 위해서 사용된다. 일본 기상청은 지난 수년간 ENSO 모니터링을 위해서 해양자료 동화시스템을 운영하여 월간 해양보고서를 발간하고 있다. 그 외에 영국 기상청에서도 해양-대기 모델예측 (FOAM) 그룹과 미국 해군에서도 전지구 해양분석 시스템이 개발되었다. 자료동화란 모델이 자료에 얼마나 잘 들어맞을 수 있는가에 관한 명확한 개념을 줄 수 있어야 하며, 모델 검증과 평가를 위한 강력한 도구이어야 한다. 자료동화에서 가장 큰 문제는 외력 (surface forcing)의 불확실성 (오차)이다. 그것은 외력에 대한 우리의 지식이 부족하기 때문인데, 해수면 아래의 자료를 첨가함으로써 보다 나은 분석법을 만들어낼 수 있다.

제 3 장 엘니뇨의 영향

'엘니뇨/라니냐 (El Niño/La Niña)'라는 해양학 전문 용어가 일반상식 용어로 탈바꿈하게 된 것은 1997-98년 엘니뇨를 겪으면서 세계 각국 언론의 앞다퉀 보도 덕택이라고 할 수 있다. 그러나, 또한 일반인들에게 이런 자연현상을 인류의 환경 파괴의 영향으로 나타나는 '부가적인 지구온난화 (additional global warming)'와 혼동하게 만드는 역할을 담당한 것도 언론의 몫이었다. 어쨌든, 국내적으로도 수십 번 이상의 엘니뇨 관련보도가 있었으며, '엘니뇨 증후군'이라는 유행어가 등장하게 된 것도 특이한 사회현상 중의 하나였다. 그 중에서도 가장 크게 영향을 미친 것은 아무래도 기상 분야일 것이다. 물론 엘니뇨/라니냐 현상이 바다에서만 단독으로 일어나는 것이 아니고 해양과 대기가 하나의 시스템으로 움직이는 까닭에, 열대해양의 변동이 열대 대기순환의 변화를 가져오고 순차적으로 전지구적인 대기 흐름을 교란시키게 되므로 기상현상에 미치는 영향이 매우 크다는 점에는 이론의 여지가 없으나, 기작 (mechanism)이 밝혀지지 않은 모든 기상이변을 엘니뇨의 영향으로 인식하게 만든 '판도라의 상자' 역할을 담당해온 것이 사실이다. 과거에는 가뭄, 홍수, 폭설, 폭한, 산불, 이상고온 등에 대해서 이런 기상현상의 사실보도에 초점을 맞추려는 경향이 있었으나, 최근에는 무조건 엘니뇨/라니냐의 영향으로 간주되어 버린 것이다. 이런 일반인의 관심에 부응하여 우리 나라에서도 통계자료에 의한 날씨 예보 뿐만 아니라, 해양-대기 접합모델 (coupled ocean-atmosphere model)을 이용한 장기적인 기상예보를 하려는 시도가 이루어지는 긍정적인 면을 초래하기도 하였다. 장기예보의 경우는 십 수년 간 많은 연구투자가 이루어진 미국에서도 아직 예보 적 중률이 그다지 높지 못한 데에 비해서, 우리 나라에서는 실질적인 연구투자가 이루어지지 않은 상태에서도 장기예보를 시도하려는 노력이 이루어졌다는 점에서 매우 고무적이라고 할 수 있다. 그러나, 작금에 미국의 장기예보 결과를 바탕으로 한 기상청의 1998년 겨울 폭한예보 발표가 실제와 다르게 빗나가자, 산업계와 일반 국민들의 항의 전화가 쇄도하였다는 보도를 접할 때, 연구자의 입장에서 장기 예측분야의 분야의 연구가 위축되지 않을까 우려하게 된다.

제 1 절 언론 보도사례를 통한 영향

엘니뇨가 미치는 사회 경제적인 손실 및 영향에 관한 언론의 보도를 자연과학자의 입장에서 그대로 수용하기 어려운 부분이 있지만, 지금의 일반인들은 이미 기상 및 바다의 이변을 거의 모두 엘니뇨의 영향으로 인식하고 있는 만큼 Philander의 견해처럼 자연과학적인 정의에 국한하여 어느 것은 엘니뇨와 거의 무관한 기상현상에 의한 것이고, 어느 것은 입증되지 않은 것이고 하는 엄격한 정의는 여기서 필요가 없다고 생각된다. 따라서, 언론의 보도가 해양학자나 기상학자의 입장에서 보면 과장된 부분이 없지 않지만, 엘니뇨와의 연관성이 입증되지 않은 자연재해라

고 하더라도 가능성은 여전히 남아있다는 점에서 언론보도에 의한 손실 및 영향의 정량적인 규모를 인용하는 것도 의미있는 일이라고 생각되므로 여기에 포함시켰다. 1983년 8월 2일의 뉴욕 타임즈誌는 미국 해양대기청 (NOAA) 자료를 근거로 1982-83년 엘니뇨가 전세계에 끼친 경제적 손실이 막대하였음 (> 130억 달러)을 아래와 같이 보여준다(표 3-1).

표 3-1. 1982-83년 ENSO에 의한 세계 각국의 사회 경제적 손실 추정치

위 치	자연 현상	희 생 자	손해추정액
미국 산악주/태평양 연안주	폭풍우	45명 사망	\$11억
걸프 연안주	홍수	50명 사망	\$11억
하와이주	허리케인	1명 사망	\$2.3억
북동부	폭풍우	66명 사망	-
쿠바	홍수	15명 사망	\$1.7억
멕시코 - 중앙 아메리카	가뭄	-	\$6억
에쿠아도르 - 페루 북부	홍수	600명 사망	\$6.5억
페루 남부 - 볼리비아 서부	가뭄	-	\$2.5억
남브라질 - 아르헨티나 북부 파라과이 남부	홍수	170명 사망 (60만명 이주)	\$30억
볼리비아	홍수	50명 사망 (2.6만명 집잃음)	\$3억
타히티	허리케인	1명 사망	\$5천만
호주	가뭄, 산불	71명 사망 (8천명 집잃음)	\$25억
인도네시아	가뭄	340명 사망	\$5억
필리핀	가뭄	-	\$4.5억
중국 남부	다습	600명 사망	\$6억
남인도, 스리랑카	가뭄	-	\$1.5억
레바논 등 서남아시아	추위, 눈	65명 사망	\$5천만
남아프리카	가뭄	질병, 기아	\$10억
이베리아반도, 북아프리카	가뭄	-	\$2억
서유럽	홍수	25명 사망	\$2억

(자료: 미국 해양대기청 (NOAA), 뉴욕타임즈 1983년 8월 2일자 보도)

전체적으로 2천명 이상이 숨지고 수천명의 이재민을 발생시켰으며, 전세계적인 피해액은 130억불에 달했다. 한편, 1982-83년의 해양-대기 교란을 통한 강타는 기상-해양학자들로 하여금 국제적인 관측협력 프로그램 (TOGA)과 엘니뇨 예측을 위한 집중적인 노력을 시작하게 하는 계기를 마련하였다. 국제교역에서도 각국은 기상이 변에 따른 농수산물 수급의 예측에 관심을 가지고 대비하는 노력을 기울이게 되었으며, 국내적으로는 '엘니뇨 특수'라는 용어가 생겨날 만큼 유통구조의 변동 요인으로 작용하기 시작하였다.

다음은 1997년 7월 이후 국내의 언론에 보도된 내용 중 탈핵한 것이다. 물론 이외에도 많은 보도 사례가 있으나 여기서는 우리 나라와 관련이 있는 부분에 초점을 맞추어 탈핵하려고 노력하였다.

7월 10일에 필리핀의 기상행정국에서는 강수량 분석을 통하여 1998년 5월까지 예년의 40%정도만 예상한다고 밝혔으며, 12일에는 정부관련부처에 수자원 관리와 보호를 위한 비상조치를 대응명령으로 발령했다. 필리핀에서는 엘니뇨 현상이 보통 4개월기에 시작돼 다음해 5월까지 영향력을 미치는데, 지난 90-92년에는 가뭄으로 약 1.6억 달러에 달하는 피해를 입은 바 있음을 상기시켰다 (1997.7/11.7/14 조선일보).

7월에 우리 나라에서도 당한지역의 무더위가 계속되었으며, 북한에서도 이상고온 현상이 지속되었다. 북한에서는 장마 기간 중에 평년보다 비가 많이 내렸으나, 북한에서는 장마 기간 중의 강수량이 예년의 40%에 불과했다. 이것은 시베리아 마하원호 주변을 중심으로 가로폭이 8km에 이르는 강한 고기압이 형성되어 남북한을 경계로 북한지역을 포함하여 중앙아시아에서 북반구에 이르는 넓은 지역에서 고온 건조한 상태를 유지하고, 중국 남부지방에서부터 태평양 쪽까지 동서로 확장된 북태평양 고기압의 영향으로 강수대가 형성되어 남한에 비를 많이 뿌린 원인이 되었다. 즉, 북한의 가뭄은 엘니뇨 발생 전에 시작되었으나, 엘니뇨의 영향으로 상황이 악화되었으며, 중국 북동지역에서는 이 건조한 무더위로 250여명이 숨졌다 (1997.7/31 조선일보).

남미 페루연안은 엘니뇨의 직접적인 영향을 크게 받은 지역이므로 남미에서는 1997년월부터 엘니뇨에 대한 공포에 빠져 있었다. 옛날부터 엘니뇨 때마다 반복되는 에콰도르의 어업 피해 (안조비 수확량의 큰 격한 감소)에 의한 대량 실업과 안데스 지역의 홍수 경고가 있었으며, 임파카 폐의 역이 부족에 의한 호랑을 밀려한 페루 정부에서 긴급 도난을 명령했다. 남미의 이상고온과 동아시아 및 호주와 가뭄은 미국과 일본 등의 관련기관에서 계속 발표되고 있는 중에 안데스 지역에서는 9월에 페루의 국내 총생산의 1-2%가 엘니뇨로 인한 기후변화로 감소한 것으로 예상하여 피해 최소화를 위한 도로 및 다량보수공사, 배수망 확장, 긴급대피 준비 등 대책마련에 나섰다. 페루에서는 북화가 제대로 자라지 않고 사탕수수의 질이 떨어지는 등 경제적 피해가 발생하였으며, 당부에는 가뭄이 발생하고 북부에는 농우를 유린하고 태평양 연안에서 목지매가 사라지는 등의 피해를 감안하여 98년 경제 성장률을 당초 6%에서 5%로 낮추었다고 밝혔다 (1997.9/5 문화일보). 콜라미아 정부는 8월 20일 엘니뇨에 따른 폭염과 폭우로 5명이 사망했다고 발표했으며, 과테말라에서도 국가비상사태가 선포되었다. 페루는 농작물의 손실 등에서 120여 천 달러의 피해를 예상했다.

아시아 계절풍 지역인 인도, 인도네시아, 호주 등이 가뭄으로 큰 피해를 볼 것이라는 예측이 있는 가운데 인도의 강우량이 예년보다 10-12% 적었고, 인도네시아 등 가뭄으로 식물이 건조했으며, 필리핀 정부는 쌀, 유수수의 특질 수입용 컴퓨터 하였다 (1997.8/28 중앙일보).

미국 캘리포니아에서는 1982-83년 엘니뇨 기간 동안 겨울부터 이듬해 봄까지

세계은행 (IBRD)이 엘니뇨 피해복구를 위하여 사상최초의 엘니뇨 차관 자금 지원을 결정하였다. 페루에 1.5억 달러를 지원한 예정이며, 남미의 불리비아와 에콰도르 등 아시아 지역까지 지원을 확대할 것이라고 전했다. 유엔식량농업기구는 필리핀의 농수수 생산량이 전년보다 약 30만톤 줄어 들 것으로 예측했다. 세계식량계획 (WFP)은 11월에 아프리카 남부지역이 백년만에 최악의 가뭄에 처해있다고 경고했다. 기상 전문가들은 지난 82-83년의 엘니뇨 동안에 전 세계적으로 2천여명의 죽

조선휘민보에 도시되었다 (그림 3-1). (1997 9/24, 조선휘민보). 엘니뇨로 인한 세계 각 지역의 피해상황이 1997년 9/23일자 다고 전했다. 뉴질랜드에서도 농작물과 가금류의 피해액이 1.3억 달러를 넘어섰다고 시자했으며, 미국 중서부 지방에서는 홍수에 대비한 지용수리 신청이 50% 늘었 확이 크게 줄고 있는데, 코피아, 커피, 린, 농수수 등의 선물가격이 가파른 상승해전 엘니뇨가 높고 온 가뭄으로 동남미와 동남아, 아프리카에 이르기까지 농작물 수

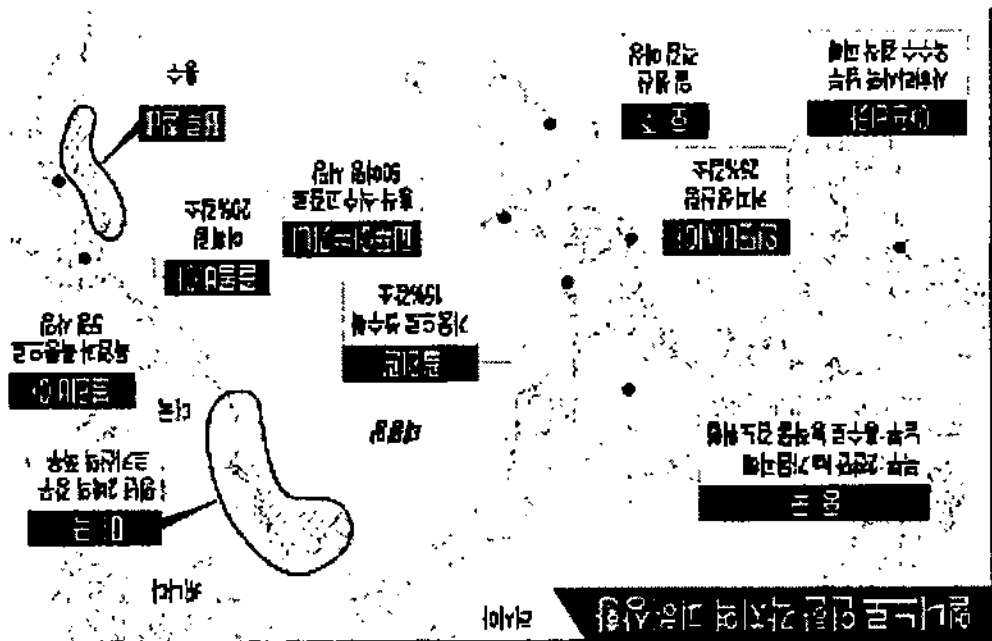
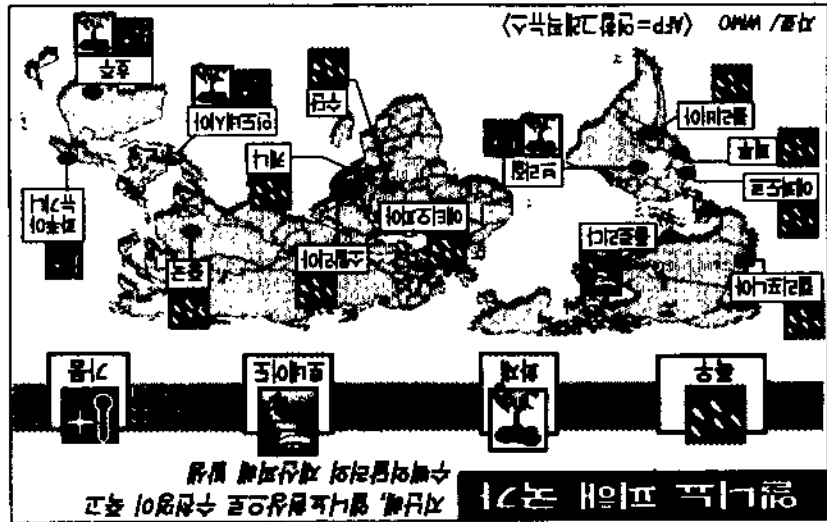
에서 이에 관해 토의할 것이라고 전했다 (1996.9/5 문화일보, 9/6 조선휘민보). 가뭄으로 농작물에 큰 영향을 받아왔기 때문에 지역 및 국제 전문가들이 잠바트웨 고 덧붙였다. 지난 20년 동안 동안 보호와나와 잠바트웨 등 남아프리카 여러 나라들은 위, 포장비크 3개국을 대량아사를 면하려면 서방 식량기증국에 호소해야 할 판이라 영향으로 약 133만명의 국민이 부족할 것으로 나타났으며, 이에 따라 앙골라, 말라 호파를 강화시킬 다른 기후적인 요인들이 출현했다고 경고했다. 지난 여름 북우의 고 미국의 과학자가 경고한 가뭄에 남아프리카 개발공동체의 조기경보반은 엘니뇨 남부 아프리카에서도 엘니뇨 현상으로 해류가 따뜻해져 가뭄에 직면할 것이라 (1997.9/5 문화일보).

적도 바로 남쪽에 위치한 파푸아 뉴기니아에서는 약 70만명이 엘니뇨에 따른 큰 산한 가뭄과 이상추위로 농장 품어죽을 상황에 처해있다고 선언했다. 지난 2월부터 비가 거의 내리지 않아 재해가 재해했으며, 장티푸스와 흉부감염으로 50여명이 사 만하는 등 보건문제가 위험한 상황으로 치닫고 있어 학교들이 폐쇄됐다고 밝혔다

동상적으로 카리브해 연안에서 탄생했던 허리케인인 엘니뇨 영향을 받아 정상 보험에 대한 관심이 높아지고 있다고 전했다 (1997 9/24 중앙일보). 진로를 이탈하여 미국 서해안으로 진행한 것은 기상상황을 기록한 이후 처음인 것으로 알려졌다. 미국 마이애미의 국립 허리케인 센터는 허리케인이 보울 적도상의 무역풍을 타고 하와이 쪽으로 서진하다가 소멸해왔는데, 린다는 엘니뇨의 영향으로 진로를 바꿔 멕시코와 미국의 서해안을 덮었다고 발표했다 (1997.9/14, 9/24 조선휘민

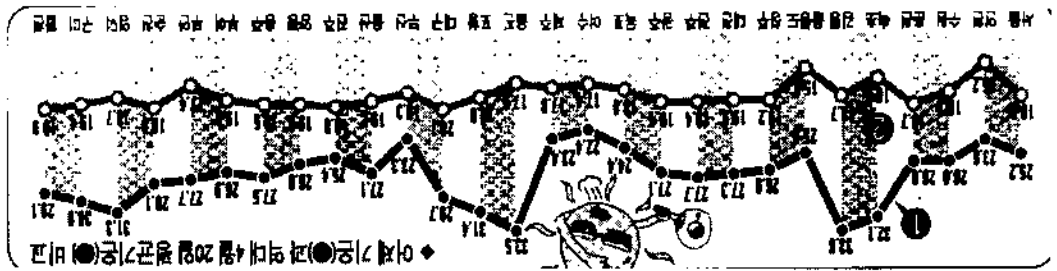
보). 미국 서부의 한인타공에서는 엘니뇨에 의한 피해우려가 높아지는 가운데, 특히, 연 해 탄생에 대비하여 국가비상사태를 선포하였다 (1997.8/30,9/2 조선휘민보). LA 등 타리의 순실이 발생했다고 발표하고 있으며, 기상이변에 따른 그 이상의 각종 재 조한 기상 영향으로 농작물 (쌀, 콩, 농수수, 커피)과 어업 및 목축업에서 수백억 달러 규모의 피해 우려를 제기하였다. 코스타리카 정부에서도 고온건 한 흉수 대비계획 및 배수공사, 긴급 대체전력 공급시스템 확보, 대피시설 점검, 긴 미대륙에 큰 인명, 재산 피해를 입은 경험을 바탕으로 겨울 폭풍 및 겨울비에 대비

1997-2661 1997-2661 1997-2661
 1997-2661 1997-2661 1997-2661
 1997-2661 1997-2661 1997-2661



고려하고 있다 (1997 11/24, 11/26 중앙일보).
 으며, 생선의 최대 소비국인 일본에서는 생선 수입액의 다량화 등 탄핵을 대책을
 수증상으로 남미연안, 미국 근해 등에서 참치, 멸치, 연어 등의 어획이 악화되었
 /25kg로 상승했으며, 콩, 소맥, 포도아, 설탕 등도 상승세를 타고 있다. 동태평양의
 시카고 상품거래소에서 옥수수의 선물가격은 4개월 사이에 2.4 달러에서 2.9달러
 상승했고 130억 달러의 재산 피해를 봤던 것보다 더 피해가 클 것으로 내다봤다.

그림 3-2. 우리 나라 각 도시에서 매년의 하수처리 시설용량 증가율(1988년 4월 20일)의 비교
치. 영동지방의 도시에서 30도 이상의 고공률 보임 (자료: 기상청 제공).



수개항 제 계속되고 있는 인도네시아의 산물은 아마존 삼림지역의 산물과 마찬가지로 사설산 자연제해라기보다는 화전민이 농지개간을 위해 자지를 방화를 끄지 못하는 상황이 지속된 것이다. 인도네시아 低氣壓帶가 동쪽으로 이동하면서 이례적으로 농지가 건조해진 상황의 심각성을 모르고 화전민들이 예전에 그들의 삶의 방식대로 물을 놓고 다습한 환경에 의해 저천로 끼지는 경험에 의해서 삼아가던 습관 등 그대로 유지한 것이 끼이지 않는 물의 재양으로 인류에게 다가온 것이다. 1998년 3월에는 인도네시아 동관리만탄 일대의 13만ha를 재조 만든 산물로 폐렴과 호흡기 질환이 판증했으며, 그 피해액은 1.2억 달러로 추산된다고 외신들은 전했다. 아마존 삼림의 화재는 60만ha의 처녀림과 초원을 삼킨데 이어, 강우를 타고 인접한 베네수엘라와 가이아나로 번지고 있다. 브라질 북부 고원지대인 포라이마주의 22%가 산물로 태워졌으며, 석기시대의 생활을 하는 인디오 원주민 보호구역마저 위협하고 있다고 전했다. 환경전문가들은 화재지역이 앞으로 100년간은 원상회복이 어렵다고 밝혔다. 태국과 호주에서도 이상 건조기후에 따른 산물이 인접한 도시의 하수처리 시설을 가장 자연적인 수단으로 직접적인 손실은 과거의 엘니뇨에서와 마찬가지로 폐기물 연기로 뒤덮고 있다고 전했다 (1998 3/25, 조선일보).

우리 나라의 통계는 예년보다 10도 이상 폭은 한여름 무더위가 1998년 4월에 이미 두 달 정도 일찍 찾아 왔으며, 화사현상이 유례없이 연속된 이상 계속되었다. 필리핀과 인도네시아에 위치한 북태평양 고기압이 예년보다 2개월 일찍 북상하면서 따뜻하고 습한 공기가 우리 나라로 유입되었으며, 이 따뜻한 공기가 우리 나라의 산맥을 넘어면서 한편서 편향상을 일으켜 영동지방에 30도를 넘는 무더위가 몰려왔다 (그

림 3-2). 중국대륙의 황사 발생지인 북부지방과 몽고의 사막지역이 예년보다 2-8도 높은 고온 건조한 상태가 지속되면서 건조한 토양이 축적되고 여기에 저기압이 자주 통과하여 이 지역 일대의 흩먼지가 강력한 상승기류를 타고 상공으로 빠르게 올라 황사현상이 자주 발생하였다 (그림 3-3)(1998 4/21, 조선일보).



그림 3-3. 1998년 4월 20일 현재 기압 배치도상에 표시된 황사 발생 지역 및 유입 경로 (화살표)

국내 전문가들은 우리 나라가 지금까지 적도나 동태평양 연안국에서 나타나는 극심한 가뭄이나 홍수 등의 기상이변까지는 아니지만 엘니뇨의 간접적인 영향을 받고 있다고 판단한다. 기상청에서 1997년부터 1998년 사이에 조사된 재해상황이 금번의 엘니뇨와 모두 직접적으로 연관되었다고 볼 수는 없으나, 엘니뇨의 간접적인 영향을 상당한 정도로 받았음을 시사하고 있다 (표 3-2).

표 3-2. 1997년 6월 이후 1998년 8월 사이 발생한 기상 재해상황 (기상청, 1998)

발생 시기	지역	원인	피해상황
1997년6월-7월	북한 지역	가뭄	70여만톤의 곡물 피해
1998년2월9일	서울 경기	폭설	교통 혼잡
2월20일	제주도	호우	
3월9/10일	전국 곳곳	산불	45ha 삼림 화재
3월15일	울산, 충남	산불	3ha 임야 화재
3월19일-	제주	폭풍	15명 사망/실종
3월29일	강릉	산불	약 23.7억원의 재산피해
4월21일	강릉	폭염	
5월1/2일	서울 경기, 경남	호우	정전사고 등 침수피해
7/31-8/2	남부지방	집중호우	95명 인명피해, 414억원의 재산피해
8월4일	중부지방	폭우	173명 사망/실종, 5만여명 이재민
8월15/16	경북 북부	집중호우	5명사망/실종, 1750ha 농경지 침수

특히, 1997년 북한지역의 심한 가뭄과 1997-98년 겨울의 고온현상 및 1998년 여름 엘니뇨가 소멸된 직후의 집중 호우 등에 의한 피해는 우리 나라의 기상이 엘니뇨의 영향을 크게 받았음을 보여준다. 정부부처 중에서 엘니뇨에 대해서 가장 긴장하고 있는 부처는 농림부다. 농림부 관계자는 과거의 사례를 보면 엘니뇨가 시작된 이듬해에는 봄 가뭄, 여름 냉해 및 잦은 비 등으로 작황이 나쁘거나 평년작 수준이었다는 점에 비추어 영농 대책에 고심하고 있다. 86-87년 엘니뇨 때에는 87년 봄의 심한 가뭄에 이어 7월 이후 호우가 쏟아졌으며, 93-94년 엘니뇨의 경우 94년 여름 가뭄으로 전체 논역의 10%, 저수지의 30% 이상이 말라버렸고, 무더위로 50만 마리 이상의 가축이 폐사하였다. 일반 국민의 기상이변 및 어획량 감소 등의 우려에 대해 기상 및 해양전문가들은 엘니뇨가 우리 나라에 미치는 영향에 대한 집중적인 연구를 실시한 바가 없으므로 한반도의 기후 및 해양에 미치는 구체적인 연관성을 제시하지 못하고 있다. 우리 나라의 기상과 주변 해역에 미치는 엘니뇨의 영향을 분석하기 위한 상관도 조사 및 해양-대기 접합모델의 국지적 영향 분석을 위한 운용 노력이 초보적인 단계에 있어 앞으로 집중적인 투자가 이루어진다면 연관성 규명에 구체적인 과학적 근거를 제공할 수 있을 것으로 기대한다.

제 2 절 기온 및 강수량

우리 나라는 일반적으로 몬순 (Asia-Australia monsoon)의 영향으로 여름에 고온다습, 겨울에 저온건조하며, 강수량도 여름 중 장마 기간에 집중되어 있다. 장마는 해양성 온난 기단인 '북태평양 고기압'과 대륙성 한랭기단인 '시베리아 고기압'이 주역이다. 이 두 기단이 세력 균형을 이루어 정체 전선이 형성되며 계절의 진행에 따라 남해 상에서 북상하여 제주, 남해안에 접근하는데 이것을 장마 전선이라고 한다. 장마는 6월 하순부터 7월 하순까지 한달 정도 또는 그 이상 계속되는 경우가 많으며, 제주도에서 시작하여 점차 북상한다. 위의 두 기단의 세력균형에 의해 전선이 북상 또는 남하하므로 지역에 따라 장마가 끝난 것처럼 보이다가도 다시 장마로 돌아와 많은 비가 오는 경우가 흔하다. 강수량을 장마와 관련해서 보면 남부 지방에서는 최대치가 6-7월 (1차 장마)과 8-9월 (2차 장마 또는 가을 장마)로 나뉘어지는데, 8-9월에 나타나는 장마는 흔히 태풍에 의한 영향인 경우가 많다. 중부 지방에서는 이 두 모드가 합쳐져 하나의 모드를 이루는데, 이것으로서 중부 지방이 아열대에서 아한대 양상으로 변하는 경계역임을 알 수 있다 (그림 3-4). 지난 35년 사이 가장 세력이 강했던 4개의 ENSO가 진행 중일 때 여름철 (5월-9월) 우리 나라 주변의 기상은 '고온건조 (warm and dry)'한 단기적인 기후변동 (short-term climate shift)의 결과를 초래하였다. ENSO 기간 중에 우리 나라 육상 4개 정점에서의 강수량은 35년 평균치보다 대체로 낮은 값을 보였다 (그림 3-5). 일단 ENSO가 끝나면 정상상태로 돌아와 열대폭풍의 발생빈도수가 증가하여 매우 다습해진다.

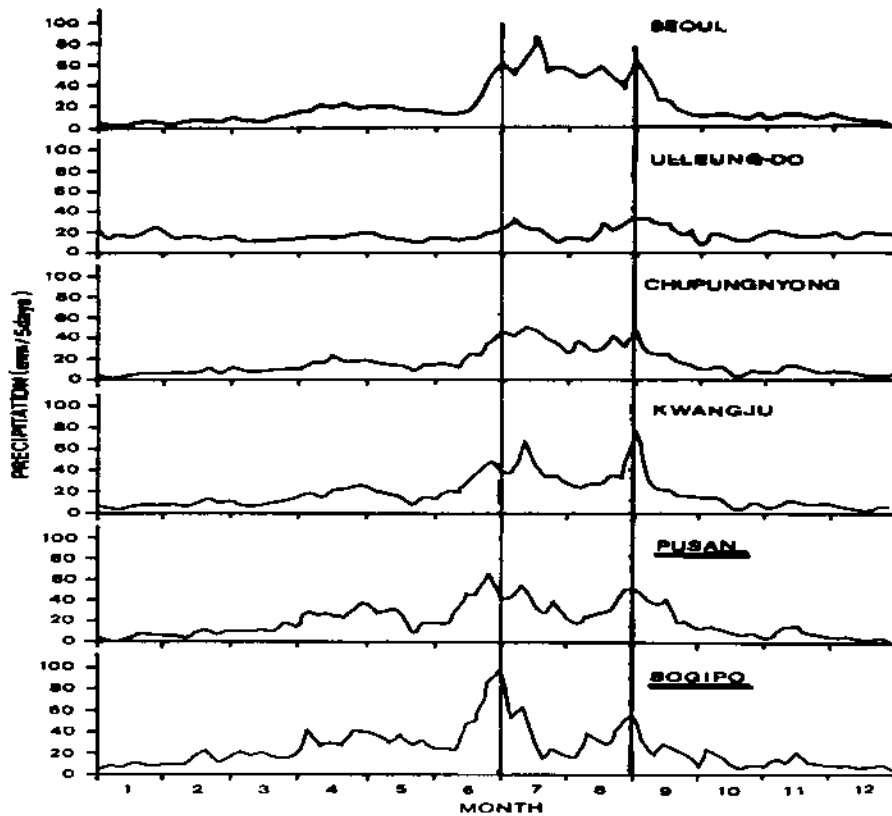


그림 3-4. 우리나라 6개 정점에서 평균 강수량의 연변화패턴. 남부지방에서는 1차장마 (6월말-7월초)와 2차 장마 (8월말-9월초)가 2개의 모드로 확실히 구분되지만 중부지방에서는 하나의 모드로 합쳐지는 모양을 보임.

아시아 몬순과 엘니뇨는 약 9개월의 시간 지연관계에서 가장 상관도가 높게 나타나며, 엘니뇨 해에는 몬순의 강도가 일반적으로 약하게 나타난다. 이 영향으로 인도의 강수량이 뚜렷한 감소 경향을 보이는 것으로 보고되었다. 중국의 경우에는 지역에 따라 다르며, 양자강 유역에서는 강수가 증가하지만 황하 북부와 만주에서는 감소하는 경향을 보인다.

과거 62년간 (1935년 ~ 1996년) 서울의 강수량과 엘니뇨와의 연관성 비교 (강인식, 1997)에서는 엘니뇨 해 중에서 여름철의 강수량이 증가하는 해가 감소하는 해보다 2배 이상 많이 나타났다 (그림 3-6). 그러나 봄, 가을, 겨울의 강수량 변화는 비교적 작게 나타날 뿐만 아니라 엘니뇨와의 연관성이 거의 없다고 보고하고 있다.

우리 나라와 같은 중위도의 대기는 혼돈상태 (chaos)가 많은 부분을 지배하므로 장기 예측이 매우 어려우나, 적은 신호라도 엘니뇨에 의한 한반도 주변역의 기후 및 해양변수의 변동량을 면밀하게 분석함으로써 장기예측 향상에 기여할 수 있다.

MAY - SEPTEMBER PRECIPITATION FOR 4 SOUTH KOREAN STATIONS (AVERAGES VS. EL NINO PERIODS)

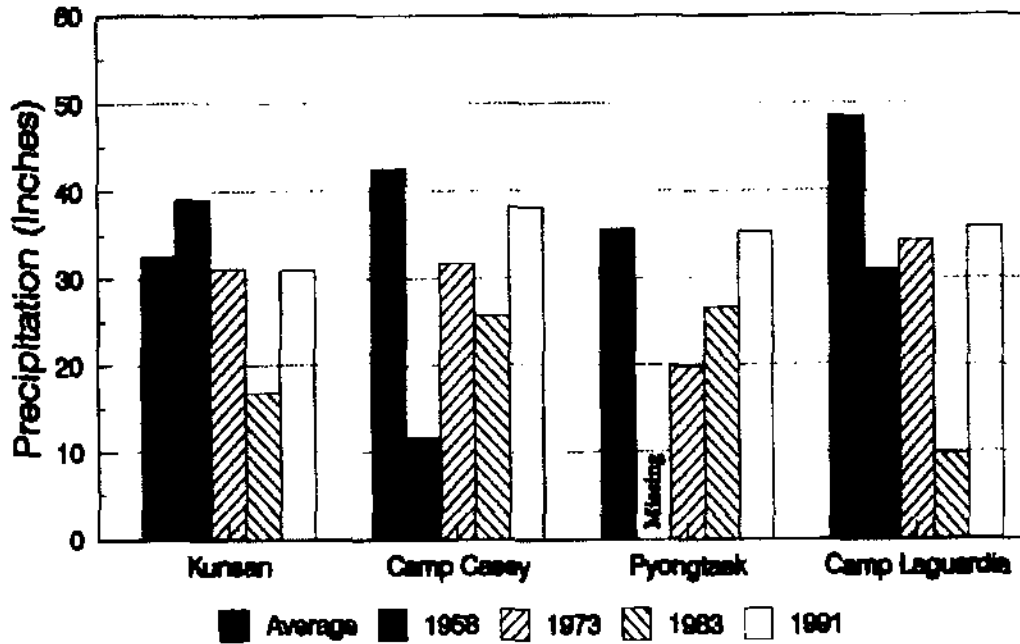


그림 3-5. 우리나라 육상의 4개 정점 (주한미공군 기지)에서 1957-1991년 사이 여름철 (5-9월) 평균 강수량과 세력이 강했던 4개의 엘니뇨가 진행 중일 때의 여름철 (5-9월) 강수량의 비교

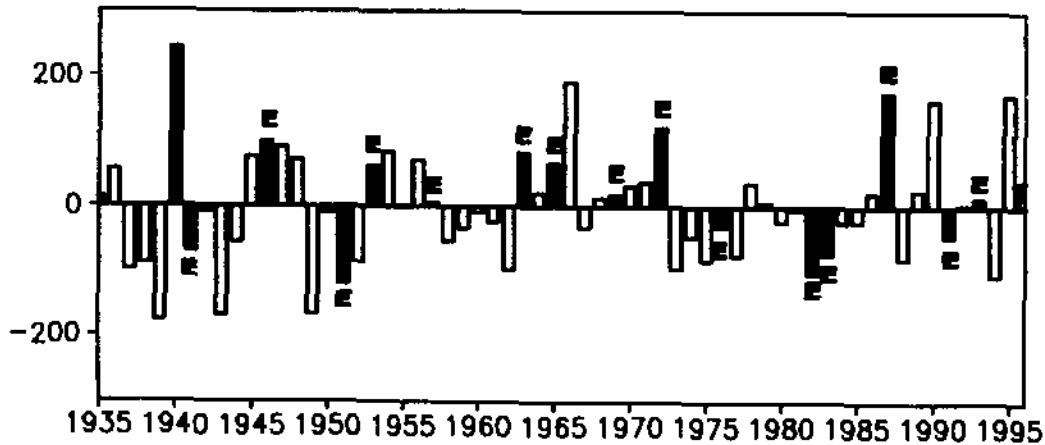


그림 3-6. 서울에서 62년간 (1935-1996년)의 여름 평균 강수량의 이상치. 엘니뇨 해는 E로 표시 하였음 (강인식, 1997)

제 3 절 태풍 (Typhoon or Tropical Cyclone)

3.1. 발생 및 진행 Mechanism

태풍은 북태평양 서부에서 발생하는 열대성 저기압 (tropical cyclone)을 말하며, 남동 무역풍과 북동 무역풍이 수렴하는 열대 수렴대 (ITCZ; Intertropical Convergence Zone)가 주로 발생하는 해역이지만 통계적으로 보면 5°N-25°N, 120°E-160°E 에서 광범위하게 발생한다.

태풍이 발생하는 원인에 대한 정확한 이론적 설명은 아직 정립되어 있지 않으나, 일반적으로 고온 다습한 수렴대 부근해역에서는 조건 불안정 상태¹⁾에 있기 때문에 적란운이 쉽게 발생하여 가끔 강한 스콜 (squall)을 동반한다. 이 스콜이 처음으로 작은 공기의 소용돌이를 만들게 되며, 이것이 수렴기류로 인하여 적도부근에 모인다. 이 소용돌이가 한곳에 모여 큰 소용돌이를 이루면 태풍의 씨앗이 되며, 열대 수렴대에서 기류의 수렴이 강해지면 이것이 자라서 태풍이 된다. 수렴대의 위치와 강도는 계절에 따라 다른데, 여름에는 남동 무역풍이 강하므로 가장 북쪽에 위치하며 겨울에는 북동무역풍이 강해져서 적도 부근까지 남하한다. 스콜을 동반한 작은 소용돌이가 태풍으로 성장하기 위해서는 바다로부터 열이 계속 공급되어야 하므로 해수면 온도가 최소 26°C 이상이어야 하며, 북반구의 여름철에 주로 발생하게 된다.

지난 45년간 (1951-1995년) 태풍의 발생빈도는 연평균 27개로서, 지역적으로는 5°N-20°N, 130°E-145°E 에서 가장 많이 발생하고, 계절적으로는 7-10월 사이에 빈도가 가장 높다 (표 3-3).

1) CISK (Conditional Instability of the Second Kind): 공기의 포화(불포화)에 따라 조건적으로 대기가 불안정해지는 상태를 일반적인 '조건 불안정'이라고 하는데, 이것과 달리 하층 대기에서 공기의 수렴이 구름 (cumulus)을 형성하여 수직적으로 상층 대기까지 강제적인 대류작용(convection)을 일으켜 대규모 시스템으로서 불안정하게 구름이 성장하는 과정을 일컫음.

표 3-3(a). 북서태평양에서 태풍의 월별 평균 발생빈도수 (1951-1995년)

월별	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	합계
회수	0.5	0.2	0.5	0.7	0.9	1.8	4.0	5.7	5.0	4.1	2.6	1.3	27.3

표 3-3(b). 북서태평양에서 태풍의 연도별 발생빈도수 (1951-1995년)

1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
21	27	23	21	28	23	22	31	23	27	29	30
1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
24	34	32	35	39	27	19	26	36	31	21	32
1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
21	25	21	30	24	24	29	25	23	27	27	29
1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995			
23	31	32	29	29	31	28	36	23			

태풍의 발생초기에는 약한 열대성 저기압으로 얼마동안 적도 부근의 동풍 (무역풍)에 밀려 서쪽으로 진행하다가 점차 북쪽으로 올라오면서 열대 폭풍 (tropical storm)으로 발달하고, 그것이 더욱 커져서 태풍 (typhoon or tropical cyclone)으로 발달하여 북쪽으로 향하게 되며, 중위도의 편서풍대에 진입하게 되면 전향하여 북동쪽으로 진행하게 된다. 여름에 월별 태풍의 평균경로를 보면, 6월에는 계속 서진하여 남중국해 상으로 향하는 경우가 많으며, 7월에는 대만 부근에서 중국연안을 따라 북상하여 서해를 거쳐 우리 나라 쪽으로 진행한다. 8월에는 동중국해로부터 우리 나라를 가로질러 동해로 진행한다. 9월에는 남쪽 해상으로부터 오기나와 동쪽 해상을 지나 일본열도 쪽으로 진행하며, 10월의 태풍은 일본 남쪽 해상 멀리 지나간다. 8월 중순에서 9월 초까지의 경로는 북태평양 고기압의 확장과 밀접한 관계가 있는데, 이 고기압이 확장하고 있으면 태풍은 중국 대륙 쪽으로 진행하지만, 고기압 세력이 약화되면 우리 나라 쪽으로 진행하는 적이 많다. 이것은 평균 경로를 언급한 것이지만, 경우에 따라 고리나 갈 之字 형태의 이상경로를 취하기도 한다.

태풍 중심에 바람이 약하고 구름이 적은 구역을 태풍의 눈이라고 하는데, 눈의 크기는 직경이 20-50km 정도지만 큰 것은 100km에 이르기도 한다. 태풍 주위의 바람은 반시계 방향으로 중심을 향해 불며, 태풍의 진행방향을 결정하는 상층풍의 흐름과 합성되므로 진행방향에 대해서 오른쪽이 왼쪽보다 강하다.

3.2. 우리나라에 영향을 미친 태풍

지난 92년 동안 (1904-1995년) 우리 나라에 영향을 미친 태풍의 수는 282개이며, 이것은 32°N-40°N, 120°E-138°E의 범위 내에 도달한 개수이다. 우리 나라에 영향을 미친 태풍은 7월~9월 사이에 집중되어 있으며, 드물게 6월과 10월에 내습하

기도 한다 (표 3-4). 우리 나라 주변 태풍의 경로를 월별로 살펴보면, 6월에는 대만 남쪽으로부터 거의 꺾이지 않고 북상하며, 7월에는 북상하여 중북부 지방을 통과한다. 8월은 7월보다 남하하여 중부지방을 대각선 방향으로 통과하며, 9월에는 좀더 내려가고, 10월에는 가장 많이 꺾여 남해안을 스쳐 동해 쪽으로 빠져나간다. 즉, 경로는 6월에서 10월 사이에 점차 남하하고 있는데, 이것은 북태평양 고기압 세력의 약화와 관계가 있으며, 전년 평균 분포는 남해안을 거쳐 동해로 빠져나간 것이 가장 많았다.

표 3-4. 우리 나라에 영향을 미친 태풍의 개수 (1904-1995년)

월별	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	합계	비율
정상경로	-	-	-	-	1	14	68	92	68	7	-	-	250	89%
이상경로	-	-	-	-	-	2	13	15	2	-	-	-	32	11%
합계	-	-	-	-	1	16	81	107	70	7	-	-	282	100%

이 동안 태풍에 의한 총피해는 사망 및 실종이 9천명 이상, 재산 피해는 3.7조 원 이상으로 연평균 수치로는 사망 및 실종이 100명, 재산피해 약 400억원인 셈이다. 이 중에서 피해가 가장 컸던 10개의 태풍 피해양상은 표 3-5와 같다. 인명 피해는 1972, 1984, 1987년의 경우를 제외하면 공업화 이전인 60년대 이전에 발생하였으며, 재산 피해는 그와는 반대로 1959년의 경우를 제외하면 모두 70년대 이후에 발생한 것이 특징이다.

이 기간 (1904-1995년) 동안 우리 나라에 영향을 미친 태풍 회수를 연도별로 살펴보면, 태풍이 내습하지 않았던 해는 1920, 1947, 1988년 뿐이며, 5번 이상 내습한 해는 1911, 1914, 1922, 1925, 1933, 1940, 1950, 1959, 1961, 1976, 1981, 1985, 1991, 1994년이었다. 이 중에서 엘니뇨가 일어났던 해는 1911, 1914, 1925, 1940, 1976, 1991년 (43%)이며, 금세기 중 매우 강한 엘니뇨가 일어났던 1925년에는 태풍이 5번 내습했으며, 1982년에는 4번 강타했다. 한편, 최다 회수 (7번)를 기록한 1950년과 1959년에는 엘니뇨가 발생하지 않았던 해이다.

표 3-5. 지난 92년간 (1904~1995) 피해가 가장 컸던 태풍에 의한 손실

순위	인 명 피 해				순위	재 산 피 해		
	발생 시기	태풍명	사망/ 실종	부상		발생 시기	태풍명	피해액 (억원)
6	1914년 9월	--	432	54	5	1959년 9월	사라	2043.
2	1923년 8월	--	1157	-	6	1972년 8월	베티	1846.
5	1925년 7월	--	516	275	10	1979년 8월	주디	1162.
7	1933년 8월	--	415	84	9	1981년 9월	아그네스	1314.
8	1934년 7월	--	265	158	4	1984년 9월	준	2081.
1	1936년 8월	--	1232	1646	1	1987년 7월	셀마	4962.
3	1959년 9월	사라	849	2533	8	1987년 8월	디나	1403.
4	1972년 8월	베티	550	405	7	1989년 7월	주디	1450.
9	1984년 9월	준	189	150	3	1991년 8월	글래디스	2630.
10	1987년 7월	셀마	178	138	2	1995년 8월	재니스	4563.

온대성 저기압²⁾도 우리 나라에 풍수해를 일으키는 주원인이 되고 있는데, 지난 10년간 (1986~1995) 6월에서 10월 사이 영향을 준 태풍과 온대성 저기압의 월별분포를 보면 총 31개의 태풍과 235개의 저기압이 통과하였으며 (표 3-6), 200억원 이상의 재산손실을 가져온 것은 태풍이 10개 (1/3), 저기압이 19개 (1/12)였다.

표 3-6. 지난 10년간 우리나라에 영향을 미친 태풍과 온대성 저기압의 개수

구분	월별	6월	7월	8월	9월	10월	합 계
	태 풍		3	10	9	8	1
온대성저기압		59	55	42	36	43	235

따라서, 큰 재산 손실을 가져온 풍수해의 빈도수로 보면 온대성 저기압이 태풍에 비해 2배 정도 많음을 알 수 있다.

그 발생 원인을 살펴보면, 정체전선의 저기압 중심이 발달하여 온대성 저기압이 발달하게 되므로 열대해역의 기단 이동과 상관성을 갖는다고 볼 수 없으며, 지구규모의 열/물질 (해수 및 습기) 교환으로 대표되는 엘니뇨-남방진동 현상과 관계가 없는 지역적 대기 현상이다.

서태평양 난수풀 (warm pool)의 열이 태풍의 발생 및 성장 에너지원으로 쉽

2) mid-latitude cyclone, extratropical cyclone, 또는 polar-front cyclone이라고도 불리며, 정체전선 (stationary front)을 따라서 저기압 중심이 발달하여 생긴.

계 이용되리라는 개연성은 있으나, 난수풀은 대체로 28°C 이상의 해수를 말하며 태풍의 발생조건은 26°C 이상이면 가능하므로 난수풀 이외에도 거의 모든 열대해역이 태풍 (또는 허리케인)의 발생이 가능한 해역에 해당된다 (그림 3-7). 그러므로, 통계적으로 난수풀의 변동성에 의해 태풍의 강도 및 빈도수가 변화되리라는 점을 말하기는 어렵다. 그러나, 엘니뇨가 우리 나라에는 여름철에 일반적으로 고온 건조한 영향을 미치므로 태풍 발생의 빈도수를 적게 하는데 기여한다고 볼 수 있다.

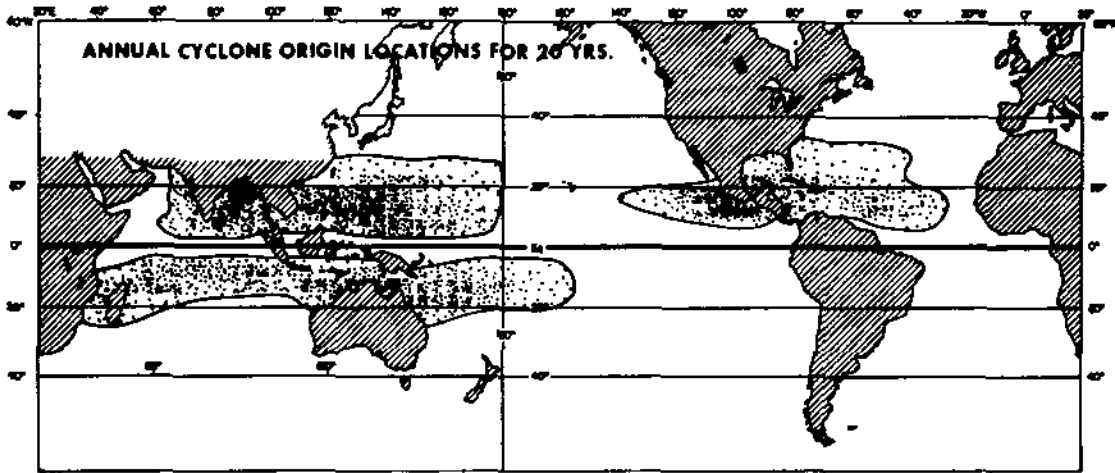


그림 3-7. 지난 20년간 열대성 저기압이 발생한 지점의 위치도 (Gray, 1979).

제 4 절 농업에 미친 영향

1980년대 이후 농림부 통계 분석에 의하면 다음과 같이 보고되었다.

- 1) 1982-83년: 1982년에 경북과 전남 일부지역에 심한 가뭄으로 모내기를 못한 논이 많았으나, 전국적으로 보면 대수롭지 않았고, 1983년의 기상은 전반적으로 농사에 지장을 줄만큼 불순한 날씨는 아니었다. 따라서 1982년에는 벼농사 작황이 평년보다 약간 증가하였고 (+2kg/1,000m²), 1983년에는 수확량이 더 증가 (+10kg/1,000m²)하였다.
- 2) 1986-87년: 1986년에는 평년과 비슷 (+3kg/1,000m²)하였으며, 1987년 7월 상순까지 가뭄이 지속되었고, 그후 태풍 (셀마)과 집중호우의 영향으로 벼 수확량이 감소 (-15kg/1,000m²)하였다. 일본 남부지방에서도 7월 중순까지 심한 가뭄으로 물부족 사태를 겪었다.
- 3) 1992-93년: 1992년에는 평년과 비슷 (+1kg/1,000m²)하였고, 1993년 여름에는 일조량 부족과 저온 현상 (냉해)으로 벼 도열병에 의한 벼농사 피해가

남북미, 호주, 동남아시아 등 엘니뇨의 직접적인 영향권에 있는 국가들은 기상 이변과 육산물 생산에 대한 감시, 평가, 전망이 훨씬 중요하며, 특히 이들 국가들은 우리 나라와 육산물 관련관계에 있으므로 이에 대한 분석이 우리 나라에도 의미 있는 일이 될 것이다. 세계 육물시장 전문가들은 호주 소맥생산이 지난해보다 30% 정도 감소하고, 필리핀, 인도네시아 등에서도 쌀, 커피, 코코아의 생산량이 대폭 줄어 육물 수입에 의존하고 있는 우리 나라로서는 경제 위기적인 요인(국제올림픽공의 간담원조)에 덧붙여서 1997-98년의 엘니뇨가 육물시장에서 무역수지 적자를 심화시키

는 요인이 되었다.

예측함으로써 북동부 지역의 생산량을 안정시켰다.

표하였으며, 브라질에서는 육작물의 물공과 수자원의 확보 및 토양의 수분 함량을 농수수의 파종시기를 안정적으로써 생산량 감소를 줄일 수 있다는 연구 결과를 발표장에서 가축의 수를 줄임으로써 더 큰 규모의 피해를 막고 있다. 짐바브웨에서는 화를 재배하는 방법으로 옥엽정채를 경정함으로써 지속적으로 안정된 육작물 생산

부분의 경우 1-4월에 엘니뇨가 예상되면 환를 경작하고 라나나가 예상되면 북

우리 나라의 육사에 부정적인 영향으로만 나타나는 것은 아니다.

이었고, 1987년과 1994년의 물 가뭄이었다. 1997년에는 약간 늦은 기온과 안맞은 강 엘니뇨 해에 두드러지게 나쁜 영향을 준 기상은 1993년 여름의 저온과 일조량 부족 면이 아닌 국지적인 기상현상에 의해서도 육작물 피해를 입음 수 있기 때문이다. 이 늦어져 그 해 육사를 짓지 못하게 되므로 엘니뇨 관은 전지구적인 해양-기상 이

구가 더욱 필요하다. 그 이유는 일반적으로 여름에 일조량이 부족하거나, 고온, 가

나, 이것이 엘니뇨의 직접적인 영향으로 보기에 아직 불확실하므로 이에 대한 면

는 대체로 육작물 수확이 증가하고, 그 다음해에는 수확량이 감소하는 경향이 있으

이상에서 알 수 있듯이 1982-83년의 경우를 제외하면, 엘니뇨가 시작되는 해에

배우 쪼다 (-35kg/1,000m²).

4) 1994-95년: 1994년에는 비 수확량이 평년보다 증가 (+7kg/1,000m²)하였으며, 1995년에는 일조부족으로 평년보다 감소 (-5kg/1,000m²)하였다.

제 4 장 우리나라 주변해역에 미치는 영향

제 1 절 연구목적 및 필요성

기상현상이 국민 생활, 산업 및 국가 경제에 미치는 영향은 대단하다. 특히 올해(1998년)와 같이 이상기후 현상이 심하게 나타날 때는 더욱더 그러하다. 1980년대 초 이후부터 지구 전체의 기상정보의 확보가 가능하여짐에 따라 지구규모로 일어나고 있는 이상 기후현상에 대한 연구가 근래에 들어 활발히 진행되고 있다 (IRI(International Research Intitute), NCEP(National Center for Environmental Predictions), NOAA OGP(NOAA Office of Global Program), Pacific ENSO Applications Center 등).

엘니뇨 현상이 실제로 지구 전체의 해양-대기의 원격관련(Teleconnection)에 의해 지구 전체 어느 곳이든 영향을 미칠 수 있음이 밝혀지고 있는 상황(Glantz, 1991)에서 엘니뇨 현상은 일부 적도 태평양 국가 뿐만 아니라, 세계 여러나라에 가장 큰 관심사가 되어 왔다. 우리나라에서도 최근에 엘니뇨에 대한 관심이 고조되면서부터 매스컴에서 여러 가지 엘니뇨에 관련된 기사를 중점적으로 보도하고 있는 실정이지만(1997.1.1-1998.12.31 까지 조선일보 213건, 한겨레 신문 273건 등), 엘니뇨가 한반도에 미치는 영향에 대한 부분에서는 다분히 경험적이고 가설적인 내용이 주류를 이루어 일반인들에게 많은 오개념을 심어주고 있다.

지금까지의 엘니뇨와 관계된 연구들은, 엘니뇨가 전지구적인 시, 공간스케일을 가진 세계 기후변화의 주 요인이라는 심각성에도 불구하고 태평양 적도 부근과 동태평양 연안부근에서 제한적으로 이루어져왔다. 더욱이 우리나라가 속해있는 북서태평양에 대한 물리해양학적 고찰은 수온, 염분, 해수면 변화 등으로 국한된 해황의 변동성에 대하여 이러한 현상과 관련된 주기적인 해석과 연결시켜 엘니뇨 영향에 대한 내용을 조심스럽게 언급하는 수준에 머물러 있는 '실정이다(Lie and Endoh, 1991, Watanbe 등, 1986, Shuto, 1996). 외국에서는 주로 기상자료를 바탕으로 한 대기 대순환 모델과 해양-대기 접합모델 등의 비교적 체계적인 접근이 시도되고 있지만(IRI(International Research Institute), 1998), 현재까지 우리나라에서 해황변동성에 초점을 맞춘 해양학자들의 연구결과는 전무한 실정이다.

본 연구에서는 엘니뇨 발생 근원지라고 알려진 적도 서태평양 난수풀(warm pool, 서경 180° 부근) 해역에서의 엘니뇨 신호(signal)의 전과 과정을 쿠로시오 해류계와, 대기 대순환의 이동경로에 맞추어 이미 확보된 엘니뇨 지수로 사용가능한 여러개의 해양관측자료와 기상자료를 혼합하여 모든 자료의 시계열 변동성을 산출할 것이다. 이를 바탕으로 엘니뇨와 관계된 한반도 주변 해역에서의 해수면, 수온, 바람장, 강수량의 변동성과 상관관계 등의 내용을 도시할 수 있으며, 조심스럽게 엘니뇨와 관계된 한반도 해황의 변동성을 언급할 수 있을 것이다.

제 2 절 해수면 변동성

2.1. 자료 및 방법

본 연구에서 수행된 자료 분석의 목적은 해수면 변화의 원시 시계열 자료에서 엘니뇨 주기와 관계된 경년변동(interannual cycle) 곡선을 추출하고, 각 해수면 관측 지점에서의 편차 값들을 서로 비교함으로써 각 지점마다의 해수면 높이의 경년 변동 곡선의 상관계수(cross-correlation series)를 구하는 것이다. 그러므로 수집된 월평균 해수면 자료에 필터(semi-cosine filter(hanning))를 사용하여 고주파수(high-frequency(2년 이하의 주기))와 저주파수(low-frequency(10년 이상의 주기))의 성분을 제거시키고(band-pass filtering), 엘니뇨 주기와 일치하는 경년 변동성만이 존재하는 곡선을 추출하였다. 이 경년변동 자료를 바탕으로, 각각의 해수면 관측 지점 사이의 상관관계를 분석함으로써, 열대 서태평양 난수풀(warm-pool) 지역과 우리나라 근해를 포함한 북서 태평양의 해황 변동성의 상관성을 정량적으로 나타내었다.

해수면 변동성 분석에 사용된 자료로는 UHSLC(University of Hawii Sea Level Center)에서 제공되는 월평균 해수면 자료와 한국, 일본의 수로국 기술연보의 15년(1979-1993) 이상 관측된 월평균 해수면 자료이다. 15년 이상 장기간 관측되어져 왔고, 열대 서태평양 난수풀(warm-pool)지역부터 우리나라 동해까지 쿠로시오 해류계의 이동 경로를 축으로 하여 9개 지점을 해수면 변화 연구 대상으로 선정하였다(그림 4-1). 각 지점의 위치는 표 4-1과 같다.

표 4-1. 해수면 변동성 연구 대상 지역

	Nauru 나우르	Kapinga marangi 카핑카 마란지	Malaka I 말라칼	Yap-B 얍(B)	Naha 나하	Naze 나제	Cheju 제주	Izuhara 이즈하 라	Ulleung 울릉
위 치	166.905 0.528	154.777 1.098	134.463 7.33	138.128 9.508	127.667 26.217	129.498 28.378	126.900 33.255	129.222 34.255	130.888 37.311

열대 서태평양 난수풀(warm-pool)에 위치한 Nauru 지역의 1974년부터 1996년까지의 월평균 해수면 변화 자료를 예를 들어, 본 연구에 전반적으로 사용된 시계열 자료 처리 과정을 소개하면 다음과 같다.

① 원시 시계열 자료에서 missing data 들은 weigh-folding method 알고리즘(그림 4-2)을 이용한 보간법을 사용하여 연속된 시계열 자료로 만들었다.

Sea Level Stations(UHSLC)

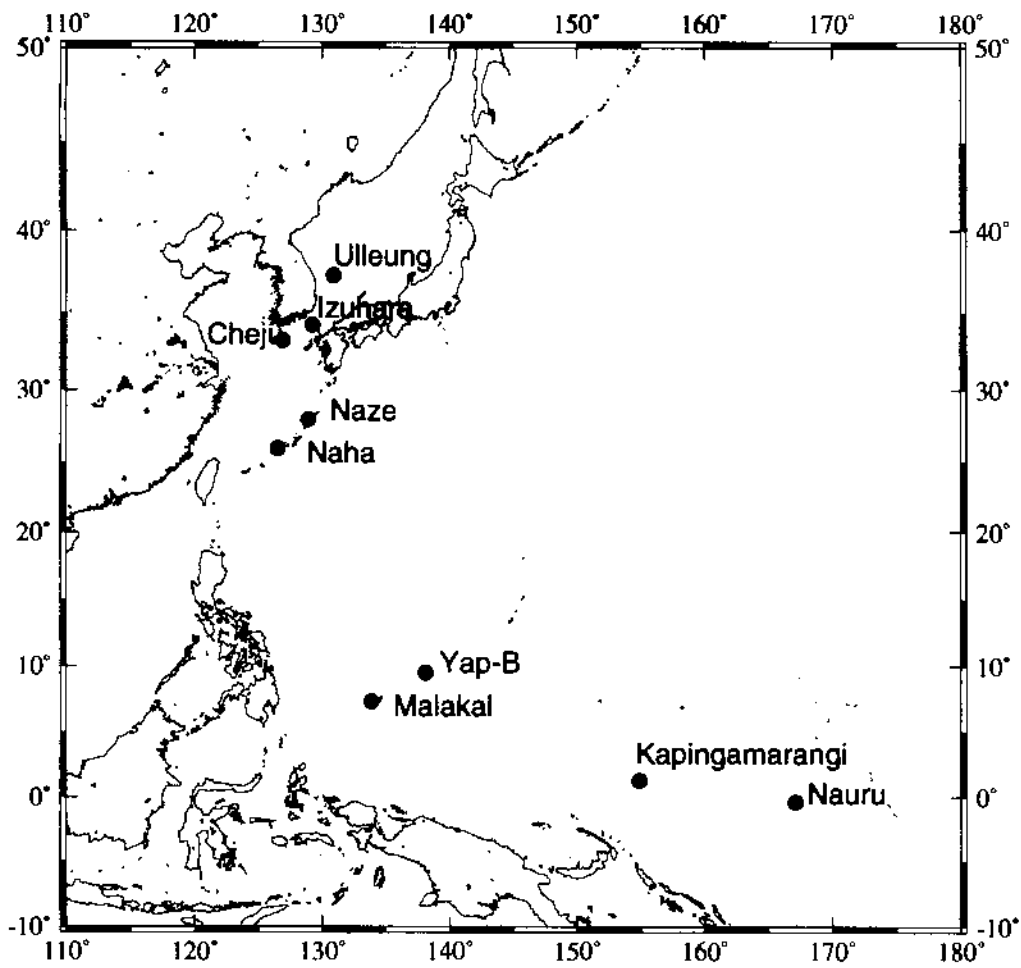


그림 4-1. 해수면 연구 정점 위치도

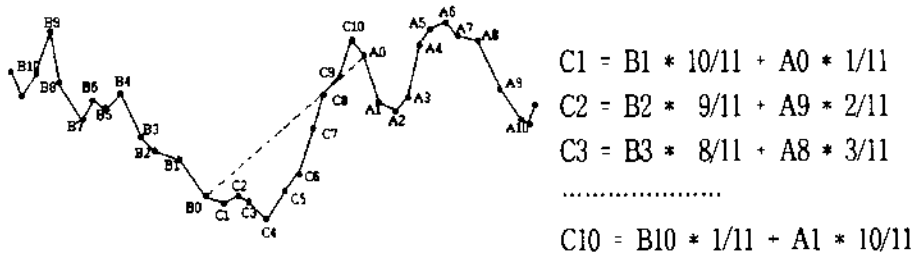


그림 4-2. Weight-folding 보간법 알고리즘.

C1부터 C10 은 weigt-folding method 의해 생성된 데이터이고, 점선은 선형 보간법(linear interpolation)에 의해 생성된 데이터이다. (그림 4-2)에서 알 수 있는 것과 같이 weigh-folding method 는 기존에 사용하던 linear interpolation, polynomial interpolation, spline interpolation 보다 모종의 주기성을 가진 시계열 자료에서 데이터의 왜곡을 최소화시킬 수 있다.

② 점조소마다 수위 측정의 기준 위치가 모두 다르기 때문에, 공간적으로 해수면 변동폭의 상대적 크기를 비교하기 위해 평균에 대한 편차 값을 구함으로써 자료를 표준화 시킨다(그림 4-3(b)).

③ 지역마다의 지반의 수직운동 등에 의한 장주기 해면변화의 정도 또한 다르기 때문에(Wyrcki, 1990 ; Yanagi et al., 1994) 최소자승법에 의해 선형회귀분석(linear regression)을 실시한다(그림 4-3(b)).

n쌍의 데이터가 $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$ 의 형태로 주어져 있으며, x와 y 사이에는 $y=ax+b$ 관계가 있다고 가정할 때, 상수 a,b 의 값을 구하면 회귀 관계는 결정된다. 즉 a,b를 구한 후 x의 값을 알면 y의 값이 얼마인가를 추측할 수 있다. a,b 의 값은 최소 자승법에 의하여 다음의 연립방정식의 근으로서 구해진다.

$$\sum y = na + b\sum x, \quad \sum xy = a\sum x + b\sum x^2$$

이 연립방정식을 풀면 a 와 b 는,

$$a = \frac{\sum y \sum x^2 - \sum x \sum xy}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} = \frac{\sum y}{n} - b \frac{\sum y}{n}$$

$$b = \frac{n \sum xy - \sum x \sum y}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} = \frac{\sum (x - (\frac{\sum x}{n}))(y - (\frac{\sum y}{n}))}{\sum (x - (\frac{\sum x}{n}))^2}$$

이러한 장주기 변동성을 대표하는 선형회귀 결과는 엘니뇨와 관계된 신호(signal)를 확인하는데 지역적인 에러값(local effects noise)으로 작용하기 때문에 선형회귀된 결과인 장주기 변동을 제거(linear regression detrend)한다.

④ 해수면 변화중 스펙트럼의 가장 큰 밀도를 나타내는 계절변동성은 경년변동성의 시간스케일을 갖는 엘니뇨 신호(signal)의 지역적인 에러값(local effects noise)으로 작용하여 해수면의 경년변동성을 상대적으로 축소시킨다. 그러므로 각 지점에서 각각의 해의 월별자료를 평균함으로써, 평균 계절 변동 시계열 자료(annual cycle)를 구한후, 이를 제거시켰다(그림 4-3(d),(e)).

⑤ semi-cosine filter(hanning)를 사용해 단주기 성분(annual anomaly값에 따른 잔차성분)을 제거시켰다(그림 4-3(e)). cut-off frequency는 2년으로 계산했기 때문에 2년 이하의 주기는 모두 제거되었다.

⑥ ③의 과정에서 linear detrend를 수행한 후(그림 4-3(c))에도, decadal, interdecadal cycle이 여전히 존재한다. 그러므로 cut-off frequency가 10년인 semi-cosine filter(hanning)를 사용하여 10년 이상의 변동성을 나타내는 장주기 곡선(longterm cycle)을 구한다(그림 4-3(e)). 그리고 longterm detrend를 수행함으로써 decadal, interdecadal cycle을 제거시켰다(그림 4-3(f)).

그러므로 (그림 4-3(g))의 smoothing curve는 단지 해수면의 경년변동(2-10년 사이의 변동성)의 신호만을 담고 있다.

⑤와 ⑥ 과정에서 사용된 필터는 다음과 같은 형태이다.

(N=2년, 10년)

$$f(n) = 0.5(1 - \cos(2\pi \frac{n}{N+1})) \quad , \quad n=1, 2, \dots, N$$

⑦ (그림 3-(g))의 smoothing curve를 가지고, 스펙트럼 분석을 수행한다. 스펙트럼 분석의 목적은 주어진 자료에서 엘니뇨 주기와 같은 숨겨진 주기를 통계적으로 찾고자 함이다. 본 연구에서는 주기를 찾기 위해 사용된 최초의 통계적 방법이 자 FFT(Fast Furier Transformation)을 이용한 스펙트럴 밀도함수의 가장 자연스러운 추정량인 피어리어도 그래프(periodogram)을 사용하였다(김 등, 1988).

주어진 시계열 $\{x_1, x_2, x_3, \dots, x_n\}$ 에서 주기를 알지 못하기 때문에, 가능한 모든 주기에 대해 조사하고자 시계열을 $p(N/2$ 로 정함)개씩 끊어 각 열에 대한 평균 $y_{i(av)}$ 를 구한다. 구해진 평균 $y_{i(av)}$ 는 $y_{i(av)} = a_0 + a_1 \cos x_i + b_1 \sin x_i$ 를 만족한다 가정하고, 최소자승법에 의해

$$a_0 = \sum_{i=1}^p \frac{y_{i(av)}}{p} = y_{(av)} \quad a_1 = \frac{2}{p} \sum_{i=1}^p y_{i(av)} \cos x_i \quad b_1 = \frac{2}{p} \sum_{i=1}^p y_{i(av)} \sin x_i$$

를 구할 수 있다.

이 때, 진폭이 $R_p^2 = a_1^2 + b_1^2$ 이므로 R_p 를 구할 수 있다. 이 때, 주어진 N 개의 자료로부터 피어리어도그램의 모든 값을 계산하려면 $N^2/2$ 개의 곱셈을 필요로 하므로, FFT를 사용한다.

⑧ 각 9개의 정점에 대해 모두 동일하게 ①-⑦ 의 과정을 거친후 smoothing 된 곡선에 대하여 cross-correlation을 계산하여 결과 Table과 cross-correlogram(cross-correlation series)를 제시하였다.

cross-correlation coefficient는 다음과 같은 식에 의해서 일반적으로 계산될 수 있다.

$$r(d) = \frac{\sum_i [(x(i) - mx) * (y(i-d) - my)]}{\sqrt{\sum_i (x(i) - mx)^2} \sqrt{\sum_i (y(i-d) - my)^2}}$$

여기서 d는 time lag 이고, mx,my는 시계열 x,y의 평균이다.

⑨ 위에서 계산된 상관계수의 유의미성을 검증하기 위해 가설검증(Hypothesis Testing)을 실시하였다(그림 4-4). Fisher's z-transform을 실시한 후 ($z = \frac{1}{2} \ln(\frac{1+r}{1-r})$ r: 상관계수) error function의 결과값 중 $1.2 \cdot 10^{-7}$ 을 기각역으로 채택하였다(Pearson, K. 1951).

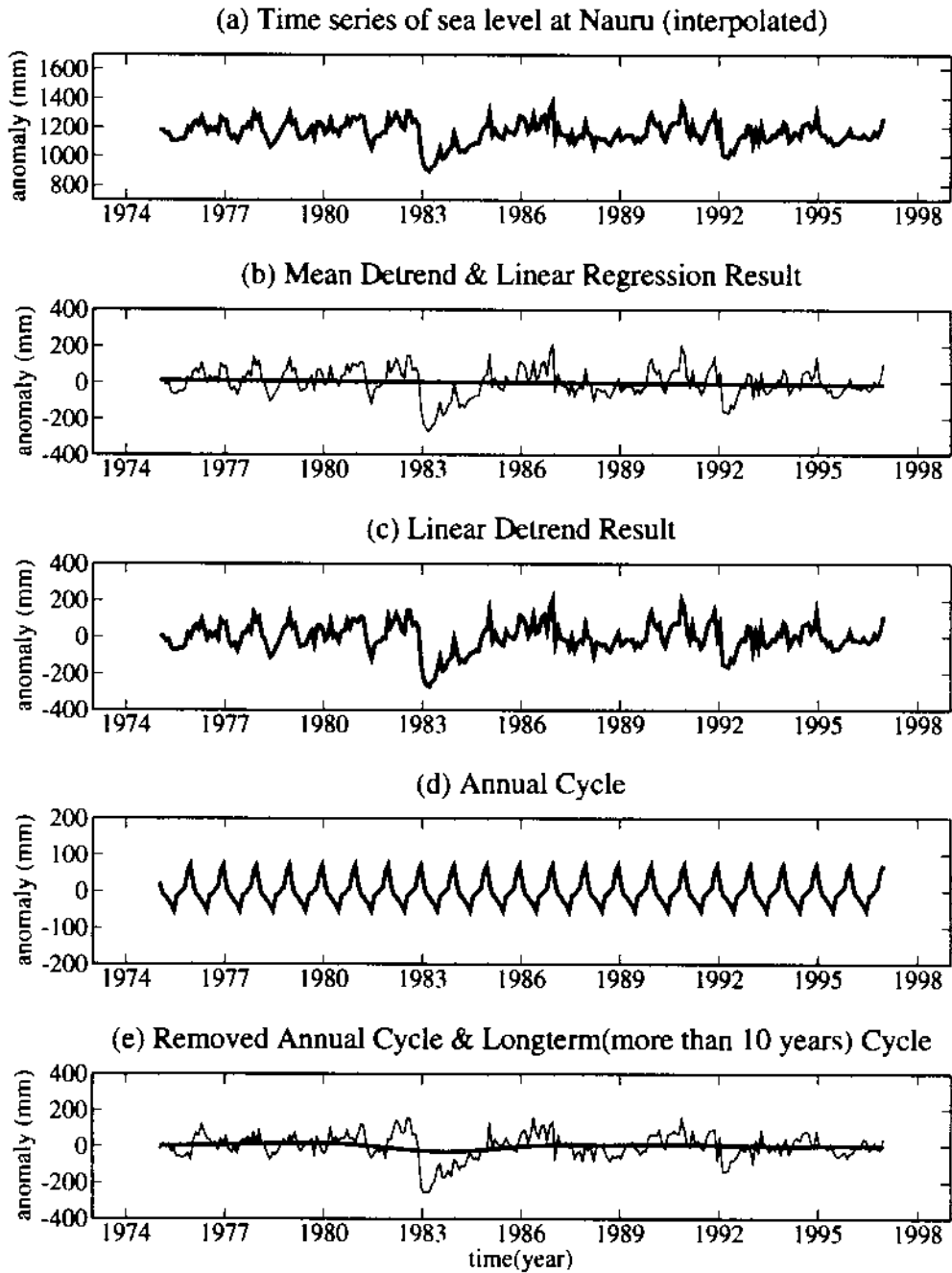


그림 4-3. 해수면 데이터 처리 과정

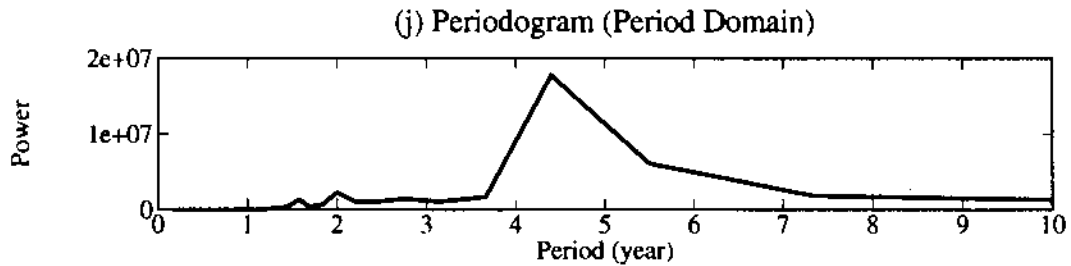
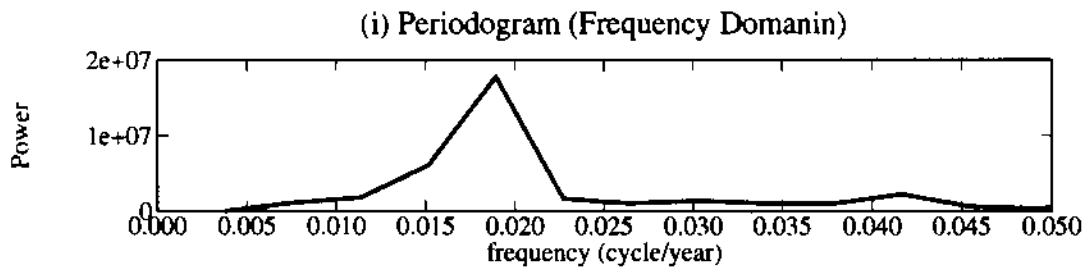
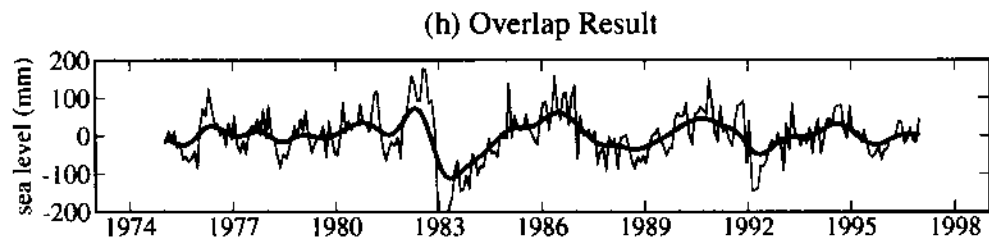
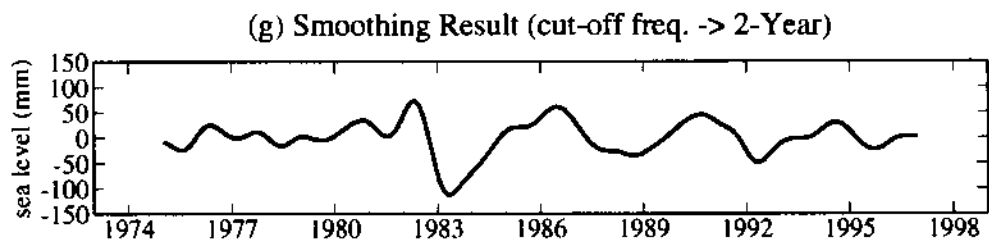
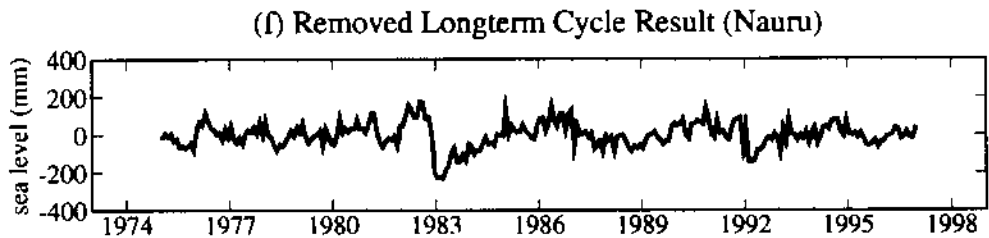


그림 4-3. (Continued)

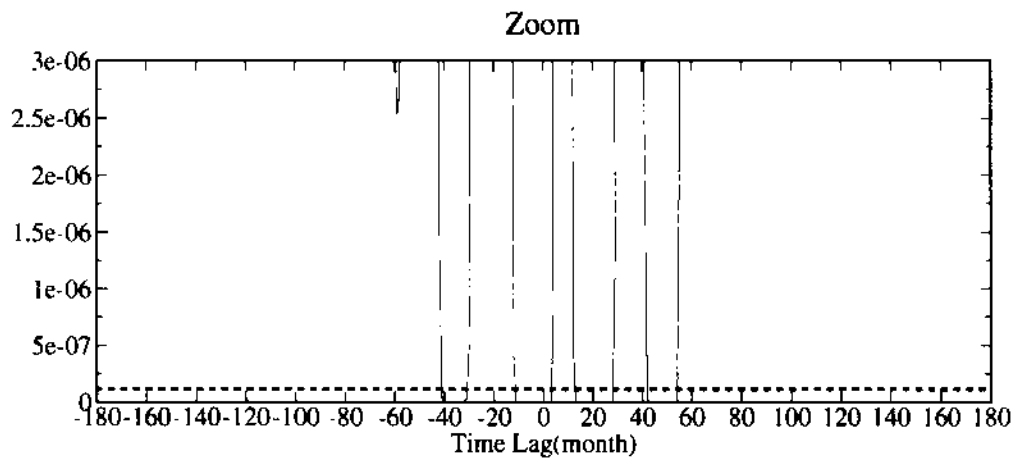
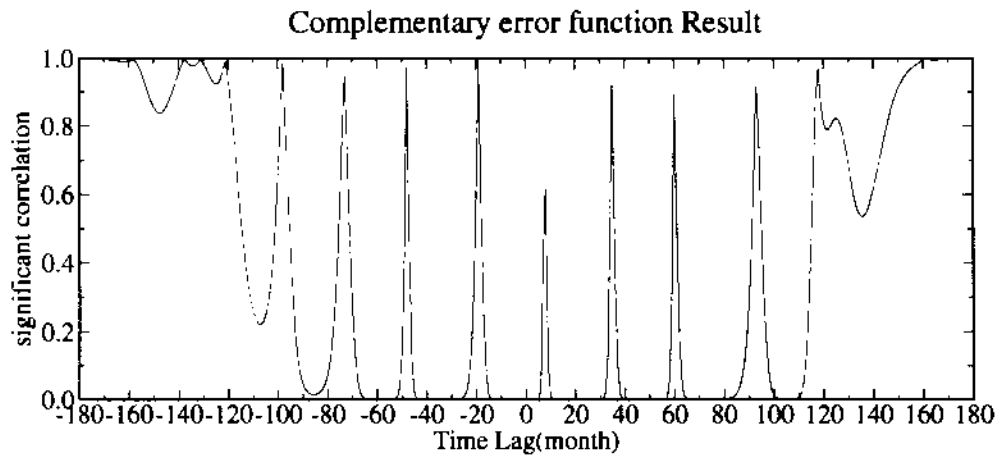
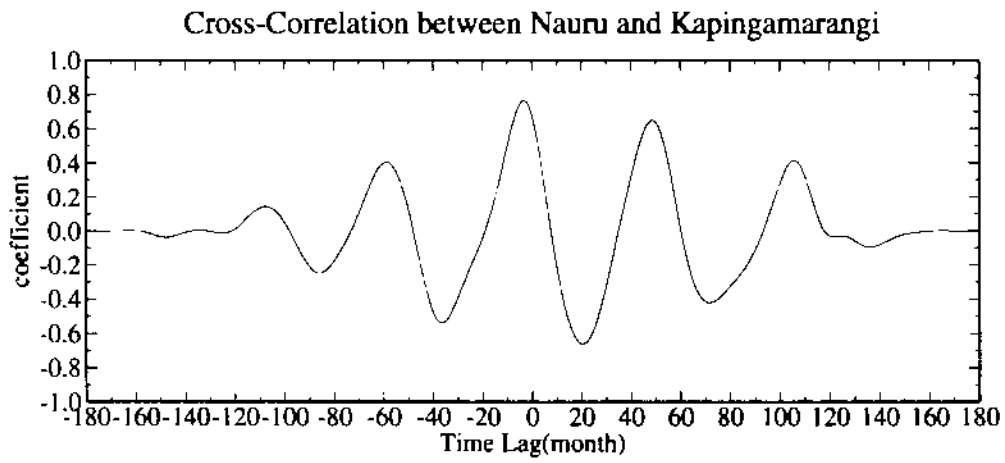


그림 4-4. 교차 상관계수와 에러함수 결과
(1.2×10^{-7} 보다 작은 값은 유의미한 상관계수 결과임)

2.2. 결과 및 분석

① 전반적인 ENSO Signal

적도 난수풀(warm pool) 지역에 속해있는 Nauru 지역은, (그림 4-3)에서 알 수 있듯이 엘니뇨가 상대적으로 강했던 시기인 1982-1983년도나 1991-1992년도에 해수면이 평년에 비해 상당히 낮아지는 강한 엘니뇨 signal(편차~10cm 이상)을 확인할 수 있다.

이러한 강한 엘니뇨 signal은 나하, 나제가 위치해 있는 동중국해 근처부터 우리나라 연안(제주, 이즈하라, 울릉도)까지 모두 급격하게 감소한다(엘니뇨 기간의 편차<표준편차). 즉 동중국해부터 한반도 동해안까지는 엘니뇨와 직접적으로 관련된 해황의 경년변동성을 쉽게 찾을 수 없다. 좀 더 정량적인 분석을 위해 위에서 언급한 몇가지 통계결과를 제시하면 다음과 같다.

② Linear Trend

각각의 station 에 대한 장주기 변동성 결과 값들은 (표 4-2) 와 같다.

표 4-2. 해수면 증가율(선형 회귀 결과)

	Nauru	Kapingamarangi	Malakal	Yap-B	Naha	Naze	Cheju	Izuhara	Ulleung
해수면 증가율 (mm/vr)	-0.98	+0.01	-1.85	-1.84	+1.54	+2.37	+4.1	+1.8	-1.37
기간(년)	1975-1996	1979-1995	1970-1996	1974-1996	1967-1996	1965-1995	1964-1996	1965-1993	1979-1996

필리핀 판이 섭입하는 나하,나제 부근의 증가폭(상대적인 수위 변화)이 컸고, 특히 한반도 남해안 지역(제주)의 해수면 증가율이 두드러진다.

판의 중앙부에 위치한 Nauru, Kapingamarangi, Malakal, Yap 지역들은 대체적으로 해수면이 감소하는 경향을 보인다. 이상의 결과를 토대로 지구 온난화, 판의 운동에 따른 지반의 수직, 수평 운동의 변화 등과 관련된 해수면의 장주기 변화를 후속 연구에서 언급할 수 있을 것이다.

③ Annual Cycle

각 지역의 평균 연변동(annual cycle) 곡선은 (그림 4-5)와 같다. 적도부근에 위치한 Nauru 지역과 Kapingamarangi의 해수면 변화는 계절에 그다지 민감한 변화를 보이지 않는다. 난수풀 지역의 해수면 높이의 연변동은 12cm 안팎의 변화를 보이는 데, 이러한 절대치는 타 지역(한반도를 포함한 북서 태평양 지역)에 비해 약 2-3배정도 적은 수치이다. 또한 하계(8월)에는 해수면이 낮아지고, 동계(2월)에 해수면이 상승하는 형태를 띠고 있는데, 이는 연구해역내의 타 지역과의 반대 위상의

연변동(annual cycle) 곡선을 나타낸다는 것을 알 수 있다.

해수면의 연변동이 가장 큰 지역은 우리나라 남해안의 제주와 대한해협부근의 이즈하라 지역이 평균 36cm 정도로 가장 크고 그 변동성도 심한 것을 알 수 있다.

④ Periodogram

Band-pass filtering을 통해 얻어진 시계열 자료에서 스펙트럼 분석을 실시하면 다음과 같은 결과를 얻을 수 있다.

Warm pool 지역에 속해있는 Nauru(약 4.3년)와 Kapingamarangi(약 4.2년)는 유의미한 지배적인 주기를 스펙트럼 분석을 통해 확인 할 수 있지만, 기타의 지역에서는 유의미한 주기를 찾을 수 없다. 즉 북서태평양에 속해있는 지역들은 엘니뇨의 영향에 있는 해수면의 경년변동성을 나타내지 않는다는 결론을 얻게 된다.

⑤ Cross Correlation

9개의 연구대상지역에서, 1달씩의 시간지연(time lag interval)을 두면서 각각의 지점의 1979년부터 1993년까지 15년간의 경년변동 곡선에 대해 상관계수를 계산해 보았다(표 4-3, 그림 6-13).

표 4-3. 최대 상관 계수와 그에 따른 시간지연값(× 표시는 유의미 하지 않은 값임)

	Nau.	Kap.	Mal.	Yap.	Naha	Naze	Che.	Izu.	Ull.
Nau.	100 (0)	76.7 (-3)	-73.9 (7)	-75.0 (9)	50.1 (19)	×	×	56.8 (-42)	×
Kap.		100 (0)	-61.2 (14)	-70.4 (14)	48.3 (24)	×	55.2 (15)	57.1 (15)	46.3 (-70)
Mal.			100 (0)	94.1 (0)	-57.1 (7)	45.9 (-8)	-53.4 (55)	-54.0 (-53)	48.9 (4)
Yap.				100 (0)	-61.4 (7)	47.1 (-9)	-54.2 (54)	-51.5 (-53)	-43.3 (-34)
Naha					100 (0)	83.1 (2)	-58.6 (64)	×	×
Naze						100 (0)	-67.0 (61)	-52.3 (61)	×
Che.							100 (0)	64.6 (0)	×
Izu.								100 (0)	-43.3 (-8)
Ull									100 (0)

(그림 4-6)은 Nauru 와 Kapingamarangi의 cross-correlation series 이다. 그림에서 볼 수 있듯이 경년변동에 있어서 두 지역은 거의 같은 위상을 나타냄을 알 수

있다. cross-correlation 결과도 lag -3개월에서 76.7%의 유의미한 강한 양의 상관관계를 나타낸다(표 4-3).

Nauru와 Malakal은 약 7개월 정도의 시간지연을 가지고 73.9%의 유의미한 음의 상관관계를 가짐을 알 수 있다(그림 4-7, 표 4-3). 엘니뇨 기간 중 적도 서태평양 양은 해수면이 낮아지나, 위도 10도 이상인 지역은 약 7개월 후에 반대로 해수면이 최대로 높아진다는 사실을 확인할 수 있다.

(그림 4-8)은 Nauru와 Yap의 결과이다. 약 9달 되는 부근에서 75%의 유의미한 음의 상관계수가 계산된다. 즉, 나우르에서 시작된 엘니뇨 signal이 9개월 후에 압부근에 도착한다는 것을 유추할 수 있다. Malakal과 Yap은 거의 같은 위상 변화를 보인다(lag 0에서 94.1%의 강한 양의 상관관계).

(그림 4-9, 표 4-3)에서 알 수 있듯이, Naha지역부터는 Nauru와의 상관계수가 50% 이하로 떨어지면서 유의미한 상관관계를 나타내지 않는다. Nauru을 기준으로 Naha이상으로 거리가 멀어질수록, 수심이 급격히 깊어지고 지역적인 에리값이 증가하기 때문에 좋은 상관관계를 얻기 힘들다.

위에서 언급했듯이 Naha, Naze, Cheju, Izuhara, Ulleung 지점의 interannual cycle은 유의미한 엘니뇨 신호를 포함하고 있지 않다. 이 지역의 경년변동의 상관성을 좀 더 자세히 알아보기 위해, 3절에서는 해수면 온도를 가지고 같은 분석을 실시하였다.

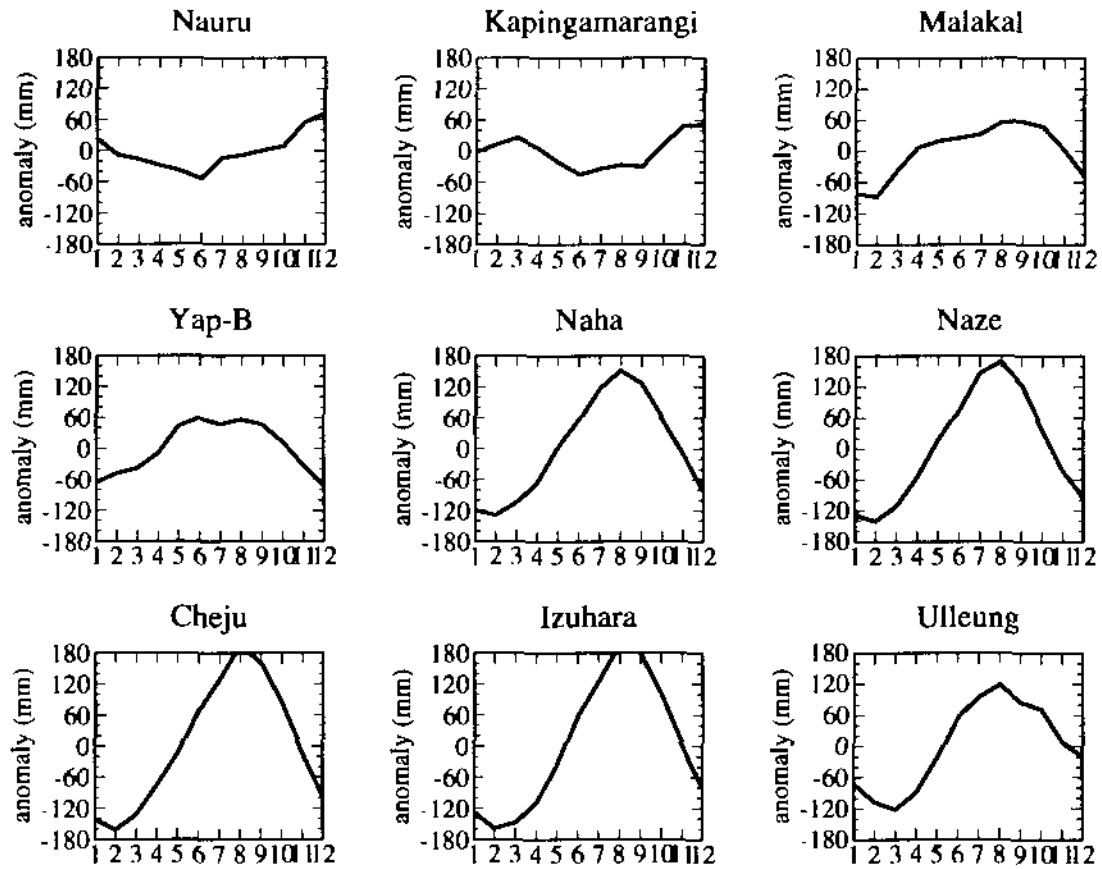


그림 4-5. 평년월별 연평균 해수면 이상

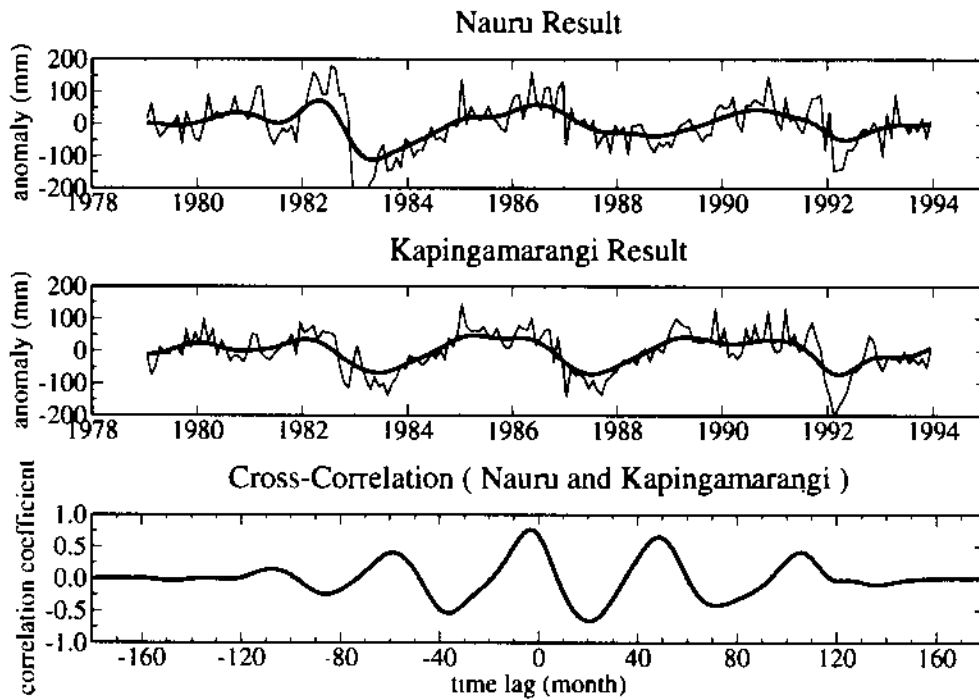


그림 4-6. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(나우르, 키핑카미랑지)

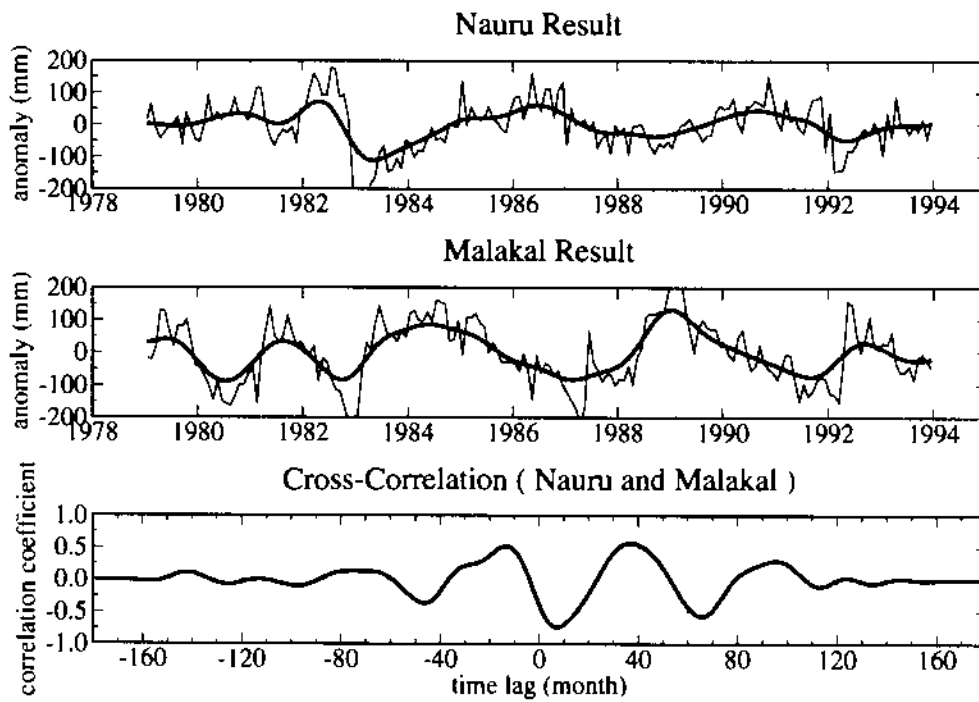


그림 4-7. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(나우르, 말리칼)

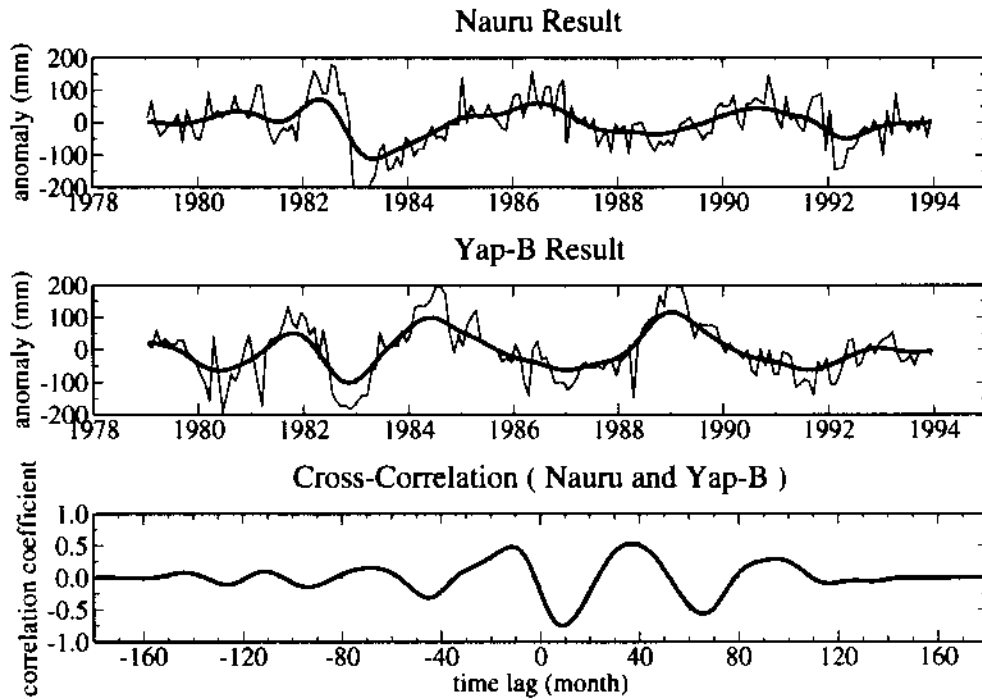


그림 4-8. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 압-B)

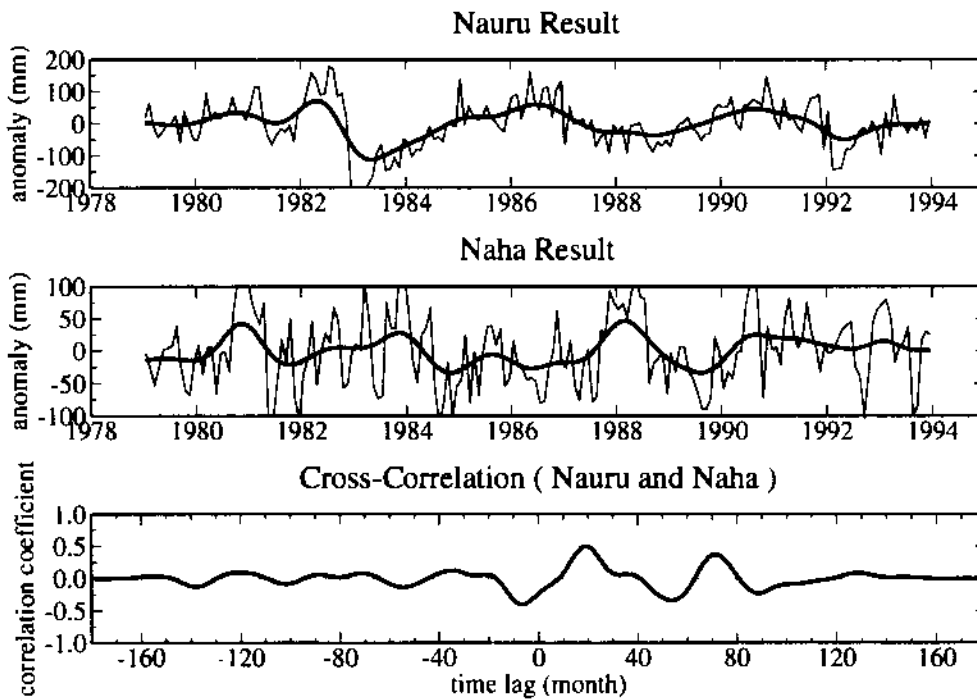


그림 4-9. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열 (나우르, 나하)

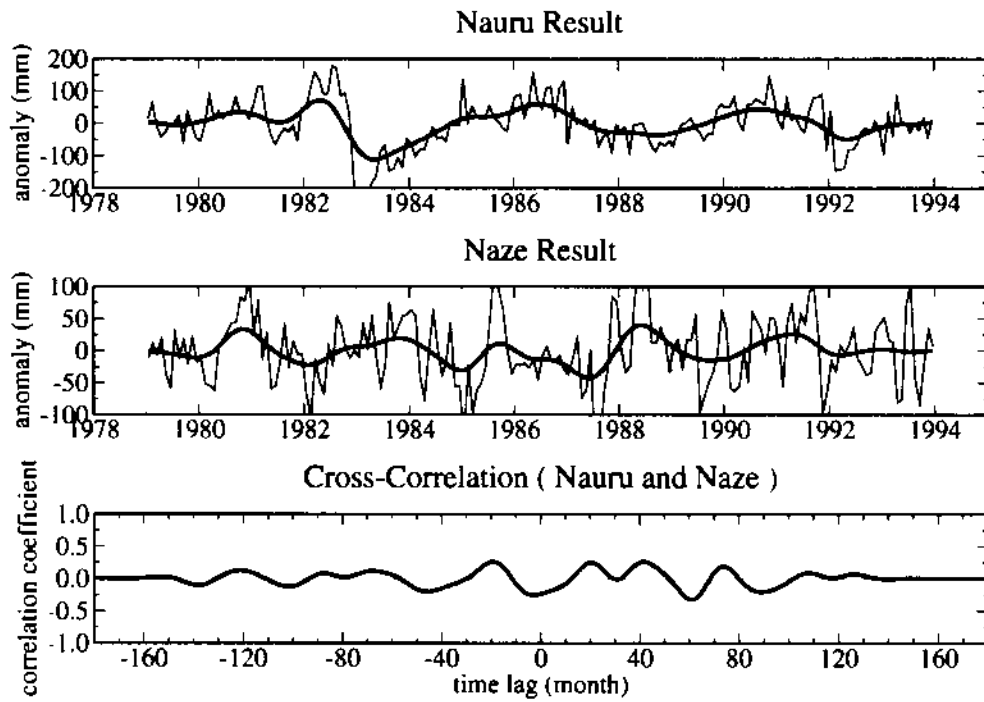


그림 4-10. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(나우르, 나제)

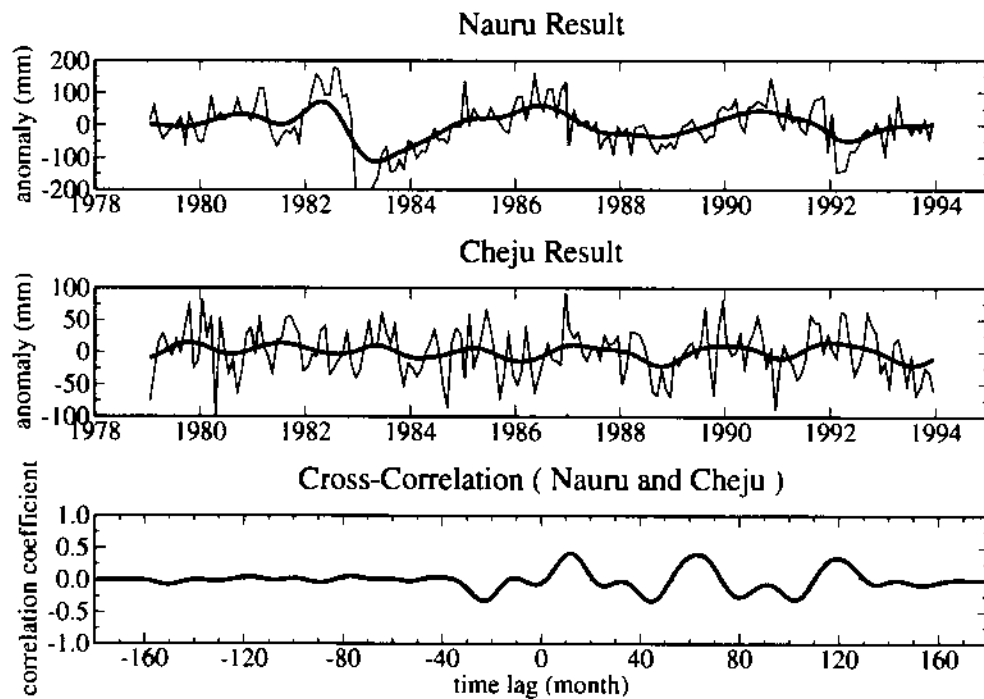


그림 4-11. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(나우르, 제주)

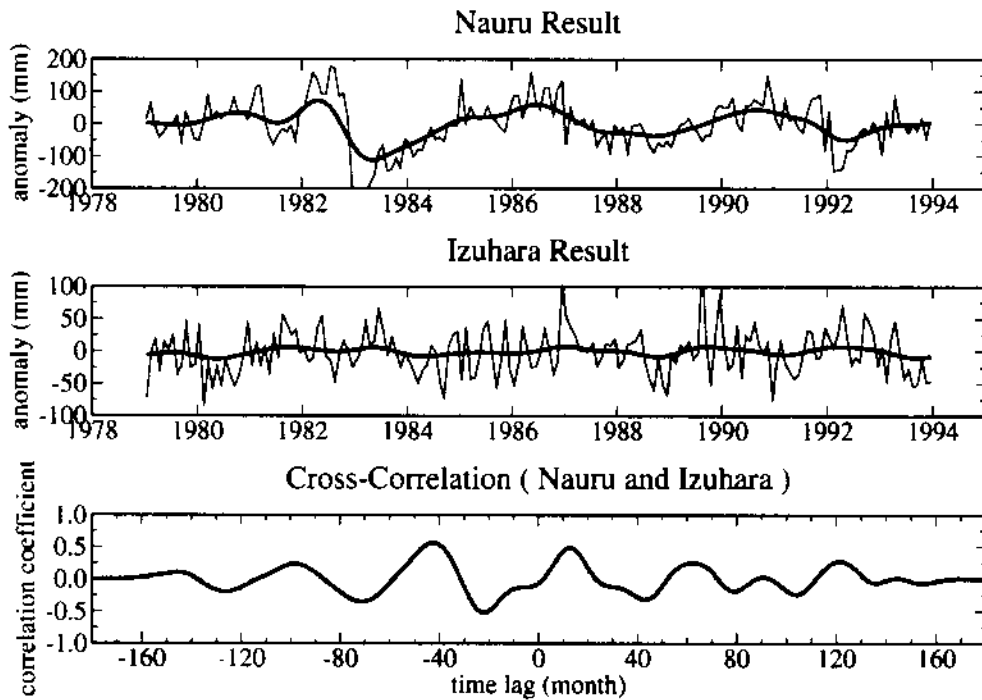


그림 4-12. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(나우르, 이즈하라)

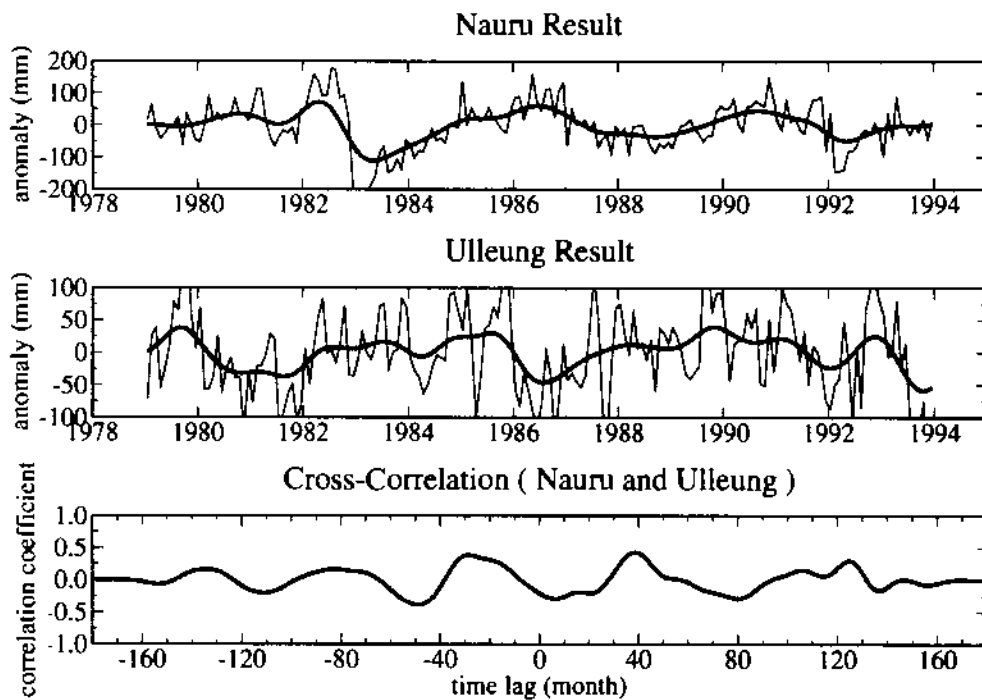


그림 4-13. 최대 시간 지연이 180개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(나우르, 울릉)

제 3 절 해수 온도의 변동성

3.1. 자료 및 방법

사용된 자료로는 국립 수산진흥원내 한국 해양 자료 센터(KODC)에서 제공되는 2개월 간격으로 관측된 정선관측자료와, 미국 해양 자료 센터(NODC)에서 제공되는 BT 자료이다. 연구대상 지역은 (그림 4-14.)에서 나타낸 바와 같이 동중국해, 제주도, 대마도, 울릉도 부근 해역이며, 사용된 자료는 1968-1991년 까지 각각의 지역에 대해 평균한 수심 0m, 50m의 시계열 자료이다. 데이터의 신뢰성을 높이기 위해 각각의 수온값과 평균값의 차이가 표준편차의 3배가 넘는 데이터는 일차적으로 제외하고 다시 평균하였다. 정확한 box mean 지역의 위치와 사용된 자료 출처는 (표 4-4)와 같다.

표 4-4. 해수 온도 연구지역과 자료 출처

	Near Eastchina	Near Cheju	Near Daema	Near Ulleung
경도(°E)	123.5-126.5	126.7-127.7	129.0-130.0	129.9-130.9
위도(°N)	23.5-26.5	32.3-33.3	34.3-35.3	36.8-37.8
자료출처	NODC	KODC	KODC	KODC

분석방법은 2절 해수면 변동성 연구에서 사용된 방법과 동일한 band-pass filtering, spectrum analysis, cross-correlation analysis 등을 사용하였다.

3.2. 결과 및 분석

Cross-correlation 분석 결과 전반적으로 해수면 변동성 분석결과보다 한반도 주변해역간의 상관도가 크게 나타났다.

(그림 4-15,16)에서 알 수 있는 것처럼 동중국해 부근과 우리나라의 제주도, 대마도 부근의 수온 경년 변동성은 약 4달의 time-lag를 가지고, 30-50% 정도의 유의미한 음의 상관관계가 나타남을 알 수 있다(제주도는 correlation series에서 최대의 상관관계는 아님). 즉, 동중국해부근과 한반도 연안부근의 해황은 경년변동의 시간 스케일에서 고찰해 볼 때, 반대의 수온변화를 나타낸다고 언급할 수 있다.

Sea Temperature Areas(KODC,NODC)

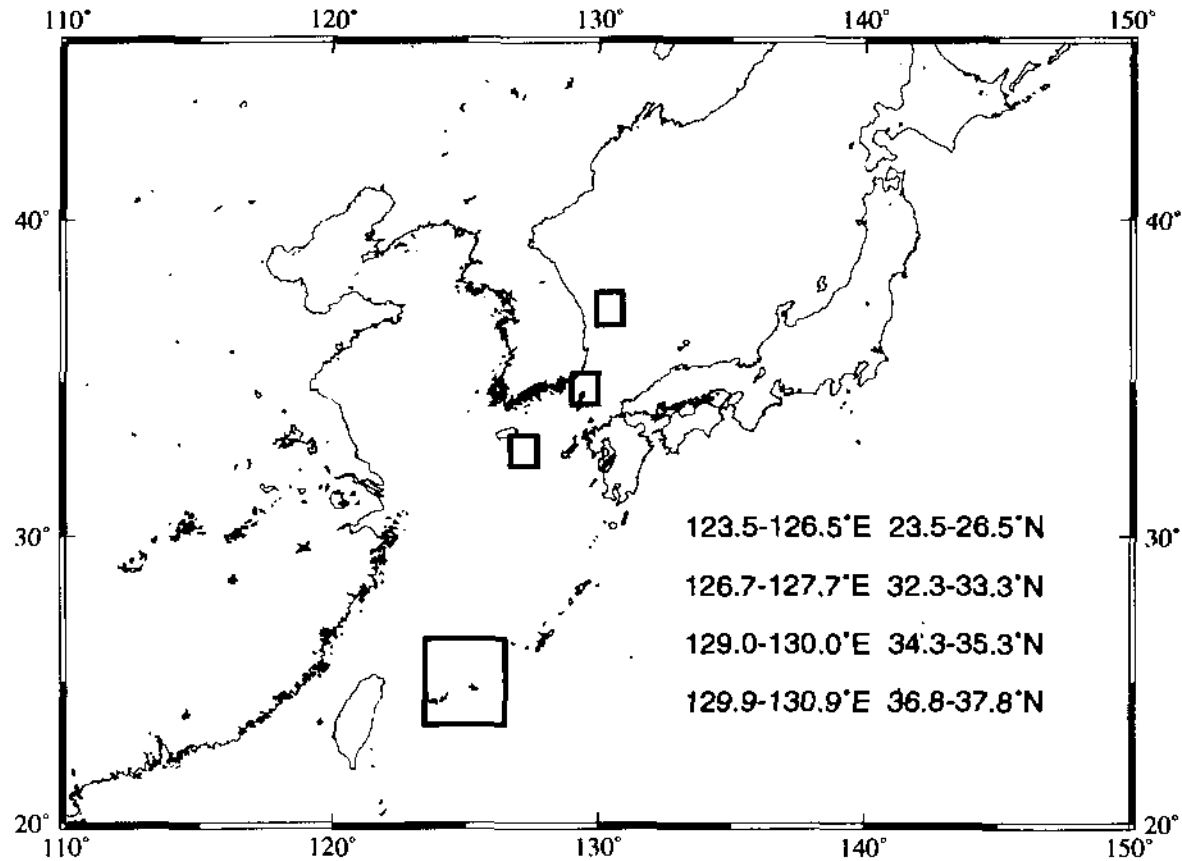


그림 4-14. 해수 온도 연구 지역의 위치도

표 4-5. 최대 상관계수와 그에 따른 시간 지연값(0m)
 (×표시는 유의미하지 않은 결과임.)

	East China	Cheju	Daema	Ulleung
East China	100 (0)	-40.5 (7)	×	45.8 (-28)
Cheju		100 (0)	41.6 (-1)	64.7 (1)
Daema			100 (0)	41.4 (1)
Ulleung				100 (0)

표 4-6. 최대 상관계수와 그에 따른 시간 지연값(50m)
 (×표시는 유의미하지 않은 결과임.)

	East China	Cheju	Daema	Ulleung
East China	100 (0)	42.0 (47)	-49.2 (3)	-37.4 (41)
Cheju		100 (0)	46.7 (0)	47.8 (1)
Daema			100 (0)	×
Ulleung				100 (0)

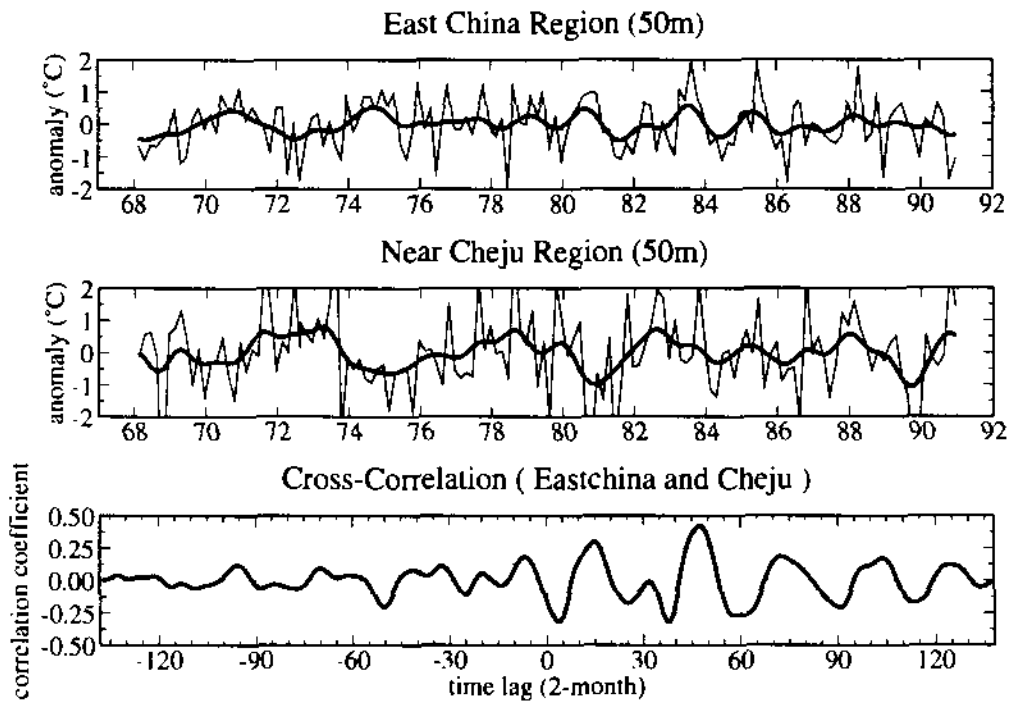


그림 4-15. 최대 시간 지연이 280개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(50m에서의 동중국해와 제주도 부근)

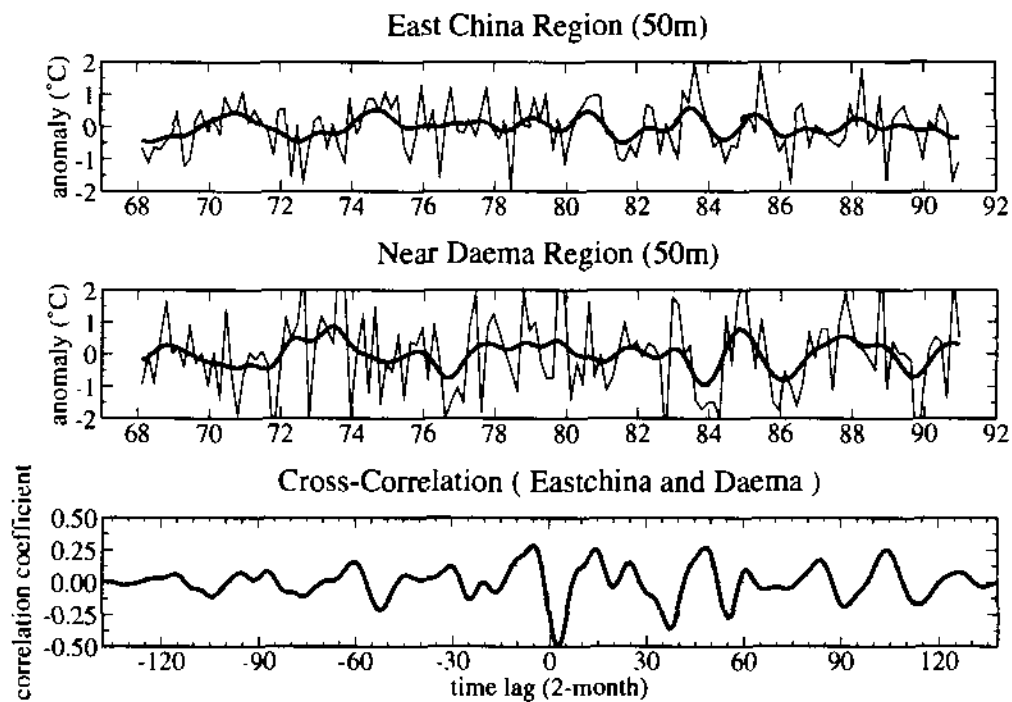


그림 4-16. 최대 시간 지연이 280개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(50m에서의 동중국해와 대마도 부근)

제 4 절 바람장 변동성

4.1. 자료 및 방법

본 연구에 사용된 바람자료는 NCEP(National Center for Environmental Prediction)에서 제공되는 지구전체 약 1.875° 간격의, 1979-1997년 까지의 상공 10m 월평균 풍속자료이다.

태평양의 고위도 해역과 적도 해역 사이의 풍속의 변동성을 개략적으로 살펴보기 위해, 우선적으로 (그림 4-17)에서와 나타낸 바와같이 해역별(태평양 전체, 서태평양, 중앙태평양, 동태평양) 경도방향으로 평균한 하나씩의 시계열자료를 생성하였다.

또한, 한반도와 적도해역의 상관성을 보다 정량적으로 분석하기 위해 (그림 4-18)에서와 같이 영역을 세분해 평균하여, 각각 해역(한반도, area1, area2, area3, area4)별의 하나씩의 시계열 자료를 생성하였다. 자료의 생성 과정은 해수 온도 변화의 방법과 동일한 방법을 이용하였다.

4.2. 결과 및 분석

동서방향으로 평균된(Zonally averaged) 태평양 전체 동서방향 바람성분의 위도별 변화는 (그림 4-19)와 같다.

적도를 중심으로 남북위 30° 까지는 무역풍이 탁월하며, 우리나라가 위치해 있는 북위 30-60° 부근은 편서풍이 존재하는 일반적인 대기 대순환의 형태를 잘 나타내고 있다. 이러한 순환의 형태는 시간에 따라 크게 달라지는 양상을 보이지 않는다. ITCZ(Inter Tropical Convergence Zone)가 여름에서는 북상하고, 겨울에는 남하하는 뚜렷한 계절 변동을 볼 수 있으며 일반적으로 북동무역풍이 남동무역풍보다 동풍성분의 풍속이 크다는 사실을 알 수 있다(Fig. 19(a)).

편차의 그래프(그림 4-19(b))에서는 적도근처의 해역($\pm 10^\circ \text{N}$)에서는 엘니뇨 시기(1982-1983년, 1991-1992년)와 일치하는 양의 편차(동풍이 약해짐, 또는 서풍이 세짐)를 나타낸다. 편차값의 변동이 뚜렷한 경년변동을 보임을 알 수 있다. 즉 엘니뇨와 무역풍의 강약이 밀접한 관련이 있다는 사실을 입증해 준다. 고위도 지방에서는 편차의 진동폭이 저위도와는 다르게 2-3년 미만인 단주기 변동성을 크게 나타내고 있고 그 변화폭(편차의 절대값)도 큼을 알 수 있다. 이는 무역풍의 월별 풍속 변화보다 편서풍의 변화가 크다는 사실을 시사한다. 일반적으로 엘니뇨 시기와 일치하는 변동성은 편서풍대인 북태평양에서는 찾아보기 힘들다.

태평양 전체해역에서의 위도방향으로의 남북방향 바람성분의 변화는 (그림 4-20)과 같다. 북위 10-30° 를 중심으로 북풍의 성분(북동무역풍)을 나타내고, 나머지 지역에서는 남풍의 경향을 보인다. 역시 ITCZ의 연변동을 볼 수 있으며, 편서풍

Zonally Averaged Wind Data Areas(NCEP)

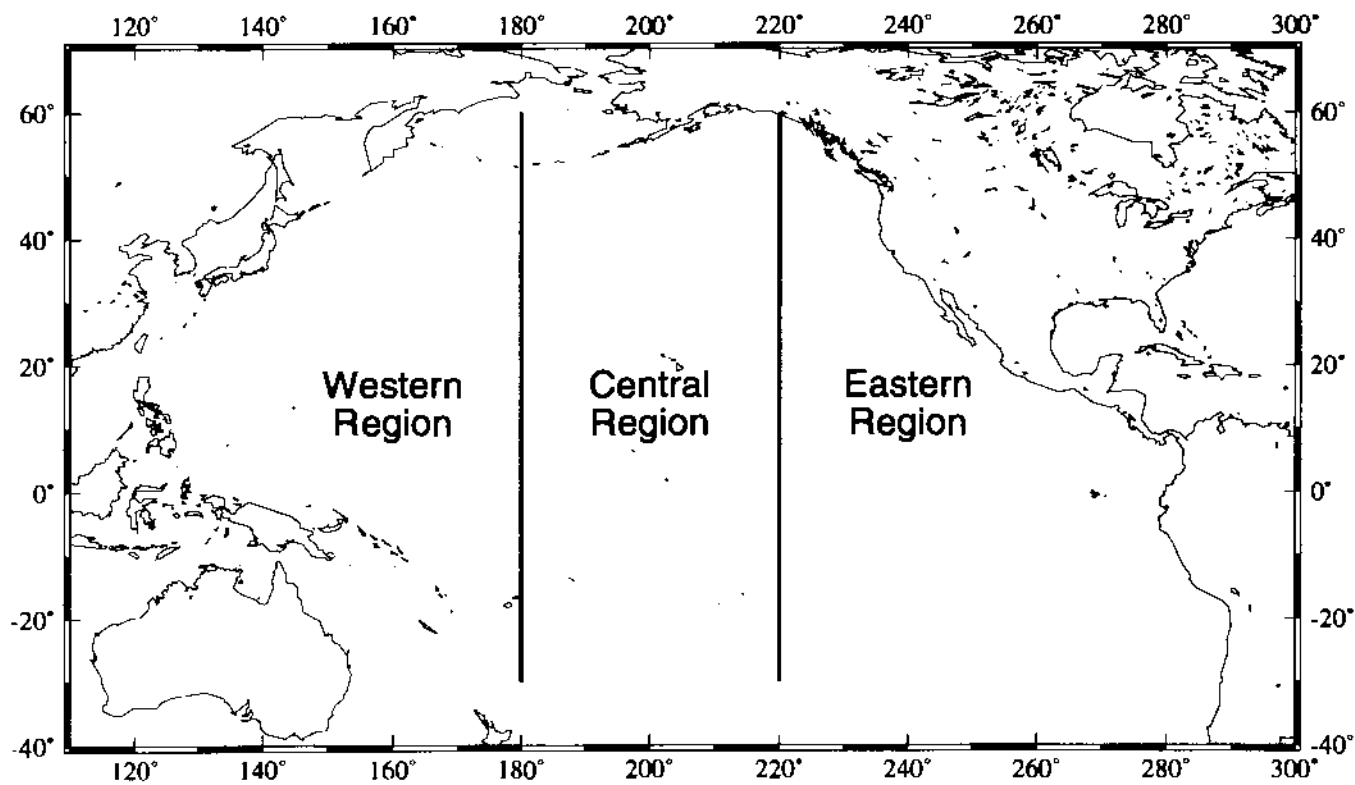


그림 4-17. 동서방향으로 평균된 풍속 자료의 연구 대상 지역도(1)

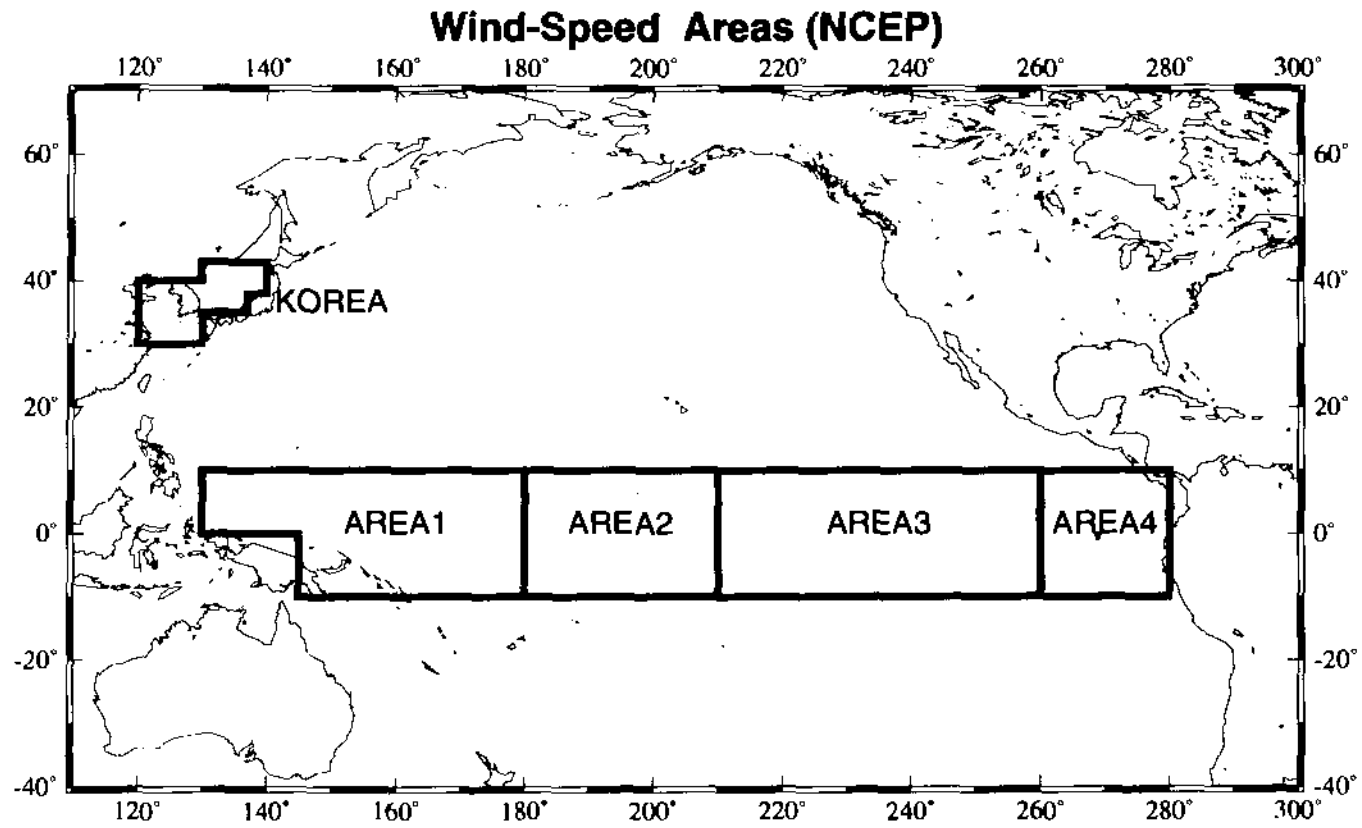


그림 4-18. 풍속 자료의 연구 대상 지역도(2)

의 남풍의 성분보다 남동무역풍의 남풍의 성분의 강도가 큼을 알 수 있다(그림 4-20(a)). 편차의 그래프(그림 4-20(b))에서는 저위도 지방에서는 엘니뇨 시기(82-83, 91-92)와 일치하는 음의 편차(남풍이 약해짐, 또는 북풍이 세짐)를 약 3-4년의 주기로 나타남을 알 수 있다. 고위도 지방에서는 편차의 진동폭이 저위도보다는 변동 주기가 짧지만, 동서방향 성분의 바람보다는 그 변동 주기가 길다. 전반적으로 최대 편차값을 보이는 시기가 위도에 따라서 약간의 시간지연을 두고 발생하는 경향을 볼 수 있다. 이에 대한 정량적인 언급은 다음의 적도해역과 우리나라 지역의 바람성분에 대한 상관계수 계산 결과에서 언급할 것이다.

서태평양(서태평양 연안~동경 180° 까지), 중앙태평양(서경 180° ~220° 까지), 동태평양(서경 220° ~동태평양 연안까지)에 대해서만 경도방향으로 평균한 결과는(그림 4-21-26)과 같다.

서태평양에서는 적도를 중심으로 남반구에서는 겨울에, 북반구에서는 여름에 간헐적으로 서풍이 부는 것을 알 수 있고(그림 4-21), 이 서풍이 중앙태평양까지 확장되면 강한 엘니뇨 현상이 발생(1982-1983년, 1991-1992년, 1997년-)한다는 사실을 확인할 수 있다(그림 4-23). 특히 서태평양에서는 강한 아시아-호주몬순(그림 4-22(a))의 경향을 확인할 수 있고, 엘니뇨와 관련된 몬순의 변동성은 위의 방법으로 확인하기 힘들다.

위에서 언급했듯이, 태평양의 어느해역이든 풍속의 편차값은 저위도 지방과 고위도 지방에서 일정한 시간지연을 두고 서로 영향을 끼친다는 사실을 확인할 수 있다.

위와 관련된 사실들을 바탕으로 (그림 4-18)의 영역에 대해(우리나라와 적도해역) 해수면 변동과 해수온도 변동성에서 사용했던 사계열 분석을 실시한 결과는 다음과 같다.

Band-pass filtering 결과를 스펙트럼 분석을 해 보면 한반도 바람장은 대체로 2-3년, 4-5년의 유의미한 주기적 변화를 보임을 알 수 있다(그림 4-27,28).

적도해역(페루연안 제외)에서의 남북방향의 바람성분과 한반도에서의 남북바람 성분에는 10-11개월의 시간지연을 두고 50-60%사이의 유의미한 양의 상관관계를 나타냄을 알 수 있다(그림 4-30,32,34). 이러한 현상은 난수풀이 위치해 있는 Areal 지역의 동서방향 바람에서도 나타난다(그림 4-29). 이러한 결과는 적도해역에서의 풍계의 변화가 고위도에 약 10-11개월정도의 시간지연을 가지고, 같은 형태로 영향을 미친다는 사실을 시사한다.

앞절의 해수면 변동성 연구에서 적도 난수풀 해역의 해황변동과 위도 10° 이상의 해역과는 음의 상관성을 갖는다는 결과와 수온 변동성에서 동중국해와 우리나라 연안은 음의 상관관계를 갖는다는 결과를 통해 유추해 볼 때, 일치하는 분석결과이다.

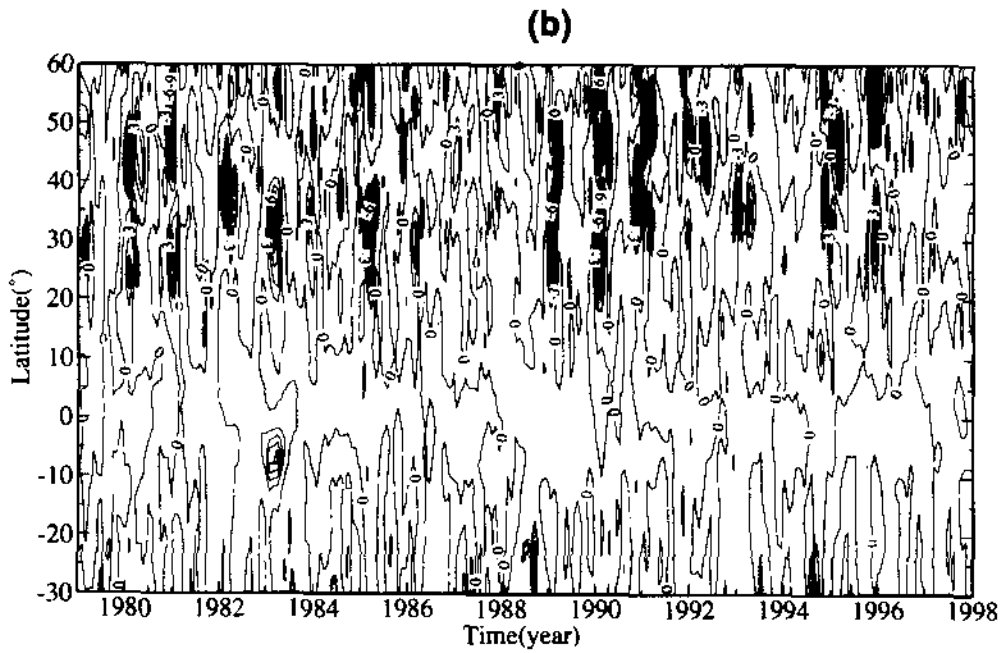
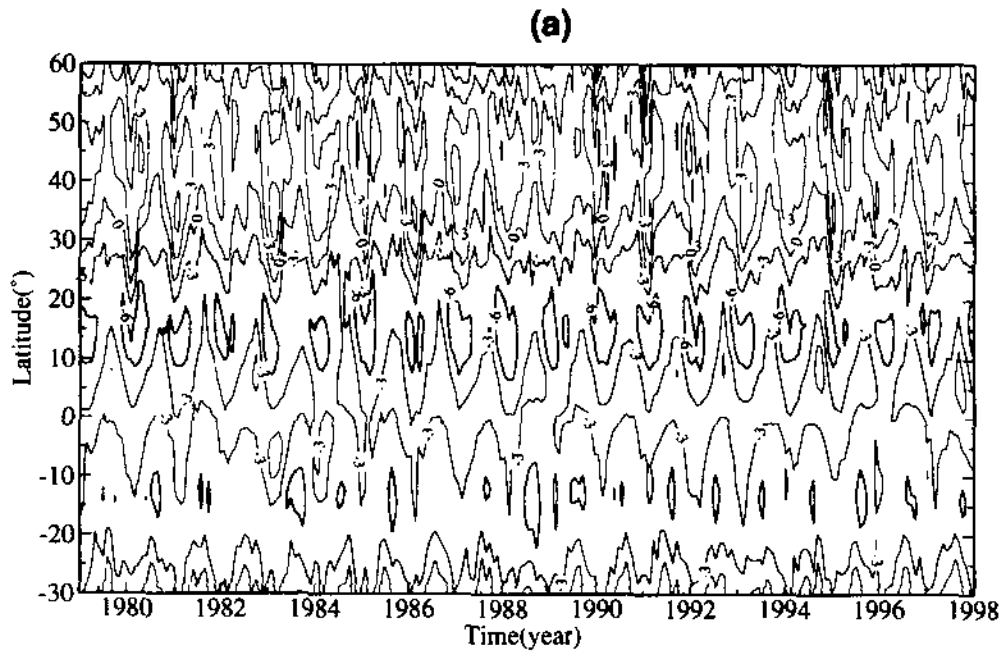


그림 4-19. 전체 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a) 풍속과 (b) 편차의
 세습 시계열 (음영부분은 음의 값을 나타냄, 동서 바람 성분)

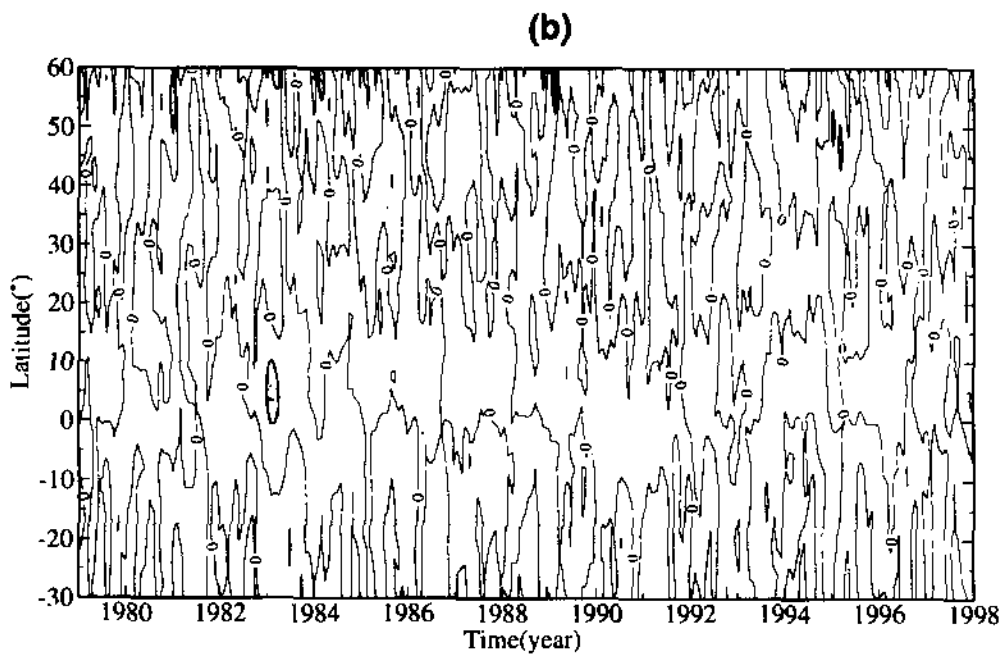
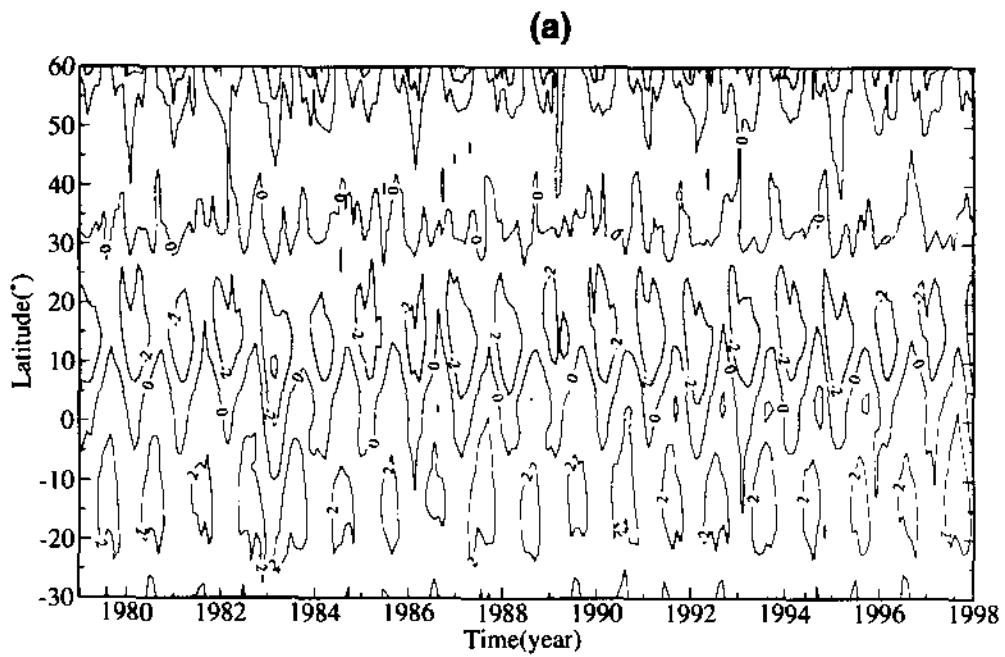


그림 4-20. 전체 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의
 제곱 시계열 (음영부분은 풍의 값을 나타냄, 양쪽 바람 성분)

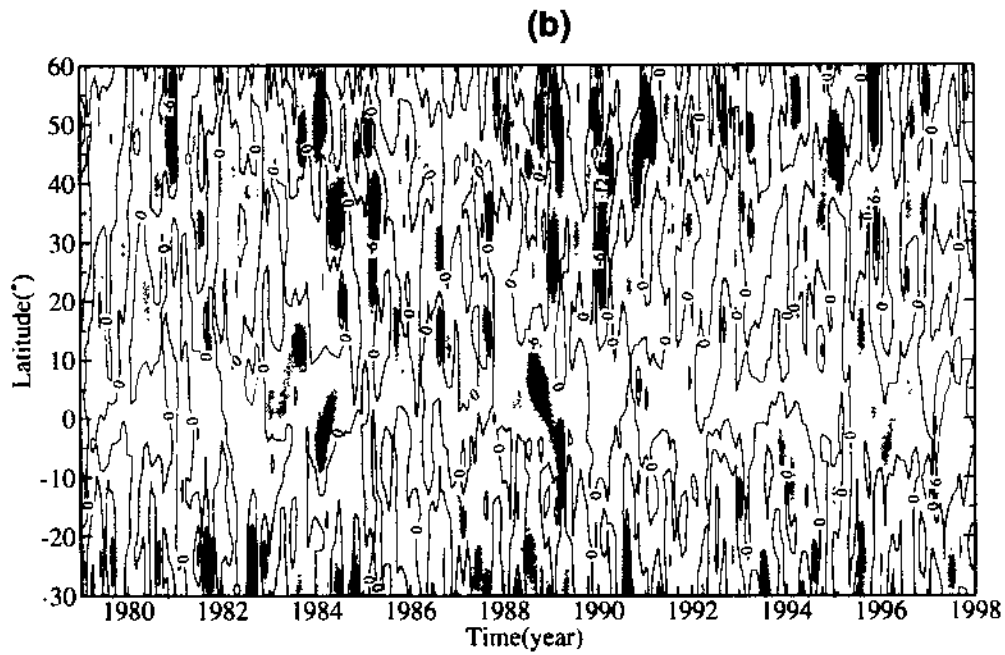
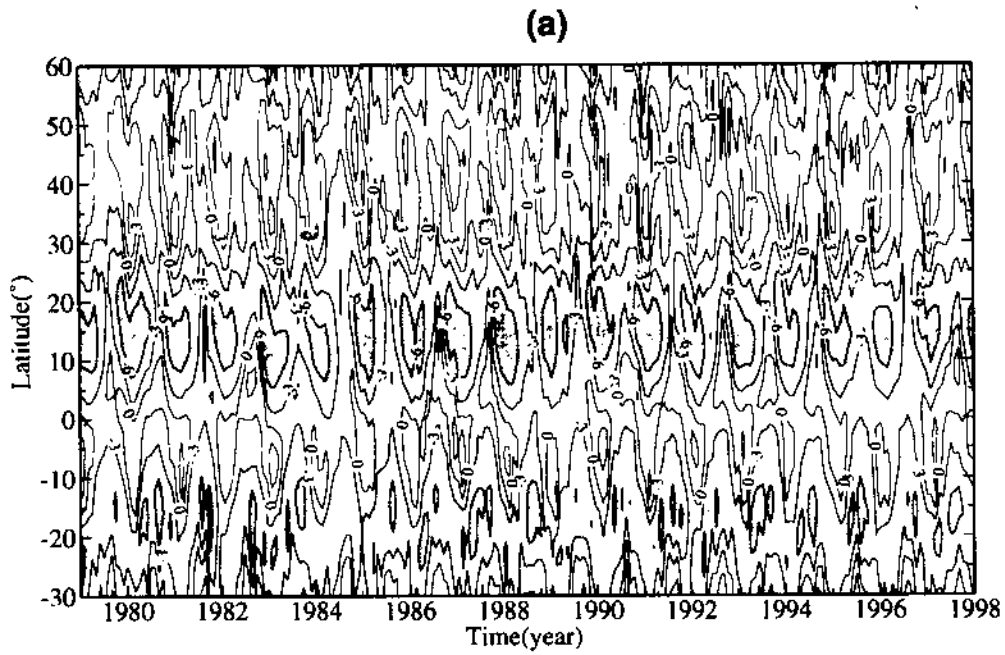


그림 4-21. 서 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a) 풍속과 (b) 편차의
 제곱 시계열(음영부분은 음의 값을 나타냄, 동서 바람 성분)

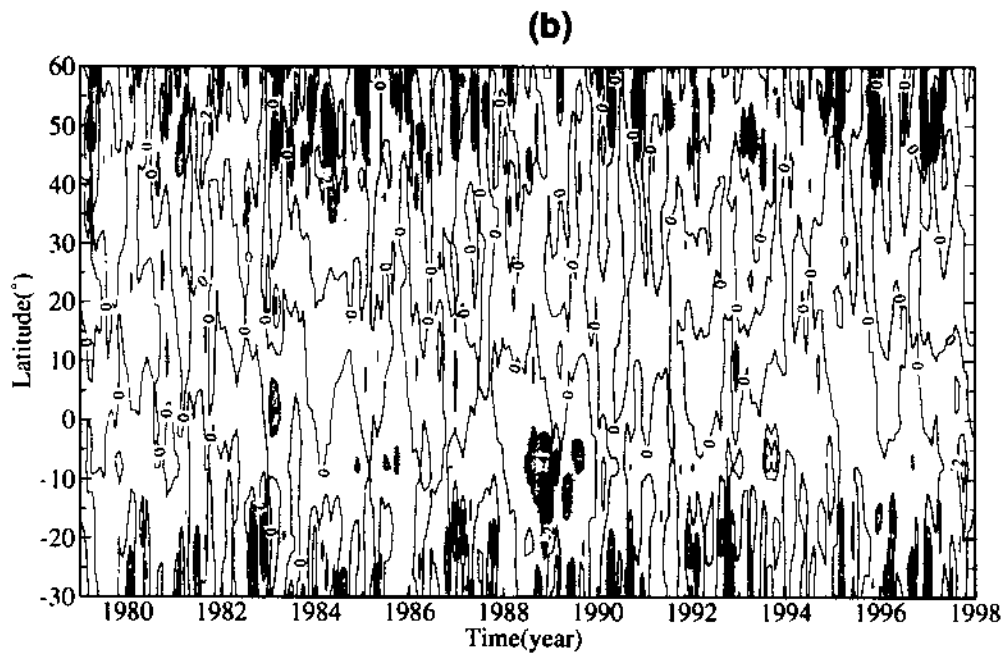
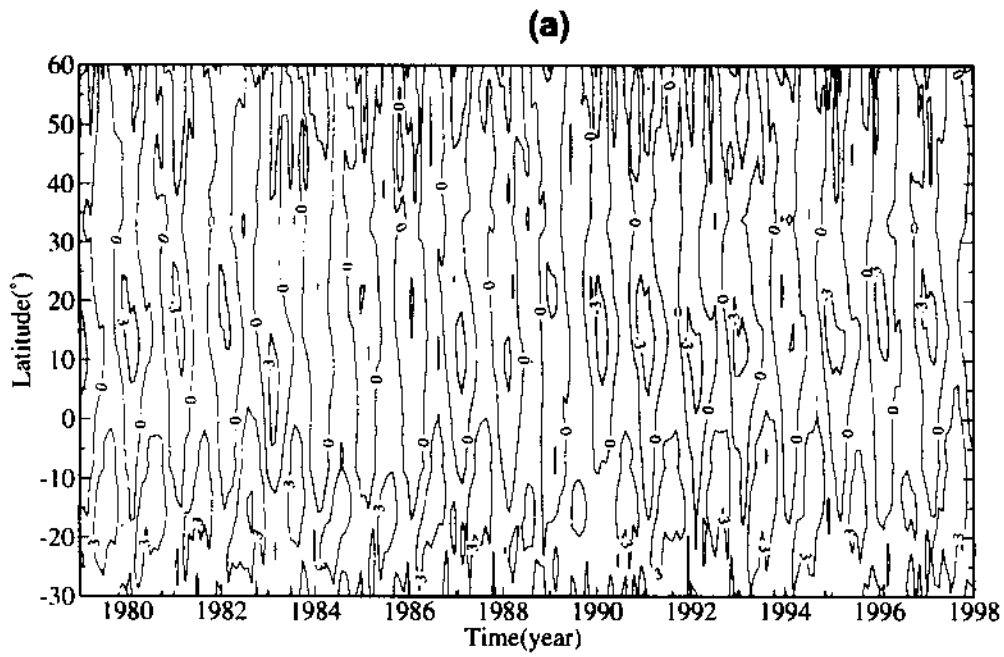


그림 4-22. 서 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a) 풍속과 (b) 편차의
 세곱 시계열(음영부분은 음의 값을 나타냄, 남북 바람 성분)

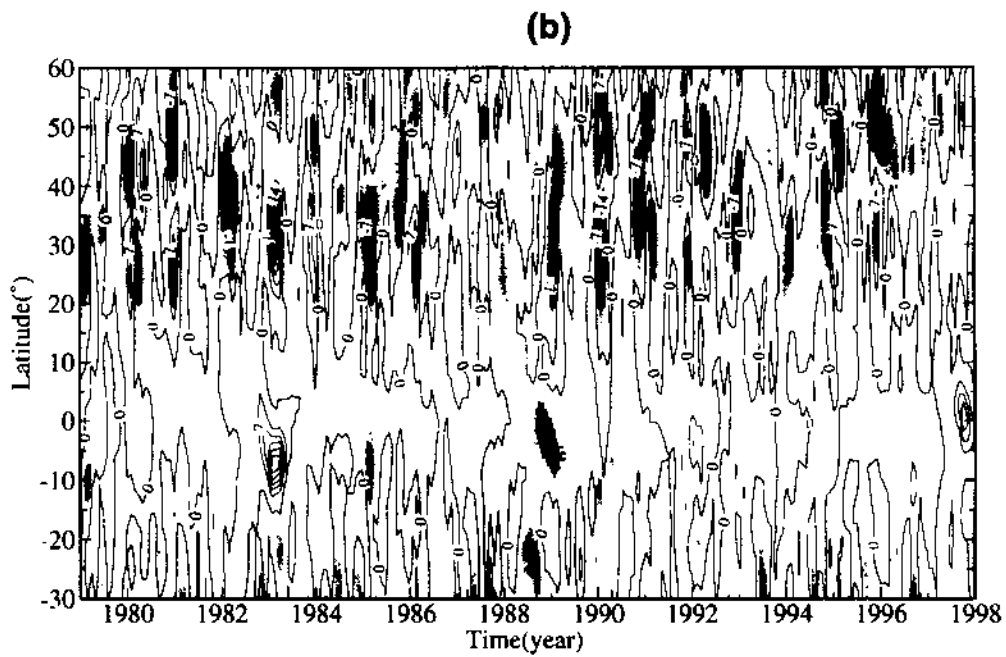
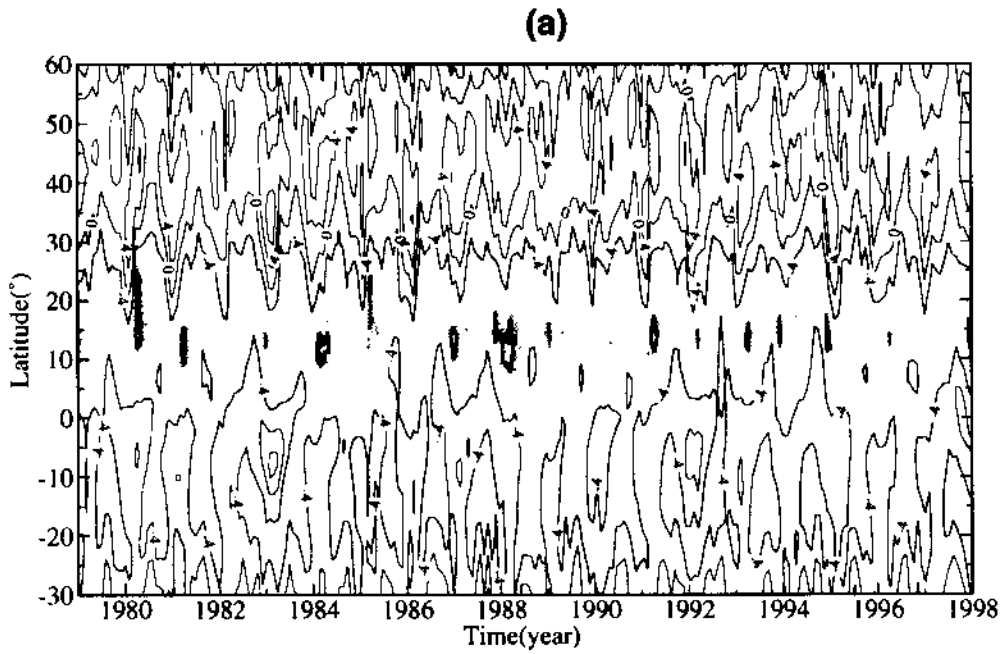


그림 4-23. 중앙 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의
 제곱 시계열(음영부분은 음의 값을 나타냄, 동서 바람 성분)

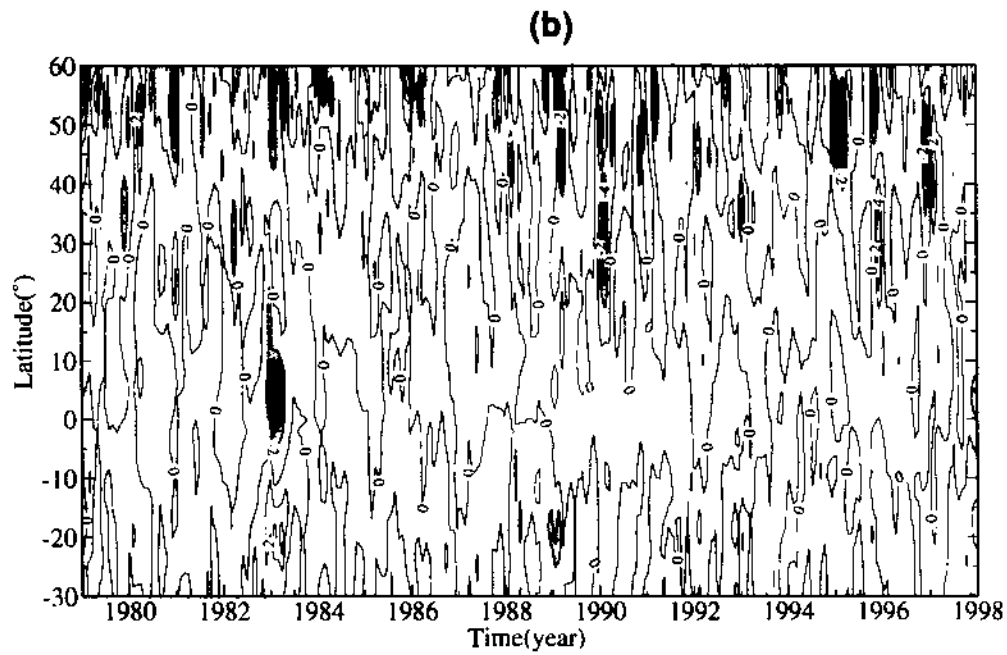
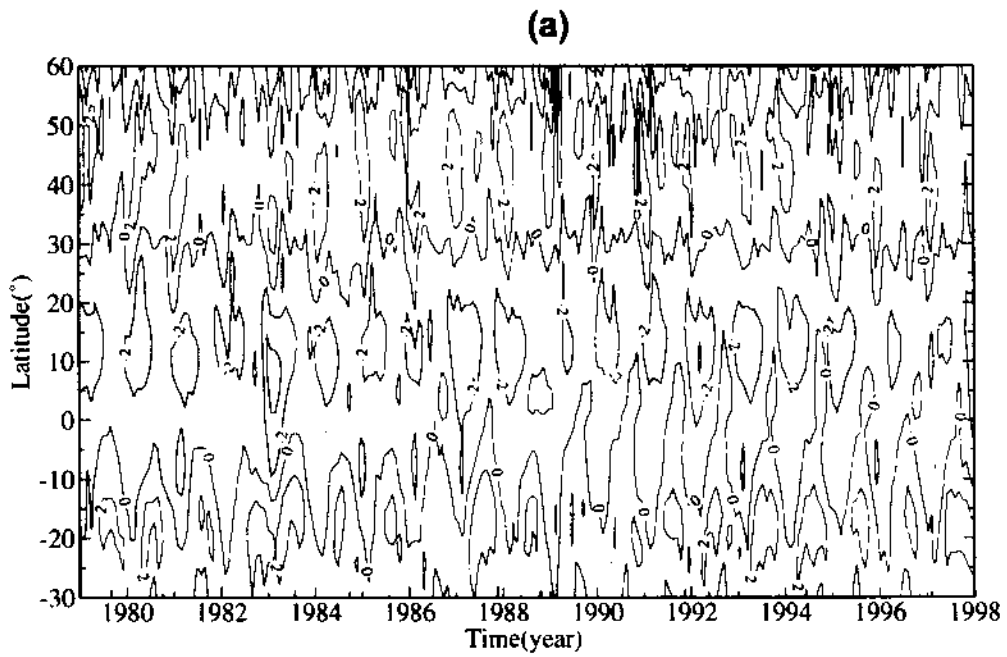


그림 4-24. 중앙 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a)풍속과 (b)편차의
 제곱 시계열(음영부분은 음의 값을 나타냄, 남북 바람 성분)

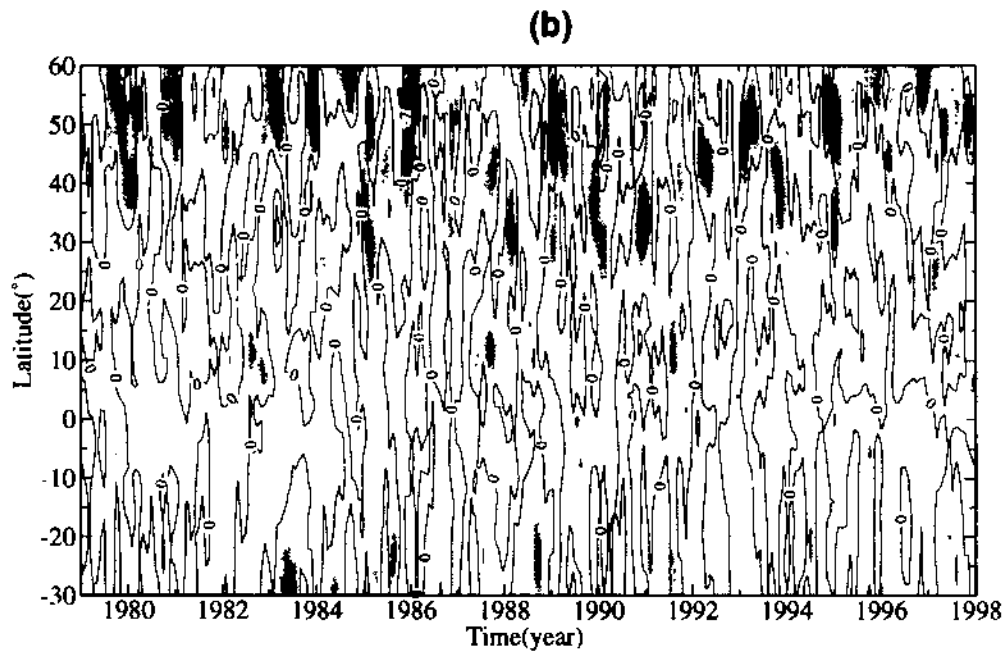
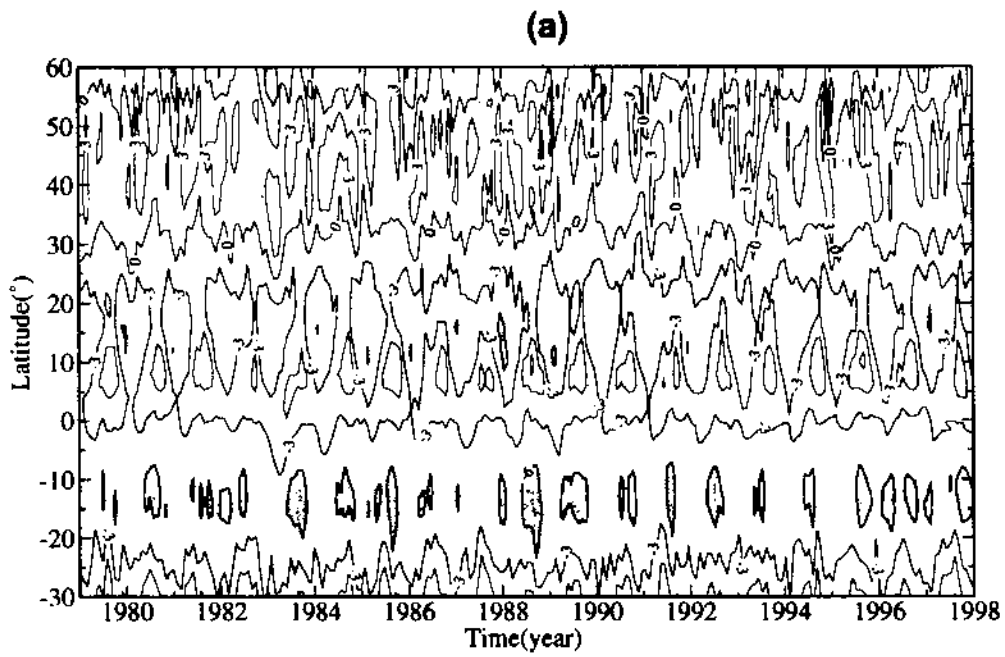


그림 4-25. 동 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a) 풍속과 (b) 편차의
제곱 시계열(음영부분은 음의 값을 나타냄, 동서 바람 성분)

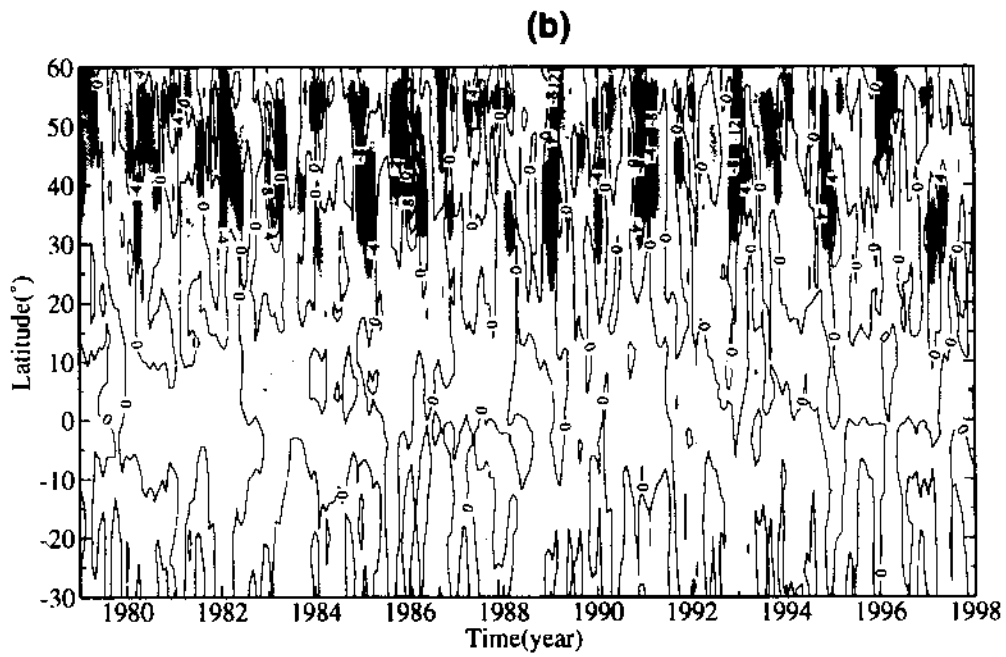
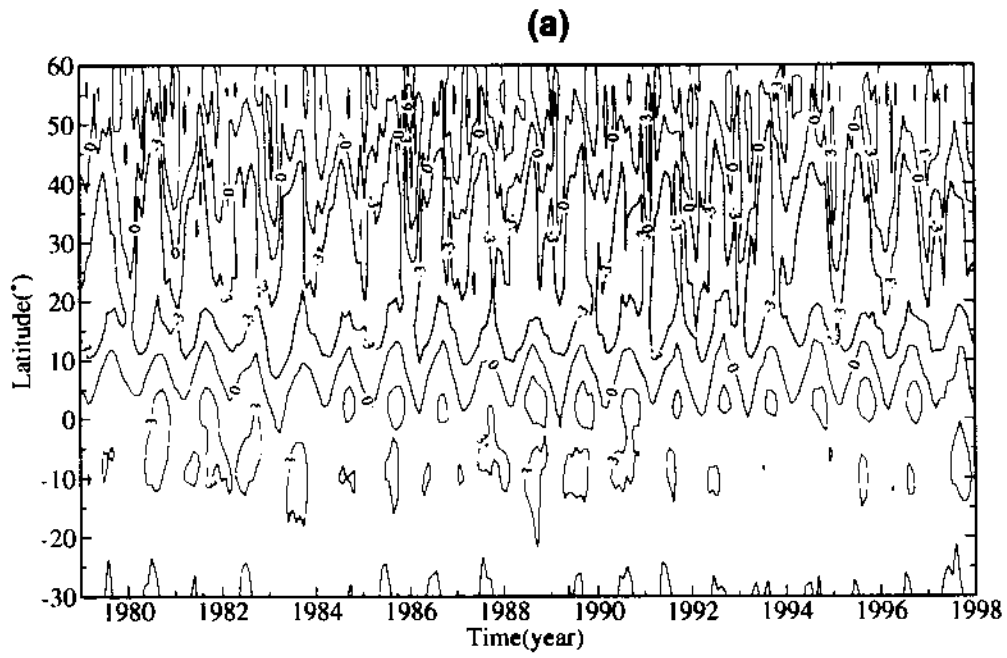


그림 4-26. 동 태평양에서의 위도에 따른 동서 방향으로 평균된 (a) 풍속과 (b) 편차의
 제곱 시계열(음영부분은 음의 값을 나타냄, 남북 바람 성분)

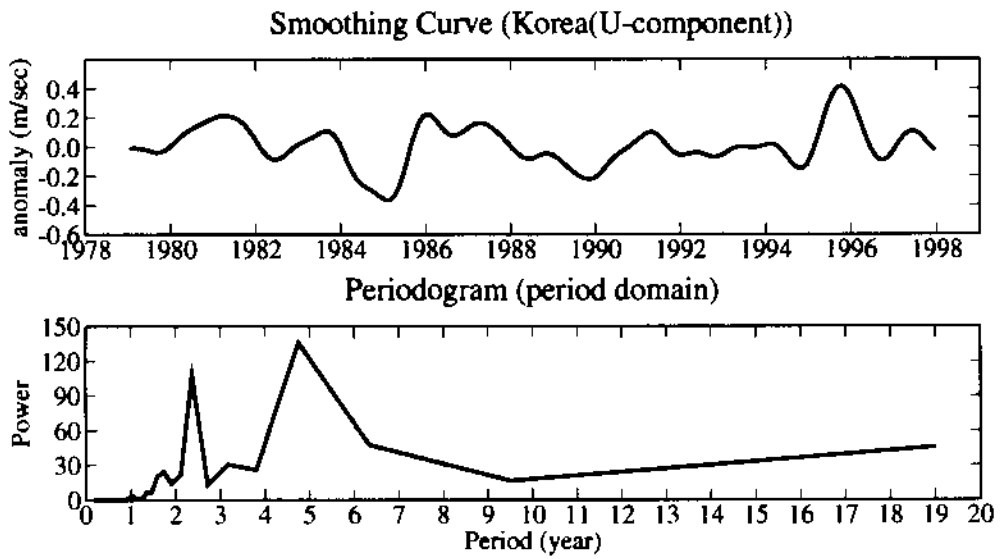


그림 4-27. 저,고 주파 영역 통과 필터로 필터링된 한국지역의 동서 방향 바람 유속 편차값과 스펙트럼 분석 결과

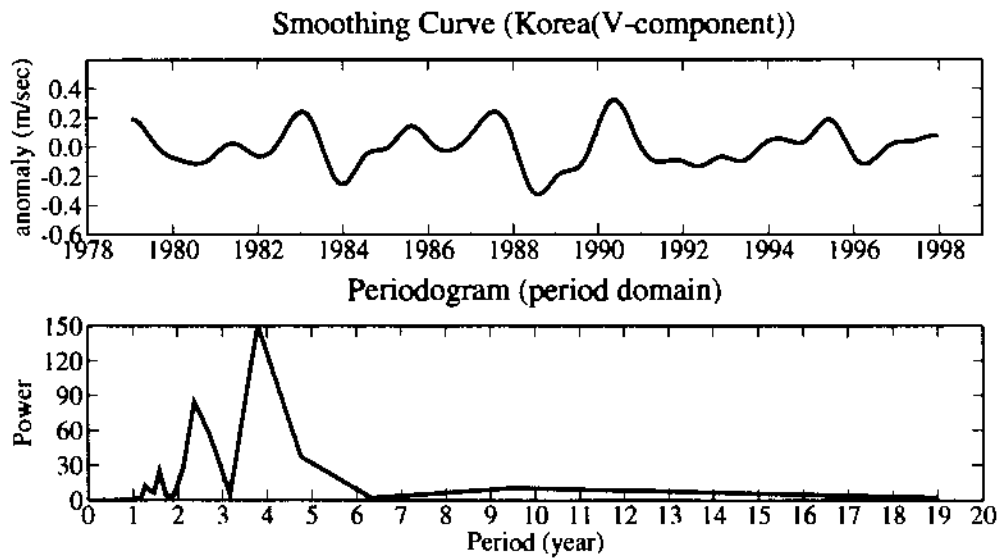


그림 4-28. 저,고 주파 영역 통과 필터로 필터링된 한국지역의 남북 방향 바람 유속 편차값과 스펙트럼 분석 결과

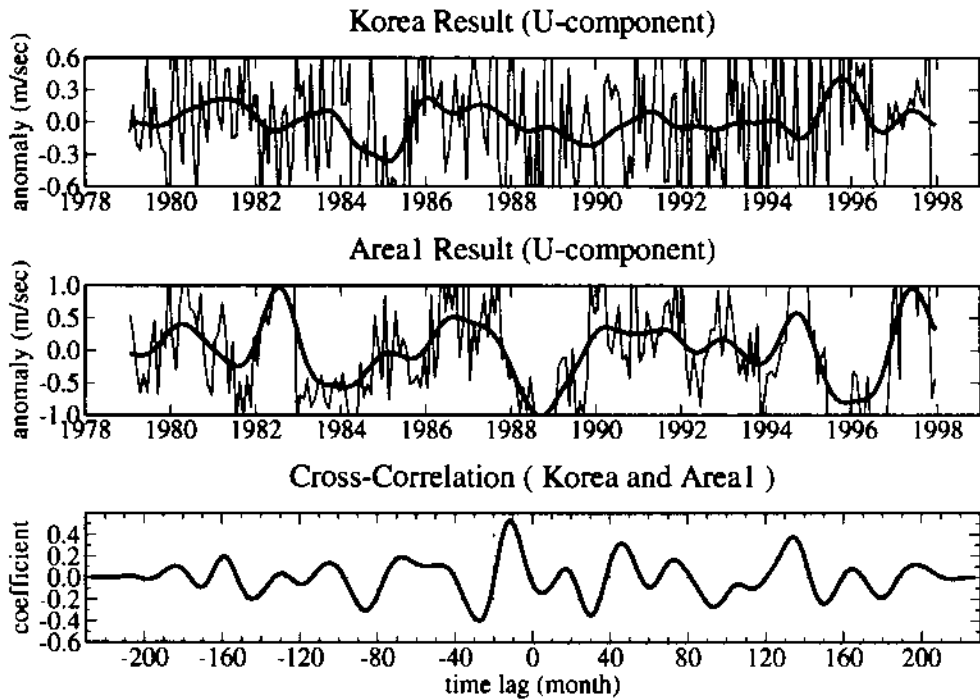


그림 4-29. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 1에서의 동서 방향 바람 성분)

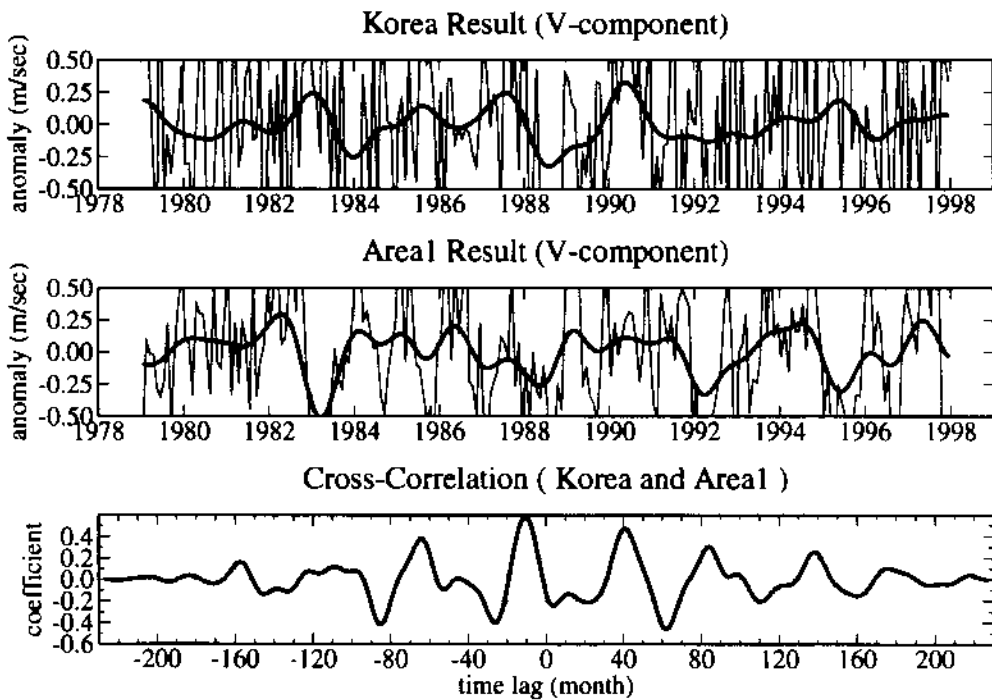


그림 4-30. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 1에서의 남북 방향 바람 성분)

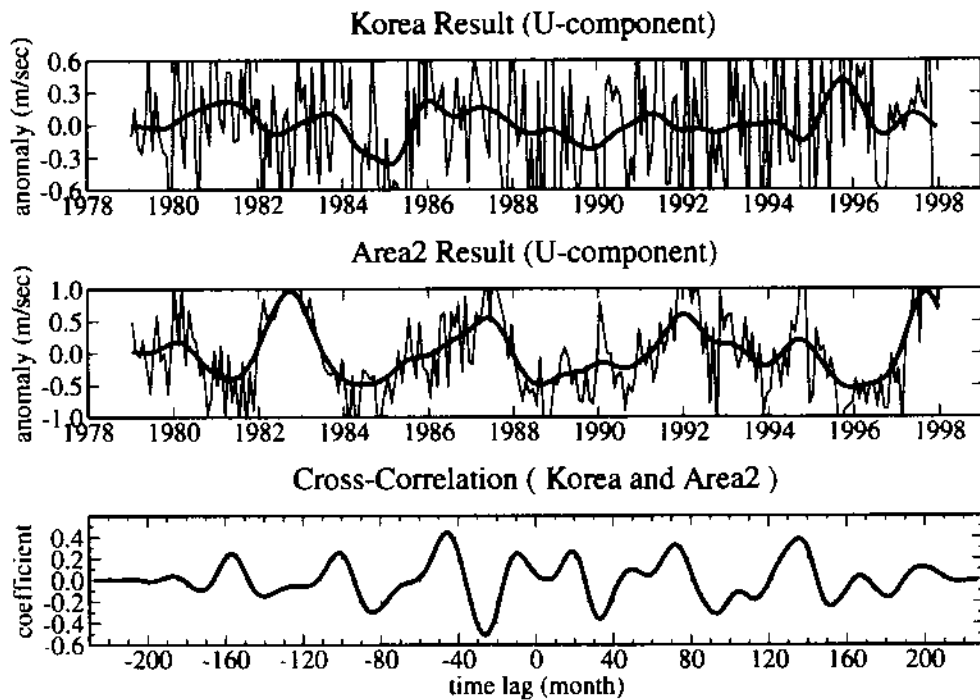


그림 4-31. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 2에서의 동서 방향 바람 성분)

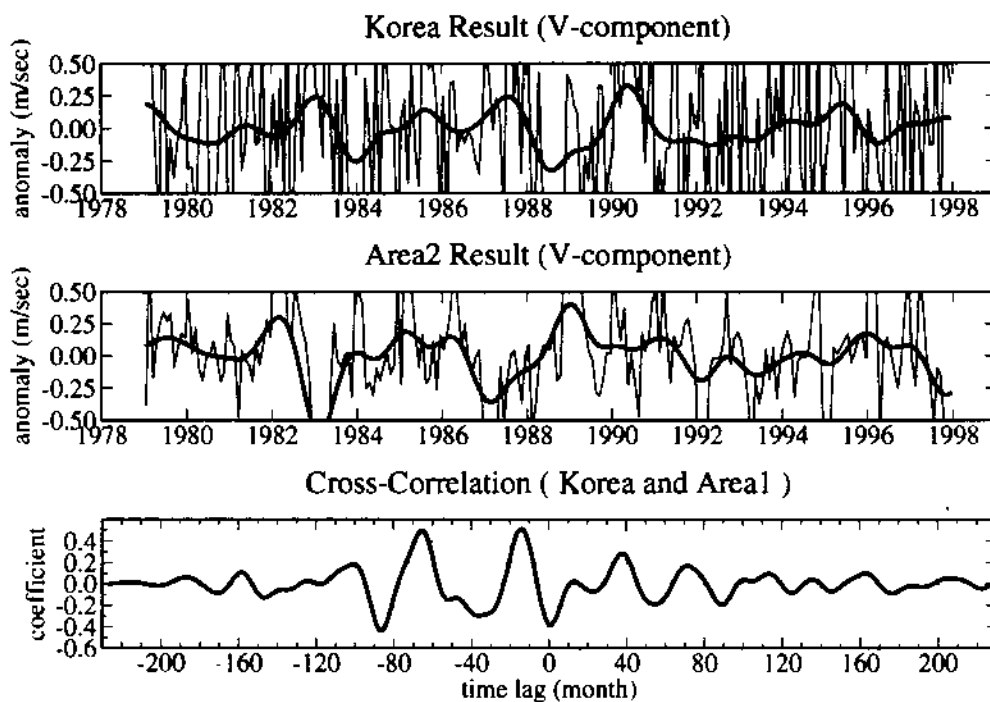


그림 4-32. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 2에서의 남북 방향 바람 성분)

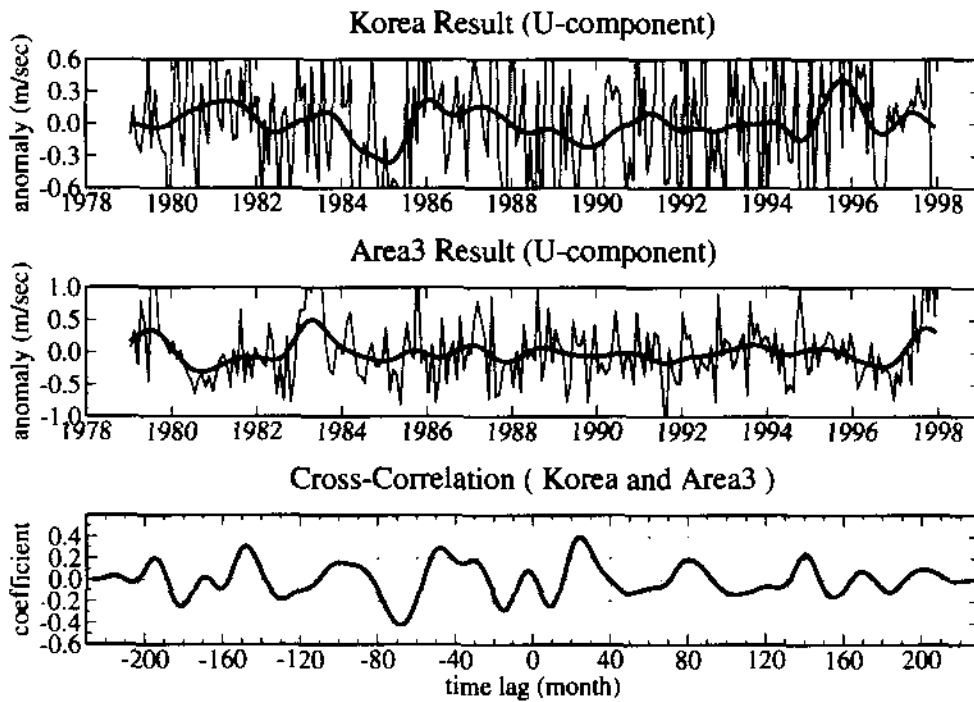


그림 4-33. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 3에서의 동서 방향 바람 성분)

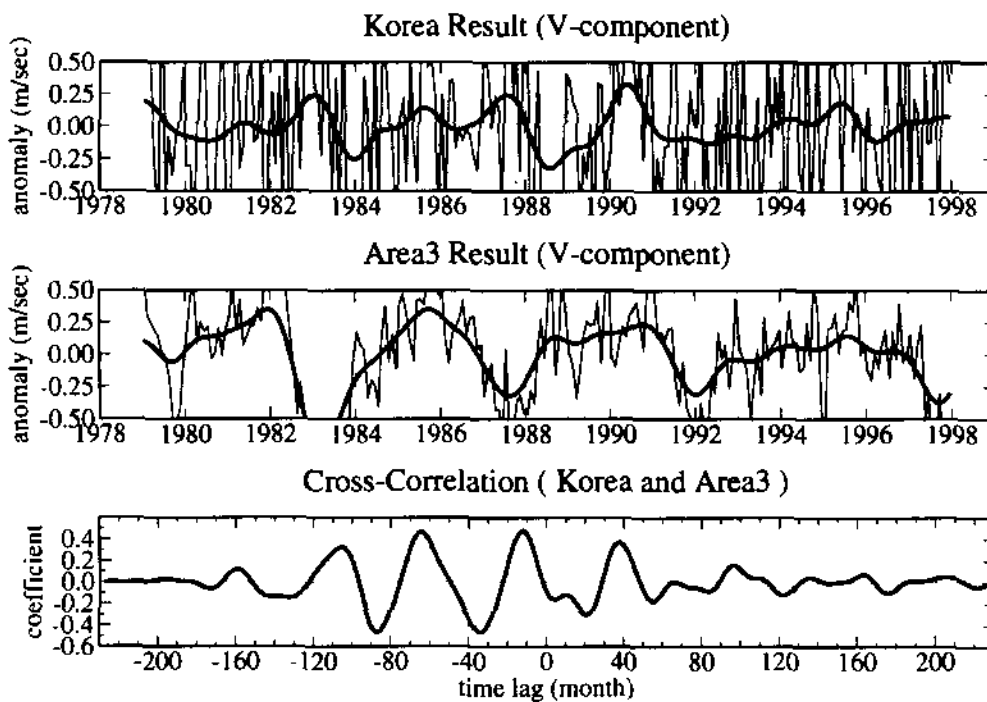


그림 4-34. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 3에서의 남북 방향 바람 성분)

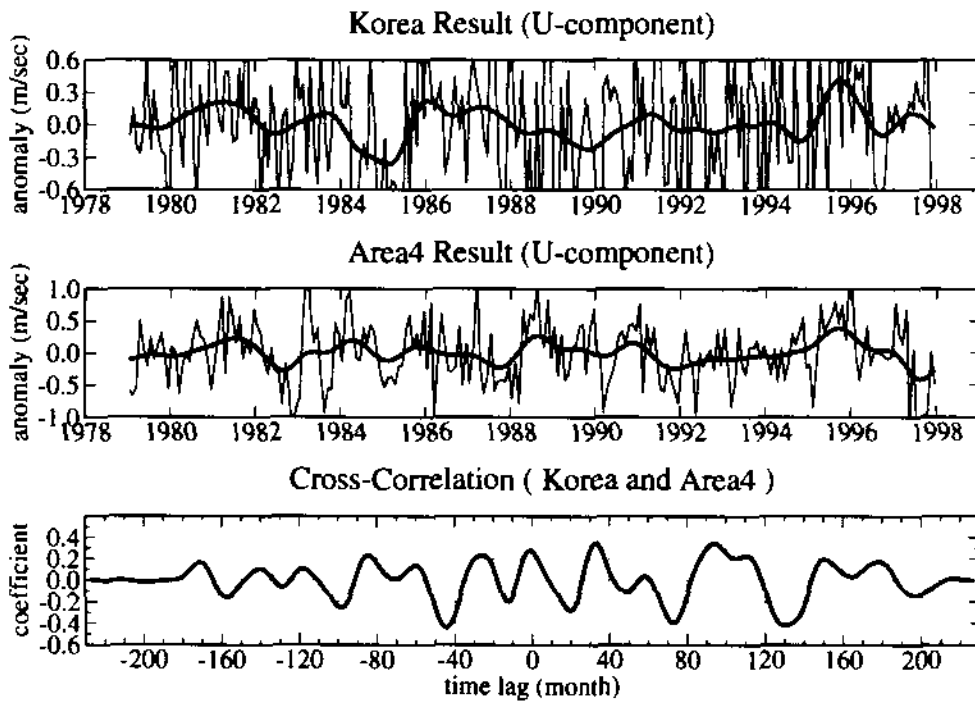


그림 4-35. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 4에서의 동서 방향 바람 성분)

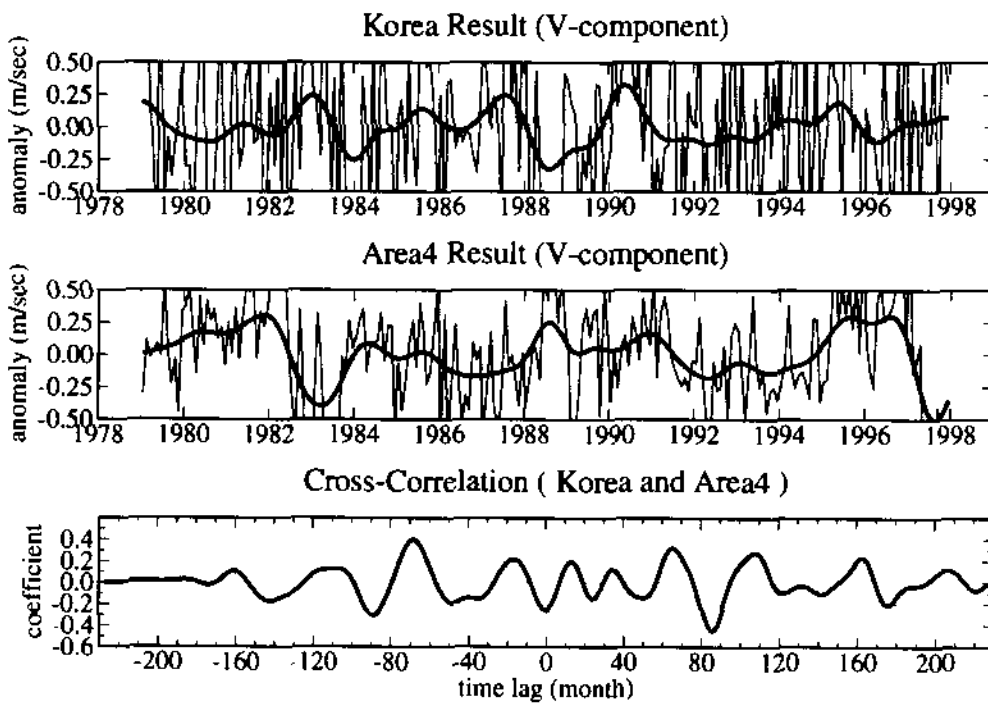


그림 4-36. 최대 시간 지연이 230개월인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 영역 4에서의 남북 방향 바람 성분)

제 5 절 강수량 변동성

5.1. 자료 및 방법

강수량 분석에 사용된 자료로는 CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)에서 제공되는 17년(1979-1996)간의 전세계 측후소 관측자료와 위성(GPI, OPI, SSM/I(scattering, emission), MSU)자료를 합성한 자료이다. 해상도는 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 이고, 5일간의 강수량의 합으로 나타내었다.

위 자료에서는 동경 $130^\circ \sim 210^\circ$, 남위 $10^\circ \sim$ 북위 10° 까지 적도 난수풀(warm-pool) 지역과, 한반도 동경 $120^\circ \sim 135^\circ$, 북위 $30^\circ \sim 40^\circ$ 의 영역을 연구 대상지역으로 선정하였다(그림 4-37). 위의 지역에 대해 평균한 17년간의 시계열 자료를 이용하여 2,3,4 장과 동일한 방식으로 스펙트럼 분석을 실시하였으며, 난수풀(warm-pool)지역과 우리나라 영역에 대해서 상관계수를 구해보았다.

한반도 장기 강수량을 세부적으로 조사하기 위해 한국기상청에서 제공 되는 우리나라 남해(그림 4-38) - 부산(1904-1995), 목포(1904-1995), 제주(1923-1995), 여수(1943-1995), 서귀포(1961-1995)의 30년 이상의 월평균 강수자료를 이용하여 파엽 변환법(Wavelet Transform) 분석을 실시하였다.

파엽변환법(Wavelet Transform)은 유연성 있는 창의 적용을 통해 지역성(locality)에 대한 분석을 용이하게 하는 분석 방법이다. 1980년대에 지진데이터 분석에 처음으로 소개되었고(Goupillaud et al., 1984), 후에 기상학과 해양학에서 시계열 자료분석에 다양하게 이용되고 있다(Meyers, S. D., 1993).

파엽변환법에서는 고주파에서는 좁은 창(Window)을, 저주파에서는 넓은 창을 적용하여 유한한 시간과 공간 영역에서 일어나는 다중구조적(Multiscale), 비정체적(Non-stationary) 과정을 분석하는데 유리하다.

강수량 변동성 연구에서는 Morlet wavelet을 이용하여 다음과 같은 알고리즘으로 분석하였다.

$$X_g[\tau, a] = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} g^* \left[\frac{t-\tau}{a} \right] x(t) dt$$

여기서 a 는 창의 넓이를 통제하는 늘림모수(scale dilation parameter)이고, τ 는 시간축을 따라 창을 전환시키는 병진모수(translation parameter) 이다. $g^*(t)$ 는 $e^{t/2} e^{+i\omega t}$ (Morlet wavelet)의 공액 복소수 형태이다. 계산시간을 단축하기 위해 위식에 푸리에 변환을 이용하여 계산하면, 다음과 같다.

$$X_g[\tau, a] = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega\tau} G^*(a\omega) X(\omega) d\omega$$

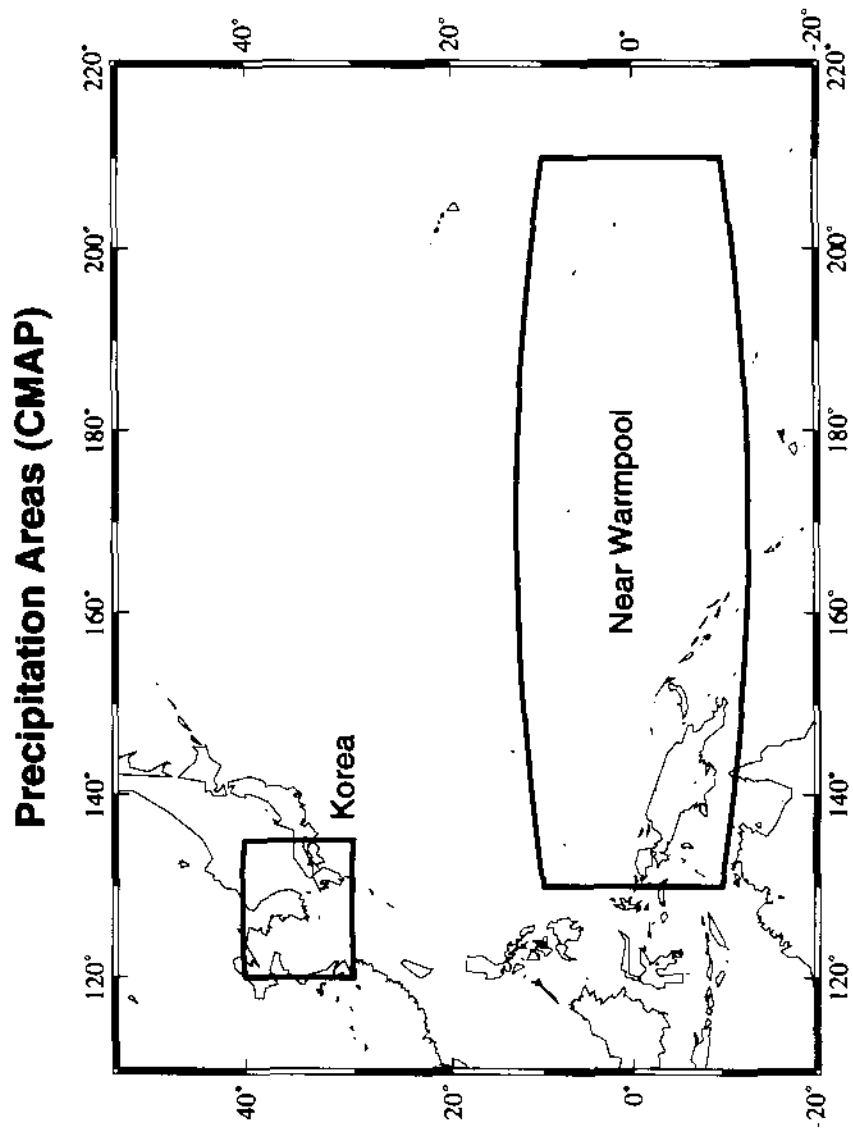


그림 4-37. 강수량 연구대상 지역도(1)

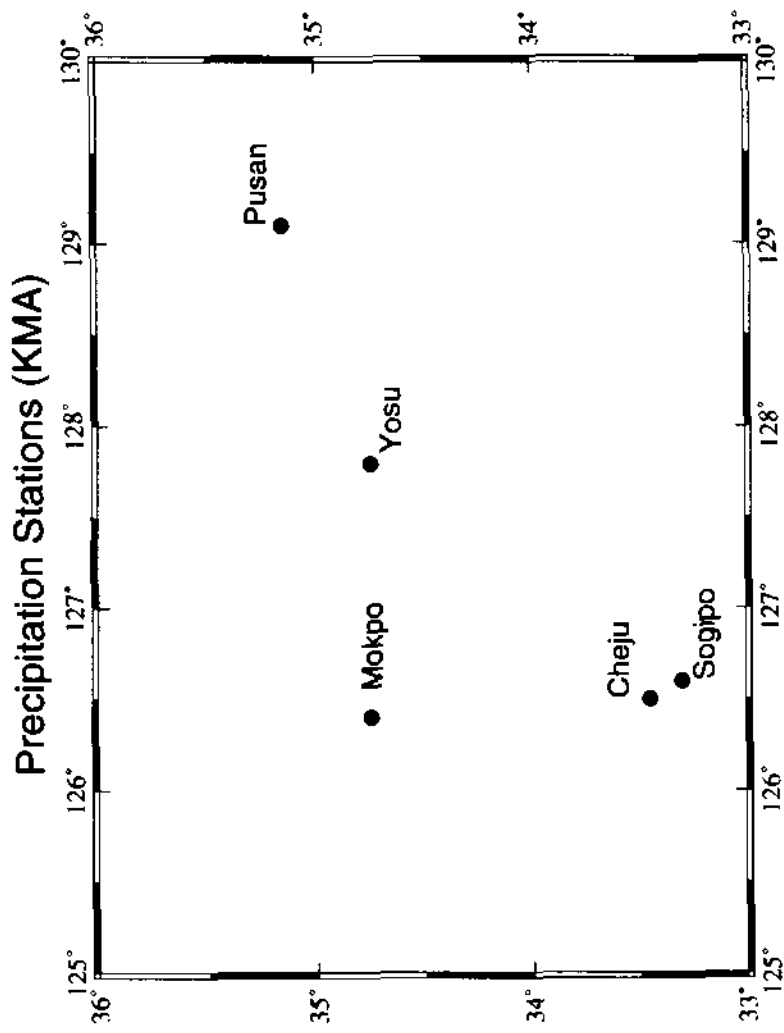


그림 4-38. 김수령 연구대상 지역도(2. 한국 남해안)

5.2. 결과 및 분석

CMAP 자료의 난수풀지역과 우리나라의 경년변동 시계열 결과와 상관계수는 (그림 4-39) 과 같다. Cross-correlation 결과 약 15일에 50%의 유의미한 최대 양의 상관관계를 나타낸다. 이 결과는 적도 서태평양에서 발생한 엘니뇨에 대해 우리나라 근해에서 반응하는 남북방향의 바람성분이 약 10-12개월인 반면, 강수량의 변동은 상당히 빠른 반응을 나타낸다고 설명할 수 있다. 스펙트럼 분석 결과는 한반도에서는 약 2.6년과 4.5년에서 적도 난수풀 지역에서는 약 3.5년과 6년에서 지배적인 주기를 보인다. 이는 바람 분석 주기와 거의 일치하는 결과이다(그림 4-40).

한반도(동경 120° ~ 135°, 북위 30° ~ 40° 의 영역)의 강수량 변동성은 (그림 4-39)과 같다. 길이가 15일과, 2년인 low-pass filter(hanning filter)를 통과시켜 획득된 시계열 자료를 살펴보면 엘니뇨 시기와 일치하는 전반적인 강수량의 변동성을 확인할 수 있다. 엘니뇨 시기의 여름 강수량은 감소하고, 겨울 강수량은 증가하는 (전반적으로 강수량 감소) 경향을 볼 수 있다. 이는 엘니뇨 시기에 적도 난수풀지역의 강수가 감소한다는 사실과, 난수풀 지역과 우리나라 지역은 경년변동에서 같은 위상을 보인다는 앞절의 결과와 종합해서 생각해볼 때, 일치하는 결과이다.

우리나라 남해안에서의 강수량 변동성에 대한 결과는 다음과 같다.

강수패턴의 장기적인 변동성은 대체로 모든 지역에서 강수량이 꾸준히 증가하는 경향을 나타낸다(그림 4-42, 표 4-7.).

표 4-7. 강수량 증가 추세

	목포	부산	제주	여수	서귀포
기간	1904-1995	1904-1995	1923-1995	1943-1995	1961-1995
증가율(mm/yr)	+0.66	+0.74	+1.60	+3.90	+7.80

각각의 지점에 대한 power spectrum 의 결과는 (그림 4-43)과 같다. 일반적으로 FFT를 이용한 스펙트럼 분석의 가장 큰 단점중의 하나는 변동의 지역적(local) 특성을 표현할 수 없다는 것이다. 각각의 지점에 대해 위에서 설명한 과엽변환법을 이용한 스펙트럼의 결과는 (그림 4-44-48, 표 4-8)과 같다.

목포(그림 4-44), 부산(그림 4-45), 제주(그림 4-46), 여수(그림 4-47), 서귀포(그림 4-48) 의 공통된 결과들은 다음과 같다.

한반도 남해안은 한 해의 절반이상의 강수가 장마 기간(6-7월 중순, 8월중순-9월 초순)에 집중되어 있다. 봄과 가을에는 한해의 약 20%, 겨울에는 약 10%의 강수를 나타낸다(Ho and Kang, 1988). 하지만 이러한 연 변동의 power density도 약 4-8년의 주기내에서 그 강도가 변화하는 양상을 보인다.

강수의 경년변동성이 가장 크게 관측되는 해는 대체로 엘니뇨와 라니냐가 강하게 반복되는 해와 뚜렷하게 일치한다. 특히 1910년대, 1940년대, 1980년대에서 두드러진다. 이는 엘니뇨,라니냐 시기가 우리나라 강수량의 변동에 뚜렷한 영향을 끼친다는 사실을 시사하는 결과이다.

표 4-8. 파열변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과

	Dominant Period(yr)	Corresponding Time(yr) < bold type = El-Niño year, italic type = La-Niña year >
Mokpo	4-6.5	1910-1916(12,16) 1937-1943(39,40,41,42,43) 1980-1986(82,83,85)
	10-13	1965-1975(66,70,73,74)
	25-30	global
Pusan	2-2.5	1963-1965(64,65) 1972-1974(73,74) 1990-1992(91,92)
	5-12	1907-1915(9,12,15) 1958-1967(58,64,65,66) 1980-1987(82,83,85)
Cheju	2.5-4	1927-1930(29) 1964-1967(64,65,66)
	4-8	1937-1943(39,40,41,42,43) 1981-1987(82,83,85,87)
	25-40	global
Yosu	4-6.5	1981-1985(82,83,85)
	6.5-8.5	1942-1948(42,43,47) 1963-1969(64,65,66)
	20-30	global
Sogipo	2-3.5	1965-1967(65,66) 1984-1987(85,87)
	4-5.5	1982-1987(82,83,85,87)

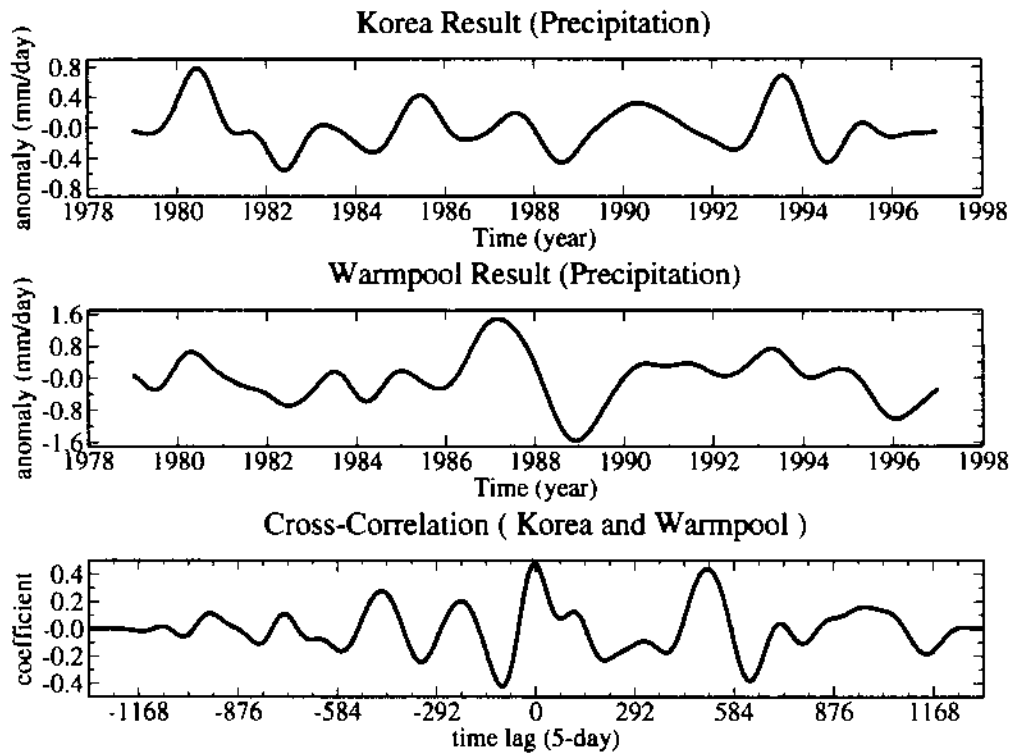


그림 4-39. 최대 시간 지연이 18년인 교차 상관 계수 결과 시계열
(한국과 난수풀 영역의 강수량)

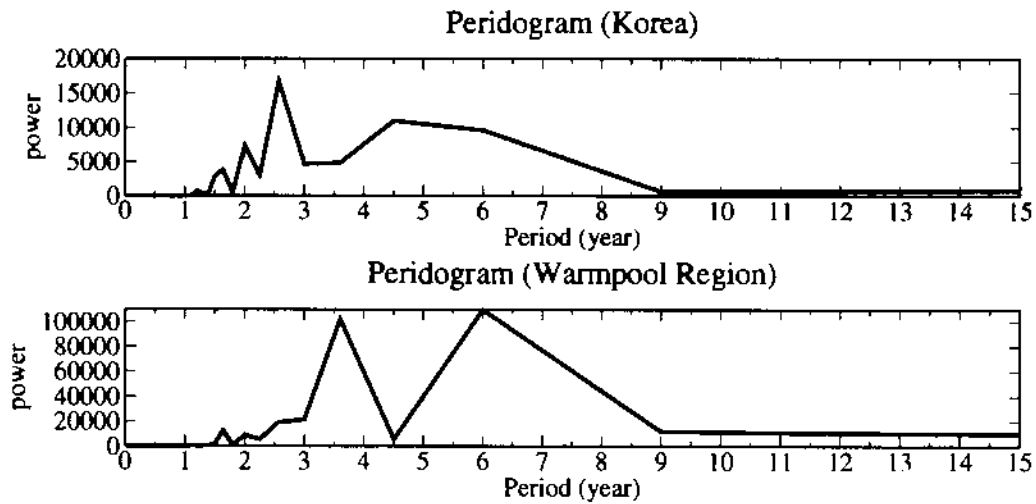
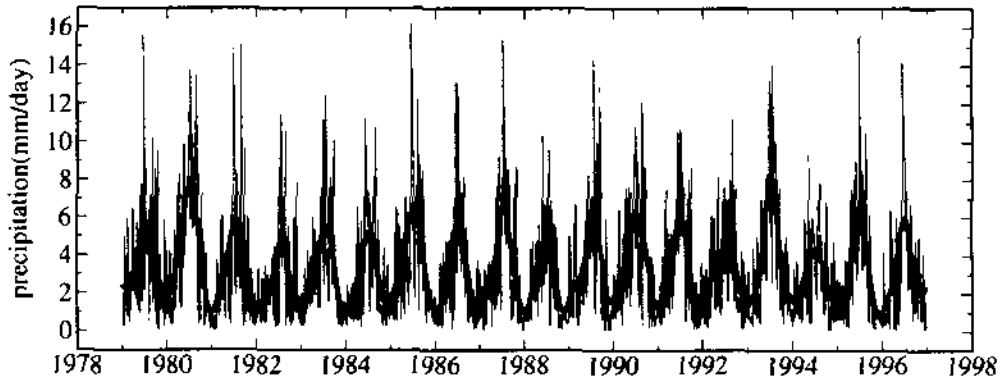
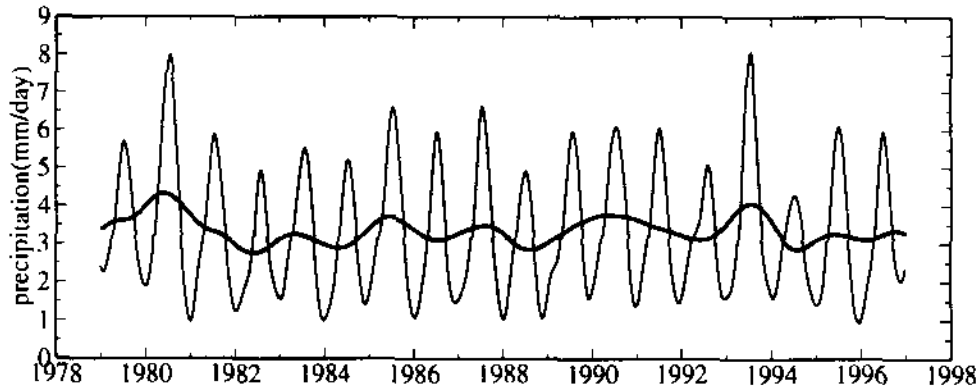


그림 4-40. 한국과 난수풀 영역의 강수량 스펙트럼 분석 결과

Time series of Precipitation at Korea (120-135°E , 30-40°N)



Smoothing Result using hanning filter(cut-off freq. -> 15-days)



Smoothing Result using hanning filter(cut-off freq. -> 2-years)

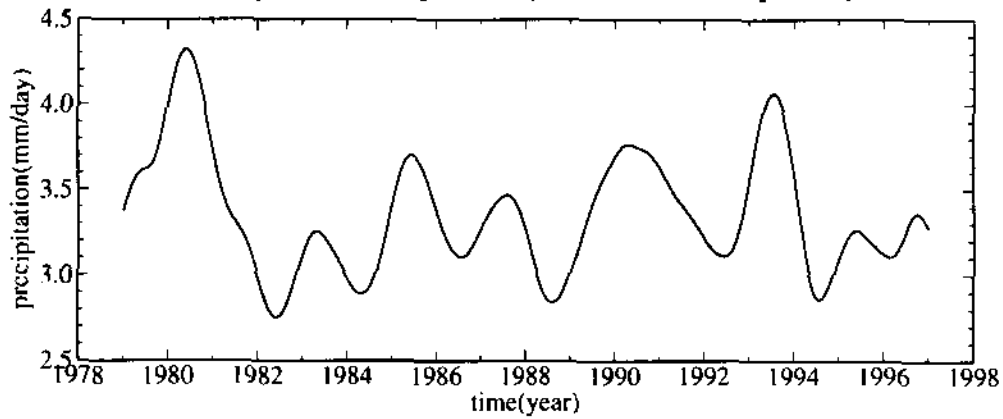


그림 4-41 한국지역의 강수량 변동성(음영 부분은 엘니뇨 시기임)

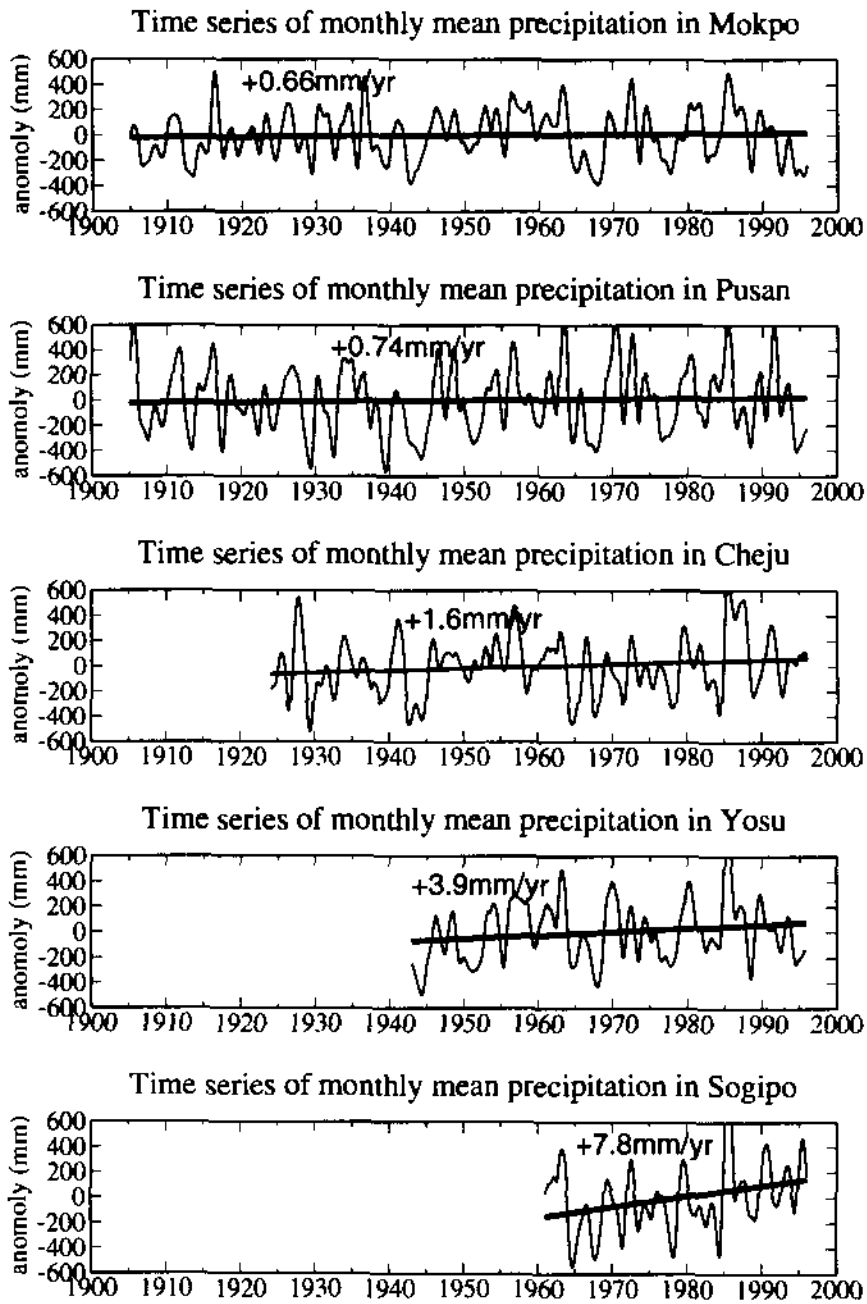


그림 4-42. 24시간 헤닝필터로 필터링된 한국 남해안 지역의 월평균 강수량 (곡선)과 장주기 변동성(직선).

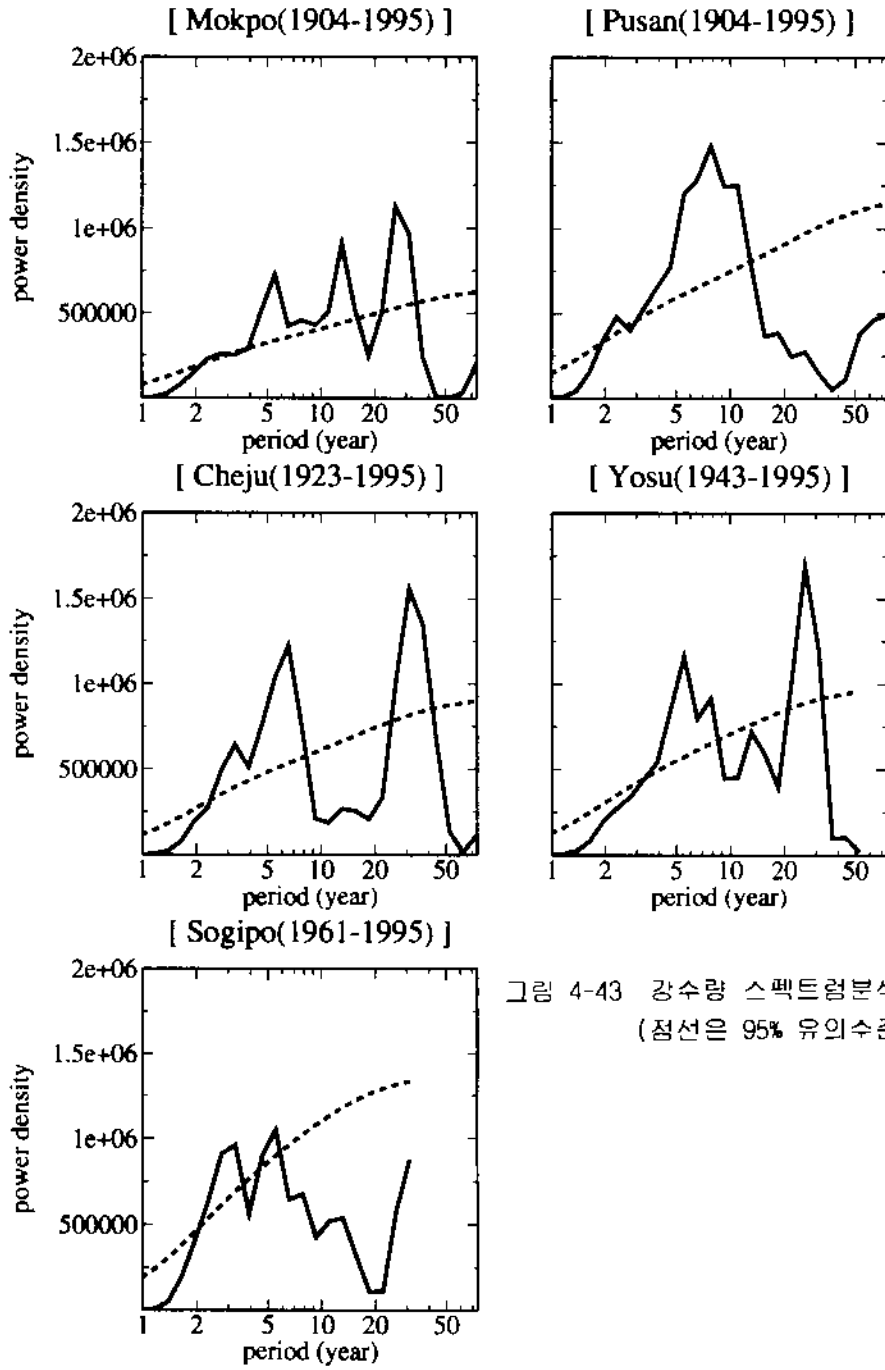


그림 4-43 강수량 스펙트럼분석 결과
(점선은 95% 유의수준을 나타냄)

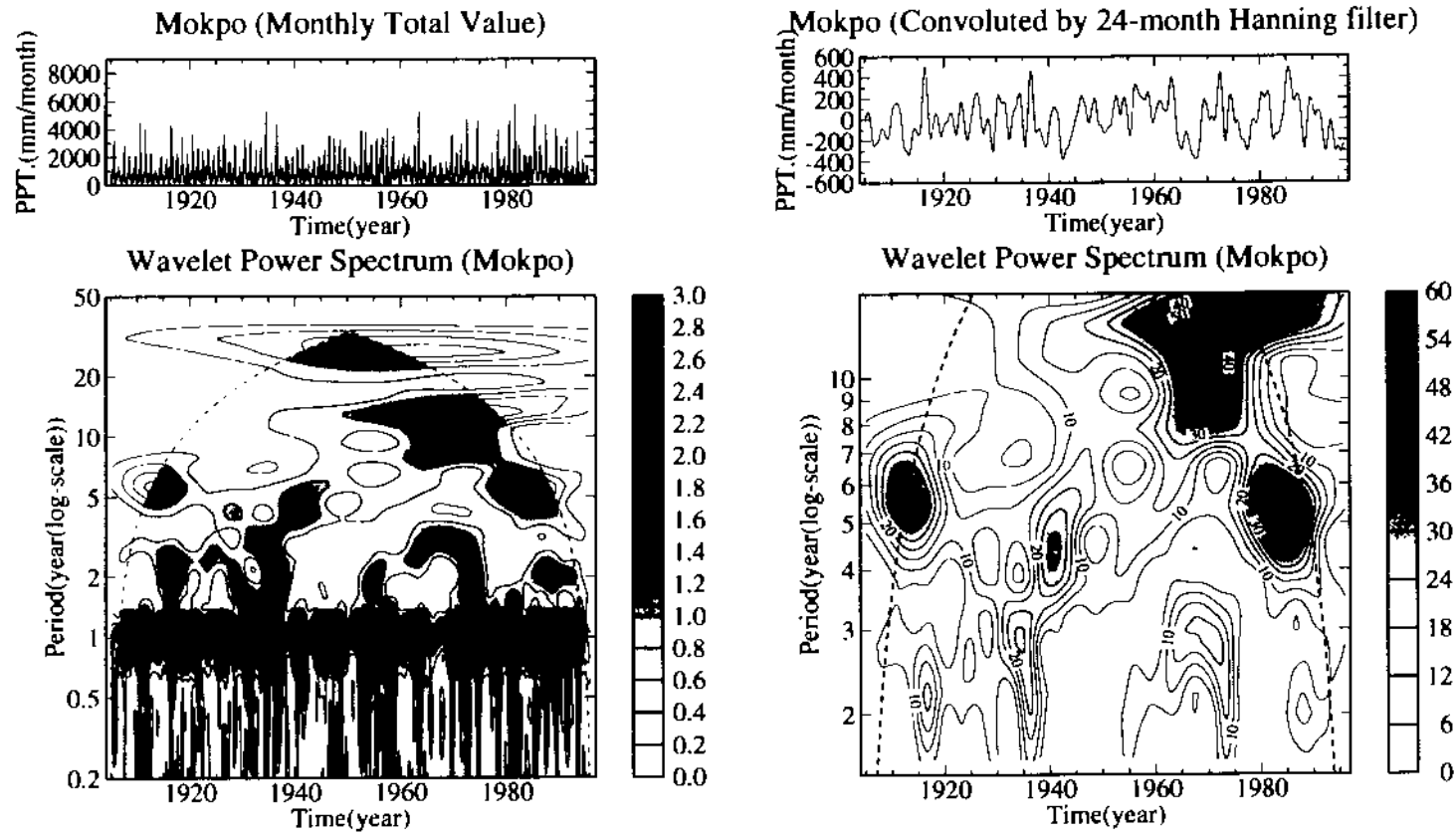


그림 4-44. 목포에서의 강수량 시계열과 파연변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과

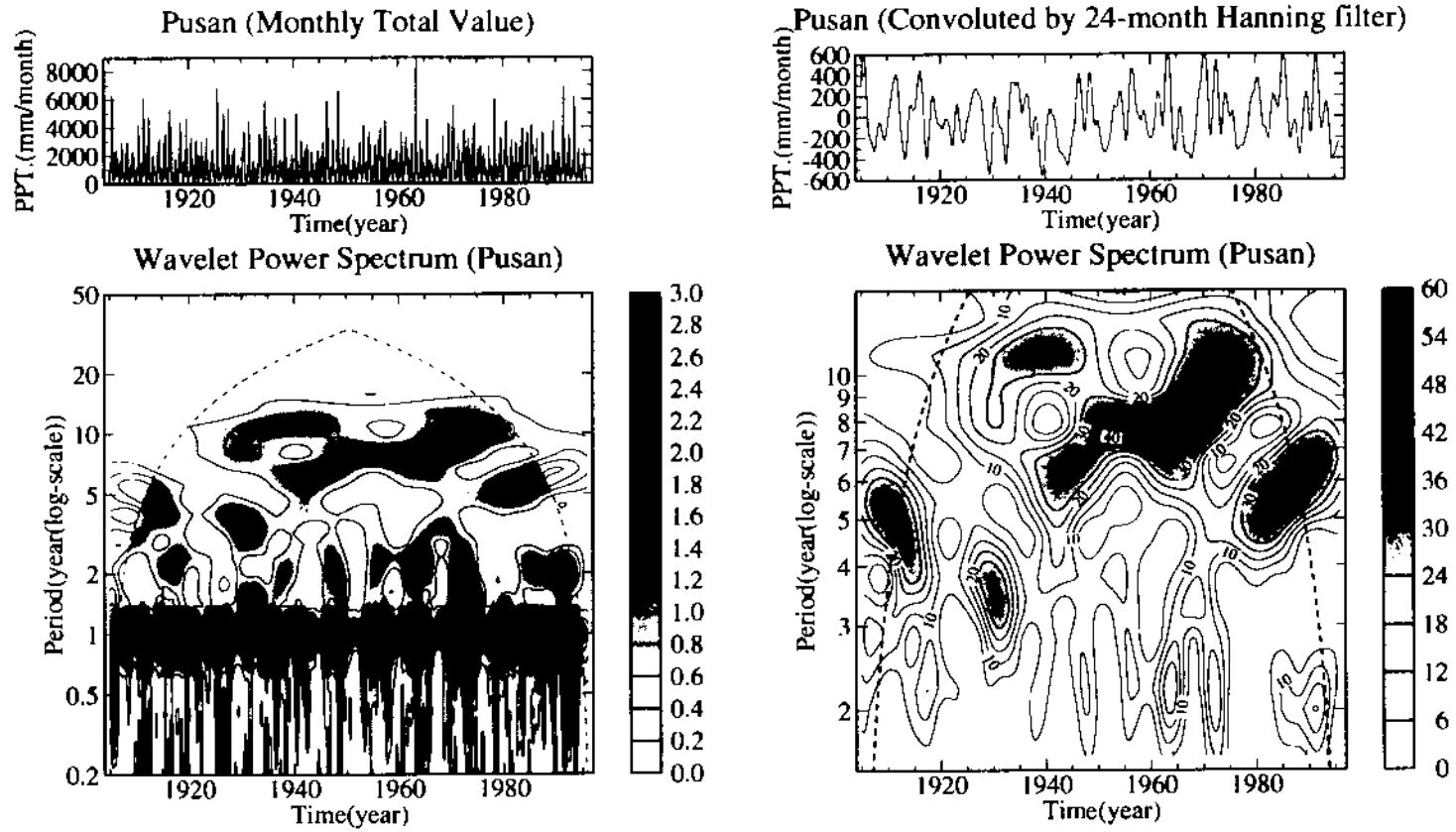


그림 4-45. 부산에서의 강수량 시계열과 파염변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과

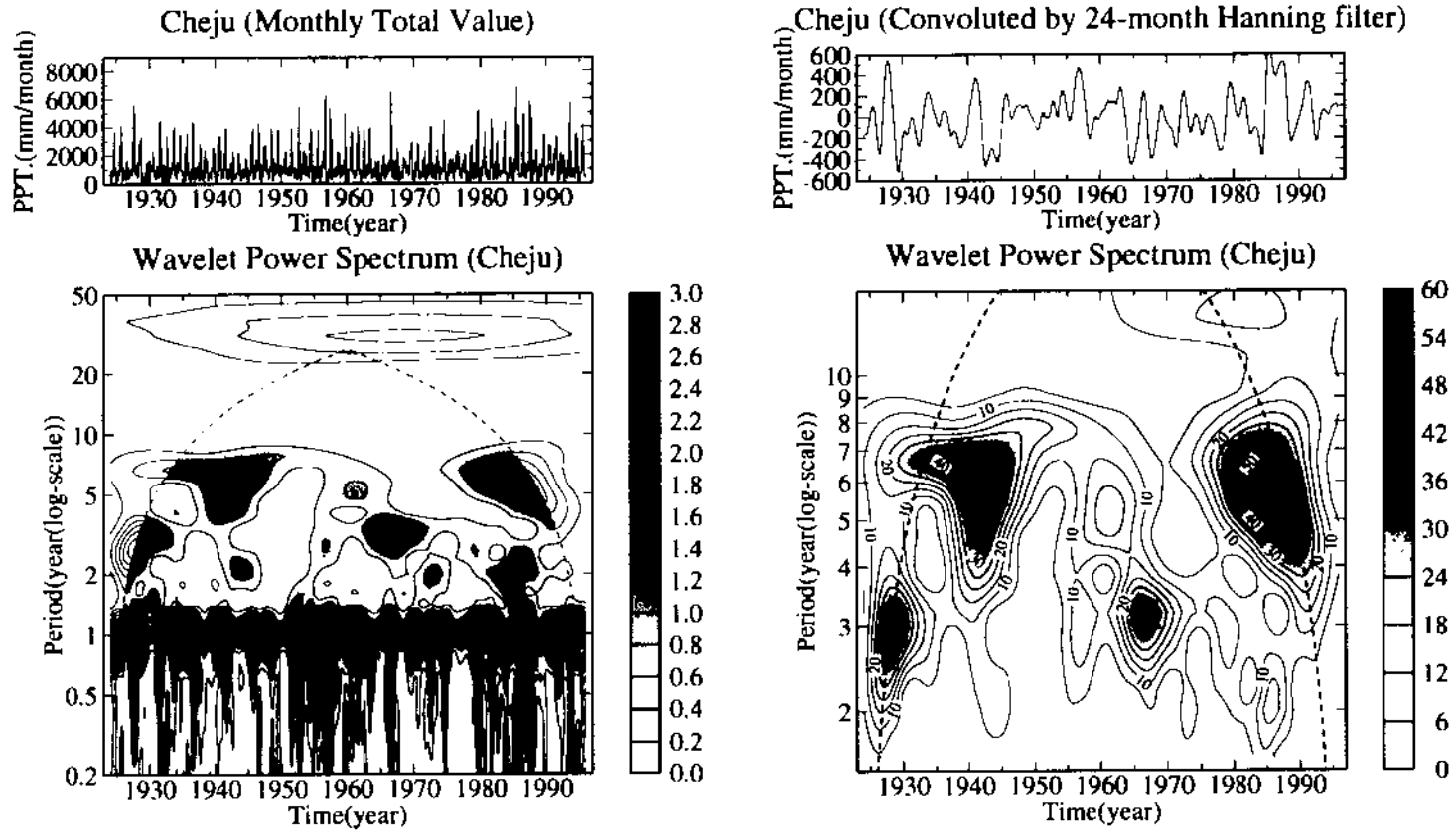


그림 4-46. 제주에서의 강수량 시계열과 피어변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과

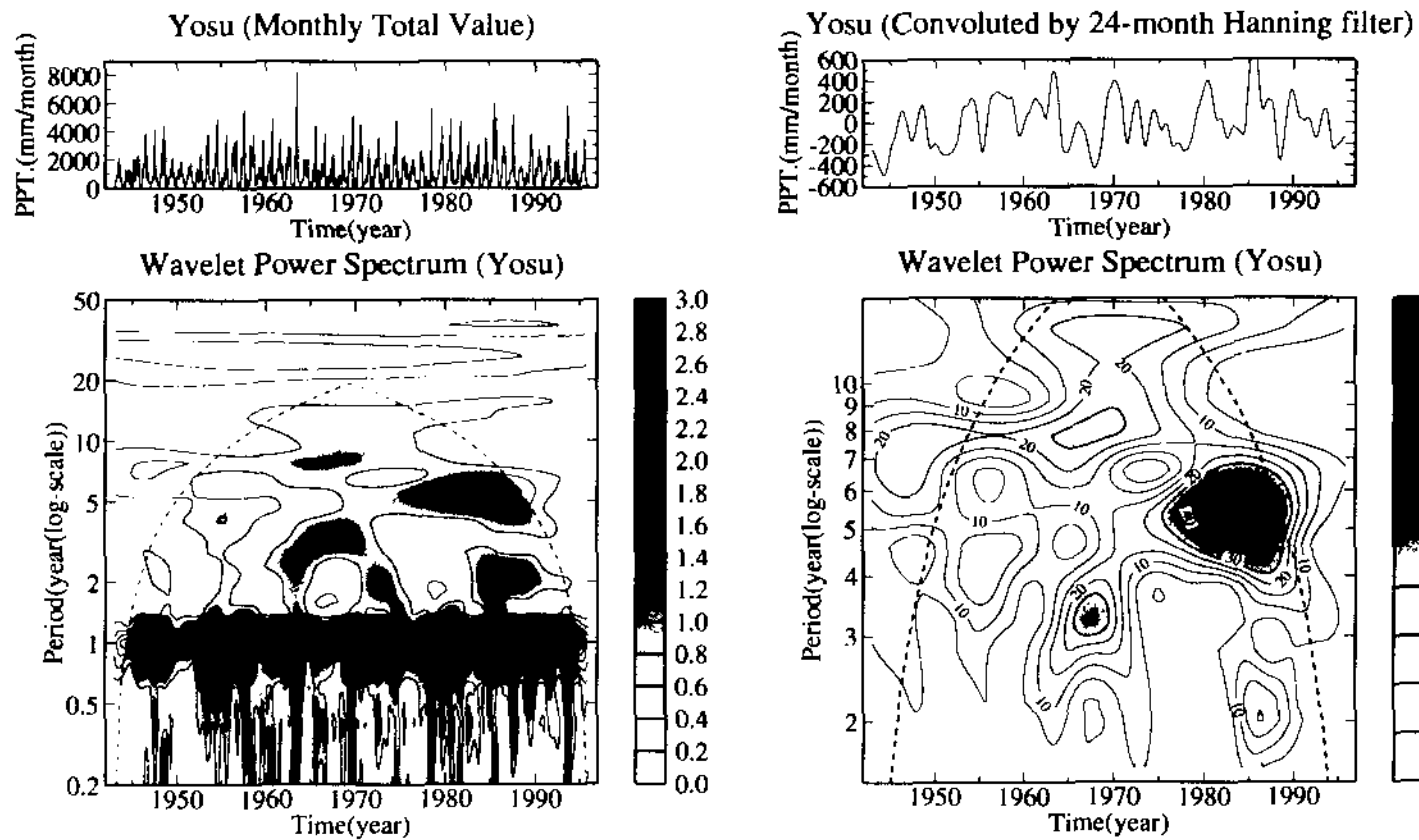


그림 4-47. 여수에서의 강수량 시계열과 파역변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과

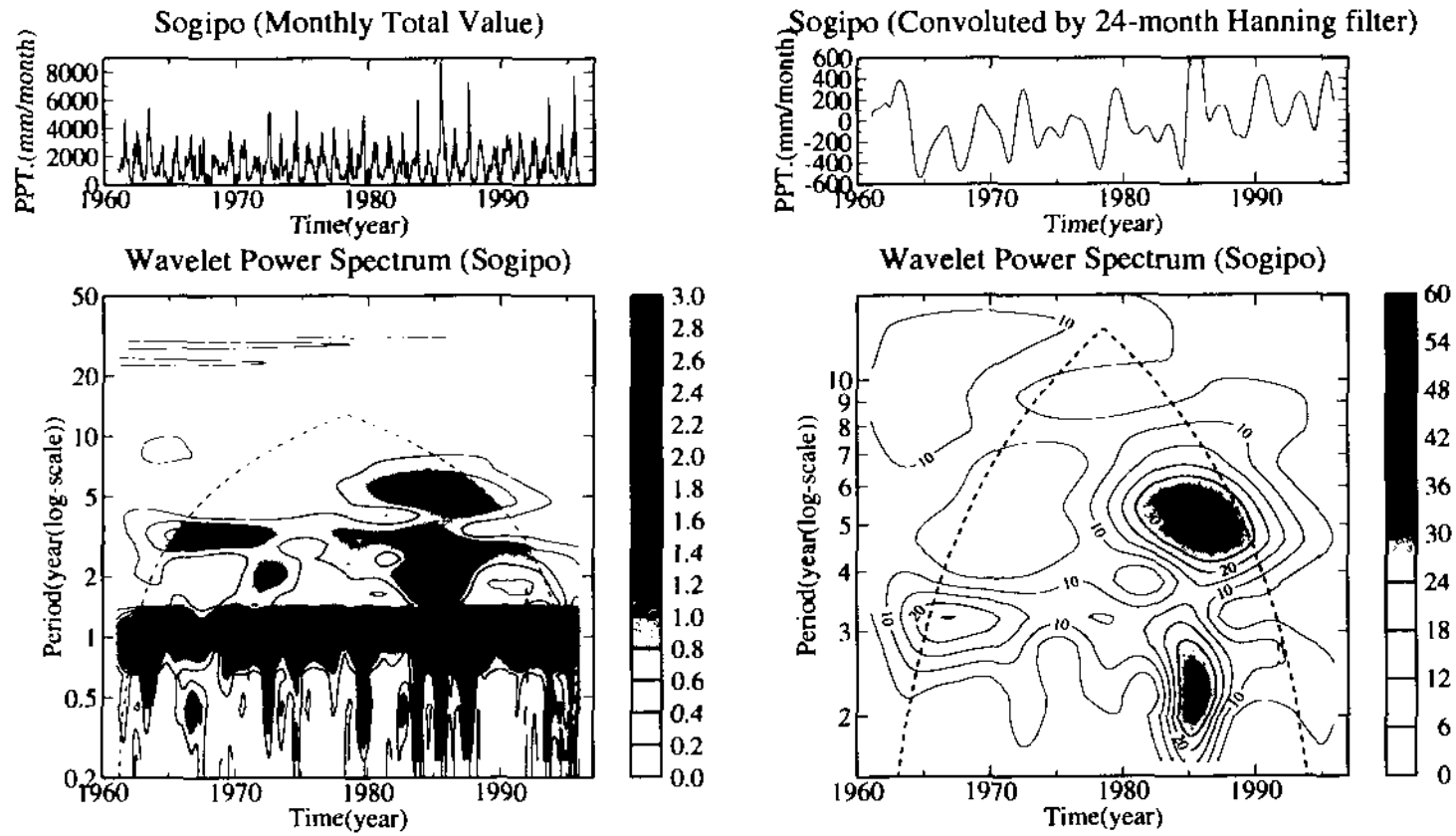


그림 4-48. 서귀포에서의 강수량 시계열과 파연변환법을 이용한 스펙트럼 분석 결과

엘니뇨의 영향이 서태평양의 아시아 대륙 연안에 미치는 영향에 대해서는 아직 분명히 밝혀지지 않았으며, 해양생태계의 변화에 대한 설명도 역시 아직 포괄한 상 황이다. 일반적으로 서태평양의 중위도권에 대한 엘니뇨의 영향은 동태평양에 비 하여 적으며, 그에 따른 자연현상의 편차도 분명하지 않다고 한다. FAO 수산물계 에 의하면 서태평양의 중위도 해역은 어류생산량이 세계에서 가장 높은 해역으로, 이곳에 위치한 중국, 일본, 러시아, 한국 등은 세계에서 손꼽히는 수산업국이다.

인 효과를 나타내기도 한다. 크게 나타내기도 하며, 같은 종이라도 하미라고 하더라도 지역에 따라 긍정적인 혹은 부정적 인다. 어류의 경우에, 변화된 환경은 어류의 성장에 영향을 미치는데, 종마다 다 대해역에만 서식하던 열대 및 아열대 생물들이 중위도 및 고위도까지 분포하게 변화에 따라서 생물체들의 분포 범위가 달라지는데, 엘니뇨가 발생되는 해에는 열 70년대 중반 사이에 처음 빈도로 나타나기가 출현하였다(표 5-1). 그리고 해수온의 차가운 해수가 차지하는 현상(cold event라고도 부름)으로 엘니뇨보다는 빈도가 현 에 반해, 이에 대한 반작용으로 형성되는 라니냐(La Nina)현상은 평소보다 훨씬 다. 엘니뇨가 열대 동부태평양해역에 광범위한 온난현상(warming)을 지시하는데 랑크를, 어류, 조류, 포유류 등) 개체군 변동과 성장, 번식, 가임 등에 영향을 미친 원인이 되기도 하며, 이를 먹이로 하는 생태계의 중위 및 상위 포식자(즉, 동물들을 나타내게 한다. 엘니뇨는 용승류의 활동을 억제하여 해양의 일차생산력을 낮추는 저위 상층수시키고 있으며 특히 아메리카 대륙의 서해안을 따라 이상 고온의 해수가 엘니뇨가 발생하면서 상층하는 해수의 온도는 태평양의 동부해역의 수온을 현 태학적 사건도 엘니뇨 발생에 커다란 관련이 있다.

체군 감소(Duffy, 1989), 산호초 생태계의 파괴(Glynn and Mitchell, 1992) 등의 생 썬 어류 개체군의 증감현상 뿐만이 아니라 어류의 치어를 먹이로 하는 바닷새의 개 고 있는 생물체들에도 영향을 주고 있다. 또한, 바닷물 속에 서식하는 플랑크톤 고 있으며, 시간이 지남에 따라 중위도 및 고위도권의 해양현상과 그 안에 서식하 서 해수온이 상승하기 때문에 적도 부근의 전 열대해역환경에 심각한 영향을 미치 현한다. 엘니뇨가 발생하면 폐부 연안에서 발생하던 해양의 용승현상이 중지되면 방진동층 감시하게 되는데, 이를 남방지수(Southern Oscillation Index: SOI)라고 표 정인 타히티(Tahiti)와 호주의 다아윈(Darwin) 사이의 해면기압 차이를 사용하여 단 이 있으므로 두 현상을 합쳐 ENSO라고 부른다. 그러므로 열대 태평양 상의 두 지 지역의 기압 배치에 의하여 야기되는 남방진동(Southern Oscillation)과 밀접한 관련 로 존재하는 현상을 말하며(기상연구소, 1998a), 이 현상은 태평양의 동쪽과 서쪽 대 동태평양 해양 상층부에 평소보다 2-5도 온난한 해수가 세 계절 이상 지속적으 폐부 연안에서 3-5년에 한 번씩 발생하고 있는 엘니뇨(El Nino) 현상은 열

제 1 장 서론

제 5 장 엘니뇨와 수산자원

따라서 최근 더욱 빈번히 발생하는 엘니뇨 현상과 수산자원의 변동간의 상관관계를 밝히는 작업은 시급히 연구되어야 할 것이다. 본 연구는 이와같은 취지에서 시작되었으며, 엘니뇨가 수산자원에 미치는 영향을 정밀히 분석하기 이전에 전반적으로 수산어획 통계자료를 정리하여, 엘니뇨가 어획에 영향을 미치고 있는지 확인하기 위하여 본 보고서가 준비되었다.

제 2 절 재 료 및 방 법

엘니뇨가 수산자원에 미치는 영향을 기작규명적으로 연구하기 위해서는 방대한 양의 자료와 해양에서의 직접적인 시료채집이 수행되어야 한다. 무엇보다도, 적도에서의 엘니뇨가 서태평양의 기상 및 해양환경에 어떠한 변화를 유발하였는가를 확인하여야 하는데, 현재까지의 연구결과로는 이에 대한 확실한 증거나 결론이 없다. 따라서 본 연구에서는 먼저 엘니뇨 발생해역에서의 수산자원의 변동양상에 대한 기존의 논문 및 보고서를 검토하였다.

수산자원에 대한 엘니뇨 혹은 라니냐의 영향을 찾기 위하여 태평양 전 해역에 대한 수산자원량 통계자료를 FAO 통계집으로부터 인용하였다. 즉, 경험적인 접근을 통하여 엘니뇨의 발생과 어종별 지역별 어업의 변동을 파악하여 보았는데, 북태평양을 북동, 북서, 남동, 남서의 네 해역으로 구분한 후, 몇몇 대표적 어종에 대한 1960년도 이래의 연도별 어획량을 정리하여 그림으로 나타내었다. 해역에 대한 구분은 FAO의 수산자료 통계해역을 이용하였으며, 동북아시아 국가가 위치한 북서태평양(해역 61), 미국과 캐나다가 주로 차지하고 있는 북동태평양(해역 67), 동남아시아 국가들이 위치한 서부 태평양(해역 71), 엘니뇨의 근원지인 열대 동부태평양(해역 77)을 선택하였다(그림 5-1). 각 해역은 위도에 따라 열대와 아한대 특징의 해수를 포함하고 있으며, 태평양 내에서의 동서 차이를 보이고 있다.

어류는 종류별로 서식처가 다른데, 본 연구에서는 표층성 냉수어종인 연어류(salmons), 저서성 냉수어종인 대구류(gadoids), 표층성 소형난수어류(small pelagic fish), 표층성 난수어종이지만 주로 대형인 다랭이류(tunas) 등의 어획량에 대하여 태평양 네 해역별로 구분하여 비교하였다. 그리고, 아시아 해안을 따라 생태계의 구성 및 구조가 엘니뇨의 영향을 받고 있는지 조사하기 위하여, 어획량을 종류별로 살펴 보았다. 즉, 아시아 국가(필리핀, 중국, 타이완, 일본, 한국, 북한, 러시아)들 사이에서 활발하게 생산하고 있는 바닷말(marine macro-algae), 난수성 어종인 멸치(Japanese anchovy), 정어리(Japanese pilchard)의 어획량, 표층냉수성 어종인 청어(herring), 난수성 오징어(cuttlefish)에 대해서는 국가별로 조사하였다. 그러나 서부태평양의 상당부분을 차지하고 있는 중국 해안을 따라 위도별 어획량이 구분되지 않고 있으며, 중국의 어종별 어획량은 국가 총어획량으로 FAO에 보고되고 있다. 이러한 자료 정리의 문제는 수온의 변화에 따라 남북회유를 하는 어종의 분포를 엘니뇨 현상과 연관지어 해석하기 어렵게 만든다.

우리나라 기상현상에 대한 엘니뇨의 영향에 대해서 아직 확정적인 결론은 없지

엘니뇨가 발생하여 표층해수온이 증가하면, 수온약층이 깊어지고, 이에 따라 식물플랑크톤도 깊히 분포한다. 이 결과 연안에 서식하던 어류가 찬물을 찾아 해안를 따라 남북으로 이동하거나, 이동할 수 없는 생물들은 쫓겨나 해수온과 먹이의 결핍으로 죽게된다. 또한, 남북으로 이동한 어류라고 하더라도 해수온의 급격한 차이가 발생될 때에는 어류가 사망하게 된다. 표층해수온의 상승이나 용승류의 간섭은 커다란 영향은 아니지만, 엘니뇨에 동반하는 많은 강수량은 해안 가까이에서하는 어류들에게 영향을 준다. 호우는 염분을 감소시키며, 탁도(turbidity)를 증가시킴으로써 어류의 정상적인 생존에 나쁜 영향을 미치게 된다.

엘니뇨 자원에 미치는 영향은 케리포니아 앞바다의 북반구 멸치(*Engraulis mordax*)에 미치는 1982/83년 엘니뇨 관측에서 나타났다. 이상현상의

원인(Barber and Chavez, 1986).

조래된다. 이를 생태계가 원래의 상태로 회복되려면 최소한 2년 이상 소요된다고 해 이동하게 만들거나, 심한 경우에는 기아의 요인에 의한 어류와 바닷새의 사망이 안의 비정상적인 현상은 플랑크톤을 감소하게 하여 먹이를 찾는 어류가 먹이를 함 이를 설명하기 위한 여러 가설들로부터 찾아 볼 수 있다. 이러한 엘니뇨 기간 동안 발생하는 엘니뇨 현상의 영향은 페루 앞바다에 서식하던 멸치류의 감작스런 소멸과 깊은 곳의 영양염이 풍부한 해수가 표층으로 떠오르게 되는 용승현상이 저지되면서 하고, 바람의 방향이 바뀌어 해양의 용승현상이 감소하고, 강수량이 증가한다. 즉, 적서 동쪽에서 서쪽으로 부는 바람이 약해지게 된다. 이 결과, 표층해수온이 상승 동부 태평양에서는 엘니뇨 기간 중에 동부와 서부 태평양의 기압 차이가 작아 가. 동부 태평양에서의 생물자원의 변화

3.1. 문헌조사결과

제 3 절 결과 및 토의

엘니뇨의 영향을 받고 있는지 확인하였다.

의 영향을 받는 것으로 보이는 해수온의 변화를 비교하여, 우리나라 해역 생태계가 요소를 찾는 후, 멸치, 고등어, 정어리 등의 표층성 어류의 연도별 생산량과 엘니뇨(correlation)를 이용하여 알아 보았다. 다중상관분석의 결과 SOI와 상관관계가 높은 해역에서의 표층해수온의 변화와 어떠한 관계를 갖는지 다중상관(multiple 9-11월, 12-2월은 봄, 여름, 가을, 겨울로 구분하여 결정하였으며, 이 결과와 한반도 별 혹은 계절별로 평균을 구하여 살펴보았다. 계절별 SOI는 매년 3-5월, 6-8월, 상관관계를 유추하였다. 엘니뇨의 발생은 ENSO의 변화를 지시하는 SOI를 연도 선택하는 단순성 표층어류의 어획량을 선택하여 엘니뇨와 우리나라 남해 어종간의 용수온과 같은 해수 성질이 변화한 경향을 관찰하고, 남해의 표층을 수 서식소로 량과 SOI가 어느 정도 연동된다고 보고하였다. 그러므로 엘니뇨 시기에 남해의 표 관 오와 이(1998)은 파멸분석(wavelet analysis)를 통하여 한반도 남부지방의 강수

형태는 남반구 앞바다의 것과 비슷하였지만, 강도는 상당히 약하게 나타났었다. 이상변동은 캘리포니아 앞바다에서 수온약층 변동, 극쪽으로 흐르는 조류의 역전, 식물플랑크톤과 일차생산의 감소를 나타내었다. 이상변동에 대한 북반구 멸치의 반응을 분석하였을 때, 다음의 사실이 나타났다.

- (1) 산란 중인 암컷의 체중이 1983-84년에 매우 낮았다.
- (2) 이전에 관찰되었던 것보다 더욱 작은 크기에서 산란이 일어났다.
- (3) 자어의 성장은 이전 해보다 36% 감소하였다.
- (4) 산란하는 생물량은 1962년 이래 가장 낮았다.

플랑크톤 생물량과 생산력의 감소는 페루지역 멸치의 서식처 비례하여 증가할 것이기 때문에, 미국 앞바다에서 멸치의 생산력 저하와 성체 사망률의 증가는 놀랄만한 일이 아니다.

북동태평양 생태계의 변화는 열대해역과 비교하면 그렇게 현저하지는 않다. 오히려 북동태평양에서의 변화는 수십년 주기의 기후변동이 더욱 강한데, 1940년대와 1970년대의 regime shift라는 갑작스런 기후의 변동(Trenbirth and Hurrell, 1994), 그리고 그와 함께 나타나는 해양생산력의 변화(Brodeur and Ware, 1992; Francis and Hare, 1994)가 엘니뇨의 영향보다 커다란 것처럼 보인다(그림 5-2). 미국 서부 해안의 표층에 서식하는 민대구(Pacific whiting)과 연어류(salmons)의 성장은 ENSO event에 의하여 부정적인 영향을 받게 된다. 서부 해안을 따라서 서식하는 볼낙(rockfish)의 성장과 건강상태가 ENSO에 의하여 나빠지고 있다는 것도 흥미롭다. 은대구(sablefish) 처럼 깊은 수심의 어류 조차도 부정적인 영향을 받는다는 사실은 많은 저서어류들의 먹이가 ENSO에 의하여 감소되기 때문인 것으로 생각된다.

하지만 알래스카 연안에서는 서부 해안과는 달리 연어나 그 이외의 저서어류의 성장이 촉진되었고, 은대구의 경우에도 ENSO 시기에 서해안에서 성장이 지연된 반면, 알래스카에서는 촉진되었다(Kimura et al., 1998). 이와 같은 사실은, 엘니뇨 발생지역 혹은 그 영향을 많이 받는 미국 남서부해안에서는 엘니뇨가 용승현상을 저지시키면서 낮아진 일차생산력이 어류 먹이의 감소를 유발한 때문이라고 생각된다. 하지만, 알래스카 해역에서는 엘니뇨에 의한 열파(heat wave)의 수평적 전파 때문에 해수온이 상승하게 되고(즉, 온난현상이라는 결과는 같음), 이러한 수온의 상승은 플랑크톤의 생체량과 풍도를 높히거나, 어류의 성장을 빠르게 만드는 계기가 된 것으로 보인다.

나. 1982/83 엘니뇨의 열대 동부태평양 생태계에 미친 영향

엘니뇨 현상은 페루 멸치의 풍도 변화와 관련되어 잘 알려져 있다. 어류와 바닷새에 미치는 엘니뇨의 영향을 연구한 초기의 학자들, 특히 페루의 과학자들은 멸치의 풍도가 감소하는 것은 용승(upwelling) 지역의 먹이 연쇄가 파괴되면서 어류의 생식 능력이 저하되거나 실패하기 때문으로 믿어왔다. 1982/83년 엘니뇨 동안 행해졌던 영양염과 일차생산의 관측 결과는 이러한 사실을 뒷받침해 준다. 이론적으로 식물플랑크톤의 생산력과 생물량이 5 - 20%로 감소하면, 생물체의 성장, 생존, 생식능력을 감소시킬 것이다. 그러나 이런 영향 외에도 엘니뇨가 생물자원에 미치는

다른 영향이 있다. 예를 들어, 1970년대에, 일부 과학자들은 엘니뇨 시기에 멸치 개체군이 찬 해수를 찾아 수심이 깊은 곳으로 이동할 것이며, 정상적인 환경으로 회복되었을 때 멸치 자원이 페루 연안역으로 돌아올 것이라고 예측하였으나, 그림 3은 이러한 예측이 정확하지 않았음을 보인다. 1972과 1976년의 엘니뇨 이후 멸치 자원은 풍도와 어획량에 있어 이전의 수준으로 회복되지 않고 더욱 더 낮아졌다. 이처럼 현장에서 관찰을 통해 보았을 때, 엘니뇨는 용승 지역에 서식하는 주요 어종의 성장과 생식을 감소시킨다. 즉, 이 지역의 전체 생산력은 - 단순히 어류들이 높은 수온의 영향을 피하기 위해 공간적인 분포를 달리하는 것 뿐만이 아니라 - 감소하였다. 그러나, 무척추동물과 특정 어류 종의 공간적 분포가 1982/83년 엘니뇨 동안 관찰되었으므로, 기상변동 연구시 두 가지 과정(즉, 자원량 변동과 자원의 공간적인 이동)을 고려하는 것이 중요하다. 다음의 요약은 엘니뇨 발생해역에서 엘니뇨 발생에 따라 수산자원들이 어떻게 영향을 받고 있는가를 잘 설명하고 있다 (Barber and Chavez, 1986).

(1) 민대구

민대구류의 일종인 *Merluccius gayi*는 1982/83년 엘니뇨에 의해 서식 공간이 급격하게 변하였는데, 어부들에 따르면 비교적 크고 운동성이 있는 저층성 민대구는 적응을 위해 수온이 낮은 물에 머물면서 대륙사면 아래로 이동하였다. 그림 4와 5에서, 등온선이 수백미터 아래 수심까지 내려갔을 때, 북부 페루에서 민대구는 어획 되지 않았다. 어부들은 민대구가 더욱 수심이 깊은 곳으로 이동하거나 수온이 낮은 남쪽(남극쪽)으로 이동하였다고 보고하였다. 아마 이 시기에는 페루/칠레 지역을 따라 극쪽으로 흐르는 장류(undercurrent)의 흐름이 평상시 보다 더욱 강했을 것이다. 이러한 현상은 이들이 높아진 수온에 스스로 반응하여 남쪽으로 이동한 것인지, 아니면 강하게 흐르는 해류에 의해 수동적으로 이동하였는지는 정확히 알 수 없다.

민대구는 기상 변화가 일어났을 때, 페루 북쪽 연안을 가장 먼저 떠나서 마지막에 돌아오는 어종이다. 이를 토대로 볼 때, 그들은 서식처의 물리적 환경이 완전히 회복될 때까지 돌아오지 않음을 알 수 있다. 1983년 11월에 대륙붕과 대륙경계면(shelf break)의 수온이 정상적으로 돌아왔고, 계속 어획노력을 하였지만, 1984년 1월까지 높은 어획량이 기록되지 않았다. 1984년 후반에 가서야 페루 북부에서 민대구의 어획량이 높게 나타났는데, 이것은 많은 어류가 돌아왔으며, 환경도 비교적 좋게 바뀌었음을 의미한다.

(2) 새우

페루 북서부 지역인 Paita에서 새우(shrimp) 어획량의 증가는 콜롬비아에서 페루 지역에 걸쳐 발생하는 풍도 변화의 정확한 지표이다. 주요 새우 3종의 어획량은 1982년 1월에서 9월까지 콜롬비아의 태평양 연안을 따라 변하지 않았지만, 10월에서 12월의 3달 동안 감소하였다. 에쿠와도르의 해안을 따라 행해지는 새우의 어획은 1983년 상반기 동안 크게 증가하였고, 보통 매우 낮은 어획량을 보였던 페루 북쪽의 어획량은 1982년 11월에서 1983년 2월까지 수온 증가에 따라 증가하기 시작

전갱이(*Trachurus symmetricus*)는 1982년 12월 Patia 지역에서 어획되지 않았는데, 이 시기는 연구와 정어리가 어획되지 않은 시기의 가운데에 해당한다(즉, 이 지역에서 대구, 전갱, 정어리의 순으로 사라졌음을 의미함). 이러한 시간 조정은 3종의 서식지에서 발생하는 물리적 변화의 관련 정도와 밀접한 관련이 있다. 전갱이는 일반적으로 먹이인 단바다군쟁이(euphausiid)가 풍부한 연안 용승 지역과 외해의 중간지역에서 서식한다. 1982년 11월(엘니뇨의 시작 시기) 동안 외해 300

다.

간소하였지만, 연안수에서 풀은 생물량을 부양한 만큼 풀게 유지되었음을 알 수 있다. 가리비 양식장에서도 비슷한 열독소 붓도를 보였다. 비록 저물류양크를 생물량은 도가 2.4 mg/m³ 인 때 수온 28°C에서 포화 성장률을 보였다. 1983년 2월, 페루의 엘니뇨 퍼크동안에도 지속되었다. *Argopecten* 속(genus)의 다른 종들은 열독소 붓도를 보였다. 연안의 열독소 붓도와 일차생산량은 페루 연안을 따라 1983년 5월의 이용 가능한 식물플랑크톤의 양은 빠른 성장과 성숙적인 재생산을 유지하는데 적절 이 지역의 먹이인 식물플랑크톤의 붓도는 감소는 감소는 나타내었지만, 엘니뇨 기간 동안 또는 두 세대 존재했으며, 그 후 적당량 성장 환경을 발견하였음을 나타낸다. 비록 하기 때문에, 위에서 언급된 빠른 증가는 풀은 생식력을 가진 가리비가 한 세대 가리비 한 세대(generation)는 최적 상태에서 4-8년의 성장할 시간 필요로 (juvenile) 가리비포의 더 높은 빠른 생식이 가능하다.

- (라) 가리비가 플랑크톤 상태에서 고착 상태로 바뀐 후에 미성숙 (다) 포식자의 수가 감소한다.
- (나) 유생을 빨리 생산할 수 있게 하여 가리비 유생의 분산을 막는다.
- (가) 성체의 성숙을 촉진한다.

유로 설명할 수 있다.

세워졌다. 개체군 상층에 미치는 온도 상승의 긍정적인 효과는 다음의 네가지 이 는 현상 (in situ) 상태에서의 성장과 생식능력의 증가가 원인일 것이라는 가설이 거리를 이동하였을 생존할 것이라 생각되지 않는다. 따라서, 엄청난 개체군의 증가 파는 아니다. 성체 가리비는 고착성이고 이들의 부유성 유생들은 해류를 따라 먼 가리비는 페루 연안에 서식한다. 따라서 수확량이 증가한 것은 이동과 회유에 의해 1월에 개체군의 증가는 문났으며, 붓도는 이전 수준으로 회복되었다. 일반적으로 다. 1983년 가리비의 수확량은 40배 증가하여 2만 톤 이상을 어획하였다. 1984년 가리비(scallop, *Argopecten purpuratus*)는 엘니뇨 동안 붓도가 급격히 증가한 (3) 가리비

하였다. 새우의 붓도가 남쪽으로 관수로 증가하는 것은 아마 부분적으로 새우의 부유(planktonic) 특성 때문일 것이다. 즉, 새우는 연안을 따라 흐르는 해류에 의해 남쪽으로 이동되어 될 수 있으며, 이것은 역사적으로 El Niño 현상과 관련되어 있 다. 새우가 남쪽으로 공간적인 분포가 달라지는 것은 조직화된 회유 습성의 결과 일 것 같지는 않다. 왜냐하면, penaeid 새우는 비교적 유영능력이 약하기 때문이다.

km 지역에서 나타난 더운물(>26°C)은 100 km 이내로 전갱이를 집중시켰다. 줄삼치(bonito), 만새기(dorado), 황다랭이(yellowfin tuna)와 같은 포식자들은 1982/83년의 엘니뇨 시작 시기에 급격히 증가하였다. 전갱이에 대한 인간과 생태계의 포식자에 의한 포식압의 증가는 1982년 12월 페루 북부의 전갱이 풍도를 감소케 했다. 그러나 전갱이 역시 남북 방향으로 위도를 넓혀 분포했다. 칠레 외해에서 전갱이의 어획량은 1982년 150만 톤에서 1983년 80만 톤으로 감소하였다. 1983년 후반에, 페루 북부 지역의 전갱이 어획량은 비교적 많이 증가하였으며, 1984년에는 페루와 칠레의 외해에서 이상 변동 이전의 수준으로 회복되었다. 어획된 어류는 비교적 정상적인 체장-체중의 관계를 보였는데, 이는 전갱이가 먹이 상태가 양호한 지역으로 분산하였음을 의미한다. 이를 통해 전갱이는 아주 심각한 이상기온의 상황에서도 생존할 수 있는 탁월한 능력을 가진 종임을 알 수 있다.

(5) 정어리

정어리 어획량의 경우, 1983년 에쿠와도르의 어획량은 거의 없었으며, 페루의 어획량은 약간 감소하였고, 칠레의 어획량은 증가하였다. 이것은 개체군이 남쪽으로 이동하였음을 나타낸다. 남쪽으로의 대규모 이동에도 불구하고, 1983년 3월에 페루 북부에서 정어리 풍도가 비교적 높게 유지되었던 이유는 그림 4에 나타난 환경 변화와 일치한다. 1982년 11월에서 1983년 3월 동안에 정어리는 엽록소 농도가 >1 mg/m³인 해안을 따라 좁은 띠를 형성하면서 나타났다. 엽록소는 식물플랑크톤 풍도의 지표이긴 하지만, 식물플랑크톤은 동물플랑크톤의 주요 먹이이기 때문에, 엽록소 농도는 역시 동물플랑크톤과 식물플랑크톤이 풍부한 지역으로 한정되어 질 수 있다. 게다가 1983년 Paita에서 수행된 위 내용물 분석은 정어리 장내 물질의 47%가 식물플랑크톤, 40%가 동물플랑크톤임을 보였다. 이러한 관찰은 엽록소 농도가 정어리가 서식하기에 좋은 서식처를 나타내는 적절한 지표임을 나타낸다.

정어리 성체는 주로 연안에 서식하므로 어획 되기 쉽다. 그러나 체중당 1% 이하로 지방 함량이 감소하고 20%까지 개체 체중이 감소한 것은 정어리의 영양 상태가 나빠지는 과정임을 나타낸다. 1983년 4월에 정어리는 Paita 지역에서 사라졌고, 1983년 5월의 그림을 보면, 1 mg/m³ 이하의 엽록소 농도를 가지던 물이 실제로 이 지역에서 사라졌고 일차 생산은 20배까지 감소하였다. 1983년 5월 Paita 지역에서 정어리 어획의 감소는 그 기간동안 페루의 전 연안을 따라 발생한 감소의 지표이고 그림 3은 1983년 모든 종에 대한 어획량이 감소하였음을 보여준다.

(6) 멸치

1982/83년 엘니뇨 기간 나타난 가장 극적인 생물학적 영향은 세계의 가장 큰 멸치 어장인 Peruvian anchovy(*Engraulis ringens*)에서 나타났다. 그림 3은 수온 자료와 멸치 어획량 자료가 잘 일치함을 보인다. 우리는 이러한 관계가 태평양에서 엘니뇨 기간동안 발생하는 수온과 영양염의 변화에 따르는 인과 관계를 반영한다고 생각한다. 영양염 약층(nutricline)의 하강은 식물플랑크톤 일차생산에 덜 적합한 영양학적 환경을 만든다. 1983년의 이상 변동이 최대로 나타났을 때 식물플랑크톤의 생산은 20분의 일로 감소하였고, 이는 멸치의 성장, 생존, 생식 성공률을 줄

었다. 성장과 생존의 경우, 멸치의 성체가 직접적으로 식물플랑크톤을 섭취하기 때문에 영향을 받는다. 치어의 생존은 먹이인 식물플랑크톤의 풍도와 종류의 함수임으로, 생식 성공률은 1982/83 시기에 특히 감소하였다. 이 모든 것을 고려하여, 이들 멸치 치어와 성체는 1982/83년의 엘니뇨 동안 줄어든 멸치 군집을 보였다. 1983년 어획량은 지난 10년 어획량의 1% 이하인 118,000톤을 기록하였다.

이 지역에서 중요한 어류 군집(대구, 고등어, 전갱이, 정어리, 멸치) 중의 하나인 멸치는 1982/83년의 엘니뇨 동안 가장 큰 사망률을 기록하였다. 이러한 취약성(즉, 환경변화에 민감하게 변화함)은 만약 멸치가 연안 용승 지역의 높은 생물학적 생산력에 가장 잘 적응된 종이라면 설명 가능하다. 만약 멸치가 높은 생산력에 가장 잘 적응하였다면, 생산력 감소에 의해 가장 많은 영향을 받을 것이다. 또한 이러한 취약성은 멸치의 특별한 행동 기작으로도 설명 가능하다. 멸치는 비교적 찬 16-18°C의 물에서 서식한다. 정상적인 환경일 때, 이러한 습성은 멸치 군집이 열록소 농도가 최대로 나타나는 연안 용승 생태계 지역으로 이동하게 한다. 엘니뇨의 시작 시기에, 이러한 습성은 지속적인 용승 활동이 있는 근해로 멸치를 이동시킨다. 따라서, 멸치군은 1983년 2월, 3월에 연안을 따라 나타난 비교적 찬 수괴의 중심에 분포하였으며, 이런 용승 수괴의 중심에 밀집한 멸치는 만약 1975년의 경우처럼 엘니뇨가 약하거나 완전히 발달하지 않았다면 그 이후에도 환경에 어느 정도 적응했을 것이다. 그러나 매우 강한 엘니뇨가 발생했을 경우, 이러한 습성은 멸치가 찬 수괴에 갇히는 결과를 만든다. 1982/83년 엘니뇨가 진행되어감에 따라 용승 수괴의 중심에 집중되었던 멸치는 육지와 다른 3면의 더운 물에 둘러싸이게 된다. 이상변동의 발달시기에 온도-조절된 습성은 용승 지역을 벗어나 더욱 좋은 서식처로 어류를 이동시킬 수 없다. 해류가 연안을 따라 흐르거나, 육지로 흐르는 흐름에 의해 찬물이 사라지게 되면, 멸치 자원은 번성하였다.

외형적으로 환경이 안정된 이후에 부유성 어류 군집의 우점종이 급격하게 변하는 현상은 오랫동안 설명되지 못하였다. Steele and Handerson (1984)은 주기성이 수년에서 십년까지 증가함에 따라 단위 진동수당 변동(variance)의 증가는 환경적인 변화를 고려한 모델과 다양한 평형상태를 고려한 군집모델을 사용하여 그런 변화를 설명하였다. 1982-83년의 엘니뇨 현상은 Steele and Handerson에 의해 사용된 환경 변화를 보여주는 고전적인 예이다. 그러나 엘니뇨와 장기간의 기후변동은 항상 멸치 서식환경의 일부로 작용하였었다. 1982-83년 엘니뇨의 결과로 나타난 우점종의 변화는 환경 변화에 의한 어류 군집의 변화가 남획보다 더욱 많은 영향을 준다는 증거가 된다.

1982/83년에 발생하였던 엘니뇨의 후반기에 연안 용승 생태계의 환경과 식물플랑크톤 생산력이 정상적인 수준으로 회복되었다. 1983년 7월, 11월과 1984년 4월에 관찰된 일차생산은 지난 19년 동안 페루 연안을 따라 발생한 것 중 가장 높았다. 1982/83년 엘니뇨의 영향을 받은 지역에 서식하는 주요 생물자원의 회복은 식물플랑크톤에 의한 일차생산력이 매우 빠르게 높은 수준으로 회복됨에 따라 더욱 흥미있게 되었다. 1985년 3월에 실제 관측이 이루어졌고, 어부들의 보고에 따르면 비교적 큰 성체 멸치는 연안을 따라 특정 위치에서 다시 풍부해졌다. 이러한 보고들은 멸치가 남획되었을 때조차도 엘니뇨에 대해 상당한 회복 능력을 가지고 있음

을 나타낸다. 위의 내용을 토대로 보면, 멸치는 엘니뇨와 용승이 교대로 나타나는 환경에 가장 잘 적응한 종처럼 보인다. 멸치의 큰 생식능력은 매우 심각한 이상변동의 시기 이후에 다른 부유성 어종보다 더욱 빠른 군집을 회복을 유도한다. 비록 증거는 불충분하지만, 남미의 서해안을 따라 나타나는 생물자원들은 1982/83년의 엘니뇨에서 빠르게 회복하는 과정에 있는 것 같다.

다. 중부 및 서부 열대 태평양의 산호초에 미치는 영향

열대해역은 비교적 일차생산력이 떨어지기 때문에, 어류의 서식도 제한되어 있는 편이다. 그러나, 산호초 지역은 예외로서 다양한 종류의 어류가 발견되고 있으며, 어류 군집은 산호초를 자기 생존전략의 수단으로 이용하여 번성하고 있다. 열대해역의 산호 개체군도 엘니뇨에 의하여 크게 손상을 받는데, 1982/83년에 발생하였던 엘니뇨에 의하여 피해를 받은 산호 군집들이 아직 원상태로 회복되지 않은 것으로 나타났다(Coffroth et al., 1990; Glynn, 1990). 산호에 대한 엘니뇨의 영향은 엘니뇨 기간 동안에 산호에 직접적인 영향을 주는 것과, 엘니뇨 기간이 지나 간 다음이라고 하더라도, 그 영향이 계속 남아 있어 산호 군집의 성장을 저해하는 이차적인 영향이 있다. 열대의 동부, 중부, 서부 태평양은 각각 지역적인 특징이 다르기 때문에, 각 지역의 산호초들은 각각 다른 요인들에 의하여 영향을 받는 것으로 알려져 있다.

중부 태평양에 서식하는 산호의 사망에 영향을 미치는 요인은 두 가지라고 생각되는데, 태풍과 같은 험한 기상현상의 증가와 해수면의 하강이다. 해양표층수온, 해류, 바람 등의 변화가 엘니뇨 기간 동안에 산호초 해역에서 태풍의 빈도와 강도를 증가시키는데 기여하고 있으며, 이렇게 증가된 태풍은 산호초를 파괴하여 원상태로 회복하는데 오랜 시간이 걸리게 한다. 또한, 해수면의 하강도 산호 군집에 나쁜 영향을 주고 있다. 낮아진 해수면은 산호를 대기에 노출시키거나, 강한 태양광선을 직접 받게 만드는데, 이 경우에도 산호는 사망을 하게 된다. 그리고 60 cm 정도의 해수면 하강은 해양의 표층에서 해류의 흐름을 바꾸는데, 따뜻한 물을 태평양의 서쪽에서 동쪽으로 흐르게 만들어 산호초 윗부분이 따뜻한 물에 접촉하게 만든다. 이 또한 산호 사망의 주요한 요인이 된다.

서부 태평양에 서식하는 산호들에 대한 엘니뇨의 영향은 아직 분명하지 않지만, 엘니뇨의 일 년전 해양표층수온과 산호의 사망이 밀접한 관련이 있는 것으로 보인다. 예를 들면, 호주의 대산호초 지역에서는 1982/83 엘니뇨가 발생하기 일 년 전인 1982년 1-3월에 산호의 표백현상과 이에 연관된 것으로 보이는 산호의 사망이 현저하였음이 보고되었다. 이 현상을 규명하기 위하여 현재 많은 연구가 진행되고 있다.

열대 태평양 산호에 대한 엘니뇨의 영향은 위에서 열거한 것처럼 직접적인 것도 있지만, 엘니뇨 기간이 지나간 다음이라고 하더라도 계속하여 피해를 줄 수 있는 것도 있다. 이와 같은 이차적 요인에 의한 산호 군집의 피해는 장기적이며, 더욱 치명적일 수 있는데, 대표적인 것으로는 산호에 대한 포식생물의 증가에 의한 멸종과 산호 방벽(coral barrier)의 파괴 등이다. 엘니뇨가 끝나면 해안 가까이에서 용승현상이 재개되고, 영양염이 풍부한 해수가 표층으로 떠올라 결과적으로 많은

해양생물들이 번성하게 된다. 이 경우에, 엘니뇨 기간과 그 이후의 기간 동안에 해수온이 다르게 되는데, 이러한 해수온의 차이는 산호의 치사 원인이 된다. 그리고, 엘니뇨 이후에 번성하는 생물들이 대부분 산호의 포식자이기 때문에 산호 군집에 치명적이다. 특히, 불가사리와 성게는 산호의 주된 포식자인데, 용승류의 결과 개체군이 현저하게 증가한 이들은 산호 군집이 회복하는 속도보다 훨씬 빠르게 산호를 잡아 먹어 산호는 엘니뇨가 끝난 이후에도 계속 줄어들게 된다. 대부분의 건강한 산호 군집들은 산호 방벽에 의하여 둘러싸이게 되어 과도로부터 안전하게 보호된다. 따라서 산호 방벽 안에서는 산호초가 평편하게 성장할 수 있고, 새롭게 성장하는 어린 산호는 안정된 환경 속에서 성장을 하게 한다. 하지만 엘니뇨 기간 동안에 바깥에 있는 방벽이 파괴되면 산호는 보호를 받지 못하게 되고, 군집의 성장이 저해된다. 이러한 두 가지의 요인이 복합적으로 작용하여 엘니뇨 기간을 거치는 동안에 많은 산호초들이 없어지고 있으며, 엘니뇨 기간 중에 살아 남아 회복된다고 하더라도 원래의 상태로 되기까지는 수십년의 기간을 필요로 하고 있다.

라. 북서부 태평양 생태계에 미치는 영향

북서부 태평양은 세계에서 생산력이 가장 높은 해역이다. 이 해역의 북부에는 베링해와 오호츠크해가 있어 냉수성 어종이 번성하고 있으며, 남부에는 동중국해 및 쿠로시오 해역이 난수성 어종의 산실 역할을 하고 있다. 그러므로, 냉수와 난수가 만나는 이 해역의 중심부에는 극전선(Polar front)이 형성되어 영양염이 풍부하고, 어류의 먹이생물이 풍부하여 난수어류의 주요한 생활장이 형성된다. FAO(1992)의 통계연감에 의하면, 이 해역에서의 1991년 단위면적당 어류생산량은 1.2 MT/km²로서 세계에서 두 번째로 어류생산력이 높다는 북대서양 해역보다 약 2배 이상 높았다.

쿠로시오 해류의 경년변화가 이 지역의 해양물리적 변화와 생태계에 영향을 미치리라고 생각되지만 엘니뇨의 수산자원에 대한 영향은 아직 연구가 활발하지 않다. 이 지역 해양환경의 변화가 엘니뇨에 즉각적으로 반응한다기 보다는 간접적이거나 다른 기상현상과 복합적으로 나타나고 있으므로, 생태계에서의 변화도 예측하기가 매우 힘들다. 실제로 이 해역은 남태평양과 서북부의 아시아 대륙 사이에 위치하고 있기 때문에, 두 지역의 기단 혹은 기상역학적 상호관계가 한국·일본이 위치하고 있는 북서부 태평양의 기후에 영향(예: 몬순)을 주리라고 생각한다. 또한 북태평양에서 진행되고 있는 기후변동도 엘니뇨 현상, 북서부 태평양의 기후와 무관하지 않은데, 특히 일본 주변의 기상은 북태평양에서 발생되고 있는 십년 혹은 수십년(decadal scale) 정도 주기의 regime shift에 의한 영향이 더욱 강한 것처럼 보인다. 실제의 자료를 이용한 몇 어종과 해양환경과의 상관관계에 대한 분석은 다음 단원에서 논의한다.

3.2. 환경 및 어획자료 검토결과

가. 태평양 전 해역

태평양의 해양기후환경의 변화에서 최근 가장 많이 거론되는 것은 북태평양의

수십년 주기의 regime shift와 3-5년 주기의 동태평양 열대해역에서의 엘니뇨 현상이다. 이 두 현상은 서로 연관이 있으리라고 생각하지만, 아직 상호관계 및 영향이 분명히 밝혀지지 않았다. 북태평양에서는 지난 1940년대와 1970년대에 기후의 급격한 변동이 있었는데, 20-30년대에 걸쳐 따뜻하였던 기후는 1940년대에 갑자기 한랭한 기후로 바뀌었고, 이와 같은 현상은 1975년까지 지속되다가 1976년에 다시 온난한 기후로 반전되었다(그림 6; Trenbirth and Hurrell, 1994). 이에 따라 생태계도 변화하였는데, 특히 연어의 생산량 변동은 약 2-3년의 지연을 갖고 기후에 반응하는 것으로 나타났다(Francis and Hare, 1994). 김과 유(1996)는 북태평양에서의 이러한 기후의 regime shift가 우리나라 해역에서도 발생되었던 것 같다고 주장하였으며, 실제 동해에서의 해양환경자료와 어획량의 변동양상이 1970년대 중반에 커다란 변화가 있었음을 밝혔다.

일반적으로, 1976년은 북태평양 기후가 그 이전의 한랭한 기후에서 따뜻한 기후로 급격히 변동한 시기라고 말하고 있다. 그리고, 바뀌어진 기후는 최소한 1988년까지 지속되었고, 1988년부터 다시 1976년 이전의 한랭한 상태로 반전되었다는 주장과 80년대 후반에 잠시 반전된 듯 하다가 계속 따뜻한 기후가 나타나고 있다는 주장이 엇갈리고 있는 듯 하다. 한편, 엘니뇨는 60년대에서 70년대 초반에 걸쳐 약 3년의 주기로 자주 발생되었다. 그 이후로는 출현주기가 5년 정도로 약간 길어진 것처럼 보이는 대신, 엘니뇨의 강도는 그 이전보다 훨씬 강해졌음을 알 수 있다(그림 5-7; 부록 1). 대표적인 것으로, 1982/83년, 1997/98년 엘니뇨는 금세기에 들어와 가장 강했던 엘니뇨 현상이라고 일컬어지고 있으며, 또한 이 현상에 의한 피해도 막대하다. 그림 7을 북태평양에서의 regime shift와 연관지어 다시 살펴볼 때, 따뜻한 기후가 북태평양에서 진행되고 있었던 1976-1988년 사이에 저위도 동부태평양(즉, 페루 앞바다)에서도 계절평균 SOI가 항상 음의 값을 보이고 있다는 사실이 주목된다.

엘니뇨의 영향을 가장 많이 받는 어종들은 열대해역의 연안 표층성 어종들이지만, 엘니뇨에 의한 열파(heat wave)가 미국 대륙의 서해안을 따라 알라스카까지 빠르게 북상하므로(약 100 km/d), 동부태평양의 표층생태계에 직접적으로 영향을 미치고 있다고 하여도 지나치지 않다. 특히, 표층냉수성 어종인 연어는 매년 산란시기가 되면 대륙의 모천(home)으로 회유하여 산란을 하여야 하는데, 엘니뇨에 의하여 따뜻한 해수가 연어의 산란회유경로를 막아버리는 경우가 있다. 따라서 엘니뇨는 연어의 분포와 생식에 커다란 영향을 미칠 수 있다. 그림 5-8은 태평양 전체의 연어류(Species 23) 생산량의 변화 추이를 보여주고 있는데, 주로 북쪽에서 어획량이 큰 것으로 보아 전형적인 냉수어종임을 알 수 있으며, 서부 태평양(Area 61) 보다는 동부(Area 67)에서의 생산량이 많음을 볼 수 있다. 그러나, 1970년대 중반까지는 동서 태평양에서의 어획량이 거의 유사하였으며, 1970년대 후반부터 동부의 연어어획이 더욱 빠른 속도로 증가하였다. 그림에서 검은색으로 표시된 해가 엘니뇨가 발생한 해인데, 엘니뇨의 발생이 연어 성어의 분포를 좌우하고 있는 것 같지는 않다. 다만, 남동부(Area 77)에서는 1960년부터 1970년대 중반까지는 연어어획이 그 이후의 시대보다 많은 듯이 보이는데, 이 시기는 특히 라니냐 현상이 자주 발생되었던 시기였으므로(표 5-1), 이 해역의 차가운 해수가 연어의 남방분포에 유

상업적으로 이용되는 단수성 어종들은 거의 표층성으로, 장거리를 이동할 수 있는 대형어류와 연근해 가까이에서 서식하고 있는 소형어류로 구분할 수 있다. 때 표적인 단수성대형어류에는 다랭이붕(Species 36)가 있으며, 이들은 주로 열대 서부 태평양(Area 71)에서 어획되고 있으나, 계속 어업이 개량되고 있는 상황이기 때문에 생선량이 증가하고 있으며 연근해에 의한 영향은 거의 보이지 않는다. 일반적으로 북서부 태평양(Area 61)에서는 엘니뇨가 발생할 때에 평년에 비하여 차가운 표층해수층이 형성될 가능성이 높다고 한다. 이러한 현상은 다랭이붕과 같은 장거리 이동능력이 있는 단수성 표층어류의 끝포를 제한할 것이다. 따라서 그림 10에 서술 수 있듯이 엘니뇨 해에 이 해역에서 특별한 많은 양의 어획생산이 이루어지지 않았음을 알 수 있다. 반면, 동부 태평양은 엘니뇨의 발생에 따라 수층의 변화가 극적으로 나타난다. 즉, 엘니뇨 기간에는 수층의 상승이 유발되어 저위도 어류의 생활권이 북쪽으로 상승할 가능성이 있다. 북동 태평양에서의 다랭이붕 어획은 엘니뇨 해에 특히 많은 양이 어획된 경우(1968년, 1972년)와 라니냐 해에 어업이 위축된 경우(1964년, 1973년)가 발견되고 있으나, 1980년대 이래에는 이러한 현상이 편지하지 않다. 이상스럼게도 1970년대 중반 이후에 북동부 태평양 기류가 중단해

전반부터 약간의 감소가 나타나고 있다. 상업적으로 이용되는 거의 표층성 어종들은 거의 표층성으로, 장거리를 이동할 수 있는 대형어류와 연근해 가까이에서 서식하고 있는 소형어류로 구분할 수 있다. 때 표적인 단수성대형어류에는 다랭이붕(Species 36)가 있으며, 이들은 주로 열대 서부 태평양(Area 71)에서 어획되고 있으나, 계속 어업이 개량되고 있는 상황이기 때문에 생선량이 증가하고 있으며 연근해에 의한 영향은 거의 보이지 않는다. 일반적으로 북서부 태평양(Area 61)에서는 엘니뇨가 발생할 때에 평년에 비하여 차가운 표층해수층이 형성될 가능성이 높다고 한다. 이러한 현상은 다랭이붕과 같은 장거리 이동능력이 있는 단수성 표층어류의 끝포를 제한할 것이다. 따라서 그림 10에 서술 수 있듯이 엘니뇨 해에 이 해역에서 특별한 많은 양의 어획생산이 이루어지지 않았음을 알 수 있다. 반면, 동부 태평양은 엘니뇨의 발생에 따라 수층의 변화가 극적으로 나타난다. 즉, 엘니뇨 기간에는 수층의 상승이 유발되어 저위도 어류의 생활권이 북쪽으로 상승할 가능성이 있다. 북동 태평양에서의 다랭이붕 어획은 엘니뇨 해에 특히 많은 양이 어획된 경우(1968년, 1972년)와 라니냐 해에 어업이 위축된 경우(1964년, 1973년)가 발견되고 있으나, 1980년대 이래에는 이러한 현상이 편지하지 않다. 이상스럼게도 1970년대 중반 이후에 북동부 태평양 기류가 중단해

가 1960년부터 매우 빠르게 진행되었으며, 비록 중 별로 지역적인 차이는 있었으나, 엘니뇨에 의하여 변화된 해양환경은 이를 조기발생기의 사망률(혹은 생 게 되므로, 엘니뇨에 의하여 변화된 해양환경은 이를 조기발생기의 사망률(혹은 생 다. 하지만, 이들이 어떤 시점인 양이나 차이시기에 주로 해양의 표층에서 생활하 화된 해수가 이들의 끝포 및 이동에 직접적으로 작용하였으리라고는 생각되지 않는 있는 듯이 보인다. 이들은 연어와는 달리 중층성 어류이므로 엘니뇨에 의한 중단 나 전반적으로 보아 아직도 자원이 고갈되지 않고 비교적 건강한 상태를 유지하고 량을 나타내는 것은 어떤 것으로 생각된다. 하지만, 두 해역에서 모두 어획량의 증 파 깨나다는 자원관리기 아시아 국가들보다 더욱 월척하므로, 생산량 자체가 자원 부태평양이 동부에 비하여 더욱 큰 것으로 나타났다. 동부태평양에 위치한 미국 어획량이 매우 적은 반면, 북부에서의 어획량은 크다(그림 5-9). 고위도에서는 서 대구류(Species 32)도 전형적인 냉수어종이다. 남부(Area 71)와 Area 77)에서는 라니냐 현상이 이들의 어획량과 밀접한 관계가 있다.

어의 생존률에 긍정적인 영향을 준 것으로 보인다. 하지만, 남부에서는 엘니뇨와 연관된 것으로 보이지는 않고, 오히려 regime shift에 의하여 온난화된 기후가 연 연어류의 주 생산지는 북부 해역으로, 이들의 끝포와 번성이 엘니뇨와 직접적으로 변동은 이 변화에 어느 정도 반응하는 것으로 보인다($r^2=0.45$, $P<0.05$). 결론적으로, 1988-1989년, 1996년 등 제외하고는 거의 어느 정도가 현저하며 연어류의 어획량 리한 조건을 만들어 준 것으로 보인다. 특히, 1970년대 후반부터 최근까지의 SOI

지고, SIO가 엘니뇨의 성격을 지시하는(그림 5-7) 시기인 1979-1987년 사이의 다랭이류의 어획량이 급감하였고, 이렇게 낮은 어획량은 현재까지 이어지고 있다. 반면, 열대 동부해역(Area 77)에서는 이 시기의 어획량이 1970년대 중반보다 높은 경향을 보이고 있다(그림 5-10). 이러한 현상을 설명하기 위해서 향후에 어업 및 환경자료를 더욱 정밀하게 분석할 필요가 있다.

소형표층어류(small pelagic fish: Species 35)의 경우에, 해양의 환경과 어획량의 관계를 FAO 자료를 이용하여 설명하기가 쉽지 않다. 이 분류군에 대한 어획량은 청어, 정어리, 멸치 등이 함께 포함되어 있는데, 청어는 냉수성, 그리고 멸치와 정어리는 난수성이기 때문이다. 따라서, 이 다음 단원인 우리나라 주변국가들의 어획과 엘니뇨와의 관계를 언급할 때, 아시아 대륙 연안을 따라 분포하는 냉수성 어종과 난수성 어종을 나누어 설명을 할 예정이다.

나. 우리나라 주변국가해역

서부 태평양 해역은 필리핀, 대만, 중국, 일본, 우리나라, 북한, 러시아 등의 여러 나라들이 그 연안역을 차지하고 있으며, 사회, 경제 및 정치체계가 달라 수산자원조사도 동부에 비교하여 덜 되어 있어 FAO에 대한 어획량의 보고 내용도 덜 정확할 뿐만 아니라, 이들 어획량에 영향을 미치는 기술적인 요소들도 안정적이지 못하다. 또한 엘니뇨의 해양에 대한 영향은 동부에 비교하여 매우 불분명하기에, 엘니뇨 사건의 해양생태계 더 나아가 수산자원의 변동에 대한 설명으로 FAO 어업자료를 이용하는 것은 매우 모험적이라고 할 수 있다. 따라서 다음의 설명은 어업자료에 대한 일차적인 직관 정도일 뿐이며, 엘니뇨의 영향에 대한 연구를 정밀히 하기 위해서는 각국의 학자들이 모여 자료의 문제점, 어업자료의 수집방법 통일, 주요한 해양자료 항목의 수집 등에 대하여 논의가 필요할 것이다 (몇 어종에 대한 FAO의 국가별 통계치가 부록 2에 수록되어 있으니 참조 바람; 멸치류, 정어리류, 청어류, 오징어류, 해조류).

멸치류는 열대해역이 필리핀 해역에서부터 우리나라 까지 분포하고 있으나, 대부분은 우리나라와 일본에서 어획되고 있다. (최근, 중국은 300만-500만톤의 멸치류가 중국측 황해에 서식하고 있음을 보고하고 있으나, 아직 이들에 대한 본격적인 상업어업은 수행되고 있지 않음.) 비교적 어획자료가 충실한 우리나라와 일본의 멸치어업자료를 살펴보면 서로 상반된 현상이 있음을 알 수 있다. 우리나라에서는 1970년대까지 꾸준하게 어획량이 증가하였고, 그 이후에는 안정적이었던 것에 반하여, 일본에서는 항상 흥성하던 멸치어업이 1970년대 이후에는 많이 감소된 것으로 나타났다(그림 11). 한국 근해에서의 멸치어획에 대한 엘니뇨의 영향은 다음 단원에서 설명될 예정이지만, 이 곳에서 간단히 언급하면, 한국 근해에서의 멸치어획량은 엘니뇨 해에 증가하는 것처럼 나타나고 있다. 그러나 일본 해역에서는 이러한 현상이 우리나라 처럼 명확하지가 않다. 중국이나 필리핀의 어획자료는 아직 오랫동안 축적되지 않았기 때문에 설명하기가 힘들다. 최근, 타이완에서의 멸치어획자료는 그 변동주기가 4.3년과 2.2년 주기를 갖는 남방지수와 유사함을 보였으며, 단위노력당어획량(CPUE)도 SOI와 관련이 있는 해양표층수온, 강물유출량 등과 상관관계가 있음을 밝혔다(Tsai et al., 1997).

정어리류의 FAO 어획자료는 한국, 일본, 중국으로부터 수집되고 있으나, 중국은 최근부터 자료를 제출하였기 때문에 장기적인 변동을 파악하는데 도움이 되지 않았다. 하지만, 한국과 일본의 어획자료는 유사한 양상을 보이고 있다. 즉, 1970년대 중반부터 급격하게 늘어난 정어리 어획량은 80년대 중반에 최고에 달했으며, 그 이후에는 감소하였다. 이와 같은 정어리 어군의 급격한 성쇠는 1940년대에도 세계적으로 나타났으며, 아직 그 원인은 밝히지 못하고 있다. 따라서 정어리 자원의 증감은 발생주기가 짧은 엘니뇨에 의한 영향과 관계가 깊다고는 할 수가 없을 것이다. 일본과 한국 어획자료의 차이로부터 정어리 어군의 성쇠를 짐작하면 아래와 같은 차이가 있음을 알 수 있다.

(1) 일본 연근해 정어리 자원의 증가는 한국 근해 자원군에 비하여 일찍 시작하고, 또한 감소 경향도 한국 정어리보다 약간 지연된다. 이러한 현상은 1940년대의 정어리 자원의 증감시에도 나타났었고, 우리나라 보다 더욱 북쪽에 있는 러시아 수역에서는 우리보다 정어리 자원이 늦게 출현하고 일찍 소멸하는 양상을 보인다(김, 1995).

(2) 중국의 어획자료는 더욱 검토하여야 하겠지만, 한국과 일본 연안의 정어리 자원이 감소한 1990년대에 들어와 더욱 증가한 것처럼 보인다.

이러한 지역별 차이는 정어리가 난수성 어종으로, 주 서식장이 남쪽에 위치하기 때문에 그들 개체군의 크기가 흥성할 때에는 분포 범위가 북쪽의 러시아 수역에 까지 시간을 두고 확장되며, 감소할 때에는 북쪽부터 자원이 자취를 감추게 되기 때문이다.

청어는 냉수성 표층어종으로, 일부는 황해의 저층 냉수권에 분포하기도 하지만, 주로 북태평양에 서식하고 있다. FAO에 북태평양 청어의 어획자료를 보내는 국가는 한국, 일본, 중국인데, 일본과 중국의 청어의 어획량이 한국의 어획량보다 약 10배 정도 많다(그림 5-12). 3국 자료 모두, 1970년대 중반까지는 비교적 많은 양의 어획이 보고되었으나, 그 이후에는 감소되었다. 그러나, 일본과 중국 청어의 경우에는 감소된 자원이 계속 회복하지 못하고 아직까지 어획량이 낮은 양상을 보이고 있으나, 한국 청어의 경우에는 70년대 중반에서 80년대 중반까지 미미한 어획량을 보이고 있다가 80년대 후반부터 급격히 증가하고 있다. 비록 청어의 어획량과 엘니뇨의 관계가 명확하게 보이지는 않지만, 가끔씩 엘니뇨 해에 청어의 생산량이 급격히 증가한 경우가 있는 것으로 보아(한국, 1972년; 일본, 1986년, 중국, 1972년), 엘니뇨가 이 부근 해역의 해수온을 낮추면서 청어의 어획량이 증가될 수 있었다고 생각된다. 한편, 이렇게 1970년대 중반까지 비교적 높은 어획량을 보이고 있는 것은 regime shift 이전의 한냉한 기후가 냉수성 청어자원의 풍도에 잇점으로 작용한 것처럼 보인다. 그리고, 그 이후 10년 정도의 낮은 어획량은 온난한 기후로 변환된 이유에서 기인한 것으로 생각되지만, 아직까지 왜 한국 청어는 늘어났는데 일본과 중국 청어는 회복하지 못하였는가에 대한 설명은 못하고 있다. 특기할 만한 사항은, 비록 시간적인 차이는 약간 있을지라도 러시아의 베링해 청어 어획량의 변화

양상이 이들 3국의 침어의 어획량 변화와 유사하다는 점이다. 1960년대에 비교적 높았던 침어 어획량이 90년대 초반까지 거의 비미한 상태로 유지되었었고, 90년대 중반부터 현저하게 증가하고 있다(Radchenko, 1998).

이 지역에서 어획되는 오징어류는 난수성 표층생물로서, 어업자료는 한국, 일본, 타이완, 필리핀으로부터 수집되었다. 일본의 오징어 어획은 비교적 고른 편인데 비하여, 한국과 대만의 어획은 1980년대의 최고치를 중심으로 증가와 감소가, 필리핀은 1970년대 이래에 비교적 고른 생산량을 보이고 있다(그림 13). 일본과 한국의 어획량 변화에서 1980년대 초반의 감소와 중반의 일시적 증가, 그리고 연이은 감소는 공통점으로 볼 수도 있으나, 일본 오징어 어획이 1990년대 중반에 이르러도 아주 감소되지 않았음에 비하여, 거의 인접한 국가인 우리나라의 오징어 어획량이 현격하게 줄어든 것이 커다란 차이이다. (그러나 1998년의 경우에는 일본과 한국 모두가 오징어 어획이 저조하다고 한다(Sakurai, pers. comm, Hokkaido Univ.))

해조류(marine macro-algae)는 고착식물로서 기후의 변동에 매우 민감하다. 어류처럼 자기에게 환경이 맞지 않는다고 장소를 바꾸지도 못하고, 기후 및 해양의 변화를 그대로 받아들여 생산량으로 전환한다. 타이완을 제외하고는 대부분의 동아시아 국가들 사이에서 활발하게 생산하고 있지만, 생산량의 변화 양상은 제각기 다르다(그림 5-14). 이들 자료들에 대한 시각적인 비교로는 엘니뇨와 이들의 생산량 변동을 파악할 수 없었으며, 또한 위도에 따른 지역성도 나타나지 않았다. 향후, 해조류의 생물학적 특징을 살펴보고, 자료 수집의 문제점을 검토한 후, 재분석을 하여야 할 것이다.

다. 우리나라 어획량과 해황변동

우리나라 연근해의 수산자원이 엘니뇨에 의하여 영향을 받고 있는지 살펴보기 위해서는, 먼저 엘니뇨 현상과 한반도 해수의 성질 변화가 어떠한 연관성을 가지고 있는지 파악하여야 한다. 그리고 엘니뇨와 상관관계가 높은 해수의 성질을 찾아낼 수 있었다면, 그 성질과 그 해의 어류 어획량 자료를 비교하고 통계적인 검정을 거쳐 엘니뇨의 영향을 설명할 수 있다. 하지만 이러한 접근 방법은 경험적인 방법(empirical method)으로서 몇 가지의 선택된 파라미터를 가지고 쉽게 테스트를 해볼 수 있다는 장점이 있으나, 엘니뇨 혹은 그에 연관된 현상이 어떠한 기작(mechanism)으로 생태계에 영향을 미치고 있는지 알 수 없다는 단점이 있다.

대표적인 엘니뇨 현상을 나타내는 대표적인 지수로 이용되는 것은 SOI이다. 계절별 그리고 연도별 평균 SOI를 우리나라 남해의 격월별 표층해수온과 비교하였다(남해 표층수온 수집 해역 및 격월별 수온의 변화는 부록 3을 참조 바람). 그 결과, 남해의 12월 표층해수온과 봄과 가을의 SOI가 통계적으로 유의한 음의 상관관계를(각각, $r^2 = -0.526$, $P < 0.01$; $r^2 = -0.409$, $P < 0.05$), 연평균 SOI와는 $r^2 = -0.505$ ($P < 0.01$)의 상관지수를 나타내었다(표 2). 즉, 엘니뇨 현상이 발생하던 해에, 우리나라 12월 남해 표층수온 변이(variation)의 50% 이상이 엘니뇨에 의한 영향이라는 설명이 가능하다.

그러면, 남해의 12월 표층수온이 수산자원의 변동에 영향을 미쳤는가 하는 문제가 대두되는데, 남해 12월의 표층수온과 남해의 대표적인 어류생산량을 함께 비

교하여 봄으로써 상관관계를 유추하였다 (남해의 멸치와 고등어의 연도별 어획량은 부록 4를 참조 바람). 그 결과, 멸치와 고등어의 어획량이 12월 표층해수온과 통계적으로 유의한 높은 양의 상관관계를(각각, $r^2 = -0.401$, $P < 0.05$; $r^2 = -0.380$, $P < 0.05$), 그리고 그 외의 주요한 다른 어종인 삼치, 전갱이, 정어리 등과는 비교적 낮은 상관지수를 가지고 있음이 밝혀졌다(표 5-2). 즉, 이 결과는 멸치와 고등어의 어획량의 변이 중 약 40%는 남해 12월의 표층해수에 의하여 설명될 수 있다는 뜻이다. SOI와 우리나라 남해 어류와의 직접적인 상관관계는 유의하지 않게 나타났으나, 12월의 표층해수는 엘니뇨와 높은 연관을 가지게 되므로, 결과적으로 열대해역에서 발생하는 엘니뇨는 우리나라 해역의 멸치와 고등어 어획생산에 부분적으로 영향을 미친다고 할 수 있다. 특히, 여러 어종 중에서 특히 멸치와 고등어만이 통계적으로 유의한 결과를 갖는다는 것은 우리가 적용한 방법이 매우 논리적이었음을 시사하기도 하는데, 남해에서 생산되는 여러 어종 중에서 이 두 어종만이 당해년도에 태어난 것이 어업에 가입되어 어획물의 주종을 이루기 때문이다.

그림 5-15는 연평균 SOI, 남해 12월의 표층해수온, 그리고 멸치와 고등어 어획량의 변동을 나타낸 것이다. 멸치와 고등어는 비교적 유사한 형태로 개체군이 증가하고 있었음을 알 수 있다. 1960년대 초반부터 증가하기 시작한 이 두 그룹의 자원량은 70년대 중반에 이르러 거의 평형상태에 이른 것처럼 보이고, 그 이후에는 진폭을 가지며 서서히 자원량이 증가하는 것처럼 보인다. 어획량의 변동과 해양환경의 변이는 이들 개체군이 어느 정도의 크기에 다다른 이후에 서로 잘 일치하고 있다. 다중상관분석의 결과로부터 예견되었듯이 SOI와 어류어획량과의 관계는 불분명한 곳이 여러 곳 있으나, 1970년대 초반 이래에 12월의 표층해수온과 어류 어획량의 증감양상은 비교적 잘 일치하고 있는 것으로 나타나고 있다.

표 5-1. 1963년 이후 엘니뇨와 라니냐 현상 발생과 계절적 지속 정도
 (출처 : 기상연구소 1998b, 기상연구소 차은정 연구원과 개인교신)

El Niño				La Niña			
Year	Start	End	# of seasonal persistence	Year	Start	End	# of seasonal persistence
1963	Summer	Winter	3	1964	Spring	Winter	4
1965	Spring	Winter	4	1967	Summer	Spring	4
1968	Autumn	Winter	6	1970	Spring	Winter	8
1972	Spring	Spring	5	1973	Spring	Spring	5
1976	Summer	Winter	3	1984	Autumn	Summer	4
1982	Spring	Summer	6	1988	Spring	Summer	5
1986	Autumn	Winter	6				
1991	Spring	Summer	6				
1993	Spring	Winter	8				

표 5-2. 한국 남해 표층수온과 어류 어획량, 남방진동계수 사이의 다중상관 계수

		Feb	Apr	Jun	Aug	Oct	Dec	3-5	6-8	9-11	12-2	1-12	Anchovy	Mackerel	Sardine	S mackerel	J mackerel
Pearson Correlatio	Feb	1 000															
	Apr	492**	1 000														
	Jun	262	173	1 000													
	Aug	142	- 224	.329	1 000												
	Oct	038	- 017	-.303	162	1 000											
	Dec	650	130	- 224	004	074	1 000										
	3-5	- 221	- 097	099	139	- 136	- 409*	1.000									
	6-8	000	- 009	278	323	066	- 328	599*	1 000								
	9-11	091	000	243	210	053	- 526*	535*	823*	1.000							
	12-2	- 323	- 187	053	- 133	- 136	- 354	706**	.369*	.311	1 000						
	1-12	- 132	- 087	210	167	- 042	- 505**	859**	858**	830**	721**	1 000					
	Anchovy	240	028	- 255	- 270	053	401*	- 276	- 137	- 224	- 263	- 279	1 000				
	Mackerel	317	077	- 316	- 302	030	380*	- 163	- 159	- 028	- 262	- 185	790**	1 000			
	Sardine	058	- 258	-.211	- 026	164	295	- 226	- 180	- 128	- 392*	- 282	453*	602**	1 000		
	S mackere	165	- 166	-.144	- .209	076	258	- 323	- 092	- 051	- 259	- 218	604**	645**	788**	1 000	
	J mackere	203	141	- 205	- 050	190	268	- 123	- 175	- 033	- 152	- 145	053	289	.229	259	1 000

- * 3-5 SOI of Spring
- * 6-8 SOI of Summer
- * 9-11 SOI of Autumn
- * 12-2 SOI of December
- * 1-12 Annual average SOI
- * S mackerel Spanish mackerel
- * J mackerel Jack mackerel

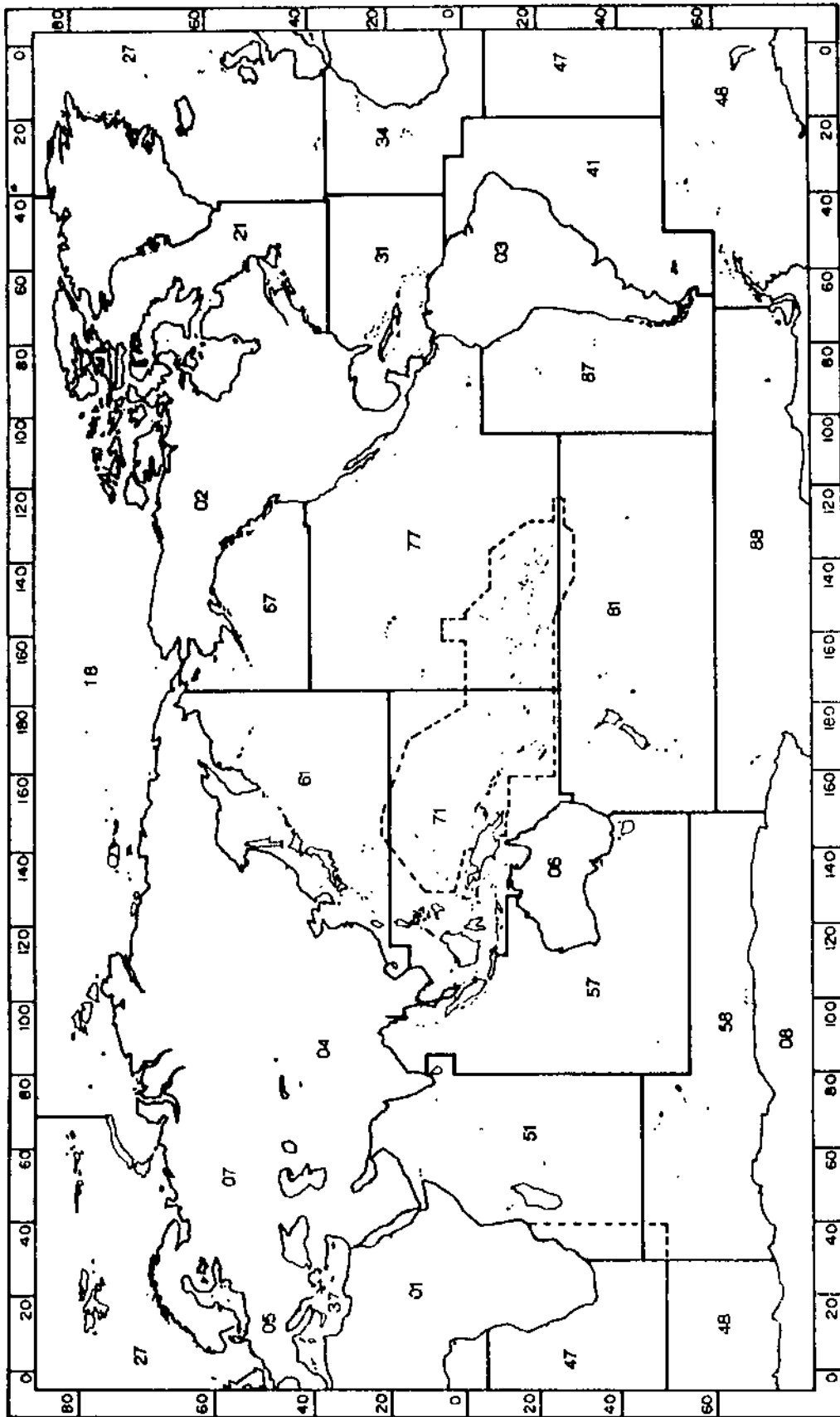


그림 5-1 FAO에 의하여 지정된 세계 수산물 통계 구역 (FAO, 1992)

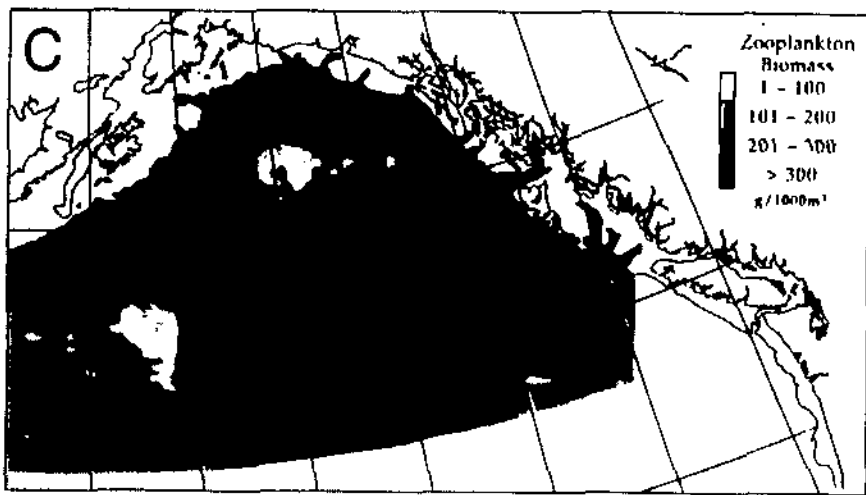
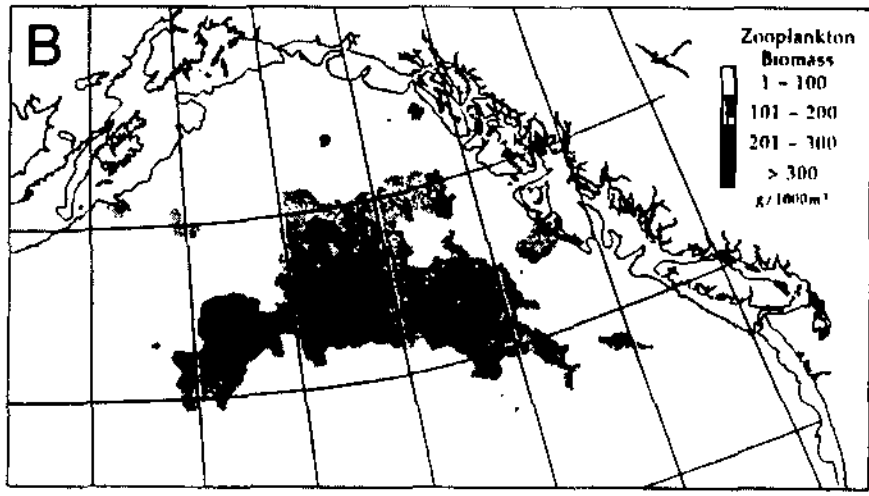
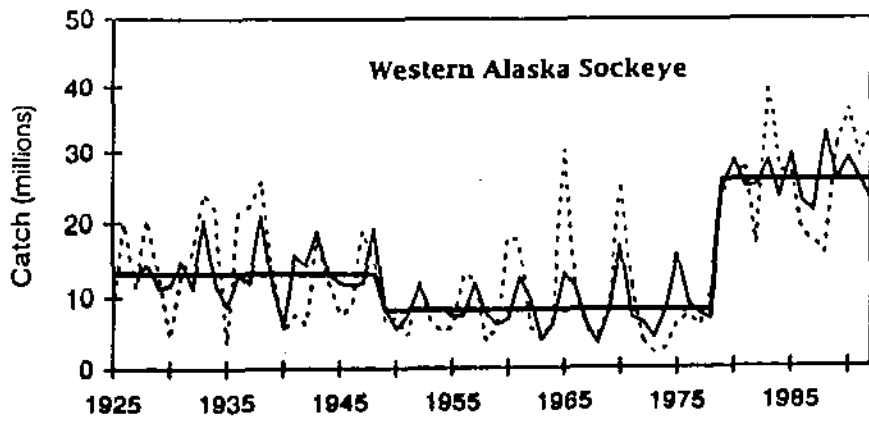


그림 5-2. 서부 태평양에서 물리-생물 결합. (A) 연어 어획량 (점선), intervention 모델 결과 (얇은 실선), 추정 intervention (굵은 실선); 알래스카만 동물플랑크톤의 분포와 생체량. (B) 1960 - 1962 년; (C) 1980 - 1989 년.

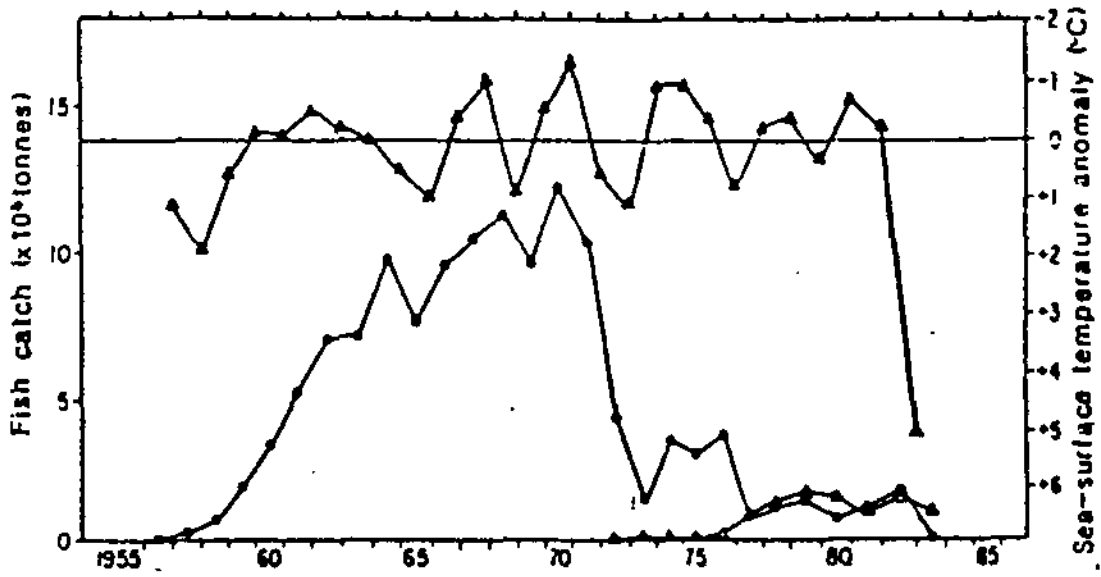


그림 5-3. 페루 연안에서 해양 표층수온, 정어리의 아노말리 경년 변동.
 ▲. 아노말리: ○, 멸치: △, 정어리 (Barber and Chavez, 1986)

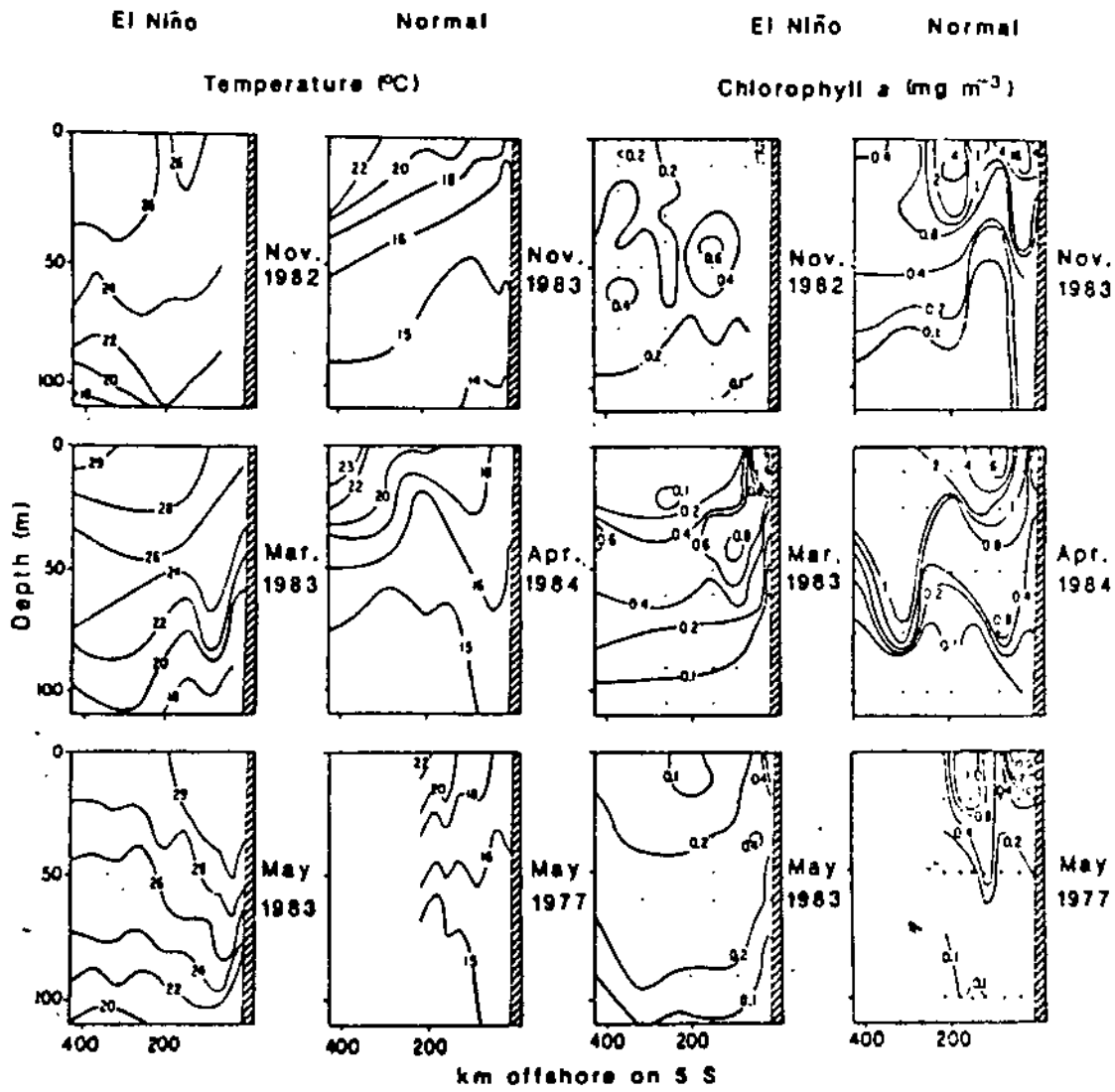


그림 5-4. 남위 55도 상에서 서경 85도와 페루 해안 사이에 관측된 수온과 엽록소 단면도. 1982/83년 엘니뇨의 진행과정(11월 시작, 3월 성숙, 5월 최대)과 수온이상이 발견되지 않았던 다른 시기의 관측치와 비교 하였음 (Barber and Chavez, 1986)

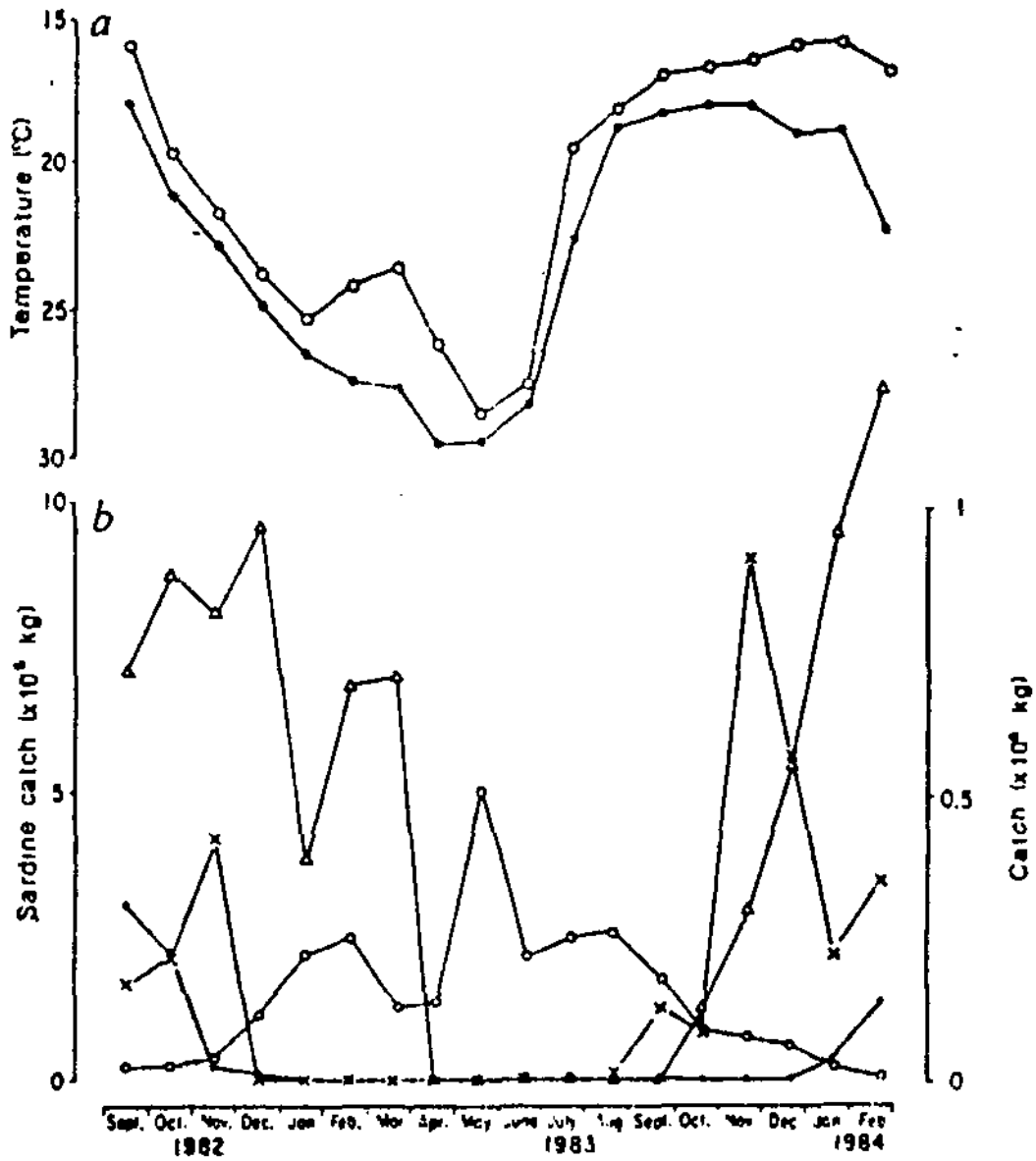


그림 5-5. (A) 페루 파이타 해양 정점에서 관측된 표층(●)과 60m 수심(○)에서의 월평균 수온(B) 파이타에 양육된 정어리(△), 전갱이(×), 민태 구(●), 새우(○)의 월별 어획량 (Barber and Chavez, 1986)

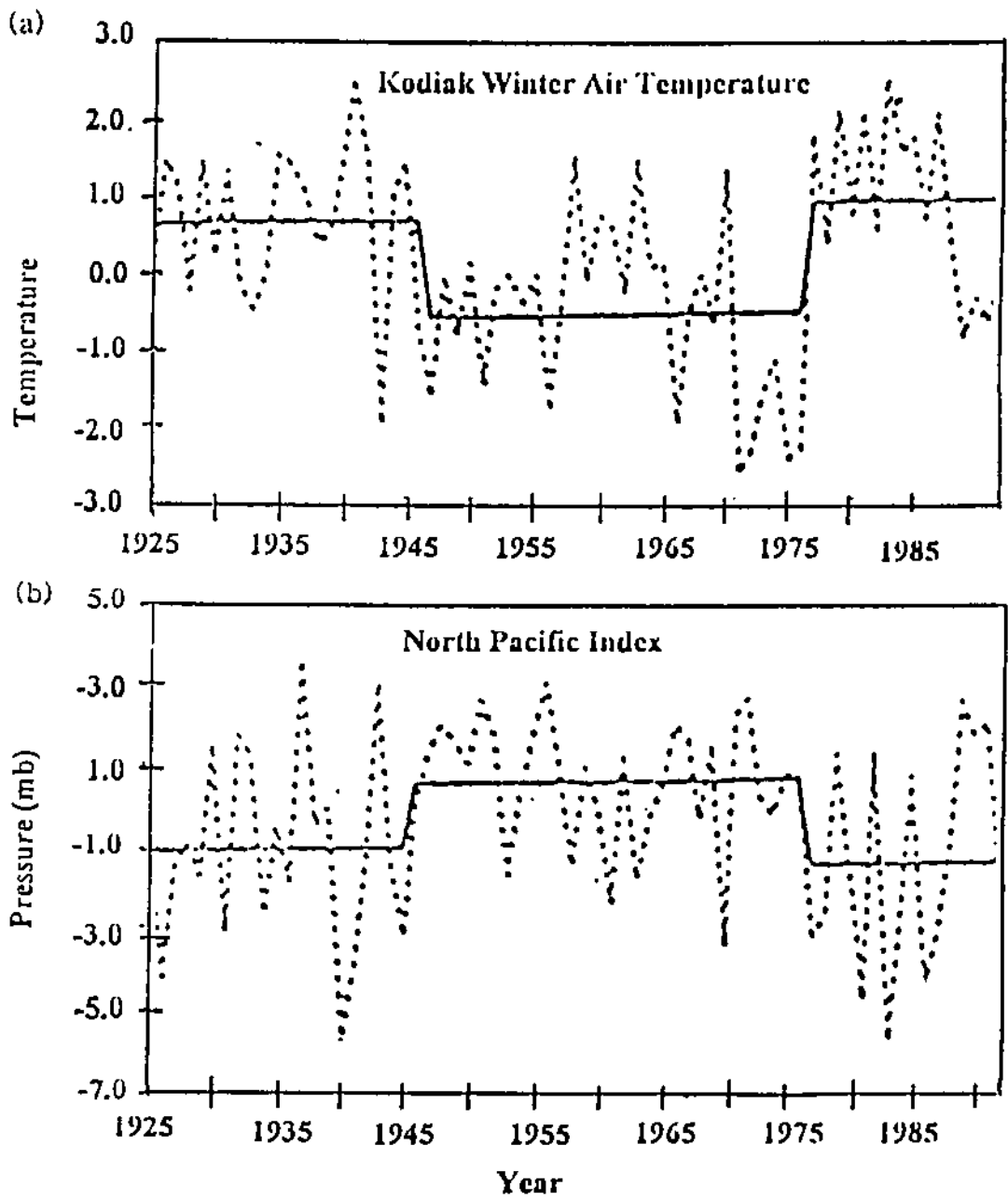


그림 5-6. 본 연구에 이용된 물리변수들의 과거자료(점선)와 intervention 모델 결과(실선)
(Trenberth and Hurrell, 1994)

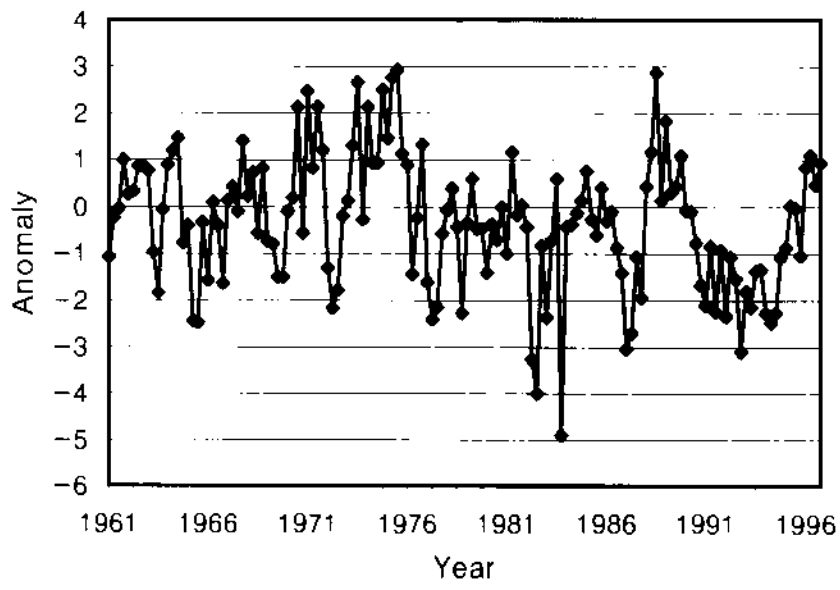


그림 5-7. 1960년부터 1996년까지 남방진동계수(SOI) 연평균의 변동

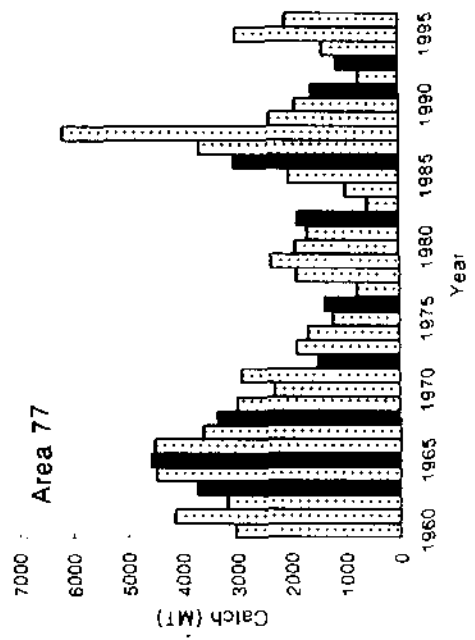
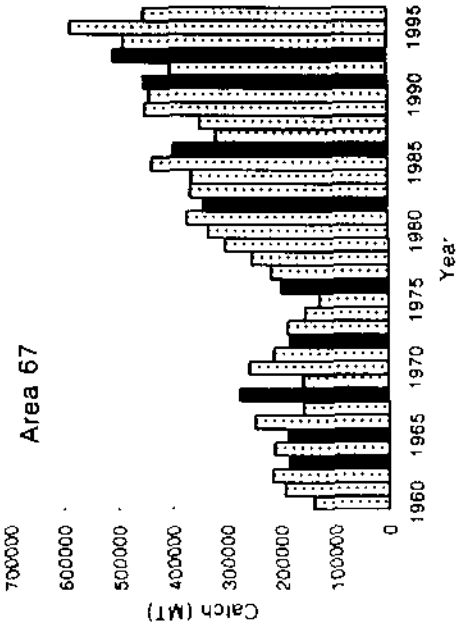
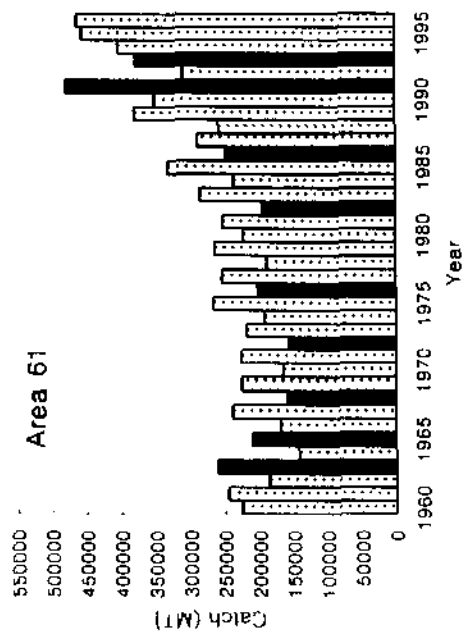


그림 5-8. 태평양에서 연어류 (FAO 통계자료의 23번 종류) 어획량의 변화

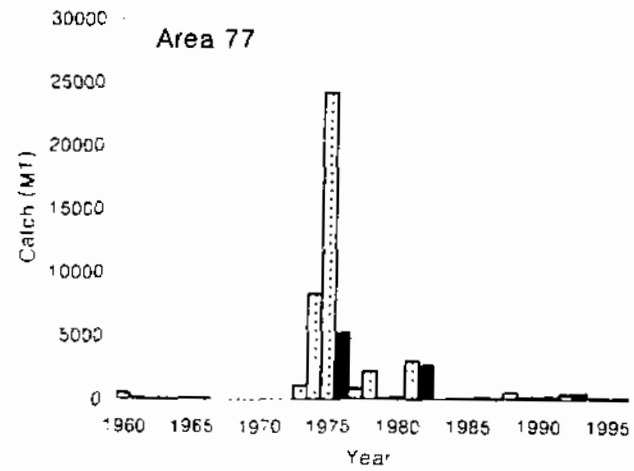
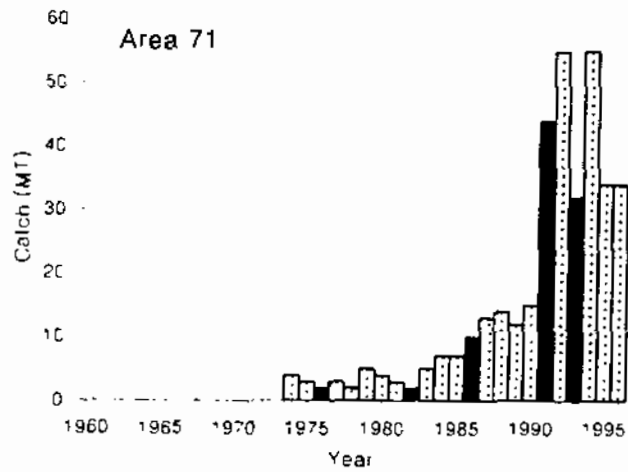
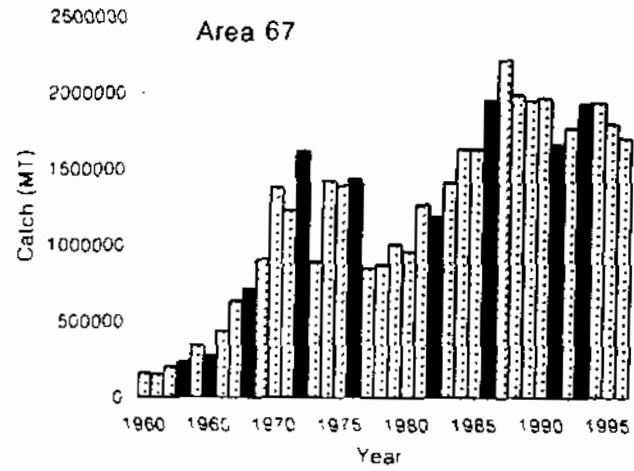
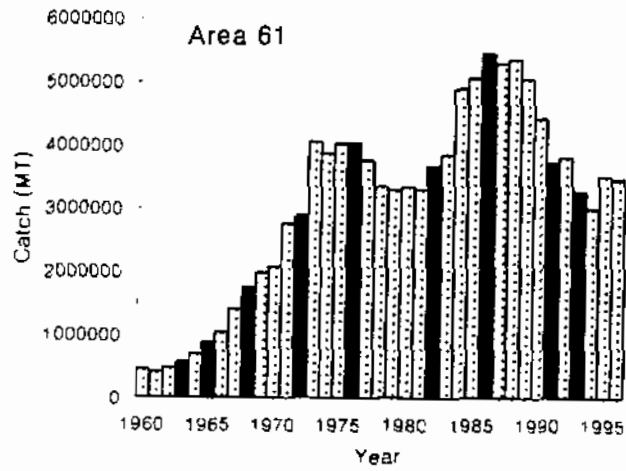


그림 5-9. 태평양에서 대구류(FAO 통계자료의 32번 종류) 어획량의 변화

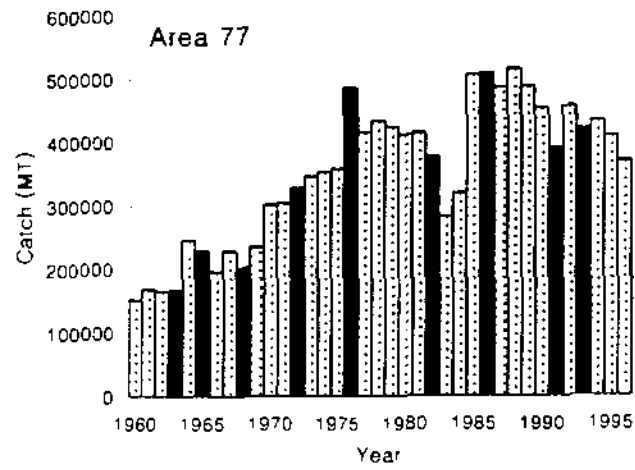
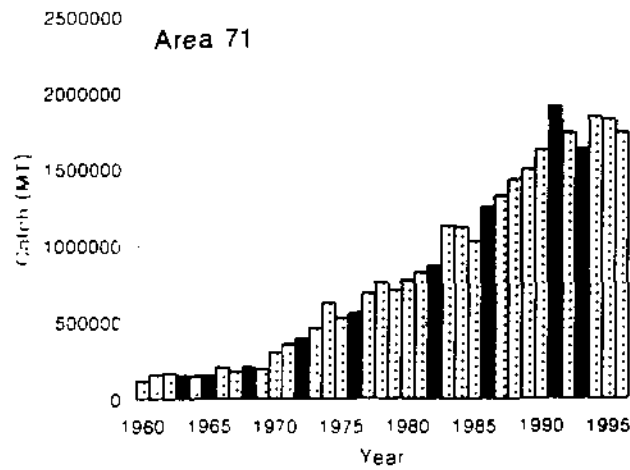
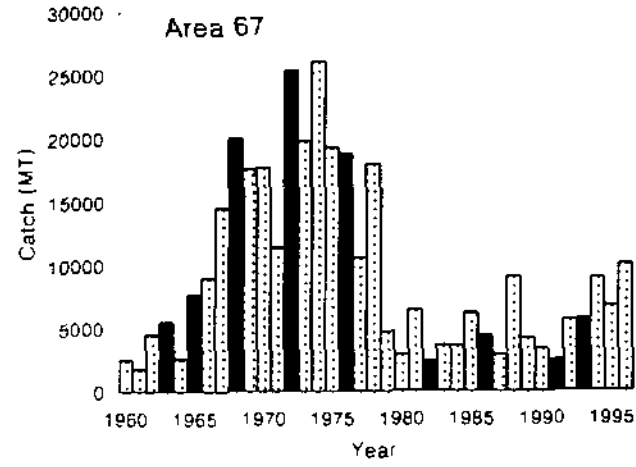
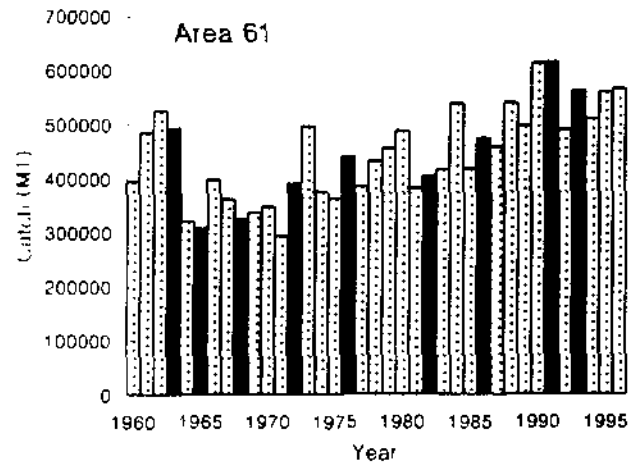


그림 5-10. 태평양에서 다랭이류(FAO 통계자료의 36번 종류) 어획량의 변화

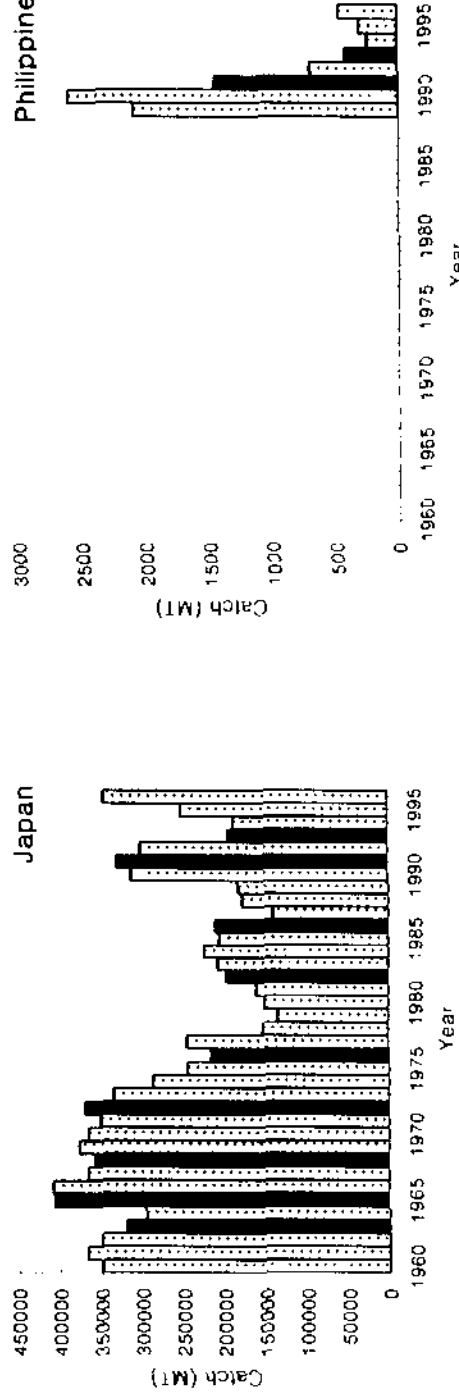
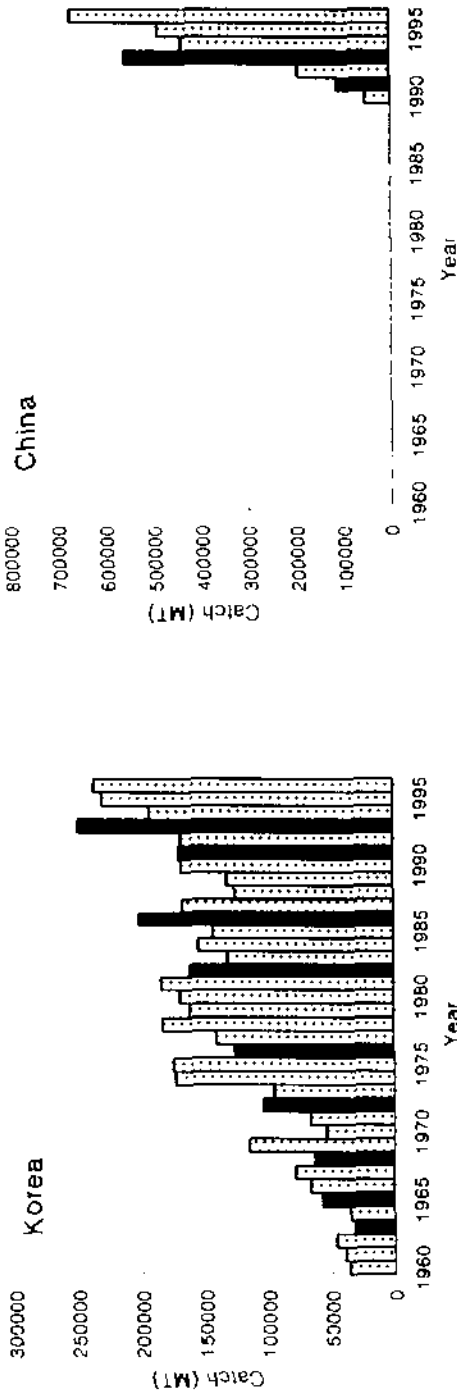


그림 5-11. 서부 태평양 연안 아시아 국가들의 멸치 어획량의 변화

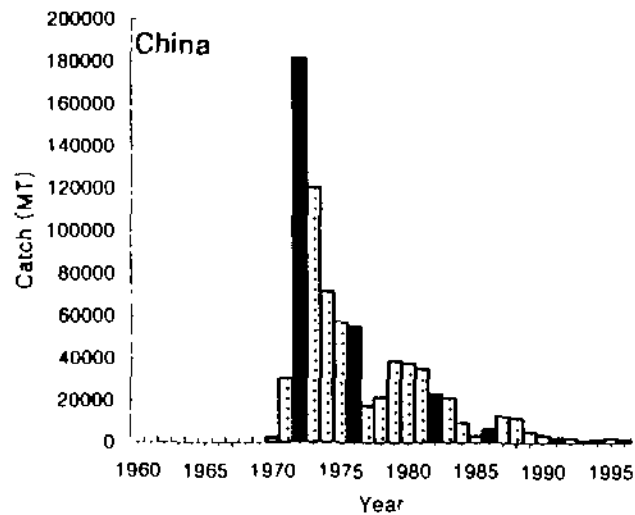
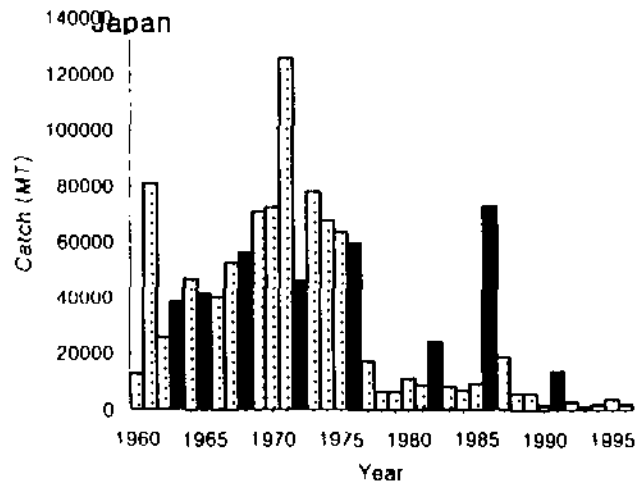
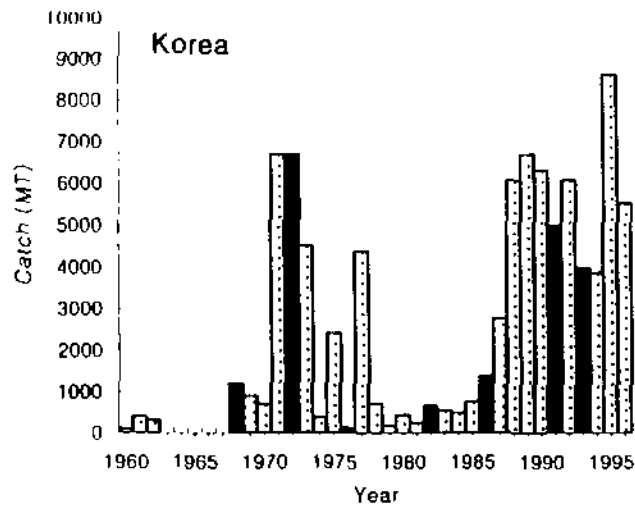


그림 5-12. 서부 태평양 연안 아시아 국가들의 청어 어획량의 변화

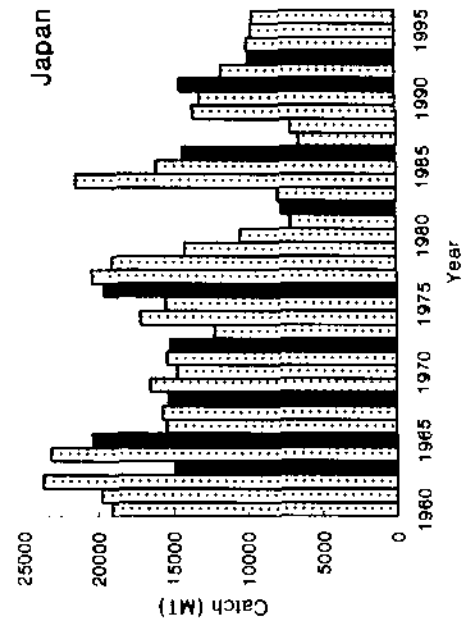
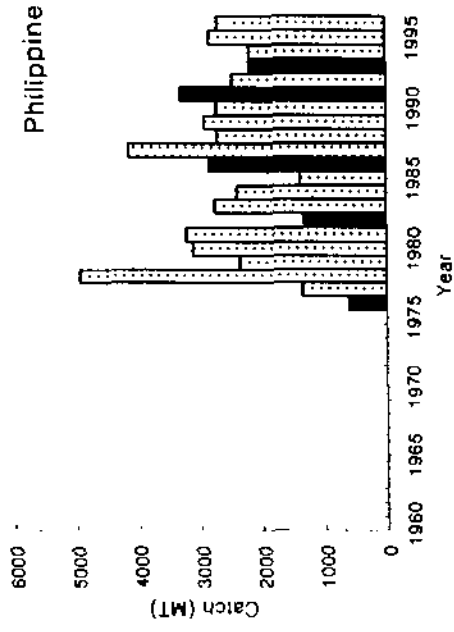
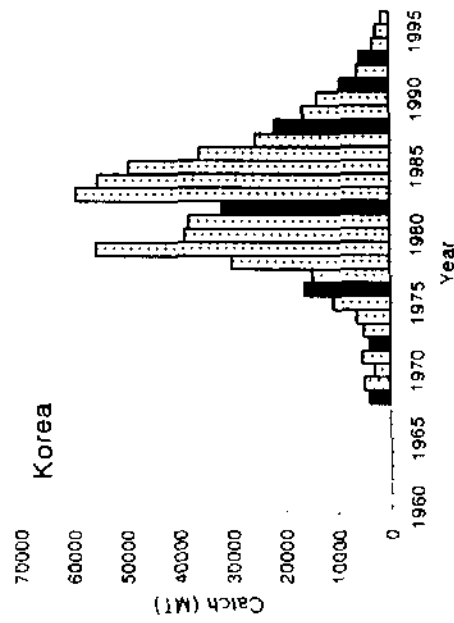
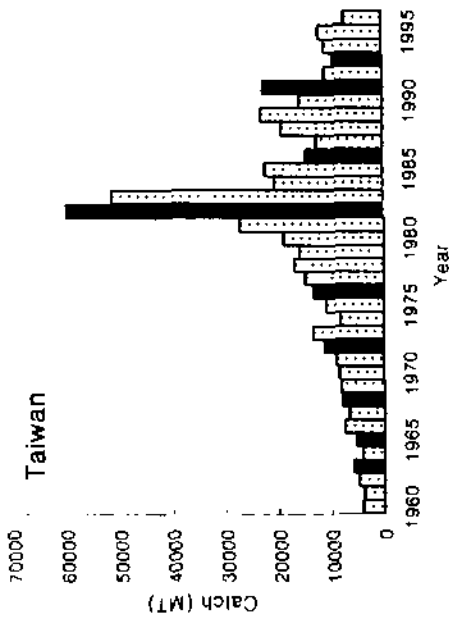


그림 5-13. 서부 태평양 연안 아시아 국가들의 오징어 어획량의 변화

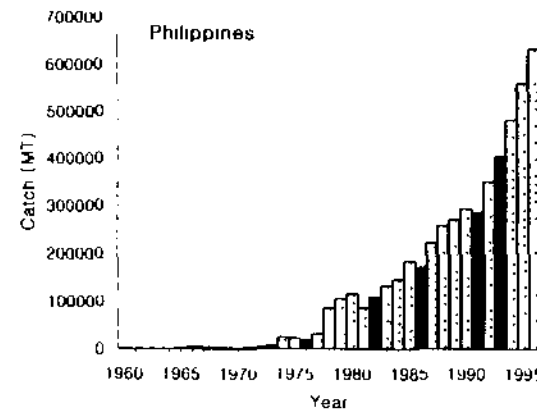
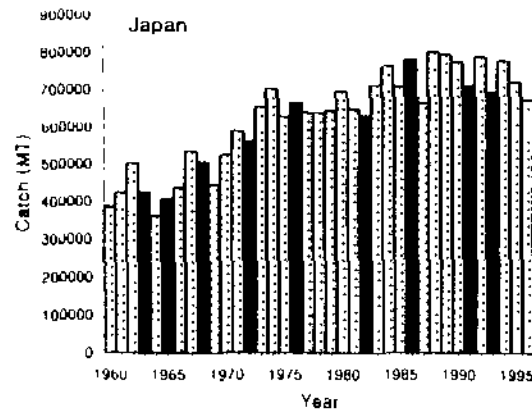
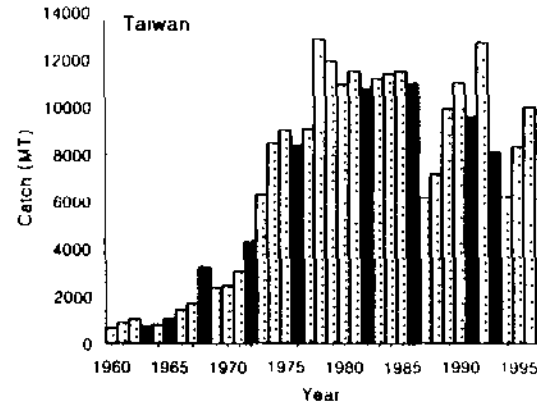
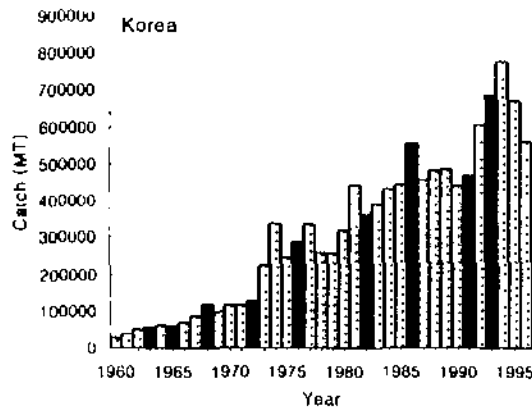
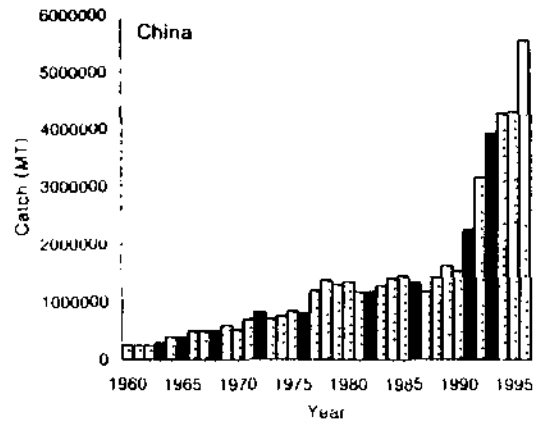
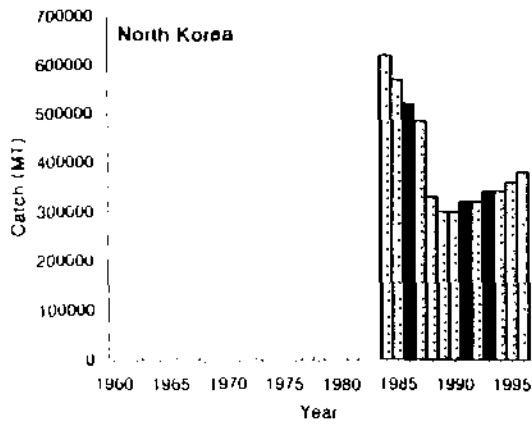


그림 5-14. 서부 태평양 연안 아시아 국가들의 해산대형조류(鰻類) 수확량의 변화

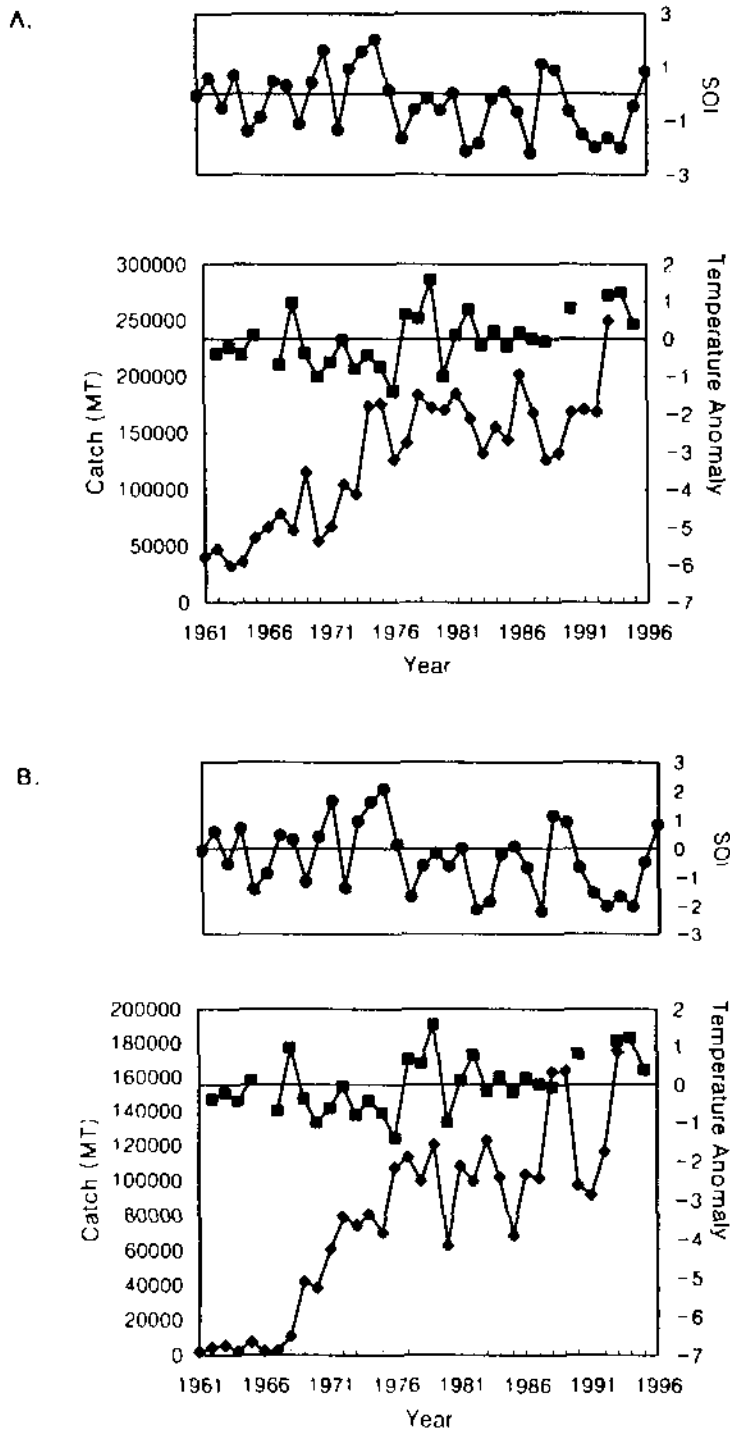


그림 5-15. 한국 남해에서 물리-생물 결합. 그림에서 위: 남빙잔동계수, 가운데, 12월의 해양표층수온, 아래: 멸치(A)와 고등어(B)의 어획량

부록 5-1. 1961년 이후 남방진동계수의 계절변화

YEAR	Spring	Summer	Autumn	Winter	Annual Avg.
	Mar. - May	Jun. - Aug.	Sep. - Nov.	Dec. - Feb.	
1961	-1.067	-0.233	-0.033	1.000	-0.083
1962	0.267	0.333	0.867	0.867	0.583
1963	0.767	-0.967	-1.833	-0.067	-0.525
1964	0.900	1.200	1.467	-0.767	0.700
1965	-0.400	-2.433	-2.467	-0.333	-1.408
1966	-1.567	0.100	-0.400	-1.633	-0.875
1967	0.133	0.433	-0.100	1.400	0.467
1968	0.233	0.733	-0.567	0.833	0.308
1969	-0.733	-0.800	-1.500	-1.500	-1.133
1970	-0.100	0.200	2.133	-0.567	0.417
1971	2.467	0.833	2.133	1.200	1.658
1972	-1.300	-2.167	-1.767	-0.200	-1.358
1973	0.133	1.300	2.667	-0.267	0.958
1974	2.133	0.933	0.933	2.500	1.625
1975	1.467	2.767	2.933	1.133	2.075
1976	0.900	-1.433	-0.233	1.333	0.142
1977	-1.600	-2.400	-2.133	-0.567	-1.675
1978	-0.067	0.400	-0.433	-2.267	-0.592
1979	-0.333	0.600	-0.467	-0.467	-0.167
1980	-1.400	-0.367	-0.700	0.000	-0.617
1981	-1.000	1.167	-0.167	0.033	0.008
1982	-0.433	-3.267	-4.000	-0.833	-2.133
1983	-2.367	-0.700	0.600	-4.900	-1.842
1984	-0.433	-0.367	-0.133	0.133	-0.200
1985	0.767	-0.267	-0.600	0.400	0.075
1986	-0.300	-0.100	-0.867	-1.400	-0.667
1987	-3.033	-2.700	-1.067	-1.933	-2.183
1988	0.433	1.167	2.867	0.133	1.150
1989	1.833	0.300	0.433	1.100	0.917
1990	-0.067	-0.100	-0.767	-1.667	-0.650
1991	-2.100	-0.833	-2.233	-0.933	-1.525
1992	-2.333	-1.067	-1.533	-3.100	-2.008
1993	-1.800	-2.133	-1.367	-1.333	-1.658
1994	-2.267	-2.467	-2.267	-1.067	-2.017
1995	-0.867	0.033	-0.033	-1.033	-0.475
1996	0.833	1.100	0.467	0.933	0.833

부록 5-2. 동아시아 국가들에 의해 보고된 멸치, 정어리, 청어, 오징어, 해산대 형조류(藻類)의 FAO 통계자료

Japanese anchovy				
	Taiwan	China	Japan	Korea
1960	0	0	349200	36300
1961	0	0	366900	39700
1962	0	0	349500	46900
1963	0	0	320600	32400
1964	0	0	295900	35600
1965	0	0	405900	56800
1966	0	0	407700	66300
1967	0	0	365200	78500
1968	0	0	357700	63100
1969	0	0	376800	115100
1970	0	0	365500	54000
1971	0	0	350700	66900
1972	0	0	369700	104200
1973	0	0	335300	95600
1974	0	0	287516	173457
1975	0	0	245164	175451
1976	0	0	216664	126202
1977	0	0	244933	140842
1978	0	0	152428	183211
1979	0	0	134577	161851
1980	0	0	150604	169657
1981	0	0	160468	184351
1982	0	0	197453	162256
1983	0	0	207601	131859
1984	0	0	224069	155124
1985	0	0	205824	143512
1986	0	0	210630	201642
1987	0	0	140509	167729
1988	0	0	177492	126112
1989	2090	0	182258	131855
1990	2603	54140	311427	168101
1991	1451	113050	328870	170293
1992	693	192720	300892	168235
1993	415	557237	194511	249209
1994	239	438955	188037	193398
1995	305	489066	251958	230679
1996	466	671376	345517	237128

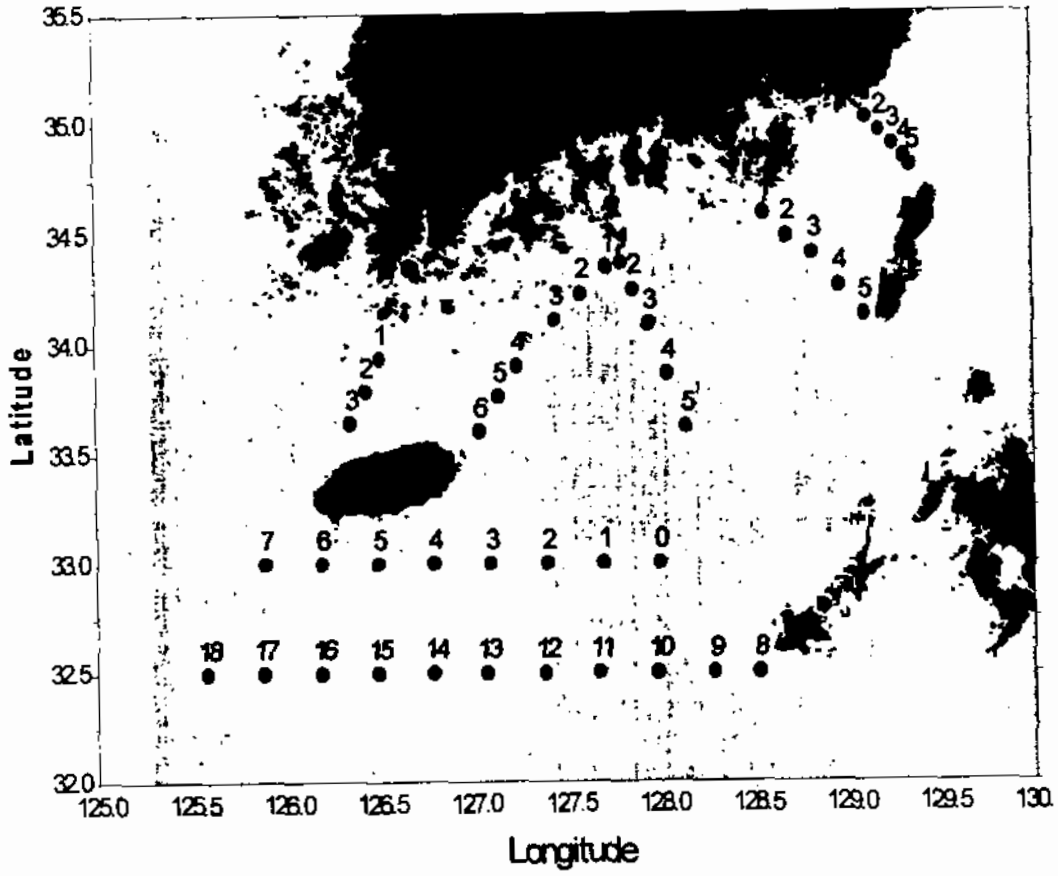
Japanese Pilchard			
	China	Japan	Korea
1960	0	78100	1000
1961	0	127100	0
1962	0	108000	0
1963	0	55900	0
1964	0	16200	0
1965	0	9200	0
1966	0	13500	0
1967	0	16800	0
1968	0	24400	0
1969	0	20600	0
1970	0	16800	100
1971	0	57400	100
1972	0	57900	300
1973	0	296900	3700
1974	0	351684	194
1975	0	526047	3555
1976	0	1065692	11154
1977	0	1420512	50299
1978	0	1637380	53829
1979	0	1740166	47177
1980	0	2197744	38282
1981	0	3089311	63068
1982	0	3289954	81985
1983	0	3745148	139763
1984	0	4179426	177896
1985	0	3866928	107776
1986	0	4209513	160725
1987	0	4362025	194352
1988	0	4488411	145870
1989	0	4098931	182540
1990	41608	3678229	132924
1991	63445	3010498	44532
1992	52986	2223766	46511
1993	46846	1713687	31285
1994	68453	1188848	36709
1995	58434	661390	13539
1996	92918	319354	18560

Pacific Herring			
	China	Japan	Korea
1960	0	12700	100
1961	0	80900	400
1962	0	25600	300
1963	0	38300	0
1964	0	47000	0
1965	0	41700	0
1966	0	40300	0
1967	0	52900	0
1968	0	56400	1200
1969	0	70700	900
1970	2200	72500	700
1971	30900	125800	6700
1972	181900	46200	6700
1973	120500	77900	4500
1974	71677	67532	370
1975	57657	63349	2401
1976	55321	59880	99
1977	17539	17294	4378
1978	21806	6443	722
1979	38938	6443	189
1980	37981	11140	441
1981	35073	8901	255
1982	23464	24197	661
1983	21267	8360	544
1984	9444	6760	497
1985	3228	9193	773
1986	6445	72741	1386
1987	12971	18652	2763
1988	12026	5855	6075
1989	5456	5890	6697
1990	3941	1550	6317
1991	2472	13837	5001
1992	2209	2854	6079
1993	994	1482	3983
1994	1330	2146	3865
1995	2325	3873	8622
1996	1665	2021	5525

Cuttle Fish				
	Philippine	Taiwan	Japan	Korea
1960	0	4200	19100	0
1961	0	3900	19800	0
1962	0	4900	23700	0
1963	0	5900	14900	0
1964	0	4200	23200	0
1965	0	5300	20400	0
1966	0	7600	15400	0
1967	0	6700	15700	0
1968	0	8100	15300	3900
1969	0	8200	16500	5000
1970	0	8400	14700	3100
1971	0	8900	15400	5400
1972	0	11200	15200	4000
1973	0	13400	12200	5200
1974	0	8261	17190	6504
1975	0	10900	15517	10932
1976	615	13400	19619	16429
1977	1366	14900	20410	14780
1978	4949	16916	19016	30024
1979	2368	16030	14148	55663
1980	3129	18993	10409	38922
1981	3238	27291	7072	38153
1982	1331	59761	7662	31874
1983	2757	51230	7898	59487
1984	2404	20589	21452	55440
1985	1389	22377	16081	49545
1986	2851	14605	14330	36210
1987	4153	12621	6519	25568
1988	2718	19283	7086	21935
1989	2931	23160	13584	16528
1990	2731	15835	13080	13794
1991	3322	22749	14405	9422
1992	2482	11173	11609	6106
1993	2196	9536	9837	5714
1994	2188	10959	9926	3235
1995	2836	12084	9643	2589
1996	2702	7191	9545	1484

ALGAE YEAR	Philippine	Taiwan	China	Japan	Korea	North Korea
1960	500	664	250000	387200	29700	0
1961	500	898	250000	424800	40000	0
1962	500	1031	250000	501700	51700	0
1963	500	753	300000	425700	58000	0
1964	500	814	400000	360900	61700	0
1965	1500	1081	400000	406400	61000	0
1966	5500	1456	500000	436900	69700	0
1967	4500	1725	500000	534300	87800	0
1968	3000	3286	500000	505100	119600	0
1969	2000	2401	600000	445300	97600	0
1970	1600	2500	529800	523400	116600	0
1971	5000	3100	704800	589000	117200	0
1972	5000	4300	828800	561300	128800	0
1973	7200	6300	709400	654200	224000	0
1974	25200	8499	761365	701859	335826	0
1975	22575	9029	844365	627533	246596	0
1976	19750	8380	806080	666002	287458	0
1977	31700	9081	1202965	638546	333593	0
1978	85824	12882	1381330	638625	258857	0
1979	106107	11955	1303085	643130	257608	0
1980	115652	10972	1351835	696018	317189	0
1981	86261	11522	1179610	648210	444237	0
1982	109239	10802	1188880	630815	360603	0
1983	132650	11219	1292340	711425	391117	0
1984	145036	11432	1413135	762464	431229	620000
1985	184410	11535	1460365	707484	443840	570000
1986	170483	10989	1336935	780160	557192	520000
1987	222003	6161	1175280	664123	456715	485000
1988	257305	7179	1428535	799935	483051	330000
1989	270165	9937	1632235	793737	486965	300500
1990	292471	11031	1530320	773518	442208	300500
1991	285233	9597	2265990	710023	468904	320500
1992	350554	12737	3159005	788131	607512	321500
1993	402692	8136	3929945	694013	686424	341500
1994	482557	6236	4282125	777153	777102	342500
1995	559189	8357	4312620	720448	671472	360000
1996	632271	10039	5571580	674129	561911	381000

부록 5-3. 한국 남해의 표층수온 측정을 위한 해양관측점의 위치와 1962년 이후 표층수온의 2개월 간격 평균



	Feb	Apr	Jun	Aug	Oct	Dec
1961						
1962	13.53	13.85	18.73		23.59	16.18
1963	11	12.2	16.49	26.26		16.34
1964		16.02	21.31	26.9	19.74	16.14
1965		14.37	18.84	26.55	22.04	16.67
1966		14.4	21.06	27.75	23	
1967	13.75	12.69	22.46	28.3	21.11	15.87
1968	12.56	15.19	18.98	25.3	22.59	17.54
1969	14.33	14.74	19.16	27.22	21.98	16.19
1970	13.12	13.13	18.98	27.32	22.63	15.56
1971	13.44	14.24	20.18	26.64	20.33	15.94
1972	14.59	14.52	19.25	26.11	20.69	16.53
1973	14.42	14.77	20.75	24.83	20.84	15.77
1974	13.36	13.91	18.94	25.75	20.96	16.15
1975	13.1	14.7	19.07	27.52	24.41	15.82
1976	13.7	14.35	18.35	25.65	21.59	15.16
1977	11.45	14.5	19.01	24.87	21.29	17.23
1978	13.46	14.11	19.37	26.95	21.24	17.12
1979	14.52	14.18	18.94	26.45	22.04	18.15
1980	13.14	14.25	19.19	24.24	21.9	15.56
1981	13.02	13.68	19.16	27.21	21.31	16.68
1982	13.15	14.54	20.41	25.95	22.82	17.36
1983	14.52	14.25	19.3	26.92	23.06	16.4
1984	12.27	12.54	19.47	26.57	21.35	16.78
1985	13.6	13.63	20.07	25.42	21.69	16.37
1986	13.16	13.38	18.89	26.4	21.1	16.74
1987	14.01	14.33	18.6	24.58	22.09	16.58
1988	13.4	13.75	19.28	27.1	22.84	16.5
1989	14.32	14.83	18.62	25.24	22.32	
1990	14.47	14.18	18.72	28.58	22.53	17.38
1991	13.79	14.49	18.62	24.77	22.35	
1992	14.53	14.93	19.37	26.67	21.94	
1993	13.98	14.42	17.58	24.36	21.75	17.73
1994	14.06	14.25	18.98	27.48	21.68	17.81
1995	14.77	14.52	19.27	26.83	22.45	16.96

부록 5-4. 한국 남해에서 멸치와 고등어의 연간 어획량

	Anchovy	Mackerel
1961	39656	1762
1962	46955	4058
1963	32392	5406
1964	35592	2441
1965	56761	7339
1966	66349	2078
1967	78538	2772
1968	63127	10481
1969	115056	42103
1970	54047	38256
1971	66904	60599
1972	104178	78969
1973	95572	74150
1974	173457	80649
1975	175451	70123
1976	126202	107382
1977	140842	113051
1978	183211	99519
1979	171539	120283
1980	169657	62690
1981	184351	108082
1982	162256	99447
1983	131859	122883
1984	155124	101714
1985	143512	68479
1986	201642	103511
1987	167729	101337
1988	126112	162828
1989	131855	163617
1990	168101	97227
1991	170293	91538
1992	168235	116422
1993	249209	174684

제 6 장 ENSO 대책: 연구개발결과의 활용계획 및 제안

우리나라에서 엘니뇨의 영향에 대한 효율적인 대책은 크게 두 가지로 구분할 수 있다. 첫째, 지표변수 모니터링이나 서태평양 난수역의 정기관측을 통한 열대 태평양 관측망 (TAO array)에 참여하면서 대기-해양 접합모델을 운영하여 보다 향상된 우리 나라 주변해역의 예측/예보를 하는 것이다. 둘째, 우리 나라 및 선진 각국의 예측을 바탕으로 엘니뇨 때문에 발생할 수 있는 피해를 최소화시키는 방법을 강구하는 일이다. 적조나 유류 누출에 대한 방재는 협소한 지역에서 발생하며 예측이 훨씬 쉬운 반면, 엘니뇨/라니냐는 전지구적으로 발생하며 더구나 우리 나라와 같은 중위도 또는 고위도 지역에서 받게 될 영향을 예측하기란 매우 어렵다.

제 1 절 지표변수 Monitoring

북태평양 중위도 서단에 위치한 우리 나라가 ENSO의 영향을 얼마나 받을 것이며, 영향을 받는다는 것을 감지할 수 있는 해양-대기 지표변수 (index parameters)를 찾아내기란 쉽지 않은 일이다. 그것은 엘니뇨의 시소게임이 일차적으로 열대 해역의 동서간에 열과 수분을 주고 받는 방식 (워커 순환)으로 이루어지며, 열대 서태평양 난수풀의 따뜻한 물이 풀려나갈 때 켈빈파에 실려가므로 적도해역 (적도 켈빈파)과 남북미 서해안 (연안 켈빈파)에는 직접적인 영향을 미치지만, 기타 해역 및 지역은 기단의 이동에 의한 대기순환 (해들리 순환) 변동으로 발생하는 간접적인 영향을 받으므로 그 상관도가 그리 높지 않은 경우가 빈번하기 때문이다. 따라서, 열대 서태평양 난수풀 해역과 우리 나라의 남해와 동해에서 뚜렷한 상관도를 보이는 지표변수를 찾아낼 수 없었다. 이것은 우리 나라가 영향을 거의 받지 않는다는 것을 의미하는 것이 아니라 해양과 대기 사이에 복잡한 에너지 및 물(수분) 교환과정을 거치면서 몬순의 변동 등 다른 역학적인 과정과 혼합되어 엘니뇨의 영향만을 추출해낼 변수를 찾아내기가 어렵다는 것을 의미한다.

따라서, 기존의 지표변수로 이용되어 온 표면수온 (SST), 해수면 변화 (SSH), 약층두께 (ULT) 또는 혼합층 깊이, 해수면 기압 (SLP), 바람응력 (wind stress), 강수량 (ppt) 중에서 상관도가 상대적으로 높은 몇 가지 변수를 선정하여 '지연 접합 진동자 가설(delayed coupled-oscillator hypothesis)' 에서와 비슷한 모델을 설정할 필요가 있다.

'遲延 접합 진동자 假說'의 한가지 例 (Graham and White, 1988)는 바람응력 (zonal wind stress)의 변화에 의해 해수면 경사 (또는 표면수온)와 상층해양의 두께가 시차를 두고 변하는 관계를 설정하여 개념적인 모델을 만든 경우다 (제 2 장, 5절 참조).

즉, 동쪽으로 향하는 적도 켈빈파 (equatorial Kelvin waves)와 약 1~2년 시차를 두고 진행되는 적도외역 로스비파 (off-equatorial Rossby waves)가 상층해양의

두께 (ULT)에 영향을 주며, 이것은 태평양 동부 및 중부역의 표면수온 (SST)에, 그리고 표면수온은 다시 바람응력의 동서성분에 영향을 미치는 관계를 설정하였다. 시계열 자료 및 통계분석 등을 통하여 얻은 결론은 감쇄진동 형태로 외력으로 주었을 때, 진동이 작으면 일차적으로 불규칙한 힘 (random forcing)에 영향을 받아 예측이 어렵지만, 진동이 크면 '지연 감쇄 되돌림 (delayed negative feedback)' 작용에 의해서 좀더 예측이 가능하다는 것이다. 즉, 예측 가능성 (predictability)은 동태평양 표면수온의 적도외역에 대한 지연 반응과 해양의 역학적 반응의 선형성에 관계되어 있다고 결론짓고 있다.

이와 같은 변수들의 다소 복잡한 선형관계 설정에는 여러 가지 가정이 포함된 면밀한 분석이 요구되지만, 일차적으로는 각각 변수들의 시계열 분석 및 상관도 분석 등을 통하여 지표변수로 선택할 것인지 여부를 결정할 수 있을 것이다. 그리고 선택된 지표변수를 장기적으로 모니터링하여 통계모델 및 접합수치모델에 보다 정밀한 입력자료로서 사용할 수 있을 것이다.

제 2 절 대양 정선관측

열대 서태평양 난수풀의 정기적인 관측 시스템이 갖추어져 있지 않으면 자체적인 엘니뇨 모니터링은 사실상 불가능하며, 일본이나 미국의 관측 결과를 공개정보 통신망 (internet)을 통해서 받아 보는 방법 이외에는 없다. 대양 정선관측은 엘니뇨 이외에도 온난화 등 전지구적인 기후변화에 관한 모니터링을 위해서도 필요한 사업일 뿐만 아니라, 국제적인 해양환경 감시체제에 동참함으로써 최신 정보교환이 매우 쉬워지며 모니터링을 위한 공조체제 구축의 기반이 될 수 있다.

대양 정선관측은 대학에서 수행되기 어려운 국가적 차원의 사업이며 국가 관련기관간의 조사선 공동활용 방안으로서 한국해양연구소와 국립해양조사원이 공동으로 추진하는 것이 바람직할 것이다. 한국해양연구소 장목분소 (연구선 기지)와 열대 서태평양의 축섬 (Chuk Island)에 1999년 이후 건설될 '해양기후센터 (가칭)' 사이에 종합 해양관측 정선을 설정하여 물리, 기상, 화학, 생물학적인 제반 변수들을 점진적으로 관측해 나아가면, 난수역 자료의 모니터링 뿐만 아니라 우리나라 주변역에 대한 영향조사를 위해서도 유용한 지표변수를 획득할 수 있다.

제 3 절 해양-대기 접합모델 도입 및 예보시스템 구축

지구규모의 해양-대기 변화는 관측망 구성에 의한 감시 뿐만 아니라 해양-대기 접합모델 (coupled ocean-atmosphere GCM)에 의한 예측 노력을 병행함으로써 실제에 접근해야함은 두말할 나위없이 가장 효율적이고도 과학적인 방법이라 하겠다.

1982-83년 엘니뇨 이후 해양-대기 접합모델을 이용하여 다음에 일어날 엘니뇨

발생시기를 예측하기 위한 노력이 미국 해양대기청 (NOAA/NCEP) 및 각 대학을 중심으로 활발하게 진행되어 Cane and Zebiak (1987)은 처음으로 1986-87년 엘니뇨 예측에 성공하였다. 이 모델에서는 異常 外力 (anomalous external forcing)를 주지 않고도 3-4년 정도 주기의 불규칙한 간격으로 고수온이 반복되어 나타나는 것을 포함하여 관측된 현상에서 나타나는 몇가지 특징적인 현상들을 재현한다. 이 모델의 특징적인 몇가지를 서술하면 다음과 같다.

평균 표면수온, 바람 및 해류장이 ENSO 이상치의 특징적인 공간구조를 결정하는데, 평균장 내에서 연주기성 (annual cycle)과 관계된 결합강도의 변화에 의해 이상치의 위상이 고정되는 경향 (phase-locking tendency)이 있다. 대기와 해양의 결합 강도는 진동폭과 시감규모에도 영향을 미치는데, 결합강도가 셀수록 진동이 커지며 시간규모도 길어진다. 이 모델진동의 결정적인 요인은 열대 상층해양의 열함량 변화인데, 적도해역의 열함량은 이상 고수온 현상 이전에 증가하며 이상 고수온 기간 동안에는 급격하게 감소한다. 모델이 실제 ENSO 주기를 정확하게 재현하기 위해서는 첫째, 고수온 상태를 이루기 위한 사전 필요조건은 적도해역의 열함량이 평균이상이어야 한다는 것이다. 둘째, ENSO 주기에 필수적인 모든 기작은 열대 태평양 해역 내에만 포함되어 있어야 한다는 것이다. 셋째, ENSO의 비주기성은 엄격하게 결정적인 과정을 통해서도 얻을 수 있으므로 그것을 설명하기 위하여 원인 불명의 마구잡이 힘 (random forcing)을 줄 필요는 없다고 한다. 오히려 ENSO는 열대 태평양의 해양-대기 시스템에서 주로 결정적인 과정들에 의해 움직여진다고 한다. 이러한 결론은 열대 태평양에서 흔히 대표적으로 비교되는 '니노3 해역 (5°N-5°S, 90°-150°W)'과 '니노4 해역 (5°N-5°S, 150°W-160°E)'에 대한 모델 결과의 비교를 통하여 언급되었다.

이러한 모델이 열대해역에 국한된 예측결과만을 보여주고 있지만, 우리 나라 주변 해역과의 상관관계도 결국은 열대해역에서의 '이상 고수온 현상'과 연계하여 생각하지 않을 수 없으므로 이러한 결과들이 지표변수 설정 및 이용에 필수적이라 하겠다.

ENSO 현상의 복잡성은 예측을 위한 수많은 노력에도 불구하고 현상과 유리된 결과들을 양산하게 되어 미국에서는 1990년대 초에 여러 연구기관이 협동하여 기후예측을 위한 협의연구소 (International Research Institute for Climate Prediction)를 발족시키게 되었으며, 지역적인 예측의 적중률은 아직 오차가 많으나, 기존의 엘니뇨 관련 연구기관 중 가장 신뢰성 있는 연구소로 간주된다.

제 4 절 방재 대책

열대 동태평양 해역에서의 이상고수온 (엘니뇨) 및 이상저수온 (라니냐) 현상에 의한 영향은 열대해역의 기단의 이동 뿐만 아니라, 지구 전반에 걸쳐 가뭄, 홍수, 폭설 등의 기상이변과 수온 및 해류의 변동을 초래하여 세계 각국의 농업, 수산업, 경제, 환경생태계 등 사회 모든 분야에 복합적인 재해로 나타난다. 이러한 영향에

엘니뇨에 미치는 영향을 분석한다. 연구의 일환으로, 유엔 산하의 여러 기관 및 학회 등에서 연구하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다.

연구의 일환으로, 유엔 산하의 여러 기관 및 학회 등에서 연구하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다.

연구의 일환으로, 유엔 산하의 여러 기관 및 학회 등에서 연구하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다.

1) 해양수산부

연구의 일환으로, 유엔 산하의 여러 기관 및 학회 등에서 연구하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다. 또한, 수질과 수량 관련 연구도 진행하고 있다.

세계 수산물 생산 감소에 따른 전망 자료를 수집하고 국내 수산물 수급안정대책을 강구한다.

2) 기상청

엘니뇨 및 기후변화 감시, 예측을 위하여 엘니뇨 발생 상황에 대한 관련기관과의 종합적인 감시체제를 구축하고, 기상위성 및 해양 기상부이, 선박 등을 이용한 관측으로 적도 태평양까지 감시영역을 확대하며, 예측 모델 개발을 통한 조기 경보 체제를 수립한다. 이와 함께, 엘니뇨 및 기후자료의 최신정보 및 자료를 제공하는 시스템을 구축 운영하고, 관련 연구기관 및 타부처에 실시간 정보를 제공하며, 또는 대국민 홍보를 담당한다. 엘니뇨와 기후변화의 연구를 위하여는 동아시아 몬순(장마)과의 연결과정을 연구하며 태풍발생 및 진로에 영향을 미치는 원인 규명에 노력한다. 엘니뇨 대책반 구성 및 국가기후법을 제정하여 부처간 역할 분담과 범정부적 대책방안 협의체를 구성하고, 국제적인 기후 및 환경 문제에 적극적으로 대처한다. 또한, 기상예보 기능의 과학화를 위한 국제협력 확대로 선진 방재체제를 구축하고, 미국, 일본 등 선진국과 기술협력 프로그램을 통해 기후분석 및 예측 기술능력 향상을 도모한다.

3) 농림부

과거 엘니뇨가 우리나라에 미친 영향을 분석하여 단계별 영농대책을 수립하며, 이를 위하여 세계 곡물생산량 감소에 대비한 곡물 수급계획을 수립하고, 종합적인 가뭄 및 저온 대책을 세우며, 한해, 우박, 냉해 등 재해 발생시 상황관리 및 복구계획을 수립한다. 또한, 농업 용수원을 재조사하고 항구적인 농업용수 대책을 마련하며, 엘니뇨 관련 농업기상 영향을 분석하여 농작물 관리 대책을 마련한다. 연중 단계별 영농대책은 겨울철의 폭설, 폭풍, 봄철의 가뭄, 여름철의 홍수 및 냉해 대책으로 나누어 계획을 수립한다. 엘니뇨 관련 풍수해 대책으로는 피해 예상지역을 점검하고 주요댐, 저수지의 예상 방류량의 점검, 태풍통과 예상지역의 물깊이 대기, 침수피해 상습지 조사 등을 실시하여 피해를 최소화한다. 기타 구체적인 농작물 대책은 이 보고서의 영역과 관련이 적은 내용이므로 여기서는 생략한다.

이 외에도 행정자치부 중심의 방재 대책회의에서 환경부, 건설교통부, 과학기술부, 국방부, 재정경제원 등 정부의 해양, 기상재해에 관련된 부처의 대책 방안등이 제시되고 엘니뇨 실무 대책반이 구성되어 구체적인 방재계획이 논의되었으나, 여기서는 엘니뇨 자체의 과학적인 규명 및 그 영향과 직접적인 연관성이 적다는 점에 근거하여 기술을 생략한다.



제 7 장 참고문헌

- 강인식. 1997. 엘니뇨가 한반도에 미치는 영향. (엘니뇨 WORKSHOP 발표집 중), 27-40, 기상청 행정간행물 09200-73120-57-9704.
- 윤성호. 1997. 엘니뇨 현상과 농업. (엘니뇨 WORKSHOP 발표집 중), 61-67, 기상청 행정간행물 09200-73120-57-9704.
- 국립방재연구소. 1998. 우리나라 엘니뇨 영향분석과 종합대책방안 강구 (자문용 초안자료). 행정자치부.
- 기상연구소. 1998a. Climate Bulletin. 3(1), 8쪽.
- 기상연구소. 1998b. Climate Bulletin. 3(2), 10쪽.
- 기상청. 1995. 장마백서.
- 기상청. 1996. 태풍백서. 행정간행물 등록번호 09200-73320-07-9602.
- 기상청. 1998. 1997/98년 엘니뇨와 한반도 기상특성. 행정간행물 등록번호 09200-73110-97-9807.
- 김수암. 1995. 기후변화와 북태평양 수산자원 변동에 관한 고찰. *해양정책연구*, 10, 107-142.
- 김수암. 유신재. 1996. 1976년의 북태평양에서의 기후변동이 한반도 해역에서도 발생하였는가? *해양정책연구*. 11, 133-149.
- 김영형, 김은정, 최병선 공저, 1988, 스펙트럴 分析 入門, *자유아카데미*.
- 오재호. 이용희. 1998. 한반도의 강수량 자료에 나타난 기후 도약. In: Proceedings of the 1st workshop on climate changes & fisheries resources (Zhang, C.I., S. Kim, and J.-H. Oh (편집), 부경대학교 수산과학 연구소, 1-25쪽.
- 金哲鎬, 金將守, 1990. 韓國海峽의 海流特性과 力學的 拘束條件에 關한 研究(I), 韓國科學技術研究院, 海洋研究所.
- Baleña, R.B. 1992. Water Displacements and Trajectories in the western Pacific Warm Pool Region during the 1982-83 El Niño. *Ph.D. thesis, Univ. Hawaii*.
- Barber, R.T. and F.P. Chávez. 1986. Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño. *Nature*. 319, 279-285.
- Brodeur, R.D. and D.M. Ware. 1992. Long-term variability in zooplankton biomass in the subarctic Pacific Ocean. *Fish. Oceanogra.*, 1, 32-38.
- Cane, M.A. and S.E. Zebiak 1985. A theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, 228, 1084-1087.
- Coffroth, M.A., H.R. Lasker, and J.K. Oliver. 1990. Coral mortal outside of the eastern Pacific during 1982-83: relationship to El Niño, Global consequences of the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation. 141-177.

- Deser, C. and J.M. Wallace, 1987, El Niño Events and Their Relation to the Southern Oscillation:1925-1986, *J. Geophys. Res.*, **92**(C13), 14189-14196.
- Duffy, D.C. 1989. Seabirds and the 1982-83 El Niño Southern Oscillation. *Institute of Ecology. University of Georgia.*
- Enfield, D.B., M.D.P. Cornejo-Rodriguea, R.L. Smith, and P.A. Newberger, 1987. The Equatorial Source of Propagating Variability Along the Peru coast During the 1982-1983 El Niño, *J. Geophys. Res.*, **92**(C13), 14335-14346.
- FAO. 1992. Fisheries statistics. 73, *Food and agriculture organization of the united nations*, Rome. 653p.
- Firing, E., R. Lukas, J. Sadler, K. Wyrtki 1983. Equatorial Undercurrent disappears during the 1982-83 El Niño. *Science*, **222**, 1121-1123.
- Francis, R.C. and S.R. Hare. 1994. Decadal scale regime shifts in the large marine ecosystems of the Northeast Pacific: a case for historical science, *Fish. Oceanogr.*, **3**, 279-291.
- Gill, A.E. 1980. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.*, **106**, 447-462.
- Glantz, M., R. Katz, and N. Nicolls, 1991, Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies, *Cambridge University Press.*
- Glynn, P. 1990. Coral mortality and disturbances to coral reefs in the tropical eastern Pacific. Global consequences of the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation, 55-67.
- Glynn, P. and C. Mitchell. 1992. Sporadic disturbances in fluctuating coral reef environments: El Niño and coral reef development in eastern Pacific, *Amer. Zool.*, **32**, 707-718.
- Goupillaud, P., A. Grossmann, and J. Morlet, 1984, Cycle-octave and related transforms in seismic signal analysis, *Geoexploration*, **23**, 85-105.
- Grahams, N.E., J. Michaelsen, and T.P. Barnett 1987. An Investigation of the El Niño-Southern Oscillation Cycle with Statistical Models: 1. Predictor Field Characteristics, *J. Geophys. Res.*, **92**(C13), 14251-14270.
- Grahams, N.E., J. Michaelsen, and T.P. Barnett 1987. An Investigation of the El Niño-Southern Oscillation Cycle with Statistical Models: 2. Model Results, *J. Geophys. Res.*, **92**(C13), 14271-14289.
- Graham, N.E. and W.B. White 1988. The El Niño cycle: Pacific ocean-atmosphere system. *Science*, **240**, 1293-1302.
- Gray, W.M. 1979. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *In "Meteorology over the Tropical Oceans"* (D.B. Shaw, ed.), 151-218. Roy. Met. Soc. London.

- Haney, R.H. 1971. Surface thermal boundary conditions for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241-248.
- Ho, Chang-Hoi and In-Sik Kang, 1988, The Variability of Precipitation in Korea.(in Korean) *J. Korean Met. Soc.*, **24**(1), 38-48
- Holton, J.R. 1979. An Introduction to Dynamic Meteorology (2nd ed.) *Academic Press*, New York.
- Ju, J. and J.M. Slingo 1995. The Asian summer monsoon and ENSO. *Q.J. Royal Meteorol. Soc.*, **122**, 1133-1168.
- Kimura, D.K., A.M. Shimada, and F.R. Shaw. 1997. Stock structure and movement of tagged sablefish, *Anoplopoma fimbria*, in offshore northeast Pacific waters and the effects of El Niño-Southern Oscillation on migration and growth, *Fishery Bulletin*, **96**, 462-481.
- Kripalani, R.H. and A. Ashwini 1997. Climatic impact of El Niño/La Niña on the Indian Monsoon: a new perspective. *Weather*, **52**, 39-43.
- Lavery, B., G. Joung, and N. Nicholls 1997. An extended high-quality historical rainfall data set over Australia. *Aust. Met. Mag.*, **46**, 27-38.
- Lie, H.-J. Lie and M. Endoh, 1991, Seasonal and Interannual Variability in Temperature of the Upper Layer of the Northwest Pacific, 1964-1983, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**(3), 385-397.
- Lukas, R. 1987. A working hypothesis for the role of westerly wind bursts and the western equatorial Pacific Ocean mixed layer in the El Niño-Southern Oscillation Cycle. *Dept. Oceanography, Univ. Hawaii*.
- Matsumoto and Yamagata 1991. On the origin of a model ENSO in the western Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **69**, 197-207.
- McPaden, M.J., A.J. Busalacchi, R. Cheney, J.-R. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G.T. Mitchum, P.P. Niiler, J. Picaut, R. W. Reynolds, N. Smith, and K. Takeuchi. 1998. The Tropical Ocean - Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Res.*, **103**(C7), 14169-14240.
- Meyer, G., J. Donguy 1984. The North Equatorial Countercurrent and heat storage in the western Pacific Ocean during 1982-83. *Nature*, **312**, 258-260.
- Meyers, S. D., B. G. Kelly, and J. J. O'brien, 1993 : An Introduction to Wavelet analysis in Oceanography and Meteorology : With Application to Dispersion of Yanai Waves. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2858-2866

- Pazan, S., W. White, M. Inoue, and J.J. O'Brien 1986. Off-equatorial influence upon Pacific equatorial dynamic height variability during the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8437-8449.
- Pearson, K., 1951, Tables of the incomplete Gamma Function, *Cambridge University Press*.
- Peter C. Chu and Charles R. Fralick Jr. Steven D. Haeger and Michael J. Carron, 1997, A Parametric model for the Yellow Sea thermal variability, *J. Geophys. Res.*, **102**(C5), 10,499-10,507.
- Shuto K., 1996, Interannual Variations of Water Temperature and Salinity along the 137° E Meridian, *J. Oceanography*, **52**, 575-596.
- Philander G., 1990. El Niño, La Niña and the Southern Oscillation, *Academic Press*. Steniner E.J. and S.J.S. Khalsa, 1987, Sea Surface Temperature, Low-Level Moisture, and convection in the Tropical Pacific, 1982-1985, *J. Geophys. Res.*, **92**(C13), 14,217-14,224.
- Radchenko, V.I. 1998. Scale and causes of growth of the Pacific herring abundance in the western Bering Sea in 1990s. *PICES VIIIth Annual Meeting*, Oct. 1998, Fairbanks, USA.
- Schoener, A. and D. F. Tufts, Chang in Oyster condition index with El Niño-Southern Oscillation event at 46° N in an eastern Pacific bay, *J. Geophys. Res.*, **92**(C13), 14,429-14,435.
- Suarez, M.J. and P.S. Schopf 1988. A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283-3287.
- Springer, S. M. McPhaden, and A. Busalacchi 1990. Oceanic heat content variability in the tropical Pacific during 1982-83 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, **95**, 22089-22101.
- Steele, J.H. and E.W. Henderson. 1984. Modeling long-term fluctuations in fish stocks, *Science*. **224**, 985-987.
- Shukla, J. and D.A. Paolina 1983. The southern oscillation and long range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 1830-1837.
- Tomizawa, K., K. Hanawa, Y. Kurasawa and Y. Toba, 1984, Variability of monthly mean sea level and its regional features around japan and Korea, In. Ocean Hydrodynamics of the japan and East China Seas, Ed. T. Ichiye, *Elsevier Sci. Pub.*, Amsterdam, 273-285.
- Trenberth, K.E. and J.W. Hurrell. 1994. Decadal coupled atmospheric-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*. **9**, 303-319.

- Trenberth, K.E. 1997. The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **78**(12), 2771-2777.
- Tsai, C. F., P.-Y. Chen, C.-P. Chen, M.-A. Lee, G.-Y. Shiah, and K.-T. Lee. 1997. Fluctuation in abundance of larval anchovy and environmental conditions in coastal waters off south-western Taiwan as associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Fish Oceanogra.* **6**, 238-249.
- Watanabe T., K. Hanawa and Y. Toba, 1986, Analysis of year-to-year variation of water temperature along the coast of the Japan Sea, *Prog. Oceanog.*, **17**, 337-357.
- Webster, P.J., V.O. Magaña, T.N. Palmer, J. Shukla, R.A. Tomas, M. Yasunari, and T. Yasunari. 1998. *J. Geophys. Res.*, **103**(C7), 14451-14510.
- Wyrtki, K. 1982, The Southern Oscillation, Ocean-Atmosphere Interaciton and El Niño, *Mar. Tech. Soc. Journal*, Vol. **16**, No.1.
- Wyrtki, K. 1984. The Slope of Sea Level along the Equator during the 1982/83 El Niño. *J. Geophys. Res.*, **89**(C6), 10419-10424.
- Wyrtki, K. 1985. Water Displacement in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, **90**, 7129-2132.
- Wyrtki, K. 1990, Sea Level Rise : The Facts and the Future, *Pacific Science*, **44**, 1-16.
- Yanagi T. and T. Akaki, 1994, Sea Level Variation in the Eastern Asia, *J. Oceanography*, **50**, Page 643-651.
- Zebiak, S.E., and M.A. Cane 1987. A Model El Niño Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 2262-2278.

