

GOVP 12016396

자연재해방재기술개발사업  
Natural Hazard Prevention Research

중규모 기상재해저감 기반기술 개발  
Development of fundamental technology for  
reducing meso-scale meteorological disasters

기상연구소

과학기술부

# 제 출 문

과학기술부 장관 귀하

본 보고서를 “자연재해방재기술개발사업”과제 (세부과제 “중규모 기상재해저감 기반기술 개발”) 의 보고서로 제출합니다.

2000 . 8.

주관연구기관명 : 기상연구소

주관연구책임자 : 오 재 호

연 구 원 :

강정수, 권영철, 권원태, 김금란, 김백조, 김소현, 김영동, 김영아, 김영태, 김영화  
김용준, 김지영, 김충기, 김태희, 남효원, 류상범, 류승란, 류정희, 류찬수, 문선욱  
박균명, 박기준, 박종서, 박지용, 박혜숙, 배균일, 백희정, 변영화, 부경은, 서애숙  
서장원, 송병현, 신기창, 신윤희, 신현철, 안명환, 안병숙, 엄영희, 오성남, 윤용훈  
윤원태, 윤홍주, 이 현, 이기영, 이영민, 이용섭, 이용희, 이현정, 임영권, 장세진  
장승배, 장호수, 전영신, 정관영, 정영선, 정준석, 정호근, 정효상, 조영숙, 조익현  
조천호, 조하만, 차은정, 차주완, 최영진, 최재천, 최준태, 최진경, 홍성길, 황병준  
황승언

위탁연구책임자 :

강인식, 권혁조, 김 준, 김영섭, 김인원,  
김호준, 류찬수, 손건태, 손병주, 오임상,  
이채욱, 임규호, 최 효



# 요 약 문

## I. 제 목

중규모 기상재해저감 기반기술 개발

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

### o 필요성

- 오늘날 전세계는 엘니뇨 등 이상기상으로 인한 기상재해로 큰 피해를 입고 있으며, 도시화, 산업화에 따라 그 피해 규모도 매년 급격히 증가하고 있는 추세임.
- 기상재해는 그 원인을 억제할 수 있는 인적재해와는 달리 그 발생 자체를 줄이기에는 현재의 과학기술로는 한계가 있어 사전 대응 조치를 통해 기상재해로 인한 피해를 경감시킬 필요가 있음.
- 이를 위해 기상재해를 유발하는 이상기상을 조기에 감시하고 예측하는 기술개발이 필요함.

### o 목적

- 현재 관측센서와 장비의 고도화 및 컴퓨터 성능이 급속히 발전함에 따라 기상재해 모델 정밀화 실현을 위한 기반 조성
- 위성을 이용한 전구규모의 기상재해 감시, 기상재해 예측, 산업 기상정보 생산, 장마집중감시 및 기상재해정보 전달 기술을 개발하여 기상재해를 획기적으로 저감할 수 있는 기상재해 감시 및 예측시스템을 구축하고자 함.

## III. 연구개발의 내용 및 범위

### o 기상재해 감시기술

- 위성을 이용한 강수 추정 및 해양기상요소 산출기술 개발

### o 기상재해 예측모델 개발

- 기온/강수량 장기에측모델 개발

- 초고속 기상모델 병렬화 및 클러스터를 이용한 지역규모 예측기술 개발
- 태풍진로 예측모델 및 태풍예보 전문가 시스템 개발
- 기상정보의 산업화 기술 개발
  - 도시기상 재해 예측을 위한 국지 기후 평가 기술 개발
  - 가용수자원 극대화를 위한 한반도 강수계의 구조 파악
  - 조석·파랑 등 해상기상정보 생산기술 개발
- 장마집중감시
  - 고층, 레이더, 플릭스 등 장마집중 관측 및 자료 D/B 구축
  - 장마집중관측자료 활용기술 개발
- 기상재해정보 전달기술 개발
  - 한국의 특보 기준 설정
  - 기상방송 형태연구 및 인터넷 기상방송 운영시스템 개발

#### IV. 연구개발결과

- 위성자료를 이용한 PMM<sup>1)</sup>, REG<sup>2)</sup>, 누적 히스토그램 대응법(AHMM)을 도입하여 강수강도 추정 기술을 개발하였으며, TRMM/PR<sup>3)</sup>에서 산출하는 강수형태, 강도, 층별 연직/단면 정보를 이용하여 집중호우의 특성을 분석하였다. 또한 강수강도 추정기법을 기반으로 단시간 강수 예측 기법을 개발하여 시험 중에 있으며, 개발된 강수강도 추정 기법을 현업화하여 한반도 여름철 강수 감시 및 예측에 활용하고 있다. 한편 위성을 이용한 한반도 주변 해역의 해수면 변동, 해면일사량 산출 및 북반구의 설방면적 변동 정보 등을 분석할 수 있는 기술을 개발하여 중장기 이상기상을 감시할 수 있는 기반을 조성하였다.
- CCA<sup>4)</sup>를 사용하여 한반도 지역에 대해 강수량과 기온에 대한 예보 실험 결과, 기온의 경우 늦겨울-초봄, 강수량의 경우 겨울철에 가장 좋은 예보율을 보여서 실제 활용가능성을 보여주었으나, 강수량과 기온 모두 여름철에 대해서는 거의 예측가능성이 없는 것으로 분석되었다. 본 실험 결과 극동아시아 지역에서는 상승경향에 의한 영향과 ENSO<sup>5)</sup>의 효과가 나타난다고 볼 수 있다. OCN<sup>6)</sup>을 이용한 한반도 월

1) PMM: Probability Matching Method

2) REG: Regression Method

3) TRMM/PR: Tropical Rainfall Measuring Mission/PR

4) CCA: Canonical Correlation Analysis

평균 기온의 장기예측의 결과, 여름철에는 OCN을 거의 사용할 수 없음을 알 수 있었다. 온도가 상승하는 경향을 보인 봄철에 주로 예보 속련도가 높게 나타났다. 이 결과는 한·중·일 장기예보 자문회의 등에 활용되고 있다.

- 정수형 MM5<sup>7)</sup>, METRI-meso<sup>8)</sup>를 병렬화 하여 중규모 모델의 계산속도를 향상시켰다. 1세대 클러스터의 개발 및 제주청 한라단시간 예측시스템에 적용하여 병렬 슈퍼컴 Cray T3E 보다 우수한 성능을 보였으며 현재 1일 4회(3km 해상도) 예측자료를 생산하여 실용성 및 안정성을 높게 평가받았다. 또한 전용 네트워크 장비를 사용한 지능형 관리기법과 예측 영역 분할에 따른 공유메모리방식 사용 기법을 도입하여 제주청 한라단시간 예측시스템을 1시간 전후로 계산 완료시킬 수 있는 진보된 2세대 클러스터를 개발하였다. 이는 1세대 클러스터보다 약 2.5배의 계산속도 향상을 가져왔다.
- 태풍 발달 단계와 각 태풍 모델들의 진로 오차의 바이어스를 고려한 분석 자료를 이용하여 앙상블 태풍 모델을 개발하였고 태풍분석도구인 TAPS-1<sup>9)</sup>을 개발하였다. 여기에는 현업에서 직접 사용할 수 있도록 태풍이 있을 때 유선/등풍속선, 각종 경로, 텍스트정보, 위성사진 등을 검토하여 client 창에서 분석자가 최종적인 패턴/구역/전이과정 에 대한 정보를 메뉴방식으로 입력할 수 있게 되었다. 한편 태풍의 이동에 대해 객관적 유형화 기준을 제시하였으며 이를 이용하여 상태종속모형을 기초로 하여 태풍진로 주변 기상장 요소들을 포함한 통계적 진로예측모형을 개발하는 등 기상청의 태풍 예측 능력을 향상시켰다.
- 상세한 기상정보 생산을 위해 고해상도의 미세 국지 기후 모델인 WiTraK<sup>10)</sup>과 MUKLIMO<sup>11)</sup>를 이용하여 서울시와 여의도 지역을 대상으로 시험 운영하였다. 이 모델들을 이용하여 서울시내 및 여의도 지역의 기류 흐름을 상세히 모의하였으며, 도시개발 등 인위적인 요인으로 인한 지표 거칠기 길이의 변동이 바람장에 미치는 영향 및

5) ENSO: Elnino and Southern Oscillation

6) OCN: Optimal Climatic Normal

7) MM5: The Fifth Generation of Mesoscale Model

8) METRI-meso: Meterological Research Institute-Meso Model

9) TAPS-1: Typhoon Analysis and Prediction System-version 1

10) WiTraK: Wind feld, Transport und Klimatologie Programm

11) MUKLIMO: Microscale Urban Klimate Model

경계층 오존 등 대기오염물질의 확산 정보를 확보하여 도시개발 계획에 활용될 것이다.

- 겨울철 중부지방 대설의 종관적 특성을 조사하기 위하여 EOF<sup>12)</sup>의 통계적 방법을 이용하여 한반도 대설지역을 5개 지역으로 구분하였으며, 지역별 강설시 종관특성을 분석하였다. 미국립 대기연구소(NCAR)의 Clark-Hall 구름모델을 도입하였으며, 1997년 12월 2일 사례에 대하여 수치모의를 실행하여 겨울철 대륙성 고기압의 확장시 따뜻한 해양에서 발달하는 강설의 구름 구조를 조사하였다.
- 실시간 해면 변화 감시체계 구축으로 이상해면 및 폭풍해일의 감시 및 예측이 가능하게 되었으며 TIPS<sup>13)</sup>는 기상연구소 실무자들에게 전수되어 실용성에 대한 검토를 받고 있다. 또한 파랑·조석·해일의 상호작용을 고려한 파랑/해일 예측모델을 개발하여 어민, 해운업에 해상기상재해 정보를 제공할 수 있게 되었다.
- 고층기상, 레이더, 접지 경계층 관측자료 생산 및 자료의 품질검사를 수행하였으며, 관측자료를 활용한 장마전선내 중규모 호우세포의 발달과 장마기의 대기경계층 특성 분석 연구를 수행하였다. GAME<sup>14)</sup> 자료센터와 연계하여 관측자료의 상호교환을 통하여 아시아의 장마 메카니즘 분석 및 예측모델 개발이 가능하게 되었다.
- 기상재해 정보의 최종적인 양식인 한국의 특보 기준을 한국의 기상특성 및 현업 운영면을 고려하여 정립하였으며 대중매체를 이용하여 효과적으로 기상재해 정보를 전달할 수 있는 인터넷기상방송 운영시스템을 개발할 수 있어 기상재해 정보를 원활히 제공함으로써 기상재해 저감에 기여할 것이다.

## V. 연구개발결과의 활용계획

- 이 사업에서 개발된 기술은 기상청에 현업화 또는 보조 자료로 활용할 수 있도록 개발되었고 현재 일부 기술은 이미 기상청 현업에 정기적으로 사용되고 있어 기상재해저감에 기여하고 있다.
- 위성자료를 이용한 강수량 추정기술, 중장기 기온/강수량모델, 클러스

12) EOF: Eigenvalue of Function

13) TIPS: Tidal Information and Prediction System

14) GAME: GEWEX Asian Monsoon Experiment

- 터를 이용한 병렬예측시스템, 태풍전문가시스템, TIPS를 통한 해상기상 정보제공 등 현재 기상청 현업에서 정기적으로 활용되고 있다.
- 중규모 기상재해 관련 업무 종사자의 요청시 현장에서 즉시 수행하여 재해예측자료를 생산할 수 있는 중규모 기상재해 예측시스템의 표준모델로서 활용하고 있으며, 지방기상청의 고유 수치예보 시스템 개발에 기술 이전할 예정이다(강릉지방기상청, 부산지방기상청의 2001년 연구개발내용에 반영).
  - 도시기상 재해 예측정보, 가용수자원 극대화를 위한 한반도 강수계의 구조 정보 등은 향후 도시 및 국토 개발계획 등에 활용될 것이다.
  - 한반도 주변해역의 연안역 국지 조석모델 운용시 필요한 개방경계 입력자료를 광역 조석모델을 이용하여 8개 분조에 대한 검증을 거쳐 산출하였으며, 향후 폭풍해일 예측연구에 중요한 기초 분석자료로 활용될 것이다.
  - 장마집중 관측자료는 장마 및 집중호우 분석과 예측 연구에 사용되어 향후 중규모 기상재해 예측모델 개발 등에 기반 자료로 활용될 것이며 관측 및 분석자료를 CD로 배포하여 기상청 외의 산·학·연의 공동 협력연구를 통하여 장마 형성 메카니즘 이해를 높이는데 활용될 것이다. 한편 국제 장마집중관측 프로그램과 자료교환을 통하여 아시아지역의 장마분석 및 예측모델 개발에 이용될 것이다.
  - 이 연구에서 제시된 호우특보 기준은 기상청의 특보 개선에 적극 활용될 수 있으며, 인터넷 기상방송 운영시스템은 타 방송 사이트에 적용이 가능하여 기상재해와 같이 속보성이 강한 뉴스를 전문적으로 취급하는 방송시스템 개발에 에 적용될 수 있을 것이다.

# SUMMARY

## I. Title

Development of fundamental technology for reducing meso-scale meteorological disasters

## II. Objectives

These days, mankind have suffered from natural disasters such as floods and droughts associated with abnormal meteorological/oceanic phenomena and local climate change due to industrialization. The goals of this study are to develop the technologies of the global-scale monitoring by satellite, early prediction, and efficient dissemination of meteorological disasters and to acquire the industrial meteorological information associated with the urban climate disaster and the Changma observational data

## III. Contents

- o Monitoring technology
  - Rainrate estimation using the meteorological satellite data
  - Estimation of the marine meteorological parameters using the satellite data
- o Prediction technology
  - Long-range forecast model for temperature and precipitation
  - Distributed and parallel clusters using fast PCs and high speed network
  - Model of typhoon track
- o Reproducing technology to industrial information from meteorological information,
  - Local climate assessment to predict the urban climate disaster
  - Investigation on synoptic scale pattern of heavy snowfall in the middle

- of Korea
- Tide and tidal currents in the adjacent seas of Korea
- o Korea Monsoon Experiment
  - Production of high resolution observation data which includes the upper-air, doppler meteorological radar, and flux observations during Intensive Observation Period
  - Development of application technology of IOP data
- o Technology of information transmission
  - Threshold values of heavy rain warning in Korea
  - Internet broadcasting operation system

#### IV. Results

- o The Probability Matching Methods(PMM), Regression Method (REG) and Accumulated Histogram Matching Method (AHMM) are developed to estimate rainrate using the GMS-5, SSM/I and TRMM satellite. Especially, the short term nowcasting algorithm based on cloud wind vectors by GMS-5 is developed and tested. We have studied the characteristics of heavy rainfall cases using the TRMM satellite and validated the rainrate estimated by TRMM Precipitation Radar(PR) by comparing with ground rain gauges and Automatic Weather Systems (AWS) over Korean Peninsula. The solar radiation, variation of sea surface height and snow cover over East Asia are also analyzed using the GMS-5 data. The developed PMM, AVHMM, REG methods are now operationally applied to monitor the rainfall passing through Korea.
- o Long-lead seasonal forecasts are applied for temperature and precipitation on Korean Peninsula and Japan by using CCA<sup>15)</sup>(Canonical Correlation Analysis). The results show the highest correlation coefficient in early spring (Feb-Mar-Apr) for monthly mean temperature and in early winter (Nov-Dec-Jan) for precipitation. But the skill for both in summer season shows no predictability. It can be inferred that the effect of warming trend and ENSO<sup>16)</sup> forcing is predominant in Far East. The forecasting

---

15) CCA: Canonical Correlation Analysis

skill of monthly mean temperature on Korea using Optimal Climate Normal (OCN<sup>17)</sup>) method is the highest in spring due to warming trend but forecast on monthly mean temperature during summer failed. These results are used for long-range forecast conference held together with Japan and China in every season. The neural network approach to forecast the long-term climate prediction system is suggested. Taking advantage of the ability of prediction of the neural network we show that the results of experiments produce good prediction results on precipitation prediction problems.

- o The distributed and parallel clusters using fast PCs and high speed network were implemented. First, the first generation of 16 PC cluster was built and have been used it for real-time operation at Cheju Regional Meteorological Office. Next, the second generation of 16 PC with dual CPUs cluster which was efficiently improved based on performance analysis of the first generation of cluster was We implemented the distributed and parallel clusters using fast PCs and high speed network. First, we built the first generation of 16 PC cluster and have used it for real-time operation at Cheju Regional Meteorological Office. Next, we built the second generation of 16 PC with dual CPUs cluster which was efficiently improved based on performance analysis of the first generation of cluster was built. The Computing platform is the first generation cluster, HANEUL, for Halla short-range prediction System. The Cluster HANEUL is an attempt to move a highly-computational task from an Cray T3E to a group of PCs running Linux. It is base on the 16 node Pentium II PCs (400 Mhz) and fast ethernet switch (100 Mpbs). And it works using MPI which stands for "Message-Passing Interface" and is a cross-platform method of inter-process communication. Further more the Cluster HANEUL is hi cost effective for regional meteorological office.
  
- o The first part of the TAPS<sup>18)</sup> has been developed. It utilizes a web

---

16) ENSO: Elnino and southern Oscillation

17) OCN: Optimal Climatic Normal

18) TAPS: Typhoon Analysis and Prediction System



browser as a interface. The user-friendly menu type let the person-on-duty determine the current status of the tropical cyclone in terms of the pattern/region/transition, which in turn will be used in the forecast mode, the second part of the TAPS. Classifying the tracks of typhoon: measuring the factors; classifying the tracks applying cluster analysis and discrimination analysis, and deriving the optimal discrimination standards. Estimating the tracks of typhoon: We can find that VAR(1)-based SDM<sup>19)</sup>'s are well fitted to most of all typhoons. Asymmetric circulation develops mainly by extracting kinetic energy from the symmetric circulation of the vortex through beta conversion and its intensity is proportional to the vortex size and the magnitude of total relative angular momentum. While the translation speed of vortex increases with the intensity of the asymmetric circulation, the direction of motion is determined by the rotation rate of the asymmetric circulation near the vortex center. Analysis of the stream function tendency equation shows similar roles of each term in the vortex motion regardless of different initial vortex structures.

- o In urbanization, land use change influences on thermodynamic and aerodynamic characteristics in a city. Since the modified air flow is related to negative urban effects like heat island, ventilation and air pollution in a city, urban climatic information must be considered in the decision-making process of the land use and environmental planning. Therefore, this study is stimulated to find the characteristics of micro-scale urban climate and urbanization impacts in Seoul. For the purpose of this study, local climate models, WiTraK and MUKLIMO are used, which are 3-dimensional wind field and transport field model and urban heat island is also studied in Seoul. The experiments show that the wind field in urban area is affected by topography, atmospheric stability and surface roughness. And it is also found that the flow patterns control the distribution of pollutant transport and the ozone production process inside the city. This study results will be used to find optimum climate condition for development of air quality in a city.

---

19) DSM: State-Dependent Model

- o To investigate synoptic scale pattern of heavy snowfall in the middle of Korea, the classification of snowfall climate regions of Korea based on snowfall observation data was carried out using rotate empirical orthogonal function analysis. Snowfall distributions were classified into 5 regions. Synoptic scale weather patterns were also analyzed to explain the occurrence of snowfall in each climatic region. NCAR Clark-Hall cloud scale resolvable model was introduced. To investigate the cloud structure of snowfall which was developed over the warm ocean during cold air outbreak in wintertime, this model was used in numerical simulation for 2 December 1997 snowfall case. Furthermore, characteristics of meso-scale cloud system were analyzed using vertical reflectivity data from X-band Doppler radar. These results will be utilized in water resource development.
  
- o The model tides of major 4 tidal constituents in the large area including the northwestern Pacific are compared the observed harmonic constants at 108 tide site. The tidal structures of major 4 tidal constituents in the Yellow, East China and East Sea was reproduced in large area model, showing a good agreement with previous tidal charts. Also, a real-time sea level and wave prediction along the western coast of Korea was studied by the wave, surge and tide prediction system which uses observed tidal data and a coupled wave-tide-surge model. Because the system uses both numerical model and observed data, the sea level of every points and spatial distribution of elevations and velocity can be calculated as well as the accuracy of prediction can be improved.
  
- o Korea Monsoon Experiment(KORMEX) largely consists of two parts for accurate prediction of heavy rainfall associated with Changma; Intensive observation and application study. The intensive observation carried out successfully during the Changma periods of both 1998 and 1999. Intensive upper-air observation experiment was performed at 4 additional upper-air stations every 6 hour during 10 days in the Changma period of 1998 and 1999 respectively in order to produce 3 dimensional upper-air

meteorological data such as height, pressure, temperature, dew point temperature, wind speed and direction. The flux measurement has made from the measurement tower of 30m height built at Kwangnung Arboretum within Chungbu Forest Experiment Station(CFES). The method used for flux measurement is the eddy covariance one. The eddy covariance system consists of three sensors that measure the fluctuations in vertical wind speed, air temperature, and water vapor density. The movable doppler meteorological radar in METRI was employed for radar observation during the Changma period. And Enterprise Doppler Graphic Environment (EDGE) data developed by KMA(Korea Meteorological Administration) was also used. In addition, for pre-processing of radar data, SPRINT(Sorted Position Radar Interpolation) and CEDRIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space) were performed. The composited reflectivity maps was analyzed. From the application studies of KORMEX IOP data, the developing mechanism of meso-scale convective systems along the Changma front and the characteristics of atmospheric mixed layer during the Changma period have been well understood. The KORMEX Data were collected from the intensive field upper-air observation, doppler radar, flux data and the enhanced *in situ* observation data. Report and CD of '97 KORMEX pilot experiment were produced. The intensive upper-air observation data were analyzed for the performance of data quality and the examination of data status. All of data stored in both METRI server and CD or Tape.

- o The existing threshold values of weather advisory and warning system were examined and new threshold values and criteria were suggested to reduce the extent of property damage and loss of lives. To optimize threshold rainfall values of heavy rain warning, cumulative probability of damages by 1, 3, 6, 12 and 24 hours maximum accumulative rainfall are analyzed. The result of the tests reveals that the set of values along with maximum curvature on the cumulative probability curves of damage marks the highest among six sets. The optimized rainfall values are 50 mm for 1 hour, 80 mm for 3 hours, 90 mm for 6 hours, 100 mm for 12

hours and 110 mm for 24 hours, respectively

## V. Application

- o Most of technology developed in this study have been applied in Korean Meteorological Administration and contributed to reduce natural disaster.
- o PMM, AVHMM, REG methods are now applied operationally to monitor the rainfall passed through the Korean peninsula.
- o The research on Network clustering suggests a new paradigm of the cluster implementation using various analysis of computation and inter-processor communication for the operational numerical weather prediction in Regional Meteorological Office.
- o The new version of the BATS<sup>20)</sup> model is now in operation of NWPD/KMA. Only the first part of the TAPS is now finished. Even the first part can be used in the forecast as a auxiliary tool to give a current status of the Typhoon center. The 10 year analyzed data will be used to build a statistical model or neural network model. Our quantitative criteria for clustering can be used to compare the another works about typhoon track. The SDM will be applied to another climate change pattern. The forecasting model including the environmental structure can be developed based on the SDM.
- o The study for the urban climate change due to land use is useful as the architectural design guideline in town planning. And this information will contribute to achieve better urban conditions and improve the quality of life.
- o KORMEX data will be reproduced into reanalysis data through the data assimilation system and be used to study the prediction and analysis of Changma.
- o Three criteria of heavy rains, 80 mm for 3 hours, 100 mm for 12 hours and 110 mm for 24 hours are recommended, respectively, as threshold values for operational purpose in Korea.

---

20) BATS: Barotropic Adaptive-grid Typhoon Simulation

# 목 차

요약문 .....	i
SUMMARY .....	vi
목차 .....	xiii
그림목차 .....	xvi
표목차 .....	1
제 1 장 서론 .....	1
제 2 장 국내외 기술개발 현황 .....	6
제 1 절 기상재해 감시기술 .....	6
제 2 절 기상재해 예측모델 기술 .....	6
제 3 절 기상정보의 산업화 기술 .....	8
제 4 절 장마집중감시 기술 .....	10
제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과 .....	12
제 1 절 위성자료를 이용한 강수 및 해양기상요소 산출 .....	12
1. 위성자료를 이용한 단시간 강수량 산출과 예측 .....	12
2. TRMM의 강수레이더의 특성 분석 및 정확성 검증 .....	82
3. 위성자료에 의한 해양기상요소의 변동 분석 .....	98
제 2 절 기온/강수량 장기예측모델 개발 .....	123
1. KMA와 JMA 중기역학예보의 오차특성 분석 .....	123
2. 기상연구소 기후모델의 진단 및 앙상블예보 실험 .....	139
3. CCA를 이용한 계절별 기온 및 강수량 예측성 .....	148
4. 열대태평양 해수면 온도의 장기 예측과 ENSO 역학연구 .....	178
5. 최적기후평군을 이용한 한반도 월별 평균 기온 예측 실험 .....	220
6. 신경망기법을 이용한 중장기 강수량 예측 .....	224
제 3 절 초고속 기상모델 병렬화 및 클러스터를 이용한 지역규모 예측 활용기술개발 .....	237
1. 기상수치모형의 초고속 병렬화 기법 .....	237
2. 중규모 기상수치모형의 병렬화 .....	253
3. 기상수치모형을 위한 클러스터의 구성 .....	259
제 4 절 태풍진로 예측모델 및 태풍예보 전문가 시스템 개발 .....	278
1. 순압 태풍모델 BATS의 개선 및 태풍진로예측 전문가시스템 개발 .....	278
2. 태풍진로 예측을 위한 통계적 모형 개발 .....	293

3. 순압 태풍 운동에서의 대칭 및 비대칭 순환의 역할 .....	316
4. 현업 태풍 예보 시스템의 개선 .....	335
5. 앙상블 태풍 진로 모형 개발 .....	340
6. 구름 미세 물리 모수화 방안에 대한 수치 실험 .....	343
7. 베타효과에 의한 태풍 비대칭 와동의 발달을 모사하기 위한 수치 방법	363
제 5 절 도시기상재해 예측을 위한 국지기후 평가 기술 개발 .....	367
1. 개요 .....	367
2. 국지기후모델(WiTraK)을 이용한 서울시 바람장 및 확산장 수치 실험	368
3. 미세국지기후모델(MUKLIMO)를 이용한 미세 바람장 및 확산장 수치 실험 .....	407
4. 서울시 도시 열섬효과 분석 .....	435
5. 결 론 .....	464
제 6 절 가용수자원 극대화를 위한 한반도 강수계의 구조 분석 .....	466
1. 한반도 대설특성 및 운물리에 관한 연구 .....	466
2. 한반도 전선성 강수계의 구조 분석 .....	510
제 7 절 조석·파랑 등 해상기상정보 생산기술 개발 .....	527
1. 조석 및 기상조건에 따른 실시간 해수면 예보체계 구축 .....	527
2. 조석정보 및 예측정보 표출 시스템 .....	534
3. 조석 수치모델 .....	558
4. 조석모델 결과 및 검증 .....	565
5. 파랑·조석·해일 예측시스템 .....	577
6. 파랑·조석·해일 혼합모델 .....	590
7. 1998년 8월 백중사리 기간의 적용 .....	594
제 8 절 장마집중 감시기술 .....	603
1. 지역집중야외고층관측 .....	603
2. 지상정밀관측 .....	636
3. 기상레이더 관측 .....	659
4. 관측자료 활용연구 .....	689
5. 자료 관리 및 처리 .....	755
제 9 절 인터넷 기상방송형태 연구 및 인터넷기상방송 운영시스템 개발 .....	817
1. 기상방송의 역사 .....	817
2. 현재 기상방송 메커니즘 .....	824
3. 기상방송이 국민의 생활에 미치는 영향에 대한 고찰 .....	830

4. 인터넷 방송 운영 시스템 .....	843
제 10 절 한국의 특보 기준 설정 .....	846
1. 기상특보의 개념 .....	846
2. 세계 각국의 기상특보 기준 .....	847
3. 우리나라에서 발표한 기상특보의 분석 .....	860
4. 우리나라의 호우와 그 피해 .....	863
5. 호우특보의 새 기준 설정 .....	873
6. 소 결론 .....	889
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 .....	891
제 1 절 기상재해 감시기술 .....	891
제 2 절 기상재해 예측 기술 .....	892
제 3 절 기상정보의 산업화 기술 개발 .....	893
제 4 절 장마집중감시 연구 .....	894
제 5 절 기상재해정보 전달 기술 .....	896
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	898
제 6 장 참고문헌 .....	901

## 그 립 목 차

Fig. 1.1.1 The final goal and contents of this project. ....	4
Fig. 3.1.1 Process of developing PMM algorithm. ....	14
Fig. 3.1.2 Scatter diagrams of rain pixels for July 1996. (a) TB11 versus SSM/I rain rate. (b) TB11 versus TB11-6.7. ....	15
Fig. 3.1.3 Cumulative distribution functions of TB11, TB11-6.7 , SSM/I rain rate .....	17
Fig. 3.1.4 (a) Regression of probability distribution matching of TB11 versus SSM/I rain rate. (b) Same as (a) except for TB11-6.7 versus SSM/I rain rate. ....	18
Fig. 3.1.5 Flow charts of rain rate estimation algorithms based on satellite infrared data. (a) PMM1 (b) PMM2. ....	22
Fig. 3.1.6 AWS measurement stations. The stations are marked with dots. ....	26
Fig. 3.1.7 Scatter diagrams of satellite-estimated versus AWS rainfall for regional mean. ....	29
Fig. 3.1.8 Scatter diagrams of satellite-estimated versus AWS rainfall for daily mean. ....	30
Fig. 3.1.9 Flowchart of PMM3 algorithm. ....	32
Fig. 3.1.10 Regressions of convective, mixed and stratiform rainfall. ....	32
Fig. 3.1.11 Scatter diagrams of satellite-estimated versus AWS rainfall for pixel average. ....	34
Fig. 3.1.12 GMS-5 TB11 (11 $\mu$ m) image for 1530 UTC on 31 July , used for rain rate estimation. ....	36
Fig. 3.1.13 Rain rate measured by AWS for 1530 UTC on 31 July. ....	37
Fig. 3.1.14 Rain rate estimated by PMM1 for 1530 UTC on 31 July. ....	37
Fig. 3.1.15 Rain rate estimated by PMM2 for 1530 UTC on 31 July. ....	38
Fig. 3.1.16 Rain rate estimated by PMM3 for 1530 UTC on 31 July. ....	38
Fig. 3.1.17 Rain rate estimated by LUT for 1530 UTC on 31 July. ....	39
Fig. 3.1.18 Rain rate estimated by CST for 1530 UTC on 31 July. ....	39
Fig. 3.1.19 Rain rate estimated by NAWT for 1530 UTC on 31 July. ....	40
Fig. 3.1.20 Rain rate estimated by ARKT for 1530 UTC on 31 July. Magnitudes are 3 mm/hr everywhere. ....	40



Fig. 3.1.21 The time series of rain rate over Mt. Chiri from 00 UTC, 31 July for 15 UTC, 1 August 1998. ....	42
Fig. 3.1.22 The Scattering diagram of the AWS observed rainfall amount versus TBI observed from GMS-5. ....	45
Fig. 3.1.23 The rainrate estimated by PMM(b) and REG(c) method at 1500UTC on 31 July,1998. a) is the real rainfall distribution from AWS. Heavy rainfall occurred around Mt. Giri. ....	45
Fig. 3.1.24 The used area observed by 5 radars over Japan. ....	46
Fig. 3.1.25 The rainrate estimated by REG method with a) AWS over Korea and b) Radar over Japan at 12 UTC on 17 Sep. 1998. ....	47
Fig. 3.1.26 The time series of correlation coefficient of AWS and Radar with estimated rainrate by multiple REG method using the 5 radar data over Japan. ....	48
Fig. 3.1.27 a) and b) represent the time series of RMS error and mean error. Solid and dot line represent for the case of Radar over Japan and AWS over Korea, respectively. ....	50
Fig. 3.1.28 The block diagram of the overall processing flow. ....	52
Fig. 3.1.29 The scheme of subdividing the globe into 15-degree boxes. The 15-degree boxes are spaced every 5-degree apart. ....	54
Fig. 3.1.30 The Image of AHMM rain rate estimation for 07UTC on 22 July 2000. ....	56
Fig. 3.1.31 The Image of AWS rain rate observation for 07UTC on 22 July 2000. ....	56
Fig. 3.1.32 Schematics of triple grid system for GEO IR Nowcasting and search area. ....	62
Fig. 3.1.33 Examples of raw histogram, smooth histogram, and Gamma function pdfs used for EBBTs in probability matching process. Top panel presents ocean case while bottom panel presents land case from original GMS-5/SSM/I paired pixel dataset over Korean Peninsula region. ....	66
Fig. 3.1.34 Example of lognormal pdf fit to RR histogram from GMS-5/SSM/I paired pixel ocean dataset over Korean Peninsula region. ....	68
Fig. 3.1.35 Normalized frequency distributions for ocean (left panels) and land (right panels) using RHM, SHM, and FM algorithms applied to 0715 UTC	

GOES-8 IR image for Caribbean Basin on 1 April 1998. Bin interval is 2.5 mm hr <sup>-1</sup> . .....	69
Fig. 3.1.36 Final EBBT-RR mapping rules for ocean and land based on SHM algorithm. ....	70
Fig. 3.1.37 a. Filtered CMW field and EBBT tendencies derived from the two IR images. In middle panel, arrows indicate CMW vector directions, sizes of attached circles indicate CMW vector magnitudes, and cross, open, or filled patterns within circles indicate negative, near-zero, or positive EBBT tendencies. ....	75
Fig. 3.1.37 b. Left panels show 1-, 2-, and 3-hour cloud-rain area forecasts from conditions shown in Fig. 3.2.1.6, while right panels show verification images at 1730, 1830, and 1930 UTC. RESS, FAR, and RISS skill scores are indicated numerically between pairs of forecast and verification panels. ....	76
Fig. 3.1.38 Ensemble-averaged RESS, FAR, and RISS skill score comparisons out to 3-hour forecasts used to evaluate four advection techniques. ....	79
Fig. 3.1.39 The structure of the TRMM satellite. ....	82
Fig. 3.1.40 The enhanced IR 1 images of GMS-5, rain type flag and hight of storm top measured from TRMM for a) Giri Mt. heavy rainfall and b) '98 9th Typhoon Yanni Cases. In the rain type flag, the numbers indicate as follows : 10, 11 ; stratiform certain, 12; probably stratiform, 13; maybe stratiform, 20, 21, 22 ; convective certain, 23 ; probably convective, 24, 25 ; maybe convective and 30; others. ....	86
Fig. 3.1.41 The enhanced IR images of GMS-5, near surface rainrate(mm/hr) from TRMM/PR and AWS rainrate. ....	87
Fig. 3.1.42 The comparison of the rainrate distribution according to the rain amount between TRMM/PR and AWS measurements. ....	87
Fig. 3.1.43 The vertical structure and horizontal cross-section of rainrate derived from PR for the cases of heavy rainfall. ....	88
Fig. 3.1.44 The small box indicates the studied area. The black points are reproduced data gridded by 0.5° × 0.5° . ....	91
Fig. 3.1.45 The monthly scatter diagrams of rainrate estimated by PR and AWS from June to September on 1998. ....	96
Fig. 3.1.46 The results of the ground validation over the Korean Peninsula(a)	

and over Japan(b) on June, 1998. ....	97
Fig. 3.1.47 Positions of JMA Pyranometer around Japan Peninsular. ....	99
Fig. 3.1.48 Hourly fields of the solar radiation around East Asia. (a) GMS satellite imagery (b) Calculated sea surface solar radiation from the GMS imagery at 15th August 1997. ....	101
Fig. 3.1.49 Definition of 3 regions around Korean Peninsular. ....	102
Fig. 3.1.50 Time series of the 3-hourly solar radiation on the 3 regions from Jan. 1997 to Dec. 1997. ....	102
Fig. 3.1.51 Schematic map shows the East Asia region. Area A represents the Yellow Sea, Area B the East Sea, Area C the Japan Sea and Area D the North Pacific Sea, respectively. ....	107
Fig. 3.1.52 Variations of sea surface around east Asia sea from oct. 1993 to June 1998. ....	107
Fig. 3.1.53 Sea level anomaly in (a) Summer, (b) Winter and (c) Summer –Winter difference. ....	108
Fig. 3.1.54 Trends of mean sea level anomaly. ....	109
Fig. 3.1.55 Trends of mean sea level anomaly of each area (a) area A (b) area B (c) area C (d) area D. ....	109
Fig. 3.3.56 Interannual variability of Northern snow cover extent anomalies. ...	114
Fig. 3.1.57 Interannual variability of Eurasian snow cover extent anomalies. ...	115
Fig. 3.1.58 Annual variation of snow cover and sea ice extent in 1990. ....	116
Fig. 3.1.59 Correlation coefficients between (a) Northern snow cover extent and mean sea level pressure, and (b) Northern snow cover extent and 1000hPa temperature for the period 1972~95. ....	118
Fig. 3.1.60 Correlation coefficients between (a) DJFM Northern snow cover extent and DJFM mean sea level pressure, and (b) DJFM Northern snow cover extent and DJFM 1000hPa temperature for the period 1972~95. ....	118
Fig. 3.1.61 Correlation coefficients between (a) DJFM Eurasian snow cover extent and JJAS 1000hPa temperature , and (b) JJAS Eurasian snow cover extent and JJAS 1000hPa temperature for the period 1972~95. ....	120
Fig. 3.1.62 Correlation coefficients between (a) DJFM Eurasian snow cover extent and JJAS total precipitation rate , and (b) JJAS Eurasian snow cover extent and JJAS total precipitation for the period 1972~95. ....	120

Fig. 3.1.63 Correlation coefficients between (a) JJA South Korea precipitation and MAR 500hPa geopotential Hight, and (b) JJAS South Korea precipitation and APR 500hPa geopotential hight for the period 1981~90. ....	121
Fig. 3.2.1 Distribution of temperature bias on 850 hPa level averaged for March-May 1998(calculated from KMA and JMA analysis). ....	128
Fig. 3.2.2 Distribution of RMSE of temperature on 850 hPa level averaged for March-May 1998 (calculated from KMA and JMA analysis). ....	128
Fig. 3.2.3 Cross section of u-wind calculated from (a) KMA and (b) JMA analysis. (c) is difference between (a) and (b). The values are averaged for March-May 1998. ....	129
Fig. 3.2.4 As in Fig. 3.2.3 except for temperature. ....	130
Fig. 3.2.5 Geopotential height anomaly correlation on 500 hPa level of KMA and JMA forecast model. Dotted line indicates KMA model and solid line is for JMA model. ....	131
Fig. 3.2.6 Time series of geopotential height anomaly correlation on 500 hPa level for JMA forecast model. Forecast time is from 24hour to 192 for the area (a) (20-90oN, 0-180oE), and (b) the area 20-90oN in northern hemisphere. ....	133
Fig. 3.2.7 As in Fig. 2.1.6 except for KMA forecast model. ....	134
Fig. 3.2.8 Comparison of systematic and random error of KMA and JMA forecast model. ....	135
Fig. 3.2.9 Comparison of EOF modes of 500 hPa geopotential height, calculated from KMA and JMA analysis (averaged for March to May 1998). ....	136
Fig. 3.2.10 As in Fig. 3.1.9 except for 72-hour forecasted 500 hPa geopotential height. ....	136
Fig. 3.2.11 As in Fig. 2.1.10 except for 120-hour forecasted 500 hPa geopotential height. ....	137
Fig. 3.2.12 Combination of SAS and METRI-AGCM.. ....	140
Fig. 3.2.13 Comparison of SAS and MAS. ....	142
Fig. 3.2.14 Flow chart of initialization process using observation data. ....	144
Fig. 3.2.15 Forecasted anomaly fields of 850, 500, 200hPa geopotential height in September, October, and November. ....	146
Fig. 3.2.16 Same as Fig. 2.1.4 but for monthly mean precipitation and OLR. ...	147

Fig. 3.2.17 Schematic illustration of the production of the CCA products. The left(right) side shows processes involving predictors(predictands) and the middle shows processes involving both. Rectangles with a "P" to the side denote processing steps; all other rectangles denote bodies of data. Matrix calculations are implied when two arrows merge into one. From top to bottom the flow chart shows the raw data and its preprocessing..	149
Fig. 3.2.18 Geographical distribution of the different predictor and predictand fields. (a) surface air temperature (T) at 51 stations in East Asia. (b) Sea surface temperature (SST) values at 71 grid points in and adjacent to Korea and Japan. (c) quasi-global SST values at 235 grid points as represented by the average SST value in 10° lat by 10° long boxes. (d) 700-hPa geopotential height values at 358 grid points.	150
Fig. 3.2.19 Graphical illustration of the temporal configuration of the predictor and predictand periods. Each of the predictor and predictand periods is 3-months long (a season). Four non-overlapping contiguous predictor periods (TOR1-TOR4) are followed by a lead time and then a single predictand period (AND).	151
Fig. 3.2.20 The area average cross-validated anomaly correlation coefficient for forecasts of surface air temperature. The target season is on the abscissa and the forecast lead time is on the ordinate.	154
Fig. 3.2.21 Geographical distribution of CCA skill in forecasting 3-month mean surface temperature at 1-month lead with double-weighted SST predictors for several 3-month mean period.	155
Fig. 3.2.22 SST predictor CCA loadings for mode (a) 1, (b) 2 for prediction Feb-Mar-Apr surface temperature at 1-month lead.	158
Fig. 3.2.23 As in Fig. 3.2.22 except for 700 hPa predictor loadings pattern. Lowest point in the picture denotes 180oE.	159
Fig. 3.2.24 As in Fig. 3.2.22 except for surface temperature predictor loadings.	159
Fig. 3.2.25 As in Fig. 3.2.22 except for surface temperature predictand loadings.	160
Fig. 3.2.26 The canonical component time series for mode 1 for the prediction of Feb-Mar-Apr surface temperature.	160
Fig. 3.2.27 As in Fig. 3.2.22 except for CCA forecasts with Exp. A including	

detrending. ....	161
Fig. 3.2.28 As in Fig. 3.2.26 except for CCA forecasts with Exp. A including detrending. ....	161
Fig. 3.2.29 As in Fig. 3.2.20 except for 3-month total precipitation. ....	163
Fig. 3.2.30 As in Fig. 3.2.21 except for CCA forecast of 3-month total precipitation for Nov-Dec-Jan. ....	163
Fig. 3.2.31 The area average cross-validated ACC for forecasts of precipitation with 700hPa height and streamfunction(upper) and SST and streamfunction (lower) as predictor. ....	167
Fig 3.2.32 Geographical distribution of CCA skill in forecasting 3-month mean precipitation at 1-month lead for Nov-Dec-Jan period. ....	168
Fig. 3.2.33 SST predictor CCA loadings for mode a) 1, b) 2, and c) 3 for prediction Nov-Dec-Jan precipitation at 1-month lead. ....	169
Fig. 3.2.34 As in Fig. 3.2.33 except for precipitation predictand loadings. Solid lines indicate positive value, and dotted line negative. ....	173
Fig. 3.2.35 The canonical component predictor time series for mode 1, 2 and 3 for the prediction of Nov-Dec-Jan precipitation. ....	174
Fig. 3.2.36 Example of the operational seasonal forecast for a)temperature and b)precipitation. ....	176
Fig. 3.2.37 Variations of the convergence of meridional current $-[v]_y$ and the net zonal flux at the boundaries $(uW-uE)/L$ and the sum of two terms for one cycle at the equator. The phase zero indicates the mature phase of warm SST .....	181
Fig. 3.2.38 (a) Observed time series of tropical-mean sea level and SST and the difference of tropical-mean sea level at the western and eastern boundaries. The tropical mean is obtained by the average between 10 °S and 10 °N. (b) As in (a) except the reconstructed time series of multi-channel singular spectrum analysis. ....	182
Fig.3.2.39 (a) First eigenvector of observed zonal-mean SST obtained using the extended empirical orthogonal function with lags from -30 to +30 months. (b) As in (a) except the observed zonal-mean meridional current. Unit is arbitrary. ....	182
Fig. 3.2.40 The annual variation of the monthly mean thermocline depth (20°C	

isotherm) at the equator. The deviation from the annual mean value is plotted. Negative values are shaded. Contour interval is 5m. ....186

Fig. 3.2.41 1000 months time series of NINO3 SST anomaly simulated by the standard ICM (dashed line) and the improved ICM (solid). ....186

Fig. 3.2.42 Correlation between the forecasted NINO3 SSTA and observation as a function of forecast leading time. The dashed line and opened circle indicates the correlation for the period of 1972-1985 and the solid line and closed circle indicates the correlation for the period of 1986-1992. Thinner and thicker lines are for the forecast using the method of Cane et al. (1986). and Chen et al. (1995)'s method, respectively. ....189

Fig. 3.2.43 As in Fig. 3.2.42 except that the thinner and thicker lines are for the Chen et al. (1995)'s method and the new method, respectively. ....189

Fig. 3.2.44 As in Fig. 3.2.42 except that the thinner and thicker lines are for the standard model with the 1-2-1 filtered initial condition and the improved model, respectively. ....191

Fig. 3.2.45 Variation of forecast skill of the 6 and 12 month forecasts. The value is the correlation between the forecast and observed NINO3 SST anomaly for the 6 years centered at the reference time. The dashed and solid lines are for the 6 solid 12 month forecasts. respectively. ....191

Fig. 3.2.46 NINO3 SST anomalies for the period from Jan 1996 to Jan 2000. The Thick line denotes observation and the thin lines denote the forecasts for a 24 month period. Each of forecast is separated by two months. ....192

Fig. 3.2.47 Time series of forecasted NINO3 SSTA for the forecast starts from Jan. 1997 (a) and Jan. 1998 (b). The dashed lines are original forecast and the solid lines are the forecasts corrected by the averaged error for El-Nino growing and decaying phases, respectively. ....193

Fig. 3.2.48 Distribution of the forecast of tropical Pacific SST anomalies. SST anomaly of May, Jun, and July is identical to observation. The forecasts of other months are corrected based on the composite of the errors for May, Jun, and July. The contour interval is 0.5°C and negative values are shaded. See details in text. ....195

Fig. 3.2.49 Vertical structure and principal variables of atmosphere model. ....198

Fig. 3.2.50 Forecasts of Nino3 Index for present forecast model. Each forecast

trajectory (thin curve) is 12 months long, starting from the beginning of each month. The thick curve is the time series of observed SST anomalies. .....	204
Fig. 3.2.51 Correlation between predicted and observed tropical Pacific SST Anomalies at (a) 6 month lead time and (b) 12 month lead time. The period used for calculation is from 1980 to 1997. ....	204
Fig. 3.2.52 (a) Observed time series of mean sea level height. Solid line is at 3S-3N, dashed line is at 6S-12S, and dotted line is at 6N-12. (b) As in (a) except the reconstructed time series of multi-channel singular spectrum analysis. And thick solid line is NINO3 Index. ....	206
Fig. 3.2.53 Variations of the convergence of meridional current $-[v]_y$ and the net zonal flux at the boundaries $(uE-uW)/L$ and the sum of two terms for on cycle at the equator. The phase zero indicates the mature phase of warm SST. ....	208
Fig. 3.2.54 (a) First eigenvector of observed zonal-mean SST obtained using the extended empirical orthogonal function with lags from -30 to +30 months. (b) As in (a) except the Observed zonal-mean meridional current. Unit is arbitrary. ....	210
Fig. 3.2.55 Time-longitude section of LCOA between NINO3 SST and advection term of SST Equation. LCOA indicates the lag covariance divided by the standard deviation of the NINO3 SST anomaly. ....	212
Fig. 3.2.56 Horizontal distribution of each term in the SST equation for the mature phase of El Nino. ....	213
Fig. 3.2.57 Longitude-time sections of LCOV between NINO3 SST and the terms of SST advection by climatological mean current, split into the flux (a,c, and e) and mass convergence terms(b,d, and f). ....	215
Fig. 3.2.58 Schematic diagram of the heat flux balance for the mature phase of El Nino. The SST warming by the vertical flux (two unit) is balanced by the sum of the meridional flux (one unit) and surface cooling (one unit). ....	216
Fig. 3.2.59 Distribution of first EOF eigenvector and the associated time series of SST anomaly simulated by the Cane and Zebiak model after modifying the meridional thermal flux term by the mean meridional currents. (a),(b), and (c) are for the term with a multiplication factor of 0.5,1.0,1.5,	



respectively. The model is integrated for 100 years and last 70 year data is used for the EOF analysis. ....	217
Fig. 3.2.60. Correlation as a function of averaging period $k$ in Seoul. Solid line is for May temperature and dotted line is for August temperature. ....	223
Fig. 3.2.61 The time series of monthly mean temperature of May in Seoul. Solid line is for observed values. Dashed line is for 18-year moving averaged values and dotted line is for WMO 30-year mean values. ....	223
Fig. 3.2.62 Topology of the FIR Networks. ....	226
Fig. 3.2.63 Filter Structure of the Proposed Neural Network. ....	228
Fig. 3.2.64 Experimental results using the FIR Networks for monthly precipitation (Seoul, 1998). ....	234
Fig. 3.2.65 Experimental results using the proposed model ....	235
Fig. 3.2.66 Experimental results using the FIR Networks. ....	235
Fig. 3.2.67 Experimental results using the proposed model. ....	236
Fig. 3.3.1 Horizontal decomposition of 3-D data in Hydrostatic Parallel MM5. ....	254
Fig. 3.3.2 Index transform for RSL. ....	255
Fig. 3.3.3 Schematic representation of the development of Parallel MM5. ....	256
Fig. 3.3.4 Communication for the variable $b$ . ....	256
Fig. 3.3.5 Synchronization of communication points. ....	257
Fig. 3.3.6 An example of index transform for RSL. ....	258
Fig. 3.3.7 Structure of hydrostatic parallel MM5. ....	258
Fig. 3.3.8 Structure diagram for the 1st generation cluster. ....	263
Fig. 3.3.9 The 1st generation cluster in Cheju Regional Meteorological Office. a) Font view of the cluster, b) switch and c) rear side view. ....	264
Fig. 3.3.10 Runtime results for IBM SP-1, Cray T3e and PC-cluster. ....	265
Fig. 3.3.11 An example of load balancing analysis. ....	266
Fig. 3.3.12 Load balance of $2 \times 2$ and $4 \times 4$ case for IBM SP-1, Cray T3e and PC-cluster. ....	267
Fig. 3.3.13 Communication variance of (a) $2 \times 2$ and (b) $4 \times 4$ for Cray T3E and PC-cluster. ....	268
Fig. 3.3.14 Overlap between communication and computation time for Cray T3E and PC-cluster. ....	269
Fig. 3.3.15 Domain of Halla Short Range Prediction System. ....	270

Fig. 3.3.16 Time schedule of Halla Short Range Prediction System (HSRPS) under the 1st generation Cluster. ....	271
Fig. 3.3.17 Benchmark of a) Wall clock time and b) scability using Ethernet. Myrinet DMP Cluster and Myrinet SMP Cluster (dual processor for each node) with MPICH and 'MPICH over GM'. ....	274
Fig. 3.3.18 Same as Fig. 3.3.16a except wall clock time prediction of Myrinet DMP using 32 CPUs. ....	275
Fig. 3.3.19 Cluster usage statistics base on Web. ....	277
Fig 3.4.1 Grid distribution for the new area equidistribution method. ....	280
Fig 3.4.2 S pattern and the associated regions. ....	283
Fig 3.4.3 Poleward pattern and the associated regions. ....	283
Fig 3.4.4 Satellite image of 1999080503 showing the monsoon gyre. ....	284
Fig 3.4.5 G pattern and the associated regions. ....	285
Fig 3.4.6 M pattern and the associated regions. ....	285
Fig 3.4.7 S/DR changes to P/PO through RMT(Ridge Modulation by TC) .....	286
Fig 3.4.8 Reverse Trough Formation. ....	286
Fig 3.4.9 Indirect TC interaction on Eastern TC (ITIE). ....	287
Fig 3.4.10 Indirect TC Interaction on Western TC. ....	287
Fig 3.4.11 TAPS initial. ....	289
Fig 3.4.12 TAPS analysis (t=1994071506). ....	290
Fig 3.4.13 TAPS analysis (t=1994071706). ....	291
Fig 3.4.14 (a) Binary TC motions (b) Relative centroid motions. ....	292
Fig 3.4.15 Upper panel of TAPS showing the recurvature of WALT. ....	292
Fig 3.4.16 The lower right panel of TAPS showing a manual function. ....	293
Fig 3.4.17 Classification results of 14 recurving Typhoon types. ....	297
Fig 3.4.18 Classification results of 10 nonrecurving Typhoon types. ....	298
Fig 3.4.19 Coefficient Functions of Estimated Model for A1. ....	307
Fig 3.4.20 Coefficient Functions of Estimated Model for A2. ....	307
Fig 3.4.21 Coefficient Functions of Estimated Model for A3. ....	308
Fig 3.4.22 Coefficient Functions of Estimated Model for A4. ....	308
Fig 3.4.23 Coefficient Functions of Estimated Model for A5. ....	308
Fig 3.4.24 Coefficient Functions of Estimated Model for A6. ....	309
Fig 3.4.25 Coefficient Functions of Estimated Model for A7. ....	309

Fig 3.4.26 Coefficient Functions of Estimated Model for A8. ....	310
Fig 3.4.27 Coefficient Functions of Estimated Model for A9. ....	310
Fig 3.4.28 Coefficient Functions of Estimated Model for A10. ....	310
Fig 3.4.29 Coefficient Functions of Estimated Model for A11. ....	311
Fig 3.4.30 Coefficient Functions of Estimated Model for A12. ....	311
Fig 3.4.31 Coefficient Functions of Estimated Model for A13. ....	311
Fig 3.4.32 Coefficient Functions of Estimated Model for A14. ....	312
Fig 3.4.33 Coefficient Functions of Estimated Model for B1. ....	312
Fig 3.4.34 Coefficient Functions of Estimated Model for B2. ....	312
Fig 3.4.35 Coefficient Functions of Estimated Model for B3. ....	313
Fig 3.4.36 Coefficient Functions of Estimated Model for B4. ....	313
Fig 3.4.37 Coefficient Functions of Estimated Model for B5. ....	313
Fig 3.4.38 Coefficient Functions of Estimated Model for B6. ....	314
Fig 3.4.39 Coefficient Functions of Estimated Model for B7. ....	314
Fig 3.4.40 Coefficient Functions of Estimated Model for B8. ....	314
Fig 3.4.41 Coefficient Functions of Estimated Model for B9. ....	315
Fig 3.4.42 Coefficient Functions of Estimated Model for B10. ....	315
Fig 3.4.43 Typhoon track estimation. ....	316
Fig 3.4.45 The evolution of azimuthally-averaged tangential wind for the control experiment. ....	320
Fig 3.4.46 The evolution of the asymmetric streamfunction for the control experiment. The plotting domain size is 6000 km × 6000 km centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The contour interval is 5×10 <sup>5</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> . ....	321
Fig 3.4.47 The time variations of the maximum amplitude of the cyclonic beta gyre to the west of the vortex center(left panel) and the vortex translation speed (right panel). ....	323
Fig 3.4.48 The time variations of magnitudes (left panel) and directions (right panel) of the vortex motion vector and the ventilation flow vector for the control experiment. ....	324
Fig.3.4.49 Contribution to the total streamfunction tendency due to SVAF (symmetric vorticity advection by the asymmetric flow) for the control experiment. The plotting domain size is 3200 km × 3200 km centered on	

the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time.	
The contour interval is $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .	325
Fig 3.4.50 The same as in Fig 3.4.49 except for AVSF (asymmetric vorticity advection by the symmetric flow). The contour interval in (a)-(c) is $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ and the contour interval in (d)-(i) is $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .	326
Fig 3.4.51 The same as in Fig 3.4.49 except for PVSF (planetary vorticity advection by the symmetric flow). The contour interval is $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .	327
Fig 3.4.52 The same as in Fig 3.4.49 except for PVAF (planetary vorticity advection by the asymmetric flow). The contour interval is $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .	328
Fig 3.4.53 The tracks (left panel) and speeds (right panel) of vortices during 144 hours for cases a, b, and control experiment.	329
Fig 3.4.54 The evolutions of the asymmetric streamfunction for case a (top row), control experiment (middle row), and case b (bottom row). The plotting domain size is $6000 \text{ km} \times 6000 \text{ km}$ centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The actual contour interval is $2 \times 10^5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .	330
Fig 3.4.55 The tracks (left panel) and speeds (right panel) of vortices during 144 hours for cases c, d, and control experiment.	331
Fig 3.4.56 The evolutions of the asymmetric streamfunction for case c (upper row) and case d (lower row). The plotting domain size and the contour interval are the same as in Fig 3.4.44.	331
Fig 3.4.57 The tracks (left panel), and the vortex motion speeds (middle panel)	333
Fig 3.4.58 The evolution of the asymmetric streamfunction field in the case of $\omega = -4.83 \text{ ms}^{-1}$ . The plotting domain size is $6000 \text{ km} \times 6000 \text{ km}$ centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The actual contour interval is $1.5 \times 10^5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .	334
Fig. 3.4.59 Mean track error from GFDK, BATS, GDAPS, and MM5/KMA.	337
Fig. 3.4.60 Vortex position predicted position in typhoon models and best track (a) 20 September and (b) 23 September.	338
Fig. 3.4.61 Elapsed time from platforms for 72 hours forecast of GFDK.	339
Fig. 3.4.62 The evolution of terminal velocity for Kessler's and Lee's scheme.	349

Fig. 3.4.63 The evolution of precipitation intensity for the three parameterization schemes. Thin dashed line shows the result of model run with integration time interval 400 seconds and thick dashed line with 40 seconds. ....	350
Fig. 3.4.64 Vertical profile of cloud water content with vertical resolutions for (a) Kessler, (b) Lee, and (c) Sundqvist. ....	351
Fig. 3.4.65 Cloud water path for different schemes, plotted against vertical resolutions. ....	352
Fig. 3.4.66 Temporal variation of precipitation intensity for (a) Kessler, (b) Lee and (c) Sudqvist scheme, plotted against vertical resolutions. ....	353
Fig. 3.4.67 Precipitation intensity for different schemes, plotted against vertical resolutions. ....	354
Fig. 3.4.68 Elapsed time to reach steady-state for three parameterization schemes, plotted against vertical resolutions. ....	354
Fig. 3.4.69 Evolution of cloud water/humidity deficit profiles (a) Kessler, (b) Lee, and (c) Sudqvist scheme. ....	356
Fig. 3.4.70 Time series of (left) model state variables and (right) microphysical processes for (a) Kessler, (b) Lee and (c) Sunqvist scheme. PI, CWP, and RWP indicate precipitation intensity, cloud and rain water path, respectively. CC, EP, AC, and RP are accretion, evaporation, autoconversion, and release of precipitation, respectively. ....	357
Fig. 3.4.71 Steady state distributions of cloud water content in experiments for Sundqvist scheme. ....	358
Fig. 3.4.72 The evolution of (a) cloud water path and (b) precipitation intensity in model runs with experiments for Sundqvist scheme. ....	360
Fig. 3.4.73 (a) Vertical profiles of the prescribed temperature, condensation rate, ice probability and vertical velocity of experiment for Sundqvist scheme. The profiles of cloud, total precipitation and snow intensity at (b) 2000sec and (c) 5000sec. ....	361
Fig. 3.4.74 The evolution of precipitation intensity and cloud water path for Sundqvist scheme. ....	362
Fig. 3.4.75 Evolution of (a) vortex drift speed and (b) drift direction. ....	365
Fig. 3.4.76 Height for initial, 24 and 48 forecast times (a) Finite volume. ....	366
Fig. 3.5.1 Topography(a) and land use(b) in the model area of Seoul. ....	372

Fig. 3.5.2 Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 15 minutes, b) 30 minutes, c) 45 minutes and d) 60 minutes after emission, respectively. Simulation is for January, 1999, in Seoul. ....	375
Fig. 3.5.3 Distribution of the wind ratio ( $U/U_0$ ) due to a) landuse effect and b) topography effect. ....	377
Fig. 3.5.4 Simulated horizontal wind field at 10m level over the ground in a) neutral case and b) stable case at 12UTC 12 April 1997. ....	377
Fig. 3.5.5 Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 30 minutes, b) 60 minutes, c) 90 minutes and d) 120 minutes after emission, respectively. Simulation is for July, 1999, in Seoul. ....	380
Fig. 3.5.7 Horizontal distribution of wind field at (a) 5 m (b) 10m height level over the ground in April, 1999. ....	383
Fig. 3.5.8 Same as in Fig. 3.5.7, but for first sigma level. ....	384
Fig. 3.5.9 Same as in Fig. 3.5.7(a), but for the roughness length, 5m. ....	385
Fig. 3.5.10 Difference of wind field between experiments of roughness length modulation. ....	386
Fig. 3.5.11 Horizontal distribution of wind field at 5 m height level over the ground in summer, 1999. (a) and (b) are for the roughness length 2m, 5m, respectively. ....	388
Fig. 3.5.12 Horizontal difference of wind field by the roughness length change at 5 m height level over the ground in summer, 1999. ....	389
Fig. 3.5.13 Wind field plots in Fig. 3.5.7(a) and Fig. 3.5.11(a) and the wind field change by the roughness length modulation. ....	390
Fig. 3.5.14 Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 15 minutes, b) 30 minutes, c) 45 minutes and d) 60 minutes after emission, respectively. Simulation is for July, 1999. ....	391
Fig. 3.5.15 Vertical distribution of wind speed in Yongsan and Mapo. ....	392
Fig. 3.5.16 Vertical profile of wind ratio ( $U/U_0$ ) with respect to each landuses in case of a) $U_0=2.5\text{m/sec}$ and b) $U_0=5.0\text{m/sec}$ at 10m level over the ground, respectively. ....	394

Fig. 3.5.17 Change of wind vector with height a) from surface to top of the boundary layer and b) from surface to top of the surface layer with respect to each land use. X-axis and y-axis denote the zonal and meridional wind component, respectively. ....	395
Fig. 3.5.18 Comparison of the measured surface wind and model simulated wind at 10 m level over the ground. ....	397
Fig. 3.5.19 Diagram of chemical reaction cycle based on Eschenroeder and Martinez (1972). ....	399
Fig. 3.5.20 Simulated horizontal ozone production field due to the emission of NO <sub>x</sub> from the elevated source by a) insolation effect, b) insolation + HC effect and c) insolation + radical effect, respectively. d) and e) represent the difference between b) and a), c) and a), respectively. ....	401
Fig. 3.5.21 Same as in Fig. 3.5.20 except for the PAN production field. ....	402
Fig. 3.5.23 Horizontal wind distribution at 2, 10, 18, 42m level. ....	411
Fig. 3.5.24 Vertical wind distribution at the center of the building (Y=29). Stagnation point is 6th level and recirculation behind building appears from 19th point. ....	412
Fig. 3.5.25 Wind field of Tongjak AWS in October, 1999. ....	414
Fig. 3.5.26 Horizontal distribution of wind field around KMA building at 2.5m (upper) and 12.5m level(lower). ....	415
Fig. 3.5.27 Vertical wind distribution at the center of the building (Y=19). Recirculation behind the building appears from 19th point. ....	416
Fig. 3.5.28 Wind field around KMA building in horizontal direction(upper) and vertical direction at Y=17(lower). Initial wind speed is 1.29m/s and its direction is 200 deg.. ....	417
Fig. 3.5.29 Wind field around KMA building in horizontal direction(upper) and vertical direction at Y=22(lower). Initial wind speed is 1.29m/s and its direction is 310 deg.. ....	418
Fig. 3.5.30 The buildings in Youido. Scale bar means the building height(m) and dotted line means the emission source of line type in the diffusion experiment. Black dot shows the Automatic Weather Station. ....	421
Fig. 3.5.31 Frequency of wind direction of Automatic Weather Station in Youido park on May, 1999. ....	422

Fig. 3.5.32. Vertical distribution of wind speed (m/s) and the difference between experiment A and B in the southern area (a), Youido park (b) and the northern area (c) of Youido region. ....	426
Fig. 3.5.33 Vertical distribution of wind speed (m/s) and the difference between experiment C and D in the southern area (a), Youido park (b) and the northern area (c) of Youido region. ....	427
Fig. 3.5.34 Simulated horizontal wind velocity at 2 m (a) and 26.5 m (b) level above ground of EX A2. Scale bar represents the building height and the arrow above each panel shows maximum velocity. ....	429
Fig. 3.5.35 Same as in Fig. 3.5.34 except for EX B2. ....	430
Fig. 3.5.36 Wind and pollutant diffusion field of EX A2 (a) and EX B2 - EX A2 (b) at 2 m level over the ground. Scale bar means the concentration ( $\mu\text{g}/\text{mm}^3$ ). ....	432
Fig. 3.5.37 Same as in Fig. 3.5.36 except for 6 m (a), 12 m (b) and 26.5m (c) level over the ground. ....	433
Fig. 3.5.38 The change of street in Seoul. ....	436
Fig. 3.5.39 Time series of daily mean temperature of Kangnam and Socho in October, 1999. ....	437
Fig. 3.5.40 The location of AWS. Scale bar means the height(m) of topography. ....	438
Fig. 3.5.41 Monthly mean temperature ( °C) in Seoul, 1999. Black dots designate AWS. Contour interval is 0.5 °C. Relative warm area is shaded. ....	439
Fig. 3.5.42 Monthly mean distribution of daily minimum temperature ( °C) in Seoul, 1999. Black dots designate AWS. Contour interval is 0.5 °C. Relative warm area is shaded. ....	441
Fig. 3.5.43 Horizontal distribution of daily mean and minimum temperature ( °C) in Seoul, 21 and 27, July, 1999. ....	446
Fig. 3.5.44 Horizontal distribution of daily temperature range ( °C) in Seoul, 21 and 27, July, 1999. ....	447
Fig. 3.5.45 Horizontal distribution of precipitation (mm) in Seoul, 21 July 1999.	448
Fig. 3.5.46 Comparison of the monthly mean value of daily minimum temperature of AWS between Seoul and Suburban. ....	449



Fig. 3.5.47 Series of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Youngdungpo) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999. ....	452
Fig. 3.5.48 Series of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Kangnam) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999. ....	454
Fig. 3.5.49 The density of population in Seoul, 1997. ....	457
Fig. 3.5.50 Air temperature differences ( °C) between Youngdungpo and Sanung in relation to cloudiness and wind speed (m/s) at 0600, 1200, 1800, 2400 LST for January, April, July and November, 1999. ....	458
Fig. 3.5.51 Air temperature differences ( °C) between city centre(Youngdungpo) and suburbs(Sanung) in relation to cloudiness and wind speed(m/s) at 0600, 1200, 1800, 2400LST for each month, 1999. ....	459
Fig. 3.5.52 Horizontal distribution of air temperature( °C) at 0600 LST in January, 1999 when the wind speed is greater than 1m/s ....	460
Fig. 3.5.53 Horizontal distribution of air temperature( °C) at 0600 LST in January, 1999in the windless day. ....	461
Fig. 3.5.54 Comparison of the horizontal distribution of air temperature anomaly ( °C) by wind speed at 0600 LST in January, 1999. The positive anomaly area is shaded. ....	461
Fig. 3.6.1 Eigenfunctions of a) 1st, b) 2nd, c) 3rd, d) 4th, and e) 5th mode. ...	470
Fig. 3.6.2 Time coefficients of Eigenfunctions of each modes. ....	470
Fig. 3.6.3 Spatial functions of REOF : a) mode 1, b) mode 2, c) mode 3, d) mode 4, and e) mode 5. ....	471
Fig. 3.6.4 Time coefficients of Eigenfunctions of each modes. ....	472
Fig. 3.6.5 Climatic regions of Korea based on snowfall data using REOF analysis. ....	472
Fig. 3.6.6 Normalized histogram of 500 hPa temperature over Korea over region 1 for 4 categories of snowfall. ....	474
Fig. 3.6.7 The scatter diagrams for (a) region 2 and (b) region 3. ....	474
Fig. 3.6.8 Composite surface pressure maps for the 3-day periods of (a) region 1, (b) region 2, (c) region 3, (d) region 4, and (e) region 5. ....	476
Fig. 3.6.9 Composite 70 hPa geopotential height change in 24 hour $\Delta Z700$ for	

3-day periods of (a) region 1, (b) region 2, (c) region 3, (d) region 4, and (e) region 5. ....	478
Fig. 3.6.10 Composite 850 hPa temperature change in 24 hour $\Delta Z_{700}$ for 3-day periods of (a) region 1, (b) region 2, (c) region 3, (d) region 4, and (e) region 5. ....	479
Fig. 3.6.11 Visible satellite image at 0804LST Dec. 2, 1997. ....	486
Fig. 3.6.12 Changes in vertical profiles of (a) potential temperature and (b) water vapor mixing ratio. ....	487
Fig. 3.6.13 Horizontal distributions of vertical velocity(UZ), cloud water mixing ratio(QC;g/kg), rain water mixing ratio(QR;g/kg), cloud ice number concentration (type A;/ $\ell$ ), snow mixing ratio(Type-A;g/kg) and graupel mixing ratio (Type-B;g/kg) from second model(inner grid) at 12hours of simulation time. ....	488
Fig. 3.6.14 The same as fig. 3.6.13 except for vertical cross sections. ....	489
Fig. 3.6.15 Marshall and Palmer drop-size distribution functions compared with the results of Laws and Parsons. From Marshall and Palmer (1948). ....	493
Fig. 3.6.16 Z-R equation using by radar in Kwanak (1995~1997). ....	497
Fig. 3.6.17 Distribution of daily mean precipitation. ....	499
Fig. 3.6.18 Distribution of mean rainfall intensity. ....	499
Fig. 3.6.19 Distribution of the daily mean cloud amount. ....	501
Fig. 3.6.20 Frequencies of the day of appropriate cloud top temperature for cloud seeding experiment. ....	501
Fig. 3.6.21 Regional division of precipitational characteristics. ....	502
Fig. 3.6.22 Frequencies of LCL in each value. ....	503
.....	503
Fig. 3.6.23 Frequencies of Precipitable water in each value in (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter. ....	504
Fig. 3.6.24 Frequencies of CCL in each value. ....	504
Fig. 3.6.25 Correlation between the precipitable water and mean mixing ratio in (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter. ....	505
Fig. 3.6.26 Daily mean precipitation using the AWS data in (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter with topography of the target area. ....	507
Fig. 3.6.27 Daily mean precipitation using the AWS data in (a) easterly and (b)	

westerly. ....	507
Fig. 3.6.28 Accumulated rainfall amount over Korea from 12 to 13 Oct. 1998. .....	512
Fig. 3.6.29 GMS water vapor satellite imagery at a) 0600 UTC, b) 1200 UTC, c) 1800 UTC on 11 October, d) 0000 UTC, e) 0600 UTC, and f) 1200 UTC on 12 October 1998. ....	513
Fig. 3.6.30 Time series of hourly precipitation at a) Cho'ngju, b) Puyo, and c) Koje on 12 October 1998. ....	516
Fig. 3.6.31 The spatial distribution of hourly precipitation from 0000 LST to 2400 LST on 12 October 1998. ....	517
Fig. 3.6.32 Radar reflectivity at 1 Km at 1555 LST, 12 October 1998. ....	520
Fig. 3.6.33 Vertical cross section (RHI) of reflectivity at (a) 1700 LST, (b) 1711 LST, (c) 1715 LST, (d) 1732 LST, (e) 2044 LST, (f) 2050 LST and (g) 2055 LST 12 Oct. 1998 along the A-B line on Fig. 3.6.32. ....	522
Fig. 3.6.34 PPI images at the elevation of 2° at a) 1555 LST, b) 2114 LST, c) 2125 LST, and d) 2200 LST. ....	524
Fig. 3.6.35 As in Fig. 3.6.33 except for vertical profiles of Radar reflectivity and Doppler velocity. ....	525
Fig. 3.7.1 Construction scene of the sonic level meter on pier at the Incheon marine police department. ....	528
Fig. 3.7.2 Comparison between observed elevations by eyes and sonic level meter. ....	530
Fig. 3.7.3 Flowchart of the Real Time Sea Level Prediction System. ....	532
Fig. 3.7.4 The real time sea level informations at Incheon and Buoy information at DuckJuck Island are being provided on the Realinfor Web site. ....	533
Fig. 3.7.5 Harbor selection window for the tidal prediction along the coast of Japan and China. ....	557
Fig. 3.7.6 Harbor selection window for the tidal prediction at the non-standard harbor. ....	557
Fig. 3.7.7 Enlarged upper half part of prediction w. ....	558
Fig. 3.7.8 Grid system of large area model. Symbol * denotes the tide sites. ....	561
Fig. 3.7.9 Grid system of the Yellow Sea area. ....	562
Fig. 3.7.10 Grid system of fine grid coastal model. ....	563

Fig. 3.7.11 Perspective view of fine grid coastal model topography. ....	564
Fig. 3.7.12 Comparison between model and observed amplitude and phase of the M2 and S2 tides in large area model before model depth correction. ....	568
Fig. 3.7.13 Comparison between model and observed amplitude and phase of the M2 and S2 tides in large area model after model depth correction. ....	569
Fig. 3.7.14 Comparison between model and observed amplitude and phase of the K1 tide in large area model before (upper) and after (lower) model depth correction. ....	570
Fig. 3.7.15 Comparisons between model and observed values of the K1 tide amplitude and phase for the case of Cd=0.004 with different horizontal eddy viscosity. Viscosity in (b) is seven times larger than in (a). ....	571
Fig. 3.7.16 Comparison between model and observed amplitude and phase of the K1 tide in large area model with tide-generating force. ....	572
Fig. 3.7.17 M2 co-phase and co-amplitude charts calculated from the fine grid coastal model. The phase relative to 135° E is used. ....	575
Fig. 3.7.18 Comparison between the model and observed values of amplitude and phase of the M2 tide within the coastal model. Station locations are shown in Fig. 3.7.17. ....	576
Fig. 3.7.19 The schematic diagram of surge and tide prediction system (STIPS). ....	577
Fig. 3.7.20 Lines of coamplitude (solid line) in cm and cophase (broken line) indegree (referred to 135oE) for (a) M2, (b) S2, (c) K1, (d) O1, (e) K2, (f) N2, (g) P1, and (h) Q1 tides computed from tidal model. ....	579
Fig. 3.7.21 Comparison between calculated and observed values of amplitudes and phase for 4 tidal constituents, (a) M2, (b) S2, (c) K1, (d) O1 at 39 grid points. ....	580
Fig. 3.7.22 Selected grid points (●) at which the observed and calculated harmonic constants are compared. Points where the time series of elevation is shown in Fig. 7.3.32 and Fig. 7.3.33 are denoted by (★). ....	581
Fig. 3.7.23 The comparison of elevations computed from using 8 and 64 tidal constituents at Kunsan. ....	582
Fig. 3.7.24 Time series of (a) observed tidal level, (b) predicted tidal level, and (c) residual level during August, 1997 at Kunsan and Mokpo. ....	583

Fig. 3.7.25 The schematic diagram on processes to make sea surface wind and pressure for use of numerical model. ....	583
Fig. 3.7.26 The schematic diagram to predict real-time sea level from STIPS for (a) typhoon event and (b) No typhoon event. ....	585
Fig. 3.7.27 Comparison between calculated and observed values of (a) air pressure and (b) wind speed at 22001 buoy. ....	587
Fig. 3.7.28 The wind and pressure fields obtained by objective analysis of the lowest sigma layer wind fields from RDAPS (기상청, 1996) during typhoon Winnie event. ....	588
Fig. 3.7.29 The wind and pressure fields obtained by Holland model (Holland, 1980). Locations, center pressure, and maximum wind speed obtained from DFDK typhoon model(기상청, 1998) are used for the calculation of wind and pressure fields. ....	589
Fig. 3.7.30 Grid system of princeton ocean model (POM). ....	589
Fig. 3.7.31 Real track and forecasted track of the typhoon Winnie (9712). The symbol x and circle denotes the position of the typhoon center at 00day/00hour in LST. Forecasted values represent 60-hour predicted maximum wind speed and center pressure of typhoon obtained by GFDK typhoon model at (a) 03 LST Aug. 17, (b) 15 LST Aug. 17, (c) 03 LST Aug. 18, and (d) 15 LST Aug. 18, 1997. ....	595
Fig. 3.7.32 Comparison between observed and predicted surge at Kunsan and Mokpo at (a) 03 LST Aug. 17, (b) 15 LST Aug. 17, (c) 03 LST Aug. 18, and (d) 15 LST Aug. 18, 1997. ....	596
Fig. 3.7.33 Comparison between observed and predicted total sea level at Kunsan and Mokpo at (a) 03 LST Aug. 17, (b) 15 LST Aug. 17, (c) 03 LST Aug. 18, and (d) 15 LST Aug. 18, 1997. ....	597
Fig. 3.7.34 Distributions of surge level after (a) +6h, (b) +18h, (c) +30h, and (d) +42h, which are predicted by the coupled wave·tide·surge model at 18 LST Aug. 17, 1997. ....	598
Fig. 3.7.35 Distributions of surge currents after (a) +6h, (b) +18h, (c) +30h, and (d) +42h, which are predicted by the coupled wave·tide·surge model at 18 LST Aug. 17, 1997. ....	599
Fig. 3.7.36 Sequence of forecasted significant wave heights considering currents.	

.....	600
Fig. 3.7.37 The difference of significant wave height between coupled and uncoupled model. ....	601
Fig. 3.7.38 Comparisons between coupled model and uncoupled model for .....	601
Fig. 3.7.39 Comparisons between forecasted two-dimensional wave spectra considering currents and not considering at Taiwan Straits. W and C denotes the direction of wind and current, respectively. ....	602
Fig. 3.8.1 Cover of KORMEX report. ....	606
Fig. 3.8.2 Location of existing and additional rawinsonde stations. ....	611
Fig. 3.8.3 Upper-air observation at Pukyung National Univ. ....	622
Fig. 3.8.4 Upper-level observation at TAEJON. ....	635
Fig. 3.8.5 Time series of corrected latent heat flux, sensible heat flux, net radiation and soil heat flux at Kwangnung for November, 1998 and January, 1999. ....	644
Fig. 3.8.6 Monthly averaged diurnal variation of latent heat flux, sensible heat flux, net radiation and soil heat flux at Kwangnung for November, 1998, and January, 1999. ....	646
Fig. 3.8.7 Time series of four layer mean temperature and temperature difference between 31m height and 9m height at Kwangnung for November, 1998, January, May, and July 1999. ....	647
Fig. 3.8.8 Monthly averaged diurnal variation of four layer mean temperature and temperature difference between 31m height and 9m height at Kwangnung for same period. ....	651
Fig. 3.8.9 Same as Fig. 3.8.7 except for vapor pressure. ....	653
Fig. 3.8.10 Same as Fig. 3.8.8 except for vapor pressure. ....	657
Fig. 3.8.11 Diagram for the radar data collection. ....	660
Fig. 3.8.12 Flow diagram of LOG and Doppler signal processing in the Transportable Weather Radar (DWSR-200X) .....	664
Fig. 3.8.13 The geometry of the sampling cell and bilinear interpolation along a constant range surface passing through the Cartesian grid point(x,y,z) (from Miller et al, 1986). ....	669
Fig. 3.8.14 The flow chart of radar data pre-processing. ....	670
Fig. 3.8.16 The same as Fig. 3.8.14 except Donghae radar. ....	671

Fig. 3.8.15 Reflectivity in PPI mode for Kwanak radar at 12, Aug., 1998. ....	671
Fig. 3.8.17 The same as Fig. 3.8.14 except Kunsan radar. ....	671
Fig. 3.8.18 The same as Fig. 3.8.14 except Cheju radar. ....	671
Fig. 3.8.20 The same as Fig. 3.8.18 except Donghae radar. ....	672
Fig. 3.8.19 Reflectivity in the height of 0.7km for Kwanak radar at 0700LST, 12 August 1998. ....	672
Fig. 3.8.22 The same as Fig.3.8.18 except Cheju radar. ....	672
Fig. 3.8.21 The same as Fig. 3.8.18 except Kunsan radar. ....	672
Fig. 3.8.23 The composition chart made by low elevation composition. ....	674
Fig. 3.8.24 The composition chart made by column max composition. ....	674
Fig. 3.8.25 The composition chart made by equal height composition. ....	675
Fig. 3.8.26 Time series of hourly rainfall at Youngju on 23 June 1999. ....	677
Fig. 3.8.27 The distribution of daily rainfall on 23 June 1999. ....	677
Fig. 3.8.28 Temperature and pressure at surface on 00 UTC(a), 18 UTC(b), and moisture flux and divergence at 850 hPa on 00 UTC(c), 18 UTC(b) 23 June 1999. ....	678
Fig. 3.8.29 Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 21 UTC on 22 June and 00 UTC on 24 June 1999. Time interval is 1 hours. ....	679
Fig. 3.8.30 Temperature and height field at surface(a) and divergence and moisture flux at 850 hPa on 00 UTC 1 July 1999. ....	680
Fig. 3.8.31 The distribution of daily precipitation (mm/hr) on 30 June(a) and 1 July(b) 1999. Contour interval is 15 and shaded region represents the area which the daily precipitation is over 100 mm. ....	680
Fig. 3.8.32 Time series of daily precipitation at three stations during 1 and 2 July 1999. ....	681
Fig. 3.8.33 GMS Infrared images during 00 UTC 1 July and 09 UTC 2 July. Time interval is 3 hours. ....	682
Fig. 3.8.34 Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 19 UTC on 30 June and 10 UTC on 2 July 1999. Time interval is 2 hours. ....	683
Fig. 3.8.35 Time series of daily precipitation at Changhung(a) and Wonju(b) during 27 ~ 28 July 1999. ....	684

Fig. 3.8.36 The distribution of daily precipitation (mm/hr) on 27(a) and 28 July(b) 1999. Contour interval is 10. ....	684
Fig. 3.8.37 GMS Infrared images. ....	685
Fig. 3.8.38 PPI at 9.0° elevation with 120 km range (a), and RHI at 140.5° azimuth with same range at Kimje(DWSR-200X radar) on 0852 UTC 27 July. ....	686
Fig. 3.8.39 The distribution of daily precipitation (mm/hr) during 31 July and 3 August 1999. Contour interval is 15 and shaded region represents the area which the daily precipitation is over 150 mm. ....	687
Fig. 3.8.40 Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 16 UTC on 31 July and 14 UTC on 2 August 1999. Time interval is 2 hours. ....	688
Fig. 3.8.41 Analysis domain. The radar site is represented by circle with cross, KMA station represented by quadrangle, upper air stations represented by circle with dot, and AWS represented by cross. ....	691
Fig 3.8.42 Weather chart of 0000UT 1th July at (a) 1000hPa, (b) 500hPa, (c) 850hPa. ....	693
Fig. 3.8.43 Infrared imageries observed with the GMS-5 satellite from 1800UTC 30th June to 0300UTC 1th July. The contour interval is 10°C, starting with -32°C. Areas colder than -60°C are blue color. ....	694
Fig. 3.8.44 Skew-T Log-P diagram of 00UTC 1st July at (a) Osan observation and (b) Kwangju observation. ....	694
Fig. 3.8.45 Total precipitation represented by AWS precipitation data. Contour interval is 30mm. ....	696
Fig. 3.8.46 Surface temperature at 0200UTC on 1st July. ....	696
Fig. 3.8.47 Composite reflectivity from 2200UTC 30th June to June to 0300UTC 1st July with 1hour intervals, respectively. ....	697
Fig. 3.8.48 Total precipitation calculated by reflectivity from 2200UTC 30th June to 03UTC 1st July. ....	698
Fig. 3.8.49 Storm cell movement at (a) formative stage, (b) development stage, and (c) decay stage. ....	698
Fig. 3.8.50 The cross-section of reflectivity. ....	699
Fig. 3.8.51 Storm-relative velocity represented at (a) horizontal section,	



(b)vertical section. Red scale represent outbound velocity fields and green scales represent inbound velocity fields. ....	700
Fig. 3.8.52 Variation of net radiations measured by the Q7 and CNR-1 during 1999. ....	702
Fig. 3.8.53 Time series of Radiation, Air temperature, Wind speed and Vapor pressure during 19-26, October, 1999. ....	703
Fig. 3.8.54 Air temperature profile. ....	704
Fig. 3.8.55 Diel variations of air temperature and water vapor pressure. ....	704
Fig. 3.8.56 Profile of mean horizontal wind speeds (25, August 1999). ....	705
Fig. 3.8.57 Variation of wind direction during January to June in 1999. ....	706
Fig. 3.8.58 Variation of wind direction during July to December in 1999. ....	706
Fig. 3.8.59 Time series of fast response data. ....	709
Fig. 3.8.60 Spectrum of u, w, v, Ts and where is water vapor density ....	710
Fig. 3.8.61 Cospectrum of uw, Tsw, wKH20_mv and Ts is temperature from the CSAT3. ....	710
Fig. 3.8.62 The relationship between water vapor and the voltage output in log for S/N-1259. ....	712
Fig. 3.8.63 Same as Fig. 3.8.62 except for S/N-1328. ....	712
Fig. 3.8.64 Balance of energy budget terms. LE and H were measured by eddy correlation. Rn and G were measured with a net radiometer(CNR-1), soil heat flux plate(6cm). ....	714
Fig. 3.8.65 Variations of conductances during a fine day(10:00~16:00). ....	722
Fig. 3.8.66 Diel variation of latent heat fluxes measured by eddy covariance and calculated by Combination equation during 20 October. 1999. ....	722
Fig. 3.8.67 Same as Fig. 3.8.66. except 24 August. 1999. ....	723
Fig. 3.8.68 Variation of measured atmospheric forcing data for Kwangneuning forest(from 19 to 26, October 1999). ....	726
Fig. 3.8.69 Modeled and measured Rn(net radiation), H(sensible heat flux), LE(latent heat flux) and G(soil heat flux) in Kwangneuning forest(from 19 to 26, October 1999). ....	727
Fig. 3.8.70 Variation of measured and modeled surface temperature in Kwangneuning forest(from 19 to 26, October, 1999). ....	728
Fig. 3.8.71 Types of Missing values ....	730

Fig. 3.8.72 Procedure of Kriging Interpolation. ....	737
Fig. 3.8.73 Plot of Temperature and Dew-point Temperature. ....	738
Fig. 3.8.74 Vertical profile of air temperature( $^{\circ}\text{C}$ ) at 0300LST, June 28 1999 in Kangnung city. ....	741
Fig. 3.8.75 As shown in Fig. 3.8.74 except for potential temperature(K). ....	741
Fig. 3.8.76 As shown in Fig. 3.8.74, except for humidity(%). ....	741
Fig. 3.8.77 As shown in Fig. 3.8.74, except for mixing ratio(g/kg). ....	741
Fig. 3.8.78 As shown in Fig. 3.8.74, except for wind direction( $^{\circ}$ ). ....	741
Fig. 3.8.79 As shown in Fig. 3.8.74, except for wind speed(m/s). ....	741
Fig. 3.8.80 As shown in Fig. 3.8.74, except for sensible heat flux(W/m $^2$ ). ....	741
Fig. 3.8.81 Vertical profile of air temperature( $^{\circ}\text{C}$ ) at 0900LST, June 28, 1999 in Kangnung city. ....	742
Fig. 3.8.82 As shown in Fig. 3.8.81, except for potential temperature(K). ....	742
Fig. 3.8.83 As shown in Fig. 3.8.81, except for humidity(%). ....	742
Fig. 3.8.84 As shown in Fig. 3.8.81, except for mixing ratio(g/kg). ....	742
Fig. 3.8.85 As shown in Fig. 3.8.81, except for wind direction( $^{\circ}$ ). ....	742
Fig. 3.8.86 As shown in Fig. 3.8.81, except for wind speed(m/s). ....	742
Fig. 3.8.87 As shown in Fig. 3.8.81, except for sensible heat flux(W/m $^2$ ). ....	742
Fig. 3.8.88 Vertical profile of air temperature( $^{\circ}\text{C}$ ) at 1500LST, June 28, 1999 in Kangnung city. ....	743
Fig. 3.8.89 As shown in Fig. 3.8.88, except for potential temperature(K). ....	743
Fig. 3.8.90 As shown in Fig. 3.8.88, except for humidity(%). ....	743
Fig. 3.8.91 As shown in Fig. 3.8.88, except for mixing ratio(g/kg). ....	743
Fig. 3.8.92 As shown in Fig. 3.8.88, except for wind direction( $^{\circ}$ ). ....	743
Fig. 3.8.93 As shown in Fig. 3.8.88, except for wind speed(m/s). ....	743
Fig. 3.8.94 As shown in Fig. 3.8.88, except for sensible heat flux(W/m $^2$ ). ....	743
Fig. 3.8.95 Vertical profile of air temperature( $^{\circ}\text{C}$ ) at 2100LST, June 28, 1999 in Kangnung city. ....	744
Fig. 3.8.96 As shown in Fig. 3.8.95, except for potential temperature(K). ....	744
Fig. 3.8.97 As shown in Fig. 3.8.95, except for humidity(%). ....	744
Fig. 3.8.98 As shown in Fig. 3.8.95, except for mixing ratio(g/kg). ....	744
Fig. 3.8.99 As shown in Fig. 3.8.95, except for wind direction( $^{\circ}$ ). ....	744
Fig. 3.8.100 As shown in Fig. 3.8.95, except for wind speed(m/s). ....	744

Fig. 3.8.101 As shown in Fig. 3.8.95, except for sensible heat flux(W/m <sup>2</sup> ). .....	744
Fig. 3.8.102 Vertical profile of air temperature(°C) at 0300LST, June 29, 1999 in Kangnung city. ....	745
Fig. 3.8.103 As shown in Fig. 3.8.102, except for potential temperature(K). .....	745
Fig. 3.8.104 As shown in Fig. 3.8.102, except for humidity(%). .....	745
Fig. 3.8.105 As shown in Fig. 3.8.102, except for mixing ratio(g/kg). .....	745
Fig. 3.8.106 As shown in Fig. 3.8.102, except for wind direction(°). .....	745
Fig. 3.8.107 As shown in Fig. 3.8.102, except for wind speed(m/s). .....	745
Fig. 3.8.108 As shown in Fig. 3.8.102, except for sensible heat flux(W/m <sup>2</sup> ). ....	745
Fig. 3.8.109 Vertical profile of air temperature(°C) at 0300LST, July 05, 1999 in Kangnung city. ....	746
Fig. 3.8.110 As shown in Fig. 3.8.109, except for potential temperature(K). .....	746
Fig. 3.8.111 As shown in Fig. 3.8.109, except for humidity(%). .....	746
Fig. 3.8.112 As shown in Fig. 3.8.109, except for mixing ratio(g/kg). .....	746
Fig. 3.8.113 As shown in Fig. 3.8.109, except for wind direction(°). .....	746
Fig. 3.8.114 As shown in Fig. 3.8.109, except for wind speed(m/s). .....	746
Fig. 3.8.115 As shown in Fig. 3.8.109, except for sensible heat flux(W/m <sup>2</sup> ). ....	746
Fig. 3.8.116 Vertical profile of air temperature(°C) at 0900LST, July 05, 1999 in Kangnung city. ....	747
Fig. 3.8.117 As shown in Fig. 3.8.116, except for potential temperature(K). .....	747
Fig. 3.8.118 As shown in Fig. 3.8.116, except for humidity(%). .....	747
Fig. 3.8.119 As shown in Fig. 3.8.116, except for mixing ratio(g/kg). .....	747
Fig. 3.8.120 As shown in Fig. 3.8.116, except for wind direction(°). .....	747
Fig. 3.8.121 As shown in Fig. 3.8.116, except for wind speed(m/s). .....	747
Fig. 3.8.122 As shown in Fig. 3.8.116, except for sensible heat flux(W/m <sup>2</sup> ). ....	747
Fig. 3.8.123 Vertical profile of air temperature(°C) at 1500LST, July 05, 1999 in Kangnung city. ....	748
Fig. 3.8.124 As shown in Fig. 3.8.123, except for potential temperature(K). .....	748
Fig. 3.8.125 As shown in Fig. 3.8.123, except for humidity(%). .....	748
Fig. 3.8.126 As shown in Fig. 3.8.123, except for mixing ratio(g/kg). .....	748
Fig. 3.8.127 As shown in Fig. 3.8.123, except for wind direction(°). .....	748
Fig. 3.8.128 As shown in Fig. 3.8.123, except for wind speed(m/s). .....	748
Fig. 3.8.129 As shown in Fig. 3.8.123, except for sensible heat flux(W/m <sup>2</sup> ). ....	748

Fig. 3.8.130 Vertical profile of air temperature( $^{\circ}\text{C}$ ) at 2100LST, July 05, 1999 in Kangnung city. ....	749
Fig. 3.8.131 As shown in Fig. 3.8.130, except for potential temperature(K). ....	749
Fig. 3.8.132 As shown in Fig. 3.8.130, except for humidity(%). ....	749
Fig. 3.8.133 As shown in Fig. 3.8.130, except for wind direction( $^{\circ}$ ). ....	749
Fig. 3.8.134 As shown in Fig. 3.8.130, except for wind speed(m/s). ....	749
Fig. 3.8.135 Function of KORMEX data center. ....	757
Fig. 3.8.136 Report and CD of '97 KORMEX pilot experiment. ....	760
Fig. 3.8.137 Time-latitude transient section of GMS infrared image data between $115^{\circ}\text{E}$ and $140^{\circ}\text{E}$ . ....	763
Fig. 3.8.138 Time-longitude transient section of GMS infrared image data between $25^{\circ}\text{N}$ and $45^{\circ}\text{N}$ . ....	764
Fig. 3.139 Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at ANHUNG. ....	765
Fig. 3.8.140 Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at ANHUNG. ....	766
Fig. 3.8.141 Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG. ....	767
Fig. 3.8.142 Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG. ....	768
Fig. 3.8.143 Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG. ....	769
Fig. 3.8.144 Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG. ....	770
Fig. 3.8.145 Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at KANGNUNG. ....	771
Fig. 3.8.146 Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at KANGNUNG. ....	772
Fig. 3.8.147 Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG. ....	773
Fig. 3.8.148 Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at	

KANGNUNG. ....	774
Fig. 3.8.149 Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG. ....	775
Fig. 3.8.150 Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG. ....	776
Fig. 3.8.151 Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at PUSAN. ....	777
Fig. 3.8.152 Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at PUSAN. ....	778
Fig. 3.8.153 Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN. ....	779
Fig. 3.8.154 Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN. ....	780
Fig. 3.8.155 Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN. ....	781
Fig. 3.8.156 Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN. ....	782
Fig. 3.8.157 Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at TAEJON. ....	783
Fig. 3.8.158 Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at TAEJON. ....	784
Fig. 3.8.159 Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON. ....	785
Fig. 3.8.160 Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON. ....	786
Fig. 3.8.161 Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON. ....	787
Fig. 3.8.162 Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON. ....	788
Fig. 3.8.163 Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG. ....	789

Fig. 3.8.164 Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG. ....	789
Fig. 3.8.165 Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN. ....	790
Fig. 3.8.166 Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON. ....	790
Fig. 3.8.167 Vertical profile of temperature and dew point temperature from June 2600UTC to July 0518UTC, 1999 at TAEJON. ....	795
Fig. 3.8.168 Same as Fig. 3.8.167 except SECHUN. ....	796
Fig. 3.8.169 Same as Fig. 3.8.167 except PUSAN. ....	797
Fig. 3.8.170 Same as Fig. 3.8.167 except KANGRUNG. ....	798
Fig. 3.8.171 Time-Height cross section of horizontal wind from June 2600UTC to July 0518UTC, 1999 at TAEJON. ....	799
Fig. 3.8.172 Same as Fig. 3.8.169 except SECHUN. ....	800
Fig. 3.8.173 Same as Fig. 3.8.169 except PUSAN. ....	801
Fig. 3.8.174 Same as Fig. 3.8.169 except KANGRUNG. ....	802
Fig. 3.8.175 Regional distribution of hourly precipitation from AWS observation network during 30 July. ....	803
Fig. 3.8.176 Same as Fig 3.8.175 except 31. ....	804
Fig. 3.8.177 Buoy data of Humidity(RH) on June 1999 at CHILBAL-DO. ....	805
Fig. 3.8.178 Buoy data of Humidity(RH) on July 1999 at CHILBAL-DO. ....	805
Fig. 3.8.179 Same as Fig. 3.8.177 except Temperature. ....	806
Fig. 3.8.180 Same as Fig. 3.8.178 except Temperature. ....	806
Fig. 3.8.181 Same as Fig. 3.8.177 except Pressure. ....	807
Fig. 3.8.182 Same as Fig. 3.8.178 except Pressure. ....	807
Fig. 3.8.183 Same as Fig. 3.8.177 except Wind. ....	808
Fig. 3.8.184 Same as Fig. 3.8.178 except Wind. ....	808
Fig. 3.8.185 Same as Fig. 3.8.177 except Wave. ....	809
Fig. 3.8.186 Same as Fig. 3.8.178 except Wave. ....	809
Fig. 3.8.187 Same as Fig. 3.8.177 except Wind-Wave. ....	810
Fig. 3.8.188 Same as Fig. 3.8.178 except Wind-Wave. ....	810
Fig. 3.8.189 Analyzed domain and data sources. Shaded area denotes the coverage of radar observation. ....	813

Fig. 3.8.190 Time series of hourly precipitation in three sites near Mt. Chiri during 1200LST 31 July to 1200LST 1 August 1998. ....	814
Fig 3.8.191 850 hPa Geopotential Height & Wind Vector on 31 July 1998 1200UTC. Upper panel is made by using first guess, and the result of adapting data assimilation is shown in lower panel. ....	816
Fig. 3.9.1 Process of Weather cast. ....	825
Fig. 3.9.2 Preparatory Process for Weather Graphic Broadcasting. ....	827
Fig. 3.9.3 Weather Broadcast under a Disaster. ....	829
Fig. 3.9.4 Distribution of Respondents (by occupation). ....	831
Fig. 3.9.5 Distribution of Respondents (by age). ....	832
Fig. 3.9.6 Distribution of Respondents (distinction of sex). ....	832
Fig. 3.9.7 Whether the Effect of Weather Cast is or not. ....	833
Fig. 3.9.8 Effect Extent by Occupation. ....	834
Fig. 3.9.9 Effect Extent by Age. ....	835
Fig. 3.9.10 the Case not affected by Weather Cast. ....	835
Fig. 3.9.11 Utilizable Weather Information the most. ....	836
Fig. 3.9.12 the Main Mediums that get Weather Information. ....	837
Fig. 3.9.13 Mediums Preference Degree by Age. ....	837
Fig. 3.9.14 Mediums Preference Degree by Occupation. ....	838
Fig. 3.9.15 Satisfaction Degree of Weather Information. ....	839
Fig. 3.9.16 Satisfaction Degree of Weather Information by Age. ....	839
Fig. 3.9.17 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast(broadcasting). ....	840
Fig. 3.9.18 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast (newspaper, internet). ....	841
Fig. 3.9.19 Highly Utilizable Weather Information. ....	842
Fig. 3.9.20 Desirable Broadcasting Frequency. ....	842
Fig. 3.9.21 Constituent Chart of a Stream Switcher. ....	845
Fig. 3.10.1 Annual average number of days( $\times 10^{-1}$ ) with 0.1 mm or more precipitation in recent 10 years(1987~1996). ....	864
Fig. 3.10.2 Annual average frequency of no rain hour for Apr.~Oct. at 63 weather stations in recent 10 years (1987~1996). ....	865
Fig. 3.10.3 Annual average frequency( $\times 10^{-1}$ ) of maximum accumulative precipitation of 0.1 mm or more for successive 24 hours in recent 10 years (1987~1996). ....	866

Fig. 3.10.4 Annual average number of days(x 10 <sup>-1</sup> ) with 80 mm or more precipitation in recent 10 years(1987~1996). .....	867
Fig. 3.10.5 Annual average frequency(x 10 <sup>-1</sup> ) of maximum accumulative precipitation of 80 mm or more for successive 24 hours in recent 10 year (1987~1996). .....	867
Fig. 3.10.6 Annual average number of days(x 10 <sup>-1</sup> ) with 150 mm or more precipitation in recent 10 years(1987~1996). .....	868
Fig. 3.10.7 Annual average frequency(x 10 <sup>-1</sup> ) of maximum accumulative precipitation of 150 mm or more for successive 24 hours in recent 10years(1987~1996). .....	868
Fig. 3.10.8 Annual extent of damage caused by severe weather events (1987~1996, Source : National Center of Disaster Prevention). .....	871
Fig. 3.10.9 Annual loss of lives caused by severe weather events. (1987~1996, Source : National Center of Disaster Prevention). .....	871
Fig. 3.10.10 Ratio (solid lines) of number of heavy rain, which brought about damage, against total number of heavy rain, and average amount (dashed line) of property loss caused by heavy rain. (Thick and thin lines indicate 3 step mean and actual value, respectively.) .....	872
Fig. 3.10.11 Relationship between total amount of rainfall at 63 weather stations and damages in their provinces where heavy rain brought about some damage in recent 10 years(1987~1996). .....	874
Fig. 3.10.12 Relationship between maximum accumulative rainfalls for (a)3, (b)6, (c)12 and (d)24 hours respectively at 63 stations, and damages in their provinces in recent 10 years(1987~1996). .....	875
Fig. 3.10.13 Cumulative probability curve of damage occurrence for rainfalls of various time period at 63 weather stations in recent 10 years(1987~1996). (Dashed line represents the link of maximum curvature point on the cumulative probability curves.) .....	877
Fig. 3.10.14 Frequency of the classified rainfall amount for various time periods while 1 hr maximum accumulative amount of rainfall is 50 mm or more in recent 10 years(1987~1996). .....	884
Fig. 3.10.15 Same as Fig. 5.2.1 except 3 hours maximum accumulative amount of rainfall is 80 mm or more. ....	884



Fig. 3.10.16 Same as Fig.3.10.15 except 6 hours maximum accumulative amount of rainfall is 90 mm or more. ....	885
Fig. 3.10.17 Same as Fig. 5.2.1 except 12 hours maximum accumulative amount of rainfall is 100 mm or more. ....	885
Fig. 3.10.18 Same as Fig. 5.2.1 except 24 hours maximum accumulative amount of rainfall is 110 mm or more. ....	886
Fig. 3.10.19 Annual average frequency( $\times 10^{-1}$ ) of rainfall of 80 mm/3hrs or more in recent 10 years (1987~1996). ....	887
Fig. 3.10.20 Same as Fig.3.10.19 except 100 mm/12hrs or more in recent. ....	887
Fig. 3.10.21 Same as Fig. 3.10.19 except 110 mm/24hrs or more. ....	888
Fig. 3.10.22 Annual average frequency( $\times 10^{-1}$ ) of suggested heavy rain warning criteria consisted with new threshold values for 80 mm/3hrs, 100 mm/12hrs and/or 110mm/24hrs or more rainfall, respectively(1987~1996). ....	888

## 표 목 차

Table 3.1.1 Statistics of satellite rainfall estimates as compared to AWS rainfall data for regional means. ....	28
Table 3.1.2 Statistics of satellite rainfall estimates as compared to AWS rainfall data for daily means. ....	28
Table 3.1.3 Summary of 25 schemes tested for creating filtered CMW fields. ...	63
Table 3.1.4 Summary of average rain rates produced by three different PMM rules for land and ocean cases. ....	70
Table 3.1.5 Numerical EBBT-RR matching rules for optimal land and ocean SHM rain algorithms based on probability matching. ....	71
Table 3.1.6 Summary of skill scores for up to 3-hour CVA forecasts for GMS dataset in testing of verification procedure. ....	77
Table 3.1.7 The comparison of correlation coefficient from June to September, 1998 according to the methods. ....	92
Table 3.1.8 The daily comparison of rainrate estimated by PR and AWS. ....	93
Table 3.1.9 JMA Pyranometer used for the validation of the retrieval factors. ..	99
Table 3.1.10 Statistical comparison of the hourly retrieved data with the JMA Pyranometer data. (r is the correlation coefficient). ....	101
Table 3.1.11 The orbit characteristics of Topex/Poseidon satellite. ....	103
Table 3.1.12 Aspect ratios of the EASE-Grid projection. ....	111
Table 3.1.13 Mean snow cover extent and standard deviation for the period 1972~95. ....	112
Table 3.1.14 Mean snow cover extent and standard deviation of DJFM and JJAS. for the period 1972~95. ....	113
Table 3.1.15 Correlation coefficients between JJA South Korea precipitation and JAN, FEB, MAR, APR Eurasian snow cover extent. ....	121
Table 3.2.1 Comparison of KMA Global model and JMA Global model. ....	124
Table 3.2.2 Observations decoded for GDAPS. ....	125
Table 3.2.3 The Optimal climate normal periods and its dependent correlation coefficient of monthly mean temperature on 7 stations in Korea. ....	222
Table 3.3.1 Performance using 32 processors. ....	248
Table 3.3.2 Performance under Cray (128 processors). ....	248

Table 3.3.3 Parallelization of numerical prediction model in British Meteorological Administration under Cray T3E. ....	249
Table 3.3.4 Performance of Spectral model in a various resolution. ....	250
Table 3.3.5 Performance of REMO under Cray T3D and T3E. ....	250
Table 3.3.6 Performance of GESIMA under Cray T3D and T3E. ....	251
Table 3.3.7 Processor performance under Cray T3D. ....	251
Table 3.3.8 Message passing rate under Cray T3D. ....	252
Table 3.3.9 Hardware and software for FRL's Linux cluster. ....	264
Table 3.3.10 Characteristics of 2nd generation cluster. ....	273
Table 3.3.11 Wall-clock ratio of Myrinet cluster (SMP, DMP) versus Ethernet of each number of CPUs. ....	275
Table 3.4.1 Errors in km for three typhoon model. The numbers in the parentheses are number of forecast. ....	279
Table 3.4.2 Errors in km of BATS model for 00, 12 UTC and for 06, 18 UTC. ....	279
Table 3.4.3 Forecast errors of the BATS model when the initial state are taken from the GFDK model. ....	280
Table 3.4.4 Forecast errors in km of BATS-97, BATS-98. ....	281
Table 3.4.5 Clustering of recurving typhoons. ....	295
Table 3.4.6 Clustering of nonrecurving typhoons. ....	295
Table 3.4.7 Allocation of recurving test typhoons(A) and nonrecurving test typhoons(B). ....	296
Table 3.4.8 Typhoon Data. ....	299
Table 3.4.9 Cluster Mean. ....	300
Table 3.4.10 Frequency tables: clustering. ....	300
Table 3.4.11 Frequency tables: discrimination. ....	300
Table 3.4.12 Frequency tables: validation. ....	301
Table 3.4.13 The time variations of the kinetic energy components $K_s$ , $K_a$ (unit: $10^{12} \text{ m}^4 \text{ s}^{-2}$ ) and the asymmetric kinetic energy conversion terms $EC_1$ , $EC_2$ (unit: $10^7 \text{ m}^4 \text{ s}^{-3}$ ) computed using equation (3.4.4) and (3.4.5) for the control experiment. ....	322
Table 3.4.14 Outline of RDAPS and MM5/KMA. ....	336
Table 3.4.15 Mean error (km) of KTM, GFDK, BATS, GDAPS, EFAM. ....	341

Table 3.4.16 Formulas for microphysical parameterization schemes. ....	343
Table 3.4.17 Values of the parameters (SI units) for different cloud types. ....	346
Table 3.4.18 Precipitation intensities ( ) for different vertical resolution when steady-state condition is reached. ....	355
Table 3.4.19 Values of the parameters for different experiments of Sundqvist scheme. ....	358
Table 3.5.1 Seasonal characteristics of wind and temperature in Seoul at surface. .....	373
Table 3.5.2 Monthly mean wind field of Osan in 850 hPa level at 00UTC. ....	373
Table 3.5.3 Parameters used in this model according to the atmospheric stability. .....	374
Table 3.5.4 Condition of the emission of the pollutant used in the model. ....	378
Table 3.5.5 Roughness according to building in city area. ....	381
Table 3.5.6 AWS stations in model area and the comparison of the measured surface wind and model simulated wind at 10m level over the ground. ...	396
Table 3.5.7 Initial conditions of background gas distribution for each experiment. .....	399
Table 3.5.8 Several initial conditions for photochemical smog reaction experiments. ....	400
Table 3.5.9 Summary of experiment conditions. ....	410
Table 3.5.10 Summary of numerical simulations. ....	423
Table 3.5.11 Monthly mean temperature and standard deviation of Kangnam and Socho by the data missing rate. ....	437
Table 3.5.12 Monthly mean temperature of AWS in 1999. ....	443
Table 3.5.13 Temperature and precipitation of AWS station in 21, 27 July, 1999. .....	445
Table 3.5.14 Mean value and standard deviation of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Youngdungpo) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999. .....	453
Table 3.5.15 Mean value and standard deviation of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Kangnam) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999 .....	455

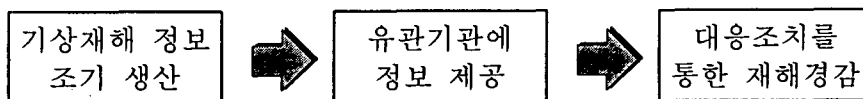
Table 3.5.16 Cloud amount, wind speed and temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Youngdungpo) and Suburb region (Sanung) for 21, 27 July 1999. ....	456
Table 3.6.1 Eigenvalues and the accumulated variance. ....	469
Table 3.6.2 Occurrence frequency of heavy snowfall (≥5cm) of each region classified by EOF analysis. ....	473
Table 3.6.3 The characteristics of radar in Kwanak mountain. ....	493
Table 3.6.4 Frequencies of occurrence for each cloud type. ....	508
Table 3.6.5 Upper-air data observed at Kwangju on 11 and 12 October 1998. Data at several standard pressure levels (1000, 925, 850, 700 hPa) is presented. Observation was carried out 4 times a day with 6 hours interval. ....	514
Table 3.7.1 Comparison between observed elevations by eyes0 and sonic level meter. Where RMSE, AM mean root mean square error and absolute mean error. ....	529
Table 3.7.2 Amplitudes (cm) and phases (degree referred to Greenwich) of 55 tidal constants on pier at the Inchon marine police department. ....	531
Table 3.7.3 Annual variation of the standard deviation of signal and residual(unit : m) ....	537
Table 3.7.4a. Annual variation of harmonic constants at Inchon. ....	543
Table 3.7.4b. Annual variation of harmonic constants at Gunsan. ....	545
Table 3.7.4c. Annual variation of harmonic constants at Mokpo. ....	547
Table 3.7.4d. Annual variation of harmonic constants at Pusan. ....	549
Table 3.7.5 Interariation of annual mean sea levels(unit : m). ....	551
Table 3.7.6 Interaxial variation of annual maximum sea levels(unit : cm). ....	554
Table 3.8.1 Time table of training camp for field observation in 1998. ....	606
Table 3.8.2 Time table of training camp for field observation in 1999. ....	608
Table 3.8.3 Upper-air observation system deployed at each station. ....	612
Table 3.8.4 Results of intensive field upper-air observations. ....	613
Table 3.8.5 Upper-air observation system deployed at each station. ....	624
Table 3.8.6 Results of intensive field upper-air observations. ....	625
Table 3.8.7 Radar network consisted of 6 radars in Korea. ....	659
Table 3.8.8 Capacity of mobile weather radar in METRI. ....	663

Table 3.8.9 Bit weightings for azimuth and elevation. ....	665
Table 3.8.10 Description of Status 1 definition. ....	665
Table 3.8.11 Description of Status 2. ....	666
Table 3.8.12 The data resolution of WSR-88 doppler radar. ....	690
Table 3.8.13 The value of instability indices calculated at Osan and Kwangju upper observation data. ....	693
Table 3.8.14 Operating programs and their alternative plan. ....	716
Table 3.8.15 Net radiation and conductances for daily time (10:00~16:00) (Monthly average( $\pm$ std.err)). ....	720
Table 3.8.16 Daily average conductances for a clear day. ....	721
Table 3.8.17 SiB2 sample parameters for forest. ....	725
Table 3.8.18 Frequency table of semivariogram models. ....	735
Table 3.8.19 The characteristics of various data archive. ....	756
Table 3.8.20 The characteristics of '97 KORMEX pilot experiment. ....	759
Table 3.8.21 Summary of '98 KORMEX IOP. ....	761
Table 3.8.22 Summary of '99 KORMEX IOP. ....	792
Table 3.8.23 Latitude, longitude and height of the stations. ....	792
Table 3.8.24 LAPS specifications. ....	812
Table 3.9.1 The weather expressed by flag. ....	818
Table 3.9.2 Weather Forecast Organization Table on each Broadcasting Stations. .....	826
Table 3.9.3 Broadcasting Table of America's Weather Channel. ....	826
Table 3.9.4 Weather Broadcast on Ordinary Times. ....	828
Table 3.9.5 Distribution of Respondents (by occupation). ....	831
Table 3.9.6 Distribution of Respondents (by age). ....	832
Table 3.9.7 Distribution of Respondents (distinction of sex). ....	832
Table 3.9.8 Whether the Effect of Weather Cast is or not. ....	833
Table 3.9.9 Effect Extent by Occupation. ....	834
Table 3.9.10 Effect Extent by Age. ....	834
Table 3.9.11 the Case not affected by Weather Cast. ....	835
Table 3.9.12 Utilizable Weather Information the most. ....	836
Table 3.9.13 the Main Mediums that get Weather Information. ....	837
Table 3.9.14 Mediums Preference Degree by Age. ....	837

Table 3.9.15 Mediums Preference Degree by Occupation. ....	838
Table 3.9.16 Satisfaction Degree of Weather Information. ....	838
Table 3.9.17 Satisfaction Degree of Weather Information by Age. ....	839
Table 3.9.18 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast (broadcasting). ....	840
Table 3.9.19 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast (newspaper, internet). .....	840
Table 3.9.20 Highly Utilizable Weather Information. ....	841
Table 3.9.21 Desirable Broadcasting Frequency. ....	842
Table 3.10.1 Threshold values of weather advisories and warnings in Korea (7 July 1998). ....	848
Table 3.10.2 Threshold values of airdrome weather advisories and warnings in Korea. ....	849
Table 3.10.3 Weather advisory criteria in Japan. ....	850
Table 3.10.4 Weather warning criteria in Japan. ....	852
Table 3.10.5 Weather warning criteria in China. ....	853
Table 3.10.6 Weather warning criteria in U.S.A. ....	854
Table 3.10.7 Weather warning criteria in UK. ....	857
Table 3.10.8 Weather warning criteria in Australia. ....	858
Table 3.10.9 Application of rainfall duration for heavy rain warning in each country. ....	859
Table 3.10.10 Annual mean frequencies of advisories and warnings by Korea Meteorological Administration in recent 10years. ....	861
Table 3.10.11 Annual average number of cases of damage and those of no damage caused by the heavy rain system and the typhoon system with 24 hours maximum accumulative rainfalls in recent 10years(1987~1996). ....	869
Table 3.10.12 Accuracy and bias test of damage for 1 3, 6, 12 and 24 hours rainfall of 50 and 75% and a few set of maximum curvature on the cumulative probability curve of damage at 63 weather stations in recent 10years(1987~1996). ....	880
Table 3.10.13 Accuracy and bias tests of damage for the combinations of the heavy rains of 50mm/1hr, 80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs and 110mm/24hrs, respectively. ....	882

## 제 1 장 서론

오늘날 전세계는 엘니뇨 등 이상기상으로 인한 기상재해로 큰 피해를 입고 있다. 더구나 도시화, 산업화에 따른 도시인구 및 재산 과밀화로 집중 호우나 태풍과 같은 기상재해에 의한 인명·재산 피해의 규모도 점점 증가하여 전세계적으로 80년경에는 813억달러에서 90년대에는 2700억 달러로 경제적 피해가 증가 추세에 있다. 우리나라 경우도 기상재해로 인한 연평균 경제적 피해액은 60년대 772억원, 70년대 1,264억원, 80년대 3,395억원, 90년대 6,092억원으로 급격한 증가하고 있다. 이러한 기상재해는 그 원인을 억제할 수 있는 인적재해와 달리 그 발생자체를 줄이기에는 현재의 과학기술로는 한계가 있다. 즉 태풍발생을 억제하거나 장마를 강제적으로 소멸시키기는 불가능하다. 그러므로 기상재해에 대응하는 정책은 기상재해를 조기에 감시 및 예측하여 이에 상응하는 대응조치를 취함으로써 그 피해를 최대한 경감시키는 방향으로 추진되어야 한다.



이상기상 등으로 발생하는 기상재해는 그 공간적 규모가 엘니뇨와 같이 전지구 규모에서 집중호우와 같이 수 킬로미터로 다양하며, 6시간 이내에 급격히 발생하는 중규모 폭풍에서 1년 주기의 아시아 몬순 등 다양한 시간적 규모를 가지고 있다. 그러므로 시공적 규모가 다양한 모든 기상재해정보를 생산하는 것은 비효율적임으로 이 연구에서는 다음에서 기술하는 것과 같이 기상재해정보 수요가 절실한 분야에 초점을 두었다.

우리나라에서 발생하는 기상재해의 대부분은 장마나 태풍 등이 주로 발생하는 6, 7, 8월인 여름철에 집중되어 있으며 그 주요 요인은 호우에 의한 것임으로 기상재해정보에서 강수예보는 매우 중요한 비중을 차지하고 있다. 지금까지 강수예보는 레이더 관측과 수치예보에 의존하고 있지만 레이더는 관측영역이 한반도와 연안해역에만 국한되므로 서쪽에서 발달해오는 스템을 파악하기 어렵고, 3시간 이내의 초단시간에 발생하는 호우의 수치예보는 모델이 가지는 Spin-up 문제 때문에 정확도가 많이 떨어지는 단점이 있다. 따라서 이러한 문제점을 극복하기 위한 방안으로 위성자료를 이용한 강수산출 및 예측 기법 연구가 활발히 진행되고 있다(Barret et al,1980 ; Tsonics and Issac,1985 ; Grose et al., 2000). 정지 기상 위성자료는 일정한 시간간격을 가지면서 공간적으로 균일한 관측자료를 지속적으로 제공하며 구름의



발생, 발달뿐만 아니라 이동과 소멸 등 연속 정보를 제공하기 때문에 위성을 이용한 이상기상 감시기술 개발이 필요하다.

국가 경제의 대형화와 더불어 급속하게 이루어지고 있는 사회 각 분야의 정보화는 중 장기 예보의 수요를 급증시키고 있다. 기후 변화를 미리 알 수 있다면, 에어컨, 냉장고 등 계절 상품의 생산량 조절 및 공급 등 산업계와 국가적 차원의 전력과 수자원 수급 관리, 농업 등 사회 전반에 걸쳐 매우 유용한 정보로 사용될 수 있다. 최근에는 세계 각지에서 이상 기상 현상이 빈번히 발생하고 있어, 이로 인한 재해 대비 및 국가적 대처 방안 강구에 장기 예측의 중요성은 더욱 높아지고 있다.

고속 컴퓨터의 등장과 발달에 따라 기상분야는 새로운 단계로 접어들어 주관적 예보기법에서 수치예보를 활용한 객관적 예보기법으로 발전하게 되었다. 특히 중규모 기상재해의 발생이 평균 2~3시간의 짧은 수명을 가지며 공간적으로는 국지성이 매우 강한 특징을 가지고 있어, 보다 정밀한 고해상도의 모형에 의한 예측이 필수적으로 수반된다. 즉, 중규모 기상재해 예측 시스템은 재해발생 전 1~2시간 이내에 모형에 의한 예측이 끝나야 하고, 국지적인 양상을 잘 반영할 수 있도록 충분히 조율되어 있는 초고속 정밀 예측시스템이 필요하다.

태풍은 연간 3~4회 우리나라에서 상륙하여 많은 피해를 입히지만 태풍모델의 성능은 예보현업의 요구수준을 만족시키지 못하고 있다. 현재 국내의 태풍 예보 모델은 간단한 통계 모델이나 태풍 진로에 초점을 맞춘 역학모델에 의존하고 있어 강수량, 풍속 등과 같이 태풍의 강도예보나 전향전의 예보는 한계가 있었다. 태풍 예측 향상을 위해서는 태풍의 진로 예측 기술의 획기적 개발이 필요하다.

서울은 지속적인 경제 개발 계획으로 인하여 급속한 도시화가 진전된 도시로서 이 과정에서 인구와 산업의 집중화가 이루어져 왔다. 이 도시 성장과정에서 주거, 상업, 공공시설 용지들의 토지 개발로 도시 녹지 면적이 급격히 감소하여 왔는데, 이는 국지적인 에너지 순환에 변동을 가져와 도시 특유의 기후를 형성하게 되었다. 이렇게 변화된 미세 국지 기후는 도시 열섬, 대기 오염 확산, 스모그 현상 발생 등 바람직하지 못한 양상으로 나타났다. 이 현상들은 인구과밀지역에서 매우 직접적이고 심각한 정도로 부정적인 영향을 미치기 때문에, 도시기상재해 측면에서 해결되어야 하는 문제로 인식되고 있다. 따라서 이러한 도시기상재해가 없는 쾌적한 도시환경을 건설하기 위해서는 도시 열섬 및 대기오염 확산을 완화하여야 하고 이를 위해서는 도시의 환기능력과 관련되어 미세 국지 순환구조에 대한 연구가 필요하다.

과다한 강수는 강수 그 자체에 의해서도 많은 피해를 유발하나, 강수량 예측이 잘못된 경우 지표에 내린 이후 저장된 물관리 실패에 의하여도 큰 피해가 발생한다. 한 지역에 내릴 강수량을 정확히 예측하는 일은 댐에 흘러들어가는 유역강수량

산출의 정확도를 결정하며, 이는 댐의 홍수 및 가뭄을 조절하는 능력과 직결된다. 효율적인 저수지 관리를 위해서는 유역강우의 시·공간 분포를 정확히 파악하고 예측하여야 하는데, 구름내 강수입자의 생성 및 발달에 대한 이해 없이 강수구름의 급격한 발달이나 강수량을 예측하는 기술에는 한계가 있다. 따라서 수자원 관리를 효과적으로 하기 위해 구름 및 강수발달에 대한 정보 생산에 관한 연구가 필요하다.

우리 나라의 주변해역은 조석현상이 해수유동을 일차적으로 지배하는 곳이다. 우리 나라 연안역의 특징을 살펴보면, 서해안이 수심이 얕아 간척사업과 연안역 개발로 해안선과 수심이 변형된 지역이 많으며 이러한 변화로 조류와 조석의 변형이 발생하며, 동해안은 지진성 해일에 노출되어 있는 곳이고 남해안은 복잡한 해안선을 이루어 여름철 태풍의 빈번한 통과로 폭풍성 해일에 위협을 받고 있다. 특히 서해안은 조차가 최대 8.6 m(인천)로 세계적으로 조석의 영향을 크게 받는 지역 중에 하나이기 때문에 이러한 대규모 간척사업으로 인한 조류 및 해수면 변화는 과거에 침수가 잘 일어나지 않았던 지역에서 대조기에 상습적인 해수의 범람을 유발시키고 있다. 앞으로 해안지역의 이용과 개발이 더욱 많아지고 이에 따른 해수 범람에 의한 경제적, 인명 피해는 더욱 커질 것으로 예상되기 때문에 해수면 변동의 정확한 예측정보는 앞으로 발생할 수 있는 피해를 미연에 방지하는데 꼭 필요할 것이다.

한반도의 집중호우는 여름철 아시아 몬순 기류와 연관된 장마 전선 상의 중규모 요란에 의해 주로 야기된다. 그러나 현재까지 장마 전선에서 발달하는 중규모 요란에 대한 연구는 여러 가지 중규모적 특성을 지녔음에도 불구하고 종관 자료의 시·공간적 제약으로 중규모 물리과정을 충분히 규명하지 못하고 있어 집중호우의 조기 감시에는 많은 한계가 있다. 이러한 중규모적 기상현상의 이해 및 감시·예측을 위해서는 이에 적절한 시·공간적 관측 자료, 즉 고해상도 관측 자료의 생산이 요구된다.

마지막으로 생산된 기상재해 정보의 가치를 극대화하기 위해서는 생산된 기상재해정보가 최종 사용자까지 정보가 손실 없이 전달되어야 한다. 특히 정보 생산자와 정보 사용자간에 해석되는 정보내용이 일치해야 함으로 기상재해 정보의 전달 기술도 개발되어야 한다. 이를 위해 기상재해 정보의 최종적인 양식인 한국의 특보 기준 설정의 타당성 검토하고 및 특보발효 최적 기준을 정립할 필요가 있다. 또한 대중매체를 이용하여 효과적으로 기상재해 정보를 전달하기 위하여 방송형태에 따른 시청자와 청취자들의 요구와 만족도를 조사하고 차세대 방송형태인 인터넷 방송을 통한 기상정보 전파 효과를 분석하여 효율적인 방송형태의 구축이 필요하다.

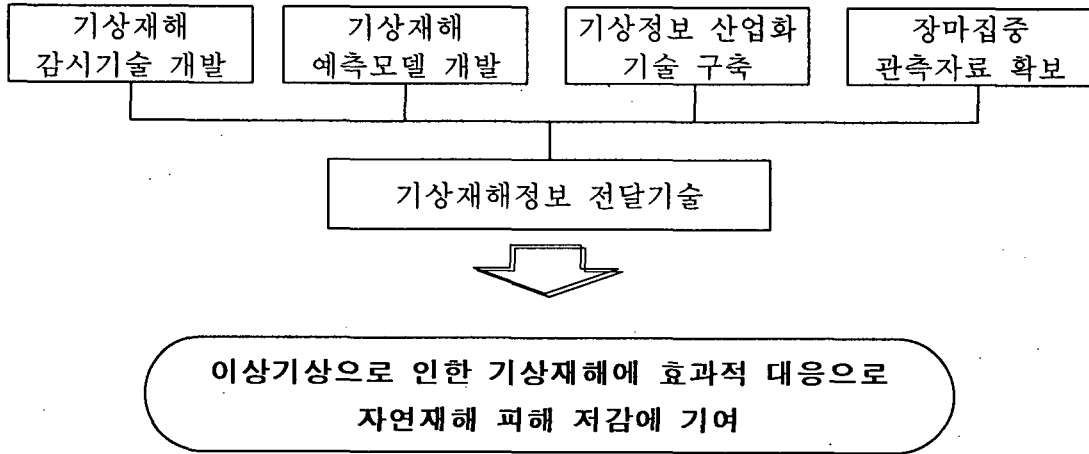


Fig. 1.1.1 The final goal and contents of this project.

현재 관측센서와 장비의 고도화에 힘입어 고해상도의 정밀한 관측자료가 생산되고 있으며 컴퓨터 성능이 급속히 발전함에 따라 기상 예측 모델의 정밀화가 가능하게 되었다. 따라서 본 사업에서는 기상재해에 적절히 대비하기 위하여 Fig. 1.1.1과 같이 위성을 이용한 전구규모의 기상재해 감시, 기상재해 예측, 산업기상정보를 생산, 장마집중감시, 기상재해정보 전달 기술 등 기상재해저감에 필요한 기상정보 생산 기술을 개발하고자 한다. 이를 위하여 다음과 같이

- 기상재해 감시기술
    - 위성을 이용한 강수강도 추정 및 예측, 해양기상요소 추정기술 개발
  - 기상재해 예측모델 개발
    - 기온/강수량 장기예측모델 개발
    - 초고속 기상모델 병렬화 및 클러스터를 이용한 지역규모 예측활용기술 개발
    - 태풍진로 예측모델 및 태풍예보 전문가 시스템 개발
  - 기상정보의 산업화 기술 개발
    - 도시기상 재해 예측을 위한 국지기후 평가기술 개발
    - 가용수자원 극대화를 위한 한반도 강수계의 구조 파악
    - 조석·파랑 등 해상기상정보 생산기술 개발
  - 장마집중감시
    - 고층, 레이더, 플릭스 등 장마집중 관측 및 자료 D/B 구축
  - 기상재해정보 전달기술 개발
    - 한국의 특보 기준 설정
    - 기상방송형태연구 및 인터넷기상방송 운영시스템 개발
- 을 개발하고자 한다. 개발된 기술은 1차 기상재해정보 수요기관인 기상청에서 현업

에 적용하여 기상청의 기상재해 예측 능력을 향상시키며 나아가 기상재해 유관 부서인 중앙재해대책본부, 일반 기상정보 수요자 등에게 기상재해 정보를 제공하여 국민 생산성 향상 및 삶의 질 향상에 기여하고자 한다.

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 제 1 절 기상재해 감시기술

위성관측자료를 이용한 강수량 추정에는 일반적으로 적외선과 마이크로파 자료가 사용된다(Kidder and Vonder, 1995). 위성 적외 자료를 이용한 강수량추정 기법에는 저위도에서 대류운의 온정온도와 강수량의 상관성을 이용한 ArKin 방법, 구름의 발달단계에 따른 강수강도를 추정한 Griffith-Woodley방법, 구름의 면적을 고려한 Negri-Adler-Wetzel 방법, 대류운과 층운에 따른 강수 추정 방법(Adler et al.,1988) 등이 있다. 최근 Kurino(1997)는 레이더 관측 강수량 자료와 GMS-5 적외자료의 Look Up Table을 이용하여 강수량을 추정하였다. 이렇게 위성을 이용한 다양한 강수량 추정기법은 레이더, 지상관측자료 및 모델 등과 접목됨으로써 보다 정량적이고 정확한 추정 및 예측 기법으로 발달하고 있다. 그 예로 미국 NESDIS에서는 정지기상위성인 GOES의 적외 자료와 ETA모델을 이용하여 강한 홍수(Flash Flood)의 예측에 활용하고 있으며, 미해군의 Turk et al.(1999)는 전지구 정지기상위성, SSM/I, TRMM/TMI 자료를 접목시켜 순간 및 누적강수량을 산출하였다.

국내에서도 위성자료를 이용한 강수량 추정 연구가 수행되었는데, 기상청에서는 일본에서 개발된 GMS 관측자료를 이용한 강수량 추정법을 도입하여 한반도 주변의 레이더 자료를 이용한 몇 가지 사례실험을 통해 현업 운영 가능성을 조사하였으나 현업에 도입되지는 않았다(기상연구소, 1991-1993). 그리고 본과제와 관련하여 서울대학교에서는 GMS-5 적외 관측자료를 이용한 강수량 추정 연구를 수행하였고, 나아가 PMM(Probability Matching Method)기법을 도입하여 SSM/I와 GMS-5 적외자료를 연관시켜 기존의 강수산출 기법보다 개선된 강수확률, 강수역 및 강수강도를 산출하여 기상청 현업에 제공하였다. 또한 기상연구소에서도 본과제의 일환으로 1999년도에는 GMS-5 적외 자료와 한반도에 분포한 400개의 AWS자료의 상관성을 이용한 강수강도를 산출하여 기상청 예보 현업에 운영함으로써 한반도지역의 다양한 강수정보를 제공하고 있다.

### 제 2 절 기상재해 예측모델 기술

CCA을 활용한 예보는 미국 NCEP CPC에서 가장 유용하게 이용되고 있는 기술로서 미국 지역의 강수, 기온의 계절 예보 산출에 이용되며, 특히 이 방법에 의한

ENSO 예보는 높은 적중률을 자랑하고 있다. 동일한 방법으로 캐나다에서도 예보를 산출하고 있으며, 유럽에서는 CCA에 의한 예보 분석이 이루어졌다. 또한 ENSO의 영향하에 있다고 보는 열대 도서 지역과 아프리카 지역에서의 기온, 강수량의 계절예보를 지원하고 있다. OCN 또한 미국, 중국 등에서 계절예보에 이용되고 있는 기술로서 선행시간이 길다는 장점을 가지고 있다. 특히, 미국 NCEP CPC에서는 기후모델을 활용한 역학적 예보 결과와 CCA, OCN의 예측 결과를 종합하여 0.5개월부터 시작하여 1개월 간격으로 12.5개월까지의 선행 예보 시간을 가지는 기온과 강수량에 관한 계절예보를 발표하고 있다.

국내에서는 앙상블 역학모델을 이용하여 계절예보를 수행하고 있으나 예측정확도를 산정하고 있지 않으며, 주기법, 다중회귀법, 주성분분석법 등의 통계모델을 이용하여 장기예보를 수행하고 있으나 CCA, OCN을 이용한 기후 예보를 산출하지는 않고 있다. 또한 시계열 패턴예측을 위한 신경망 이론연구 및 이를 활용한 기상예보기술에 관한 연구가 국내외의 연구가 점차 다양하게 확대되고 있는 실정이다.

컴퓨터 산업 분야의 국외의 병렬화 기술개발 및 연구는 이미 오래된 역사를 가지고 컴퓨터의 기술발전과 함께 진행되고 있으며 기상에서의 병렬처리도 오래된 개념이었다. 일찍이 1922년 수치예보의 가능성을 제일 먼저 밝힌 리차드슨은 인공지능 공장의 개념을 세움으로써 컴퓨터의 발생을 예견하였다. 이후 기상분야는 슈퍼컴퓨터의 가장 큰 사용자로서 항상 동시대에 가장 빠른 컴퓨터를 기상예보에 이용하고 있다. 병렬컴퓨터를 기상분야에 이용하려는 구체적인 시도는 유럽중기예보센터(ECMWF)에서 시작되었으며 1997년에 벡터형 병렬컴퓨터를 설치하여 병렬프로그램을 수치예보현업에 적용, 최초로 운용하였다. 인도, 중국 및 유럽 제 국가는 이러한 노력에 동참하여 기상병렬기술개발에 많은 투자를 하고 있다. 미국 역시 전통적인 컴퓨터 연구기관을 중심으로 기상 모형의 병렬화 가능성이 많이 연구되었다. 현재 세계적으로 가장 많은 수치예보모형을 개발하고 있는 국가는 미국으로 일반사용자를 위한 수치예보모형은 병렬화 조류를 반영하여 병렬컴퓨터에서도 운영 가능한 버전을 제공하고 있다.

한편 미국을 중심으로 연구소 및 대학교에서 네트워크를 이용한 병렬 컴퓨터의 구현을 통하여 병렬 환경을 제공하기 위한 연구가 진행중이다. 미국 Berkeley소재의 캘리포니아 주립대학의 NOW(Network of Workstations) 프로젝트는 분산 병렬 시스템의 대표적인 연구로서 SUN 시스템들과 인텔 PC들을 연결하여 병렬처리 환경을 구현하였다 (NOW Homepage). 이 프로젝트는 보다 많은 수의 워크스테이션들을 이용하여 보다 안정된 분산 시스템을 구현하기 위한 연구를 진행중이다. Iowa 소재 Ames 국립연구소에서는 2대의 CPU를 내장한 64대의 인텔 PC들과 ATM을

이용한 병렬처리 환경의 구현에 성공하였으며 사용자를 위한 시스템 소프트웨어 및 일반 어플리케이션들을 개발 중에 있다 (Ames Lab Homepage). 본 연구팀은 선진 기술의 이전을 용이하게 하기 위하여 미국 Ames 국립연구소와 기술 교류를 하고 있다. 지금까지 국내에서는 분산 처리를 이용한 병렬화는 거의 전무하였으며 이제 새로이 시작하는 단계에 있다. 연구개발정보센터(KORDIC)내의 PC 클러스터 개발실에서는 1998년부터 워크스테이션 클러스터링 시스템 소프트웨어에 관한 연구를 진행중이며, 삼성 종합연구소등 민간 연구소에서도 동일한 연구를 시작하였다. 하지만 국내에서는 아직까지 괄목할만한 연구 성과가 발표되지 않고 있기 때문에 국내의 기술 동향을 판단하기에는 아직까지는 어렵다고 여겨진다.

태풍예측 모델분야는 미국이 가장 앞선 기술을 보유하고 있으며 미국 NMC의 에서 GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 모델이 세계 최고의 성능을 보이고 있다.(Kurihara, 1995). 이 모델은 모조태풍을 구하는 과정에서 매우 상세한 설계로 실제와 흡사한 초기 태풍을 생성한다. 기상청에서는 이 모델을 도입해서 1997년부터 현업에 가동시키고 있다. 일본에서는 스펙트럴 모델인 TYM과 전구분석 및 예보시스템인 GSM을 태풍예보에 사용하고 있다. 또한 최근 많은 모델결과 중 최적의 예보를 객관성 있게 선택하는데 전문가시스템의 개발에 힘쓰고 있다 (Carr 등 1999). 이 방식은 북서태평양 뿐만 아니라 남반구의 태풍에 대해서도 시도되고 있다 (Bannister 등, 1999). 현재 국내의 태풍진로 예측은 역학모형이 연구의 주된 대상이었고, 진로에 관한 통계적 모형으로 개발된 것으로는 PC법, Climate법, 유사법, CLIPER 등이 있으나 예측의 정확도면에서 만족스럽지 못한 실정이다. 비선형성의 특성에 따라 모형이 선택되는 동적 비선형 시계열 모형에 대하여는 여러 연구가 이루어지고 있으나, 태풍 진로에 대한 동적 비선형 시계열 모형 연구는 매우 미흡한 실정이다.

### 제 3 절 기상정보의 산업화 기술

미세 국지 기후 모의에서 바람장 계산이 매우 중요한데 미세 국지 기후 모델이 해결할 수 있는 적정 규모보다 더 큰 규모에 의한 기상학적 효과와, 그 적정규모 이하의 현상, 즉 난류에 관한 물리과정이 적절하고 타당하게 매개변수로 표현되어야만 한다. 최근 미세 국지기후와 관련되어 이루어진 국외 연구를 보면 Yoshikado (1994)는 도시지역 열섬 효과와 해풍의 상호 작용에 의해서 육지로 진입하는 해풍의 지연이 나타나며 해풍의 전선면과 관련한 상승운동이 강화됨을 보였으며 Nielsen-Gammon(2000)은 도시 열섬이 해륙풍에 영향을 주어 휴스턴 지역의 수렴

기류를 유도하고 이것이 대류성 세포 발생과 고농도 오존 유발에 영향을 미친다는 것을 모의하였다. 이는 지금껏 지형효과 또는 대규모의 순환 관점에서 기후 변화가 다루어져 온 것과 달리 인위적인 도시화가 국지 순환의 변동에 미치는 영향이 크다는 것을 알려주는 것이다. 한편 국내에서는 최근 이승우와 이동규(1998)에 의해 한반도의 수도권 지역에 대하여 실제에 가까운 지형과 지표 특성을 고려한 3차원 중규모 모델을 이용한 바 있는데, 이 외에도 국지규모의 바람장 산출에 관한 많은 국내 연구들이 있었다. 그러나 이들 연구에서는 수평격자 간격이 수 km에 이름으로써 좀더 분해능이 뛰어난 바람장 산출 모형이 요구되었다. 이를 위해 본 연구에선 도시와 같은 국지 규모 공간의 바람장 및 대기오염 물질 확산장을 모의할 수 있는 독일 쾰른 대학 기상학 연구소에서 개발된 모델(WiTrak)을 활용하게 되었다. 본 연구에서는 WiTrak 모형을 입수하여 서울지역에 적합한 경계자료와 경계층 파라미터를 추출하여 수치실험을 실시하였다. 또한 서울보다도 더 작은 지역의 미세바람장을 모의하기 위해서 독일기상청에서 개발된 MUKLIMO를 도입하여 운영하였다(Sievers, 1995). 이 모형은 비발산, 비압축인 중립대기를 가정하여 유선함수 방법을 이용하여 바람장을 계산하게 된다.

현재 한반도에서 강수형성 과정에 관한 연구는 기반기술인 구름분야에 대한 연구 결과가 미흡하고, 강수과정의 관측도 거의 수행되지 못한 실정이다. 레이더는 강수 과정을 관측할 수 있는 장비로서, 기상청(5대), 공군(6대), 미공군(2대)의 기상레이더가 현업을 목적으로 운영되고 있으나 이들 현업용 레이더에서는 강수나 전선 연구에 사용할만한 양질의 레이더 관측자료를 생산하지 못하고 있다. 기상연구소에서 운영하는 이동식 레이더만이 연구용 목적으로 강수 과정에 관한 관측을 수행하고 있다. 미국의 경우, 미시간호 부근의 강설현상 연구, X-band, Ka-band 등의 레이더를 이용한 구름 및 강수 발달과정 분석, 대기 경계층 난류특성 및 구름 발달 과정 연구가 수행되어 구름물리 분야의 연구가 매우 활성화되어 있다. 이러한 실험의 일환으로 강수계의 구조 및 발달 과정에 대한 많은 사례연구가 이루어져 왔으며, 이중 Long et al.(1990), Sassen et al.(1990), Campistron et al.(1991)은 중위도 전선성 강수계의 중규모적 특성을 종관, 고층기상관측자료 및 레이더, 라디오메타 등의 자료를 이용하여 자세히 분석하였다. 영국 기상청-레딩대 공동 중규모 기상 연구소(Joint Centre for Mesoscale Meteorology)에서는 약 60 여년간의 활발한 연구활동을 통하여 중위도 저기압의 구조와 발달 과정에 대한 잘 정립된 개념모형을 제시하고 있다(Semple, 1998). 이 모형은 관측, 실험 및 수치모델 연구를 통하여 저기압의 물리적 구조를 간단하면서도 유동적으로 잘 묘사하고 있다.

우리나라 조석자료에 관한 기초 연구로는 일·월 평균해면 및 해면의 각종 극치



에 대한 결과가 수로국(현 해양조사원)의 수로기술연보에 매년 발표되고 있다. 체계적인 우리나라 조석에 의한 해면변화 특성에 대한 연구로는 산발적으로 장기간의 평균해면 변화 경향 등에 대한 연구가 있었으나 체계적이고 종합적인 연구로는 최(1983)에 의한 것이 있다. 최(1983)는 국립지리원의 의뢰로 1979년까지의 수로국 고정검조소의 검조자료를 정리 분석하여 각종 평균해면의 변화, 조화상수의 안정성, 그리고 각종 해면통계들을 정리 보고하였었다. 그 이후로는 지금까지 해면변화에 관한 체계적인 연구는 이루어진 바 없었으며 본 연구가 십 수년만의 연구가 될 것으로 생각된다. 조석예보는 국립해양조사원에서 매년 말경에 다음 연도의 조석표를 발행하며 이 예보치는 우리나라의 조석에 대한 기준치로 사용되고 있다. 그러나 이 자료만으로는 기상청의 예보실무자들이 예보 현업에서 사용하기에는 부족하며 보다 체계적이고 종합적인 조석예보체계 및 해면정보 검색체계의 필요성이 대두되었다. 초기에는 현장관측이 수로국(현 국립해양조사원)에 의해 실시되었고 기준 검조소에서 지속적인 해수면변동이 관측되고 있다. An(1977) 및 Choi(1980)가 처음으로 2차원 수치모델을 경기만, 아산만 등 연안역과 황·동중국해 전 해역에 적용하여 해수면 변화와 조류를 계산하였으며, 최근부터 2차원과 3차원 수치모델에 의한 조석모델이 수행되어 한반도 주변의 조석구조와 조류가 정밀하게 재현되고 있다(최, 1990, 1997; Kang et al., 1991; Suh, 1996). 조석현상에 대한 이론적 해석은 Kang(1984), Fang et al.(1991)과 Kang(1995)이 황해의 무조점 형성과정을 이론적으로 해석하여 조석구조를 설명하였다. 국지적 조석현상으로 제주도 주변해역에서  $M_2$  분조의 비대칭성에 대한 해석적 연구와 자료분석에 의한 각 분조의 진폭과 위상분석(Kim and Lee, 1986; Lee and Kim, 1988) 등이 수행되었다.

## 제 4 절 장마집중감시 기술

국내에서는 국지적인 해륙풍 순환, 대기오염 모델링의 초기자료 생산을 위한 대학 연구차원의 기상관측실험을 제외하면 집중관측실험이 수행된 적이 없다. 하지만 아시아 몬순의 영향권에 함께 속해 있는 일본, 중국은 '지구 에너지·물 순환 관측 실험 계획(GEWEX)'과 연계하여 아시아 몬순 집중관측실험(GEWEX Asian Monsoon Experiment, GAME)을 수행 중에 있다. GAME은 아시아 몬순의 변동성을 규명하기 위한 관측과 모델링 연구의 일환으로, 중국은 일본, 미국과 더불어 3개 권역(티벳, TIPEX; 유하유역, HUBEX; 남중국해; SCSMEX)에서 '98~'99년 우기에 집중 관측 및 야외 실험을 실시하였다. 일본은 오키나와를 중심으로 17개소에서 '98~'99년 집중관측 실시하였다. 그밖에 미국 미시시피강 유역(GCIP; GEWEX

Continental-scale International Project), 캐나다 맥켄지강 유역(MAGS: Mackenzie river GEWEX Study), 남미 아마존 지역(LBA: Land-atmosphere moisture Budget studied over the Amazon by the four-dimensional data assimilation), 북유럽 발트해 지역(BALTEX: Baltic sea experiment) 등이 있다.

인류의 활동이 대기권과 생물권에 크게 영향을 미침에 따라, 대기와 그 아래에 있는 지표사이의 상호 작용에 관한 이해가 점차적으로 중요해지고 있다. 결정적으로 중요한 과정들은 이러한 시스템간의 에너지와 물질의 교환 및 수지, 이에 따른 플럭스 값들과 조절 메커니즘 등을 포함한다. 그러나 대부분의 경우, 이와 같은 상호 작용을 지배하는 플럭스 자체도 충분히 이해되지 않고 있으며, 그 측정 또한 어려운 실정이다. 최근 연구 논문들은 지표 교환 플럭스가 미기상학적 방법을 사용하여 정확하게 측정될 수 있다는 평가를 내린바 있다. 국내에서는 연세대학교 미기상학 연구실에 의해 논과 같은 평지에서 일본과 호주의 국제 공동 연구에서 기본 시스템으로 사용중인 에디 공분산 시스템으로 플럭스를 측정하는 바 있다. 미국의 NCAR에서는 이미 미량 기체, 운동량, 현열 및 수증기 등의 지표 플럭스 관측을 위해 필요한 제반 기술과 기상학적, 화학적 증거를 연구 기관에 제공하기 위한 기기 개발의 가능성에 관해 조사한 바 있으며 현재도 추진중이다.

한편, 국내에서는 장마집중감시연구와 같은 체계적이고 대규모의 자료 센터를 구축한 예가 없으며, 집중관측자료의 품질 검사, 자료 동화 등과 같은 자료 분석에 필요한 기술이 낙후되어 외국의 기법을 답습하고 있는 형편이다. 하지만 일본은 동아시아 몬순 연구를 위하여 중국, 동남 아시아 국가들 및 러시아와 협력하여 야외 집중기상관측을 실시하고 여기서 획득하게 될 자료를 전세계적으로 관련 연구자들에게 제공할 계획을 수립하여 추진 중에 있다. 현재 국제적으로 추진되고 있는 GAME(GEWEX Asian Monsoon Experiment) 자료 생산 및 운영의 기본 목적은 GAME의 과학적인 목적을 추구하는 수문 관련 연구, 대기와 물 순환 연구, 그리고 4차원 자료 동화의 초기 자료와 검정을 위한 자료 제공을 목적으로 한다.

## 제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과

### 제 1 절 위성자료를 이용한 강수 및 해양기상요소 산출

#### 1. 위성자료를 이용한 단시간 강수량 산출과 예측

##### 가. 강수강도 산출 기법

본 연구에서는 우리나라 주변의 강수강도를 추정하기 위하여 GMS-5위성에서 관측되는 적외 채널 1과 2번의 복사 평형 온도 (TB1: 파장 11  $\mu\text{m}$ 의 복사평형온도, TB2: 파장 12  $\mu\text{m}$ 의 복사평형온도) 자료를 사용하였다. 또한 한반도 전 영역에 대해 약 20 km 간격으로 400여곳에 분포하고 있는 AWS 관측자료와 일본 열도에 위치하는 5개 지점의 레이더 관측 강우강도를 이용하였다.

본 연구에서 개발된 강수강도의 추정법은 크게 3가지로서 첫 번째는 확률분포 대응법(Probability Matching Method; PMM), 회귀분석법(Regression Method; REG), 그리고 누적 히스토그램 대응법(Accumulated Histogram Matching Method ; AHMM)이다. 아래에서는 각 기법들에 대한 소개와 실험결과를 간략하게 소개하고자 한다.

##### (1) 확률대응법 (Probability Matching Method ; PMM)

PMM 알고리즘을 개발하기 위한 과정을 도식화하여 Fig. 3.1.1에 나타내었다. 자료를 조합함에 있어서, GMS-5 관측을 기준으로 15분 이내에 존재하는 SSM/I 관측을 동시간 관측으로 간주하였으며, GMS-5 적외 관측보다 SSM/I 관측의 해상도가 낮기 때문에 SSM/I의 한 픽셀 안에 위치한 9개 이내의 GMS-5의 관측치를 평균함으로써 일대일 대응을 이루게 하였다.

자료수집은 한반도를 중심으로 하는 동아시아 영역의 하계 기간으로 한정하였다. 하계로 한정시킨 이유는 이 기간이 장마기간을 포함하는 하계 몬순기에 해당하여 비교적 강수 양상이 비슷한 구름의 밝기온도와 강수량을 연관시킬 수 있기 때문이다. 즉, 동계와 하계는 대류권의 온도변화와 강수 양상이 서로 달라 이 둘을 하나의 방정식으로 나타내는 방법은 에러를 포함할 수 있다.

Fig. 3.1.2는 1996년 6월의 GMS-5 밝기온도와 SSM/I 강수율 분포를 나타낸 것이다. Fig. 3.1.2 a)는 SSM/I 강수 추정 방법에 의해 강수가 있는 경우에 대해 TB11과 SSM/I 강수율의 관계를 나타낸 것이다. TB11이 낮을수록 강수량이 많아지는 분포를 보이고 있으나 뚜렷한 선형관계는 나타나지 않는다. 따라서, 단지 운영

온도에 따른 강수량 추정과 이의 응용이 오차와 산란을 유발할 수 있음을 암시한다. Fig. 3.1.2-b는 TB11에 대한 TB11-6.7 분포를 나타낸 것이다. 이 그림은 TB11이 낮을수록 TB11-6.7 또한 낮아지고 있음을 보인다. TB11이 낮을수록 대류가 강하므로, TB11-6.7이 낮을수록 역시 대류가 활발함을 의미한다. 이는 대류운이 발달하여 대류권계면까지 다다른 경우, 성층권에 수증기가 증가하여 수증기 채널에서는 온도가 낮은 구름의 정상에서 나오는 복사 에너지가 대류권계면보다 온도가 높은 성층권의 수증기에 의한 방출이 더해지기 때문에 TB6.7이 TB11보다 높게 나타나는 사실과 일치한다(Tjemkes *et al.*, 1997). 이와 같은 관계들은 TB11-6.7을 사용해 강수량을 추정할 수 있음을 시사한다.

온도에 따른 강수량 추정과 이의 응용이 오차와 산란을 유발할 수 있음을 암시한다. Fig. 3.1.2 b)는 TB11에 대한 TB11-6.7 분포를 나타낸 것이다. 이 그림은 TB11이 낮을수록 TB11-6.7 또한 낮아지고 있음을 보인다. TB11이 낮을수록 대류가 강하므로, TB11-6.7이 낮을수록 역시 대류가 활발함을 의미한다. 이는 대류운이 발달하여 대류권계면까지 다다른 경우, 성층권에 수증기가 증가하여 수증기 채널에서는 온도가 낮은 구름의 정상에서 나오는 복사에 대류권계면보다 온도가 높은 성층권의 수증기에 의한 방출이 더해지기 때문에 TB6.7이 TB11보다 높게 나타나는 사실과 일치한다(Tjemkes *et al.*, 1997). 이와 같은 관계들은 TB11-6.7을 사용해 강수량을 추정할 수 있음을 시사한다.

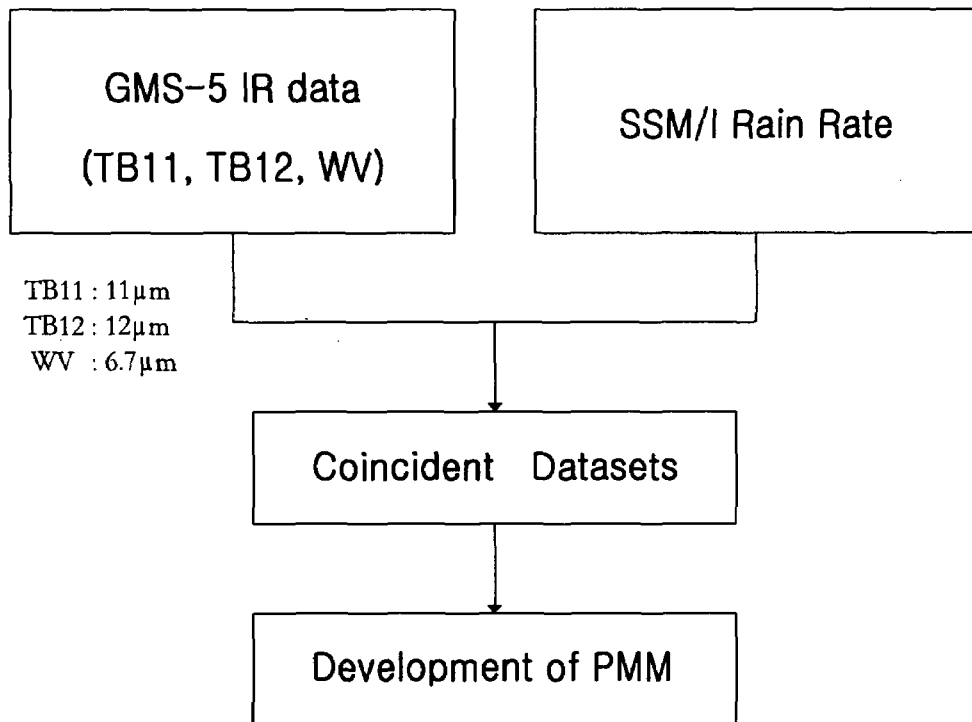


Fig. 3.1.1 Process of developing PMM algorithm.

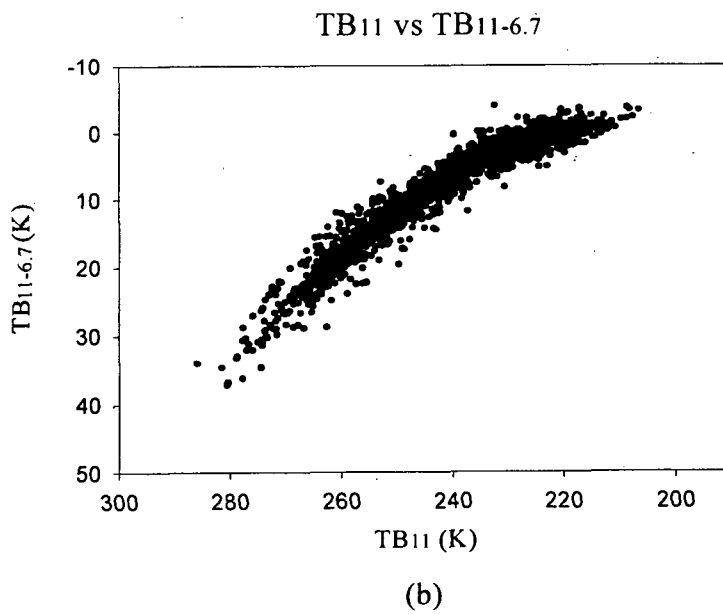
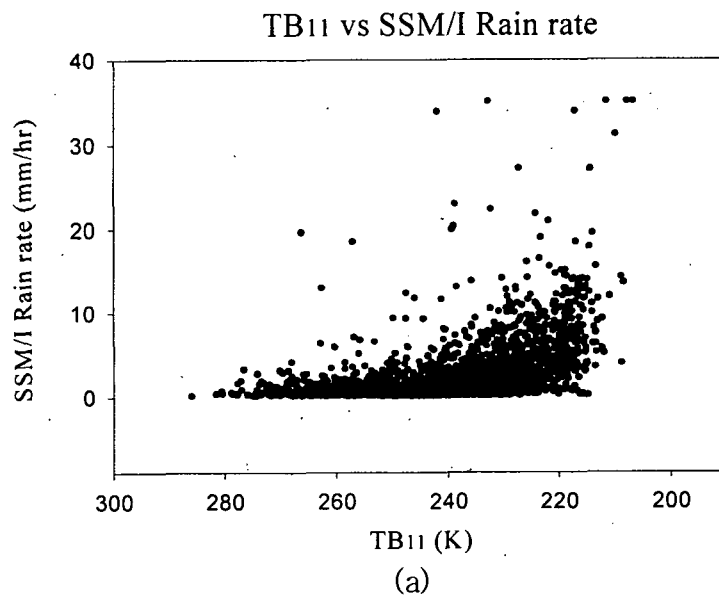


Fig. 3.1.2 Scatter diagrams of rain pixels for July 1996. (a) TB11 versus SSM/I rain rate. (b) TB11 versus TB11-6.7.

(가) 알고리즘

1996년과 1997년 하계 6개월 동안 GMS-5 위성의 적외 자료와 동시간 동위치에 관측된 SSM/I 밝기온도로부터 구한 강수량 자료의 CDFs가 일치하는 값들을 구함으로써,  $RR = f(TB)$  의 관계식을 생산하였다. Fig. 3.1.3은 조합된 자료로부터 얻은  $11\mu\text{m}$ 의 적외선 밝기온도(TB11),  $11\mu\text{m}$ 과  $6.7\mu\text{m}$  밝기온도의 차(TB11-6.7), SSM/I 강수량의 CDF를 나타낸 것이다. TB11은 전구간을 통하여 비교적 균질한 CDF를 보이고 있다. 예를 들어 온도가 낮은 200K-220K 구간은 전 구간의 약 25%를 차지하고 이는 상위 20%의 CDF에 해당한다. 그러나, TB11과 대비시킬 강수량은 매우 다른 분포를 보이고 있다. 즉, 상위 80%에 해당하는 부분이 220K보다 높은 밝기온도를 나타내고 있다. 강수량의 구간을 0-35 mm/hr로 했을 때, 전구간의 1/7에 해당하는 5mm/hr이하의 자료가 전체의 약 88%의 CDF를 차지하고 있다. 상위 20%에 해당하는 TB11 자료는 5mm/hr 이상35mm/hr이하 구간의 다양한 강수량 분포를 보이고 있어 TB11 1개의 채널을 사용한 강수추정 알고리즘은 강수량이 클 때 그 정확도가 낮아질 수 있음을 암시하고 있다. 이와 비교할 때 TB11-6.7은 강수량이 클 때 상대적으로 자료의 수가 많기 때문에, 강수량이 많은 경우에 TB11-6.7을 적용하면 보다 정확한 강수량 추정식을 얻을 수 있음을 암시한다.

Fig. 3.1.3의 CDF는 TB11을 이용한 방법이 강수가 비교적 약한 경우를 보다 잘 기술 할 수 있으며 강수가 강한 경우에 한하여 TB11-6.7으로 보완될 수 있음을 보여주고 있다. 따라서, 이 연구에서는 첫째, TB11 자료만을 이용한 알고리즘(PMM1)을 개발하였으며, 둘째 PMM1을 TB11-6.7자료로 보완한 방법(PMM2)을 개발하였다.

◆ PMM1

TB11과 SSM/I 강수량의 확률분포를 일치시켜 Fig. 3.1.1.4-a에 제시하였다. 구축된 합성 자료로부터 GMS-5의 TB11과 SSM/I 강수량 자료만을 이용하여 다음과 같은 mm/hr 단위로 나타내는 강수 추정식을 산출하였다.

$$RR = \exp (-0.082 * (TB11 - 241.7) ) \tag{3.1.1}$$

식 (3.1.1)에서 TB11의 단위는 절대온도이다.

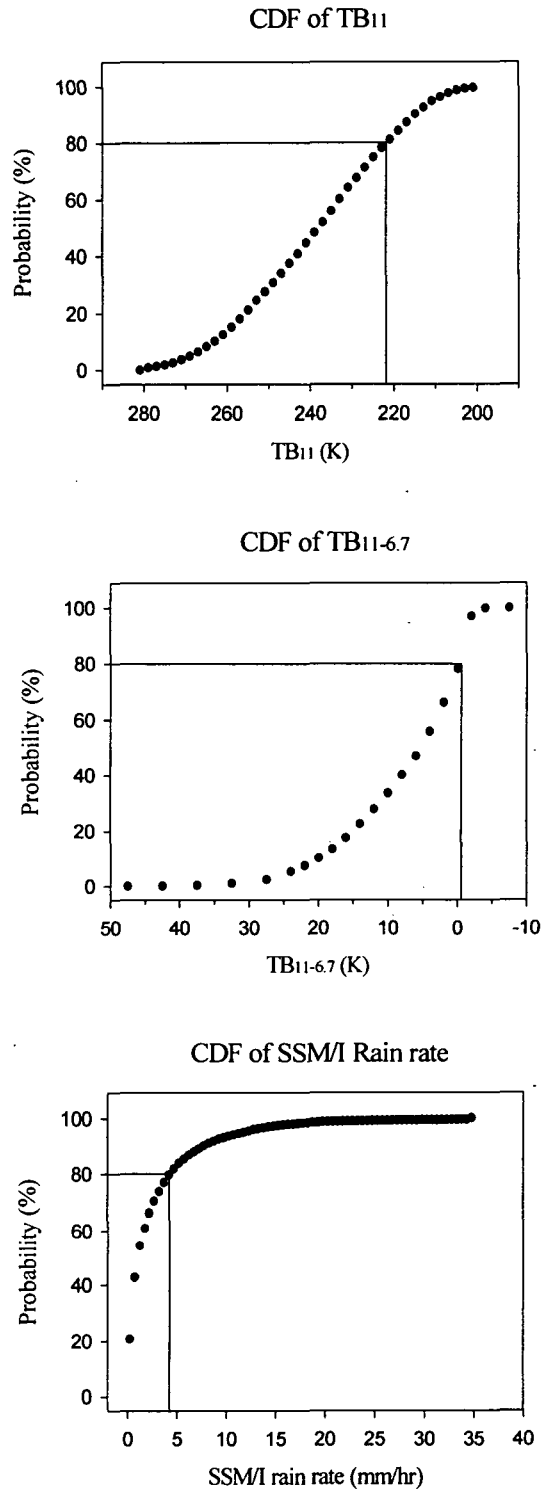
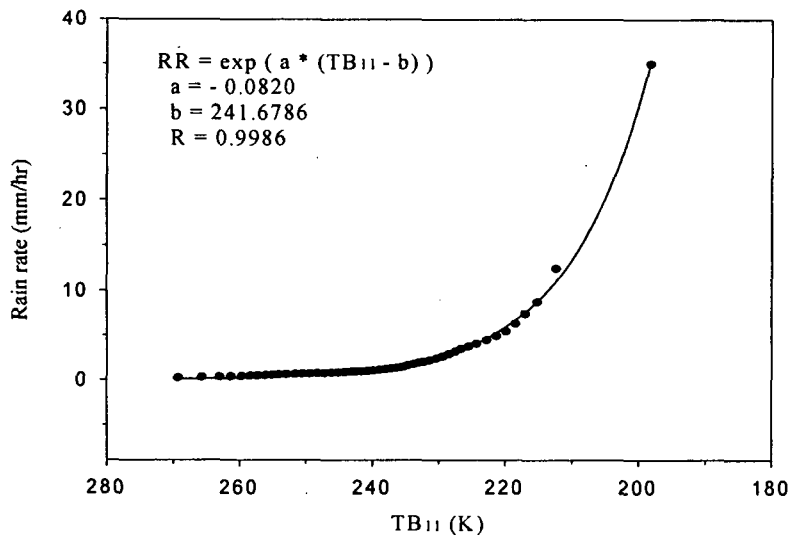


Fig. 3.1.3 Cumulative distribution functions of TB11, TB11-6.7 , SSM/I rain rate

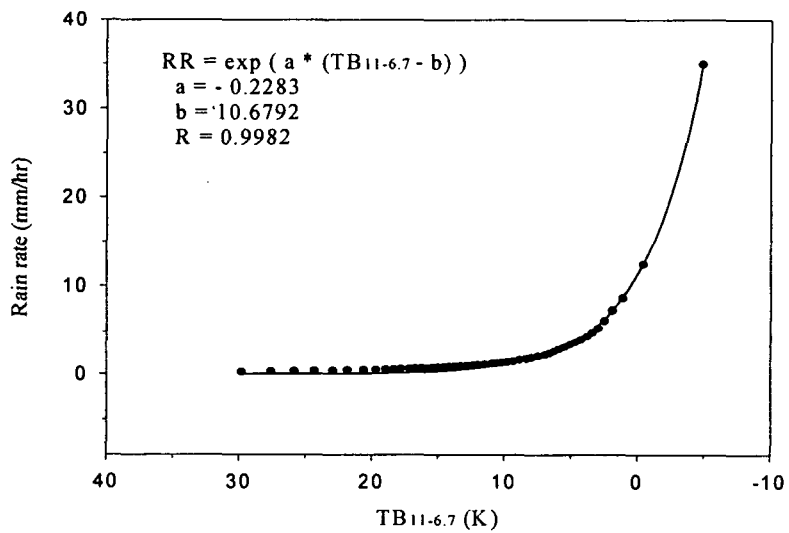


### Regression of TB<sub>11</sub> vs SSM/I Rain rate



(a)

### Regression of TB<sub>11-6.7</sub> vs SSM/I Rain rate



(b)

Fig. 3.1.4 (a) Regression of probability distribution matching of TB<sub>11</sub> versus SSM/I rain rate. (b) Same as (a) except for TB<sub>11-6.7</sub> versus SSM/I rain rate.

◆ PMM2

PMM1을 보완하고자, TB11-6.7을 이용한 강수 추정식을 부분적으로 적용한 방법을 PMM2라 하였다. TB11-6.7과 SSM/I 강수율의 확률분포를 일치시켜 Fig. 3.1.4-b에 제시하였다. PMM2 는 TB11이 212.4 K 이하인 경우 PMM1 으로 구한 강수율과 아래의 식 (6)에 의해 계산된 강수율중에서 크게 나타나는 값을 선택하여 강수율로 부과하는 것이다. 따라서, 대류가 활발한 경우의 강수 추정에 초점을 맞추고자 제안된 방법이다.

$$RR = \exp ( -0.2283 * (TB11-6.7 - 10.68) ) \quad (3.1.2)$$

한편, PMM 알고리즘을 적용함에 있어서, 강수가 없는 권운을 제거하기 위해서 Split Window 채널의 11 $\mu$ m 와 12 $\mu$ m의 밝기온도 차이인 TB11-12가 2.5K 이상인 경우를 권운으로 분리해내는 Inoue (1987)의 방법을 사용하였다.

(나) 알고리즘의 비교 및 검증

본 연구에서 개발된 적외 자료를 이용한 강수량 및 강수역 추정 알고리즘인 PMM을 검증하기 위해, 지상 관측 자료인 AWS 강수량 자료를 통해 신뢰성을 조사하였으며, 기존의 적외 자료를 이용한 강수량 추정 방법들인 LUT(Kurino, 1997), CST(Adler et al., 1988), NAWT (Negri et al., 1984), ARKT(Arkin, 1979)의 결과와 비교하였다.

① 비교 알고리즘

◆ LUT (Look up Table)

Kurino(1997)는 레이더 관측 강수량 자료와 GMS-5 적외 자료인 TB11, TB11-12, TB11-6.7들의 변수들을 이용한 강수량 추정방법을 개발하였다. 즉, 레이더 자료를 이용하여 주어진 GMS-5의 TB11, TB11-12, TB11-6.7값에 대응하는 강수 빈도와 총강수율의 3차원 히스토그램을 구축하였다.

TB11, TB11-12, TB11-6.7에 따른 강수확률(PoR)과 평균 강수량(mRR)은 아래와 같이 주어진다.

$$PoR = \frac{Nr}{Nr + Nnr} \quad (3.1.3)$$

$$mRR = \frac{tRR}{Nr} \quad (3.1.4)$$

식 (3.1.4)에서 Nr, Nnr은 각각 강수가 존재하는 픽셀의 수와 강수가 없는 픽셀의 수를 나타내며, 따라서 강수확률은 Nr/(Nr + Nnr)이 된다. 식 (3.1.4)에서 tRR은 총강수량을 나타내며 평균 강수량은 tRR을 Nr로 나눔으로써 얻어진다.

최종적인 강수량은 아래와 같이 강수확률과 평균 강수량을 곱해서 구한다.

$$RR = mRR \times PoR \quad (3.1.5)$$

이러한 과정을 거쳐 구해진 강수확률과 강수량은 TB11, TB11-12, TB11-6.7 조합에 따라 달라지는 값이므로, 적절한 자료가 구축될 때 GMS 적외선 자료로부터 관측시의 강수확률 및 강수량의 공간 분포를 얻을 수 있다.

◆ CST (Convective-stratiform Technique)

Adler et al. (1988)은 대류운과 층운 형태의 구름을 구별하여 강수를 추정하였는데, 먼저 권운을 분리한 후 각 지역의 최소 온도인 지점을 대류 세포의 중심으로 두고, Adler and Mack (1984)의 1차원 구름 모델을 이용하여 강수량과 강수 지역의 면적을 구하였다. 대류운이 잘 발달하여 있을 때부터 쇠퇴할 때까지 나타나는 모루 구름에서는 층운형의 강수가 존재하는 것을 고려하였다. 이 방법을 CST (Convective-stratiform Technique)라고 한다.

먼저 적외선 영상에서 한 대류운에서 나타나는 최저 운정온도( $T_{min}$ )을 구하고, 이 값이 235K보다 높은 경우에는 강수가 존재하지 않는다고 가정한다. 운정온도가  $T_{min}$ 보다 낮은 경우라 할지라도 권운에는 강수가 존재하지 않으므로 이를 식별하기 위해 운정온도의 경사(S)와 강수와 비강수를 구분하는 임계 경사값( $S_c$ )을 도입하였다.

$$S = T_E - T_{min} \quad (3.1.6)$$

$$S_c = 1.923(T_{min} - 217) \quad (3.1.7)$$

식 (3.1.6)에서  $T_E$ 는  $T_{min}$ 를 갖는 픽셀을 둘러싼 픽셀들의 평균온도를 의미하며, 다음과 같이 구한다.

$$T_E(i, j) = (T(i-2, j) + T(i-1, j) + T(i+1, j) + T(i+2, j) + T(i, j+1) + T(i, j-1)) / 6 \quad (3.1.8)$$

식 (3.1.8)의 온도경사가  $S_c$  보다 크고 또한 1.5 보다 큰 경우에는 대류가 활발하고 강수가 많은 지역이다 (Negri et al., 1993). 이렇게 결정된 대류세포에 Adler and Mack (1984)의 구름모델에 따라 강수면적과 강수량을 결정한다.

$$T_c = T_{min} - 0.283T_{min} + 56.6$$

$$RR = 74.89 - 0.266T_c \quad (3.1.9)$$

$$Ar = \exp(15.27 - 0.0465T_c)$$

$T_c$ 는 Adler et al. (1988)을 따른 것인데, 이는 GOES의 밝기온도를 구름 모델에서 이용한 NOAA AVHRR의 밝기온도로 보정한 온도이고,  $Ar$ 은 강수 지역의 면적이다. 잘 발달된 대류 세포에서 성숙기 혹은 쇠퇴기에 두꺼운 모루 구름이 나타나는데, 이 지역은 강수의 양은 적으나, 지속적인 강수가 있는 지역이다. 이 지역은 대류권계면의 온도에

해당하는 경계값을 기준으로 온도가 이보다 낮으면 층운형의 구름에서 내리는 강수로 두고(Adler *et al.*, 1985) 2 mm/hr의 값을 부여하였다.

◆ NAWT (Negri-Adler-Wetzel Technique)

구름의 발달단계를 고려한 순간 강수량을 추정하는 방법인 Griffith-Woodley (Griffith *et al.* 1978)의 방법은 강수 강도를 각 구름을 추적해 가며 발달 단계를 확인한 후, 여러 절차를 거쳐 강수를 추정한다. 이 방법에서는 30분 간격의 위성 자료를 이용하여 구름의 발달 단계를 조사하였는데, Negri *et al.* (1984)은 실제로 구름의 존재 기간이 30분 이내인 경우가 많고, 개개의 구름을 추적하는 것이 어려우며, Griffith-Woodley 방법에 의해 강수량을 구해 보았을 때 구름의 면적이 강수량을 결정하는 가장 중요한 인자임을 알고 복잡한 과정을 단순화하였다.

NAWT는 인공위성에서 측정된 밝기온도가 253K보다 작은 경우 구름이 존재한다고 가정하였다. 가정된 총 구름면적 중 하위 10 %와 50 %의 면적을 구분하는 온도 (각각  $T_{10\%}$ ,  $T_{50\%}$ )를 구하여, 각 pixel의 온정온도가  $T_{10\%}$ 보다 낮을 때에는 9 mm/hr의 순간 강수량을, 온정온도가  $T_{10\%}$ 와  $T_{50\%}$  사이에 존재하는 경우에는 2.0 mm/hr의 강수량을 부여하였으며, 온정온도가  $T_{50\%}$ 보다 큰 경우는 비 강수지역으로 정하였다 (Negri *et al.*, 1984). 이 방법은 다음과 같이 요약될 수 있다.

$$\begin{aligned} T_c < T_{10\%} & \quad RR=9.0 \text{ mm/hr} \\ T_{10\%} < T_c < T_{50\%} & \quad RR=2.0 \text{ mm/hr} \\ T_c > T_{50\%} & \quad RR=0.0 \text{ mm/hr} \end{aligned}$$

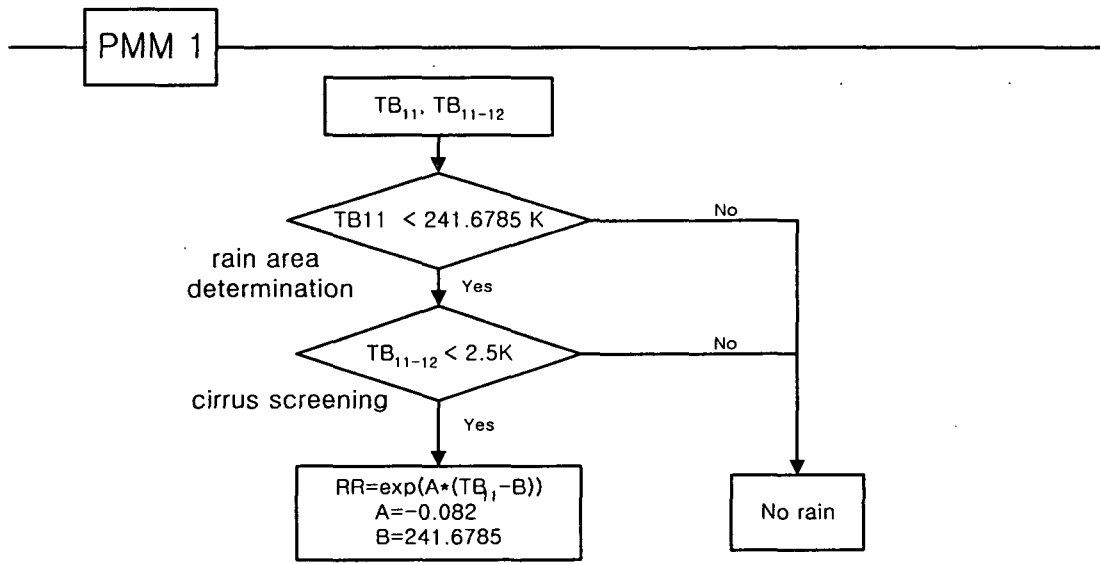
(3.1.10)

식 (3.1.10)에서  $T_c$ 는 온정온도를 RR은 순간 강수량을 나타낸다.

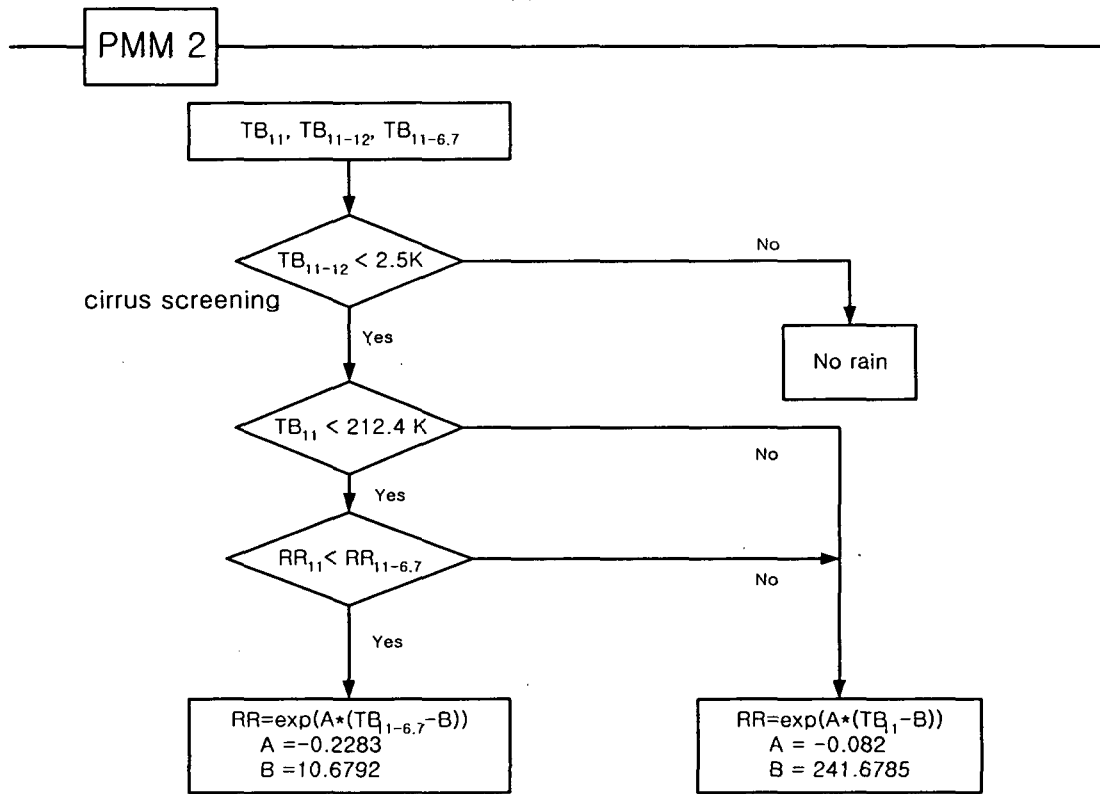
◆ ARKT (Arkin Technique)

Arkin (1979)은 저위도지방에서 나타나는 대류운의 온정온도를 205K에서 240K 까지 5K 간격으로 나누어 강수량과의 상관 관계를 조사한 결과 235K에서 최대의 상관 관계를 발견하였다. 이에 근거하여 온정온도가 235K보다 낮은 지역에는  $3 \text{ mmh}^{-1}$ 의 강수가 있는 지역으로, 235K 보다 높은 온정온도를 갖는 대류운은 비강수지역으로 간주하여 강수량을 추정하였다. 이 방법은 개개의 구름의 발달 단계를 살필 필요가 없는 매우 간단한 방법으로, 비교적 장기간, 광범한 지역의 강수를 추정하는데 많이 사용되고 있다 (Arkin, 1989). 그러나 이 방법은 단일한 대류운에 의한 집중호우에 대해서는 실제 강수량보다 적게 추정하는 경향을 갖고 있다 (Arkin, 1979).

위에서 설명한 여러 알고리즘에 대한 순서도를 Fig. 3.1.5에 제시하여 정리하였다.

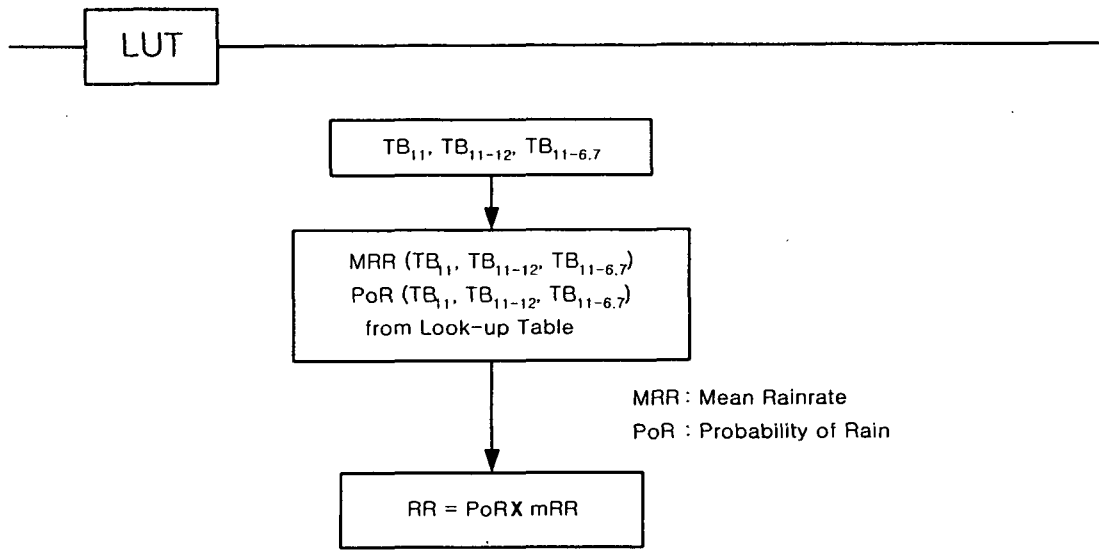


(a)

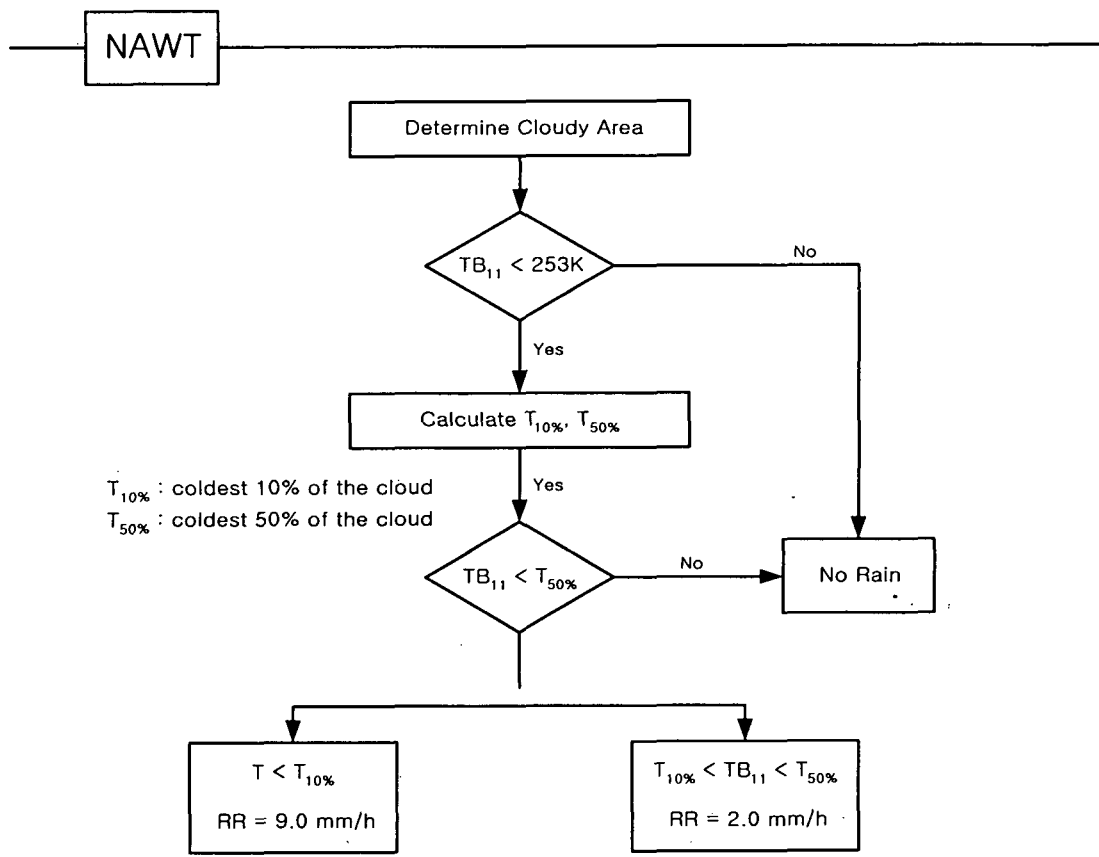


(b)

Fig. 3.1.5 Flow charts of rain rate estimation algorithms based on satellite infrared data. (a) PMM1 (b) PMM2

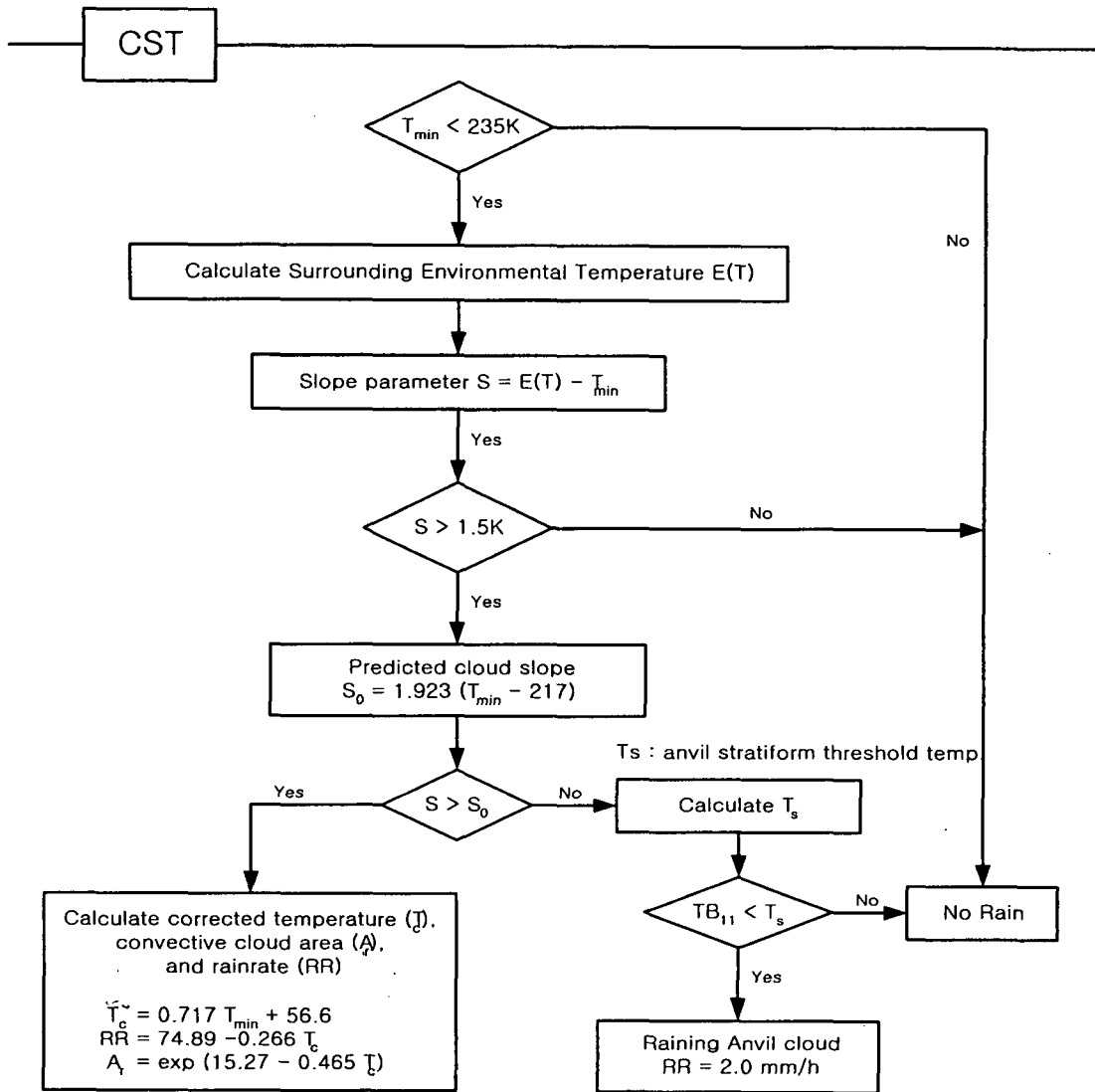


(c)

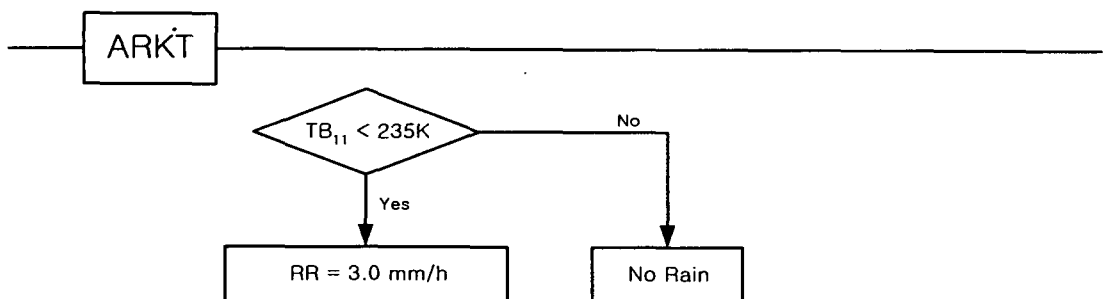


(d)

Fig. 3.15 (continued) (c) LUT (d) NAWT



(e)



(f)

Fig. 3.15 (continued) (e) CST (f) ARKT

## ② 검증을 위한 자료

### ◆ GMS-5 적외 자료

1998년 7월 20일부터 8월 20일 까지 1시간마다 관측된 적외 자료를 이용해서, 개발된 알고리즘을 통해 각 시간마다의 강수율 및 강수역을 산출하였다. 또한 개발된 알고리즘과의 비교를 위해서 기존의 적외 자료를 이용한 강수량 추정 알고리즘에 대해서도 각 시간마다 강수율 및 강수역을 산출하였다.

위성 자료를 통해 얻은 강수량을 지상 관측망에 의해 구한 강수량과 비교하기 위해서 Fig. 3.1.6에서 볼 수 있듯이 남한 지역을 위·경도  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 의 격자로 구분하였으며, 그 중 격자 내 관측소의 수가 평균적이며 위치 분포가 균일한 32개의 격자에 대해 시간적, 공간적 평균을 구하였다.

### ◆ AWS 자료

위성 자료로 구한 강수량의 검증 자료로서 AWS 관측망의 우량계로 관측된 강수량이 이용되었다. 우량계를 이용하여 강수량을 측정할 경우 강수량은 지형, 부지, 바람과 우량계의 형태에 영향을 받고 (Barrett et al., 1981), 우량계는 아주 좁은 영역의 강수만을 구한다는 단점을 가지고 있으나, 그 값은 비교적 정확하다(Kidder et al., 1995). AWS 관측소는 남한 전역에 걸쳐 약 400여 개가 있으며, 매 1분마다 기온, 바람, 강수량 등을 관측한다(기상연구소, 1992). 본 연구에서는 1998년 7월 20일부터 8월 20일까지 각 관측소별 강수량 자료를 이용하였다.

Fig. 3.1.6와 같이 등간격 격자로 구획된 각 격자에 대해서 매 시간 면적 평균 강수량을 계산하고, 시간적 평균을 통해서 일 평균 강수량을 각각 계산하였다. 위성 자료로 구한 강수량은 순간 강수량(mm/hr)이기 때문에, 단위의 통일을 위해 AWS 강수량 관측치에 대해 한반도 영역에 대한 위성 관측 시간의 10분 이내의 강수량을 1시간에 대한 강수율로 환산하여 비교하였다. 총 32개의 격자들에 대해 각 관측소별 총 관측 수와 강수 관측 수를 조사하여, 총 관측 수에 비해 강수 관측수가 너무 적게 나타난 관측소들을 검증 대상에서 제외하였다.



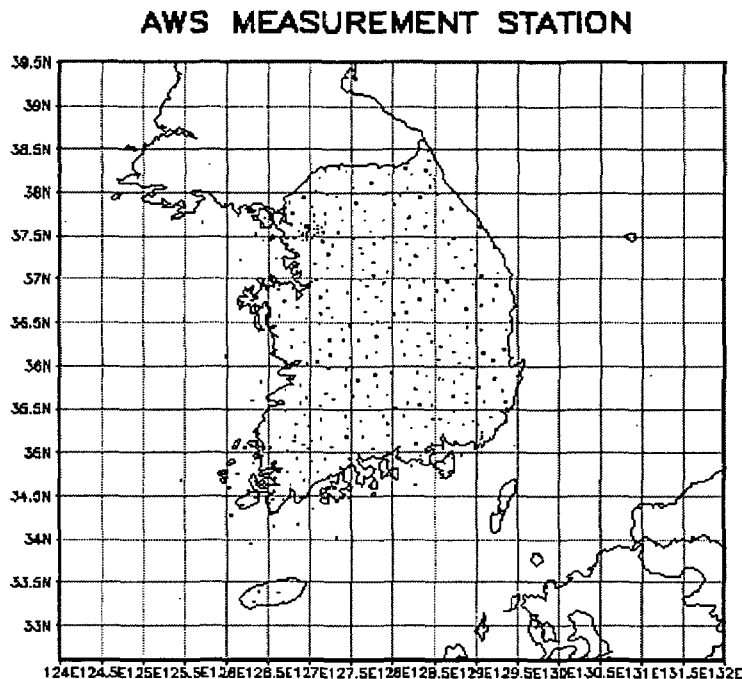


Fig. 3.1.6 AWS measurement stations. The stations are marked with dots.

### ③ 검증 결과

본 연구에서 개발된 적외 자료를 이용한 강수량 및 강수역 추정 알고리즘인 PMM을 검증하기 위해서, 지상 관측 자료인 AWS 강수량 자료를 통해 신뢰성을 조사하였으며, 기존의 적외 자료를 이용한 강수량 추정 방법들인 LUT, CST, NAWT, ARKT 와의 비교과정을 수행하였다. 검증을 위해 사용된 자료는 앞에서 밝힌 바와 같이 1998년 7월 20일부터 8월 20일 까지의 AWS 강수량 자료이다. 비교를 위해서 Fig. 3.1.5에서 제시한 바와 같이 한반도 주변을 0.5° 로 격자화 하여서, 격자별로 위성 자료를 통해서 구한 강수량과 AWS 강수량을 각각 면적 평균하였다. 격자내의 AWS 관측소의 수가 서로 큰 차이를 보이지 않는 32개의 격자를 선택해서, 남한 지역 전체의 면적 평균 강수량과 각 격자에 대한 일평균 강수량을 구해서 비교하였다.

Fig. 3.1.7에는 각 알고리즘의 결과와 AWS 관측치의 면적 평균 분포와 이들 사이의 상관계수를 나타내었다. 상관계수는, CST 가 0.66으로 가장 높게 나타났으며, PMM1, PMM2 는 0.60으로 상대적으로 낮게 나타났다. 그러나, 분포 경향을 살펴보면 상관계수가 가장 높은 CST를 비롯한 LUT, NAWT, ARKT 등은 AWS 강수량이 높게 나타나는 영역에 대해서 강수량이 낮게 분포하는 경향이 있지만, PMM은 AWS 강수량이 높게 나타나는 영역에서 잘 일치하는 특징을 보여준다.

남한 지역 32개 격자에 대한 일 평균을 구하여서 위성 자료를 이용한 방법과 AWS 강수량에 대해서 그 분포와 상관계수를 Fig. 3.1.8에 나타내었는데, Fig. 3.1.7에서 나타났던 특징이 이 그림에서도 잘 나타나고 있다. 즉, 상관계수는 CST가 제일 높게 나타나지만, AWS 강수량이 높게 나타나는 영역에서는 PMM이 하루 평균값에 대해서도 가장 잘 일치함을 보였다. 이렇게 면적 평균값과 하루 평균값을 비교해본 결과 PMM은 강수량이 많은 경우에 대해서 다른 방법보다는 해석력이 뛰어나다는 것을 알 수 있다. 따라서, 집중호우와 같은 경우에 대해서는 PMM이 가장 신뢰성 있는 강수량 및 강수량을 산출할 수 있는 알고리즘이라고 할 수 있다. 위성 자료로부터 구한 강수량들과 AWS 강수량의 면적 평균과 일 평균에 대한 여러 가지 통계적인 결과를 Table 3.1.1과 3.1.2에 나타내었다. RMS error 와 Bias 등은 아래와 같이 구하였다.  $S_i$ ,  $A_i$  는 각각 위성 자료와 AWS 관측으로부터 얻은 강수량 평균값들이다.

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [S_i - A_i] \quad (3.1.11)$$

$$RMS\ error = \sqrt{\left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [S_i - A_i]^2 \right)} \quad (3.1.12)$$

Table 3.1.1에서 볼 수 있듯이, 면적 평균에 대해서는 CST가 가장 작은 RMS error를 보였고, NAWT가 가장 작은 Bias를 보였다. PMM1과 PMM2를 비교해 보았을 때, RMS error는 PMM2가 더 작았으며, Bias는 0.07로 같은 값이었다. 일 평균에 대해서는 LUT, CST, NAWT가 낮은 RMS error를 보였으며, PMM1, PMM2가 가장 낮은 Bias를 나타내었다.

이와 같이 통계적인 분석 결과를 볼 때, 본 연구에서 개발된 PMM1, PMM2는 Bias는 낮게 나타나고, RMS error는 상대적으로 높게 나타났는데, 이는 AWS 강수량 관측치가 낮게 나타나는 영역에서 PMM은 높은 강수량이 나타나는 것으로 계산이 되는 경향이 있기 때문이다. 즉, 구름이 높게 발달하더라도 상대적으로 강수가 적은 구름에 대해서, 지수 함수적으로 밝기온도에 따라 강수를 계산하는 PMM은 오차를 보일 수밖에 없다. 한편, 대류가 활발한 경우의 강수를 추정함에 있어서 대기층 영역과 수증기 채널의 밝기온도 차이인 TB11-6.7 값을 이용해서 부분적으로 보완을 하고자 했던 PMM2는 PMM1과 거의 유사한 결과를 나타내었다. 따라서, 강수량을 산출함에 있어서 부분적인 TB11-6.7에 의한 강수계산식의 적용은 폭넓게 적용되지 못했음을 알 수 있었다.

그리고, 상관 계수가 가장 높은 CST는 음의 편차를 보이는데, 이는 Fig. 3.1.7와 Fig. 3.1.8에서도 알 수 있듯이 AWS 관측에 비해 낮게 강수량을 추정하는 경향이 있기 때문이다. 이것은 CST 방법이 열대의 대류 운동이 활발한 지역에서 개발된

알고리즘이기 때문인 것으로 여겨진다. 이 방법은 대류 운동이 활발한 지역에서 대류 세포의 중심을 찾아 강수량을 구하는데는 비교적 우수하나, 층운형 구름에서의 강수 측정에는 적합하지 않다고 알려져 있다(Adler et al., 1988). 그러므로, 중위도에 위치한 한반도 부근의 저기압 또는 지형적 요인에 의한 층운형 강수에 대해서 정확도는 낮아질 수밖에 없다.

LUT가 양의 편차를 보이는 것은 AWS 강수량이 2mm/hr 이하로 낮을 때 상대적으로 높은 강수량 분포를 보여주기 때문이다. NAWT와 ARKT는 강수 영역에 대해서 일정한 강수율을 부과하는 알고리즘의 한계가 있지만, 강수 면적을 고려하는 NAWT는 다른 방법들에 비해 편차가 작게 나타났다.

Table 3.1.1 Statistics of satellite rainfall estimates as compared to AWS rainfall data for regional means.

Regional Statistics			
Scheme	Correlation	RMS error(mm/hr)	Bias (mm/hr)
PMM1	0.60	1.23	0.07
PMM2	0.60	1.15	0.07
LUT	0.58	1.01	0.24
CST	0.66	0.99	-0.49
NAWT	0.58	1.05	-0.03
ARKT	0.52	1.02	-0.38

Table 3.1.2 Statistics of satellite rainfall estimates as compared to AWS rainfall data for daily means.

Monthly Statistics			
Scheme	Correlation	RMS error(mm/hr)	Bias (mm/hr)
PMM1	0.54	1.28	0.05
PMM2	0.54	1.29	0.05
LUT	0.52	1.17	0.21
CST	0.63	1.17	-0.50
NAWT	0.54	1.17	-0.06
ARKT	0.47	1.22	-0.40

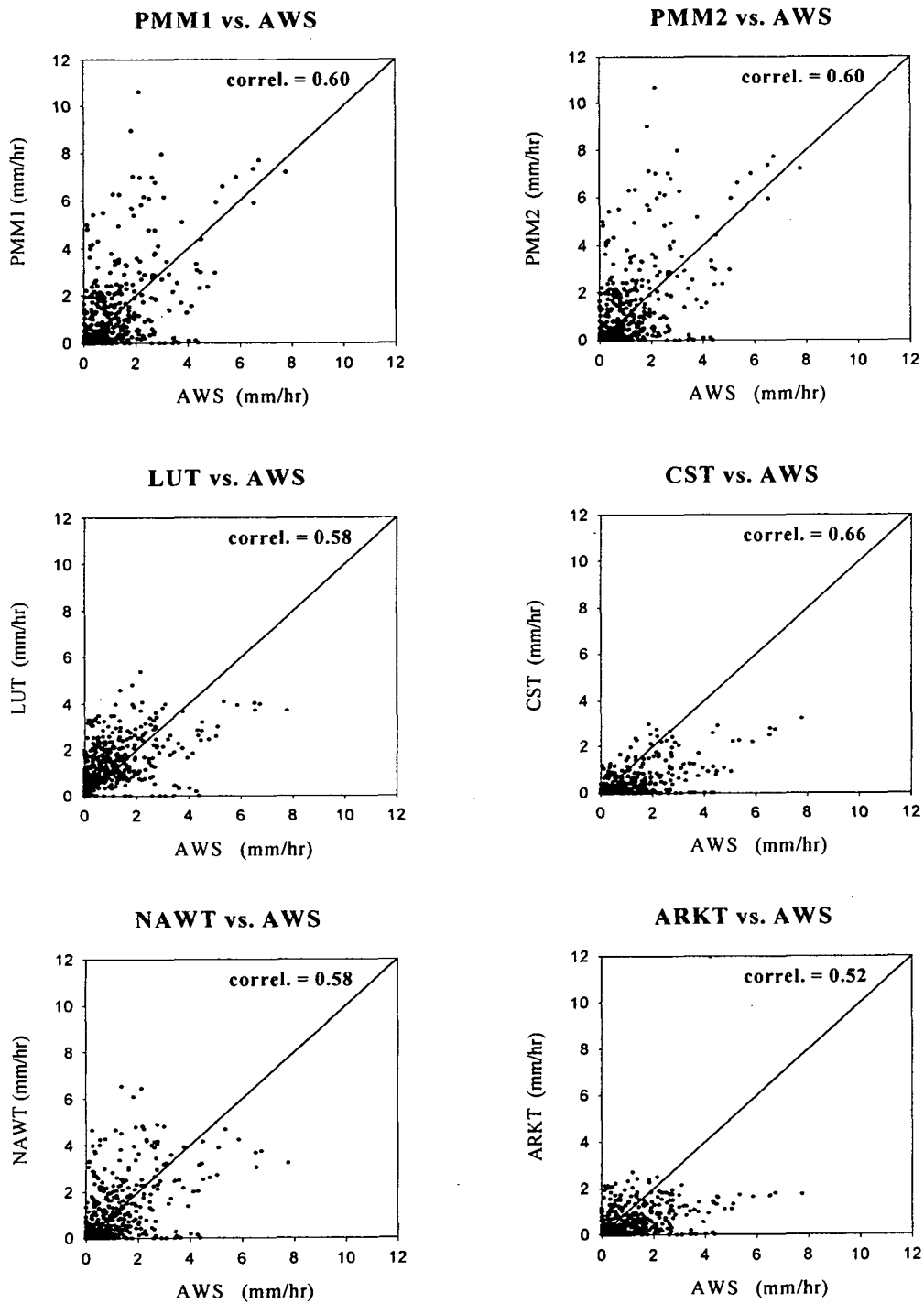


Fig. 3.1.7 Scatter diagrams of satellite-estimated versus AWS rainfall for regional mean.

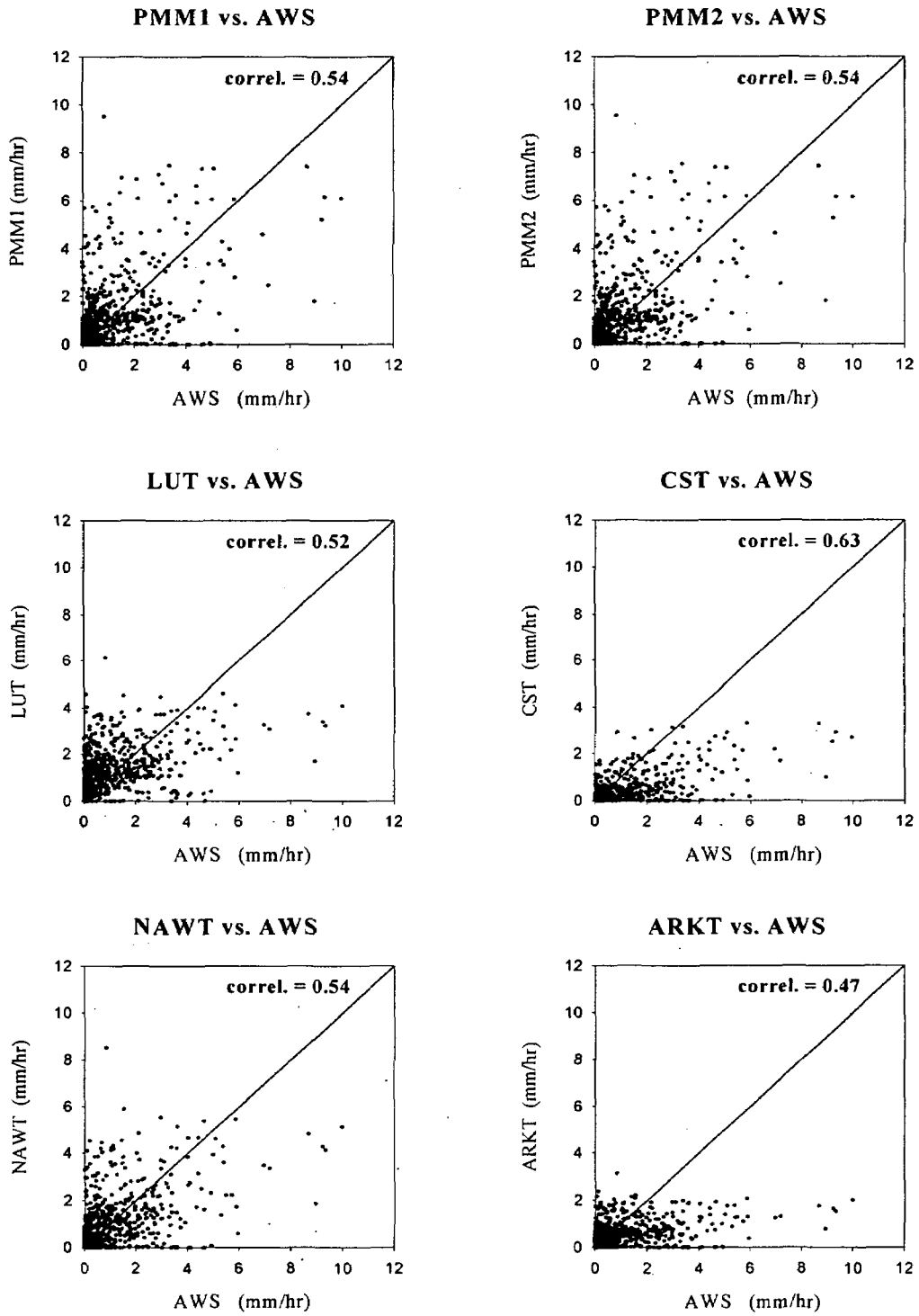


Fig. 3.1.8 Scatter diagrams of satellite-estimated versus AWS rainfall for daily mean.

(다)PMM 알고리즘의 개선

① PMM3 알고리즘 개발

약한 강수가 있는 구름에 대해서도 높은 강수율을 추정하는 경향이 있는 PMM 알고리즘의 문제점을 개선하기 위하여, 운형 분류에 따른 각기 다른 강수 추정 회귀식을 산출하고자 하였다. 우선 SSM/I 밝기온도 자료로부터 운형을 분류하여서 match-up 자료를 재구성하였다. SSM/I 자료로부터 운형을 분류하는 방법은 Anagnostou et al.(1997)가 제시한 CSI(Convective and Stratiform Index)를 사용하였다. CSI 값의 범위에 따라 (i) 대류운 (ii)혼합운 (iii) 층운 3가지 형태로 분류를 하며 CSI를 구하는 식은 아래와 같다.

$$CSI = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - X_o| \tag{3.1.13}$$

식 (3.1.13)에서  $X_o$  는 픽셀 중심의 85GHz 의 수평 편광 밝기 온도이며,  $X_i$  는 그 주변 온도들이며  $N$ 은  $X_i$ 의 개수이다. CSI가 0~8 이면 층운, 8~24 이면 혼합운, 그리고 24이상이면 대류운으로 분류한다. 즉 픽셀 중심과 주변과의 밝기 온도차이가 크면 클수록 대류가 활발한 구름이 분포한다고 보는 것이다. CSI를 이용한 PMM 알고리즘(이하 PMM3)을 개발하는 과정이 Fig. 3.1.9에 나타나있다. CSI가 계산된 match-up 자료로부터 적외 자료를 이용하여 CSI를 계산할 수 있는 Look up table을 생산하고, Look up table에 기준하여 적외 자료들을 층운, 혼합운, 대류운 영역으로 분류한 다음 각각에 대해서 확률일치방법을 사용하여서 강수 추정식을 산출하는 것이다.

그 결과 Fig. 3.1.10과 같이 층운, 혼합운, 대류운 경우의 강수 추정식을 구하였으며, 계산식은 아래와 같다.

$$RR_c = -7.27 + 34027758.39 * \exp(-0.065 * TB_{11}) \tag{3.1.14}$$

$$RR_m = 0.64 + 2269.22 / (1 + \exp(-(TB_{11} - 168.14) / -8.25)) \tag{3.1.15}$$

$$RR_s = -2.09 + 198246741.68 * \exp(-0.078 * TB_{11}) \tag{3.1.16}$$

따라서, 실제 적외 자료의 경우 Look up table에 따라 CSI 값이 결정되면 운형이 결정되고 운형별로 강수 추정식이 다른 위 식들에 의해 강수율이 계산되는 것이다.

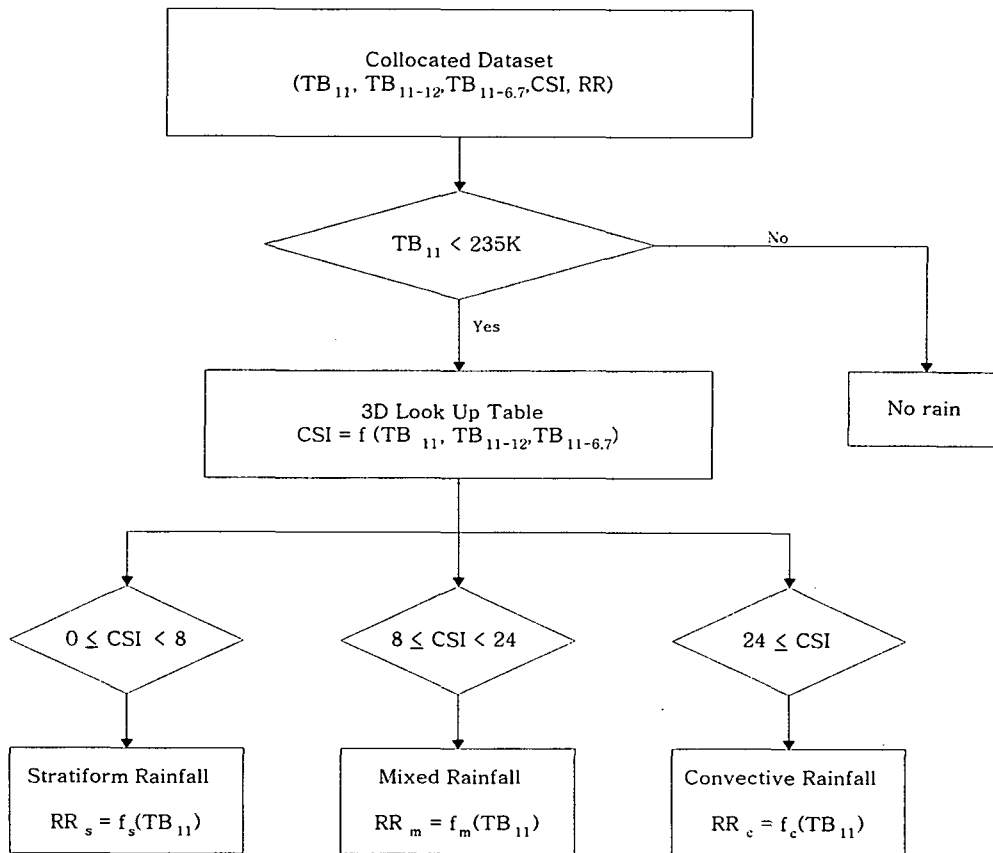


Fig. 3.1.9 Flowchart of PMM3 algorithm.

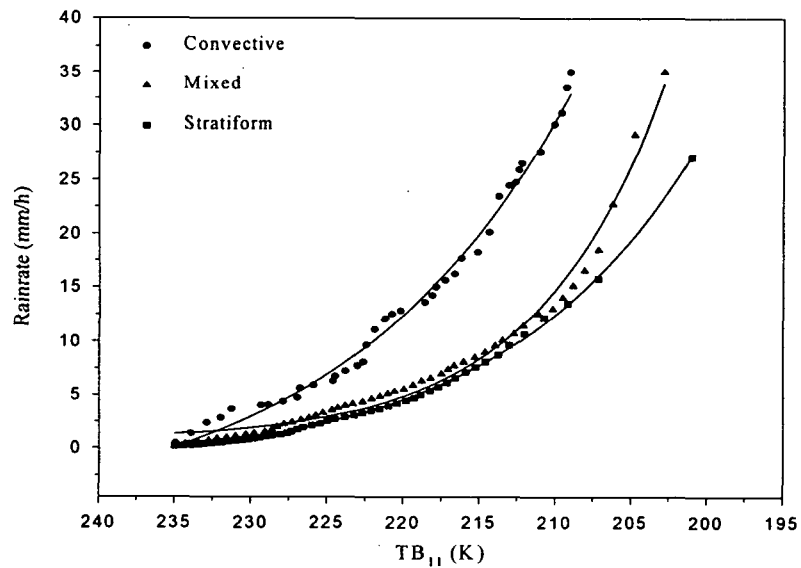


Fig. 3.1.10 Regressions of convective, mixed and stratiform rainfall.

## ② PMM3 알고리즘 검증

AWS 지상 관측 자료와 위성으로부터 구한 강수 자료를 비교하기 위해서 모든 픽셀에 대해서 면적 평균을 실시한 앞의 방법과는 달리, 지상 관측소를 포함하는 위성 픽셀에 대해서만 강수율을 계산하여 면적 평균을 구하였다. 이 방법에 따라 Fig. 3.1.7의 그림과 같은 경우의 결과를 Fig. 3.1.11에 제시하였는데, Fig. 3.1.7의 결과보다 전체적으로 상관계수가 높게 나타났다. 따라서, 지상 관측치와 위성 관측치의 강수율을 비교할 때 모든 픽셀을 고려하는 것보다는 관측소 위치에 해당하는 위성 픽셀들과의 비교가 더 좋은 결과를 나타낸다는 것을 알 수 있다.

한편 Fig. 3.1.11의 오른쪽 상단에 위치한 PMM3의 결과는 PMM1과 유사하게 나타났는데, 이는 운형 분류 과정이 충분한 역할을 하지 못했음을 의미한다. 마이크로파를 이용한 좀더 세밀한 운형 분류 방법 적용이 필요함을 알 수 있었지만, 운형 분류 과정을 결합하여 적외 자료를 이용하여 강수를 추정할 수 있다는 가능성을 제시했다는 점에서 의의가 있다.



Scatter Diagrams of Area Averaged Rainrate  
( 3 min. averaged AWS rainfall )

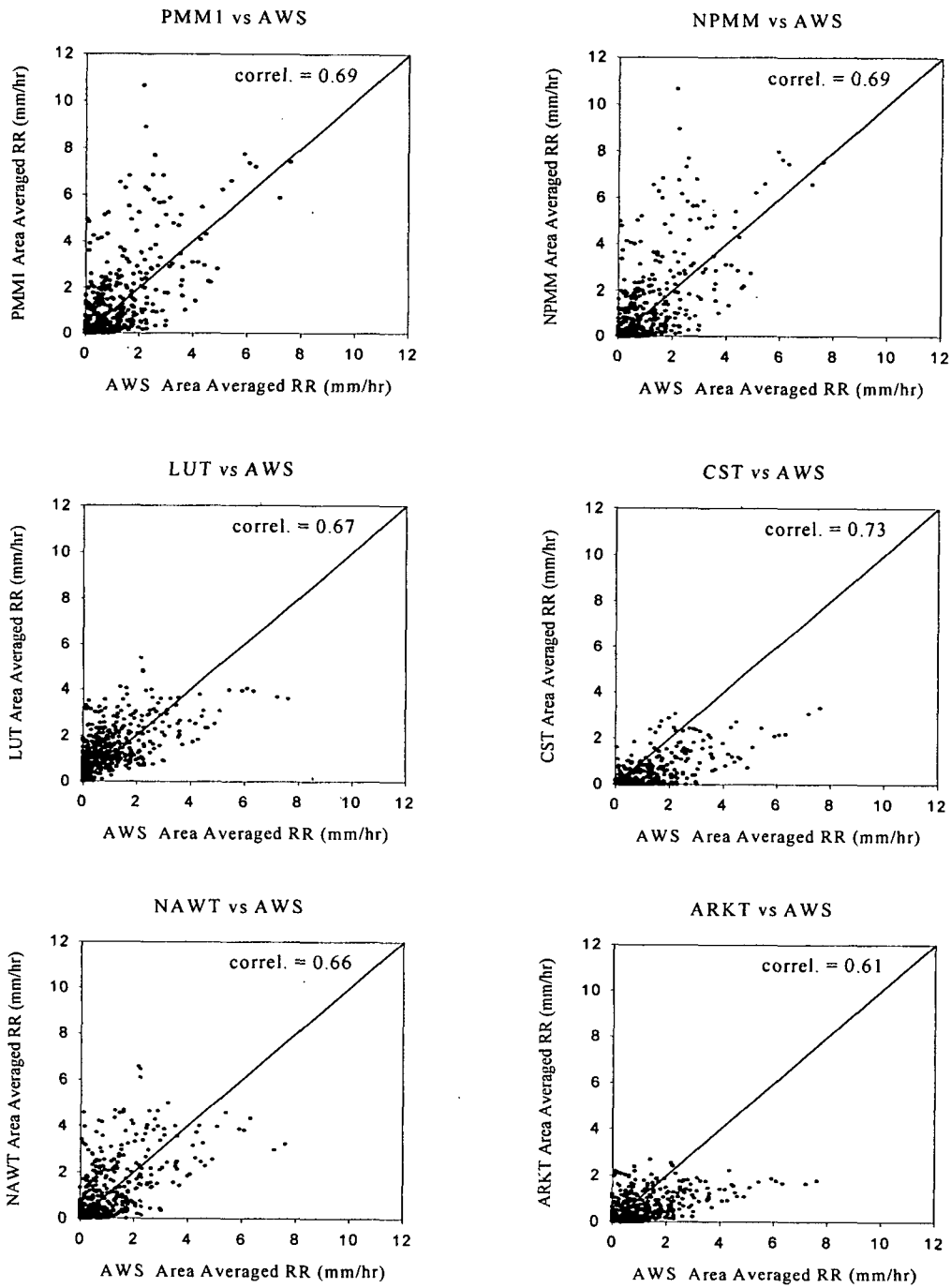


Fig. 3.1.11 Scatter diagrams of satellite-estimated versus AWS rainfall for pixel average.

## (라) 사례 연구

### ① 강수 공간 분포 비교

강수의 공간 분포 비교를 위해 1998년 7월말 지리산 일대에서 돌발성 집중호우가 발생하여 많은 인명과 재산 피해를 유발했던 지리산 호우의 경우를 사례로 선택하였다. 이 사례의 경우, 1998년 7월 31일 1200 UTC 경부터 돌발적인 강한 대류활동으로 인하여 향후 수 시간 동안 지리산 일대에 수백 mm에 달하는 국지적인 강수가 있었다 (기상청, 1998). 특히, 순천 지역은 1시간당 145mm 라는 국내 1시간 최다 강수량 기록하였다.

Fig. 3.1.12는 지리산 호우 기간 중에서 7월 31일 1530 UTC의 GMS-5에 의해 관측된 대기의 창 영역인 TB11 이미지이다. 밝게 나타나는 영역은 활발한 대류로 인해 운정이 높아짐에 따라, 밝기온도가 낮게 나타나는 지역이고, 어두운 영역은 구름이 없거나 낮은 하층운이 존재하는 지역이다. 지리산 일대를 비롯하여 영남지역에 밝기온도가 낮게 나타남을 알 수 있으며, 따라서 강한 강수가 있음을 짐작할 수 있다. 같은 시각의 AWS 강수량 관측치를 Fig. 3.1.1.15에 나타내었다. 각 알고리즘에 의한 강수량 추정치의 양적 비교를 위해 인공위성 관측시각인 1537 UTC를 기준으로 1532 UTC ~ 1542 UTC의 10분 동안 관측된 AWS 누적강수량을 시간 강수율로 환산하여 제시하였다. 지리산 지역에서 강수는 50 mm/hr에 이르며 콤마형태의 분포를 나타내고 있다. Fig. 3.1.12의 TB11 분포와 비교할 때 영남지역이 매우 낮은 밝기온도를 보이고 있음에도 불구하고 강수량은 낮게 나타나고 있어 이 지역에 나타나는 구름은 운정온도가 낮으나 강수량이 적은 모루형이라 생각된다.

PMM1에 의한 강수율 및 강수역을 산출한 결과를 Fig. 3.1.13에 제시하였다. 지리산 일대에는 25 ~ 30 mm/hr 정도의 강수율 분포를 보이고 있는데, 40 ~ 50 mm/hr 정도로 관측된 AWS 보다 낮게 추정하고 있다. 한편, AWS 관측 결과로는 영남지역에 4 ~ 8 mm/hr 정도의 강수가 존재하는데, PMM1에 의한 결과는 20 mm/hr 정도로 높게 추정하고 있다. 이는 운정온도는 낮지만 강수가 강하지 나타나지 않는 모루형 구름에 의한 것이라고 볼 수 있는데, 강수량 추정에서 운정온도만을 사용하는 적외선 방법의 한계를 표출하고 있다. Fig. 3.1.15과 Fig. 3.1.16에 제시된 PMM2와 PMM3의 결과를 보면 강수 분포는 PMM1과 유사하였으며, 강수율은 PMM2은 상대적으로 낮게 그리고 PMM3는 높게 각각 나타났다.

LUT에 의한 결과(Fig. 3.1.17)는 지리산 일대에서 8~10 mm/hr 정도의 적은 강수를 보이고 있다. 이러한 결과는 Fig. 3.1.17에서 제시된 것처럼 강한 대류운에서 유발된 강수율을 과소 추정하고 있음을 보여준다. CST의 결과(Fig. 3.1.18)에서 어둡게 나타나는 부분이 대류 세포의 중심이며, 옅게 나타난 부분은 층운형 강수로

분류되어서 2 mm/hr로 일정하게 부과된 영역이다. 지리산 일대에 대류 세포의 중심이 나타나는 것은 AWS 관측과 잘 일치하지만 강수율은 20 mm/hr 정도로 낮게 추정하고 있다. NAWT와 ARKT의 결과를 보면, 다른 방법들과 비교할 때 강수역은 유사하게 분포하나 강수율은 현저하게 낮다. Fig. 3.1.19의 NAWT의 경우 어두운 부분은 9 mm/hr, 밝은 부분은 2 mm/hr에 각각 해당하는 강수율을 나타내고 있으며, Fig. 3.1.20의 ARKT의 경우 어둡게 나타난 부분이 균일하게 3 mm/hr의 강수율을 나타내고 있다.

이와 같이 지리산 호우의 한 사례에 대해 강수율 및 강수역을 산출해본 결과, 위성 자료를 이용하는 여러 방법들의 강수역은 비슷하게 산출하지만 강수율을 비교해보았을 때 AWS 관측과 가장 일치하는 방법은 PMM 이라고 판단할 수 있다. 따라서, 본 연구에서 개발된 PMM은 강수가 많은 경우에 정확도가 높다는 것을 재확인할 수 있으며, 여름철 많은 피해를 주는 집중호우에 대한 분석력이 기존의 위성 자료를 이용하는 방법보다 뛰어나다고 말할 수 있다.

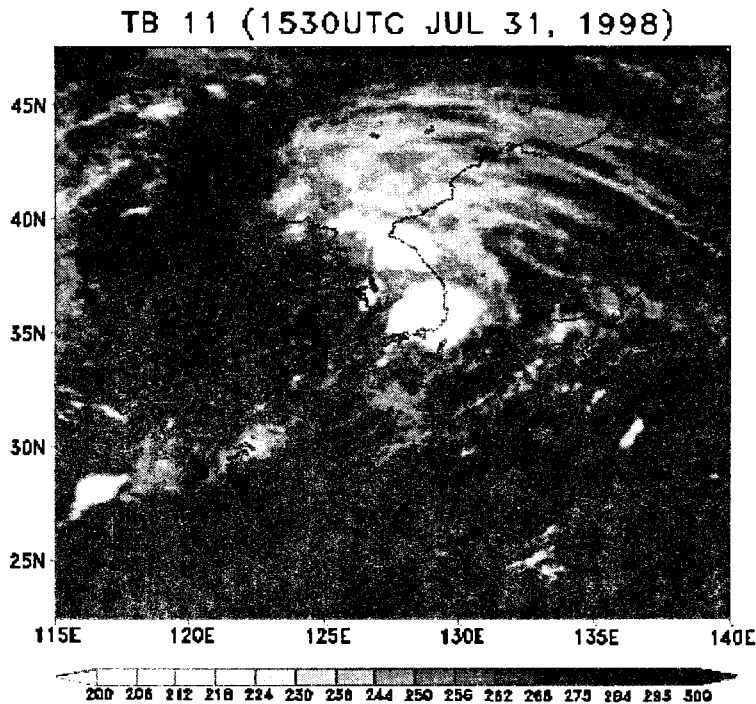


Fig. 3.1.12 GMS-5 TB11 (11 $\mu$ m) image for 1530 UTC on 31 July , used for rain rate estimation.

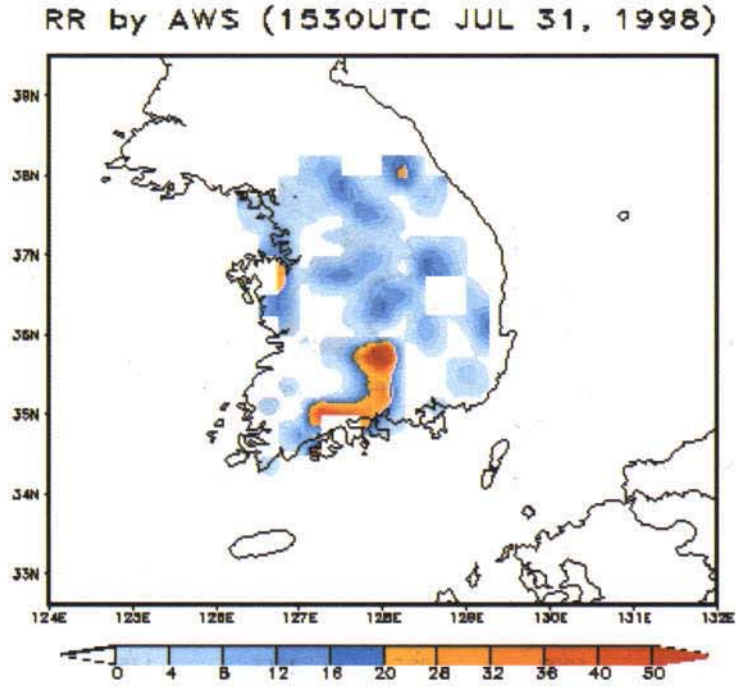


Fig. 3.1.13 Rain rate measured by AWS for 1530 UTC on 31 July.

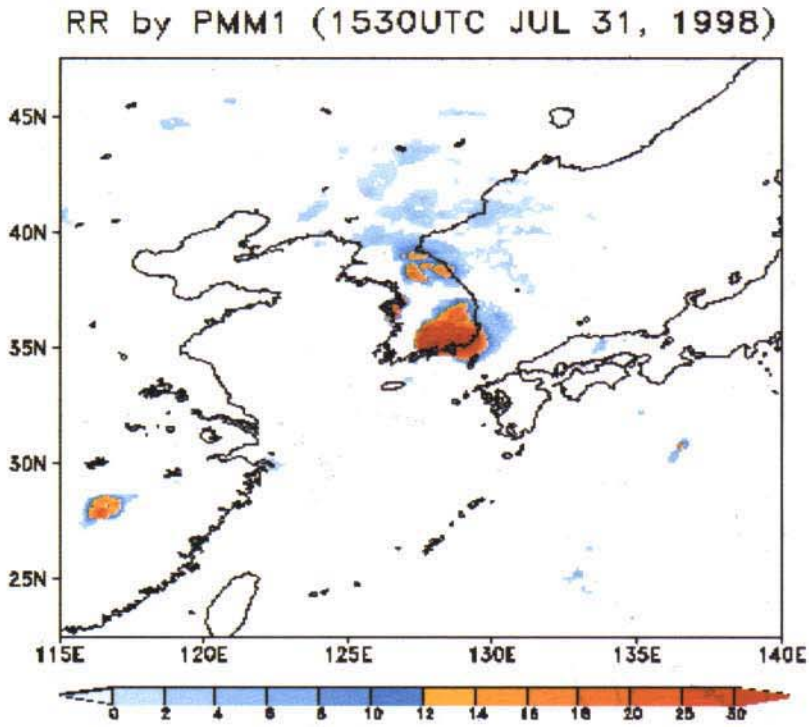


Fig. 3.1.14 Rain rate estimated by PMM1 for 1530 UTC on 31 July.

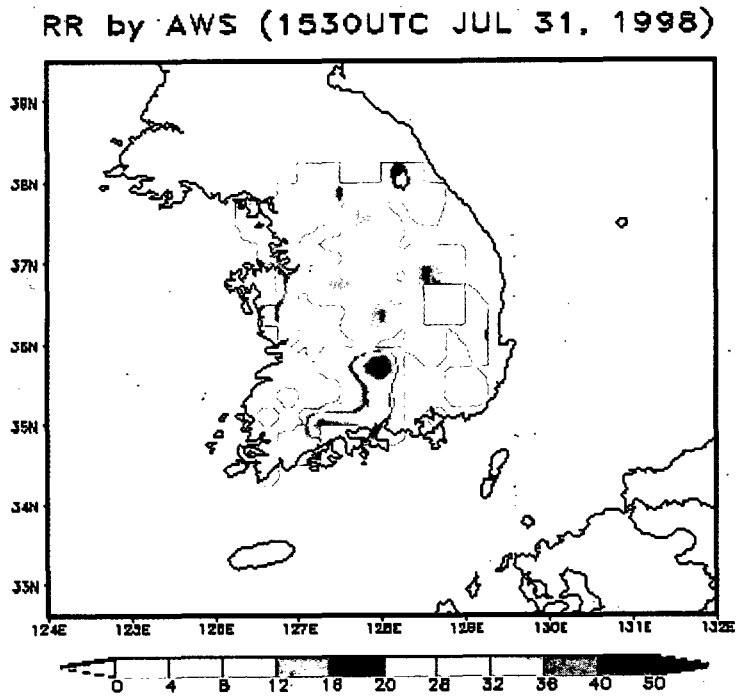


Fig. 3.1.13 Rain rate measured by AWS for 1530 UTC on 31 July.

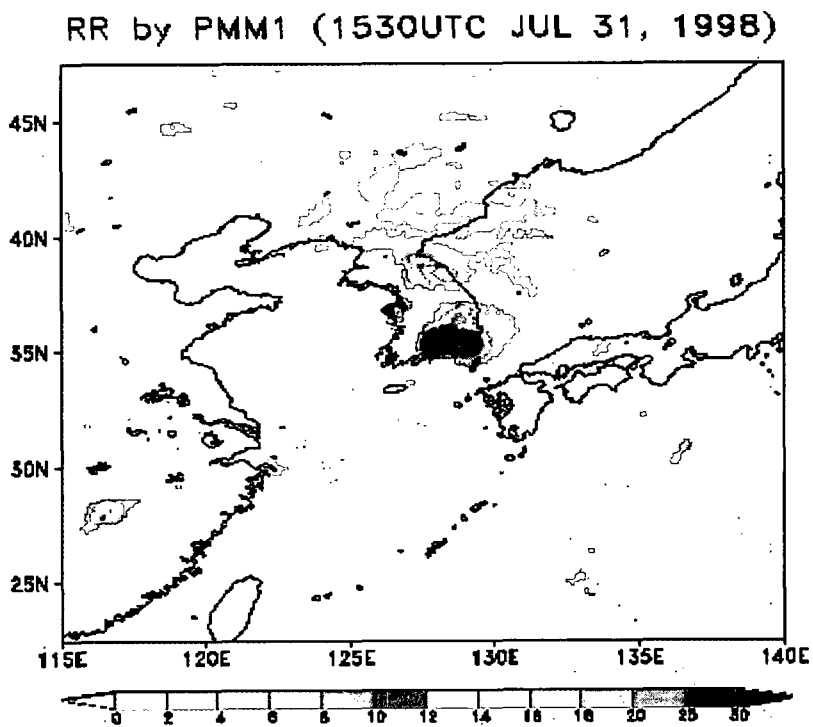


Fig. 3.1.14 Rain rate estimated by PMM1 for 1530 UTC on 31 July

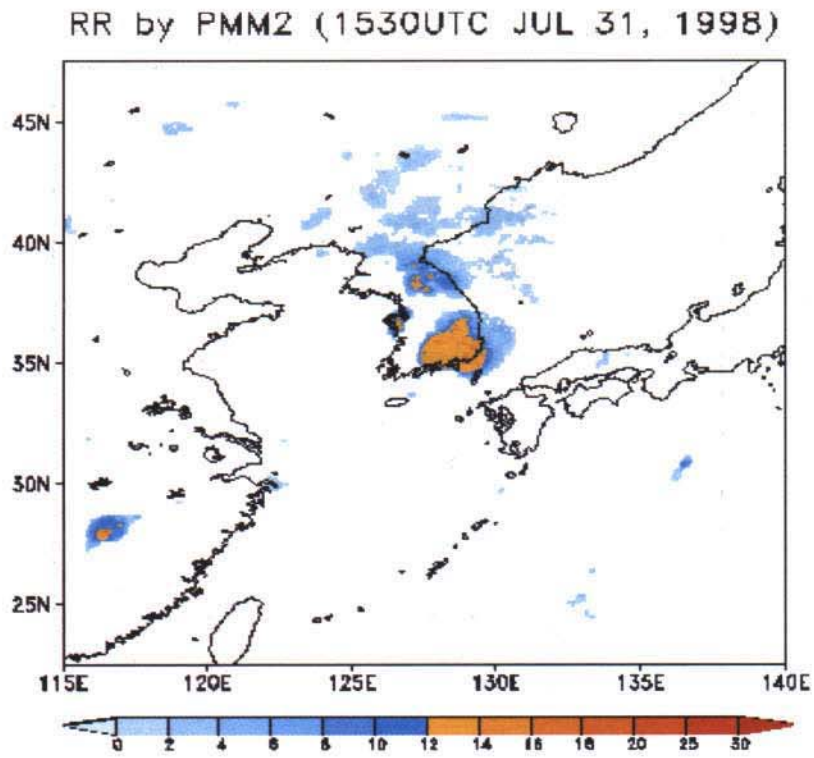


Fig. 3.1.15 Rain rate estimated by PMM2 for 1530 UTC on 31 July.

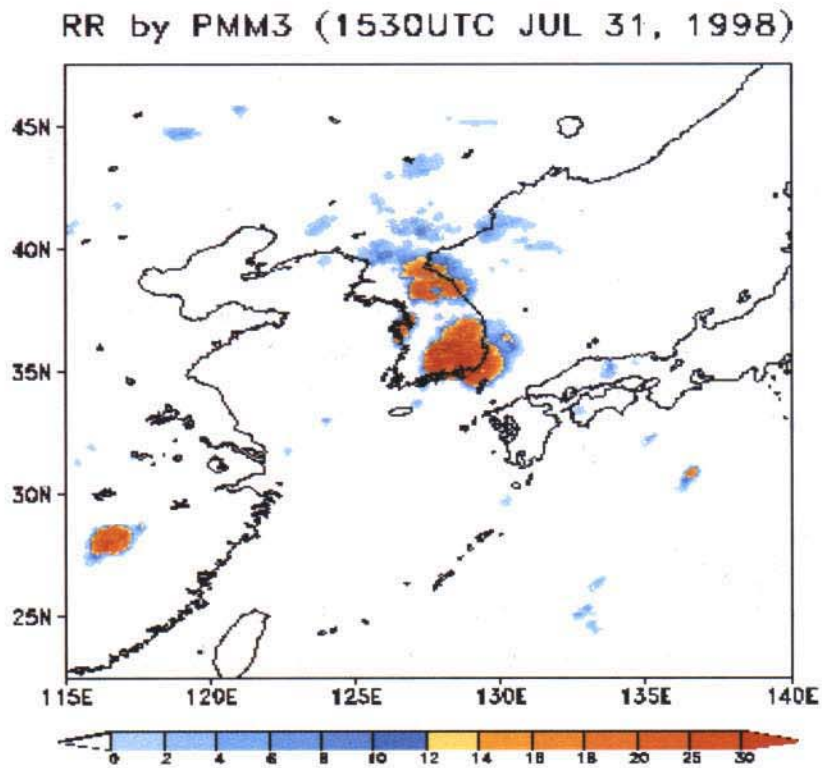


Fig. 3.1.16 Rain rate estimated by PMM3 for 1530 UTC on 31 July.

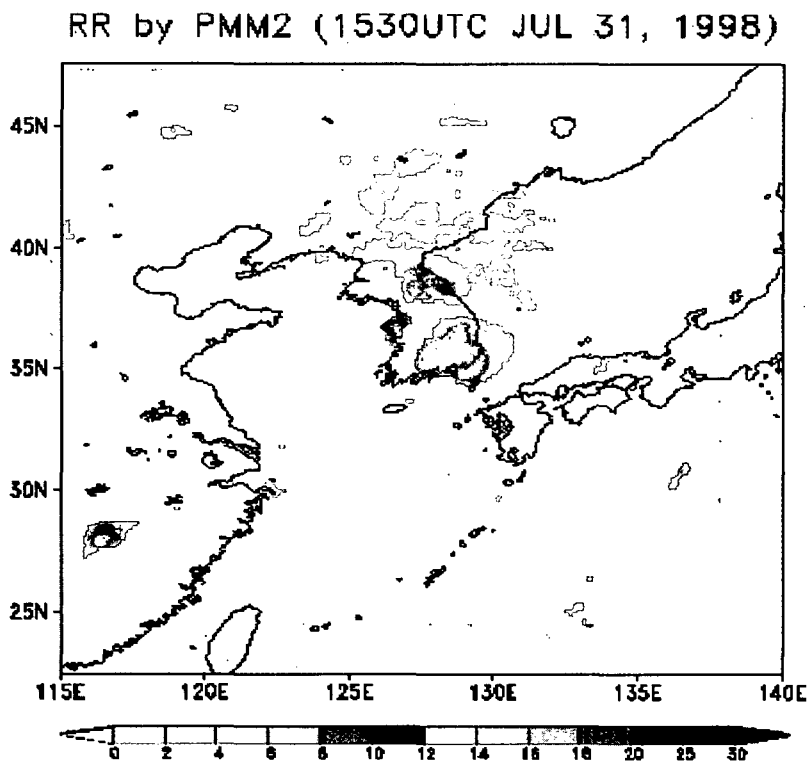


Fig. 3.1.15 Rain rate estimated by PMM2 for 1530 UTC on 31 July

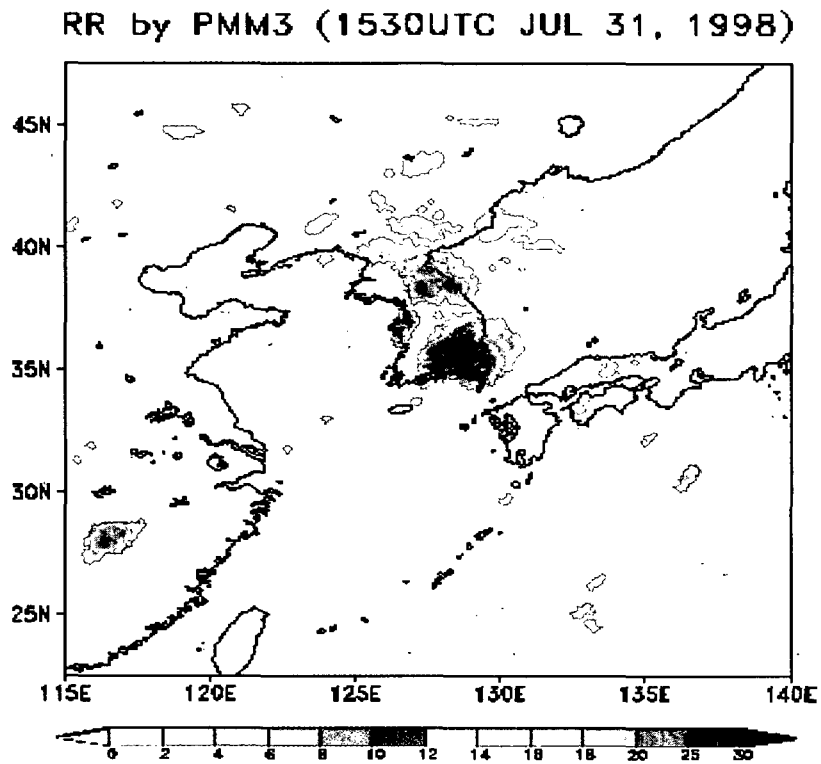


Fig. 3.1.16 Rain rate estimated by PMM3 for 1530 UTC on 31 July

RR by LUT (1530UTC JUL 31, 1998)

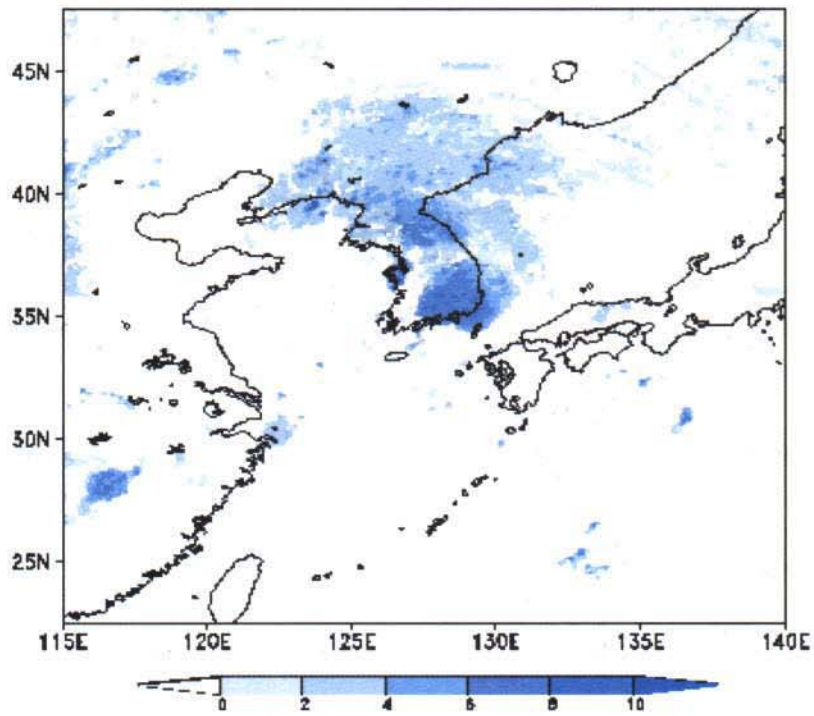


Fig. 3.1.17 Rain rate estimated by LUT for 1530 UTC on 31 July.

RR by CST (1530UTC JULY 31, 1998)

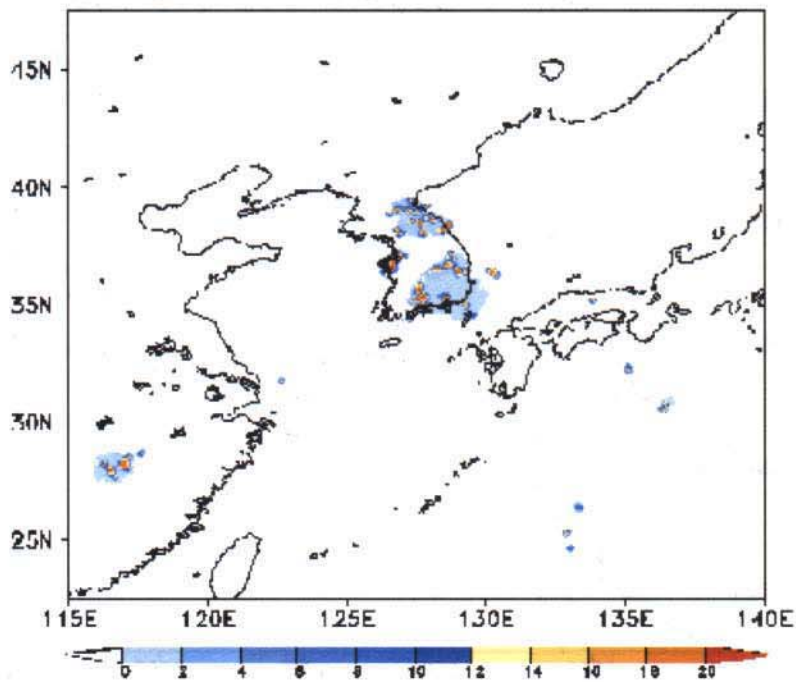


Fig. 3.1.18 Rain rate estimated by CST for 1530 UTC on 31 July.



RR by LUT (1530UTC JUL 31, 1998)

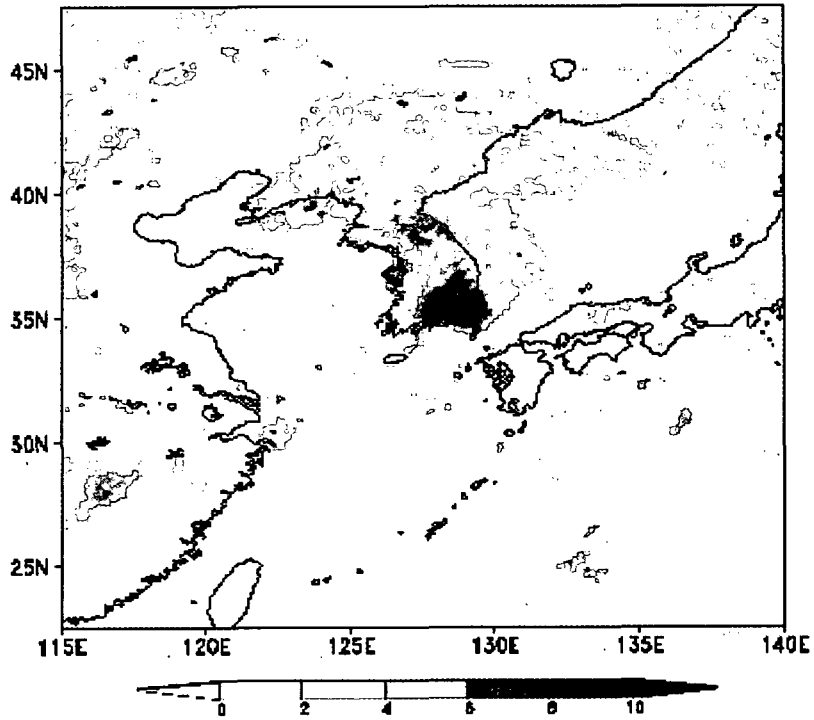


Fig. 3.1.17 Rain rate estimated by LUT for 1530 UTC on 31 July

RR by CST (1530UTC JULY 31, 1998)

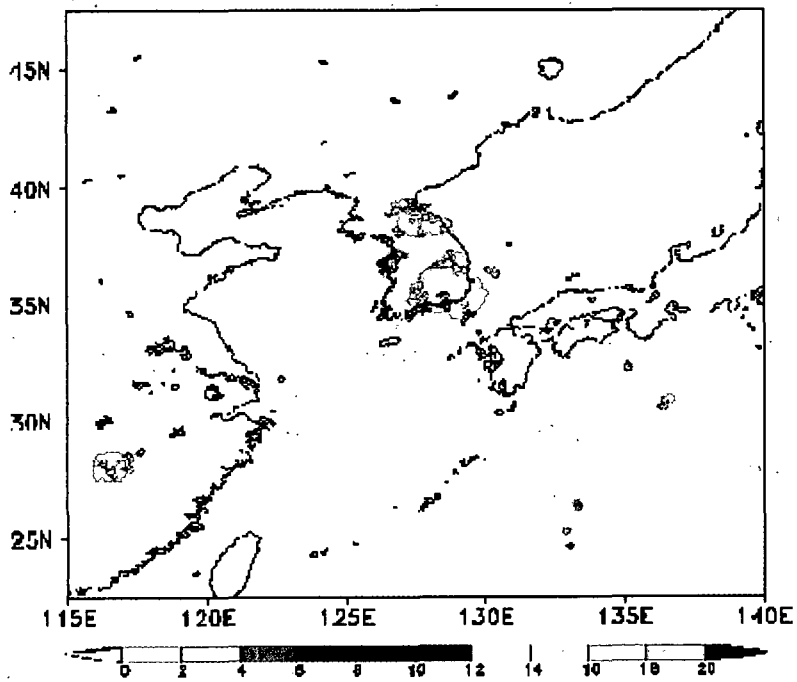


Fig. 3.1.18 Rain rate estimated by CST for 1530 UTC on 31 July

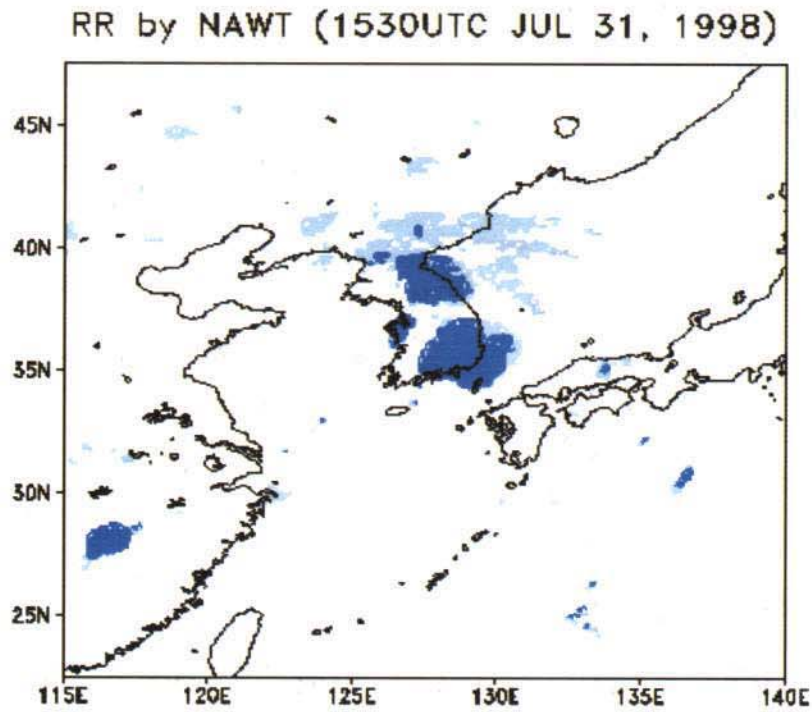


Fig. 3.1.19 Rain rate estimated by NAWT for 1530 UTC on 31 July.  
Dark and darker areas represent 2.0 and 9.0 mm/hr, respectively.

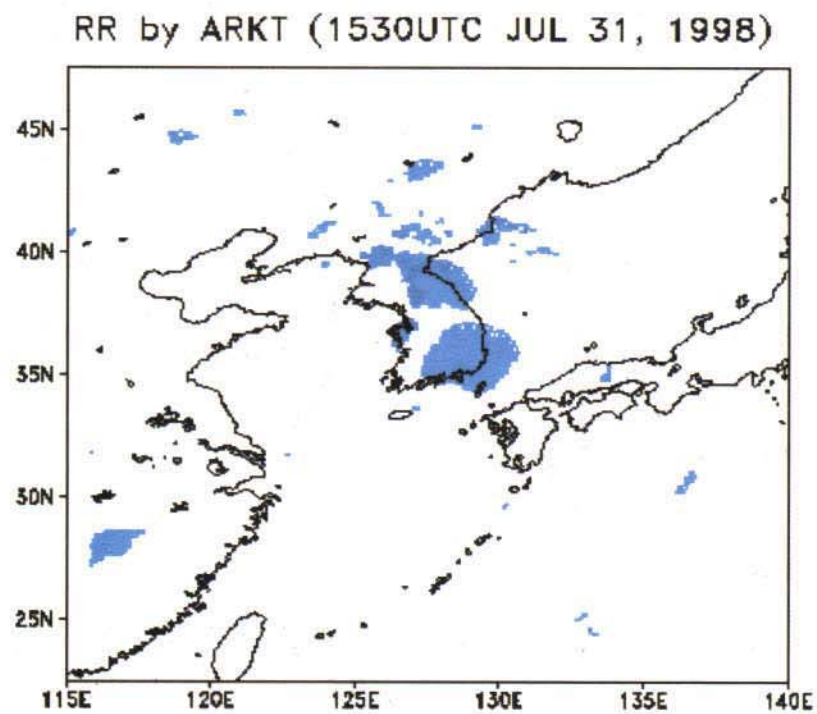


Fig. 3.1.20 Rain rate estimated by ARKT for 1530 UTC on 31 July.  
Magnitudes are 3 mm/hr everywhere.

RR by NAWT (1530UTC JUL 31, 1998)

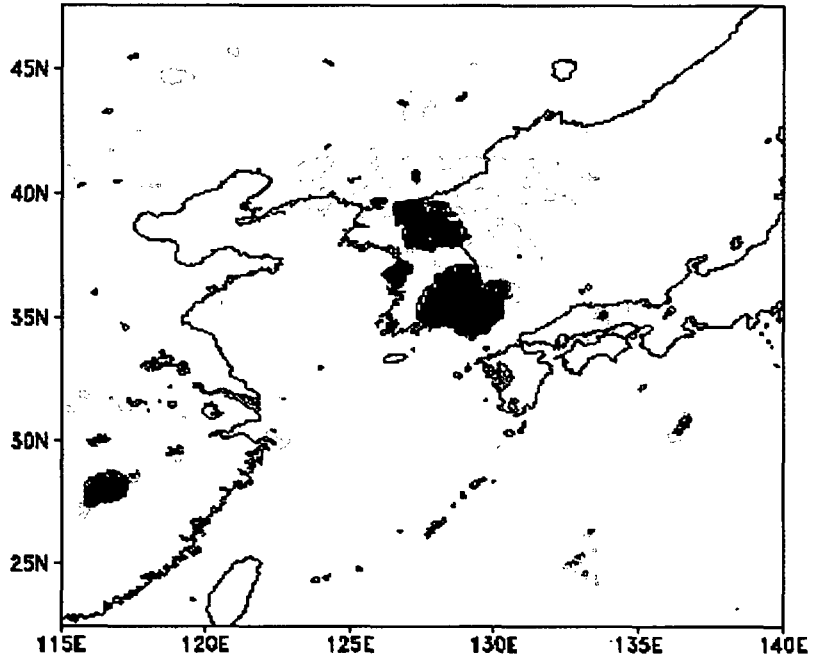


Fig. 3.1.19 Rain rate estimated by NAWT for 1530 UTC on 31 July.

Dark and darker areas represent 2.0 and 9.0 mm/hr, respectively.

RR by ARKT (1530UTC JUL 31, 1998)

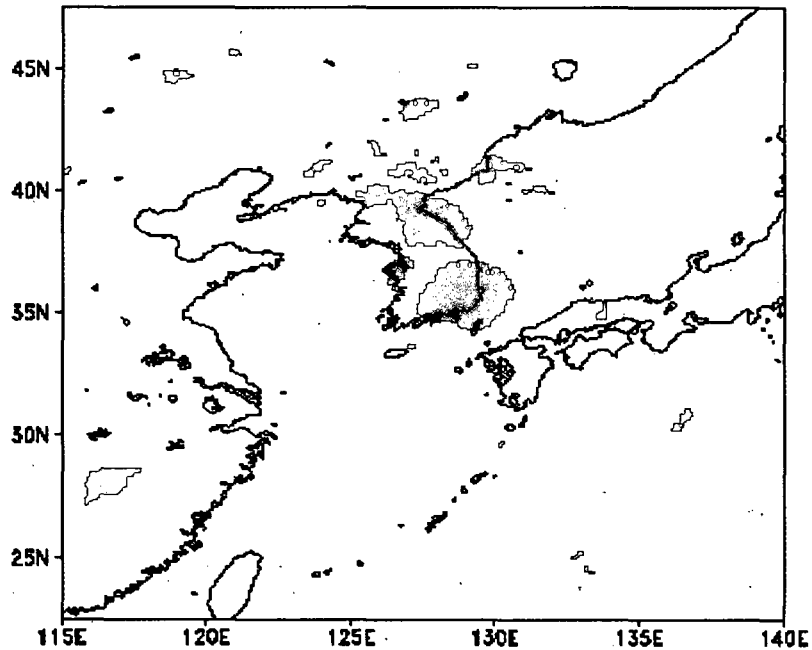


Fig. 3.1.20 Rain rate estimated by ARKT for 1530 UTC on 31 July

Magnitudes are 3 mm/hr everywhere.

## ② 시계열 강수량 비교

지리산 호우의 시기인 1998년 7월 31일 00 UTC부터 8월 1일 15 UTC까지 매시간 강수율을 계산해서 Fig. 3.1.21에 시계열로 나타내었다. Fig. 3.1.21에서 강수율은 지리산 지역을 포함하는  $35^{\circ} \text{N} \sim 36^{\circ} \text{N}$ ,  $127.5^{\circ} \text{E} \sim 128.5^{\circ} \text{E}$  영역에서 매시간 평균 강수율을 말한다. 집중호우가 시작된 7월 31일 12 UTC부터 강수율이 급격히 증가하는 것을 볼 수 있으며, 그 후 약 12시간동안 지속적이며 강한 강수율을 보이고 있어 홍수가 발생했음을 알 수 있다. 전체적으로, 강수율의 시간에 따라 변화하는 경향은 유사하나, 강수 강도를 비교하면 AWS와 가장 잘 일치하는 것은 PMM1과 PMM2이다. 특히 강수율이 가장 크게 나타나는 7월 31일 15 UTC ~ 18 UTC의 경우에 PMM은 AWS 강수율과 차이가 적게 나지만, 다른 방법들은 AWS 강수율의 1/2이하의 낮은 강수율을 보이고 있다. 이러한 강수율의 시계열 비교를 통해 PMM의 집중호우에 대한 분석력을 높이 평가할 수 있다.

그러나, AWS 관측에 의하면 8월 1일 00 UTC부터 06 UTC 사이에 강수가 없었지만, PMM을 비롯한 모든 위성 자료를 이용하는 방법들은 강수가 있는 것으로 추정하였다. 이는 운정온도는 낮으나 강수가 없는 권운이 이 지역에 분포하여 실제 비는 내리지 않았지만, 알고리즘에 의해 계산된 바에 의해 강수가 있는 것으로 판명되었기 때문이다. 이러한 것이 적외 자료를 이용해 강수를 산출하는 방법에 있어 문제점 중의 하나이다. 적외 자료를 통해 권운을 제거하고자 하는 여러 가지 방법들이 제시되어 있고, 본 연구에서도 그 방법들을 이용하였지만 아직은 그 한계가 존재하는 것이다. 따라서, 권운을 좀 더 정확하게 구분해낼 수 있는 방법을 찾는 것은 적외 자료로 강수량 추정하는데 있어 중대한 연구 과제가 되고 있다.

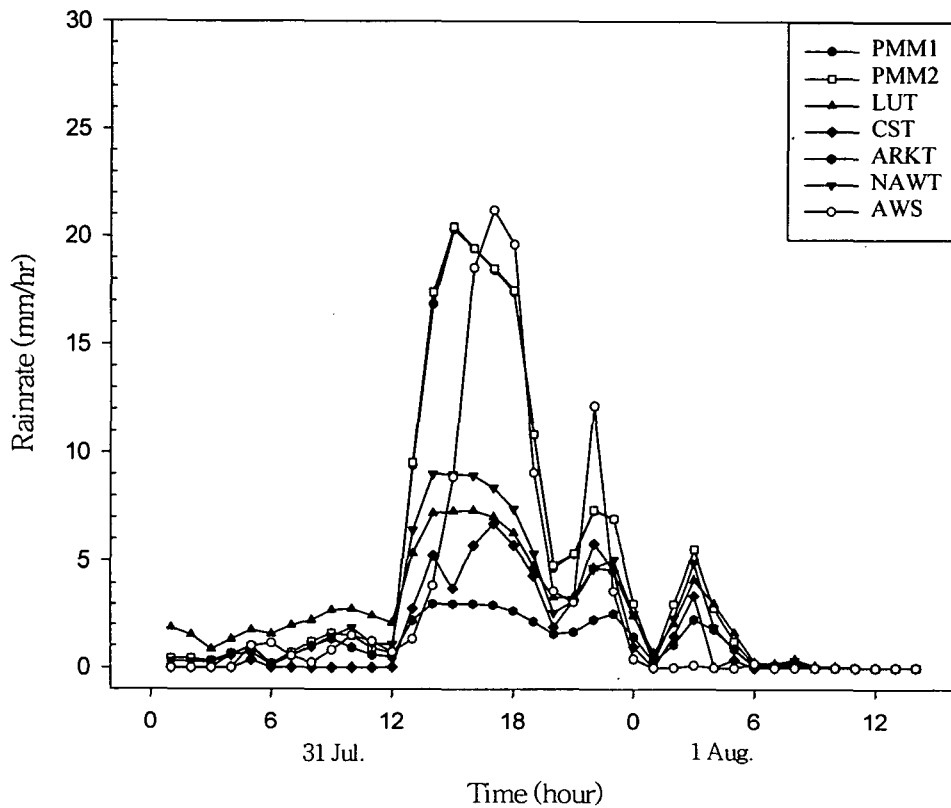


Fig. 3.1.21 The time series of rain rate over Mt. Chiri from 00 UTC, 31 July for 15 UTC, 1 August 1998.

### ③ 결론

실시간으로 얻을 수 있는 정지 위성의 적외 자료로부터 한반도 주변에 적합한 강수량 및 강수역을 산출할 수 있는 알고리즘을 개발하고자, 1997년과 1998년 하계 6개월의 한반도 주변 동아시아 영역에서 동시간 동위치에 관측된 GMS-5 적외 자료와 SSM/I 강수량 조합 자료를 이용하였다. 정지 위성인 GMS-5의 적외 자료와 극궤도 위성인 SSM/I 관측으로부터 구한 강수량 자료를 조합한 이유는 정지 위성의 높은 시·공간적인 분해능과 마이크로파 관측을 통해 직접적이고 물리적인 강수량을 얻을 수 있는 SSM/I 관측의 높은 정확도의 두 장점을 이용하고자 함이었다. Atlas et al. (1990)의 방법에 따라 대기창 영역 밝기온도인 TB11과 음인 경우 대류가 활발함을 나타내는 TB11과 수증기 채널의 밝기온도 차이인 TB11-6.7 각각의 확률밀도함수와 SSM/I 강수량 확률밀도함수를 일치시켜서, 지수 함수 형태의 강수량 추정식을 생산하였다. TB11만을 이용하는 방법을 PMM1, PMM1을 보완하고자 TB11-6.7을 이용한 강수량 추정식을 부분 적용한 방법을 PMM2라고 명명하였다.

본 연구에서 개발된 PMM의 검증을 위해서 1998년 7월 20일부터 8월 20일까지의 지상 관측인 AWS 강수량 자료를 이용하였다. 그리고 기존의 적외 자료를 이용한 강수량 추정 방법인 LUT, CST, NAWT, ARKT와 PMM의 강수역 및 강수량 산출 결과를 비교하였으며, 그 타당도는 AWS 강수량 관측을 기준으로 판단하였다. 남한 지역 위·경도  $0.5^\circ$  간격의 격자에 대해서, PMM을 비롯한 위성 자료를 이용한 여러 방법들의 결과와 AWS 관측치에 대한 면적 평균 및 일 평균값을 통계적으로 비교하였다. 그 결과 PMM은 강수가 많은 경우에 비교적 높은 정확도를 보였으나, 강수가 없거나 약한 경우에 강한 강수가 있는 것으로 추정하는 문제점이 있는데 이는 밝기온도만으로 강수를 추정하는 적외선 방법의 한계를 표출한 것이다. 1998년 7월 31일부터 8월 1일 동안 지리산 일대에 돌발적인 집중호우가 있었던 경우를 사례 연구의 대상으로 하여 위성 자료를 이용한 여러 방법들의 강수율 및 강수역을 AWS 관측과 비교하였다. 강수역의 분포는 유사하게 나타났지만 강수 강도는 PMM이 AWS 관측과 가장 잘 일치하였다. 또한 강수율 시계열 분석에서도 PMM이 다른 방법들보다 좋은 결과를 보였다. 따라서, 집중호우와 같이 강수가 강한 경우에 대해서 PMM이 기존의 방법보다 높은 분석력을 가지고 있으며, 재해 방지를 위한 순간 예보 기법에 응용이 가능한 방법이라고 생각된다.

한편, PMM2는 결과가 PMM1과 차별성이 없다는 점에서 그 의의가 약해졌다. 하지만, 앞으로 대류가 활발함을 판별할 수 있는 변수인 TB11-6.7의 적절한 적용을 통해 PMM을 개선해 나갈 필요가 있다. 그리고, 운정온도는 낮지만 강수가 약한 경우를 구분하고자 운형 분류과정을 도입한 PMM3을 통해 PMM을 개선하였다. 앞으로 보다 세밀한 운형 분류과정을 도입을 위한 연구가 이루어진다면, PMM을 이용한 강수 추정의 정확도는 더 높아질 것이다.

(2)다중 회귀분석법(Multi-Regression Method ; REG.)

실제 대기에서 강수현상은 시간적, 공간적으로 변화가 아주 심한 기상현상이다. 따라서, 위성 관측자료와 강수강도 사이의 평균적인 관계를 구하여 이를 강수강도의 추정에 사용한다면 시시각각 변화하는 강수현상의 순간적인 특징을 제대로 표현하지 못할 가능성이 많다. 이러한 단점을 보완하기 위하여 실시간 강수자료와 이때의 위성 관측자료사이의 관계식을 매번 구하여 그때 그때의 강수 특징을 표현하는 식을 만들고 이를 넓은 지역으로 확장시키는 방법을 개발하였다. 이때 사용되는 강수자료는 우리나라에 전역에 평균 20km 간격으로 약 400여 개가 설치된 자동기상 관측장비 (AWS; Automatic Weather Station)에서의 관측자료이다. 본 연구에서는 강수강도와 IR1의 관계를 표현하기 위해 다중 회귀법을 사용하였다. 종속변수는 강수강도이고 독립변수로는 IR1과 주변 25개 격자에 대한 IR1의 평균, 분산을 사용하였다. 다음의 식 (3.1.17)에서는 3차 다항식인 다중회귀식의 예를 보였다.

$$\hat{R} = a_0 + a_1 \cdot IR1 + a_2 \cdot IR1^2 + a_3 \cdot IR1^3 + a_4 \cdot mean_{IR1} + 5 \cdot \sigma_{IR1} \quad (3.1.17)$$

$\hat{R}$  : 추정 강수강도

$mean_{IR1}$  : 주위 25개 지점의 IR1 평균값

$\sigma_{IR1}$  : 주위 25개 지점의 IR1 표준편차

실제로 회귀분석을 통해 구해진 식(3.1.17)을 사용하여 강수강도를 구해보면 실제 관측에서 표현되는 강한 강수강도를 표현하지 못하고 있음을 볼 수 있다. 이는 Fig. 3.1.22에서 볼 수 있듯이 TB1(Brightness Temperature of GMS IR1)이 낮은 구름역에서 관측되는 강수강도는 강한 경우만 있는 것이 아니라 오히려 강수가 없거나 약한 경우에 더 많이 나타나기 때문이다.

이러한 자료의 특성으로 인한 추정 강수강도의 오차를 줄이고, 강한 강수현상의 초단기 예보를 위한 정확도를 높이기 위하여 본 연구에서는 약한 강수강도에 대한 정확도를 약간 포기하고 강한 강수강도에 대한 정확도를 높이기 위하여 다음과 같이 구해진 회귀식에 대하여 증폭계수를 구하여 다음과 같이 적용하였다.

$$\hat{R} = \alpha \cdot \hat{R} + \beta \quad (3.1.18)$$

여기서 증폭계수  $\alpha$ ,  $\beta$  는 가장 강한 부분 중 3%에 해당하는 강수강도의 평균과 약한 부분의 3% 강수강도의 평균을 연결하는 1차식의 계수로 결정하였다.

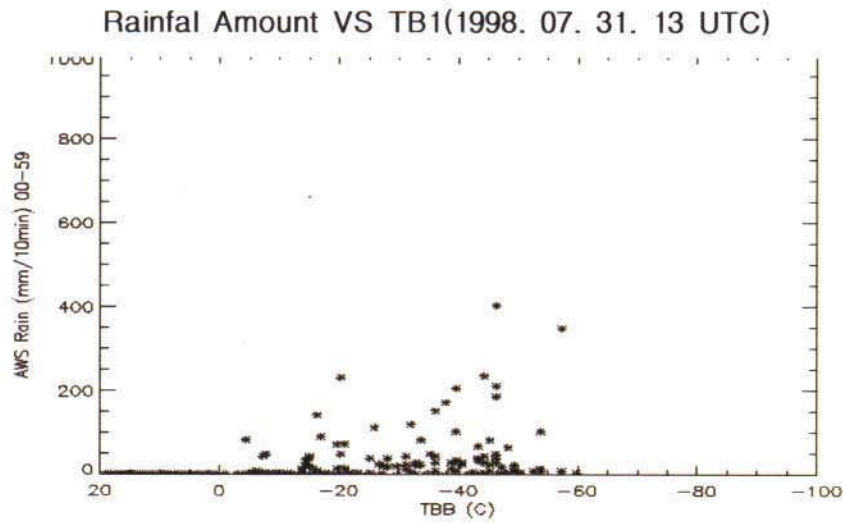


Fig. 3.1.22 The Scattering diagram of the AWS observed rainfall amount versus TB1 observed from GMS-5.

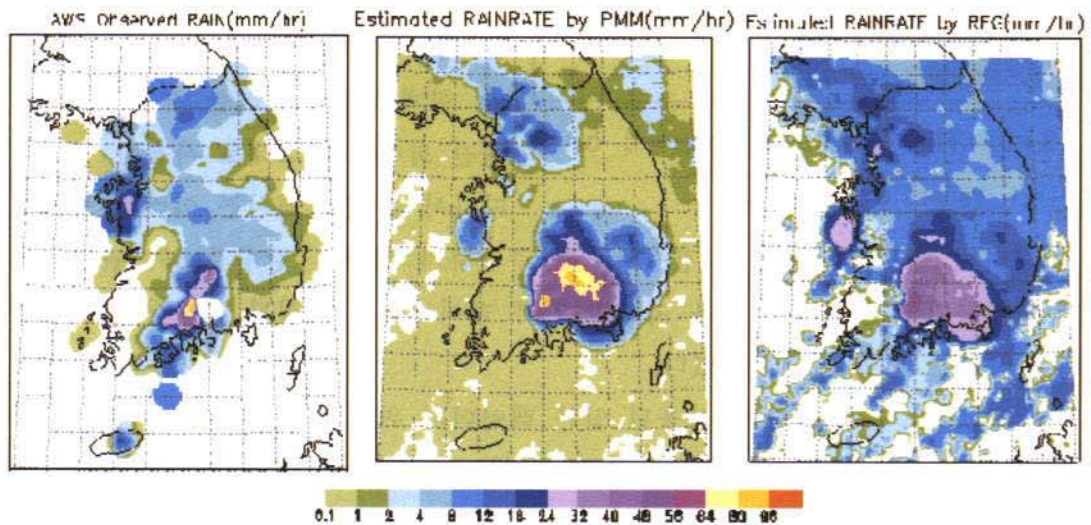


Fig. 3.1.23 The rainrate estimated by PMM(b) and REG(c) method at 1500UTC on 31 July,1998. a) is the real rainfall distribution from AWS. Heavy rainfall occurred around Mt. Gori.

Fig. 3. 1.23에는 1998년 7월 31일 지리산 부근의 집중호우 사례에 대해 위 식을 이용하여 추정된 강우강도의 분포를 지상 AWS 실측치와 PMM기법에 의해 추정된 강우강도 분포와 함께 제시하였다. Fig3.1.23을 보면 회귀분석법의 경우는 약한 강수의 경우 실제보다 강하게 추정되어 전남 일부를 제외한 우리 나라 대부분의 지역에서 시간당 5-10mm 이상의 강수가 추정되었고 가장 강한 강수가 관측된 지역에



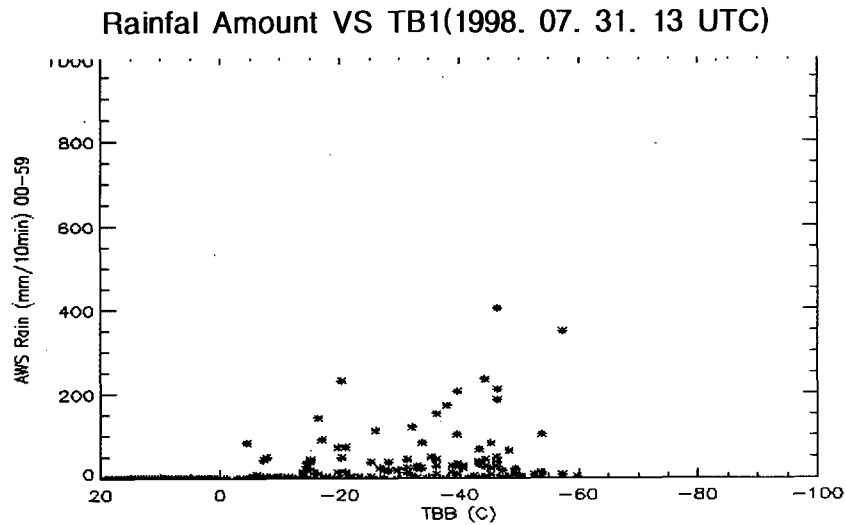


Fig. 3.1.22 The Scattering diagram of the AWS observed rainfall amount versus TB1 observed from GMS-5.

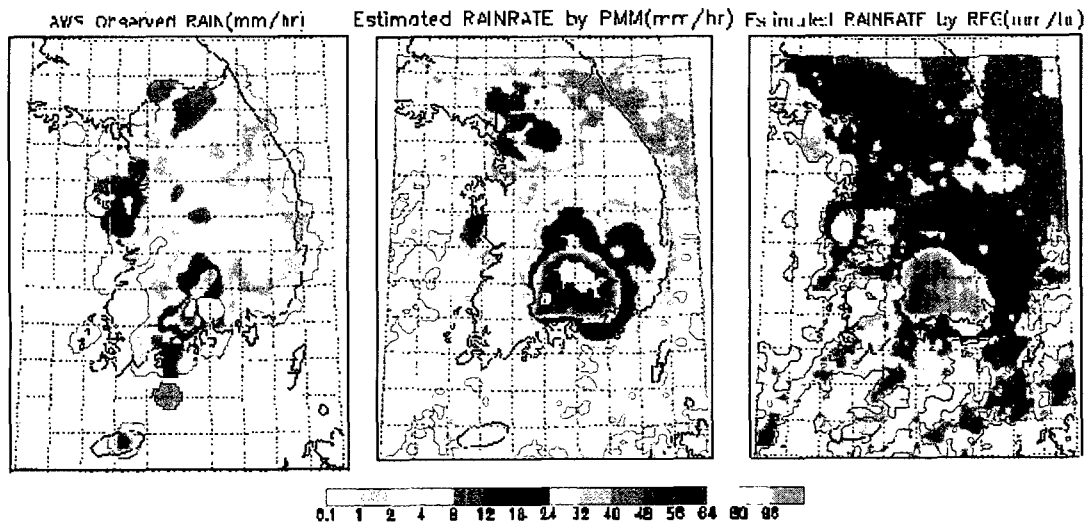


Fig. 3.1.23 The rainrate estimated by PMM(b) and REG(c) method at 1500UTC on 31 July,1998. a) is the real rainfall distribution from AWS. Heavy rainfall occurred around Mt. Giri.

Fig. 3. 1.23에는 1998년 7월 31일 지리산 부근의 집중호우 사례에 대해 위 식을 이용하여 추정된 강우강도의 분포를 지상 AWS 실측치와 PMM기법에 의해 추정된 강우강도 분포와 함께 제시하였다. Fig3.1.23을 보면 회귀분석법의 경우는 약한 강수의 경우 실제보다 강하게 추정되어 전남 일부를 제외한 우리 나라 대부분의 지역에서 시간당 5-10mm 이상의 강수가 추정되었고 가장 강한 강수가 관측된 지역에

서는 실제보다 약 10 mm/hr 정도 약하게 관측됨을 볼 수 있다. 확률대응법의 경우, 경기지방과 지리산 및 영남지방에만 10mm/hr 이상의 강수강도가 추정되어 실제보다 강수구역이 좁게 나타났다. 그러나 강수의 중심 지역에서는 검증 결과와 유사하게 실제보다 강한 강수강도가 추정되었으며 강한 강수의 중심지역도 실제보다 넓게 나타났다.

그러나 우리나라의 AWS 강수강도와 GMS-IR과의 회귀식을 구하여 매시간 강수강도를 추정하는 방법에는 다음과 같은 몇 가지 문제점이 내포되어 있다.

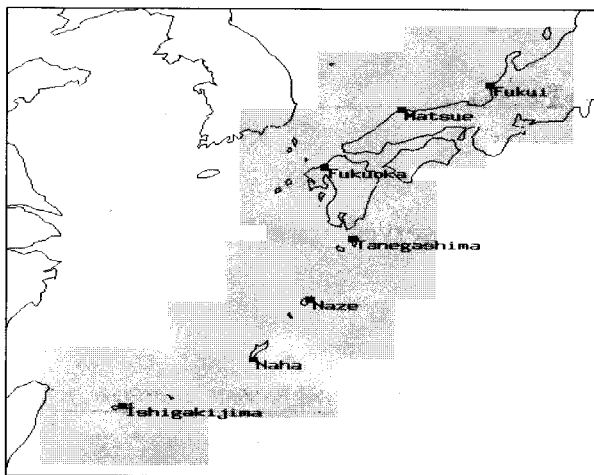


Fig. 3.1.24 The used area observed by 5 radars over Japan.

1) 강수강도와 IR1의 관계식을 구하는 공간이 충분히 넓지 않기 때문에 발생하는 회귀식의 대표성 문제.

2) 우리나라의 복잡한 지형 때문에 야기되는 AWS 강수강도의 공간적 대표성 문제.

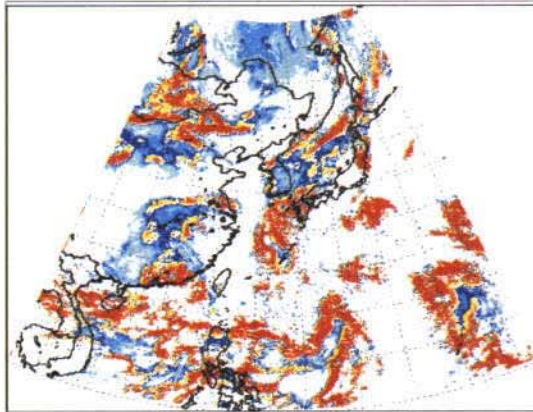
3) 우리나라에서 강수현상이 회귀식을 구할 수 있을 만큼 충분히 관측되지 않을 때는 회귀식 방법의 사용이 불가능함. 현재까지는 이러한 경우 과거에 구해진 회귀식을 그대로 사용함.

따라서 본 연구에서는 이러한 문제점들은 보완하여 좀 더 안정적인 강수강도를 추정하기 위하여 강수강도의 관측범위가 넓고 지형적인 강수변화가 적은 자료인 일본 레이더에서 추정된 강수강도를 독립변수로 사용하는 방법을 개발하였다.

Fig. 3.1.24는 본 연구에서 사용된 일본 레이더의 위치와 관측영역을 나타낸 것이다. 각각의 레이더 관측자료는 100×100 격자로 구성되어 있으며 격자 간격은 5km이다. 레이더와 위성의 적외 휘도온도를 이용한 강수추정 기법을 간략하게 설명하면 각각의 레이더 관측소에서 관측된 자료를 해독하고 합성하여 GMS 관측 자료와 동일한 위치로 내삽하는 과정을 먼저 실행한다. 이렇게 구해진 GMS IR1 휘도온도와 강수강도의 쌍을 이용하여 회귀식을 구한 후 앞의 식 3.1.18)와 마찬가지로 증폭계수를 적용한다.

Fig. 3.1.25에는 99년 9월 17일 12UTC에 위성과 AWS, 위성과 레이더 관측 자료를 사용하여 추정한 강수강도의 예를 나타내었다

a) GMS-5 IRI + AWS



b) GMS-5 IRI + Radar

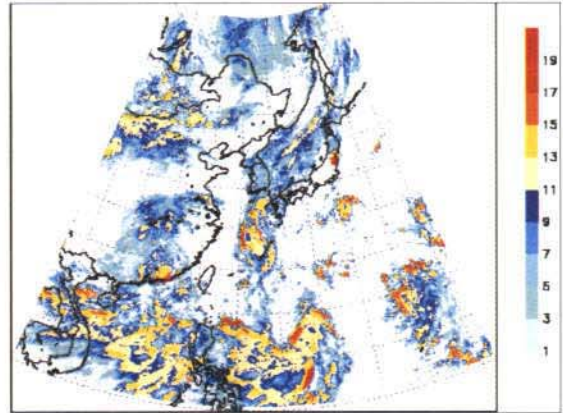


Fig. 3.1.25 The rainrate estimated by REG method with a) AWS over Korea and b) Radar over Japan at 12 UTC on 17 Sep. 1998.

Fig. 3.1.25의 전체적인 경향을 보면, AWS 자료를 사용한 a)가 레이더 강우자료를 사용한 b)에 비해 전체적으로 강수를 과다 추정함을 한 눈에 알 수 있다. 이는 한반도에 위치한 AWS 자료만을 사용하였기 때문에 한반도에 대해서는 서로 비슷한 값의 분포를 보이지만 주변 해상에 대해서는 AWS가 충분히 강수를 표출하지 못하고 있음을 의미한다.

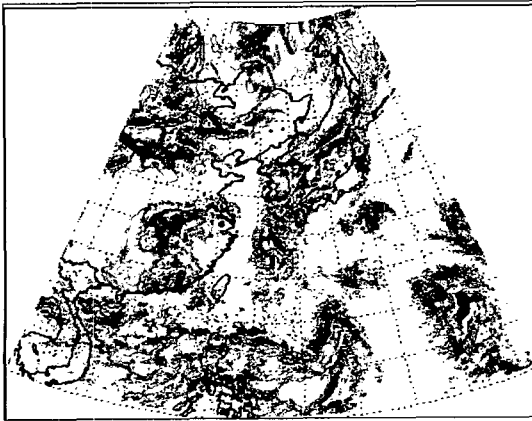
한편, 본 연구에서는 레이더 관측자료를 사용하였을 때의 개선효과와 추정된 강수의 검증에 위하여 1999년 8월 20일부터 10월 31일까지의 자료를 사용하여, 평균 오차(Mean Error), RMS 오차(Root Mean Square Error), 그리고 상관계수를 사용하여 검증하였다. RMS오차와 평균오차는 각각 다음의 식을 사용하여 산출하였다.

$$MEAN ERROR = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)}{N} \quad (3.1.10)$$

$$RMS ERROR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}}{N}$$

여기서  $O_i$ 는 AWS와 일본 레이더에서 관측된 강수강도이며  $E_i$ 는 각각의 관측위치에 해당하는 위성자료로부터 추정된 강수강도이다. 식 3.1.10)을 이용하여 추정된 강수강도를 검증한 결과를 Fig. 3.1.26과 27에 나타내었다.

a) GMS-5 IR1 + AWS



b) GMS-5 IR1 + Radar

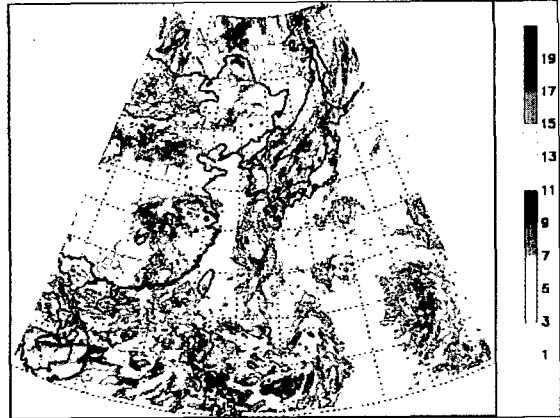


Fig. 3.1.25 The rainrate estimated by REG method with a) AWS over Korea and b) Radar over Japan at 12 UTC on 17 Sep. 1998.

Fig. 3.1.25의 전체적인 경향을 보면, AWS 자료를 사용한 a)가 레이더 강우자료를 사용한 b)에 비해 전체적으로 강수를 과다 추정함을 한 눈에 알 수 있다. 이는 한반도에 위치한 AWS 자료만을 사용하였기 때문에 한반도에 대해서는 서로 비슷한 값의 분포를 보이지만 주변 해상에 대해서는 AWS가 충분히 강수를 표출하지 못하고 있음을 의미한다.

한편, 본 연구에서는 레이더 관측자료를 사용하였을 때의 개선효과와 추정된 강수의 검증에 위하여 1999년 8월 20일부터 10월 31일까지의 자료를 사용하여, 평균 오차(Mean Error), RMS 오차(Root Mean Square Error), 그리고 상관계수를 사용하여 검증하였다. RMS오차와 평균오차는 각각 다음의 식을 사용하여 산출하였다.

$$MEAN\ ERROR = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)}{N} \quad (3.1.10)$$

$$RMS\ ERROR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}}{N}$$

여기서  $O_i$ 는 AWS와 일본 레이더에서 관측된 강수강도이며  $E_i$ 는 각각의 관측위치에 해당하는 위성자료로부터 추정된 강수강도이다. 식 3.1.10)을 이용하여 추정된 강수강도를 검증한 결과를 Fig. 3.1.26과 27에 나타내었다.

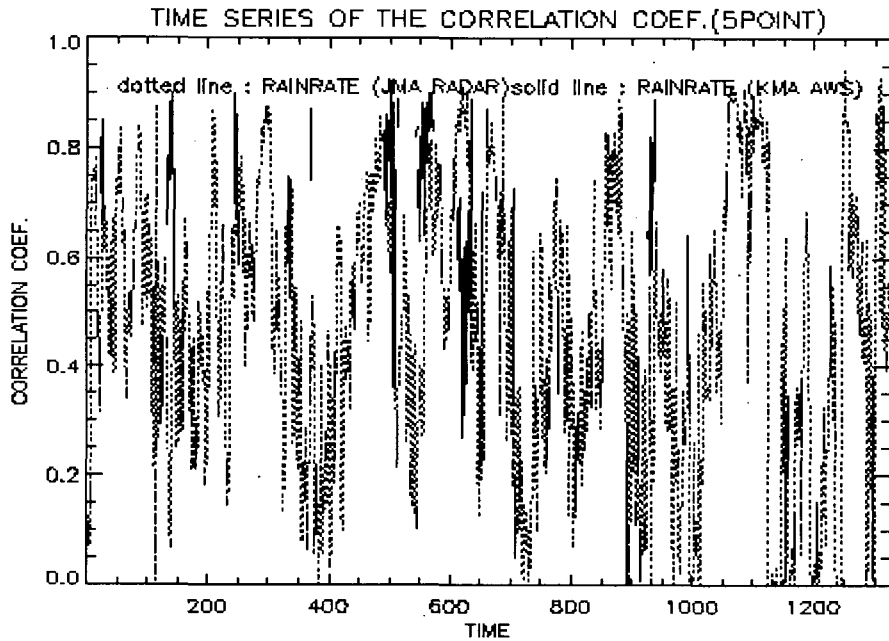


Fig. 3.1.26 The time series of correlation coefficient of AWS and Radar with estimated rainrate by multiple REG method using the 5 radar data over Japan

Fig. 3.1.26는 GMS에서 관측된 IR1과 관측 강수강도의 상관계수를 시계열로 나낸 것으로, 점선은 일본 레이더 자료와의 상관계수이고 실선은 우리나라의 AWS자료와의 상관계수를 나타낸다. AWS와의 상관계수는 우리 나라 지방에 비가 내린 경우만 계산이 가능하기 때문에 중간에 빠진 부분이 많이 나타나지만, 일본 레이더 자료의 경우에는 계산되지 않는 부분이 훨씬 줄어들었음을 볼 수 있다. AWS 자료와 일본 레이더 자료의 상관계수가 겹치는 부분을 서로 비교해 보면 차이가 거의 나타나지 않고 있음을 알 수 있다.

한편, Fig. 3.1.27 a)와 b)는 두 가지 관측자료에 대한 RMS오차와 평균오차의 시계열이다. 이 결과를 보면, 일본 레이더 자료를 이용한 다중 회귀식 방법이 두 가지 오차 모두에 대해서 낮게 나타났음을 볼 수 있다. 특히 평균오차의 경우 AWS를 사용하는 방법은 양의 편차가 심하게 나타나는 반면 일본 레이더 자료를 사용한 경우에는 편차가 거의 나타나지 않고 있다. 또한 RMS 오차의 경우 또한 일본 레이더 자료를 사용한 결과가 AWS를 사용했을 보다 오차가 2-3배 정도 작게 나타나는 경향을 쉽게 알 수가 있다.

이렇게 일본 레이더 자료를 사용한 경우에 오차가 작게 나타나는 이유는 다음과 같이 판단된다. 우리 나라처럼 지형이 복잡한 곳에서의 강수형태는 주로 운정온도

즉, IR1의 값보다는 지형의 영향과 지표면의 상태에 많은 영향을 받는다고 할 수 있다. 하지만 일본 레이더 자료의 관측값은 AWS와는 달리 주로 바다에 위치하고 있어 지형과 지표면의 상태가 AWS 관측값보다는 균일하다는 특성을 가지고 있다. 또한 AWS에서 관측된 강수강도는 지형의 영향을 받을 뿐 아니라 어떤 한 지점의 관측값이기 때문에 면적을 대표하는 위성 관측자료와의 대응이 쉽지 않은 부분이 있다. 하지만 레이더 관측자료의 경우는 위성과 마찬가지로 면적 개념의 자료이므로 대응정도가 AWS보다는 크다고 할 수 있다. 이상의 검증결과 일본 레이더 관측 강우자료를 이용하여 새로 개발된 REG 기법은 기존의 AWS를 사용하는 것보다 뚜렷한 개선 효과를 나타냈으며, 이 기법은 AWS를 이용한 기존의 REG기법을 대체하여 9월부터 기상청 현업 예보보조 자료로 제공될 것이다.

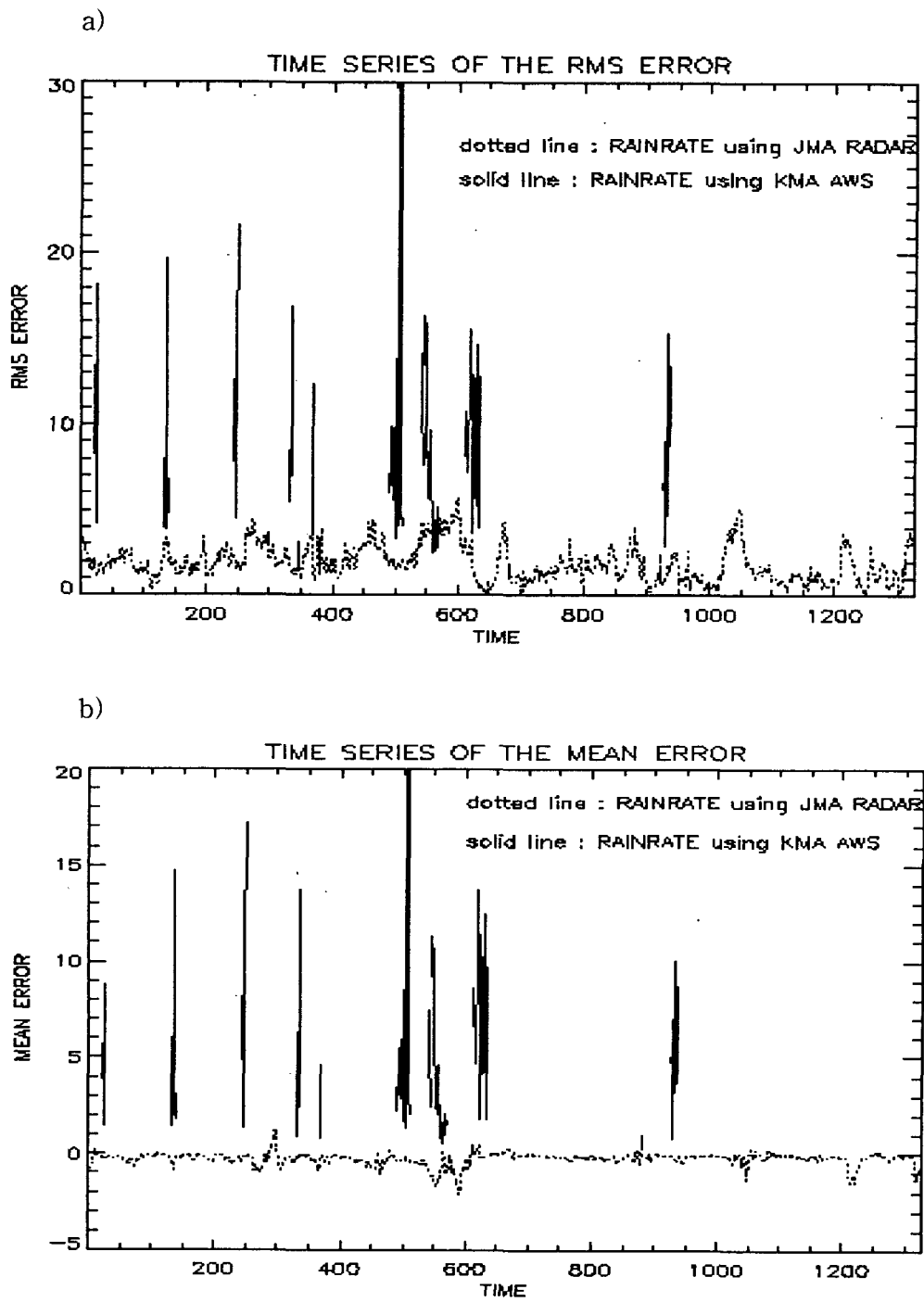


Fig. 3.1.27. a) and b) represent the time series of RMS error and mean error. Solid and dot line represent for the case of Radar over Japan and AWS over Korea, respectively.

### (3) 누적히스토그램 대응법(Accumulated Histogram Matching Method ; AHMM)

AHMM 기법은 미 해군연구소에서 연구원으로 근무하는 Joe Turk 박사가 개발한 누적히스토그램 방법을 사용한 강수량추정 방법이다. 이 보고서 부분은 Joe Turk 박사와 공동연구를 통하여 그가 개발한 방법을 기상청 현업 업무를 위해 응용하고 이의 성능정도를 정성적으로 조사함을 기술하고 있다. 따라서 이 섹션에서는 Turk 박사가 개발한 AHMM 방법을 간략히 기술하고 한반도에서 이 방법의 응용 예를 보인다.

#### (가) 방 법

Turk 박사는 마이크로파 센서들을 이용하여 동시간, 동위치에서 관측된 적외 자료, SSM/I 그리고 TRMM 픽셀들의 자료를 수집하고 적외 밝기 온도와 마이크로파로 산출한 강수율의 히스토그램사이에서 유도되는 통계적 관계를 동적으로 계산하여 강수율을 산출하는 방법을 고안하였다. 히스토그램 방법은 레이다 강수율의 시·공간 평균을 계산하는데 사용되었고 (Doneaud et. al, 1984; Atlas et. al, 1990a, 1990b; Crosson et. al, 1996), 또한 인공위성 적외 자료에 적용되었다 (Manobianco et al., 1994). 이 연구에서 사용하는 정지위성 적외 자료로부터의 강수율 산출은 최근에 수신된 마이크로파와 정지위성 자료들을 계속 수집하고 조사하는 배경작업과 이를 통해 생산된 lookup table에 의해 강수율을 계산하는 과정으로 이루어진다.

#### ① 마이크로파와 정지위성 자료의 조합

새로운 위성 자료를 수신하면, SSM/I 또는 TRMM 궤도와 4개의 정지위성 (GOES-East/West, GMS, Meteosat) 궤도가 시·공간적으로 일치하는 영역에 대해서 배경작업이 진행된다. Fig. 3.1.28은 전체 과정의 순서도이다. 새로운 SSM/I 또는 TRMM 자료를 수신하면, 30분 이내로 같은 영역을 지나간 정지위성 자료가 선택된다. SSM/I 강수율은 NOAA-NESDIS 방법(Ferraro, 1997; Ferraro et. al, 1998)을 통해 계산하고, TRMM 자료는 실시간 레벨 2A-12 강수율이 사용된다 (Kummerow et. al, 1998).

따라서, 통계적 처리를 위한 파일을 작성하고 동시간, 동위치에 관측한 SSM/I(TRMM) 강수율 자료와 적외 자료를 픽셀별로 저장한다. 이러한 일련의 과정을 새로운 위성 자료를 수신할 때마다 진행한다. 정지위성의 유효 관측 영역이 직하점에서 수평방향으로 약 50° 정도이기 때문에 여러 개의 강수대가 포함될 수 있다. 따라서 위도  $\pm 50^\circ$  사이의 전지구 영역을 15°의 박스형태로 구획하여 각 박



스마다 다른 히스토그램을 생산한다. Fig. 3.1.29는 세부적인 구조를 제시한다. 적외선의 히스토그램은 183~283K 구간에서 1K 간격으로 작성되고 강수율은 0~40 mm/hr, 0.5 mm/hr 간격이다.

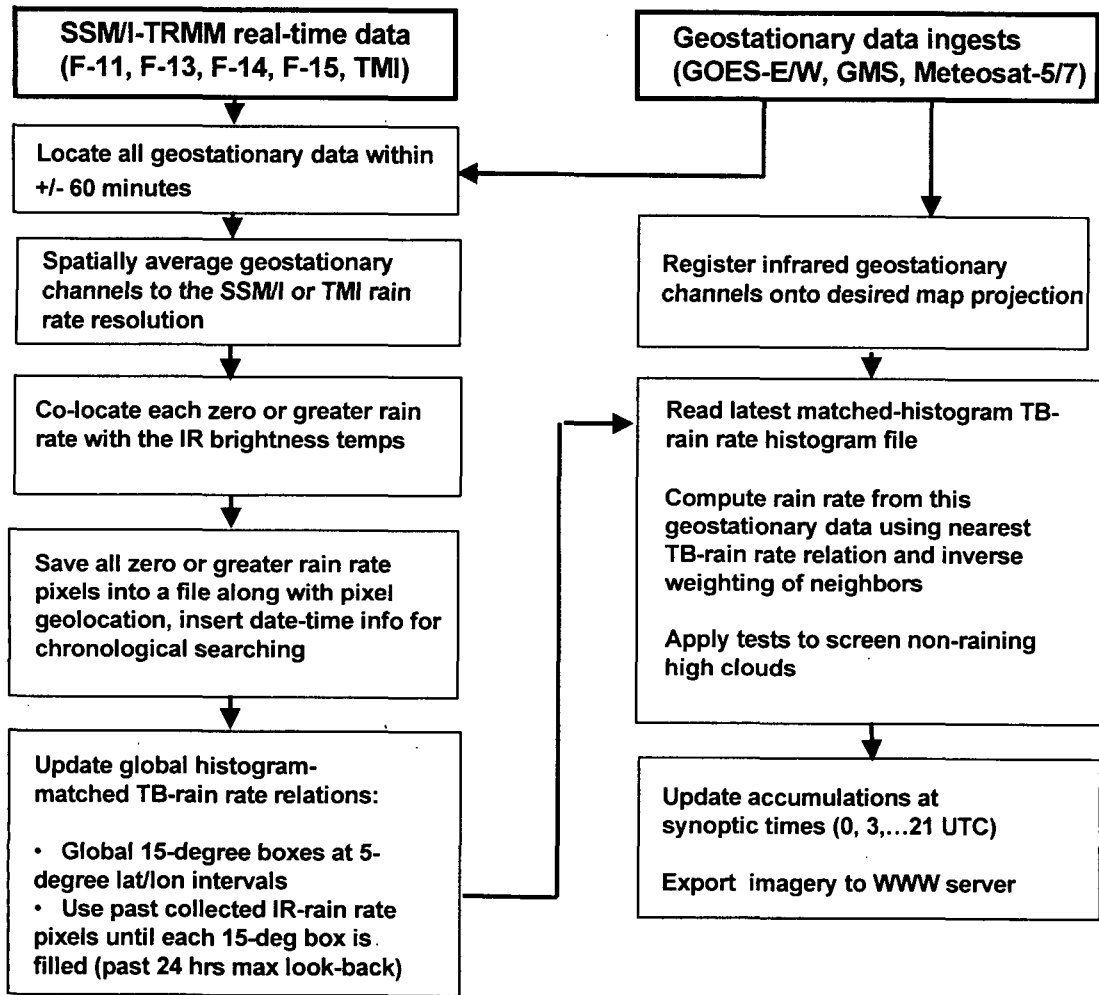


Fig. 3.1.28. The block diagram of the overall processing flow

AHMM 개발을 위해 사용된 확률대응법은 Atlas et. al(1990)에 의해 제시된 것이다.

$$\frac{\int_{R_r}^{R_i} R^m P(R) dR}{\int_{R_r}^{\infty} R^m P(R) dR} = \frac{\int_{T_{B,r}}^{T_{B,i}} T_B^m P(T_B) dT_B}{\int_{T_{B,r}}^{\infty} T_B^m P(T_B) dT_B} \quad (3.1.11)$$

P(R)과 P(T<sub>B</sub>)는 각각 마이크로파 강수율과 정지위성 적외선 밝기온도의 확률밀도

함수들이다. 밝기온도가 높은 곳에서 낮은 곳으로 이동할수록 강수율이 증가하는 방향으로 PDF(Probability Density Function)를 일치시켰다. 일치된  $(T_{B,i}, R_i)$  쌍들을 찾음으로써, 강수율-밝기온도의 관계를 산출할 수 있다.

### ② 순간 강수율의 계산

정지 위성 자료들이 입력되면 픽셀의 위치에 근거하여 가장 인접한  $15^\circ$  히스토그램 박스에 할당시키고, 그 박스와 주변 8개 박스들의 lookup table의 inverse-distance weighted average에 근거하여 강수율을 부과시킨다.

여러 시간에 걸친 누적 강수량이 연속적인 순간 강수 영상으로부터 시간 적분하여 계산된다. 예를 들면, 12시간에 걸쳐  $N+1$ 개의 영상이 있다면, 한 픽셀의 총 누적 강수량은 다음과 같이 계산된다.

$$A^{total} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N (R_i + R_{i-1})(t_i - t_{i-1}) \quad (3.1.12)$$

$R_i$  는 시간당 강수율이며  $(t_i - t_{i-1})$ 는 영상들사이의 시간차이다.

### ③ 강수가 없는 구름 제거

적외 자료를 이용한 강수 추정 방법의 단점은 권운과 같은 강수가 없는 구름의 구별이 어렵다는 것이다. (Arkin et. al, 1994) 현재 권운을 구별하는데 두 가지 방법이 사용되는데 첫 번째는 split window( $11\mu\text{m}$ ,  $12\mu\text{m}$  채널)를 이용하는 것이고, 두 번째는 이전 시간의 적이 밝기온도 이미지를 강수량 추정에 이용하는 방법이다. 만약 어느 영역이 이전 시간보다 밝기온도가 크게 증가했다면, 그 구름은 소멸단계로 간주될 수 있으며, 그 밝기온도차를 고려하여 강수율을 계산할 수 있다. 이 방법은 Vicente et. al(1998)에 의해 제안되었다.

$$\begin{aligned} R'_{i,j} &= R_{i,j} \exp(-f_1 (\overline{T_{10}} - \overline{T_{12}})) \\ R''_{i,j} &= R'_{i,j} \exp(-f_2 (\overline{T_{10}'} - \overline{T_{12}'})) / \Delta t \end{aligned} \quad (3.1.13)$$

위 식에서 위 첨자인 1, 2는 각각 현재 영상과 이전 시간의 영상을 의미하고, 10과 12는  $10.7\mu\text{m}$ 와  $12\mu\text{m}$  채널을 의미한다.  $R$ 은 원래 강수율을 뜻하고,  $R'$ ,  $R''$ 은 조정된 강수율이다.  $f_1$ 과  $f_2$ 는 유동적인 상수인데, 강수율의 조절정도를 강하게 또는 약하게 하는 역할을 한다.

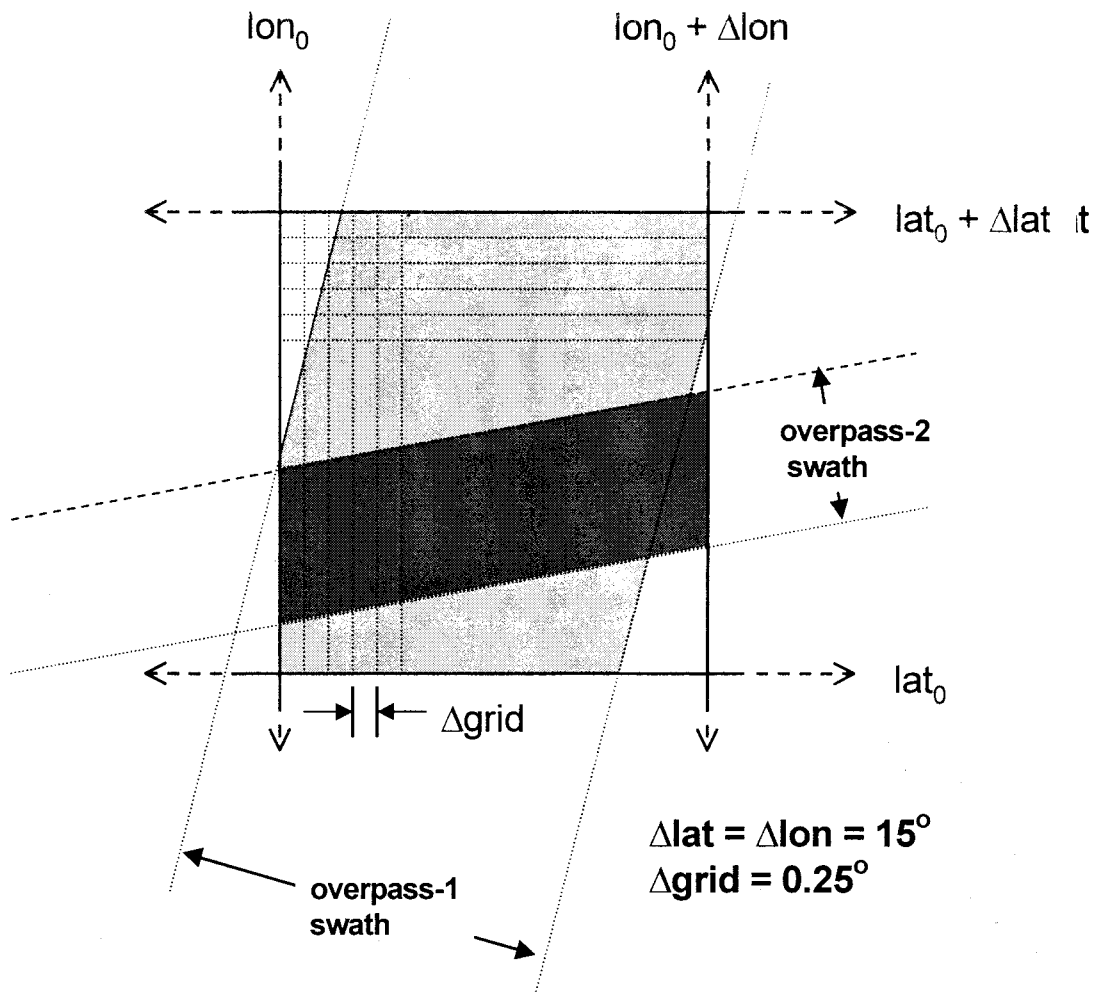


Fig. 3.1.29 The scheme of subdividing the globe into 15-degree boxes. The 15-degree boxes are spaced every 5-degree apart.

(나) 결과

Fig. 3.1.30은 Turk의 강수량추정 알고리즘을 한반도 경우에 적용시킨 것으로 장마기간중의 2000. 7. 22 07UTC의 강수량 분포를 나타낸다. Fig. 3.1.31는 같은 시각 AWS 강수량 관측분포를 나타낸다. AWS 강수량 분포는 강수가 경기, 강원지방을 포함하여 동서로 존재하고 있음을 보이며, 강수강도는 경기남부에서 30 mm/hr 이상을 나타내고 있다. 또한 강원남부에서 국지적으로 30 mm/hr 이상의 강수가 나타났다. Fig. 3.1.30의 인공위성 추정된 강수분포는 AWS 실측치와 비교하여 매우 유사한 분포를 보인다. 즉, 동-서의 강수대가 나타났고 그 강도에 있어 30 mm/hr 이상의 분포가 국지적으로 나타나고 있다. 그러나 강한 강수셀의 위치는 AWS 관측치와 비교하여 약간 북쪽에 위치하고 있다. 이러한 차이는 AWS 강수량 관측이

07UTC 이전 한시간 동안을 누적한 값이고 인공위성 관측치는 관측시간인 07UTC 를 중심으로 한시간에 해당하는 누적강수량을 나타냄을 고려할 때 그리 심각한 정도는 아니다. 따라서 Turk에 의해 개발된 방법은 7월 장마기간에 있었던 강수의 분포와 강도를 잘 기술하고 있으며, 이러한 사실은 이 방법이 일상의 일기예보는 물론 집중호우 예보에 사용될 수 있음을 시사하고 있다.

#### (다) 결 론

이 연구에서는 Turk 박사에게 의해 개발된 AHMM 방법을 한반도에 적용하여 이 방법이 일상의 일기예보나 집중호우 예보 등에 사용할 수 있는지의 여부를 정성적으로 판단하였다. 비교를 위해 서울 경기 지방에 30 mm/hr 이상의 강수가 나타난 2000년 7월 22일 07 UTC에서의 강수량 추정치를 사례로 선택하였다. Turk 방법에 의한 강수량 추정치를 AWS 강수량 측정치와 비교한 결과 매우 유사한 강수분포를 나타내었으며 그 강도에서도 유사한 정도의 크기가 나타났다.

따라서 이 방법을 사용하는 경우 기상청의 예보 적중률을 향상시킬 수 있는 양질의 자료를 생산할 수 있으리라 판단된다. 현재 이 방법은 기상청 위성실에 이식되어 GMS 위성을 이용한 강수량을 산출하고 있으며 예보를 위해 내부의 자료로 사용하고 있다. 그러나, 최종적인 결론을 도출하기 위해서는 보다 많은 사례를 포함한 자세하고 정성적인 통계적 비교가 필요하다.

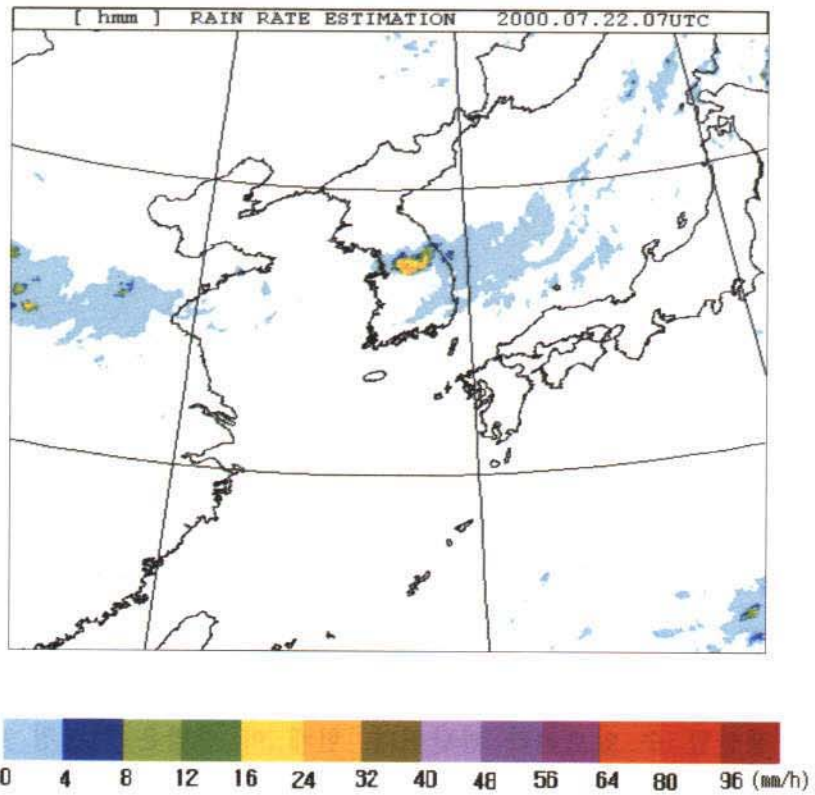


Fig. 3.1.30 The Image of AHMM rain rate estimation for 07UTC on 22 July 2000.



Fig. 3.1.31 The Image of AWS rain rate observation for 07UTC on 22 July 2000.

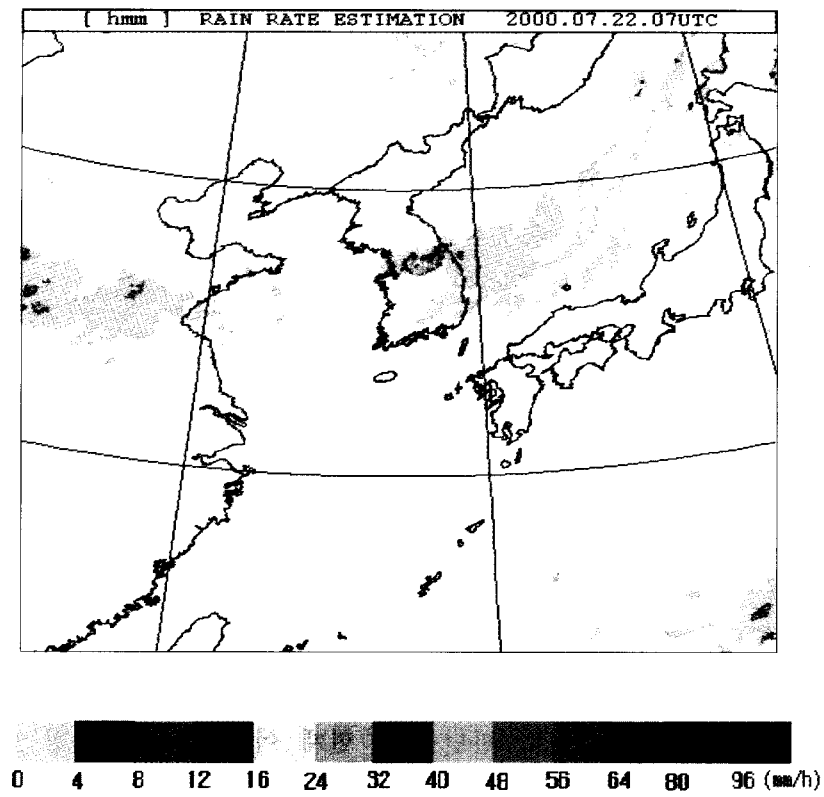


Fig. 3.1.30 The Image of AHMM rain rate estimation for 07UTC on 22 July 2000.

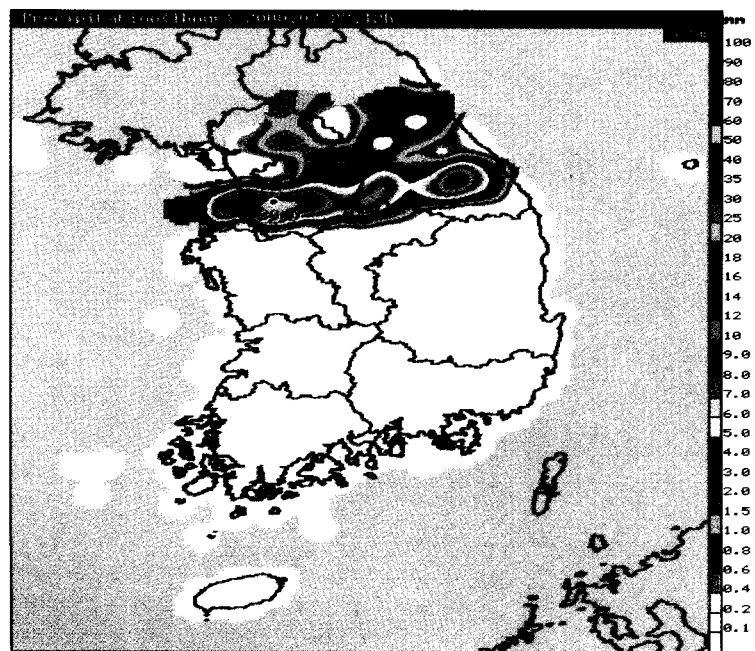


Fig. 3.1.31 The Image of AWS rain rate observation for 07UTC on 22 July 2000

## 나. GMS-5를 이용한 단시간 강수 예측

강수 순간예보 기법의 개발은 2단계로 나누어져 실시되었다. 첫 번째는 정지위성 적외 자료의 밝기온도 분포함수와 SSM/I로 구한 강수율 분포함수 사이의 확률 일치 방법에 근거한 강수 추정 알고리즘을 개발·검증하는 것이다. 두 번째는 단기간 QPF 방법의 여러 구성요소들을 개발하고 시험하는 것이다. 구름이동으로부터 초기 바람장을 산출하고 정적 또는 비정적인 이동기법(steady or non-steady advection technique)을 이용하여 몇 시간 후까지의 강수 위치와 강도를 예보하는 과정이 포함된다.

### (1) 방법

#### (가) 위성에 의한 강수량의 복원

##### ① PMM 알고리즘

본 연구의 첫 번째 단계로, 각 정지위성의 적외 자료 픽셀마다 EBBT와 강수율을 연관시키는 알고리즘이 개발되었다. 이 알고리즘은 PMM(Probability Matching Method)에 근거하여 동시간 동위치에 관측된 GMS 적외 자료와 SSM/I 강수율 자료를 이용하여 개발되었다. 이 방법은 적외 밝기 온도의 pdf(probability density function)와 SSM/I로 산출한 강수율의 pdf 사이의 mapping rule을 작성하는 것이다. PMM은 Atlas et al.(1990)에 의한 레이다 반사도와 우량계 관측치의 연구 그리고 적외 밝기온도와 SSM/I 강수율의 연구(Turk et al. 2000)등에서 육지와 해양에 대해서 성공적으로 적용되었다. Turk et al. 의 알고리즘은 우선 EBBT와 강수율의 히스토그램을 작성한 다음, cdf(cumulative distribution function)가 EBBT와 강수율을 연관시키는데 사용되었다. 본 연구의 일환으로, EBBT와 강수율의 히스토그램을 사용하는 PMM을 사용할 때, 통계적 분포함수를 사용하는 것을 검토해 보았다. Kedem et al. (1990)과 Wilheit et al.(1991)등의 선행 연구가 있었는데, 넓은 시·공간적인 영역에서의 0이 아닌 강수율의 분포는 lognormal distribution을 따르며, Wilks (1995)에 제안된 그 형태는 아래 식과 같다.

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (3.1.14)$$

이때,  $\mu$  와  $\sigma$ 는 각각 강수율 분포의 지수 평균과 표준 편차이다. 위 pdf는 Kedem et al.(1990)과 Wilheit et al.(1991)의 논문에서 제시된 바와 같이 강수율 히스토그램을 나타내는데 적당함을 알 수 있다.

본 연구에서는 EBBT 히스토그램의 적절한 통계적 분포를 찾고자 하였다. 알려

진 EBBT 히스토그램의 함수가 없었기 때문에, 많은 pdf 들이 시도되었다. 여러 번의 시도 결과, 위에서 기술된 lognormal distribution과 Wilks(1995)에 의해 제시된 2-parameter gamma distribution이 가장 적당한 식이었다.

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp(-x/\beta)}{\beta \Gamma(\alpha)} \quad x, \alpha, \beta > 0 \quad (3.1.15)$$

shape parameter( $\alpha$ )와 distribution mode parameter( $\beta$ )가 매개변수들이며,  $\Gamma(\alpha)$ 는 감마함수를 뜻한다.

일단 강수율과 EBBT 분포의 통계적인 함수식을 구한 다음, Turk et al.(2000)의 방법과 유사하게 두 함수식 사이의 PMM 알고리즘을 구한다. 같은 정규화된 히스토그램을 일치시키는 것이 아니라 함수 곡선 아래의 같은 면적을 일치시키는 방법으로 EBBT-RR mapping rule을 작성하는 것이 두 방법의 차이점이다. 초기 히스토그램을 만들 때, 강수율에 대해서는 0 ~ 35 mmhr<sup>-1</sup> 사이에서 0.5 mmhr<sup>-1</sup> 간격으로, 그리고 EBBT는 199 ~ 273K 사이에 1K 간격으로 작성하였다.

Turk et al.(2000)의 방법과 마찬가지로, 강수율은 NESDIS SSM/I 알고리즘(Ferraro et al. 1997)으로 산출하였다. 273K 보다 높은 EBBT는 강수율을 0으로 두었고, 199K 보다 낮은 경우 35 mmhr<sup>-1</sup> (NESDIS 알고리즘의 최고값)의 강수율을 부과하였다. 강수율이 0보다 큰 경우에 한해서만 PMM 알고리즘 개발에 필요한 자료로 선택하였다. 위의 방법을 FM(function matching)으로 명명하였으며, EBBT-RR mapping rule을 만들기 위해 Turk et al.(2000)가 사용했던 히스토그램을 이용한 또 다른 2가지 PMM 알고리즘들과 비교하였다. 그 알고리즘에 따르면, pdf로부터 cdf를 계산하여 EBBT가 높은 쪽에서 낮은 쪽으로 갈수록 0에서부터 점점 높은 강수율을 할당시킨다. 따라서, 이 방법에 의해 연속된 적외 이미지로부터 강수율을 예상하기 위한 순간예보 기법의 mapping rule로 사용되는 EBBT-RR 쌍들을 찾을 수 있게 된다. 이 알고리즘에 첫 번째 방법이 RHM(raw histogram matching)이다. 이 방법은 Turk et al. (2000)의 방법과 유사하게 EBBT-RR mapping rule을 작성하기 위해 초기의 EBBT와 강수율의 히스토그램을 이용한다. SHM(smoothed histogram matching)으로 명명된 두 번째 방법은 운정온도의 잡음을 제거하기 위한 EBBT 히스토그램을 smoothing 하기 위해 5-point binomial filter를 사용한다.

## ② PMM 알고리즘 검증

한반도의 조밀한 우량계 관측망의 1분 간격 자료를 이용하여 PMM 알고리즘을 검증하였다. KMA에 의해 운영되는 395개의 관측소가 공간적으로 균일하게 분포하고 있으며, 0.5 mm 단위의 관측을 하며, 자동적으로 자료를 저장 및 송신하는 체계



를 갖추고 있다. 남한 지역의 지형적 크기를 고려할 때, 1° 격자 당 약 35개 정도의 관측소가 위치하고 있다. 알고리즘에 의한 강수 추정치는 우량계와 위성 자료로 구한 강수율의 차이를 계산한 자료(동일한 시간에 관측되었으며 관측소를 둘러싸는 픽셀에 대해서만 계산됨)에 의해 검증이 실시되었다. 이러한 과정을 통해 위성으로부터 구한 강수율과 일반적으로 시·공간적인 차이가 있으며 1시간 이상의 주기로 관측되는 지상 관측치를 비교함에 따르는 오차 요인을 제거할 수 있다. 1분 관측 자료를 사용하게 되면 시간 차이에 따른 요인을 거의 제거할 수가 있다. 뿐만 아니라 관측소를 포함하는 위성 픽셀들을 선택함에 따라 공간적 차이에 따른 요인 또한 제거할 수 있다. 지상에서 관측된 강수율과 위성 자료로 구한 강수율의 쌍을 찾을 때, 관측소 위치에 근접한 위성 픽셀을 중심으로 한 5×5 격자(~25×25 km)에 대해서 평균을 취하였다.

격자 구성에 있어서 가중치를 주는 방법으로 2-D binomial filter를 사용하였다. 많은 비가 있었던 2일의 자료(6,312 쌍)를 수집한 다음, bias, scale factor, 그리고 상관계수를 계산하고자 두 강수율 자료의 차이값을 계산하였다. 우량계가 0.5 mm 단위로 관측하는데, 이를 1시간으로 환산하면 30 mmhr<sup>-1</sup> 가 된다. 그러나 관측시간을 기준으로 3분의 산술적 평균을 취함에 따라 실제로는 10 mmhr<sup>-1</sup> 가 된다.

#### (나) 순간 예보 기법의 구성 요소

순간예보 기법의 두 번째 단계는 강수역과 3~6 시간 예보 주기에 대한 강수율의 예보와 관련이 있다. 이 기법은 QPF를 도출하기 위해, GOES와 GMS 위성의 연속적인 적외 이미지를 사용한다. 예보과정은 다음의 3단계로 이루어진다. (i) CMW (cloud motion wind) field 산출 (ii) filtered CMW fields 산출 (iii) CMW-based advection technique을 이용하여 예보된 적외 이미지에 PMM 알고리즘을 적용한 강수 예보.

##### ① CMW 복원

예보 단계에 앞서, 연속되는 적외 이미지 사이의 구름이동을 이용한 바람장을 산출한다. 이 과정에서 오직 구름만인 구름-추적 과정에 고려된다. 따라서, 구름이 없는 지역은 고려 대상에서 제외된다. 순간예보 과정에 사용된 일주기의 각 적외 이미지에 대해 전형적인 배경 온도를 알아내기 위한 분석을 하였다. 대류운이 배경보다 더 낮은 EBBT를 나타낸다는 가정 하에, 10°C를 구름 경계온도로 정의하였다. 이 후에 이미지내의 적외 픽셀이 이 온도보다 높으면 배경온도로 간주하였다.

CMW를 산출하는 다음 단계는 연속되는 적외 이미지에서 3가지 격자 체계를 정의하는 것이다. Fig. 3.1.32의 위 그림은 이 격자들이 적외 자료 영역에 대해 어떻게

구성되었는지를 보여준다. 첫 번째가 “target grid system”으로 위 그림에서 두꺼운 실선으로 표시되었다. 연속한 적외 이미지 중에 첫 번째 하위 격자 내에 CMW 벡터를 구하기 위한 두 번째 적외 이미지(Fig. 3.1.32의 아래 그림)의 검색 영역내의 각 cloud tracer target들이 포함된다. 각 target sub-grid는 21×21 격자이며 GMS 위성에서 ~100×100 km 해당한다.

Fig. 3.1.32의 아래 그림에서와 같이 적외 이미지들 사이의 구름이동을 파악하기 위해 교차 상관법과 유사한 방법이 사용되었다. 25개의 pixellag를 가지는 71×71 격자인 검색 영역이 2번째 적외 이미지의 각 target sub-grid 주변에 설정된다. Smith and Phillips (1972)에 제시된 최소 편차 방법이 연속된 다음 이미지의 구름 형태 편차 행렬을 계산하기 위해 사용되었으며 21×21 하위 격자 쌍들 사이의 픽셀 편차를 합산한다. 최소 편차를 나타내는 행렬을 찾게 되면, 그에 해당하는 target sub-grid의 중심과 match sub-grid의 중심을 연결하여 바람 방향을 결정한다. 두 이미지 쌍의 시간 차이가 바람 벡터의 크기와 풍속을 결정한다. 바람 벡터는 구름이 있는 픽셀수가 충분히 많은 target sub-grid에 한해서만 계산된다(441개 target sub-grid 픽셀들 중 5% 이상일 때). 이러한 방법으로 CMW 벡터장을 산출하지만, 구름이 있는 픽셀수가 너무 작은 target sub-grid의 영향으로 공백들이 발생할 수 있다. 따라서, 초기 CMW장을 강수 예보에 사용하기 전에 “filtered grid system”이라 명명한 2차 격자 체계가 사용된다. Fig. 3.1.32의 위 그림에서 얇은 점선으로 7×7 격자가 표시되었는데, 그 하위 격자는 GMS에서는 ~35×35 km 영역을 차지한다. Filtered sub-grid 성분들은 초기 CMW 벡터장을 내삽과 smoothing함으로써 만들어진다. “filtered grid system”은 “target grid system” 영역내의 가장자리에 위치하며 그 크기는 2개의 filtered sub-grids에 해당하는 만큼이 더 작다. 예보는 각 하위 격자의 요소마다 2개의 매개변수가 할당되는 filtered CMW 벡터의 사용을 통해 이루어진다. (i) filtered CMW 벡터 (ii) target and match sub-grids의 EBBT 사이의 변화( $\Delta$ EBBT). 두 번째 매개변수는 QPF 과정 중에 EBBT tendency로 사용된다.

마지막 세 번째 격자 체계는 예보된 강수율이 계산되기 때문에, “forecast grid system”으로 명명하였다. 이 격자 체계의 각 요소는 “filtered grid system”과 같지만 Fig. 3.1.32의 위 그림에서 볼 수 있듯이(경계에 위치한 4개 픽셀 제외), 거의 전 영역에 해당된다. 따라서, 이 격자 체계는 구름 추적에 사용되는 25-pixellag 때문에 이미지 영역 내부에 한정된 “target grid system”보다 더 큰 격자이다. 이 격자는 각 예보 시간에 사용되어 예보된 EBBT field - PMM 알고리즘을 적용한 다음, 강수역과 강수율을 예보하는데 이용된다- 를 이끌어낸다.

## ② Filtered CMW Field

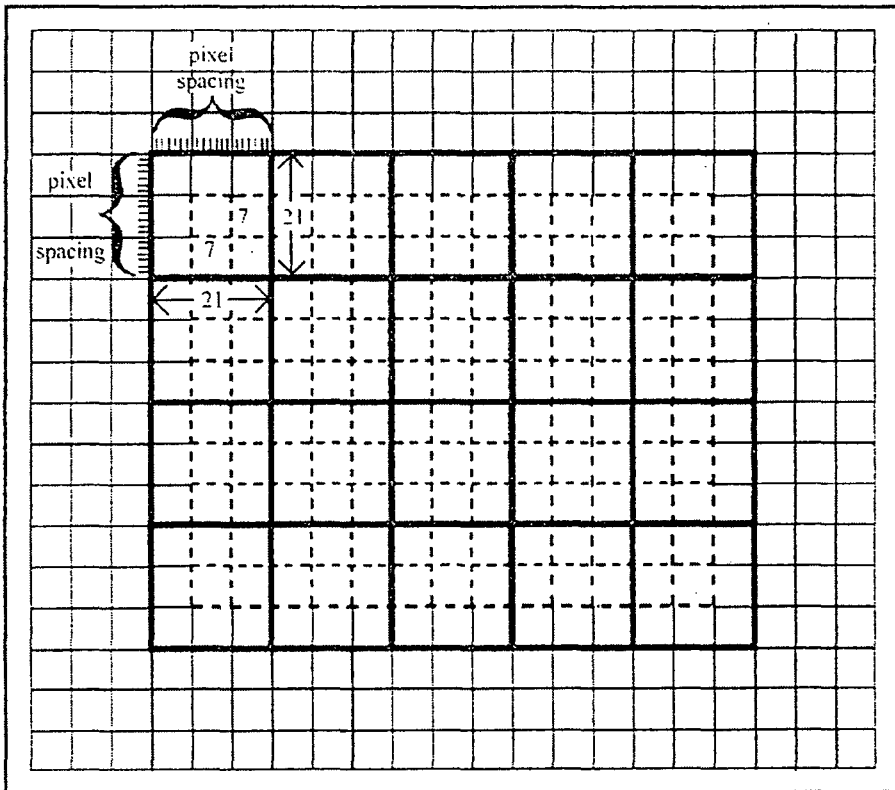
처음에 만들어진 CMW field에는 많은 공백들이 존재한다. 예보력을 높이기 위해서, 연속적이고 해상도를 높인 smoothed CMW field를 산출하였다. 이를 filtered CMW field라 명명하였다. 초기 CMW field가 유도된 다음에 내삽과 smoothing을 통해서 공백을 채워 바람장의 해상도를 높이고, 예보에 더 적당한 바람장을 얻고자 하였다. 또한 초기 CMW field를 조사하여 자동 구름 추적 알고리즘을 사용함에 따라 발생할 수 있는 부적절한 CMW 벡터의 영향을 줄이기 위한 기술이 요구되었다. 따라서, 내삽 연산자를 적용하기 전에 Monte Carlo 평균 연산자를 이용하였다. 위와 같이 Monte Carlo 평균, 내삽, 그리고 smoothing의 가장 효율적인 조합이 분석 과정에서 사용되었다.

다음과 관련된 총 25가지의 filtering 기법을 분석하였다. (i) 부적절한 벡터의 효과를 감소시키기 위한 선택적으로 먼저 적용된 Monte Carlo 평균 연산자 (ii) 100 km의 초기 낮은 해상도의 CMW field를 35 km의 높은 해상도로 전환하기 위해 공백을 채우는 내삽 연산자 (iii) 예보 공간내의 불연속성을 감소시키기 위한 smoothing 연산자. 2-D 선형 내삽 연산자가 공백을 채워 높은 해상도의 격자로 만드는데 사용되었으며, 부적절한 벡터 효과를 감소시키기 위한 Monte Carlo 평균 연산자를 적용 또는 적용하지 않고 사용되었다. Monte Carlo 평균 연산자는 내삽을 하기 전에 10번 또는 100번 반복하여 낮은 해상도의 초기 CMW 벡터들 중에 50% 또는 75%를 무작위로 다중 선택한 다음, 고해상도로 내삽하기 전에 저해상도의 값들을 평균하는 것이다. 또한 4가지의 2-D smoothing 연산자도 검사하였다. 첫 번째는 1-1-4-1-1의 가중치를 두는 5×5 cusp filter 이다. 나머지 3개는 3×3 (9-point), 5×5 (25-point), 그리고 7×7 (49-point)의 가중치를 두는 filter들이다. Table 3.1.31은 25개 기술을 요약한 것이다.

## ③ 강수 예보

filtered grid system의 각 요소에서의 u-v 바람 벡터를 구함에 따라 QPF를 계산할 수가 있다. Filtered CMW는 2번째 적외 이미지로부터 예보 이미지로 각 하위 격자를 이동시키는데 사용된다. 그렇게 함으로써, 밝기온도의 경향성을 나타내는  $\Delta$  EBBT가 각 하위 격자의 EBBT 값을 정하는데 사용된다. 음(양)의  $\Delta$  EBBT는 복사 냉각(가열)되는 경향을 나타낸다. 따라서, 각 예보 시간 단계마다, 7×7 하위 격자들이 그것들과 관련된 filtered CMW 벡터를 따라 이동되며, 각 픽셀의 EBBT들은  $\Delta$  EBBT에 따라 정해진다. 예보과정 후에도 forecast grid 내에 공백이 여전히 남아 있게 된다.

## Schematic of Triple Grid System for GEO IR Nowcasting



## Schematic of Search Area

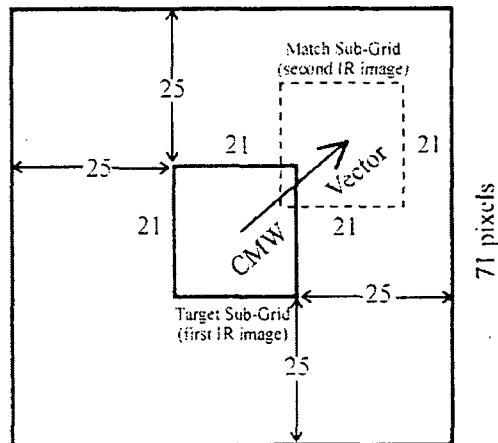


Fig. 3.1.32 Schematics of triple grid system for GEO IR Nowcasting and search area.

Table 3.1.3 Summary of 25 schemes tested for creating filtered CMW fields.

Scheme	<i>A Priori</i> Monte Carlo?	% Vectors Selected for MC	MC Realizations	Smoother
S1	no	--	--	none
S2	no	--	--	cuspid
S3	no	--	--	9-point binomial
S4	no	--	--	25-point binomial
S5	no	--	--	49-point binomial
S6	yes	50	10	none
S7	yes	50	10	cuspid
S8	yes	50	10	9-point
S9	yes	50	10	25-point
S10	yes	50	10	49-point
S11	yes	75	10	none
S12	yes	75	10	cuspid
S13	yes	75	10	9-point
S14	yes	75	10	25-point
S15	yes	75	10	49-point
S16	yes	50	100	none
S17	yes	50	100	cuspid
S18	yes	50	100	9-point
S19	yes	50	100	25-point
S20	yes	50	100	49-point
S21	yes	75	100	none
S22	yes	75	100	cuspid
S23	yes	75	100	9-point
S24	yes	75	100	25-point
S25	yes	75	100	49-point

따라서, EBBT를 부여함으로써 공백을 채우는 것이 아니라, 배경온도로 처리하는 내삽을 실시한다. 내삽 연산자는 예보되는 EBBT field에 대해 배경온도가 포함되는 하위 격자를 조사한 다음, 발견이 되면 8개의 주변 하위 격자를 조사하게 된다. 배경온도를 가지는 픽셀의 온도 내삽의 조건은 주변 8개의 하위 격자 가운데 적어도 5개가 구름경계온도보다 더 낮아야 한다는 것이다. 이런 경우, 거리에 따른 가중치를 부과하여 주변 격자의 값들을 평균한 값으로 배경온도 대신에 EBBT 값을 부과한다. 마무리 단계에서 “forecasted grid system”내의 모든 픽셀들은 하위 격자 요소의 이동과 온도 변화와 일치하는 예보된 또는 내삽된 EBBT를 포함한다. 예보된 이미지의 각 픽셀들은 다음 3가지 영역 중 하나에 해당된다. (i) 강수 (ii) 강수가 없는 구름 (iii) 맑음. 비가 있는 것으로 간주된 픽셀들은 EBBT-RR mapping rule을 따라 강수율이 부과된다.

QPF과정 중에서 면밀한 조사가 이루어져야 할 것이 이동기법이다. 위에서 기술한 바에 따르면 일정한 속도의 이동기법을 사용하여 연속하는 적외 이미지에 대해 예보를 하였는데, 우리는 일정한, 선형적인 그리고 비선형적인 가속도를 가지는 이동기법에 대해 조사하였다. 전체적으로 다음과 같이 4개의 기법이 조사되었다.

(i) CVA(constant velocity advection) (ii) CAA (constant acceleration advection) (iii) linear acceleration advection (LAA) (iv) nonlinear acceleration advection (NAA). CVA는 2개의 적외 이미지들로부터 구해진 하나의 CMW를 이용하여 모든 예보하는 시간단계 동안 u, v 성분을 일정하게(가속도가 없는 상태) 두는 방법이다. CAA는 2개의 연속적인 CMW field를 이용하여 연속하는 3개의 적외 이미지에 의해 속도의 선형적인 변화를 정의한다. u-v 성분 변화는 일정한 가속도를 만들어내기 위해 선형적으로 외삽하여 계산된다. LAA는 4개의 연속적인 적외 이미지를 사용하여 3차 외삽을 통해 구한 3개의 연속적인 CMW field를 이용한다.

각 내삽된 격자점에서 3개의 연속적인 u-v 성분의 쌍들을 2차 다항식으로 fitting하여서 비정적인 또는 선형적인 가속도를 가지는 이동을 계산한다. 마지막으로 NAA는 5개의 연속 적외 이미지로부터 구한 4개의 CMW field에 근거한 비선형적 가속도를 가지는 이동을 말한다. 여기서, 각 여과된 격자점에서 4개의 연속적인 u-v 성분 사이에 3차원 spline들이 만들어지며 외삽 과정에 적용된다. 위 4가지 방법들 중에서 효과적인 예보체계를 설계하기 위해 예보 성공률 평가에 근거하여 최적의 방법을 선택하고자 하였다.

## (2) 자 료

육지와 해양에서의 PMM 알고리즘을 위해 1997년 6월부터 1998년 1월까지의 관측(Ferraro의 1997년 알고리즘 이용)으로부터 동시간 동위치에 관측된 ~250,000개의 EBBT-RR 쌍들의 자료가 사용되었다. 자료는 한반도 주변 ( $32^{\circ} - 42^{\circ} \text{ N} / 123 - 133^{\circ} \text{ E}$ )의  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$  영역 내에서 수집되었는데, 이는 육지와 해양에 대해 EBBT-RR mapping rule을 만들기 위한 충분한 영역이라 할 수 있다. 앞서 말한 바와 같이, PMM 알고리즘을 검증하기 위해서 남한에 위치하는 KMA 우량계 관측망 자료를 이용하였다. 관측은 0.5 mm 단위로 1분 간격으로 누적 강수량이 기록되는 우량계 관측이며, KMA에 의해 제공되었다. [ KMA 기후예보과에서 우량계 관측망을 운용한다] 많은 강수가 있었던 날과 홍수가 있었던 7월 31일, 8월 3일의 2일의 자료를 이용하였다. 독립적인 검증 분석을 위해 48개의 GMS-5 적외 이미지 자료들을 사용하였다.

순간예보 기법을 시험하기 위해 GMS 적외 자료를 사용하였다. 1999년 5월 1일 한반도 주변  $30^{\circ} \times 30^{\circ}$  영역( $20^{\circ} - 50^{\circ} \text{ N} / 110^{\circ} - 140^{\circ} \text{ W}$ )의 17개 1시간 간격 GMS 적외 이미지들을 이용해서 육지와 해양 영역을 포함하는 지역에 대한 순간예보 기법의 시험·분석을 하였다.

## (3) 결 과

### (가) 강수 복원

#### ① PMM 알고리즘 선택

육지와 해양에 대해 FM, RHM, 그리고 SHM 방법들에 근거한 세 가지 PMM 알고리즘과 EBBT-RR mapping rule이 개발되었다. 결과 비교의 타당성을 고려하여 세 가지 mapping rule 각각의 EBBT와 강수율의 bin의 크기와 그에 해당하는 범위를 동일하게 하였다. 그 범위와 bin의 크기들은 PMM 알고리즘에 따라 다르게 결정되었다. 강수율의 경우 FM 방법이 사용되었는데,  $0 \sim 35 \text{ mmhr}^{-1}$ 의 범위에서  $0.5 \text{ mmhr}^{-1}$  간격의 lognormal pdf를 이용하였다. EBBT의 경우 강수-무강수의 경계치를 육지와 해양에 대해 RHM 방법을 이용하여 설정하였다. 해양의 경우 233.5K 육지는 228.5K 이다. 이 값들은 각 PMM 알고리즘에 의해 강수가 있는 EBBT의 한계를 나타낸다. 강수율의 간격에 따라, 최소 EBBT 온도인 199K(199K 이하는 199K로 간주함)까지 EBBT의 bin이 결정된다.

Fig. 3.1.33은 확률 일치 과정 중에서 육지와 해양의 EBBT에 사용된 raw histogram, smooth histogram, 그리고 2-parameter gamma distribution 들의 차이

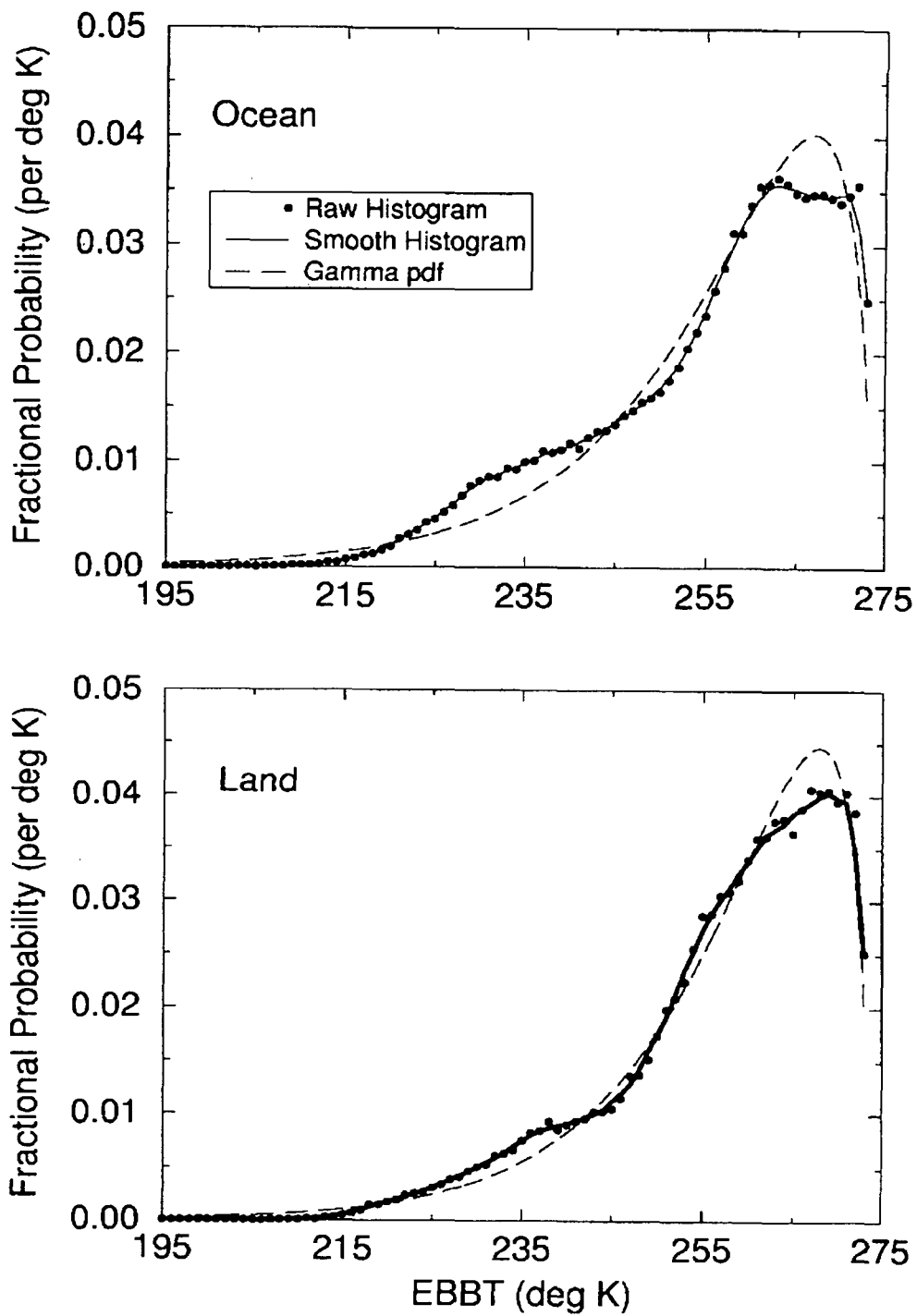


Fig. 3.1.33 Examples of raw histogram, smooth histogram, and Gamma function pdfs used for EBBTs in probability matching process. Top panel presents ocean case while bottom panel presents land case from original GMS-5/SSM/I paired pixel dataset over Korean Peninsula region.



를 나타낸다. 예상한 대로, RHM과 SHM 알고리즘은 유사한 EBBT-RR mapping rules를 산출하였다. 그러나 FM 알고리즘은 raw EBBT histogram에 대해 gamma distribution이 적절하게 fitting 되었지만, Fig. 3.1.34과 같이 raw RR histogram을 lognormal pdf로 fitting 함에 있어서 문제가 발생하였다. 비록 이 pdf가 강수율이 약한 경우 잘 일치하지만(위 그림), 강수율이 강한 경우, 상당히 큰 low bias가 존재한다(아래 그림).

따라서, 강수율의 lognormal pdf와 EBBT의 gamma pdf 분포에 근거한 PMM 알고리즘에서 변형된 강수율은 low bias를 나타낼 수밖에 없다. Bias가 나타나는 원인은 NESDIS 알고리즘에 의해  $35 \text{ mmhr}^{-1}$ 로 최대 강수율이 정해진 강수율 자료를 lognormal pdf로 fitting함에 있다. Fig. 3.1.35는 적외 이미지의 3가지 EBBT-RR mapping rule에 대한 normalized frequency distribution을 나열하여 나타낸 것이다. 해양의 경우 RHM과 SHM의 결과는 강수율이 낮을 때 최고치를 보이며 높은 쪽으로 이동할수록 값이 작아지는 유사한 분포를 보인다. 해양에서 FM 분포는 훨씬 낮은 강수율(낮은 bias 때문)을 보이며,  $3 \text{ mmhr}^{-1}$  이상인 경우 강수율이 매우 제한됨을 알 수 있다. 육지에서의 RHM과 SHM의 결과는 강수율이 약한 경우 좀 더 넓은 분포를 보였으며 강수율이 강한 경우 적절한 분포를 보였다. 육지에서의 FM 결과는  $10 \text{ mmhr}^{-1}$  이하의 약한 강수율에만 분포하는 bias를 보였다.

각 알고리즘에 의해 산출된 평균 강수율은 Table 3.1.4에 제시하였다. 육지와 해양에 대해 FM알고리즘은 RHM과 SHM알고리즘에 비해 1/2이하의 평균치를 나타내었다. 이러한 결과로 볼 때, 순간예보 기법에 FM알고리즘이 선택되면 예보 과정에 있어서 강수율의 bias가 생기게 됨을 알 수 있다. 순간예보 기법에 가장 적절한 PMM 알고리즘을 찾는 것이 목적이기 때문에, FM 알고리즘은 제외시켰다. 비록 RHM과 SHM의 결과가 비슷하지만, 모든 EBBT 분포에 포함된 운정온도의 잡음을 제거하는 SHM 알고리즘을 육지와 해양에 대해 적용하였다. 특히 smoothing은 우리가 분석한 모든 EBBT 히스토그램 내에 관측된 일반적인 특징을 강조하게 되는데, Fig. 3.1.35에서와 같이 225 - 255K 영역에서 파동형태가 나타내게 된다. 이러한 것은 2 또는 3 parameter FM 알고리즘은 분석하지 못한 특징이다. Fig. 3.1.36은 SHM 알고리즘에 의한 최종적인 육지와 해양의 EBBT-RR mapping rule을 나타낸 것이며, Table 3.1.5는 수치적인 EBBT-RR 쌍들을 구한 결과이다.

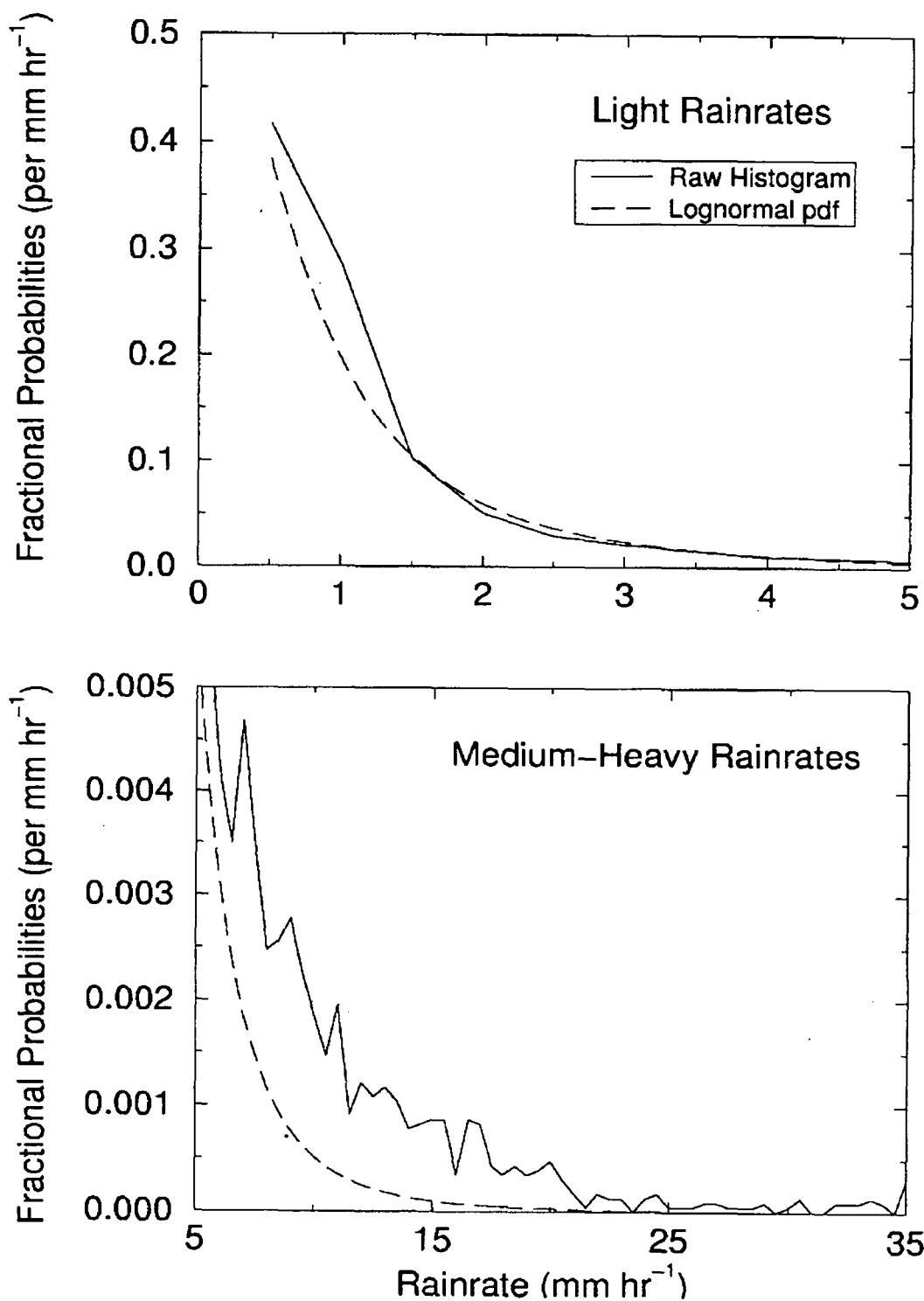


Fig. 3.1.34 Example of lognormal pdf fit to RR histogram from GMS-5/SSM/I paired pixel ocean dataset over Korean Peninsula region.

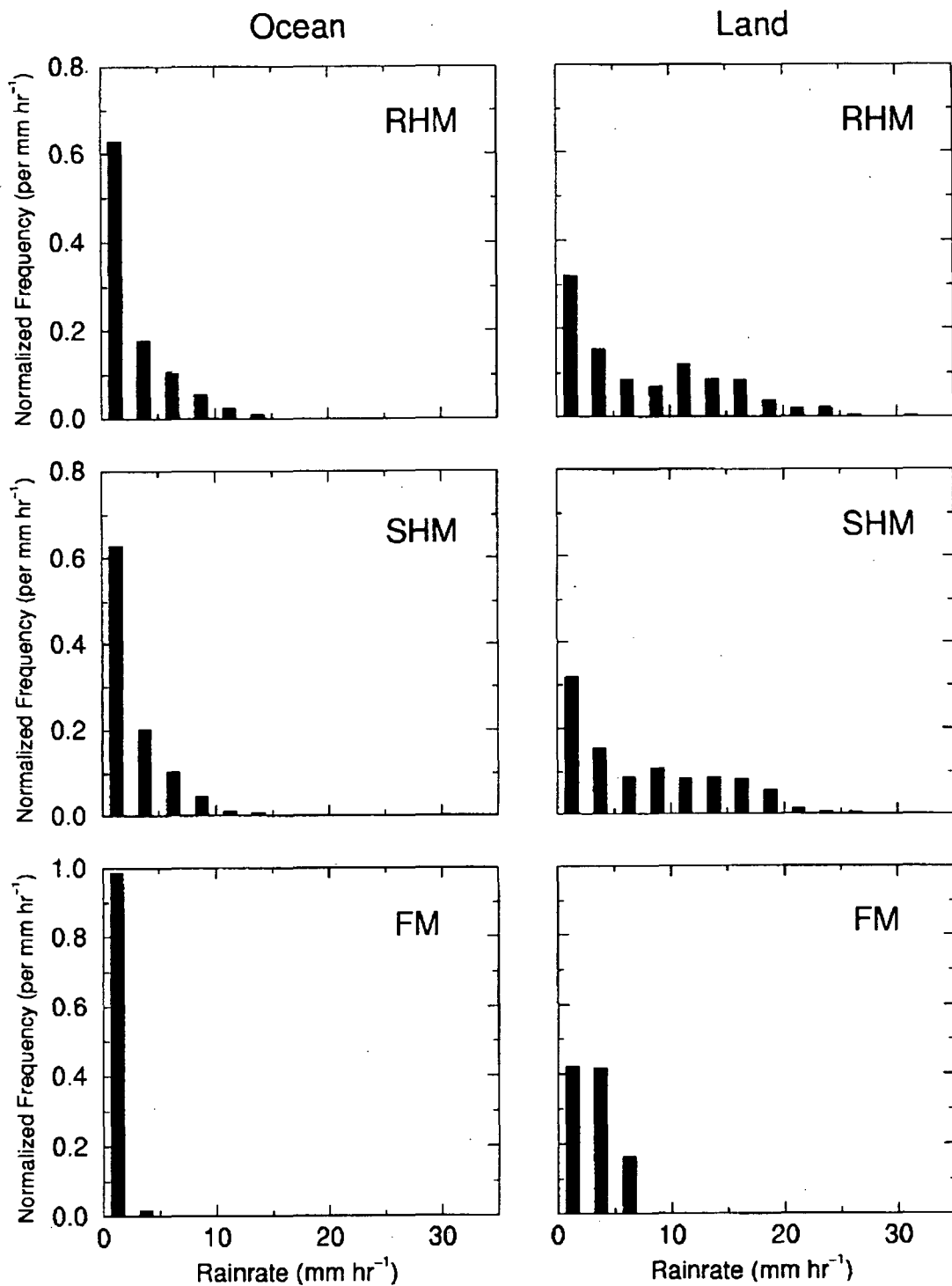


Fig. 3.1.35 Normalized frequency distributions for ocean (left panels) and land (right panels) using RHM, SHM, and FM algorithms applied to 0715 UTC GOES-8 IR image for Caribbean Basin on 1 April 1998. Bin interval is 2.5 mm hr<sup>-1</sup>.

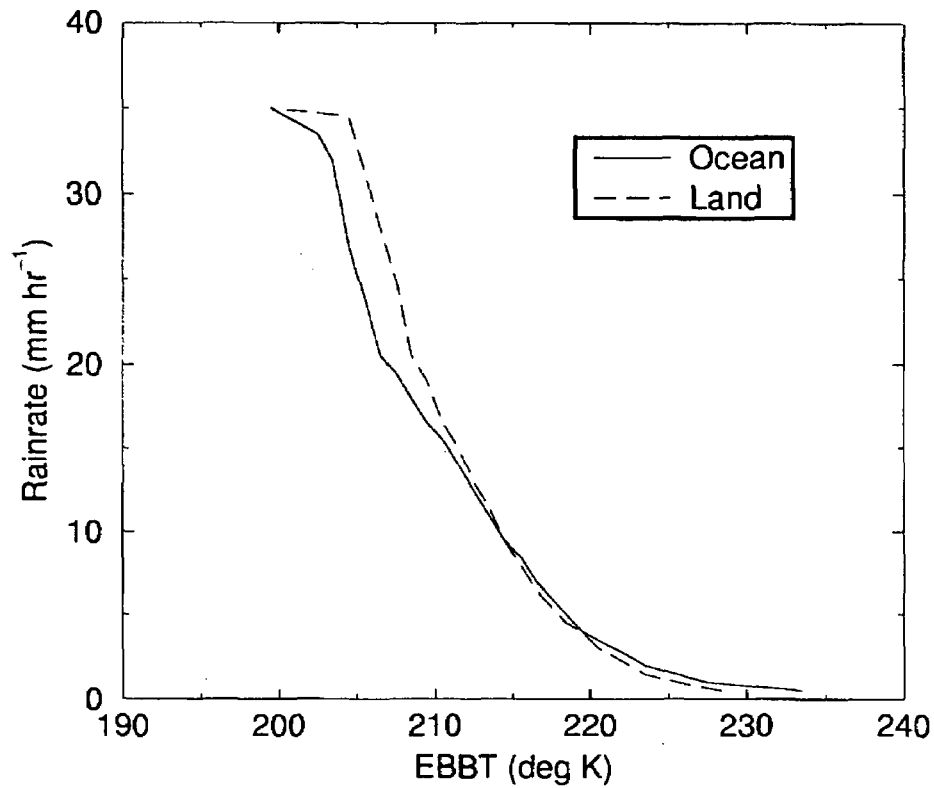


Fig. 3.1.36 Final EBBT-RR mapping rules for ocean and land based on SHM algorithm.

Table 3.1.4 Summary of average rain rates produced by three different PMM rules for land and ocean cases.

Type of Background	PMM Rule	Average RR(mm hr <sup>-1</sup> )
ocean	RHM	2.22
	SHM	2.11
	FM	1.10
land	RHM	5.81
	SHM	5.87
	FM	2.73

Table 3.1.5 Numerical EBBT-RR matching rules for optimal land and ocean SHM rain algorithms based on probability matching.

Land Matching Rule		Ocean Matching Rule	
EBBT(deg K)	RR (mm hr <sup>-1</sup> )	EBBT (deg K)	RR (mm hr <sup>-1</sup> )
228.5	0.5	223.5	0.5
225.5	1.0	227.5	1.0
223.5	1.5	225.5	1.5
222.5	2.0	223.5	2.0
221.5	2.5	222.5	2.5
220.5	3.0	221.5	3.0
219.5	4.0	220.5	3.5
218.5	4.5	219.5	4.0
217.5	5.5	218.5	5.0
216.5	6.5	217.5	6.0
215.5	8.0	216.5	7.0
214.5	9.5	215.5	8.5
213.5	11.5	214.5	9.5
212.5	13.0	213.5	11.0
211.5	15.0	212.5	12.5
210.5	16.5	211.5	14.0
209.5	19.0	210.5	15.5
208.5	20.5	209.5	16.5
207.5	25.0	208.5	18.0
206.5	28.0	207.5	19.5
205.5	31.5	206.5	20.5
204.5	34.5	205.5	24.0
199.5	35.0	204.5	27.0
--	--	203.5	32.0
--	--	202.5	33.5
--	--	199.5	35.0

## ② 한반도 지역에서의 SHM 알고리즘 검증

한반도에 대한 검증을 위해 한반도 여러 지역에서 대류성 폭우가 있었던 날과 넓은 지역에 약한 강수가 있었던 2일(1998년 7월 31일, 8월 3일)이 선택되었다. 7월 31일에는 3개의 대류성 폭우가 있었다. (i) 0030UTC (0930LT)에 서울의 서쪽에 (37.5N, 126.5 E) 에서 발달하여 0330UTC까지 동쪽으로 천천히 이동하며 소멸한 morning storm (ii) 1130UTC 에 한반도의 남서쪽 (35N, 127E) 에서 발달하여 2030UTC 소멸할 때까지 남쪽 해안을 따라 북동쪽으로 이동하던 multi-cell evening storm (iii) 1630UTC에 서쪽 해안을 따라 발달하여 2130UTC에 소멸할 때까지 한반도를 가로질러 동-남동쪽으로 움직인 late-evening squall line.

8월 3일은 1430UTC 와 2030UTC 발생한 2개의 주요한 비구름이 서울 부근 (37.5N, 127E)에 위치하여 강한 비를 내렸다. 또한 약한 소나기가 하루 종일 서해안을 따라 발생했으며, 한반도 중부에서 동쪽으로 이동해 갔으며, 가장 강한 강수는 중서부 그리고 남서쪽 해안 지역에서 발생하였다. 48시간 동안 적외 이미지들로부터의 6312개의 우량계와 위성 강수율의 차이를 계산한 자료에 근거하여 bias(b), scale factor(sf), 그리고 modified cross correlation(r)을 계산하였다. 우량계 관측이 자세하게 이루어지기 때문에, RMS difference는 의미가 없기 때문에 고려하지 않았다. 위성에서 구한 모든 강수율에서 우량계 평균을 뺀 값인  $b(\overline{RR_s} - \overline{RR_g})$ 와  $sf(1 + b/\overline{RR_g})$ 을 사용하였다. 모든 자료의 scale factor는 0.79이며 bias는  $-1.16 \text{ mmhr}^{-1}$ 이었다.  $\overline{RR_g}$ 와  $\overline{RR_s}$ 는 각각  $5.40 \text{ mmhr}^{-1}$ ,  $4.24 \text{ mmhr}^{-1}$  이었다. 이것은 GMS-5에 의한 강수율과 (EBBT-RR land mapping rule에 의한 SSM/I 강수율 산출에 의함) 우량계로 관측한 강수율과의 차이가 약 20%임을 의미한다.

우량계 관측의 내재적인 문제점과 수치적으로 낮은 적외 강수율 때문에, 모든 자료가 분석에 포함되는 direct correlation은 0.13으로 결과가 좋지 않다. 그러나 강수율이 큰 경우에 대해서만 우량계 자료의 bin indice 자료와 각 bin에서의 적외 밝기 온도를 평균한 자료들 사이의 상관계수를 구하면,  $1\sim 5 \text{ mmhr}^{-1}$ 의 위성으로부터 구한 강수율을 제외시켰을 때, 0.15에서 0.84로 개선되었다. 위의 결과들은 강수 추정 알고리즘이 순간예보에 적용하는 것이 가능하다는 것을 말해준다.

### (나) 순간 예보

순간예보의 주목적은 PMM 알고리즘을 사용하여 6시간까지의 예보에 유용한 QPF를 산출하는 것이다. 이 과정은 앞에서 기술한 여러 선택사항들에 근거하여 가장 성공적인 예보과정을 결정하는 것이다. (i) filtered CMW field를 산출하기 위

한 가장 효율적인 interpolation-smoothing 방법 선택 (ii) 예보 검증 작업의 설정 및 분석 (iii) EBBT 이동기법 한계에 대한 예보 성공률 감소 분석.

#### ① CMW filtering Scheme 선택

예보과정에서 CVA를 사용하여 6시간까지의 QPF에 대해 3가지 정지위성 자료에 대해 각 filtering scheme을 시험해 보았다. 뒤에 설명하겠지만, CVA는 가장 효율적인 이동기법임이 판명되었다. 예보된 적외 이미지와 실제 관측된 적외 이미지를 비교함으로써 강수예보를 검증하였다.

Scheme S19(Table 3.1.3)는 한반도 전역의 3시간 이내의 강수역 예보에 있어서 좋은 결과를 보였다. scheme S9는 3개의 위성 자료들을 이용한 강수율 예보에 있어서 가장 높은 가능성을 보였다. 비록 scheme S4와 S25가 일반적인 기술을 나타내고 있지만, 강수역을 너무 하향 추정하는 negative "overforecasting" 효과가 나타나기 때문에 적절하지 못했다. 예보의 모든 면에서 성공적인 scheme은 S8이었다. 이 방법은 (2-D 선형 내삽에 의해 10개의 실제 값들에 의해 50%의 벡터를 선택하여 사용) 우선 Monte Carlo 평균 연산자를 높은 해상도의 격자에 적용시켜 9-point binomial smoother로 나타내는 것이다. 이것이 filtered CMW field를 생성하는데 사용된 최종적인 방법이다.

#### ② 예보 검증 과정의 설정과 분석

QPF를 정량화하기 위해서 예보된 적외 이미지들이 같은 시간에 관측된 적외 이미지들과 비교되었다. 우선, 예보된 이미지와 같은 시간의 관측된 적외 이미지내에 격자를 설정하였다. 이 격자는 앞에서(Fig. 3.1.32) 설명한 "forecasted grid system"과 동일한 것이다. 따라서, 적외 이미지에 대해 7×7의 하위 격자가 정의되었으며, 각 하위 결과별로 평균 EBBT를 계산하였다. 만약 하위 격자내의 평균 EBBT가 SHM알고리즘에 의해 설정된 강수-무강수 경계온도보다 더 낮은 온도이면, 그 격자는 비가 오는 것으로 간주되며, EBBT-RR mapping rule에 의해 강수율이 계산된다. 만약 평균 EBBT가 강수-무강수 경계온도보다는 높지만 구름 경계온도보다 낮으면 그 격자는 구름만 있는 것으로 간주된다. 구름이 있는 영역은 강수율 검증에 고려되지 않지만, 정확도를 위해 시각적인 예보 분석의 자료가 된다. 구름 경계온도보다 높은 EBBT가 나타나는 지역은 맑은 것으로 간주된다. 따라서 강수역과 강수율이 예보 검증에 있어서 주요한 기준이 된다.

강수 예보를 검증함에 있어서, 강수역과 강수율이 각각 분석되었다. 순간예보의 정확성이 다르게 평가될 수 있기 때문에 두 변수를 분리하여 고려하였다. 강수역을 분석할 때, 강수 이미지와 7×7 하위 격자내에서 강수의 존재 여부에 따라 "yes" 또

는 "no"를 할당하는 binary truth table에 의해 RESS( Rain Existence Skill Score)가 결정되었다. 따라서 RESS는 강수가 있을 때가 일치하는 table counts와(즉 yes-yes인 경우의 합) 실제 관측 이미지에서의 비가 오는 경우의 table counts (no-yes and yes-yes 경우의 합)의 비율을 의미한다. 이 값은 강수 영역을 예보하는 능력을 평가하는 것이다. FAR(False Alarm Rate)로 명명된 두 번째 방법은, "overforecasting"을 측정하는 방법이다. 이 방법 역시 binary truth table을 이용하지만 이 값은 강수가 있다고 예보되었지만, 실제 이미지에서는 강수가 없는 7×7 하위 격자의 비율이다(즉, yes-no 경우와 yes-no 그리고 yes-yes 경우의 합과의 비율).

강수율에 초점을 맞춘 세 번째 검증 방법은 RISS(Rain Intensity Skill Score) 이다. RISS는 이동기법의 성공 여부 측정보다는 순간예보 기법이 얼마나 초기 EBBT와 ΔEBBT 정보는 잘 이용하는지를 측정하는 것이다. 그것은 7×7 격자내의 강수율을 결정하는 것도 EBBT 이기 때문이다. RISS를 계산하기 위해, 강수율을 3가지 영역으로 구분하였다. (i) light (ii) moderate (iii) heavy. light 영역은 강수율이  $5\text{mmhr}^{-1}$ 이하인 경우이고 moderate 영역은  $5 \sim 20 \text{mmhr}^{-1}$  그리고 heavy 영역은  $20 \text{mmhr}^{-1}$  보다 큰 경우이다. 예보된 강수율과 위성 관측으로 구해진 강수율을 비교하기 위해 3×3 consistency table(Wilks 1995)을 이용하였다. 대각선에 위치한 값들이(실제 관측 강수율이 낮을 때, 예보된 강수율도 낮은 경우 등) 좋은 결과를 보여준다. 따라서, RISS는 강수가 있는 경우의 총 개수와 light, medium, heavy 한 경우의 강수율의 비를 측정하는 것이다. 강수율이 0인 경우는 제외되었기 때문에, 높은 RISS는 강수율 예보와는 상관없이 순간예보 기법이 성공적으로 초기 EBBT와 ΔEBBT 정보를 이용하고 있음을 말해준다.

GMS-5 자료들에 대해 CVA기법이 예보에 사용된 검증 결과들을 Fig. 3.1.37에 제시하였다 .Fig. 3.1.37a-b 는 한반도에 대해 성공적인 3시간 예보의 경우인데, 평가 점수는 다른 두 경우보다 낮았다(4~6 시간 예보들은 실시하지 않았다). RESS 값(Fig. 3.1.37b와 Table 3.1.6)들은 1시간 예보의 경우 46.2%, 2시간 예보의 경우 37.0%, 3시간 예보의 경우 30.2%의 결과를 나타내었다. FAR 값은 상대적으로 높았는데, 65.8%에서 68.1% 의 범위를 보였다. FAR이 높게 나타난 이유는 이 시기의 검증 대상지역의 남서쪽에서 태풍 레오가 위치하고 있었기 때문이다. 태풍의 북동쪽 영역에서 발달하던 두꺼운 권운으로 인해 강수가 있는 낮은 온도의 EBBT로 예보되었기 때문이다. 각 예보된 이미지의 세 번째에서 볼 수 있듯이, 불규칙한 강수 영역은 검증하지 않았다.



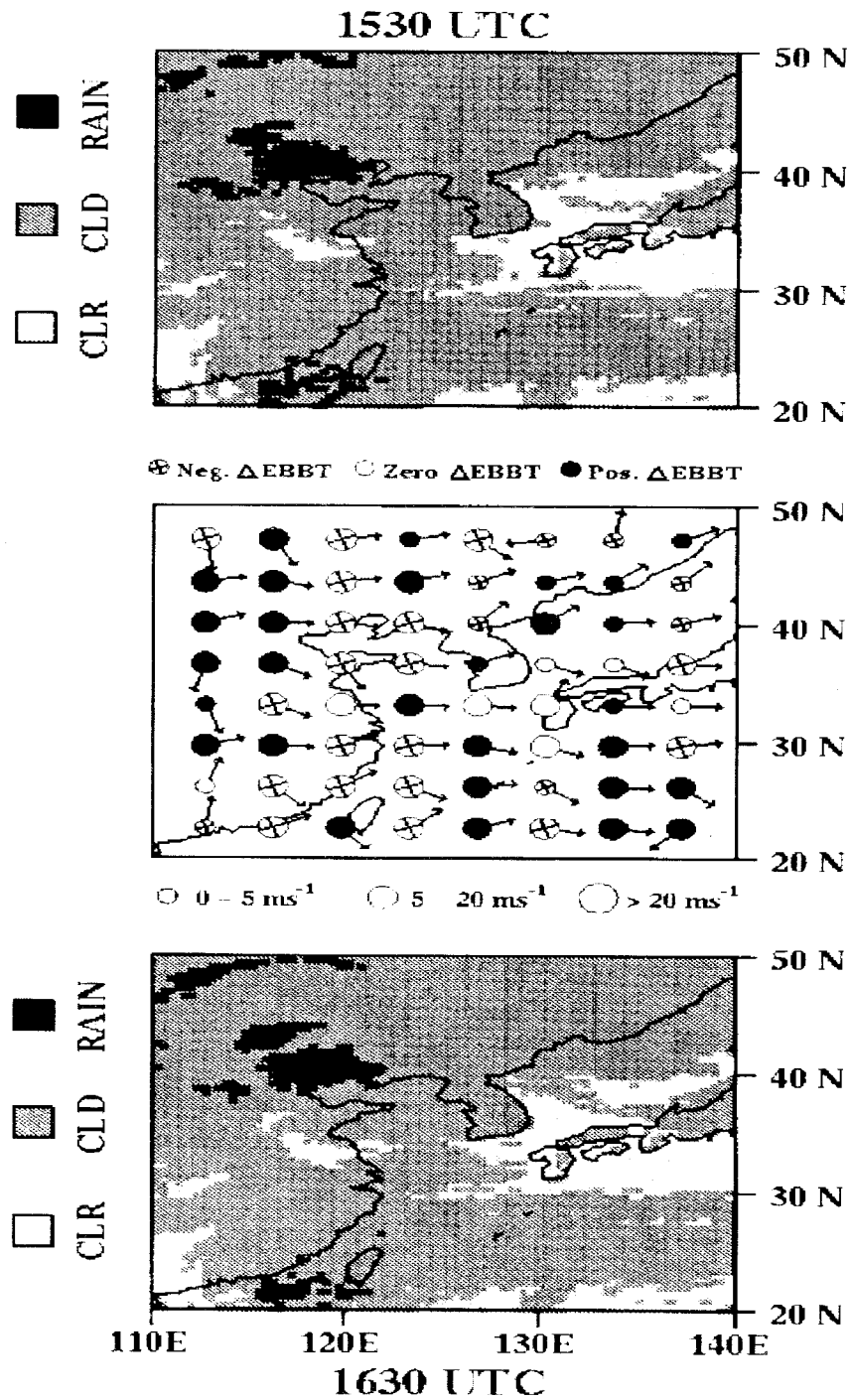


Fig. 3.1.37 a. Filtered CMW field and EBBT tendencies derived from the two IR images. In middle panel, arrows indicate CMW vector directions, sizes of attached circles indicate CMW vector magnitudes, and cross, open, or filled patterns within circles indicate negative, near-zero, or positive EBBT tendencies.

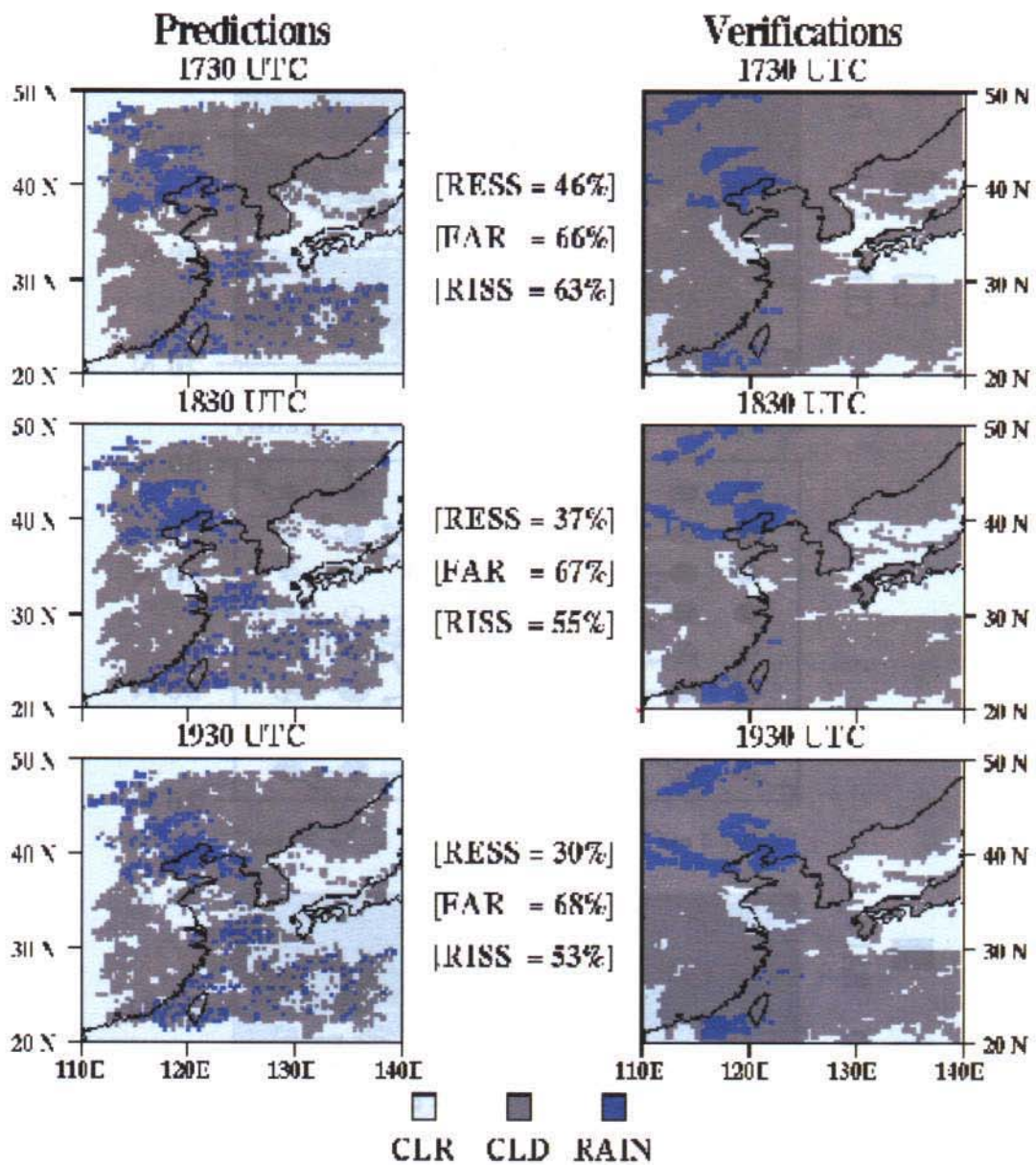


Fig. 3.1.37 b. Left panels show 1-, 2-, and 3-hour cloud-rain area forecasts from conditions shown in Fig. 3.2.1.6, while right panels show verification images at 1730, 1830, and 1930 UTC. RESS, FAR, and RISS skill scores are indicated numerically between pairs of forecast and verification panels.

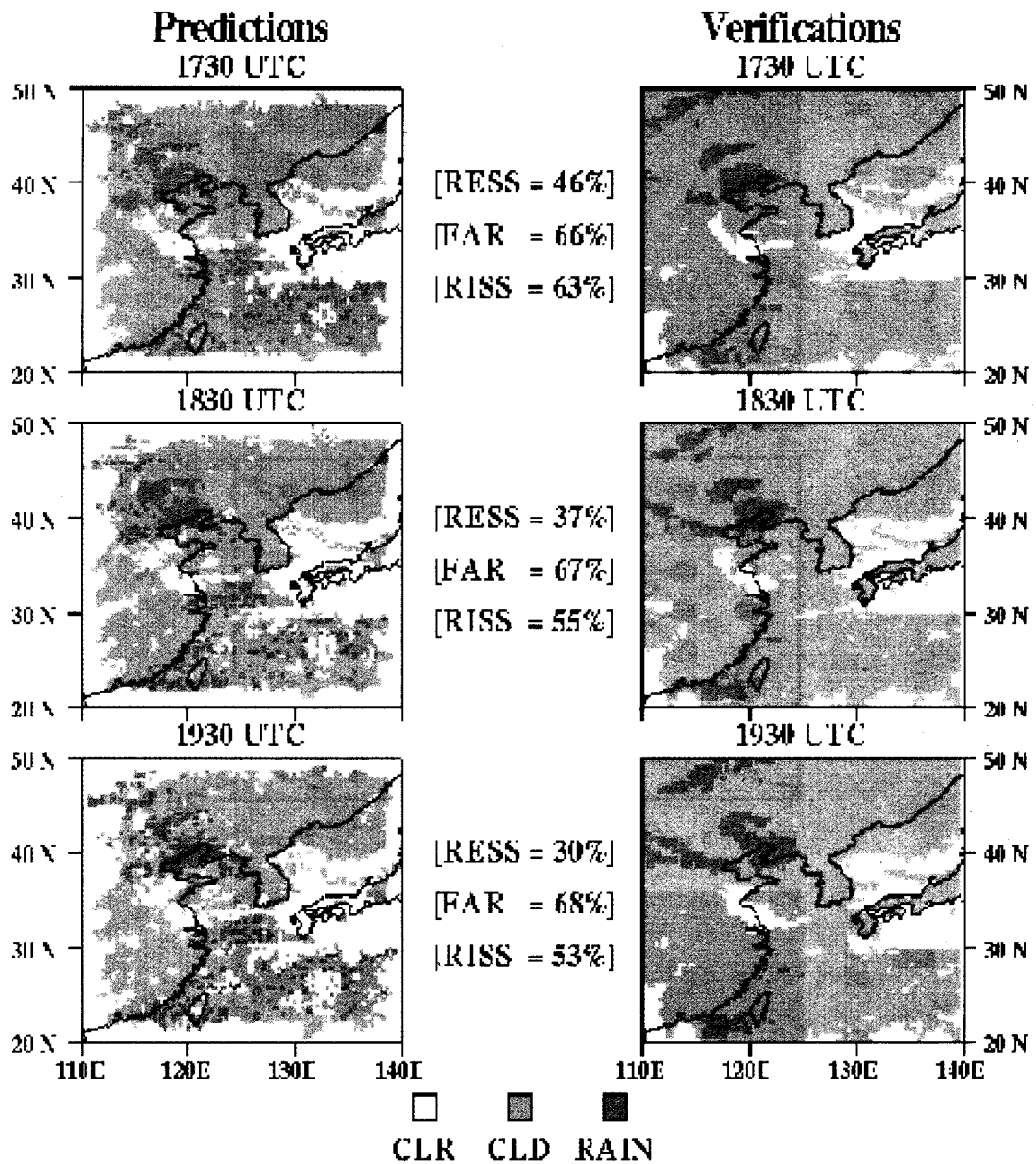


Fig. 3.1.37 b. Left panels show 1-, 2-, and 3-hour cloud-rain area forecasts from conditions shown in Fig. 3.2.1.6, while right panels show verification images at 1730, 1830, and 1930 UTC. RESS, FAR, and RISS skill scores are indicated numerically between pairs of forecast and verification panels.

Table 3.1.6 Summary of skill scores for up to 3-hour CVA forecasts for GMS datasets in testing of verification procedure.

Skill Score	Forecast Period	Korean Peninsula
RESS	1-hour	46.2
	2-hour	37.0
	3-hour	30.2
FAR	1-hour	65.8
	2-hour	66.7
	3-hour	68.1
RISS	1-hour	63.0
	2-hour	55.5
	3-hour	53.4

RISS값은 1시간 예보의 경우, 63.0%에서 3시간 예보의 53.4%로 떨어졌다. 이러한 경우는 FAR은 좋지 않았지만, 강수율은 믿을만한 결과를 보여준 좋은 예이다. Fig. 3.1.37b내의 예보 이미지의 경계 주변에 공백이 있는 것을 알 수 있다. 이들은 예보가 시작되는 “forecast grid system”의 영역 때문이며, 실제 적외 이미지의 내부에 위치한다(Fig. 3.1.32 참조). 이러한 공백들은 구름계가 영역의 가장자리까지 이동될 때까지 계속 존재한다. 위 경우들은 평가 특성에 따른 여러 대류 현상의 기상 조건과 특성을 연관시키기 위한 종관 및 중간 규모 분석을 위해 실시된 것이다. 대개 가장 높은 평가 점수는 역학적이고, 강한 대류 폭풍과 관련이 있다(폭풍 주기의 전반에는 느리게 움직이다가 속도가 상승하는 경우). 빠르게 이동하는 폭풍은 예보된 EBBT를 분산시키는 경향이 있지만, 소멸단계에 접어든 폭풍에서 발달하는 층운이나 권운은 대류운 보다 추적이 어려우며, 패턴결정이 일시적이기 때문에 잘못된 이동 벡터를 구하게 한다. 약한 폭풍은 느린 속도와 수렴, 연직 shear, 그리고 상층의 영향 등과 같은 역학적 흐름의 조건보다는 부력에 의해 생성되기 때문에 예보하기가 어렵다.

### ③ 이동 기법의 선택

다음 단계는 CVA, CAA, LAA, 그리고 NAA에 의한 QPF중에서 최적의 과정을 선택하는 것이다. 3개의 정지위성 자료를 이용하여 1시간, 2시간, 그리고 3시간 예보의 검증에 근거하여 비교하였다. Fig. 3.1.37 그리고 Table 3.1.6에 CVA와 관련된 평가 점수들이 나와있는데, 여기서 4개 방법 모두를 분석하였다. 예보의 ensemble이

한반도의 자료들에 대해 만들어졌다. 예보 ensemble의 수는 9, 8, 7 이었다.

Fig. 3.1.38에서의 세 개의 그림은 분석 결과이다. 평균 RESS 값들이 1시간 예보의 경우 50%이하로 나타났으며 전반적으로 낮게 나타났다. 평균 RESS값이 낮지만, 정적인 방법이 더 좋은 결과를 보여준다. 평균 FAR값들은 각 방법들에 대해 매우 높게 나타난다. 이 경우 NAA와 마찬가지로 2시간, 3시간 예보에서 급격한 증가를 보인다. 이 때 정적인 방법은 약간의 증가만 있을 뿐이다. 정적인 방법의 평균 RISS 값은 모든 3시간의 예보동안 비슷하게 나타나며 비정적인 방법보다 5~10% 정도 높게 나타난다. 정적인 방법이 전체적으로 더 좋은 결과를 나타낸다. Fig. 3.1.38에서 알 수 있듯이 정적인 방법들인 CVA 그리고 CAA가 가장 뛰어난 강수율 예보를 생산함을 알 수 있다. 게다가 CVA는 세 가지 모든 경우에서 CAA 보다 좋은 결과를 보인다. 때때로 네 가지 모든 기법이 서로 비슷한 평가 점수를 나타내긴 하지만 그러한 유사성은 1시간 예보에 한정된다. 그러므로 CVA를 가장 적합한 기법으로 선택하였다. 비록 사례가 적지만 이러한 결과는 비구름의 이동이 수 시간 전의 위치 정보가 반영된다는 것을 암시한다.

### (3) 결 론

정지위성의 연속적인 적외 이미지와 예보 평가 점수에 따른 강수율 순간예보 기법은 GMS-5 자료를 이용하여 구하였다. 적외 밝기온도 관측값과 SSM/I 밝기온도에서 복원한 강수율사이의 PMM이 예보지역과 강수의 강도를 산출하는 강수알고리즘을 만드는데 사용된다. 이 강수 알고리즘은 위성 이미지사이의 구름이동을 기반으로 한다. 이 순간예보 기법이 언제, 어떻게, 어느 곳에서 우수한지 아닌지를 결정하기 위한 증명과정이 고안되었다. 순간예보 기법의 각 항목을 가장 성공적인 방법을 정의하기 위해 분석하였다. 이는 최적의 육지-바다 EBBT-RR mapping rule과 구름이동을 이용한 바람장을 만들고, 연속적인 구름이동 바람장을 위한 filtering scheme을 선택하고, 예보를 위한 이동기법을 선택하고, 유의미한 QPF을 예상하기 위한 예보한계를 결정하는 PMM 알고리즘을 계획하는 것을 포함한다.

본 연구에서 제시하는 결론 중의 하나는 EBBT와 RR사이의 Probability matching을 소개하는 것이다. 일치 방법 중에 두 경우, 즉 RHM과 SHM은 가시적인 결과가 있는 반면 FM은 그렇지 못하다. 예를 들어, RR자료에 log normal pdf fit과 EBBT 자료에 gamma pdf fit 사이의 일치 과정은 SHM의 결과에 비교할 만한 결과를 산출하지 못한다. 이것은 SSM/I 강수율 자료에 대한 lognormal pdf의 일치정도가 강수율 히스토그램의 끝 부분으로 갈수록 약함에 따른 강수율의 low bias가 나타나기 때문이다.

## Korean Peninsula Skill Scores

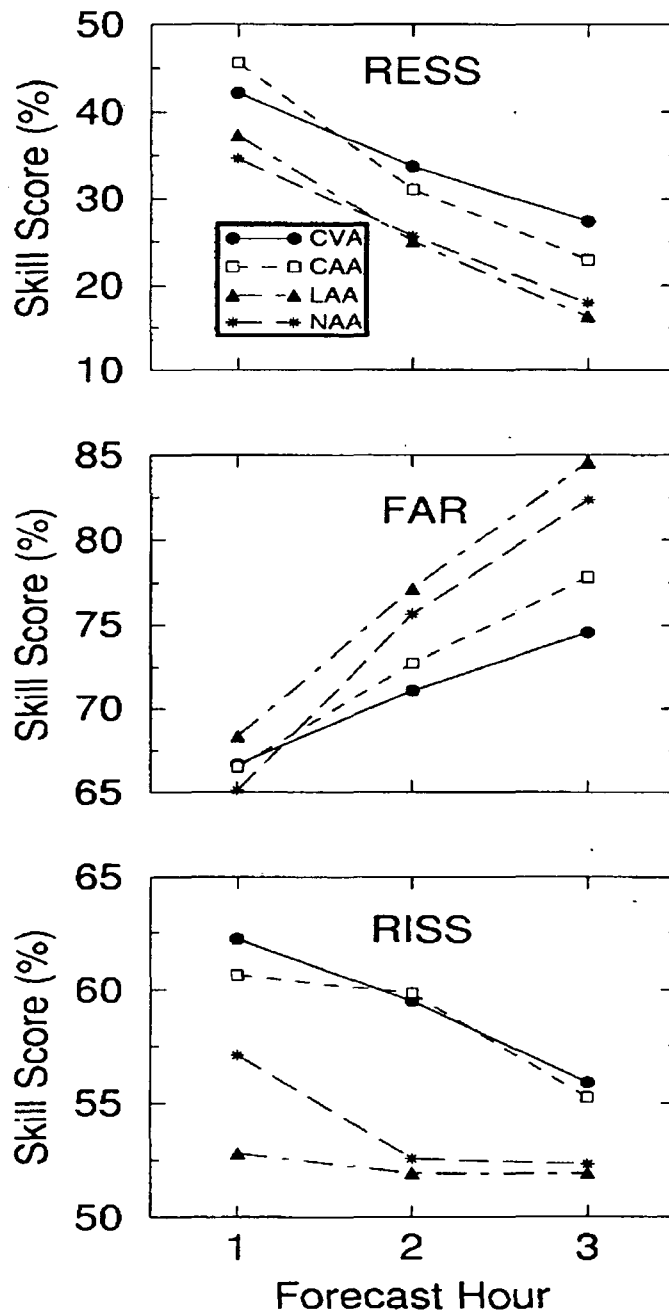


Fig. 3.1.38 Ensemble-averaged RESS, FAR, and RISS skill score comparisons out to 3-hour forecasts used to evaluate four advection techniques.

그러나, NESDIS SSM/I 알고리즘의 최대 강수율은  $35\text{mmhr}^{-1}$ 이므로 유효 적절한 lognormal fitting을 할 때에 한계점이 있다. 그러므로 EBBT와 강수율사이의 probability matching을 위한 FM 방법이 향후 연구에 도움이 되지 않는다고는 말하기 어렵다. 대신에, FM 방법은 복원 히스토그램 특성을 유사하게 따르는 통계적인 분포를 보증하는 강수율 알고리즘의 분석이 필요하다고 결론 내릴 수 있다.

본 연구에서 가장 가능성 있는 probability matching 방법은 RHM 과 SHM 이지만 후자가 raw EBBT histogram 내에 있는 잡음을 제거하는 효과가 있다. 이는 ~225-255K 범위에 있는 EBBT 분포에서 파동 형태가 나타나는 것과 관련이 있다. 분석 결과에 의하면 이러한 형태는 중간 정도의 온도 범위 내에 존재하는 두 개의 극점이 나타나는 EBBT의 일관된 경향에 기인한다는 것이다. 두 개의 극점중 온도가 낮은 부분은 강수가 있는 층운으로 발달한 권운의 존재를 의미하며 대류운과 층운에 따른 강수율을 분석할 때에 유용한 정보를 제공한다. 그러한 특징은 2- 또는 3- parameter의 통계적인 pdf 형태로는 적용할 수 없고, raw histogram을 사용할 때에는 일정하게 표현되지 않을 것이다. 우리가 다루지 않은 지역적인 영역에서 EBBT-RR mapping rule의 연속적인 갱신의 효율성을 분석한 Turk et al. (2000)의 연구를 주목하였다. 반면 연속적인 갱신은 강수율과 운정온도 사이에서 줄곧 발생하는 시·공간상 변화를 보충함에 따라 보다 정확한 강수율 알고리즘을 생성할 수 있고 EBBT 예보에 있어서 정교한 mapping rule로부터 얻는 정확성을 보여줄 수 있을 때에 비로소 순간예보 기법에 적용 가능할 것이다.

가장 높은 평가점수를 보이는 순간예보 기법은 PMM 알고리즘을 만들 때, SHM 을 하고, 부적절한 CMW 산출을 줄이기 위한 Monte Carlo 평균 연산자, 약 30 ~ 35km 해상도를 가지는 구름이동 바람장을 만들기 위한 9-point binomial filter를 사용하는 2-D 내삽 연산자, 일정한 EBBT 변화, 그리고 예보된 적의 이미지를 생성하기 위한 CVA를 사용하는 일련의 과정을 거치는 것이다. CVA는 전체적으로 3개의 다른 비정적 이동 기법을 능가했다. CVA와 CAA 의 차이는 그렇게 크지는 않지만, CVA가 가장 높은 평가 점수를 나타내었다. 특히 비정적인 기법들은 2시간 혹은 그 이상의 예보에 있어서 낮은 평가 점수를 나타내었다. 1시간 예보에서조차도 정적인 기법이 비정적 기법을 거의 항상 능가했다. 이 같은 결과는 몇 시간 전의 비구름에 대해서 거의 의미 있는 정보를 제시하지 못함을 의미한다. 역학적 요인으로 생성된 지표 바람이 강해지는 발달기의 폭풍에 대해 순간예보 기법의 정확성이 높아진다. 층운형의 권운을 만들어내는 소멸기의 폭풍뿐만 아니라, 이동과 발달이 명확하게 나타나지 않은, 그리고 대부분이 부력의 영향을 받는 소나기성 강수에는 낮은 평가 점수를 보였다. 또한, 연구 사례가 많지 않지만, 폭풍의 이동 속도

가 증가함에 따라 평가 점수는 나쁘게 나타난다. 한반도 지역의 분석 결과, RESS가 1시간 예보에 대해서는 45%정도로 비교적 낮게 나타났고, 3시간 예보에서도 30%까지 줄어들었다. FAR 값은 각각 65%, 75%로 나타났다. 3가지 자료에 대한 예보 평가 점수가 다양하게 나타나는 것은 예상치 못한 여러 요인들이 순간예보 과정에 영향을 미친다는 것이다.

순간예보 기법을 향상시키기 위해서는, 일반적으로 단과장 채널에서 더 높은 해상도를 얻을 수 있으므로, 가시영상의 사용이 도움이 될 수 있다. 그러나 순간예보의 개선이 낮에만 가능하다는 제한점이 있다. 수증기 이미지도 도움이 될 수 있다. 수증기 이동과 일치하는 경향이 있으며, 실제 바람장보다는 폭풍의 이동과 관련이 있는 추적 벡터를 개발하는 것에 중점을 두고 있다. 끝으로 지형 정보를 더하면 산악지역의 대류와 따뜻한 비가 내리는 상황을 다루는데 있어 도움이 된다. 레이더나 위성에 기반을 둔 순간예보 기법은 시간에 따라 정확도가 떨어진다. 여기서 제시된 분석은 정지위성의 약 6시간 간격 적외 영상을 사용하여 신뢰할 만한 QPF에 대한 상한치를 제시한다. 순간예보의 이러한 면에 대한 관심이 앞으로의 연구에 있어서 요구가 된다. 이 같은 이유로 강수의 순간예보 기법의 가치를 발견할 수 있으며, 실질적이고 물리적인 초기값이 부족하여 spin up error가 발생하는 중규모 QPF 모델 내에서 초기 단계에 단기간 예보 강수 분포가 적용될 수 있을 것이다.



## 2. TRMM의 강수레이더의 특성 분석 및 정확성 검증

최근 들어 위성에 의한 원격탐사기술의 급속한 발달에 따라 해양은 물론 전지구 강수 분포의 연속적인 감시가 가능하게 되었고, 1997년 11월 이후부터는 열대 및 아열대 지방에서의 강우관측을 목적으로 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 위성이 발사됨에 따라 강우의 정량적인 관측뿐만 아니라 이에 따른 열에너지의 수송, 전지구 대기 순환, 지구 변동의 메커니즘 규명 및 변동 예측까지도 가능하게 되었다. TRMM 위성은 350 km 상공에서 약 96분 주기로 지구를 관측하는 극궤도 위성으로써 Fig. 3.1.39와 같이 5개의 주요 기구로 이루어져 있다. 세 개의 주요 강우 관측 기구는 TRMM 마이크로파 영상기(TMI; TRMM Microwave Imager), 가시 적외 스캐너(VIRS; Visible Infrared Scanner)와 강수 레이더(PR; Precipitation Radar)이며, 부수적인 관측 기구는 구름과 지구 복사 에너지 시스템(CERES; Cloud and the Earth Radiant Energy System)과 번개 영상 센서(LIS; Lightning Imaging Sensor)이다. 여기서 PR은 세계 최초로 위성에 탑재된 능동형 강수 레이더로서 강수에 의한 신호의 강약, 변화, 강도 등을 관측한다(NASDA and NASA, 1999). TRMM 위성은 위도  $\pm 35^\circ$  내의 영역을 약 96분 주기로 관측하기 때문에 하루에 한 두번 한반도 남부지방을 통과한다.

따라서 본 연구에서는 폭우나 집중호우와 같은 자연재해저감을 위한 TRMM 강수레이더의 효과적인 활용을 위해 한반도에서 발생한 집중호우에 대한 특성을 분석하였으며, 지상 AWS 관측 강수자료와 비교함으로써 그 정확도를 검증하였다.

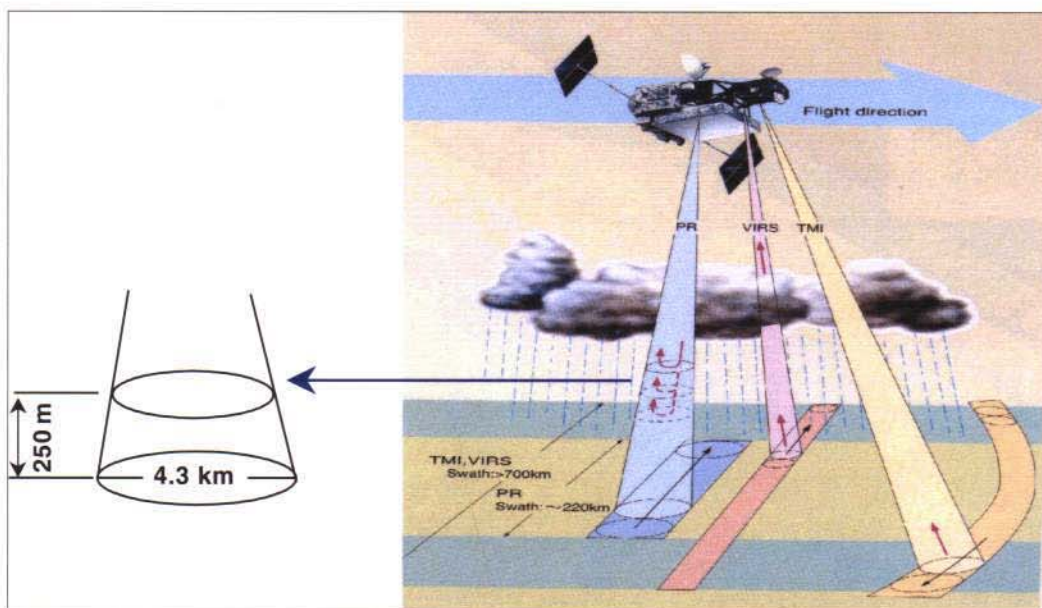


Fig. 3.1.39 The structure of the TRMM satellite

## 2. TRMM의 강수레이더의 특성 분석 및 정확성 검증

최근 들어 위성에 의한 원격탐사기술의 급속한 발달에 따라 해양은 물론 전지구 강수 분포의 연속적인 감시가 가능하게 되었고, 1997년 11월 이후부터는 열대 및 아열대 지방에서의 강우관측을 목적으로 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 위성이 발사됨에 따라 강우의 정량적인 관측뿐만 아니라 이에 따른 열에너지의 수송, 전지구 대기 순환, 지구 변동의 메커니즘 규명 및 변동 예측까지도 가능하게 되었다. TRMM 위성은 350 km 상공에서 약 96분 주기로 지구를 관측하는 극궤도 위성으로써 Fig. 3.1.39와 같이 5개의 주요 기구로 이루어져 있다. 세 개의 주요 강우 관측 기구는 TRMM 마이크로파 영상기(TMI; TRMM Microwave Imager), 가시 적외 스캐너(VIRS; Visible Infrared Scanner)와 강수 레이더(PR; Precipitation Radar)이며, 부수적인 관측 기구는 구름과 지구 복사 에너지 시스템(CERES; Cloud and the Earth Radiant Energy System)과 번개 영상 센서(LIS; Lightning Imaging Sensor)이다. 여기서 PR은 세계 최초로 위성에 탑재된 능동형 강수 레이더로서 강수에 의한 신호의 강약, 변화, 강도 등을 관측한다(NASDA and NASA, 1999). TRMM 위성은 위도  $\pm 35^\circ$  내의 영역을 약 96분 주기로 관측하기 때문에 하루에 한 두번 한반도 남부지방을 통과한다.

따라서 본 연구에서는 폭우나 집중호우와 같은 자연재해저감을 위한 TRMM 강수레이더의 효과적인 활용을 위해 한반도에서 발생한 집중호우에 대한 특성을 분석하였으며, 지상 AWS 관측 강수자료와 비교함으로써 그 정확도를 검증하였다.

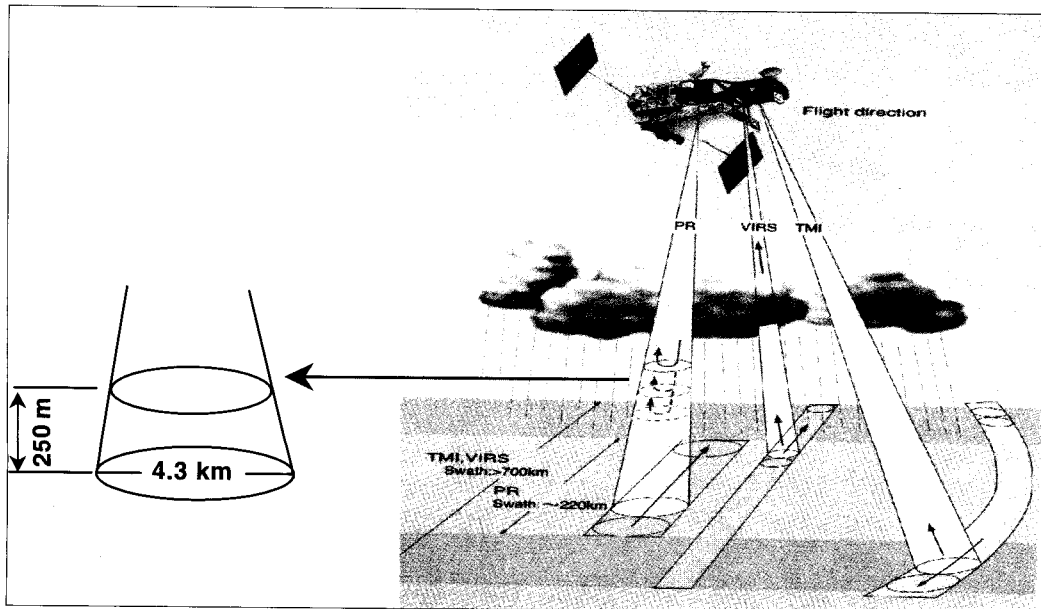


Fig. 3.1.39 The structure of the TRMM satellite

## 가. TRMM/PR에 의한 강수구름의 특성 분석

### (1) 자료 및 방법

한반도를 관측하는 TRMM 강수레이더에 의해 산출되는 강수구름의 특성을 조사하기 위하여 본 연구에서는 '98년 여름철 집중호우에 대한 사례분석을 수행하였다. 먼저 TRMM에 탑재된 강수레이더인 PR의 특성을 간단히 소개하면 PR은 13.8 GHz 주파수 대를 사용하며 관측폭은 약 215 km이다. Fig. 3.1.39와 같이 PR은 수평 해상도 4.3 km, 수직해상도 250m로 약 20 km까지 20층의 고해상도 연직 정보를 제공하기 때문에 구름의 3차원 구조나 대류운의 특성분석에 매우 유용하다. 강수 레이더(PR)는 0.7 mm/hr 정도의 약한 강우부터 관측하며 강수의 수평 단면 분포, 강수 형태, 강수 구름의 깊이 등에 대한 정보를 제공한다. 그러나 레이더 자료는 지표의 영향을 많이 받기 때문에 본 연구에서는 지표의 영향을 거의 받지 않는 고도(약 500m)에서의 강우율인 NSR(Near Surface Rainrate)을 사용하였으며 단위는 mm/hr이다.

한편 TRMM/PR 관측 강우강도의 비교를 위해 본 연구에서는 한반도 전역에 분포하고 있는 AWS(Automatic Weather System) 관측 강우량 자료를 사용하였다. AWS는 약 18 Km의 간격으로 한반도 400개 지점에 분포하고 있으며 Tipping Bucket형식으로 매분마다 0.5 mm 단위로 강수를 관측한다. 단위는 mm이다. 그러나 분 단위 강우량의 경우 우량계 정밀도가 실질적인 분 단위 강우량 생산에 다소 미흡하기 때문에 일반적으로 통계적인 성질을 비교할 때에는 누적 자료가 사용된다(Nystuen et al., 1996). 따라서 본 연구에서는 AWS 관측 강우량자료를 10분과 30분 동안 누적하여 평균을 취한 후 이를 강우강도로 바꾸어 사용하였다. 즉 10분 강우량이 5 mm이면 여기에 시간 변환계수인 60 min/1hr 만큼 곱해서 10으로 나누어 주면 3mm/hr의 강우강도가 된다. 여기에서 비교자료로 사용된 AWS는 TRMM이  $\pm 35^\circ$  사이를 관측하기 때문에  $35^\circ$  이하에 해당하는 지점만 포함된다.

### (2)PR에 의한 한반도 집중호우의 특성 : 사례연구

본 연구에서 대표적으로 선정한 사례는 '98년 7월 31일 22 LST에서 8월 1일 02 LST 사이에 지리산 일대에서 돌발적으로 발생한 집중호우와 '98년 9월 30일 15 LST경에 대구, 포항, 마산, 창원 등 남부지방에 영향을 준 제 9호 태풍 애니에 의한 호우 사례이다. 집중호우를 동반한 비구름대의 특징을 조사하기 위하여 Fig. 3.1.40에는 GMS-5 IR 강조 영상(enhanced image), TRMM 위성 관측으로부터 산출된 강수형태(rain type), 그리고 비구름대의 발달 고도 분포를 나타내었다. GMS-5 IR1 영상은 TRMM이 한반도를 지나가는 시간대에 가장 근접한 '98년 7월

31일 22시와 '98년 9월 30일 15시의 IR1 영상이다. 비 구름대의 높이를 나타낸 그림에서 -1111은 지표 노이즈에 의해 자료가 불확실하여 계산되지 않은 것을 의미한다. 강수형태는 크게 층운, 대류운 및 다른 구름 등 세가지로 분류되며, 여기에서 숫자 10과 11은 확실한 층운을 20, 21과 22는 확실한 대류운을 의미한다. 그리고 -8888은 강수가 없는 지역, -9999는 자료가 결손된 부분을 나타낸다. 지리산 집중호우 때의 GMS-5 IR 영상(Fig. 3.1.40a)을 보면, 북태평양 고기압의 가장자리에서 중규모 대류운이 발달하였다. 이 중규모 대류운은 23시부터 급격하게 발달하여 지리산 부근에서 집중호우가 시작된 후 8월 1일 02 시까지 3시간 동안 비교적 짧은 시간에 지리산 일대에 호우가 집중되었고 점차 동진하면서 비 구름대가 약화되었다(기상청, 1998). 이때 발달한 비 구름대의 높이와 강수 형태를 TRMM 관측에서 보면, 전라도 일대는 6-7 km 까지 발달한 대류운이 분포하고 지리산 부근에는 최고 15 km 까지 발달한 심층 대류운이 존재하며, 그 동쪽인 경상도 지방은 구름의 꼭대기가 4-5 km 정도인 층운이 분포하고 있다.

'98년 제 9호 태풍 애니가 지나갔던 9월 30일 15시의 GMS-5 IR 영상에서는 태풍이 다소 약화되어 태풍의 눈이 정확하게 나타나지는 않지만 태풍의 중심부근인 경상북도 부근에 CDO(Cloud Density Overcast)가 강하게 발달하고 있는 것을 보아 이 부근에서 강우가 강할 것임을 짐작할 수 있다. TRMM 위성의 관측 결과를 보면 경상남북도에는 비구름대의 꼭대기가 6-7 km 인 대류운이 분포하고 전라도 지방에서는 4-5 km까지 발달한 층운이 분포한다. 호우가 집중된 포항과 대구지방에는 대류운이 최고 7.7 km까지 발달하였다. 비 구름대에 동반된 호우의 강도 분포를 조사하기 위하여 Fig. 3.1.41에는 TRMM/PR과 지상 AWS에서 관측된 강우강도 분포를 나타내었다. 강우강도 값은 최대 강우강도 지점과 값을 보기 위하여 TRMM/PR과 AWS 자료 모두 내삽을 취하지 않은 값을 표출하였다. 지리산 집중호우에 대한 TRMM/PR 강우강도 분포(Fig. 3.1.41a)에서는 Fig. 3.1.40 a)에서 심층 대류운이 15 km까지 발달한 지점에서 순간 최대 강우 강도 302.6 mm/hr이 관측되었다. 이 지점은 구례지방에 해당하며 순천지방에서는 161.9 mm/hr가 관측되었다. 지상 AWS 관측에서는 순천지방에서의 강우강도가 258 mm/hr로 최대값이 나타났고, 북흥과 태인지방에서는 각각 75 mm/hr와 48 mm/hr가 관측되었다. 7월 31일 순천지방의 시간당(21:50 - 22:50 LST) 최대 강우량은 145 mm로 우리 나라 기상 관측 사상 최대 강우량을 기록하였다(기상청, 1998). '98년 9월 30일 태풍 애니에 동반된 호우에 대한 TRMM/PR 관측 강우강도 분포(Fig. 3.1.41b)에서는 창원지방에서 105.4 mm/hr로 순간 최대 강우강도 값이 관측되었고 다음으로는 마산과 경주지방에서 각각 101.95와 96.4 mm/hr 값이 관측되었다. 이때 AWS 지상 관측 분포에서는 경상

남도 함안 지방에서 90 mm/hr로 최대값이 나타났고, 그 다음으로는 경상북도 화양에서 69 mm/hr, 산전에서 63 mm/hr 그리고 외동, 밀양, 길곡 등지에서는 42 mm/hr가 관측되었다. 이 지점들은 모두 태풍의 중심부근에서 발달한 CDO지역에 해당한다.

PR 관측 강우강도와 지상관측 값의 양적 분포를 기상청 자동관측지침에 근거하여 보통 강우와 강한 강우로 분류하면 Fig. 3.1.42와 같이 나타난다. 먼저 3 mm/hr 이상이 관측되는 지점 수는 지리산 집중호우의 경우 TRMM 위성 관측이 818지점, AWS는 62지점이며, 태풍 사례에 대해서는 TRMM 위성관측이 1577지점, AWS 관측이 129지점이다. 이것은 TRMM 위성이 AWS 관측보다 공간적으로 매우 조밀하게 강우강도를 관측함을 나타낸다.

강우강도의 양적 분류에 따른 특성을 보면, 지리산 집중호우의 경우  $3 \leq RR < 15$  mm/hr인 보통 강우는 TRMM/PR 관측이 77.1 %, AWS 관측은 79.0 %이고,  $15 \text{ mm/hr} \leq RR$  이상의 강한 강우는 TRMM/PR 관측의 경우 22.9 %, AWS 관측에서는 21.0 %를 차지한다. 태풍에 동반된 호우 사례의 경우에는 보통 강우가 TRMM/PR과 AWS 관측의 경우 각각 83.2 % 와 51.2 %이며, 강한 강우는 TRMM/PR 관측이 16.9 %, AWS 관측이 48.8 %를 차지한다.

Fig. 3.1.42a)를 보면 지리산 집중호우의 경우는 TRMM/PR 관측이나 AWS 지상 관측 모두비슷한 분포를 보이지만 TRMM/PR 관측에서는  $3 \leq RR < 6$ mm/hr가 42.3%로 가장 많이 분포하고 AWS 지상관측에서는  $6 \leq RR < 10$ mm/hr 가 43.5%로 가장 많은 비율을 차지한다.

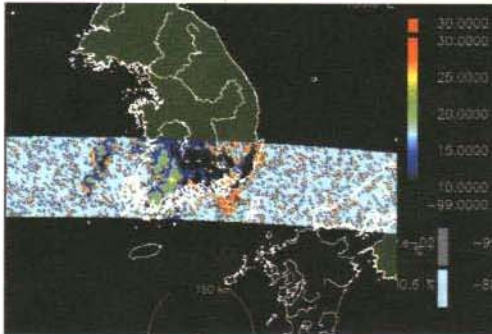
태풍에 동반된 호우의 경우(Fig. 3.1.42b)에는 TRMM/PR과 AWS 관측에 의한 주요 강우강도대가 뚜렷하게 차이가 나는데, TRMM/PR은  $3 \leq RR < 6$ mm/hr의 강우가 48.7 %로 주를 이루는 반면 AWS 지상 관측에서는  $15 \leq RR < 50$  mm/hr 가 46.5 %로 가장 많았다. 전체적인 경향을 보면, '98년 7월 31일과 9월 30일 모두 TRMM/PR은 강한 강우보다는 15 mm/hr 이하의 강우를 더 잘 관측하였으며, 이것은 레이더 에코 강도와 강우강도가 선형관계를 이룬다고 가정할 때 비 구름대의 바닥에서 TRMM/PR은 1 - 20 mm/hr까지를 잘 관측한다는 Okamoto *et al.*(1988)의 결과와 일치한다(Oki *et al.*, 1997). 그러나 TRMM/PR 관측 강우강도는 AWS 지상관측에 비해 전반적으로 다소 적게 관측되는 경향을 보였으며, 이러한 특성은 비구름대의 형태나 강수 유형에 따라 그 양에 다소 차이가 있지만 다른 4 사례에 대해서도 동일하게 나타났다. Oki와 Sumi(1999)도 일본의 지상 AMeDAS 관측 강우자료와 PR에서 관측된 강우강도를 비교한 결과 PR이 지상 관측치에 비해 적게 추정함을 밝혔다.



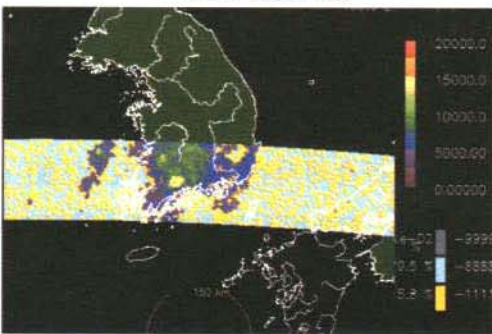
a) Mt. Giri heavy rainfall



▲ Enhanced IR image of GMS-5

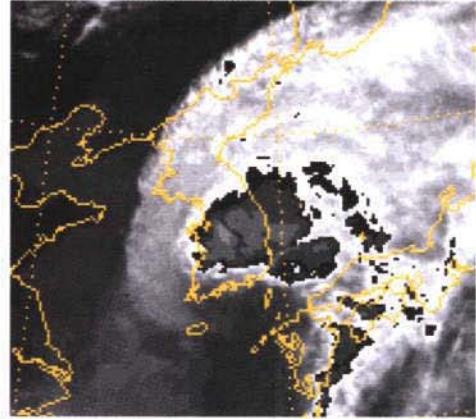


▲ Rain Type Flag

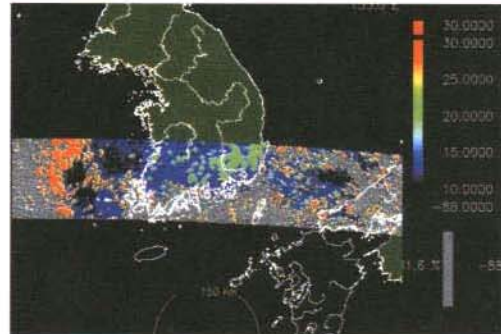


▲ Hight of Storm Top(m)

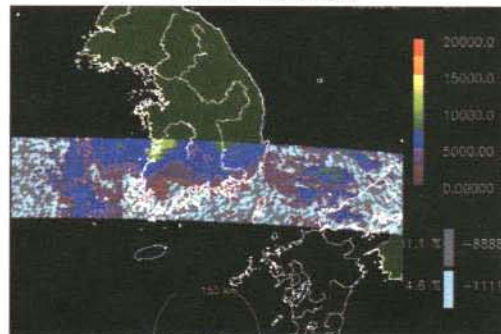
b) '98 the 9th Typhoon Yanni



▲ Enhanced IR image of GMS-5



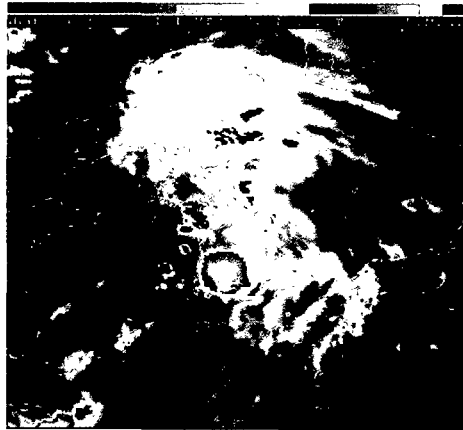
▲ Rain Type Flag



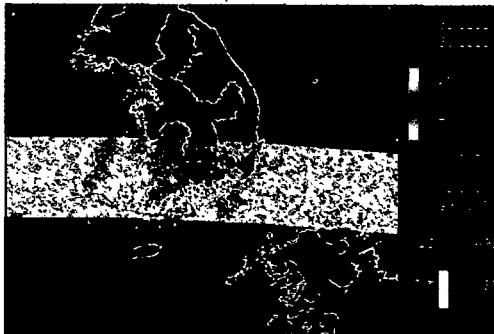
▲ Hight of Storm Top(m)

Fig. 3.1.40 The enhanced IR 1 images of GMS-5, rain type flag and hight of storm top measured from TRMM for a) Giri Mt. heavy rainfall and b) '98 9th Typhoon Yanni Cases. In the rain type flag, the numbers indicate as follows : 10, 11 ; stratiform certain, 12; probably stratiform, 13; maybe stratiform, 20, 21, 22 ; convective certain, 23 ; probably convective, 24, 25 ; maybe convective and 30; others

a) Mt. Giri heavy rainfall



▲ Enhanced IR image of GMS-5

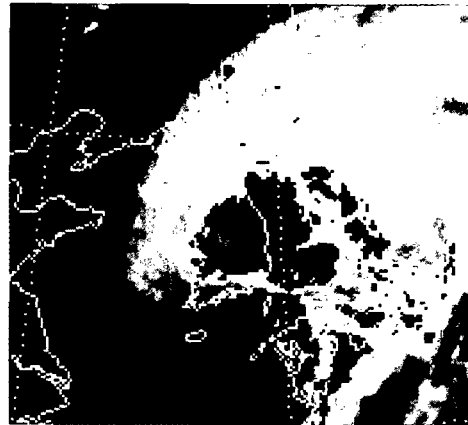


▲ Rain Type Flag

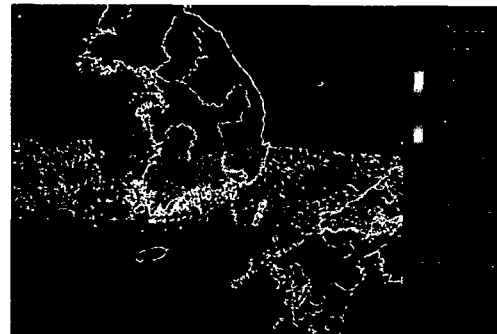


▲ Hight of Storm Top(m)

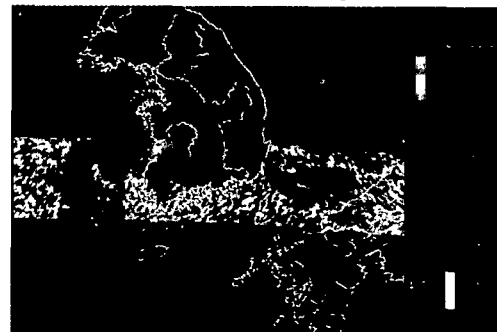
b) '98 the 9th Typhoon Yanni



▲ Enhanced IR image of GMS-5



▲ Rain Type Flag



▲ Hight of Storm Top(m)

Fig. 3.1.40 The enhanced IR 1 images of GMS-5, rain type flag and hight of storm top measured from TRMM for a) Giri Mt. heavy rainfall and b) '98 9th Typhoon Yanni Cases. In the rain type flag, the numbers indicate as follows : 10, 11 ; stratiform certain, 12; probably stratiform, 13; maybe stratiform, 20, 21, 22 ; convective certain, 23 ; probably convective, 24, 25 ; maybe convective and 30; others

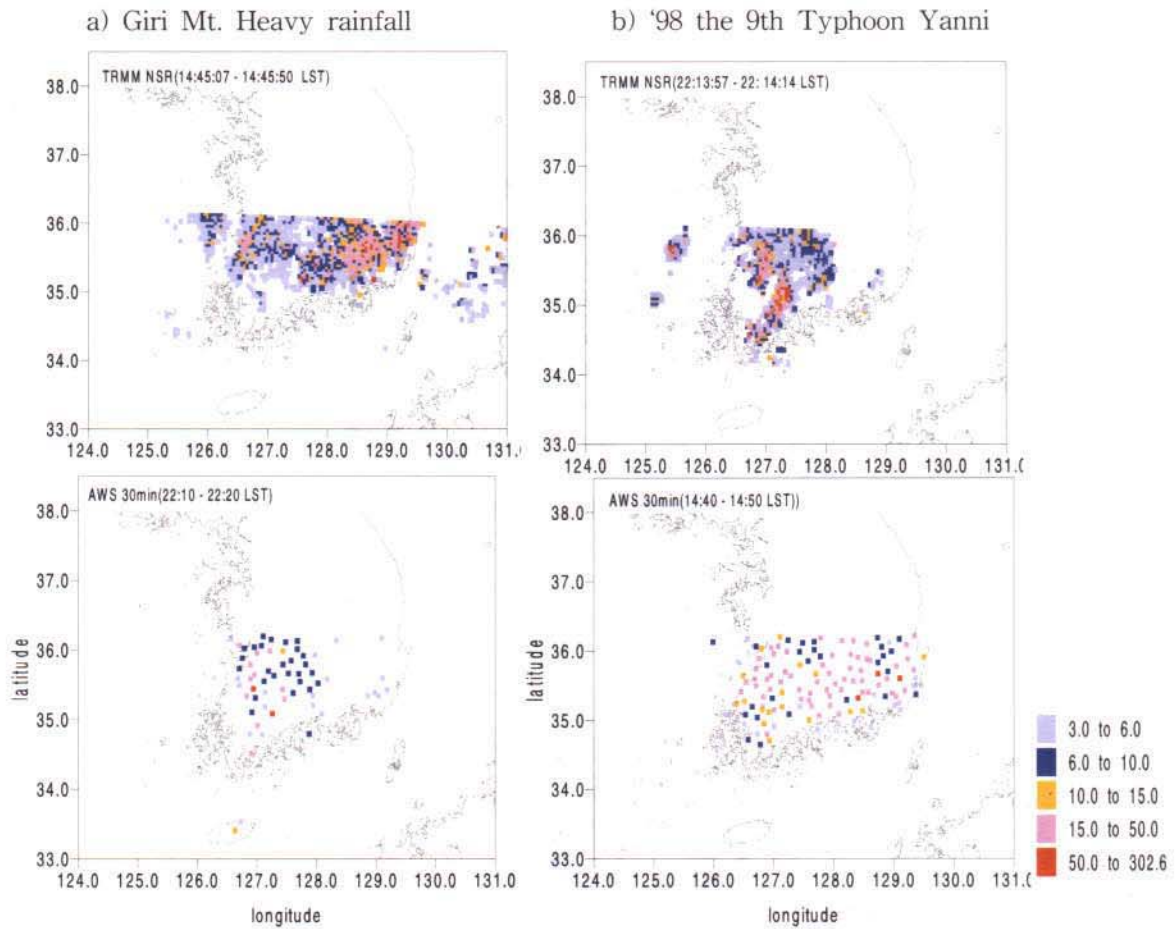


Fig. 3.1.41 The enhanced IR images of GMS-5, near surface rainrate(mm/hr) from TRMM/PR and AWS rainrate.

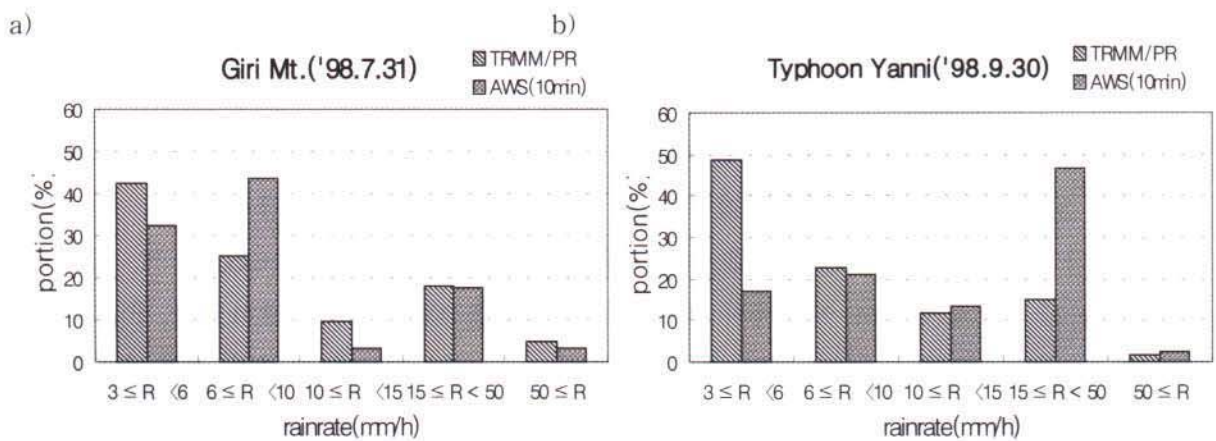


Fig. 3.1.42 The comparison of the rainrate distribution according to the rain amount between TRMM/PR and AWS measurements.



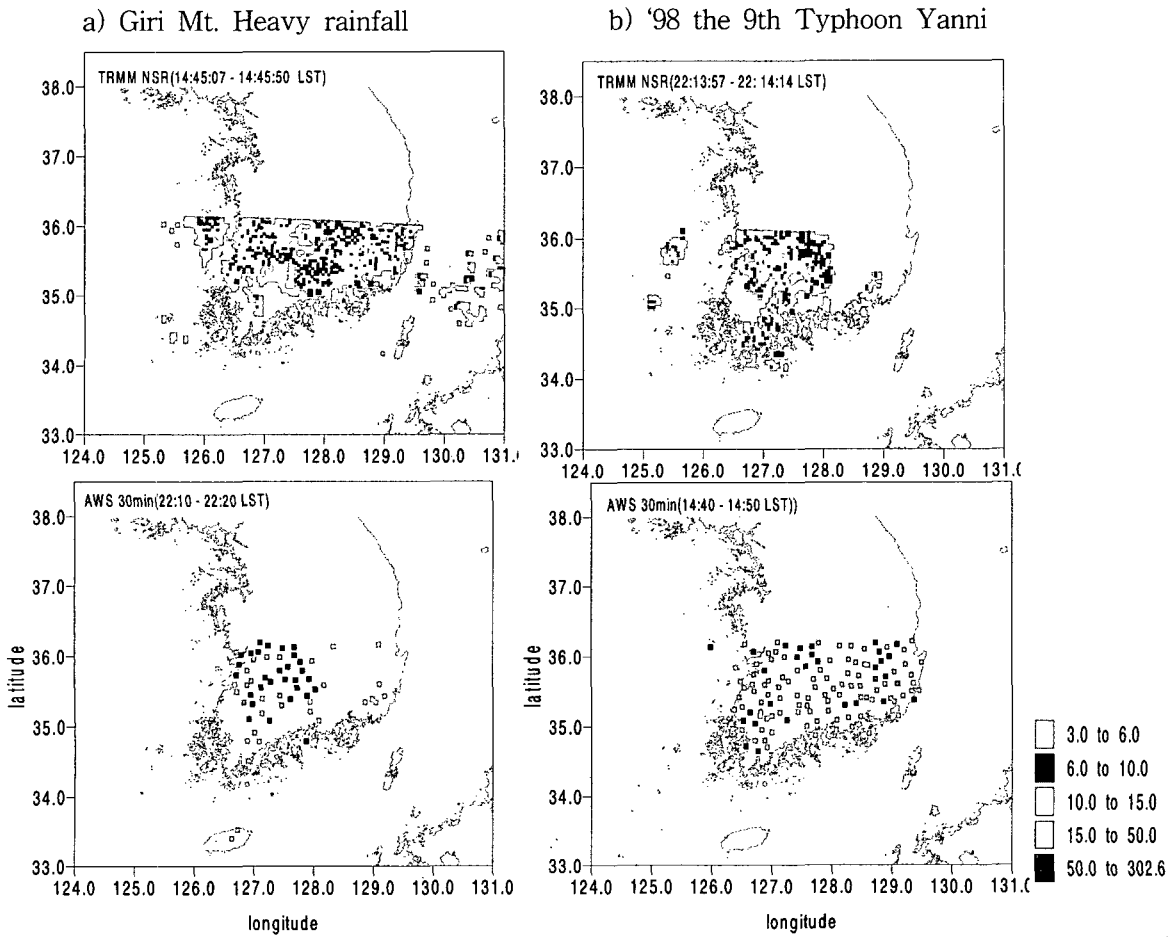


Fig. 3.1.41 The enhanced IR images of GMS-5, near surface rainrate(mm/hr) from TRMM/PR and AWS rainrate.

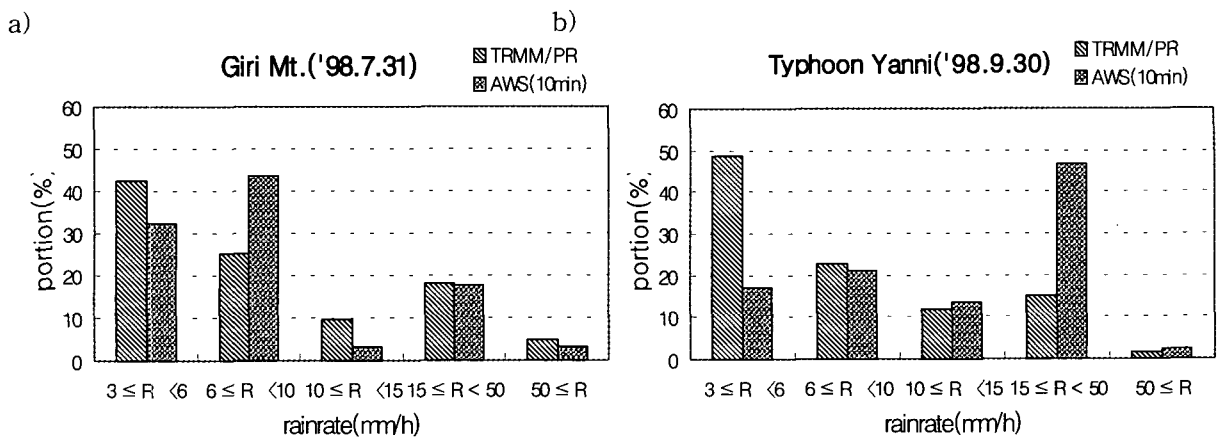


Fig. 3.1.42 The comparison of the rainrate distribution according to the rain amount between TRMM/PR and AWS measurements.

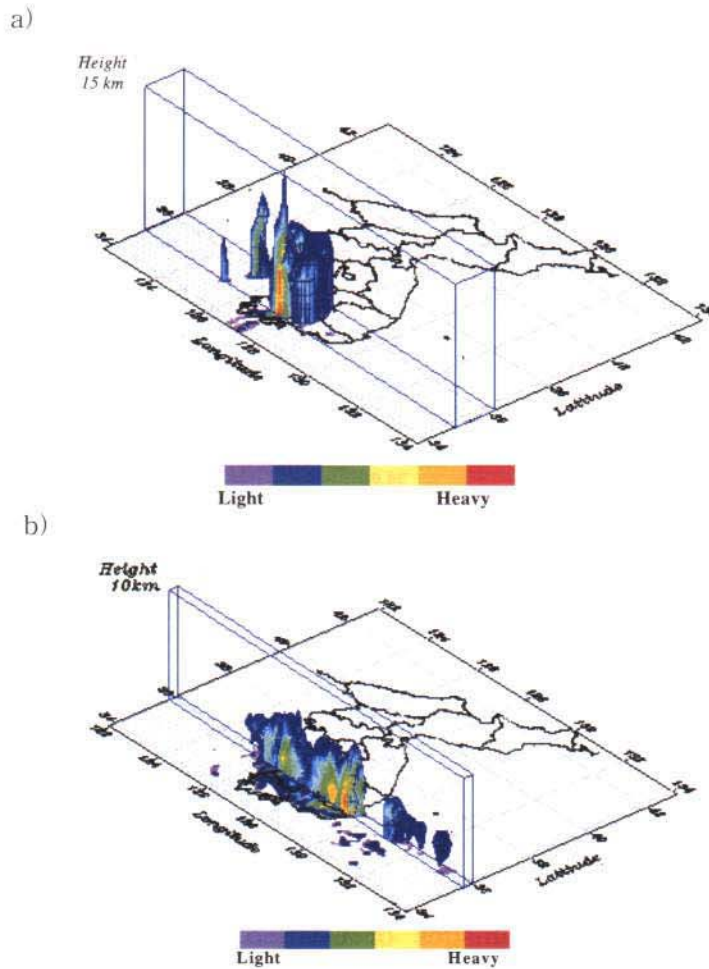


Fig. 3.1.43 The vertical structure and horizontal cross-section of rainrate derived from PR for the cases of heavy rainfall.

강우강도는 시·공간 변화뿐만 아니라 강수의 연직 분포에 따라서도 변하기 때문에 Fig. 3.1.43에는 TRMM/PR 연직 자료를 이용하여 8 km까지의 강우강도의 연직분포를 나타내었다. Fig. 3.1.43a)를 보면 지리산 집중호우는 지리산( $35.32^{\circ}$  N,  $127.76^{\circ}$  E)을 중심으로 8 km 이상까지 매우 두꺼운 심층 대류운이 발달하였다. Fig. 3.1.43 b)에는 임의적으로 8 km까지만 표출하였지만, Fig. 3.1.40a)에 의하면 지표 부근의 순간 강우강도가 162 - 302 mm/hr까지 관측되는 구례·순천 지방에서 발달한 비 구름은 약 12 - 15 km까지 달하였다. 이것은 지리산 부근의 지형효과와 강한 대류 불안정 등으로 인하여 국지적으로 단시간 내에 발달한 중규모 대류운에 의한 집중호우의 전형적인 사례임을 잘 보여 준다. 또한 지형에 의한 강우의 분포 특성을 조사하기 위하여 지리산의 동쪽과 서쪽 지역을 포함하는 위도  $35.0 - 35.5^{\circ}$  N, 경도

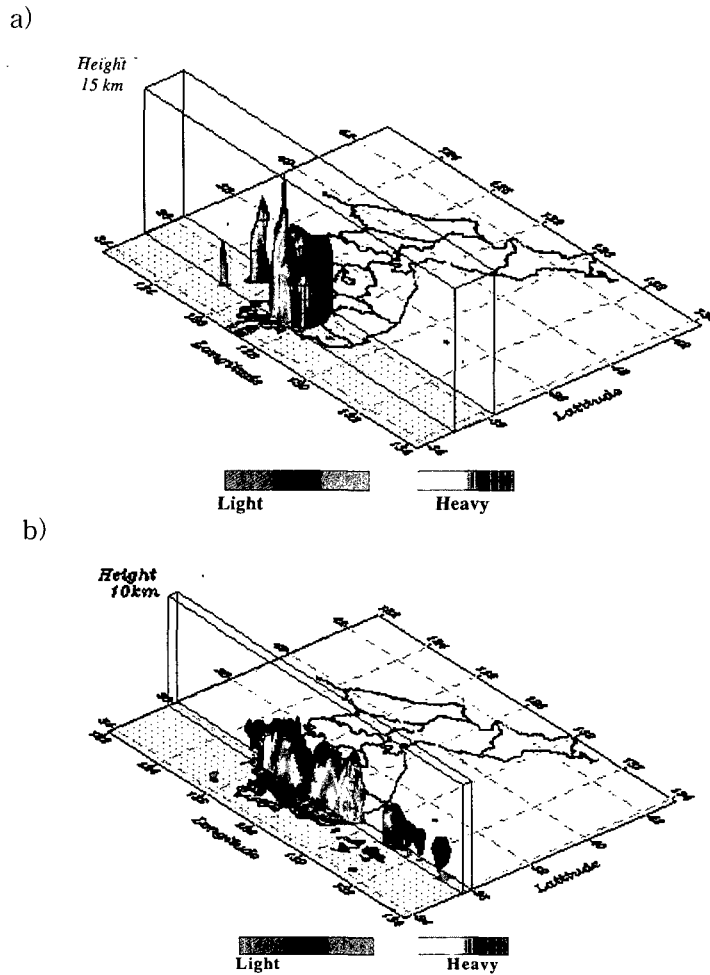


Fig. 3.1.43 The vertical structure and horizontal cross-section of rainrate derived from PR for the cases of heavy rainfall.

강우강도는 시·공간 변화뿐만 아니라 강수의 연직 분포에 따라서도 변하기 때문에 Fig. 3.1.43에는 TRMM/PR 연직 자료를 이용하여 8 km까지의 강우강도의 연직분포를 나타내었다. Fig. 3.1.43a)를 보면 지리산 집중호우는 지리산( $35.32^{\circ}$  N,  $127.76^{\circ}$  E)을 중심으로 8 km 이상까지 매우 두꺼운 심층 대류운이 발달하였다. Fig. 3.1.43에는 임의적으로 8 km까지만 표출하였지만, Fig. 3.1.40a)에 의하면 지표 부근의 순간 강우강도가 162 - 302 mm/hr까지 관측되는 구례·순천 지방에서 발달한 비구름은 약 12 - 15 km까지 달하였다. 이것은 지리산 부근의 지형효과와 강한 대류 불안정 등으로 인하여 국지적으로 단시간 내에 발달한 증규모 대류운에 의한 집중호우의 전형적인 사례임을 잘 보여 준다. 또한 지형에 의한 강우의 분포 특성을 조사하기 위하여 지리산의 동쪽과 서쪽 지역을 포함하는 위도  $35.0 - 35.5^{\circ}$  N, 경도

127.0 - 128.4 °E 을 중심으로 자른 단면상의 강우강도 분포를 보면, 지리산의 서쪽지역인 순천과 구례지방에서 강우가 집중적으로 발생하였음을 알 수 있다. 지리산의 바로 앞인 구례지방에서는 300 mm/hr이상의 강우강도가 관측되지만 지리산의 동쪽지역에서는 강우량이 20 mm/hr 정도로 매우 작아 그 편차가 매우 크게 나타났다. 이것은 AWS 지상관측 자료를 이용한 기상청의 조사에서 지리산의 서쪽인 남원, 구례지방은 강수예코의 진행방향이 서에서 동으로 진행되는 서풍계열의 풍상측에 해당하며, 동쪽 지방인 대병, 산청 지방은 풍하측으로 강우량의 편차가 매우 크게 나타났다는 결과(기상청, 1998)와 일치하며 지리산의 지형효과에 의한 강우 특성을 잘 묘사해 준다.

한편 태풍 애니에 동반된 남부지방에서의 호우 사례(Fig. 3.1.43b)를 보면, 비구름대가 전라북도와 경상남·북도에 걸쳐 넓게 분포하지만 대류운은 주로 대구, 경산, 경주, 포항 등을 중심으로 한 경상도에 위치하며 이 대류운은 약 5 -6 km 이상까지 발달하여 강수를 동반함을 알 수 있다. 또한 위도 35.1 - 35.8° N, 경도 128.6 - 129.6° E를 중심으로 자른 단면도 상의 강우 분포 특성을 보면, 최대 강우강도는 약 102 mm/hr로 창원, 경주, 마산 등지를 중심으로 분포하며, 이 지점들은 Fig. 3.1.40b)에서 태풍의 중심부근에 발달한 CDO (Cloud Density Overcast)에 해당한다. 비 구름대의 수직/수평 단면 분포는 태풍 애니가 남부지방 해안을 따라 북상하여 동해로 빠져나가면서 코마 구름 형태의 태풍 중심에서 발달한 CDO에 의해 남부지방에 주로 호우를 내리게 했음을 알 수 있다.

#### 나. AWS 지상관측치에 의한 PR의 지상검정

위성에서 관측 또는 추정된 물리량이 실제 지상관측치와 어느 정도 일치하는지를 검토하는 것을 지상검증이라고 한다. 특히 강수는 기온이나 기압에 비해 시·공간적인 변동이 큰 기상요소이기 때문에 지리적, 지형적으로 매우 복잡한 구조를 갖는 한반도에 적용되기 위해서는 TRMM 위성이 한반도 상공을 지날 때 지상에서 관측된 값으로 검증이 이루어져야만 한다.

본 연구에서는 한반도에서 강수가 집중되는 '98년 6월부터 9월까지의 지상 AWS (Automatic Weather System)관측 강수자료를 TRMM PR에서 관측된 level 2 강우강도 자료와 상호 통계 분석을 수행함으로써 PR 관측 강우강도 자료가 한반도에서 얼마만큼의 정확성을 갖는지를 조사하였다.

### (1) 자료 및 방법

본 연구에서는 '98년 6월부터 9월까지의 4개월 동안 AWS에서 강수를 관측한 경우에 대해 한반도에 분포하는 자동관측시스템(AWS; Automatic Weather System) 10분과 30분 평균 자료와 TRMM PR의 level 2 강우강도(2A25) 자료를 일별과 월별로 비교하였다. 그러나 두 자료는 서로 시·공간적 해상도가 다르기 때문에 이에 따른 sampling error가 크므로 본 연구에서는 두 자료를 각각  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  와  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  격자로 평균하여 자료를 재생성하여 비교하였다. 이때 각 격자점의 대표값은 한 격자내에 포함되는 PR과 AWS 자료의 평균값으로 취하였다. 아래에서는  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  격자로 재생성하여 비교한 방법을 방법 1이라 하고  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  격자로 비교한 것을 방법 2라 하겠다.

Fig. 3.1.44는 본 연구의 분석 영역( $34^{\circ} \sim 36^{\circ} \text{ N}$ ,  $126^{\circ} \sim 129.5^{\circ} \text{ E}$ )과  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  격자로 재생성된 자료 배치를 나타내었다. 여기에서 ▲은 본 연구에서 사용한 AWS 지점을 나타낸 것이며, ●는  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  격자로 공간 평균하여 재생성된 자료 지점이다. 이때 각 격자점의 대표값은 한 격자내에 포함되는 PR과 AWS 자료의 평균값으로 취하였다.  $0.5^{\circ}$  격자 내에 PR이 완전히 들어가면 대략 140개 정도의 PR 관측값이 포함되며, AWS는 이상적으로 9개 정도가 포함되지만 실제 AWS는 균일하게 분포하지 않기 때문에 14개까지도 포함되인다.  $0.25^{\circ}$  격자에는 AWS는 3개, PR은 34개 정도 포함된다. 한반도상에서 비교될 수 있는 최대 격자 지점은 방법 1의 경우 54지점/회이고 방법 2의 경우는 27지점/회이다.

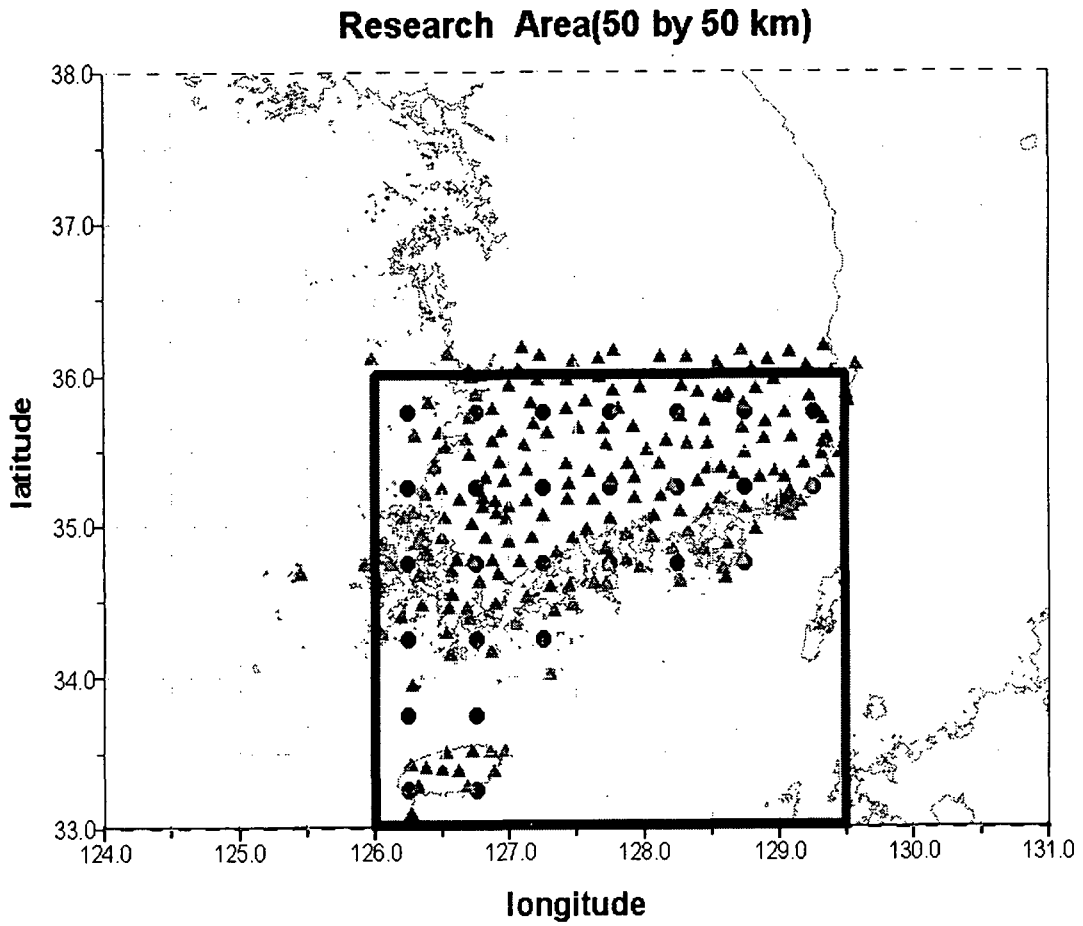


Fig. 3.1.44 The small box indicates the studied area. The black points are reproduced data gridded by  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$

본 연구에서는 이렇게 재생성된 두 자료를 사용하여 상호 비교한 통계적 기법은 다음과 같다(Fortune M. A, 1998).

$$\bar{G} = \frac{\sum_{i=1}^N G_i}{N}, \quad \bar{S} = \frac{\sum_{i=1}^N S_i}{N}$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - G_i)}{N} = \bar{S} - \bar{G} = \text{mean error} \quad (3.1.16)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - G_i)^2}$$

$$R = \frac{\sum (S_i - \bar{S}) \cdot (G_i - \bar{G})}{\sqrt{\sum (S_i - \bar{S})^2} \cdot \sqrt{\sum (G_i - \bar{G})^2}}$$

여기에서  $\bar{G}$  와  $\bar{S}$ 는 각각 AWS와 TRMM/PR 관측 강우율의 평균값을 나타내고, N은 TRMM/PR과 AWS 값이 함께 관측되는 총 지점수를 나타낸다. 그리고 Bias는 TRMM 위성 관측값에서 AWS 지상관측값의 차를 전체 관측지점 수를 나눈 값으로 평균오차(mean error)와 같다. RMSE(Root Mean Square Error)는 평방 제곱근 오차를 의미하며, Adjusted RMSE는 각 지점에 대한 각 자료의 오차에서 각 자료의 편차를 뺀 값의 제곱근 오차로 "bias-adjusted RMS error"로 불리기도 한다(Ebert, 1996). R은 두 값의 상관성을 나타내는 상관계수(Correlation Coefficient)이다.

(2) 분석 결과

Table.3.1.7에는 '98년 여름철에 대한 PR과 AWS의 상관관계를 방법별로 비교하여 나타내었다. 먼저 각 평균 시간에 대해 방법별 상관관계를 보면, '98년 6월에서 9월에 대해 PR관측 강우강도는 방법 1에 의한 것보다 방법 2로 비교할 때 PR이 AWS와 더 높은 상관관계를 갖는다. 각 방법에 대해 AWS 평균 시간별 비교결과를 보면 PR은 방법 1과 방법 2에 대해 AWS 30분 평균 강우강도보다는 10분 평균 강도와 더 높은 상관관계를 보인다. 이것은 공간적 해상도가 서로 다른 PR과 AWS 관측 자료가 방법 1보다는 방법 2로 비교할 때 더 넓은 영역의 자료들이 smoothing 되므로 이에 따른 sampling error 가 줄어들기 때문에 방법 2가 더 좋은 상관관계를 보이며, PR은 순간 강우강도를 관측하기 때문에 AWS 평균시간이 짧은 10분 평균 강우자료가 30분 강우자료보다는 비교적 더 좋은 상관성을 갖는 것으로 추정된다.

Table 3.1.7 The comparison of correlation coefficient from June to September, 1998 according to the methods.

methods averaged time	June		July		August		September	
	method1	method2	method1	method2	method1	method2	method1	method2
10 min.	0.56	0.73	0.70	<b>0.86</b>	0.84	<b>0.86</b>	0.92	<b>0.92</b>
30 min.	0.74	0.80	0.66	0.85	0.69	0.83	0.94	0.91

그러나 PR은 위성에서 관측하는 순간 면적 평균자료이기 때문에 지표에서 위성까지 도달하는 대기의 Column 내에 포함되는 모든 수증기 및 강수를 내포하고 있는 반면, AWS는 한 지점에서 관측되는 자료이기 때문에 두 자료의 상관관계에 영향을 미치는 것은 두 자료를 0.25° 난 0.5° 로 평균할 때 각 격자내에 포함되는 AWS 지점 수를 몇 개로 취할 것인지, PR과 비교되는 AWS 평균시간이 몇 분으로 취해져야 할 것인지, 두 자료를 어느 정도의 간격으로 격자화시켜야 하는지, 또 그 때 발달한 강수구름의 시·공간 규모가 어떠한지 등의 영향을 받는다. 따라서 이에 대한 구체적인 분석이 향후 수행되어야 한다. PR이 방법 2에 의해 AWS 10분 평균 강우자료와 비교될 때 상관관계는 0.73-0.92로 비교적 높게 나타나며, 월별로 상관관계가 변하는데 6-9월중 9월이 가장 높은 상관성을 보였다. 이는 월별로 발생하는 강수가 장마에 의한 것인지, 태풍에 의한 것인지, 집중호우에 의한 것인지 등 강수구름의 형태에 따른 영향을 받는 것으로 사료된다.

본 연구에서는 Table. 3.1.7에서 분석된 결과에 기초하여 PR이 방법 2에 의해 AWS 10분 평균자료와 비교될 때 지상관측치와 어느 정도의 일치성을 갖는지를 식 3.1.16에 의해 검정하였다. Table. 3.1.8에는 6-9월 중 강수가 강한 날에 대해 방법 2에 의한 일별 특성을 나타내었다.

Table 3:1.8 The daily comparison of rainrate estimated by PR and AWS.

Para. date	N	Mean AWS	Mean NSR	Bias	RMSE	Correl. Coeff.
6/26	23	1.60	0.87	-0.73	1.67	0.92
6/30	23	2.80	2.38	-0.42	1.48	0.90
7/15	18	7.66	5.07	-2.58	6.25	0.79
7/31	23	4.49	3.49	-1.00	4.98	0.93
8/16	22	4.41	3.03	-1.38	3.49	0.93
8/23	22	1.50	1.76	0.26	1.37	0.85
9/30	22	11.42	4.91	-6.51	8.67	0.88

Table. 3.1.8에 선정된 날은 AWS 관측에서 한반도 전체에서 강우가 고르게 분포하며 비가 많이 온 날을 선정하였다. 여기에서 N은 일별로 비교된 총 격자점의 수를 나타낸다. Table. 3.1.8을 보면 비가 많이 온 경우 PR은 AWS와의 상관관계가 0.8이상으로 비교적 잘 일치한다고 해석할 수 있으나 평균 강우강도를 비교해 보면



PR은 AWS에 비해 적게 추정하는 경향을 보인다. PR 관측 강우강도는 AWS 산출 강우강도에 대해 음의 Bias 가지며 평균 강우강도가 강할수록 bias가 커진다. '98년 7월 31일은 지리산을 중심으로 발달한 중규모 대류운에 의해 집중호우를 동반하여 많은 인명피해를 준 사례로 이 경우 PR과 AWS의 평균 강우강도는 3.49 mm/hr, 4.49 mm/hr로 거의 비슷하게 나타나고 상관관계도 0.93으로 PR이 집중호우를 매우 잘 관측함을 알 수 있다. '98년 9월 30일은 태풍 예니에 의해 전라남북도와 경상남 북도를 중심으로 많은 강우가 내렸으며 특히 포항에서는 일강우량이 500mm 이상으로 굉장히 많은 강우가 있었던 사례이다. 이때 AWS 10분 평균 강우강도는 11.42 mm/hr이지만 PR 평균 강우강도는 4.91 mm/hr로 AWS의 1/2정도도 못미치게 나타나는데 이는 AWS는 지속적으로 강우가 많은 시간대를 평균한 값이고 PR이 순간적으로 한반도를 스캔하면서 관측한 강우강도라서 지상관측치를 다 표현하지 못한다고 볼 수 있다. 그러나 상관관계는 0.88로 두 측기에 의한 관측값이 비교적 잘 일치함을 보인다.

그러면 한달 동안 PR이 한반도를 관측한 모든 pass에 대해 PR을 기준으로 0mm/hr 이상의 강우에 대해 월별로 비교해 보면 Fig. 3.1.45와 같은 관계를 보인다. Fig. 3.1.45에는 AWS와 PR 관측 강우강도의 월별 분산도, 분산, 표준편차 그리고 두 관측값으로부터 구해지는 회귀식을 나타내었다. 여기에서 직선을 상관계수가 1인 이상적인 관계일때의 함수를 나타내고, 점선은 AWS10분 평균 강우강도에 대한 PR 관측 강우강도의 관계를 식( $y=x$ )으로 나타낸 것이다. Fig. 3.1.45를 보면 '98년 6월-9월 모두 PR관측 강우강도가 대부분 5 mm/hr 이하에 분포하고 있고 PR 관측 강우강도가 이상적인 관계( $y=x$ )를 나타내는 선 아래에 분포함으로 지상관측치에 비해 적게 추정하고 있음을 나타내고 있다. 또한 PR 관측값이 대부분 0 mm/hr 주위에 밀집되어 있어 상관성을 갖지 않는 것처럼 보이지만, 6-9월 동안의 월별 상관관계는 0.73-0.92로 좋게 나타난다. 또한 분산도 7월을 제외하고는 0.65-0.78로 비교적 일정하게 나타난다.

현재까지 한반도를 지나는 TRMM 관측 자료에 대한 지상검증은 수행되지 않았다. 그러나 PR 센서를 개발한 일본 EORC/NASDA에서는 일본지역의 AMeDAS 자료를 사용하여 일본지역에서의 PR관측 강우강도의 지상검증을 수행하였다(Oki et al,1999). AMeDAS는 우리나라의 AWS와 비슷한 관측성질을 가지며 1시간 강우량을 관측하는 측기로써 약 18 km 간격으로 일본 전역에 분포하고 있다. Oki et al.(1999)의 연구결과에서도 PR은 지상 관측치에 비해 과소 추정하는 경향과 월별로 상관성이 달라짐을 밝혔다. Fig. 3.1.46에는 '98년 6월에 대해 0.5° 로 재생성된 격자 자료에 대해 한반도(a)와 일본 지역(b)에 대한 PR의 지상검증 결과를 비교하여 나

타내었다. 여기에서 표준자료는 일본지역에서는 AMeDAS 10분 평균자료, 한반도 지역에 대해서는 AWS 10분 평균자료를 사용하였다. Fig. 3.1.46을 보면 a)와 b)는 자료의 개수차이는 있으나 매우 비슷한 분포를 보이며 두 자료로부터 구해진 회귀식의 기울기를 보면 한반도의 경우는 기울기가 0.43, 일본의 경우는 0.49로 일본지역에 대한 결과가 한반도에서 보다 0.06정도 높게 나타난다. 그러나 두 자료의 오차를 비교해 보면 일본지역의 경우는 bias=-0.74, RMSE=1.86인데 비해 한반도에 대해서는 bias=-0.28, RMSE=1.42로 일본지역에서 보다 오차가 적게 나타난다. 이것은 강우의 지역적인 특성에 기인하는 것으로 사료된다. Fig. 3.1.46의 분석결과 PR은 두지역 모두에 대해 지상관측치보다 과소 추정되지만 지상관측치를 잘 표현한다고 해석할 수 있다.

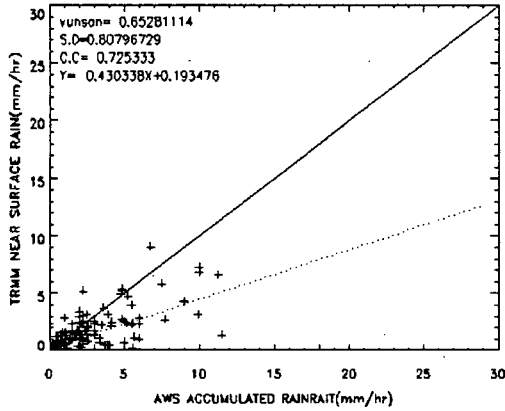
### (3) 결론

TRMM에 탑재된 강수레이더의 지상검증을 위해 '98년 6월부터 9월의 여름철에 대해 한반도 35° 이하에 위치한 AWS 10분과 30분 평균 강우강도와 비교하였다. PR과 AWS는 서로 공간 해상도가 다르기 때문에 이에 따른 sampling error를 줄이기 위해 두 자료를 0.25° × 0.25° (방법 1), 0.5° × 0.5° (방법 2)로 재생성하여 비교하였다. 그 결과 PR은 AWS 30분 평균 강우강도보다 10분 평균자료와 더 높은 상관성을 보였고, 방법 1에 의한 것보다는 방법 2로 자료를 재생성할 때 더 좋은 상관성을 가졌다. 이것은 서로 공간 해상도가 다른 두 자료가 더 넓은 지역에 대해 평균됨으로써 두 자료의 smoothing 효과가 커지기 때문이다.

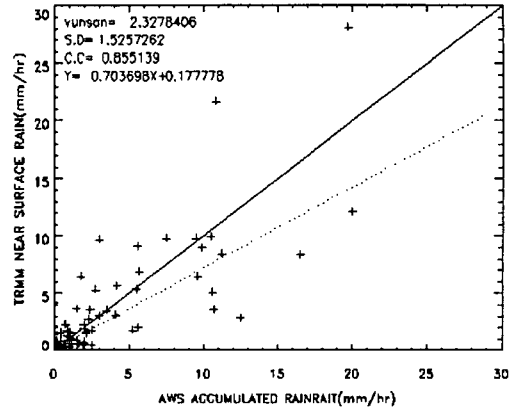
방법 2에 의해 PR을 AWS 10분 평균자료와 월별, 월별로 비교한 결과 한반도에 전체적으로 강수가 많은 경우 PR은 AWS와 0.8이상의 높은 상관성을 가졌으며 bias는 강우강도가 강할수록 증가하였다. PR이 한반도를 지나는 모든 pass에 대해 월별로 분석해 보면 PR은 '98년 6월-9월에 대해 0.73-0.92로 높은 상관성을 보였고, 분산도 7월을 제외하고는 0.65-0.77정도의 비교적 일정하였다. 그러나 PR 관측 강우강도는 대부분 5 mm/hr 이하의 낮은 강우강도에 밀집해 있었고 지상관측치에 비해 과소 추정하는 경향을 보였다. 이러한 특성은 일본지역에 대해 지상검증한 결과와도 잘 일치하였다.

그러나 서로 시·공간 해상도가 다른 두 자료를 비교에는 월별 강수구름의 형태나 시·공간 규모, 두 자료의 격자간격, 한 격자내에 포함되는 지상관측지점 수 등에 따라 오차가 달라지기 때문에 이에 대한 심도 있는 연구가 향후 수행 될 것이다.

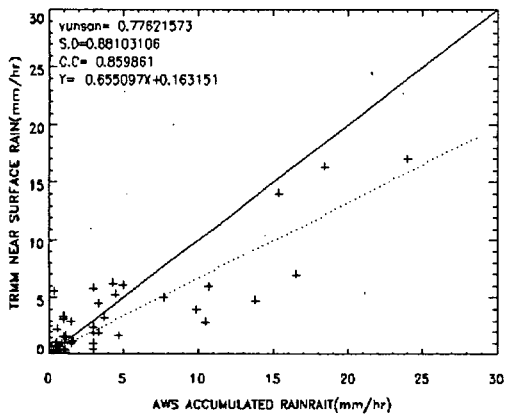
a) June



b) July



c) August



d) September

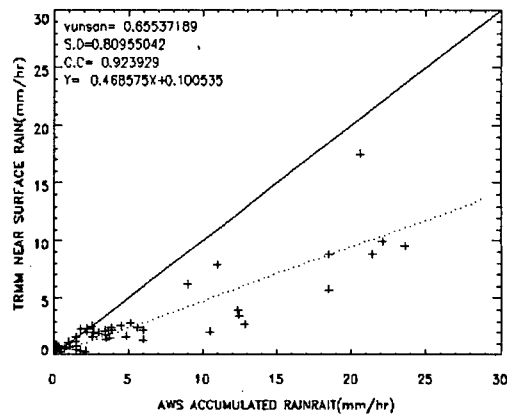
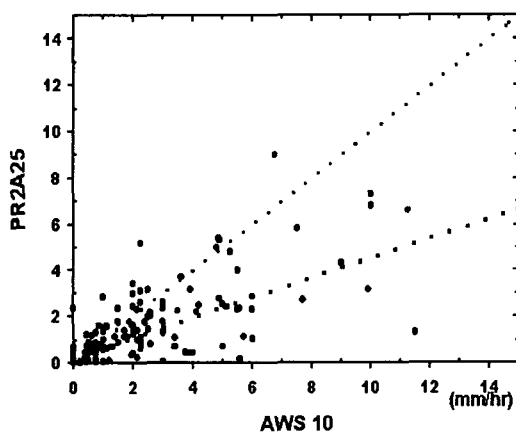


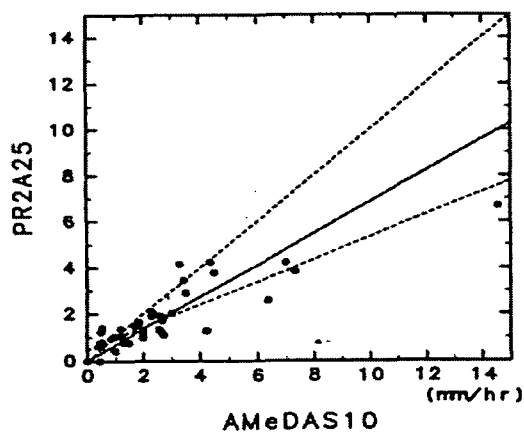
Fig. 3.1.45 The monthly scatter diagrams of rainrate estimated by PR and AWS from June to September on 1998.

a) Our Result : June 1998



**Korean Peninsula**  
 ◆  $Y = 0.43x + 0.19$   
 ◆ Bias = -0.28  
 ◆ Rmse = 1.42

b) From Oki. R(1999) : June 1998



**Japan Island**  
 ◆  $Y = 0.49x + 0.46$   
 ◆  $Y1 = 0.66X$ (solid line)  
 ◆ Bias = -0.74  
 ◆ Rmse = 1.86

Fig. 3.1.46 The results of the ground validation over the Korean Peninsula(a) and over Japan(b) on June, 1998.

### 3. 위성자료에 의한 해양기상요소의 변동 분석

#### 가. 위성자료에 의한 해수면의 일사량 산출 및 시스템 구축

일사(日射)는 대기를 포함한 모든 지구유체의 운동을 유발하는 원동력일 뿐만 아니라 동식물의 성장, 태양에너지의 이용 등에 중요한 변수이기 때문에 그 시공간적 분포에 관한 정밀도 높은 정보를 획득하는 것은 대단히 중요하다. 아래에서는 GMS-5 정지기상위성자료를 이용하여 해면 일사량을 산출하는 기법과 이를 적용한 결과를 소개하겠다.

##### (1)자료 및 방법

해수면 일사량을 산출하기 위하여 사용된 자료는 GMS-5 정지기상위성 자료와 산출된 자료의 검증에 위해 일본 기상청에서 제공하고 있는 섬지역의 관측 일사량 자료이다. GMS-5 Visible(0.55-0.9 $\mu$ m) 자료의 공간 분해능은  $0.05 \times 0.05^\circ$  이며 연구 기간은 1997년 1월 1일부터 1997년 12월 31일까지이다. 이전에 연구들은 위성자료의 공간분해능을 크게 보간하여 사용하였으나 보다 정확한 값의 추정을 위해서 픽셀(Pixel)의 분해능을 그대로 사용하였다. 기상청에 저장된 GMS자료는 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC로 3시간 간격으로 저장되어 있으나 3시간 간격의 데이터로 일평균값을 내기에는 무리가 있기 때문에 지상에서 일사량 관측값을 얻을 수 있는 00, 03, 06 UTC자료를 이용하여 시간치 일사량을 구해서 검증하였다.

한편 위성자료를 이용하여 산출된 해면 일사량의 검증에 위해서 본 연구에서는 일본 JMA(Japan Meteorologic Agency)에서 운영하고 있는 섬자료를 이용하였다. 이 섬들은 Fig. 3.1.47과 같이 일본 남쪽에 위치하고 있다. 섬자료는 여러 가지 기상요소를 담고 있는데 이중 일사량은 시간치, 일별치, 월별치가 있고, 여기서 시간당 일사량자료와 비교하였다. Table 3.1.9에는 각 섬들의 위치정보를 나타내었다.

본 연구에서는 Kawamura et al.(1998)의 물리적 추정에 의한 방법으로 일사량을 추정하였다. 먼저 구름을 분류하기 위해서 각 가지, 적외채널을 이용하여 구름이 있을 때와 구름이 없을 때를 구분하였다. 구름 유무를 확인하기 위해서 처음에는 위성의 픽셀의 값을 그대로 이용하였으나 위성영상에서 얻어지는 정보가 거의 순간적인 값이므로 그 순간의 픽셀값으로 구름유무를 판단하기엔 무리가 있다. 따라서 이 모델에서는 위성의 픽셀과 그 주위의 픽셀값을 더해 총 9개의 픽셀값을 선택해서 평균값으로 취하고 이 값으로 구름판단에 사용하였다. 그리고 판단한 근거에 따라 구름이 있을 때와 없을 때로 나누어서 모델을 구축하였다.

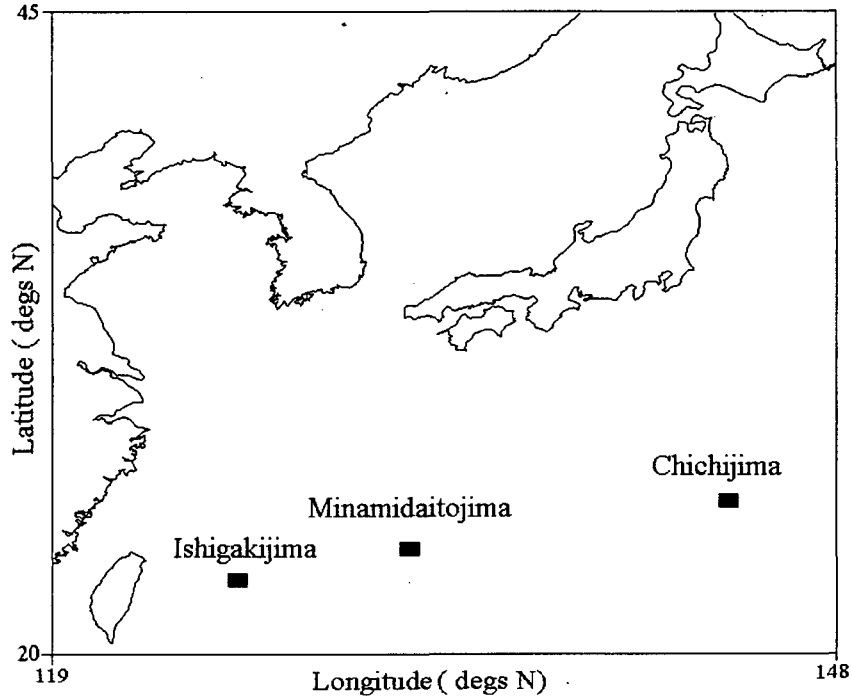


Fig. 3.1.47 Positions of JMA Pyranometer around Japan Peninsular

Table 3.1.9 JMA Pyranometer used for the validation of the retrieval factors

Possessor	Position Num.	Latitude( ° N)	Longitude( ° E)
JMA	918	24.199	124.098
	945	25.497	131.136
	971	27.05	142.11

구름이 없는 경우는 다음과 같은 식으로 값을 얻었다.

$$S_T = S_I + S_R + S_A \quad (3.1.17)$$

$$S_I = S \cdot \tau_0 \cdot \tau_R \cdot (1 - \alpha_w) \cdot \tau_A$$

$$S_R = S \cdot \tau_0 \cdot (0.5 \cdot (1 - \tau_R)) \cdot \tau_A$$

$$S_A = S \cdot \tau_0 \cdot \tau_R (1 - \alpha_w) \cdot F_C \cdot W_0 (1 - \tau_A)$$

여기에서  $S_T$ 는 해면 총일사량,  $S_I$ 는 직달 일사량,  $S_R$ 는 산란 일사량이고  $S_A$ 는 에어로졸에 의한 레일리(Rayleigh) 산란 일사량이다. 각식의 요소는 대기에 의해 흡수, 반사, 산란되는 값들로  $\tau_0$ 는 오존 흡수에 의한 투과도,  $\tau_R$ 는 레일리 산란에 의

한 투과도,  $\alpha_w$ 는 수증기에 의한 흡수율,  $\tau_A$ 는 에어로졸에 의해 감소되는 투과도,  $F_c$ 는 에어로졸산란에 있어서 전방산란의 비율,  $\omega_0$ 는 단일산란 알베도이다. 이들 각각의 요소를 구하는 연구는 이전에 많이 행해져 왔다.  $\tau_0$ ,  $\tau_R$ ,  $\alpha_w$ ,  $\tau_A$ 는 각각 Lacis and Hans(1974), Bird and Hulstorn(1980), Lacis and Hans(1979), Macher(1983)이 제안한 식을 사용하였다.

구름이 있는 경우는 앞의 식에서 구한 일사량값에서 구름에 의한 흡수, 반사값을 효과를 고려해서 식을 얻었다.

$$S = (S_I + S_R + S_A) \cdot (1 - a) \cdot A \quad (3.1.18)$$

$$A = \frac{R}{\cos \theta}$$

여기서 R은 구름에 의한 반사값이고 a는 구름에 의한 흡수값을 나타낸다. 본 연구에서는 구름에 의한 흡수값을 Liou(1976)에 의해 각 운형별로 분류된 흡수값을 선택해서 경험적인 방법으로 구했다.

## (2) 연구결과 및 추정 해면 일사량의 유효성 검증

모델에 의한 계산으로 추정된 해면 일사량값과 1997년 1월부터 12월까지의 지상의 JMA 섬자료와 비교·검증하였다. 물리모델에 의한 추정치와 실측치와의 상관을 Fig. 3.1.48에 나타내었다. 각각 지역의 관계를 알아보기 위해서 RMSE(root mean square error)과 MBE(mean bias error)라는 통계적인 방법을 사용하였다.

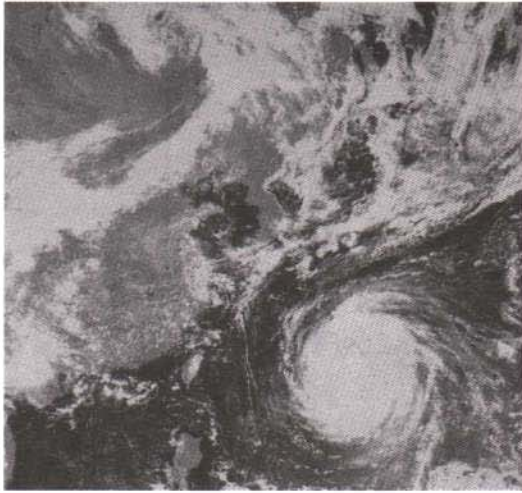
여기서  $y_i$ 는 관측 일사량값,  $x_i$ 는 위성으로 추정된 일사량값을 나타낸다.

Fig. 3.1.49에는 위의 방법을 이용하여 1997년 8월 15일 태풍이 일본 남해를 지나갈 때의 해면 일사량의 분포를 나타내었고, Table 3.1.10에는 위성추정 해면일사량과 지상관측치와의 비교결과를 나타내었다. 결과값을 보면 상관계수값은 0.91로 비교적 좋은 값을 나타내었다. 추정치는 낮은 일사량역에서는 잘 일치하였지만 일사량이 높을수록 과소 측정되었다. 모델에서 운역의 처리는 좋은 결과를 낸 대신에 청천시에는 위성자료의 분해능이 작아서 구름의 유무를 선택하기 어렵고, 육지의 온도가 주위 해면에 비해 온도가 상당히 고온이라 해양의 온도로 구름을 유무를 선택하게 되어있는 모델의 영향도 있으리라는 것을 알 수가 있다.

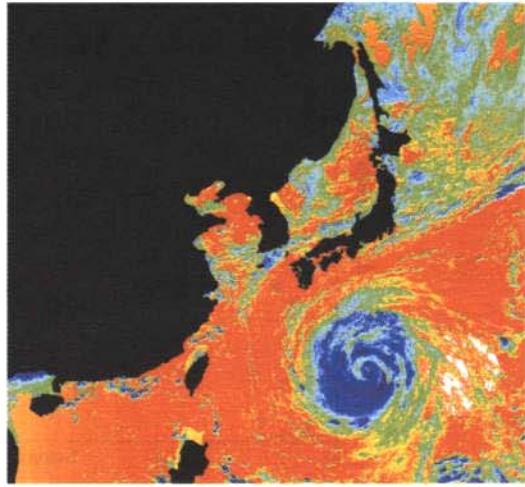
## (3) 한반도 주변의 해상 일사량의 변화

위성자료를 이용하여 모델의 결과치로 나온 값 중 한반도 주변의 일사량 변화를 알아보기 위해 Fig. 3.1.50에는 Fig. 3.1.49에 표시된 한반도 주변의 세 지점에 대한 해면 일사량의 월별 변화를 나타내었다. 이 값은 하루 09, 12, 15 (LST) 값을 통해,

(a)



b)



0

984 ( $\text{W/m}^2$ )

Fig. 3.1.48 Hourly fields of the solar radiation around East Asia. (a) GMS satellite imagery (b) Calculated sea surface solar radiation from the GMS imagery at 15th August 1997.

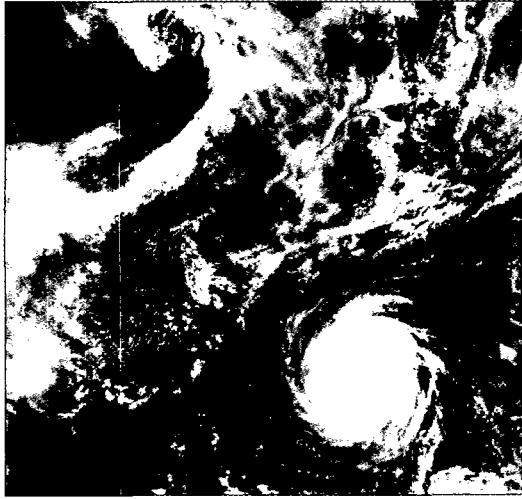
Table 3.1.10 Statistical comparison of the hourly retrieved data with the JMA Pyranometer data. ( $r$  is the correlation coefficient)

	Satellite mean	Pyranometer mean	RMSE	MBE	$r$
Ishigakijima	425	417	105	-8	0.92
Minamidatojima	442	463	108	20	0.9
Chichijima	484	467	99	-17	0.91
Total	450	448	104	-1	0.91

서해와 남해로 나누어 월평균한 값을 시계열로 나타낸 것이다. Fig. 3.1.50에서도 알 수 있듯이 동해와 서해값은 거의 비슷하게 나타나지만 남해에서는 이들 지역보다 최고값이 최고  $200\text{W/m}^2$  차이가 난다. 그리고 연중 최고치가 다른 지역과 달리 8월 달에 나타남을 알 수가 있다. 태양고도상 하지가 있는 6월이 최대가 나타나야 하는데 이곳에 저기압의 영향으로 서해와 남해보다 구름이 많이 생성되어 일사량이 적



(a)



b)



0

984 (W/m<sup>2</sup>)

Fig. 3.1.48 Hourly fields of the solar radiation around East Asia. (a) GMS satellite imagery (b) Calculated sea surface solar radiation from the GMS imagery at 15th August 1997.

Table 3.1.10 Statistical comparison of the hourly retrieved data with the JMA Pyranometer data. (r is the correlation coefficient)

	Satellite mean	Pyranometer mean	RMSE	MBE	r
Ishigakijima	425	417	105	-8	0.92
Minamidatojima	442	463	108	20	0.9
Chichijima	484	467	99	-17	0.91
Total	450	448	104	-1	0.91

서해와 남해로 나누어 월평균한 값을 시계열로 나타낸 것이다. Fig. 3.1.50에서도 알 수 있듯이 동해와 서해값은 거의 비슷하게 나타나지만 남해에서는 이들 지역보다 최고값이 최고 200W/m<sup>2</sup>차이가 난다. 그리고 연중 최고치가 다른 지역과 달리 8월 달에 나타남을 알 수가 있다. 태양고도상 하지가 있는 6월이 최대가 나타나야 하는데 이곳에 저기압의 영향으로 서해와 남해보다 구름이 많이 생성되어 일사량이 적

어졌을 가능성이 높다. 최저값은 세곳 다 1월보다는 11, 12월달에 나타난다.

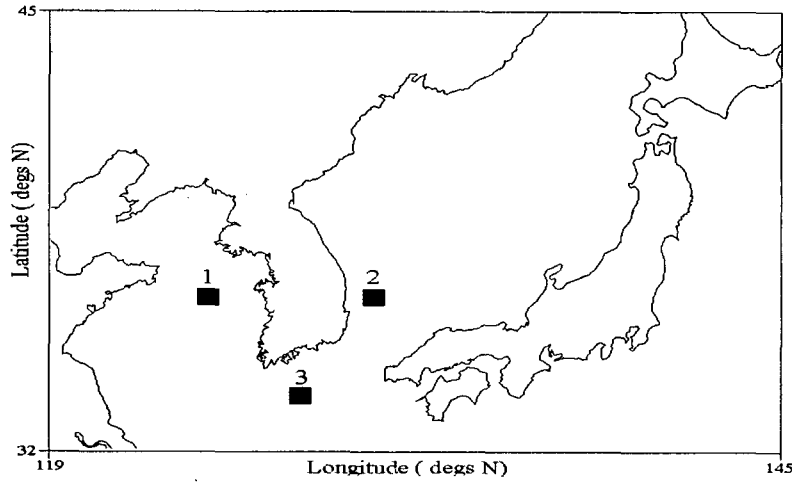


Fig. 3.1.49 Definition of 3 regions around Korean Peninsular.

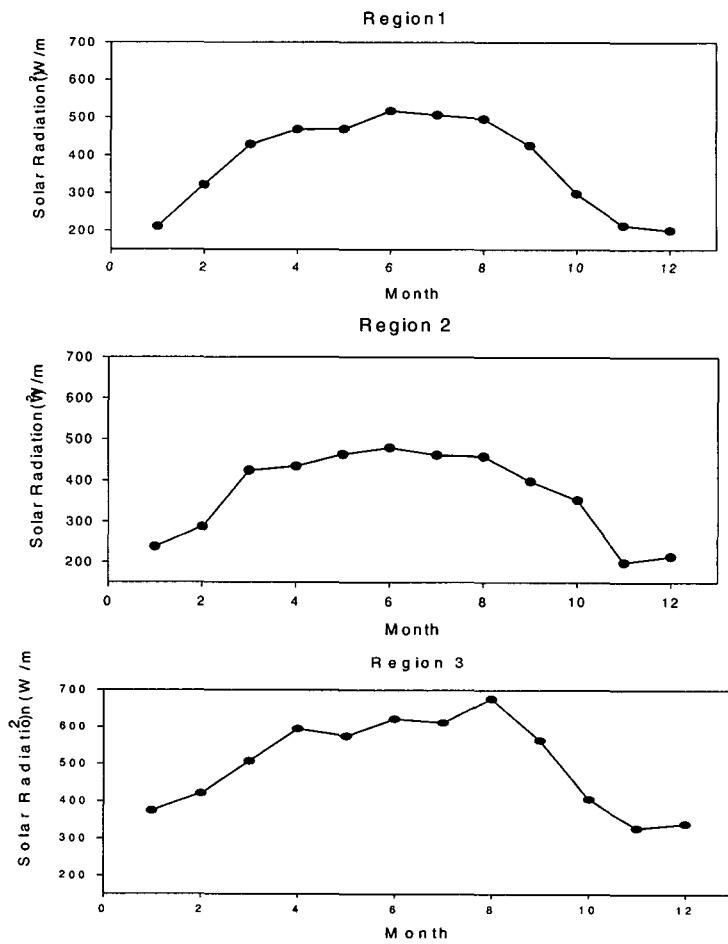


Fig. 3.1.50 Time series of the 3-hourly solar radiation on the 3 regions from Jan. 1997 to Dec. 1997.

나. Topex/Poseidon 위성자료를 이용한 동아시아 해역의 해수면 고도 변화

본 연구에서는 해양기상요소 산출 및 감시 목적으로 발사된 Topex/Poseidon 위성자료를 수집하여 한반도 주변해역을 중심으로 한 해수면 고도의 특성을 추출하고, 이로부터 해수면 고도의 계절 및 연변화의 변동을 파악하였다. 위성을 이용한 한반도 주변 해역에서의 해수면 고도 변화에 대한 연구는 실제 관측을 제외하고는 거의 처음으로 수행되었다는 점에서 의의가 크다.

Topex/Poseidon 위성은 해양 표면의 윤곽(topography)을 조사할 목적으로 1992년 8월 11일 아리안(Arian)로켓에 의해서 적도상공의 고도 1336km에 올려져 현재까지 파고, 해수면고도, 해수면 온도등의 해양기상정보를 제공하고 있다. 이 위성은 2개의 고도계 레이더(altimeter radar)가 탑재되어 있으며 수 cm의 정확도로 해수면 고도 변화를 측정할 수 있는 아주 정밀한 고도계와 정확한 위성 궤도(orbitography)를 가지는 최초의 위성이다. Table 3.1.11에는 Topex/Poseidon 위성 궤도의 특성에 대해 나타내었다. 위성의 경사도(inclination)는 양반구의 위도 약 66°에 근접하고 조석에 기인하는 고도 변화를 잘 결정할 수 있도록 설계되어져 있다. 또한 같은 조사점을 약 10일 반복주기로 지나가며 해양순환에 의해서 생기는 해양표면의 높낮이와 해양표면의 흐름을 감지한다. 현재까지 이 위성은 해수면의 계절변화, 연변화 그리고 지구규모 변화를 지속적으로 조사 및 연구해왔다.

Table 3.1.11 The orbit characteristics of Topex/Poseidon satellite

내 용	특 성
장 반경의 축	7714.43Km
편평율(Excentricity)	0.000095
기울기(Inclination)	66.04°
적도에서의 기준 고도	1336Km
결절점(Nodal) 주기	6745.72sec
반복 주기	9.9156days
싸이클당 공전 횟수	127
적도 지상궤적 간의 거리	315Km
지상궤적 오차범위	+/- 1Km
적도 지상궤적 간의 교차각	39.5°
궤도 속도	7.2Km/sec
지상궤적 속도	5.8Km

Topex/Poseidon 위성 고도계의 원리를 간단하게 설명하며, 먼저 위성의 발신기(radar)에서 보낸 임펄스(impulse)가 해양 표면에서 반사되어져서 메아리(echo)형태의 임펄스로 위성 수신기(nadir)에 기록되어지고, 이렇게 반사된 신호로부터 위성-해수표면 간의 거리, 해수표면의 파의 진폭 등의 요소들을 계산하게 된다. 위성 고도계자료는 해수의 상태(바람의 모듈, 유의 파고)와 해양 표면의 윤곽조사에 탁월한 능력을 발휘한다. 또한 위성궤도가 결정되었을 때 고도계자료는 지오이드와 지균속도(geostrophic velocity)를 결정하게 해주며 나아가서 해양의 3차원 순환 모델을 가능하게 한다.

### (1) 자료 및 방법

본 연구에서 사용한 Topex/Poseidon 해수면 고도 자료는 프랑스의 CNES/AVISO의 MSLA(Maps of Sea Level Anomalies) 자료이다. MSLA 자료는 보정된 해수면 고도 자료를 3년간 평균값(1993-1995년)에 대한 편차값을 장주기 에러를 고려한 객관 분석법을 사용하여 만들어졌다(Le Traon *et al.*, 1998). 본 연구에서 사용된 자료는 1992년 10월부터 1998년 6월까지 약 6년 동안의 Topex/Poseidon 해수면 고도 자료이다. 조사대상지역은 기상청에서 예보자료를 생산하고 있는 RDAPS 구역과 일치시키기 위하여 한반도 주변해역을 중심으로 한 동아시아 전지역(위도:20° -50° N, 경도:110° -150° E)으로 설정하였다. 그리고 연구의 편의상 Fig. 3.1.51와 같이 임의로 4개의 소구역으로 나누어 지역에 따른 특성들을 비교하였다. 즉, 한국 서해(평균 수심 44m)를 area A로, 한국 동해(수심 1000 - 4000m)를 area B, 일본 서해(수심 25 - 2000m)를 area C, 그리고 일본 동해(수심 1000 - 6000m)를 area D로 각각 나누어 해역별로 그 특성을 파악하였다.

자료처리 방법에서 공간적으로는 전기간에 대한 RMSE(Root Mean Square Error)와 계절별 anomaly를 계산하여 그 특성을 파악하였고 시간적으로는 RMSE 및 상관계수를 계산하여 주기별 특성을 알아보았다. RMSE는 해양 역학적 현상들 즉, 사행, 혼합난류, 와동류, 해수면 고도 변화 등의 현상들을 시공간적으로 파악하고 변동양상을 잘 이해할 수 있도록 해준다. Anomaly의 변화를 통하여는 계절에 따른 해수면 높낮이 특성과 전 기간에 걸친 변동폭의 크기를 알 수 있다. 해양학에서는 해수면 고도를 해수면이라 하므로 이하에서는 '해수면 고도'를 해수면이라 하겠다.

### (2) 해수면 변화(Sea Level Variability)

한반도 주변해역에서의 해수면 변동을 조사하기 위하여 Fig. 3.1.52에는 전 조사

기간 동안('92.10.22-'98.6.12) 해수면의 RMSE 값을 나타내었다. 먼저 area D인 일본 동쪽 해역을 보면, 이 지역은 항시 쿠로시오 해류의 주 흐름이 지나가는 지역으로서 높은 변화값을 보이는 것을 잘 볼 수 있다. 이 때 변동폭이 30° - 40°N 근처에서 50- 100cm의 높은 변화값을 나타내는데, 이것은 강한 흐름(평균유속: 95cm/sec)을 가지는 쿠로시오해류의 사행(meandering)과 함께 강한 와동류를 형성하기 때문이다(Guan 1980). 동해 남부 해역은 쿠로시오 해류의 지류인 쓰시마난류가 지나가는 지역으로 변화값이 30 - 70cm의 폭을 나타낸다. 이때 흐름이 해저지형과 관련하여 와동류를 형성한다.

Area B인 한국 동해안 지역의 특성을 보면, 동해만(홍남-원산 사이)은 북한한류가 지나가면서 30 - 50cm의 변화값을 보이며, 북한한류와 동해난류가 상충하면서 와동류를 형성한다. 그리고 중국 동해안(Area A) 보하이(발해)만 내의 황하강 하구에는 중국대륙 연안수가 지나가면서 50 - 70cm의 변화값을 보인다. 즉, 중국대륙 연안수와 황하강 담수가 상충하면서 와동류를 형성한다. 끝으로 중국 동해안 상해 북부지역(양자강 하구)도 중국대륙 연안수가 지나가는 지역으로 80 - 90cm의 높은 변화값을 보이는데, 이 또한 중국대륙 연안수와 양자강 담수가 상충하면서 와동류를 형성하기 때문이다.

### (3) 해수면의 스테릭 변화(Steric variations)

해양에서의 해면 변화  $h_{sl}$ 은 여러 가지 인자들에 의하여 영향을 받는데, 간단하게 수식으로 표현하면 아래와 같다.

$$h_{sl} = h_{tide} + h_{ib} + h_{wind} + h_{current} + h_{steric} + h_{eustatic} + h_{geological}$$

여기서  $h_{tide}$ 는 조석에 의한 영향,  $h_{ib}$ 는 해면기압에 의한 영향,  $h_{wind}$ 는 바람에 의한 영향,  $h_{current}$ 는 해류에 의한 영향,  $h_{steric}$ 는 스테릭의 영향,  $h_{eustatic}$ 는 해수의 용량에 의한 변화, 그리고  $h_{geological}$ 는 지질학적 변동에 의한 영향을 의미한다. 이 식에서 수 세기에 걸쳐서 일어날 수 있는 장주기 성분의 영향들을 무시하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$h_{sl} = h_{tide} + h_{ib} + h_{wind} + h_{current} + h_{steric}$$

그리고 단주기 성분들을 보정하면,

$$h_{sl} = h_{current} + h_{steric}$$

이 된다. 해류의 흐름에 의한 영향이 작은 지역에서는 해수면 온도의 증가 혹은 감소에 의한 스테릭 변화가 해수면 변화에 주된 영향을 주게 된다.

$$h_{sl} = h_{steric}$$

스테릭 변화라 함은 해수가 계절에 따른 온도나 밀도의 증가 혹은 감소로 인하여

단열 팽창 혹은 단열 압축을 받는데, 이때 계절 변화에 따른 해면의 상승과 하강을 말한다.

한반도 주변해역에서 계절에 따른 해수면의 변화를 조사하기 위하여 Fig. 3.1.53에는 여름철과 겨울철 해수면의 변화와 그 변화차를 나타내었다. 먼저 Fig. 3.1.53a의 여름철(5, 6, 7월)의 해수면 변화를 보면, 대체로 전 해역이 10 - 20 cm 정도로 양의 편차값을 보인다. 한편 Fig. 3.1.53b의 겨울철(11, 12, 1월)의 해수면은 음의 편차값을 보인다. 즉 여름철에는 쿠로시오 해류의 영향을 받는 지역과 보하이만(발해만)에서 양의 편차를 보이고, 겨울철에는 일본 동쪽 해역 일 부분만이 양의 편차를 가지고 대체로 음의 편차값을 나타낸다.

한편, 스테릭 변화에 따른 계절간의 차를 알기 보기 위하여 여름철에 대한 겨울철의 해수면 변화를 뺀 결과를 Fig. 3.1.53c로 나타내었다. 해수면의 계절별 변화는 전 조사지역에 걸쳐 대체로 양의 편차(anomaly)값을 보인다. 특히 중국 보하이만 지역은 황하강의 하구 지역을 제외한 지역에서 높은 스테릭 변화값을 보였는데, 이는 보하이만 내의 약한 해류의 흐름과 여름철 강한 복사열에 기인하는 것으로 사료된다.

#### (4) 해수면의 시간별 변화와 상관계수

해수면의 연간 변화 추이를 알기 위하여 전 지역에 대하여 평균한 값을 시간별로 Fig. 3.1.54에 나타내었다. 해수면은 뚜렷한 계절적 변화를 보였고  $RMSE_{SLA} = 4.9\text{cm}$ 를 나타내었다. 해수면의 최대 극값은 매년 9월중에 나타났으며 전 조사기간에 걸쳐 해수면 변화의 기울기가 증가 추세를 보였다. 즉, 해수면 연간 약  $0.84\text{cm/year}$ 의 증가값을 보인다. 특히 해수면은 1994년 12월 중순을 기점으로 강하게 증가하는데, 이것은 지구 온난화와 관련하여 해수면이 지속적으로 증가하는 것을 의미한다.

Fig. 3.1.55는 앞서 임의로 나눈 4개 지역에 대한 해수면 평균값의 변화를 시간에 따라 나타낸 것이다. 앞서 분석한 전지역의 평균값(Fig. 3.1.54)과 마찬가지로 모두 뚜렷한 계절적 변화를 보였다. 해면 변화 값은 A지역(Fig. 3.1.55a)→B지역(Fig. 3.1.55b)→C지역(Fig. 3.1.55c)→D지역(Fig. 3.1.55d)으로 감에 따라 높게 나타나는데, 이것은 쿠로시오 해류가 강한 연변화의 폭이 매우 크다는 것(Guan, 1980)을 고려할 때 A 지역(황해)은 쿠로시오 해류의 영향이 매우 미미하다는 것을 알 수 있다.

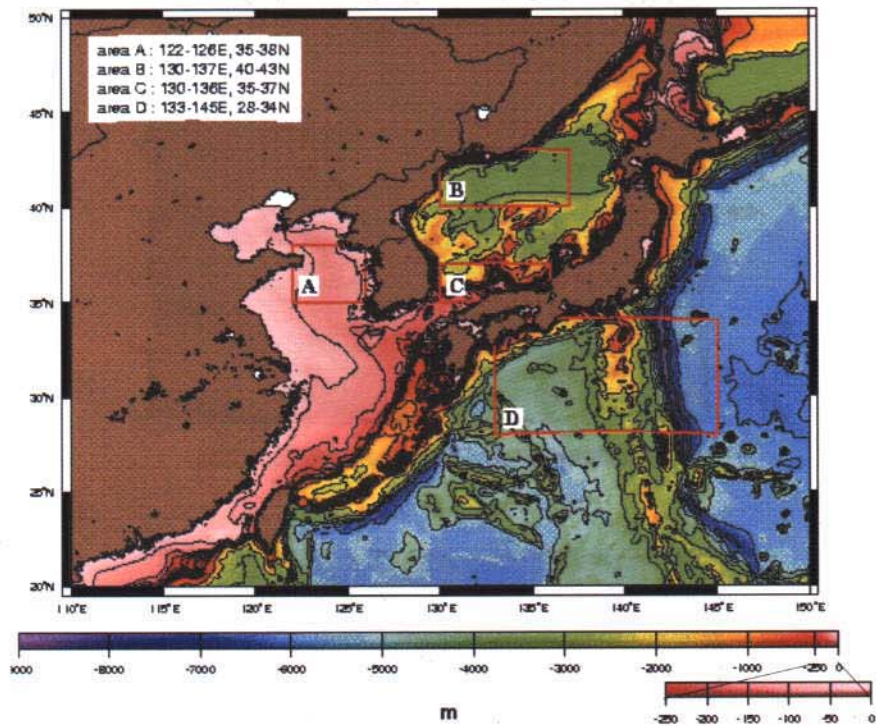


Fig. 3.1.51 Schematic map shows the East Asia region. Area A represents the Yellow Sea, Area B the East Sea, Area C the Japan Sea and Area D the North Pacific Sea, respectively.

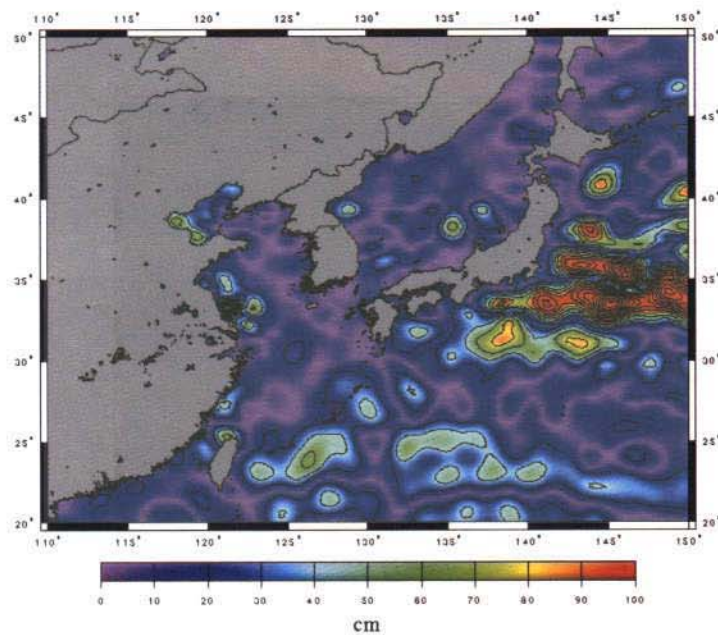


Fig. 3.1.52 Variations of sea surface around east Asia sea from oct. 1993 to June 1998.

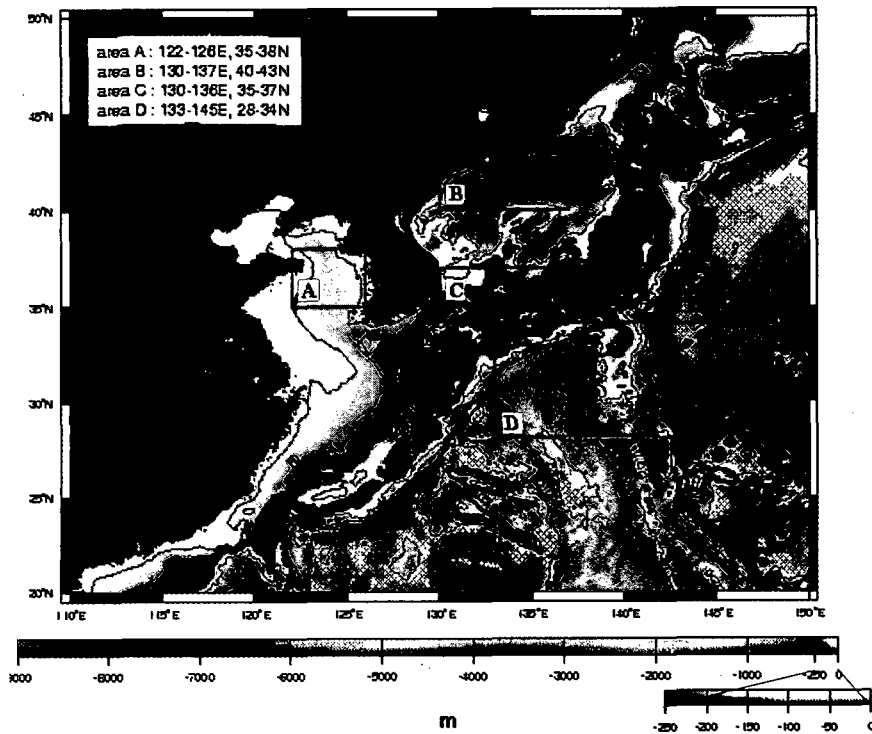


Fig. 3.1.51 Schematic map shows the East Asia region. Area A represents the Yellow Sea, Area B the East Sea, Area C the Japan Sea and Area D the North Pacific Sea, respectively.

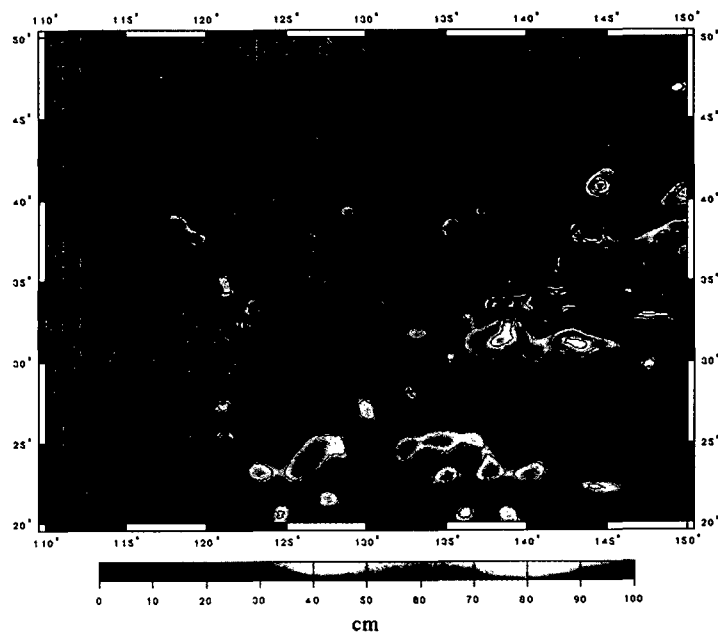


Fig. 3.1.52 Variations of sea surface around east Asia sea from oct. 1993 to June 1998.



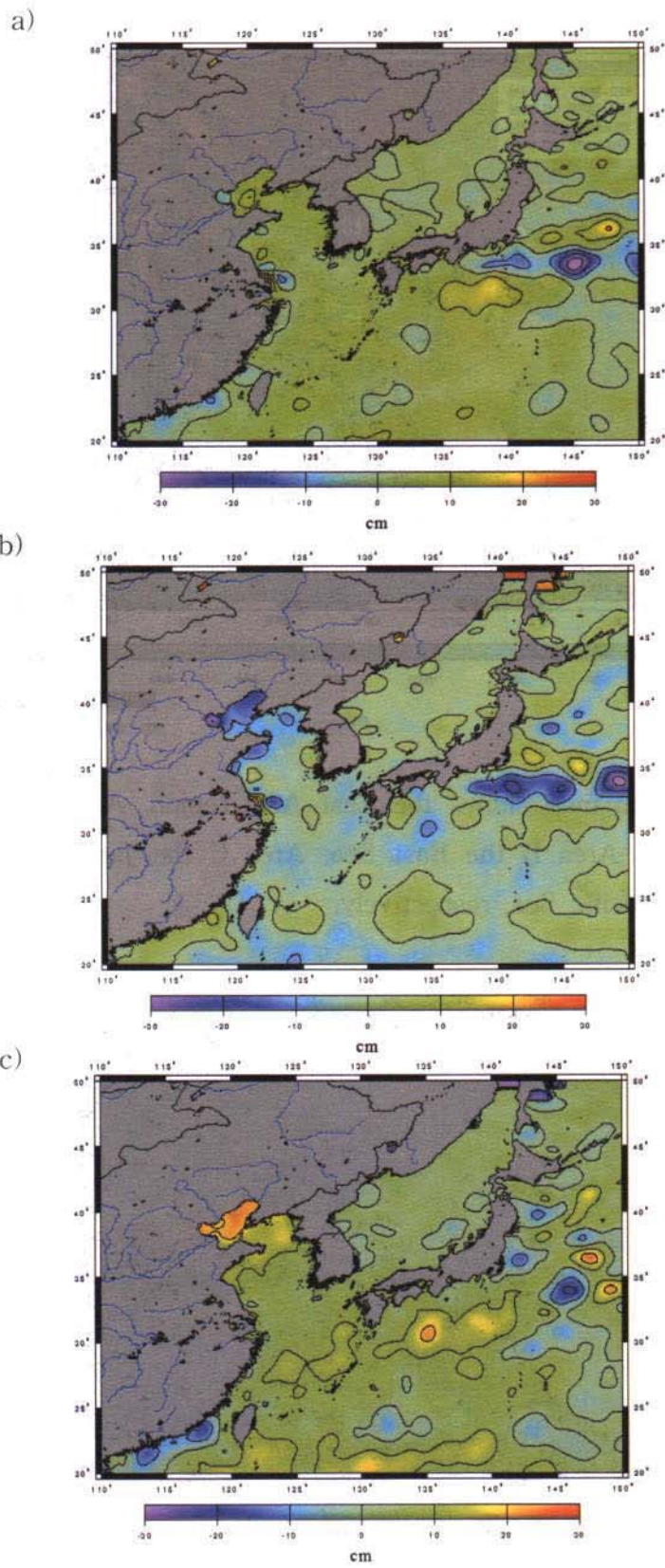


Fig. 3.1.53 Sea level anomaly in (a) Summer, (b) Winter and (c) Summer-Winter difference.

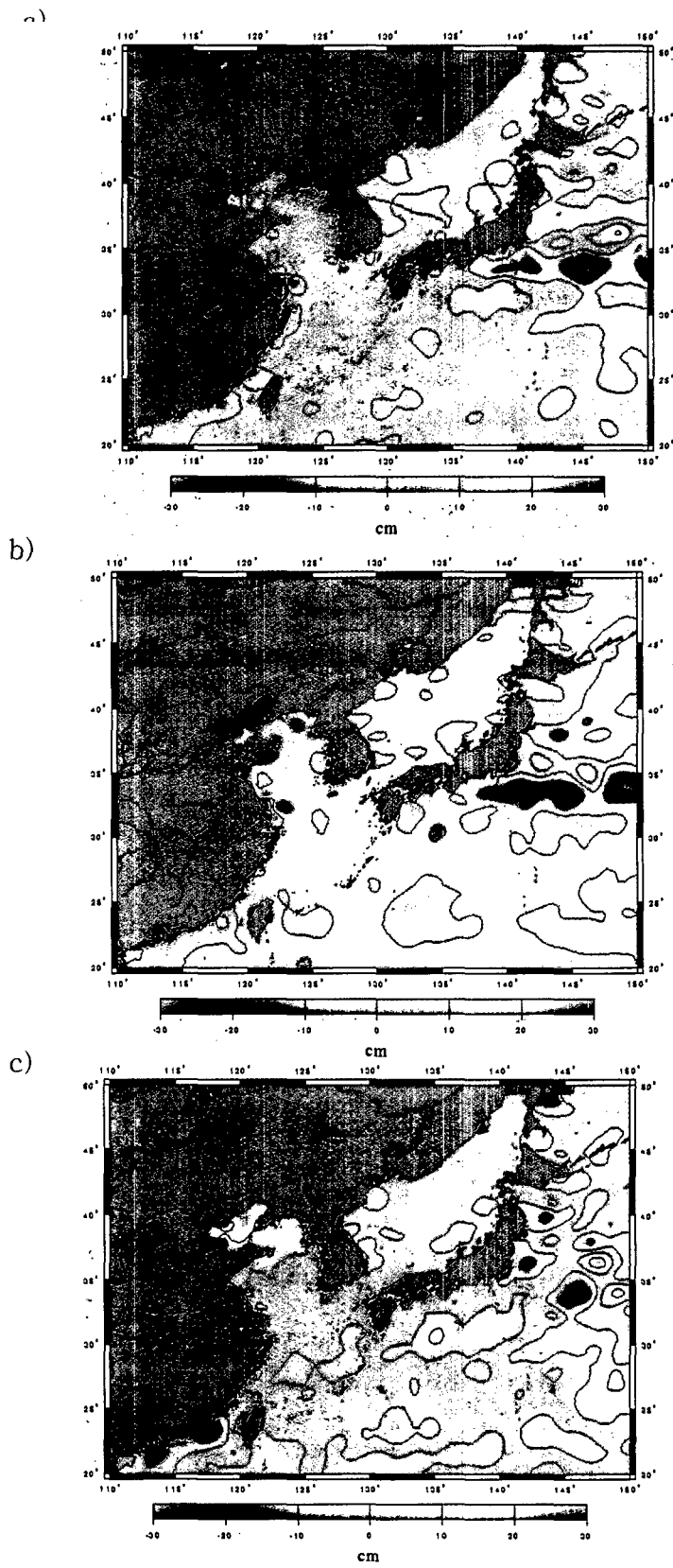


Fig. 3.1.53 Sea level anomaly in (a) Summer, (b) Winter and (c) Summer-Winter difference.

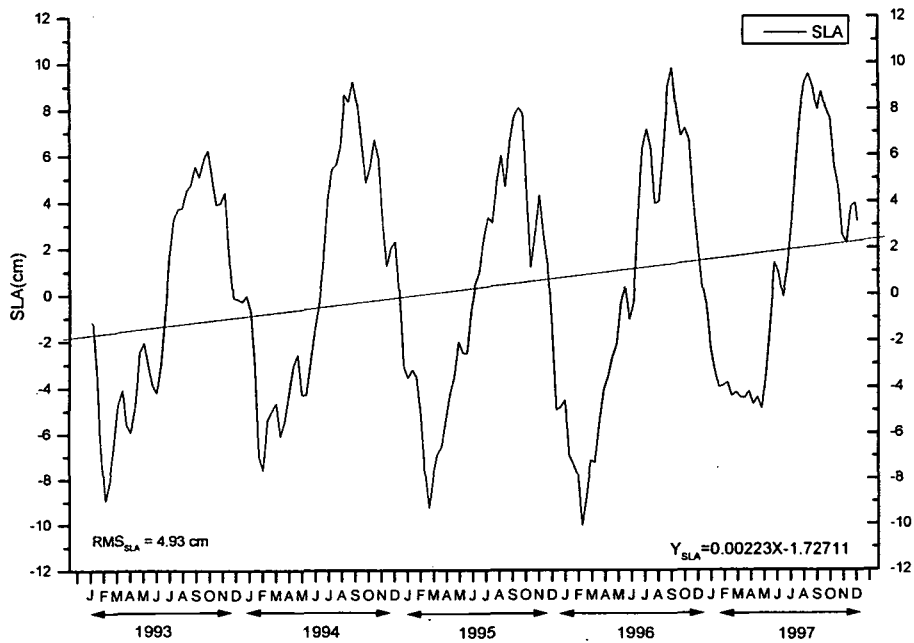


Fig. 3.1.54 Trends of mean sea level anomaly.

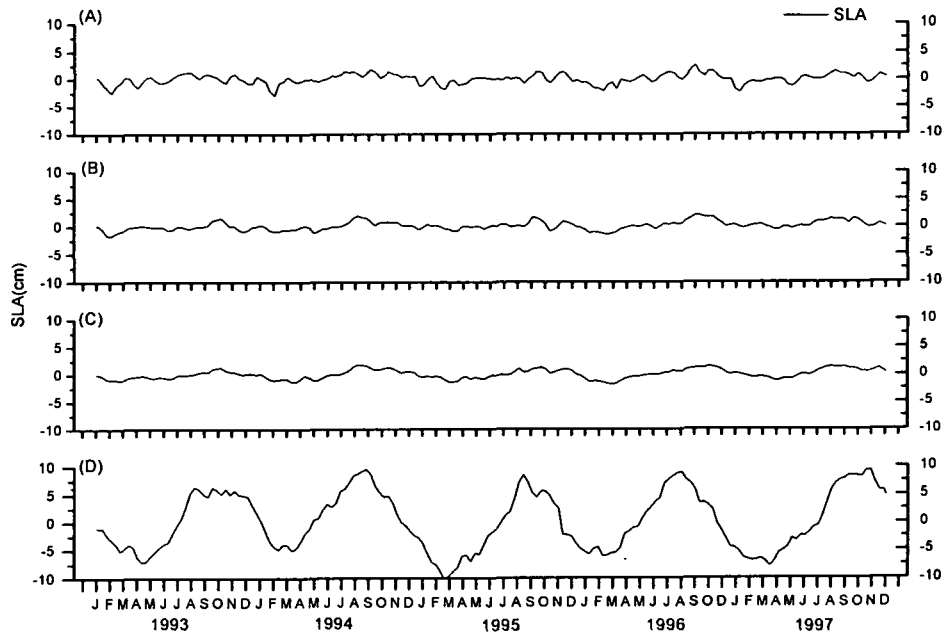


Fig. 3.1.55 Trends of mean sea level anomaly of each area (a) area A (b) area B (c) area C (d) area D.

## (5) 결론

1992년 10월부터 1998년 6월까지의 Topex/Poseidon 해양 관측 위성자료를 이용하여 한반도 주변 해역에서의 해수면 변화 특성을 분석하였다. 그 결과 여름철의 해수면 증가는, 중국 보하이만(발해만), 황해 북부와 일본 남부 해역의 해수면이 겨울철 해수면에 비해 각각 20-30cm와 10-20cm가 증가하는 것을 알 수 있다. 이것은 보하이만과 황해 북부 지역이 해류로 인한 해수면의 변동성이 작으므로 단열팽창에 의한 스테릭 변화를 잘 반영하고 있다. 조사 영역에 대한 해수면의 연간 변화는 약 0.84cm/year의 증가 추세를 보였고 해수면의 최대 극값은 8~9월 달에 나타났다.

본 연구에서는 처음으로 위성을 이용하여 한반도 주변 해역에 대한 해수면의 계절적, 연간 변화를 분석하였다. 해양 기상요소의 지속적인 감시는 한반도지역의 해수면 온도와 엘니뇨/라니냐 등의 기상현상과의 정량적/정성적 관계분석 자료로 활용될 것이다. 현재의 여러 가지 결과들을 볼 때, 적도 동태평양의 페루부근에서 약 10-20cm의 높은 해면 높이를 나타내는 때인 엘니뇨가 발생하는 해에는 일본 동부 해안의 쿠로시오 해류가 지나가는 지역에서도 동시에 같은 정도의 높은 해수면 높이를 나타내는 것으로 보아 우리 나라 주변해역에서 어떠한 형태로든 영향을 미칠 것으로 사료된다.

## 다. 위성자료를 이용한 북반구 Snow Cover 변동 분석

본 연구에서는 NSIDC(National Snow and Ice Data Center)의 snow cover 자료를 사용하여 북반구 snow cover 변동과 기온, 기압, 강수량과의 관계를 조사하였고, 아시아 몬순과 한반도 여름 강수와의 상관성을 알아보았다.

### (1) 자료 및 방법

본 연구에서는 NSIDC(National Snow and Ice Data Center)에서 제공하는 Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent Data의 snow cover 면적 자료와 NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) Reanalysis Data의 월별 자료를 사용하였고, 자료 기간은 1972에서 1995년까지이다. 또한 1981년부터 1990년까지의 한반도 23개 지점의 월 평균 강수량 자료를 조사에 이용하였다.

본 연구에 사용된 snow cover 면적 자료는 EASE-Grid(Equal-Area Projections and Grids) map으로써 North azimuthal equal-area map에 대한 식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned}
r &= 2 \frac{R}{C} \sin(\lambda) \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}\right) + r_0 \\
s &= 2 \frac{R}{C} \cos(\lambda) \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}\right) + s_0 \\
h &= \cos\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}\right) \\
k &= \sec\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}\right)
\end{aligned}
\tag{3.1.19}$$

여기서,

- $r$  = grid의 열(column) 좌표
- $s$  = grid의 행(row) 좌표
- $h$  = 경도방향의 스케일
- $k$  = 위도방향의 스케일
- $\lambda$  = 경도(라디안 값)
- $\phi$  = 위도(라디안 값)
- $R$  = 지구의 반경 : 6371.228km
- $C$  = 셀 크기 : 25.067525km
- $r_0$  = map의 실제 열(column) : 721
- $s_0$  = map의 실제 행(row) : 721

이다. 이러한 equal-area map을 사용하는 이유는 지구상의 어떤 위치에서도 항상 동일한 면적을 유지하기 때문에 다른 지도투영법보다 더 정확한 크기 분포를 알 수 있는 장점이 있기 때문이다. 식(3.1.19)에서 북반구에서의 위도에 따른 스케일 비율 ( $k/h$ )은 Table. 3.1.12와 같다.

Table 3.1.12 Aspect ratios of the EASE-Grid projection.

위도( °N )	$k/h$
90	1.00
75	1.02
60	1.07
45	1.17
30	1.33
15	1.59
0	2.00

북반구 snow cover 면적 변동과 기온, 기압과의 상관관계를 조사하기 위하여 NCEP/NCAR Reanalysis Data의 해면기압, 1000hPa에서의 기온 자료를 12, 1, 2, 3월(DJFM)과 6, 7, 8, 9월(JJAS)로 나누어 DJFM snow cover 면적과 DJFM 기압, 기온에 대한 상관을 계산하였다. 또한, 유라시아 대륙의 snow cover와 아시아 몬순 및 한반도 강수량과의 관계를 조사하기 위하여, NCEP/NCAR Reanalysis Data의 1000hPa 기온, total precipitation rate, 500hPa 고도장 자료를 사용하였다. 유라시아 snow cover 면적과 기온, 기압 및 강수의 관계에서는 20~90° N, 30~170° E 영역의 유라시아 대륙에 대해 상관분석을 실시하였다.

(2) 북반구 snow cover 변동과 북반구 기압 및 기온과의 관계

Fig. 3.1.56~3.1.58는 북반구 snow cover 면적의 시·공간적인 변동을 나타낸 것이다. Fig. 3.1.56과 3.1.57은 각각 1972~1995년까지의 북반구 대륙 전체와 동기간의 유라시아 대륙의 snow cover 면적 아노말리 변동을 보여주고 있다. 그림 중 (a)는 연평균 snow cover 면적 아노말리, (b)는 12, 1, 2, 3월(DJFM)과 6, 7, 8, 9월(JJAS)의 4개월 평균 snow cover 면적 아노말리를 나타낸다.

북반구 전체와 유라시아 snow cover 변동 양상에 차이는 보이지 않고, 가장 특징적인 것은 1988년을 기점으로 snow cover 면적 아노말리가 감소하고 있다는 것이다. Table 3.1.13에는 1972년부터 87년까지, 88년부터 95년까지의 평균면적과 1987년부터 95년까지의 평균면적과 표준편차를 나타낸 것이고, Table 3.1.14는 DJFM과 JJAS의 snow cover 면적과 표준편차를 나타낸 것이다. 1972년부터 87년까지의 북반구와 유라시아 snow cover 평균 면적이 전체 평균면적에 비해 약  $10^6 km^2$  정도 감소했음을 알 수 있다. 또한 유라시아 snow cover 면적의 표준편차가 다소 작은 것을 알 수 있다. Table 3.1.14에서 보면, DJFM snow cover 면적의 표준편차가 JJAS의 표준편차보다 크게 나타나는데, 이것은 겨울의 snow cover 면적 변화량이 크고, 여름철에 변화량이 작은 것을 의미한다.

Table 3.1.13. Mean snow cover extent and standard deviation for the period 1972~95. ( $10^6 km^2$ )

	Mean Extent 1972~87	Mean Extent 1988~95	Mean Extent 1972~95	Standard Deviation 1972~95
Northern Hemisphere Snow Cover	25.8	24.3	25.3	1.0
Eurasian Snow Cover	15.0	14.0	14.7	0.7

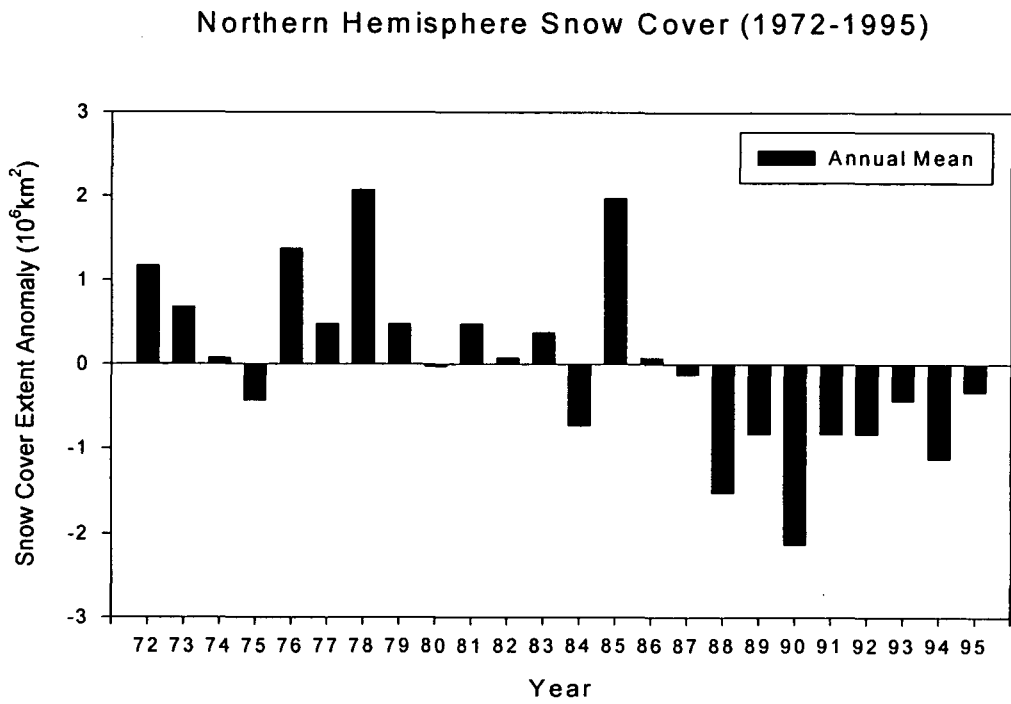
Table 3.1.14. Mean snow cover extent and standard deviation of DJFM and JJAS. for the period 1972~95.

( $10^6 km^2$ )

	Mean Extent	Standard Deviation
DJFM Northern Hemisphere Snow Cover	43.9	1.3
JJAS Northern Hemisphere Snow Cover	6.4	1.1
DJFM Eurasian Snow Cover	27.3	1.0
JJAS Eurasian Snow Cover	2.1	0.6

Fig. 3.1.56과 57에서 1990년도의 snow cover 면적이 최소가 되는 것을 볼 수 있는데, 그 면적은 북반구 전체에서는 약  $23.2 \times 10^6 km^2$ , 유라시아에서는 약  $13.2 \times 10^6 km^2$  정도이다. Fig. 3.1.58는 연평균 snow cover 면적이 가장 작았던 1990년의 북반구 snow cover와 sea ice 면적의 연변동을 보여주고 있다. Snow cover 면적은 겨울인 1월에 최대가 되고(북반구 약  $46.5 \times 10^6 km^2$ , 유라시아 약  $29.1 \times 10^6 km^2$ ) 여름인 8월에 최소가 된다(북반구 약  $3.8 \times 10^6 km^2$ , 유라시아  $0.7 \times 10^6 km^2$ ). Snow cover는 DJFM에  $30^\circ N$ 까지 확장되고, 유라시아 대륙과 북미 대륙의 약 60% 이상을 차지하는 것을 볼 수 있다. Snow cover 면적이 감소되는 JJAS에는 히말라야 산맥, 티벳고원과 그린란드에서만 눈을 볼 수 있고, 그 면적도 겨울에 비해 급격히 줄어드는 것을 볼 수 있다. 이렇게 항구적으로 존재하는 snow cover는 북반구 대기순환에 직접적인 영향을 미칠 뿐만 아니라 teleconnection을 통하여 먼 곳까지 영향을 미치며, 히말라야 및 티벳고원의 눈은 동아시아 기후에 큰 영향을 주는 것으로 사료된다.

(a)



(b)

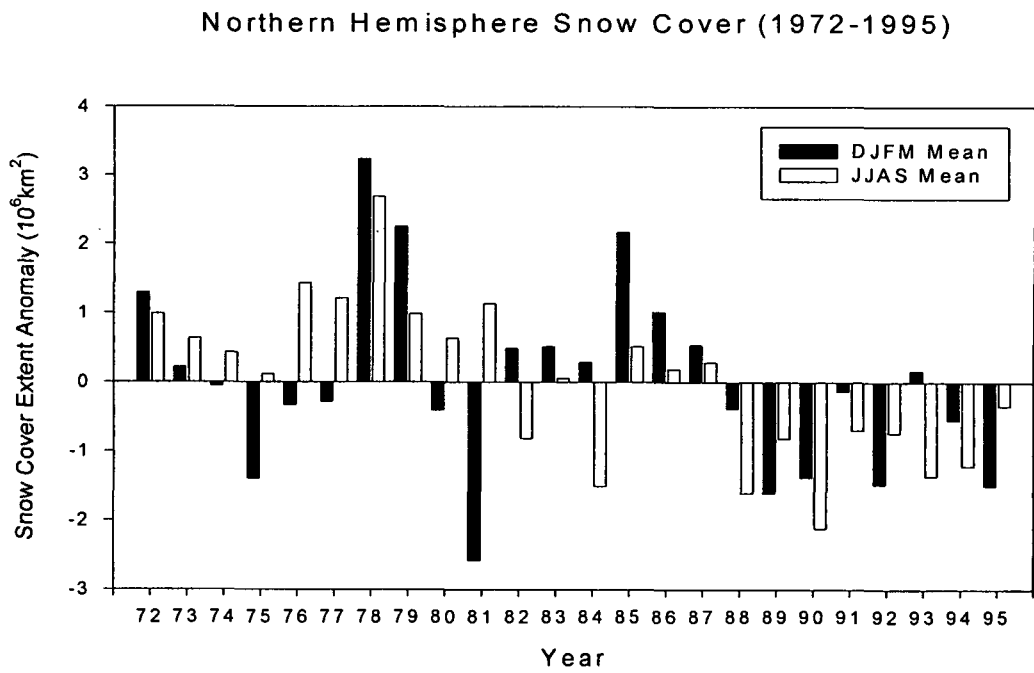
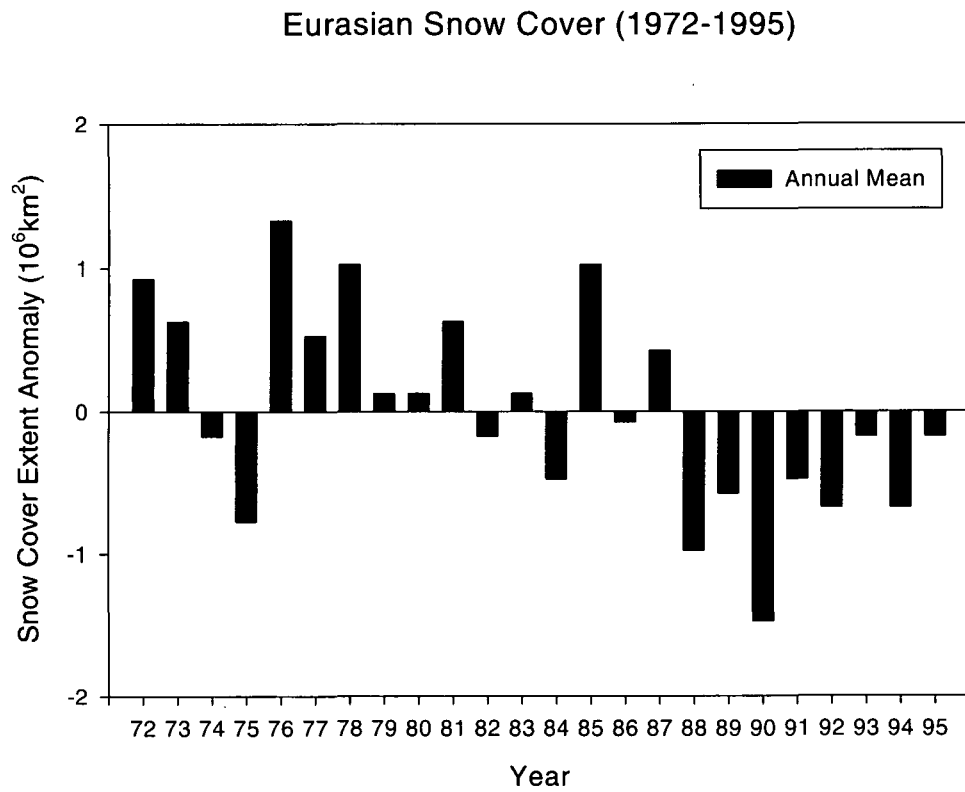


Fig. 3.3.56. Interannual variability of Northern snow cover extent anomalies



(a)



(b)

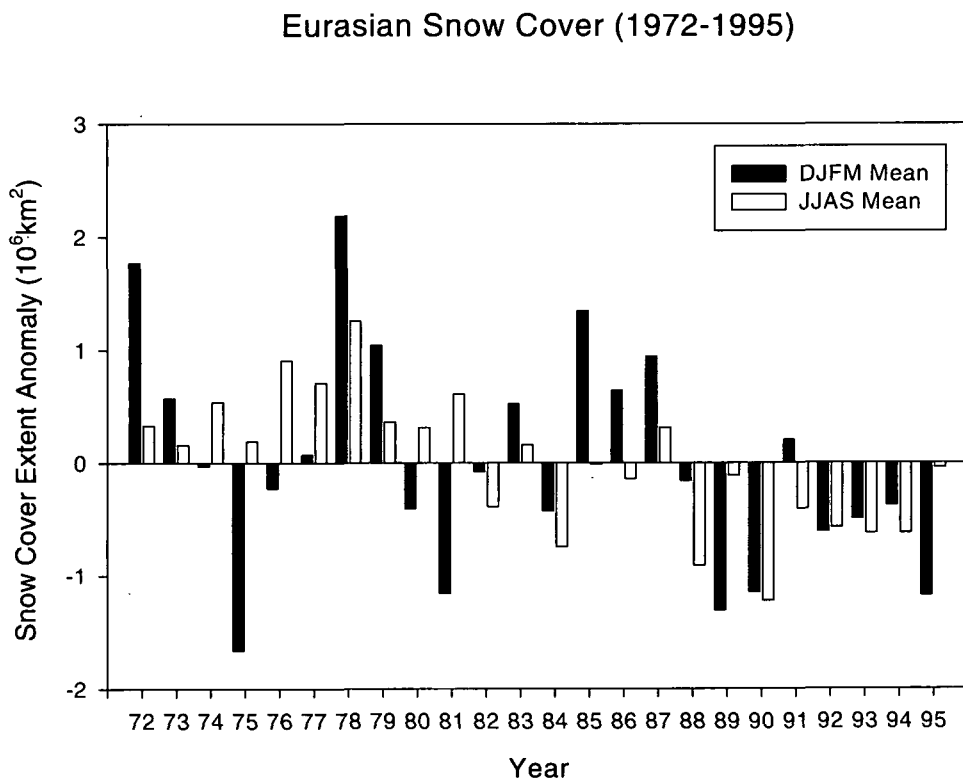


Fig. 3.1.57 Interannual variability of Eurasian snow cover extent anomalies

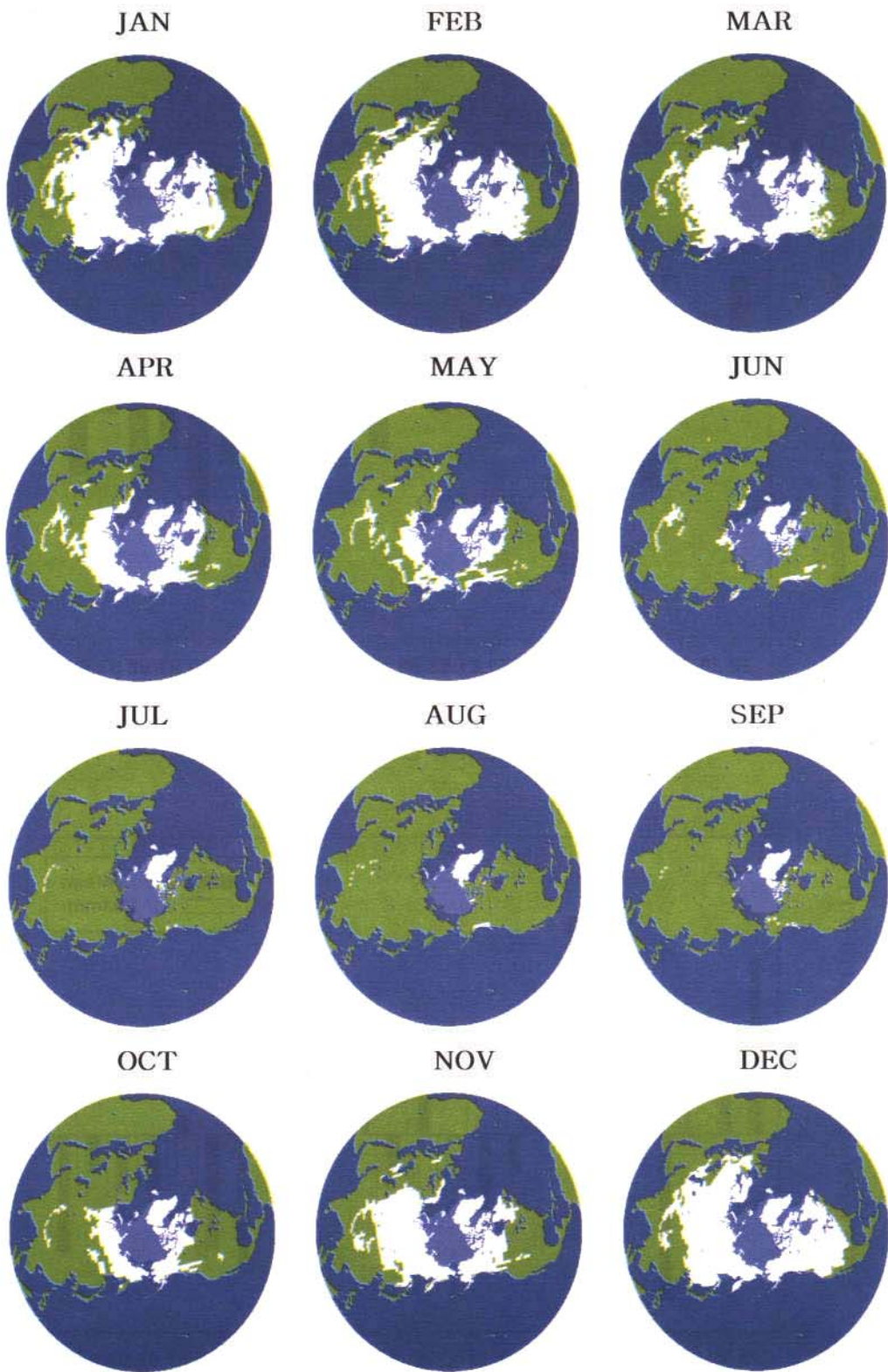


Fig. 3.1.58 Annual variation of snow cover and sea ice extent in 1990.

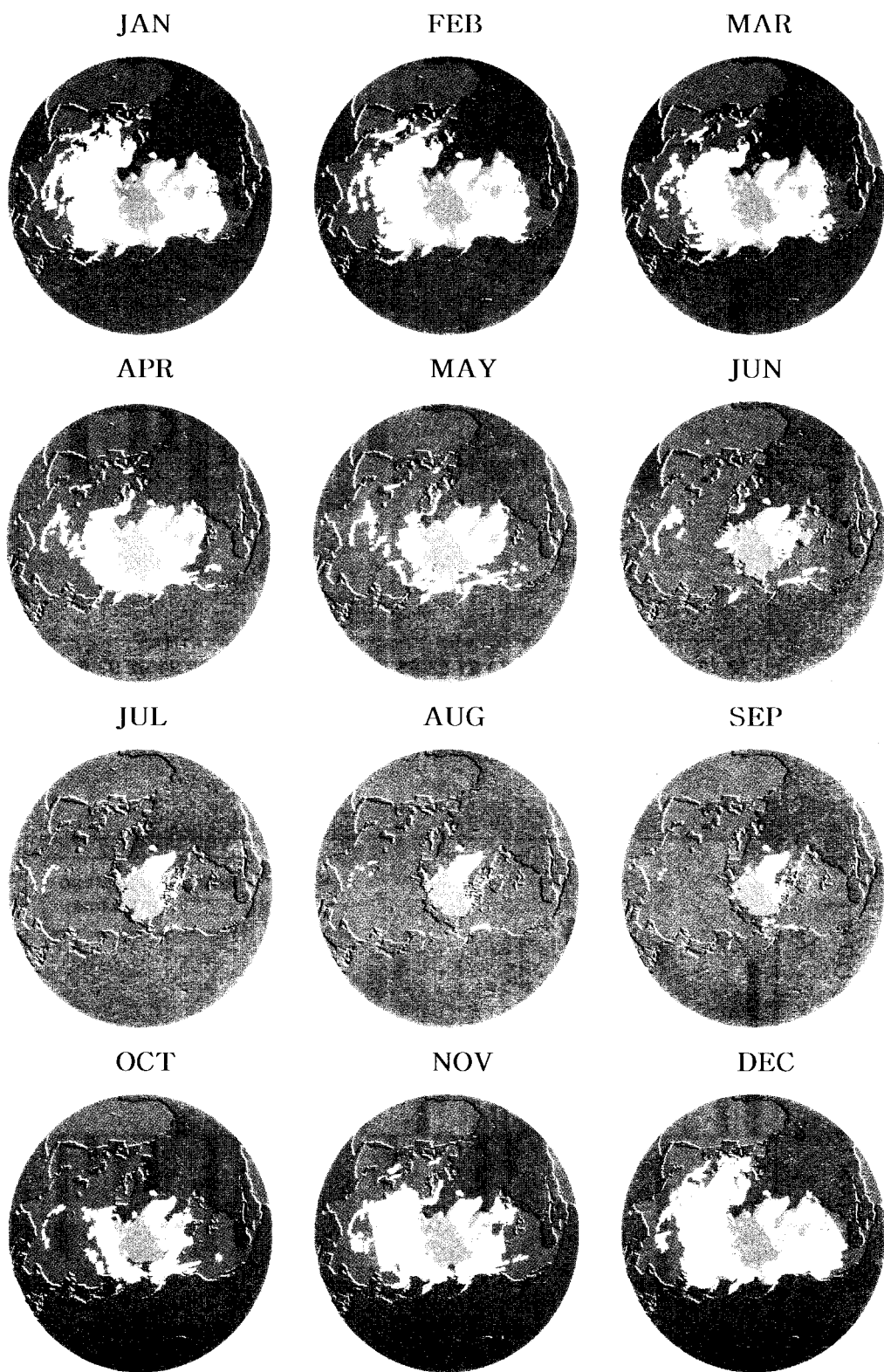


Fig. 3.1.58 Annual variation of snow cover and sea ice extent in 1990.

앞에서 살펴본 바와 같이, snow cover는 넓은 공간분포와 계절에 따른 변동성이 크기 때문에 대규모 대기순환과 밀접한 관련을 가지고 있다. 특히, 기온과의 직접적인 영향이 크게 나타나는데, Namias(1985)는 북미대륙에서 다설로 인한 알베도 효과의 증가, 그리고 지상 기온의 하강, 이로 인한 지표의 안정 효과로 강수량이 억제된다는 가능성을 제시하였는데 이는 Shukla(1984)의 유라시아 대륙과 몬순 강수의 관계를 조사한 결과와 일치한다.

Fig. 3.1.59a는 북반구 snow cover와 기압, (b)는 snow cover와 1000hPa에서의 기온과의 24년간 월별 자료에 대한 상관분포를 나타낸 것이고, Fig. 3.1.60는 DJFM 기간 동안의 양 요소들의 상관분포를 나타낸 것이다. Fig. 3.1.59a에서, snow cover가 존재하는 대륙상에서는 기압과 높은 양의 상관(약 0.8)이 나타내고, 해양에서는 강한 음의 상관이 나타난다. 기온과의 상관을 나타내는 Fig. 3.1.59b에서는 해양을 포함한 북반구 전체에서 높은 음의 상관(약 -0.8)이 뚜렷이 나타났다. Fig. 3.1.60에서는 겨울인 DJFM 북반구 snow cover와 DJFM 기압과 기온을 비교하였다. 기압과의 상관에서 북극해 주변의 유라시아 대륙(우랄 산맥지역)과 북미 대륙(캐나다 북부 지역)에서는 양의 상관이 나타나고, 기온과의 상관에서는 비슷한 지역에서 음의 상관이 나타남을 볼 수 있다. 이는 적설이 많은 곳에서는 저온 경향이 나타남을 의미하는 것으로, Bamzai 와 Shukla(1999)는 1973~1994년의 NOAA /NESDIS의 북반구 snow cover 면적 자료와 Chang(1987)에 의해 개발된 알고리즘을 사용하여 1978~1987년의 Nimbus-7 위성자료로부터 snow depth를 산출하여 적설이 많은 곳에 저온 경향이 있음을 보였다(음의 상관). 따라서 지상 기온이 낮은 곳에서는 기압이 높아지므로 비슷한 지역에서 기압과의 상관은 양의 값을 나타내게 된다. 본 연구에 사용된 자료는 면적자료이기 때문에 그 깊이를 알 수는 없으나 Bamzai와 Shukla(1999)에 의한 DJFM Snow Cover 자료와 비교해 볼 때, snow cover와 기온과의 상관에서 잘 일치하고 있음을 볼 수 있다.

또한, Kukla 와 Garvin(1981)은 유라시아 대륙은 방대한 면적이 눈에 덮여 있기 때문에 대기에 대한 적설의 영향이 북미대륙에 비해 크다고 보고하고 있으며, Foster(1983)는 북미 대륙과 유라시아 대륙의 크기가 적설-기온의 관계에 어떤 영향을 미치는지 조사하였다. 그 결과 유라시아 대륙에서는 가을에 급격히 증가하는 적설에 의해 시베리아 고기압이 발달·강화되고, 이것이 내륙의 추위를 충분히 유지하기 때문에 가을 적설과 겨울 기온의 상관은 높게 나타나며, 북미 대륙에서는 대륙이 작기 때문에 고기압이 충분히 강화되지 않고 해양성 기단이 주기적으로 서쪽으로부터 진입하게 되는데 이 해양성 기단과 한랭한 극기단의 진입에 따라 겨울철 기온은 크게 변동하게 되고, 따라서 가을 적설과 겨울 기온의 상관은 낮게 나타난다고 설명하고 있다.

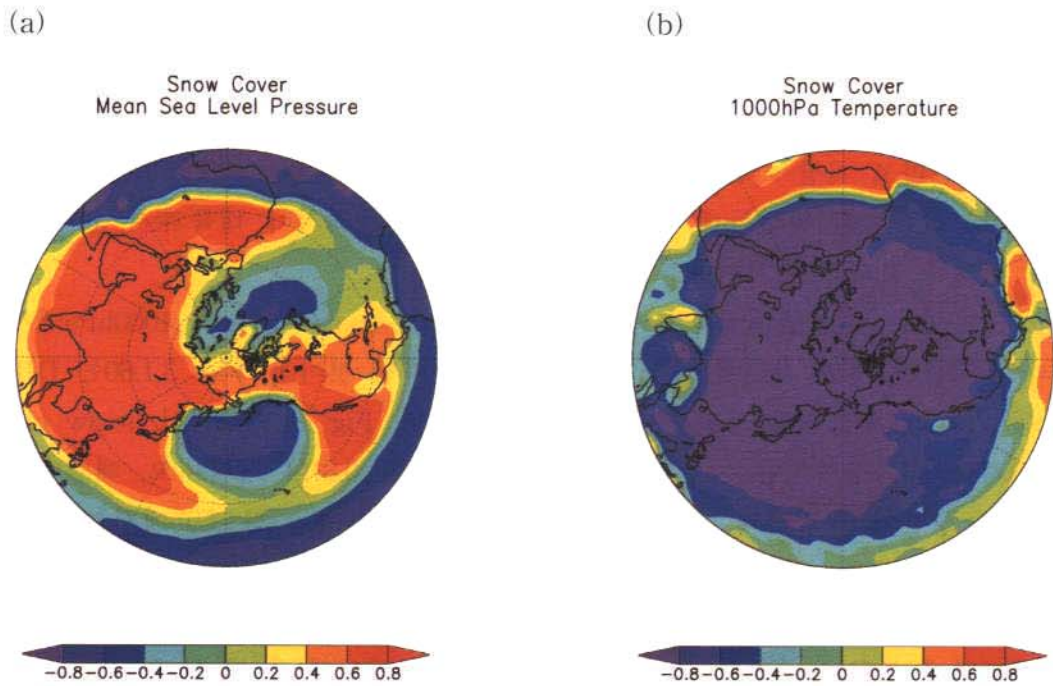


Fig. 3.1.59 Correlation coefficients between (a) Northern snow cover extent and mean sea level pressure, and (b) Northern snow cover extent and 1000hPa temperature for the period 1972~95.

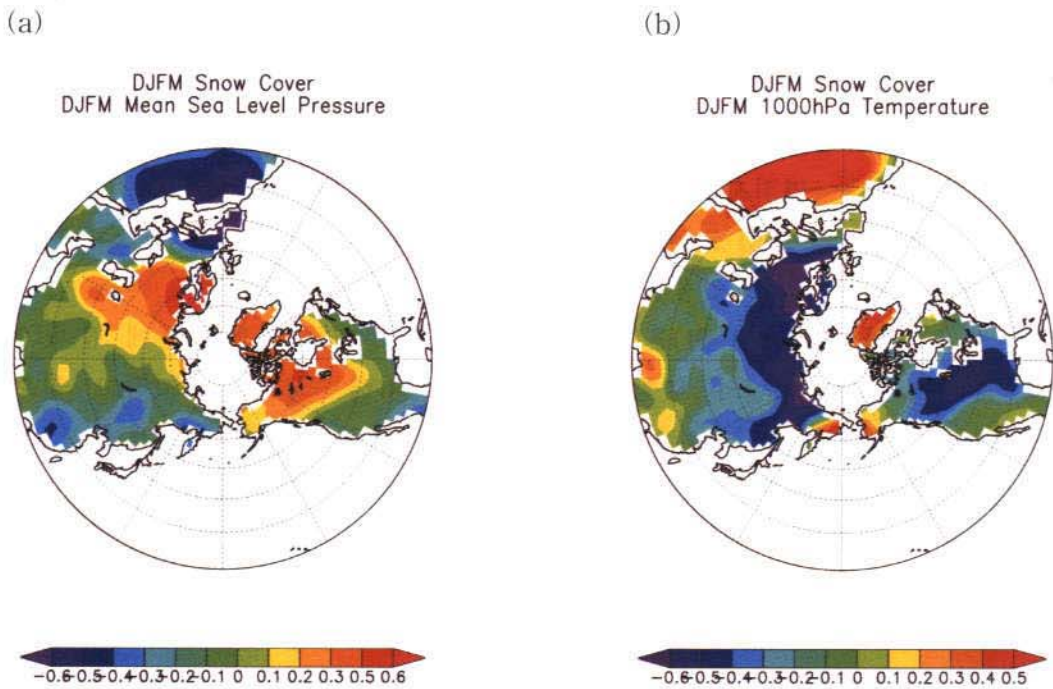


Fig. 3.1.60 Correlation coefficients between (a) DJFM Northern snow cover extent and DJFM mean sea level pressure, and (b) DJFM Northern snow cover extent and DJFM 1000hPa temperature for the period 1972~95.



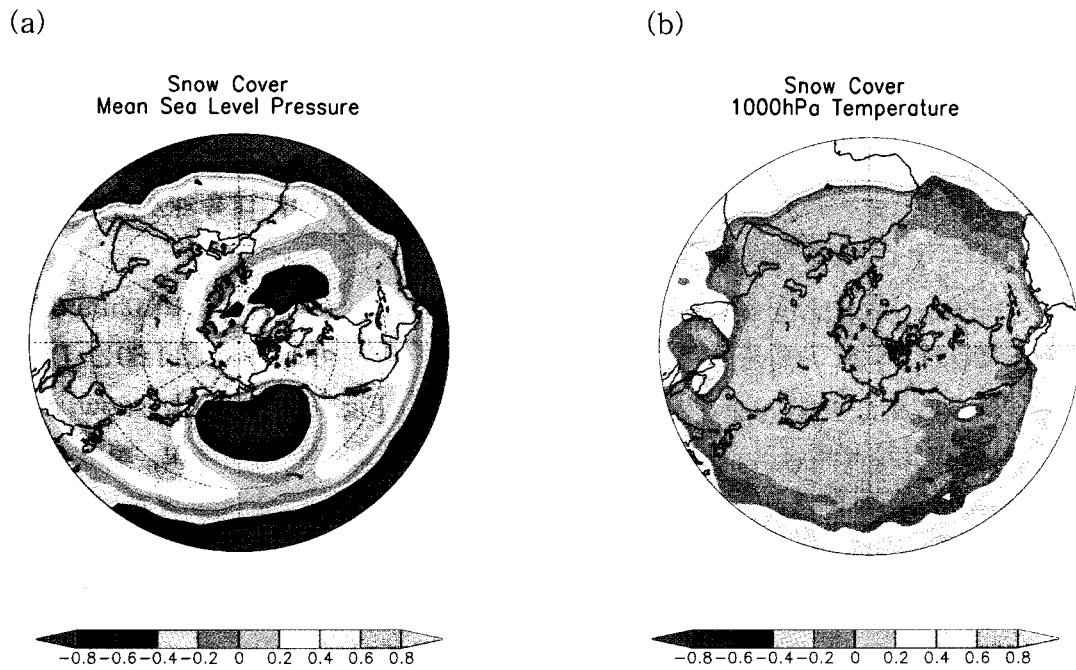


Fig. 3.1.59 Correlation coefficients between (a) Northern snow cover extent and mean sea level pressure, and (b) Northern snow cover extent and 1000hPa temperature for the period 1972~95.

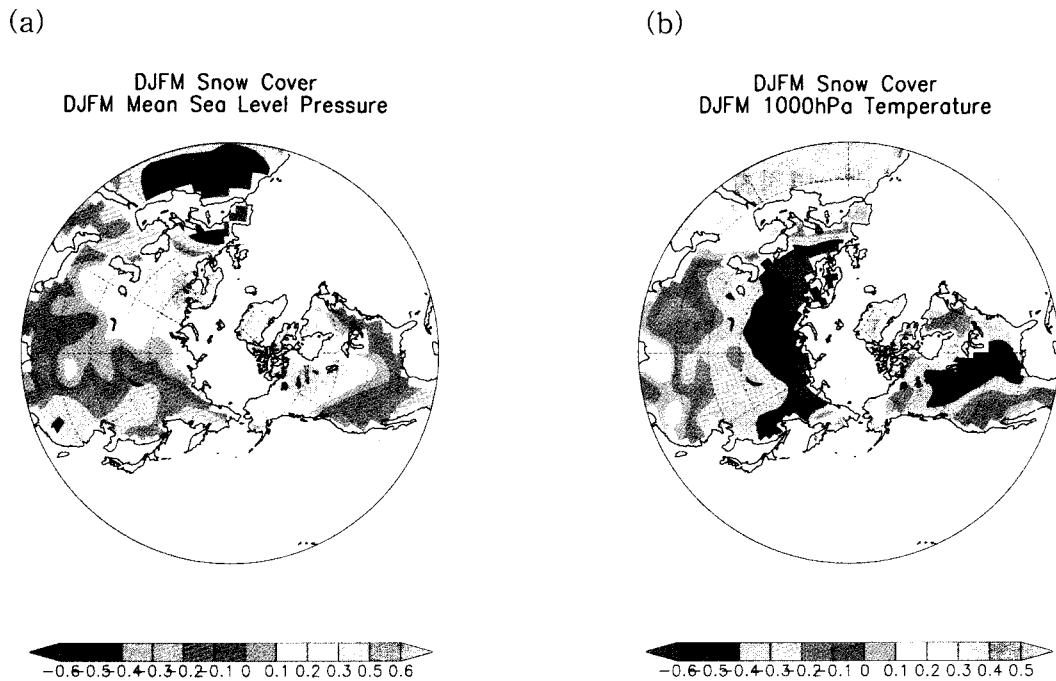


Fig. 3.1.60 Correlation coefficients between (a) DJFM Northern snow cover extent and DJFM mean sea level pressure, and (b) DJFM Northern snow cover extent and DJFM 1000hPa temperature for the period 1972~95.

### (3) 유라시아 대륙의 Snow cover 변동과 아시아 몬순과의 관계

snow cover 변동과 아시아 몬순과의 관계를 조사하기 위하여 DJFM, JJAS 유라시아 snow cover 면적과 몬순 시기인 JJAS 1000hPa 기온과 JJAS 강수 강도를 비교 분석하였다.

Fig. 3.1.61는 DJFM 및 JJAS 유라시아 snow cover 면적과 JJAS 기온과의 상관 분포를 나타내는 것으로, (a)에서 우랄산맥과 티벳고원 지역에서 DJFM snow cover 면적과 JJAS 기온 사이에 높은 음의 상관성이 나타남을 볼 수 있는데, 이는 약 6개월 전의 겨울 적설에 의한 영향으로 기온이 다른 지역에 비해 낮게 나타나기 때문으로 생각된다. 한편, 히말라야 산맥을 경계로 티벳고원에서는 음의 상관성이, 인도 북서부와 북동부에서는 양의 상관성이 나타나는데 이는 겨울철 히말라야 적설이 인도 몬순에 미치는 영향을 잘 설명해 주고 있다. Fig. 3.1.57b에서는 우랄 산맥에서 볼 수 있었던 음의 상관성은 사라지고 티벳고원에서 음의 상관성이 높게 나타나는데, 이는 티벳고원에서는 여름에도 적설을 관측할 수 있기 때문이다. 다시 말하면, 여름철 유라시아 snow cover 면적이 증가한다는 것은 티벳고원의 snow cover 면적이 증가한다는 것을 의미하는 것으로, 이에 따른 몬순의 강도도 달라지게 된다. 그리고, 중국 중부와 북부지역과 히말라야 산맥 아래의 남부지역에 양의 상관성이 나타나는데, 이는 여름의 snow cover(티벳고원 적설)가 겨울 유라시아 snow cover와 같은 효과를 준다는 것을 의미한다.

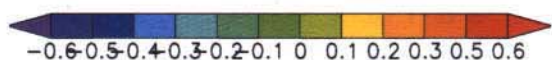
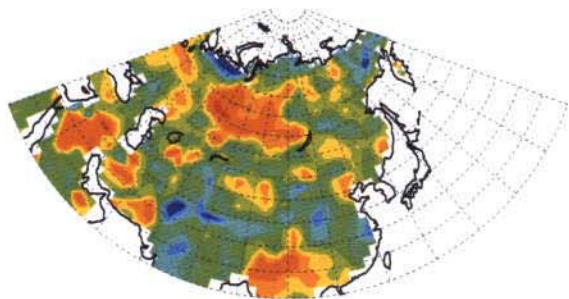
몬순 강수량과의 관계에서 Fig. 3.1.62a의 DJFM 유라시아 snow cover 면적과 음의 상관성을 나타내는 지역은 인도 북서부와 서부 지역, 양쯔강 유역이며, 중국의 남부지역(90~110E, 20~30N)과 중앙 시베리아 고원에서는 양의 상관성이 나타났다. (b)의 JJAS 유라시아 snow cover 면적과의 관계에서는 한반도를 비롯한 양쯔강 유역에서는 음의 상관성이 나타나고, 내륙 지역의 고원과 산맥에서 양의 상관성이 나타났다.

### (4) 북반구 Snow cover 변동과 한반도 강수량과의 관계

한반도 강수량과 유라시아 snow cover와의 관계를 조사하기 위하여 1981~90년까지 남한의 6, 7, 8월 3개월 평균 강수량과 1, 2, 3, 4월 500hPa 고도장과 1, 2, 3, 4월 유라시아 snow cover 면적과의 상관분석을 실시하였다. Fig. 3.1.63에서 남한의 6, 7, 8월 강수량과 3월 500hPa 고도장의 상관성은 인도 몬순지역인 벵골만에서 음의 상관성이 높게 나타나고(a), 4월 500hPa 고도장에서는 시베리아와 오호츠크해에서 높은 음의 상관성이 나타났다. snow cover 면적에 대한 상관계수를 Table 3.1.15에 나타내었다. 4월의 유라시아 snow cover 면적변동과도 약 0.45로 양의 상관성이 나타났다.

(a)

DJFM Eurasian Snow Cover  
JJAS Total Precipitation Rate



(b)

DJFM Eurasian Snow Cover  
JJAS 1000hPa Temperature

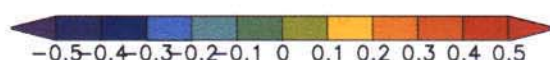
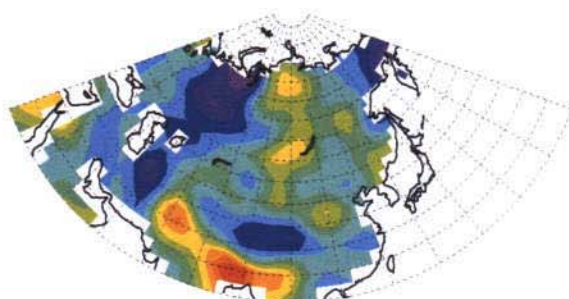
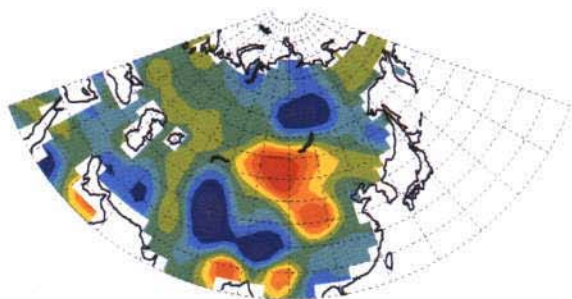


Fig. 3.1.61 Correlation coefficients between (a) DJFM Eurasian snow cover extent and JJAS 1000hPa temperature, and (b) JJAS Eurasian snow cover extent and JJAS 1000hPa temperature for the period 1972~95.

(a)

JJAS Eurasian Snow Cover  
JJAS 1000hPa Temperature



(b)

JJAS Eurasian Snow Cover  
JJAS Total Precipitation Rate

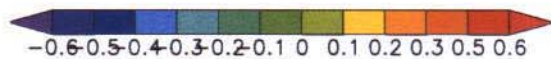
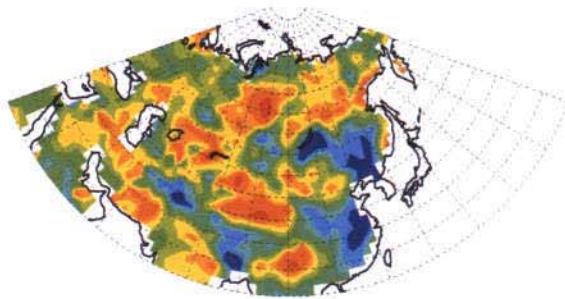
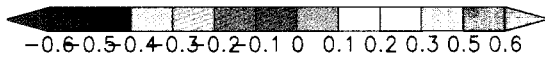
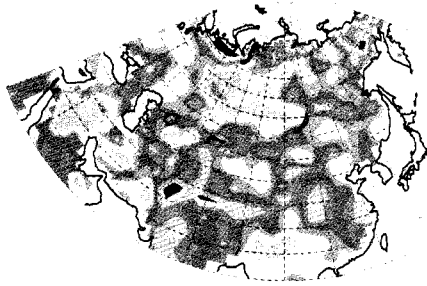


Fig. 3.1.62 Correlation coefficients between (a) DJFM Eurasian snow cover extent and JJAS total precipitation rate, and (b) JJAS Eurasian snow cover extent and JJAS total precipitation for the period 1972~95.



(a)

DJFM Eurasian Snow Cover  
JJAS Total Precipitation Rate



(b)

DJFM Eurasian Snow Cover  
JJAS 1000hPa Temperature

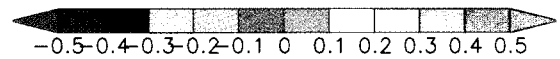
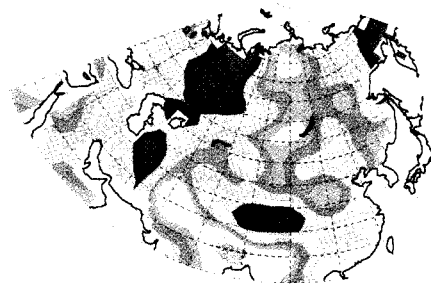
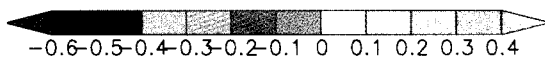
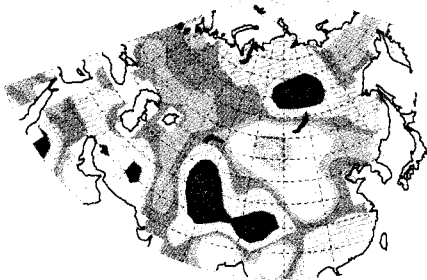


Fig. 3.1.61 Correlation coefficients between (a) DJFM Eurasian snow cover extent and JJAS 1000hPa temperature, and (b) JJAS Eurasian snow cover extent and JJAS 1000hPa temperature for the period 1972~95.

(a)

JJAS Eurasian Snow Cover  
JJAS 1000hPa Temperature



(b)

JJAS Eurasian Snow Cover  
JJAS Total Precipitation Rate

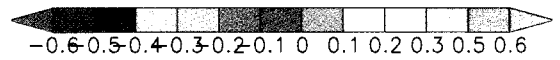
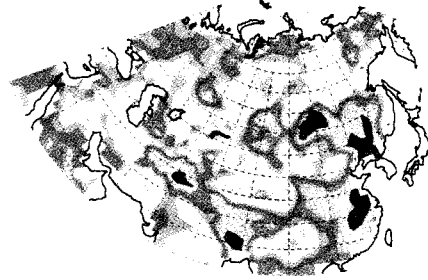
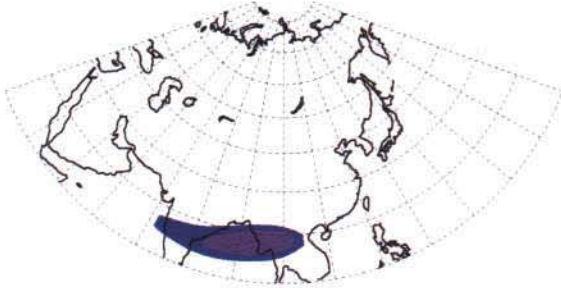


Fig. 3.1.62 Correlation coefficients between (a) DJFM Eurasian snow cover extent and JJAS total precipitation rate, and (b) JJAS Eurasian snow cover extent and JJAS total precipitation for the period 1972~95.

(a)

JJA South Korea Precipitation  
MAR 500hPa Geopotential Hight



(b)

JJA South Korea Precipitation  
MAR 500hPa Geopotential Hight

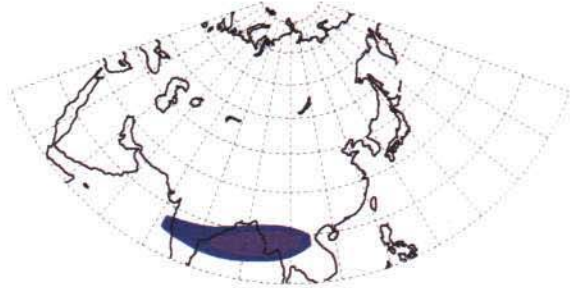


Fig. 3.1.63 Correlation coefficients between (a) JJA South Korea precipitation and MAR 500hPa geopotential Hight, and (b) JJAS South Korea precipitation and APR 500hPa geopotential hight for the period 1981~90.

Table 3.1.15. Correlation coefficients between JJA South Korea precipitation and JAN, FEB, MAR, APR Eurasian snow cover extent.

	Eurasian Snow Cover Extent JAN	Eurasian Snow Cover Extent FEB	Eurasian Snow Cover Extent MAR	Eurasian Snow Cover Extent APR
JJA South Korea Precipitation	0.15	0.38	0.24	0.45

한반도 강수의 특징은 6, 7, 8월에 강수가 집중되며 지역적인 편차가 크다는 것인데, 이러한 특징은 여름 몬순순환과 인도양, 서태평양에서의 하층 순환 강도에 따라 달라지는 것으로 알려져 있다(이동규, 1991). 따라서 한반도 강수량의 경우, 북반구 snow cover 변동에 의한 영향뿐만 아니라 아시아 여름 몬순을 지배하는 아시아 및 태평양의 대규모 순환 변화에 더 큰 영향을 받을 것으로 생각된다.

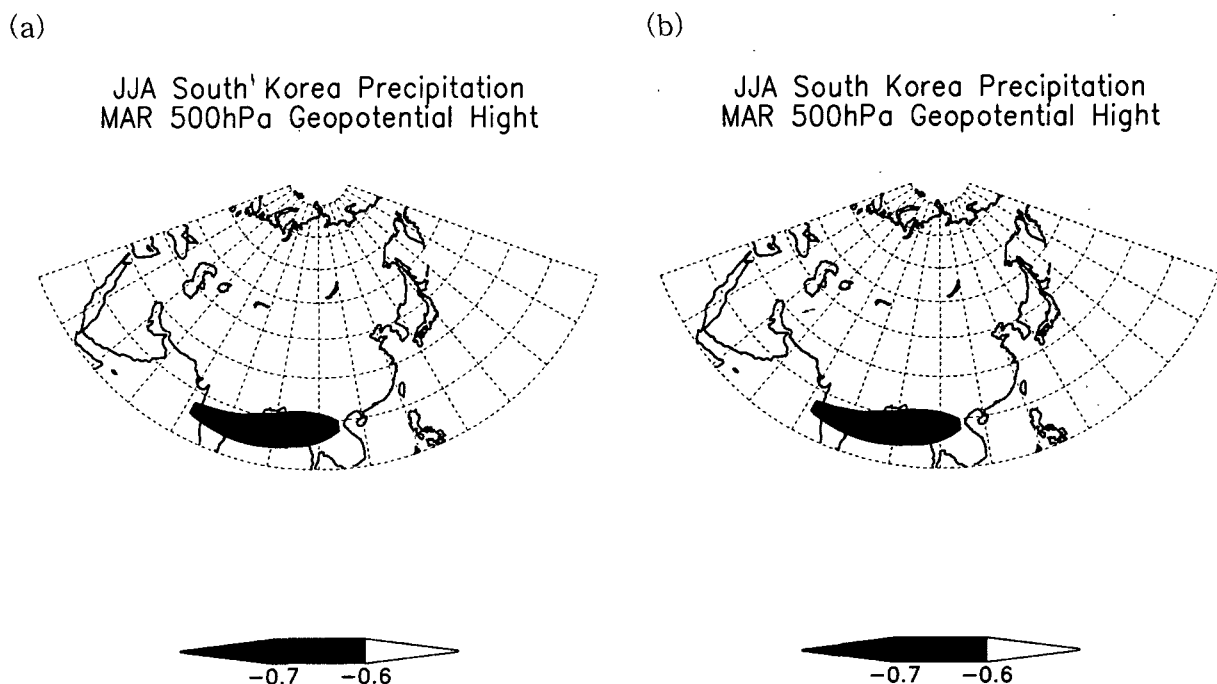


Fig. 3.1.63 Correlation coefficients between (a) JJA South Korea precipitation and MAR 500hPa geopotential Height, and (b) JJAS South Korea precipitation and APR 500hPa geopotential height for the period 1981~90.

Table 3.1.15. Correlation coefficients between JJA South Korea precipitation and JAN, FEB, MAR, APR Eurasian snow cover extent.

	Eurasian Snow Cover Extent JAN	Eurasian Snow Cover Extent FEB	Eurasian Snow Cover Extent MAR	Eurasian Snow Cover Extent APR
JJA South Korea Precipitation	0.15	0.38	0.24	0.45

한반도 강수의 특징은 6, 7, 8월에 강수가 집중되며 지역적인 편차가 크다는 것인데, 이러한 특징은 여름 몬순순환과 인도양, 서태평양에서의 하층 순환 강도에 따라 달라지는 것으로 알려져 있다(이동규, 1991). 따라서 한반도 강수량의 경우, 북반구 snow cover 변동에 의한 영향뿐만 아니라 아시아 여름 몬순을 지배하는 아시아 및 태평양의 대규모 순환 변화에 더 큰 영향을 받을 것으로 생각된다.

#### (5) 결론

북반구 snow cover 변동은 대기의 기온 및 기압과 밀접한 관련을 가지고 있으며, 특히 대규모 기후 변화에 있어서 중요한 인자로써 작용하게 된다. 특히, 북반구 기온의 경우에는 음의 상관관계, 기압과는 양의 상관관계를 가짐을 보였다. 또한 겨울 히말라야 산맥(티벳고원)의 적설이 여름 기온과 음의 상관을 나타내었으며 이러한 관계는 여름까지 지속되는 것을 볼 수 있었다. 한반도 강수량에 대한 상관분석에서는 뚜렷한 상관성을 찾을 수 없었다. 6, 7, 8월보다 약 2개월 앞선 4월에 500hPa 고도장과 오호츠크해에서 음의 상관을 발견할 수 있었고, snow cover 면적과의 양의 상관이 다른 월에 비해 높게 나타났다.

## 제 2 절 기온/강수량 장기예측모델 개발

### 1. KMA와 JMA 중기역학예보의 오차특성 분석

#### 가. 서론

수치모델을 이용한 일기예보 기법은 지난 20년 동안 지속적으로 발전되었으며, 수치예보 모델의 종류 역시 매우 다양화되었다. 수치모델을 이용한 예보의 정확성을 높이기 위해 모델내의 역학이나 물리과정이 점진적으로 개선되었고 시간과 공간적분의 세분화가 시도되고 있다. 그러나 이러한 모델의 질과 양적인 면에서의 발전에도 불구하고 수치역학모델의 결과는 오차를 내포하고 있으며 이 오차의 크기는 적분시간이 증가함에 따라 점점 커지는 경향을 보인다. 이러한 모델오차의 원인을 분류하면 크게 모델 초기장의 오류와 모델내 물리과정의 오차 등 두 가지로 분류할 수가 있다. 이 연구에서는 우리 나라 기상청과 일본 기상청 중기역학예보모델의 오차를 Total error(RMSE), systematic error (time mean difference)와 random error(total error-systematic error) 등 여러가지 방법으로 세분하여 분석하였다. Hollingsworth et al.(1980)에 따르면 systematic error는 RMSE와 매우 큰 상관 관계가 있으며 계통오차의 제거만으로도 매우 큰 예보 신뢰도의 상승을 기대할 수 있다고 한다. 또한 EOF 분석을 통하여 시간 적분에 따르는 모드별 오차를 분석하였는데 이 분석을 통하여 지구규모나 중관규모와의 차이를 두었다.

#### 나. 모델과 분석자료

한국 기상청 (이하 KMA)의 전구모델은 일본 기상청 (이하 JMA)의 전구모형 (GSM89)을 도입하여 우리의 컴퓨터 체계에 알맞게 이식시킨 것으로, 구름 모수화 과정을 수정·보완(GSM94)한 모델이다. 두 모델의 오차를 비교·분석하기 위하여 KMA와 JMA의 1998년 3월 1일에서 5월 31일(4월 5일, 14일 자료제외)까지 90일간의 12UTC자료를 사용하였는데, 각 모델의 격자간격은 KMA모델이  $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$  이며 JMA모델은  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  이다.

#### (1) 일본 전구모형과의 비교

현재 KMA와 JMA 전구모델의 상이점을 Table 3.2.1에 간단하게 비교하였다. 두 모델의 역학과정은 같으며 모델 물리과정은 적운 모수화 부분만 다르다. 적운

모수화 방법에 있어서 KMA는 Kuo (1974)의 방법을 사용하였고, JMA는 Arakawa-Schubert (1974)의 방법을 이용하였다. 모델 수평공간 분해능은 JMA가 T213, KMA가 T106이며 연직 층 수는 JMA가 31층, KMA가 21층이다.

**Table 3.2.1.** Comparison of KMA Global model and JMA Global model.

내 용	KMA 전구 모델(GDAPS)	JMA 전구 모델(GSM)
예보영역	전구(320X160)	전구(640X320)
수평 공간 분 해능	T106 (1.125° ,110km)	T213( 0.5625° )
연직 층수	21층 (상층 경계: 10hPa)	31층 (상층 경계: 10hPa)
역학 과정	차이 없음	
적용 모수화	Kuo 방법(1974)	Arakawa-Schubert 방법(1974)

객관 분석을 할 때 사용되는 자료 종류와 수가 중요한 역할을 하게되므로 입력 자료에 관해서 살펴보기로 한다 (Table 3.2.2). JMA의 객관 분석방법은 기본적으로 우리와 같은 최적내삽법을 사용하고 있지만 최적내삽법 적용시에 JMA에서는 연직으로의 오차 상관관계를 고려하는 3차원적인 최적내삽법을 수행하며, KMA는 평면 오차의 상관관계만 고려하는 2차원 최적내삽법을 수행하고 있다. GTS (Global Telecommunication System)회선을 통하여 입전 해독되어 객관분석에 사용되는 관측자료의 종류도 차이가 있는데 KMA는 JMA에서 사용하는 위성자료, 보거스 자료 등을 사용하지 못하고 있으며 JMA는 이 자료 외에도 위성 TOVS (TirosN Operational Vertical Sounder)자료와 구름추적 바람자료, 항공기 자료도 사용하고 있어서 입력자료의 종류와 수에서 많은 차이를 보이고 있다. 이러한 입력 관측자료의 차이는 분석장의 남반구나 해양 그리고 극지역 등에서 많은 오차를 보여준다.

분석기법을 살펴보면 JMA는 객관분석을 모델의 층에서 수행하는 반면 KMA는 객관분석을 등압면에서 수행한다. 그러므로 JMA와 같이 분석면이 모델의 예보면과 같은 경우에는 객관 분석된 자료를 모델에 입력할 때 내삽 과정이 생략되므로 연직 내삽과 관련된 오차는 나타나지 않는다고 볼 수 있다. 그러나 관측자료가 대부분 등압면으로 관측되고 자료를 객관분석하기 위해서 연직 내삽을 해야하기 때문에 이 때 역시 오차가 발생하게 된다.

Table 3.2.2. Observations decoded for GDAPS.

	자료종류	세분	설 명
1	SYNOP	SY	지상 고정관측
		SH	해상 고정 (LS), 선박 (MS)관측
		FS	해상 어선관측
2	TEMPA	TA	상층 100hPa이하 표준등압면 고도,기온,바람
		PA	상층 100hPa이하 표준등압면 바람
		OA	상층 100hPa이하 표준등압면 DROP SONDE
3	TEMPB	TB	상층 100hPa이하 특이등압면 고도,기온,바람
		PB	상층 100hPa이하 특이등압면 바람
		OB	상층 100hPa이하 특이등압면 DROP SONDE
4	AIREP	BB	상층 100hPa이하 특이등압면 바람 (m단위고도 PIBAL)
		AR	AIREP
		AM	항공기 실태통보 (위성 경유,AMDAR)
		AX	AMDAR (AIREP에서 편집한 것)
		RE	RECCO (미국 기상 정찰기 실태 통보)
	CD	CODAR (기상실태 통보)	
6	SATEMA	ST	SATEM A부 (극궤도위성 관측 10hPa이하)
7	SATOB	SW	정지기상위성관측 고층풍
		HW	정지기상위성관측 고층풍 (수증기 채널)
		TW	정지기상위성관측 태풍영역 상세풍 (위성센터)
8	BOGUS	BS	일본 보거스 (지상)
		BU	일본 보거스 (고층)
		PS	호주 보거스 (지상)
		PU	호주 보거스 (고층)
		TY	태풍 정보 (예보과)
		SR	태풍 정보 (위성 ? 속보)
	TS	열대저기압 정보 (외국)	
9	DRIBU	DB	표류관측(구,DRIFTER)
10	TEMPC	TC	상층 100hPa이상 표준등압면 고도,기온,바람
		PC	상층 100hPa이상 표준등압면 바람
		OC	상층 100hPa이상 표준등압면 DROP SONDE
11	TEMPC	TD	상층 100hPa이상 특이등압면 고도,기온,바람
		PD	상층 100hPa이상 특이등압면 바람
		OD	상층 100hPa이상 특이등압면 DROP SONDE
	BD	상층 100hPa이상 특이등압면 바람 (m단위고도 PIBAL)	
12	STBSST	SS	SATOB-SST (위성관측 SST)
13	ROCOB	RC	ROCOB (로켓)
		WP	WIND PROFILE
14	SATEMC	SC	SATEM C부(극궤도 위성 10hPa ~ 1hPa)
15	METAR	MT	METAR 평상시 비행장관측
		SP	METAR 이상기상시 비행장관측
		SN	SCAN 위탁관측
16	GMSCLD	SS	GMS CLOUD관측 (KMA 자체생산)
17	TOVS	TV	TOVS (고해상도 SATEM)온도, 가장수량
		TR	TOVS (고해상도 SATEM)흑체온도

(2) 분석 방법

예보값과 관측값의 유사성을 비교하기 위해 AC (Anomaly Correlation) 분석을 하였으며, 모델의 오차특성과 시간에 따른 예보오차의 증감을 분석하기 위해 RMSE (Root Mean Square Error), 계통오차 (Systematic Error), 무작위 오차

(Random Error)를 분석하였고 EOF 분석을 실시하여 관측값과의 모드별 차이점을 비교하였다. 이 연구에서 사용한 AC (Anomaly Correlation; Pattern Correlation) 분석 방법은 다음 식과 같다.

$$AC = \frac{\sum_{m=0}^M [(y_m - C_m)(o_m - C_m)]}{[\sum_{m=1}^M (y_m - C_m)^2 \sum_{m=1}^M (o_m - C_m)^2]^{1/2}}$$

$$C_m = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n o_m(k)$$

$$MSE = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (y_m - o_m)^2$$

$$SE = \sqrt{MSE}$$

위의 식에서 M은 격자점, y<sub>m</sub>은 예측값, C<sub>m</sub>은 격자점 m에서의 관측값 o<sub>m</sub>에 해당하는 기후값을 나타낸다. 이 연구에서 계통오차 (Systematic error)는 평균값의 차이를 의미하며 무작위 오차는 전체오차에서 계통오차를 제거한 값이다. 평균해수면기압의 평균편차와 평균제곱근의 차이는 다음 식에 의해 구하였다.

$$P_{bias} = \frac{1}{T} \sum_{\tau=0}^T (P_{KMA}(\lambda_i, \phi_j, t_\tau) - P_{JMA}(\lambda_i, \phi_j, t_\tau))$$

$$PRMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{\tau=0}^T (P_{KMA}(\lambda_i, \phi_j, t_\tau) - P_{JMA}(\lambda_i, \phi_j, t_\tau))^2}$$

위의 식에서 T는 분석기간 90일을 나타낸다.

#### 다. 결 과

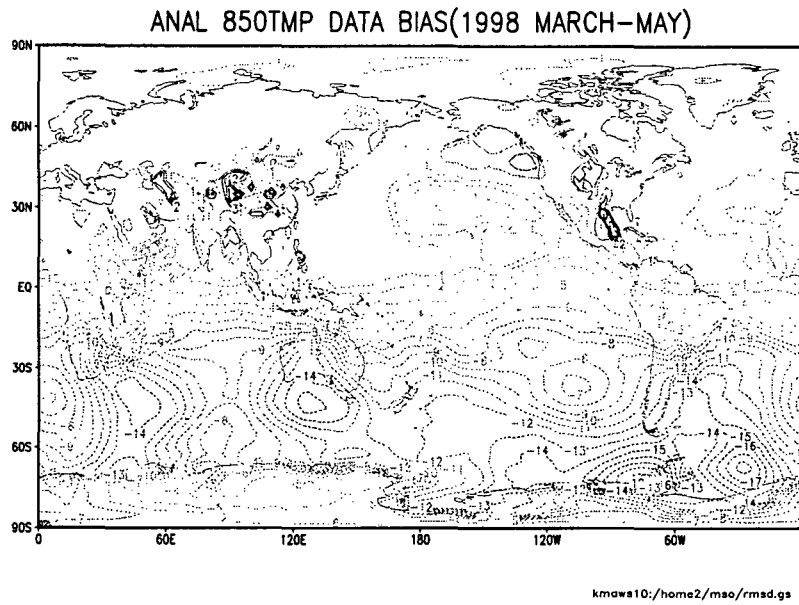
Fig. 3.2.1과 3.2.2는 850 hPa면에서의 기온 평균편차와 평균제곱근의 차이를 나타낸 것이다. Fig. 3.2.1에서 평균편차의 값은 남반구에서는 -17 °K까지의 차이를 보이지만 북반구에서는 태평양과 대서양에서 KMA의 분석장이 JMA의 분석장보다 2~3 °K정도 작게 나타나고 티벳 지역과 북미 일부 지역에서 2~3 °K정도 KMA의 값이 높게 분석된 것을 알 수 있다. Fig. 3.2.2의 평균 제곱근 값 역시 Fig. 3.2.1과 유사한 경향을 보이고 있는데 이의 원인으로서는 관측자료의 입력차이로 보인다. 그 외에 평균해수면에서의 고도장 및 500 hPa 지위고도 등에서의 평균편차와 평균제곱근분석에서도 남반구 전역과 북반구의 태평양, 대서양 및 티벳의 고원 지대에서 큰 편차를 보였는데 (그림은 보이지 않음), 남반구와 대양에서의 편차는 위성자료를 비롯한 관측자료의 부족으로 인한 것이며 북반구 고원지역에서의 오차는 모델의 지형분해능력에 기인한 것으로 보인다.

Fig. 3.2.3은 KMA와 JMA의 수평바람성분 분석 자료의 90일 평균값과 KMA와

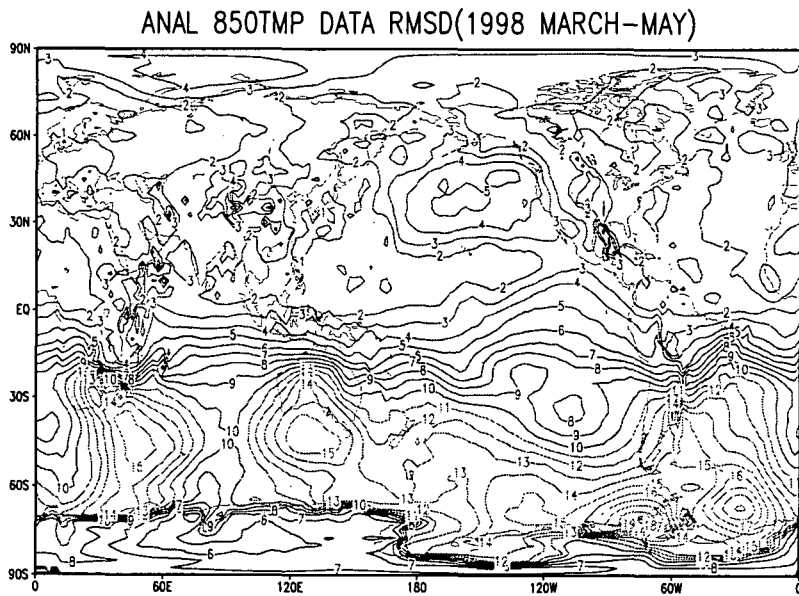


JMA 수평바람 성분 분석 자료의 차의 평균값을 경도 평균하여 나타낸 것이다. 북반구에서 제트구조나 바람구조는 유사하게 모사되고 있으나 남반구와 적도에서는 두 모델이 큰 차이를 보이고 있다. 적도에서 KMA 모델이 JMA 모델보다 무역풍을 크게 모사하고 있고 일반적으로 남반구에서는 JMA 모델이 값을 크게 모사하고 있으나 제트의 값은 KMA 모델에서 더 크게 모사되고 있으며 제트의 구조 또한 다르게 모사되고 있다. 남반구 성층권에서의 차이는 온도의 모사에서 보이는 것처럼 (KMA 모델에서는 약 5도가량 낮게 모사되고 있다) 복사량의 차이에서 기인하는 것으로 보이며 입력관측자료의 부족이나 입력자료의 질에 문제가 있는 것으로 보인다.

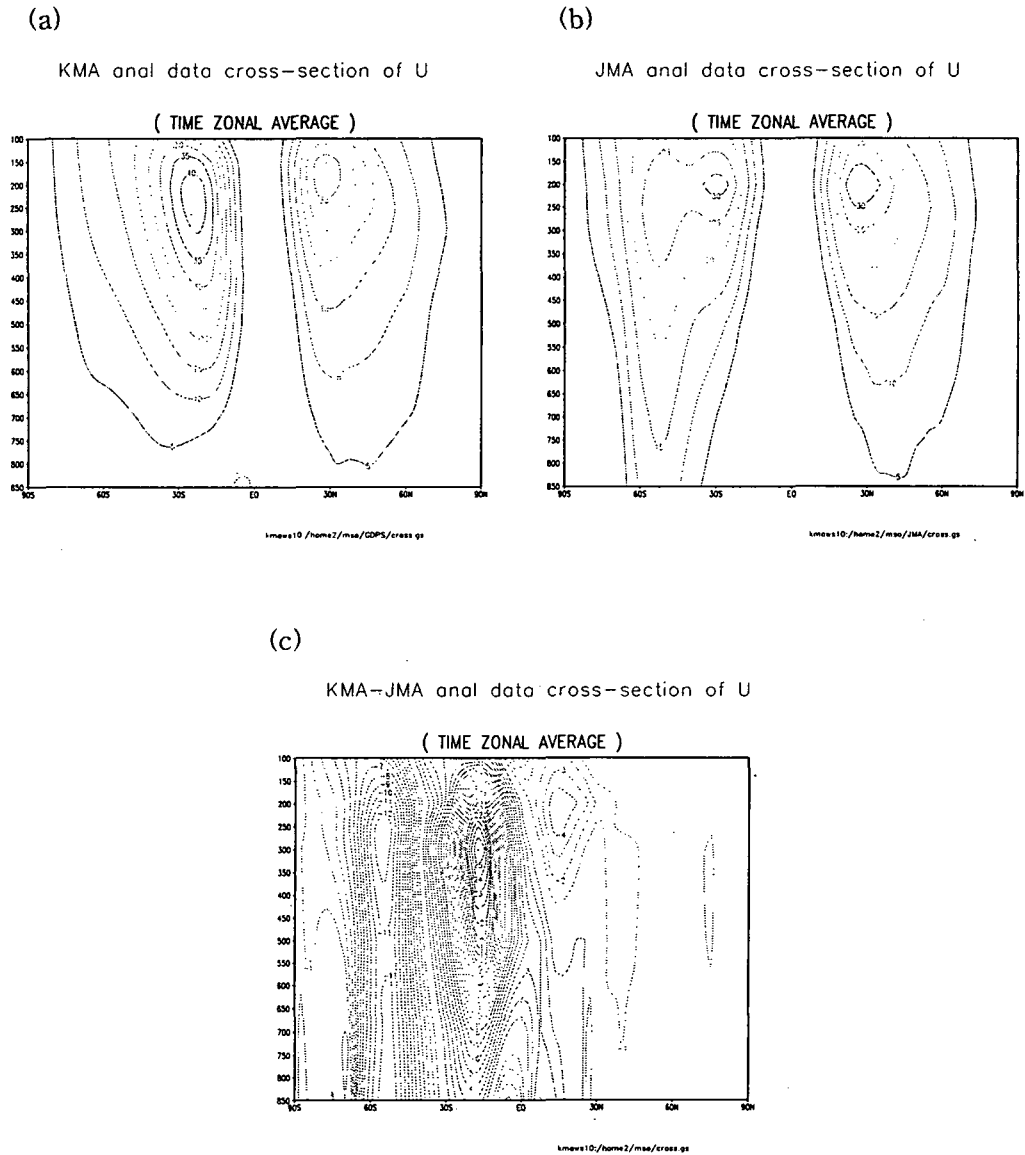
Fig. 3.2.4는 Fig. 3.2.3과 비슷하게 KMA와 JMA 모델의 연직 기온에 대하여 나타낸 것이다. 북반구에서는 KMA와 JMA의 온도의 모사가 유사한 경향을 띄고 있지만 남반구에서는 KMA의 온도장 모사가 매우 좋지 않은 결과를 보이고 있다.



**Fig. 3.2.1.** Distribution of temperature bias on 850 hPa level averaged for March-May 1998(calculated from KMA and JMA analysis).



**Fig. 3.2.2.** Distribution of RMSE of temperature on 850 hPa level averaged for March-May 1998 (calculated from KMA and JMA analysis).



**Fig. 3.2.3.** Cross section of u-wind calculated from (a) KMA and (b) JMA analysis. (c) is difference between (a) and (b). The values are averaged for March-May 1998 .

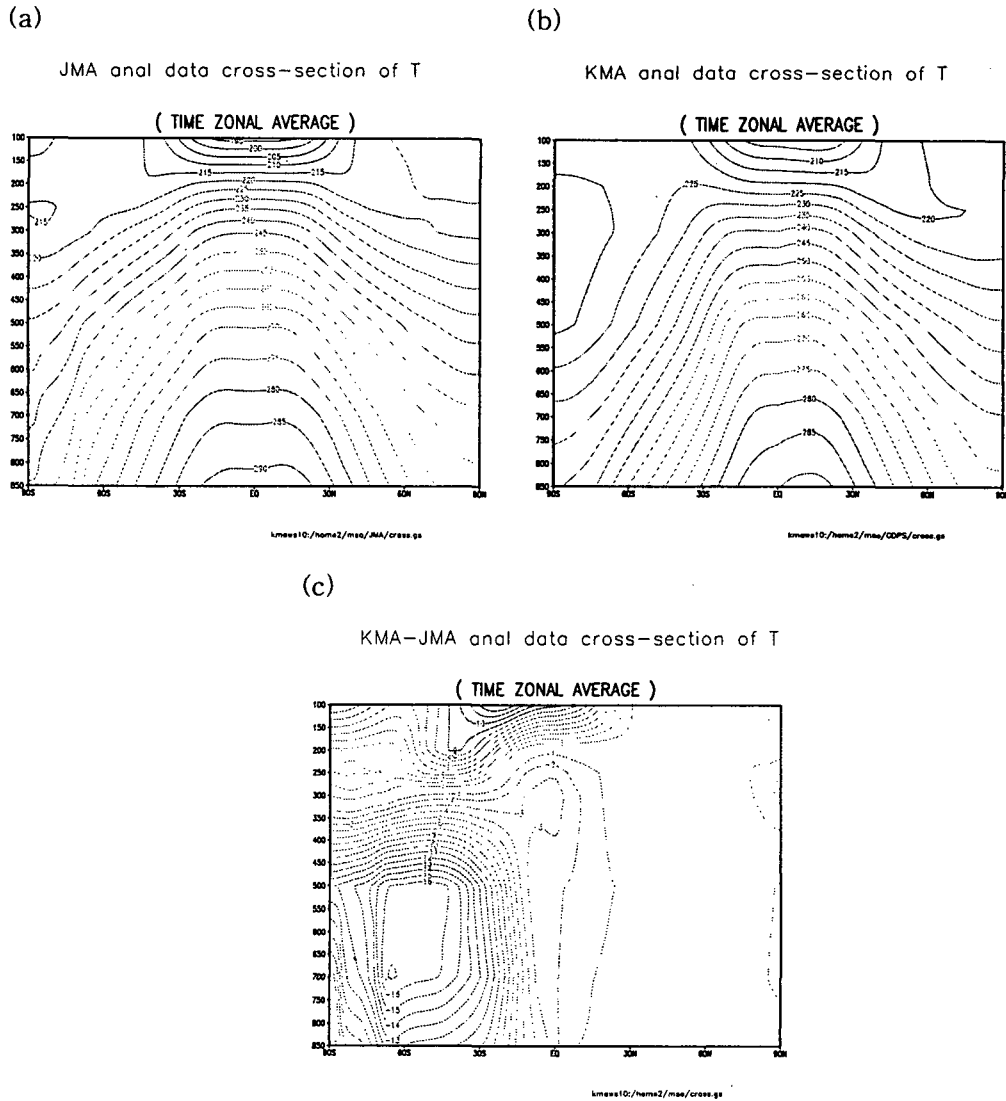
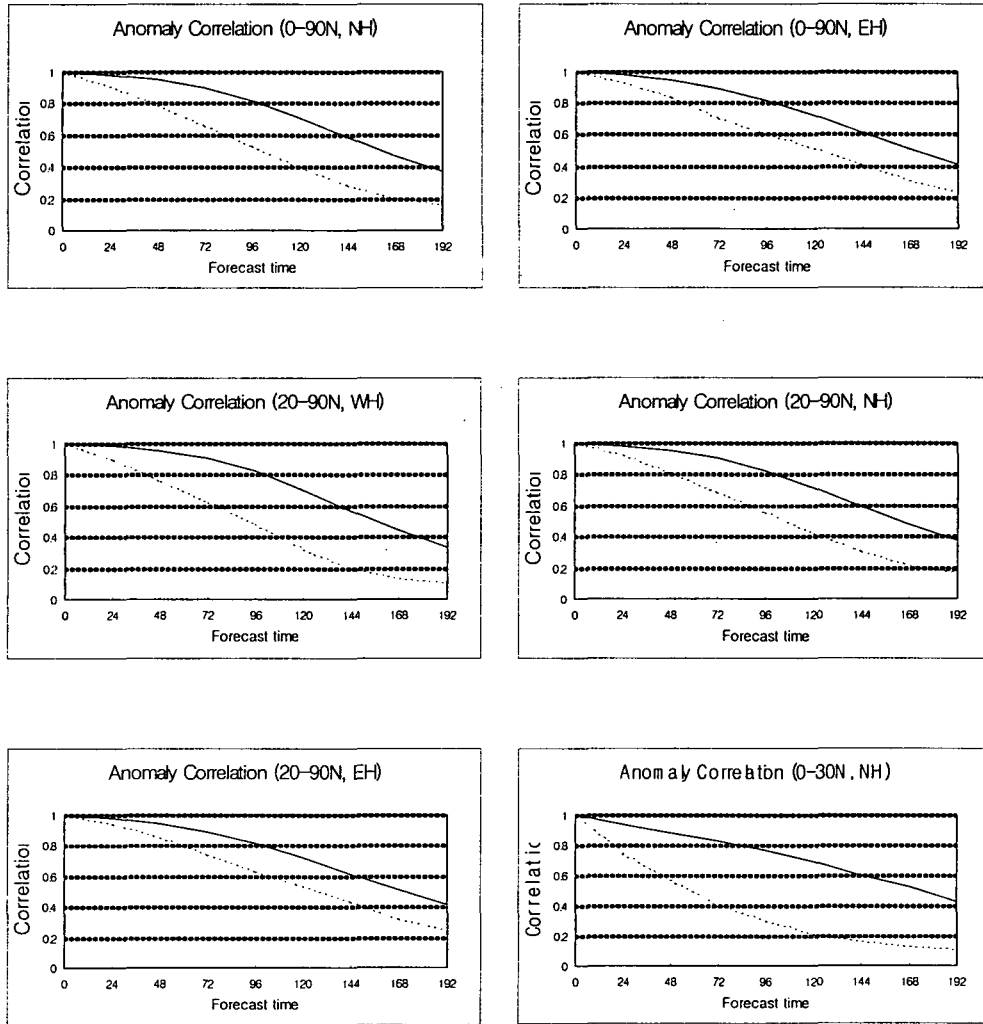


Fig. 3.2.4.. As in Fig. 3.2.3 except for temperature.

Fig. 3.2.5에서는 500 hPa에서의 영역 및 예보시간별 AC분석을 나타내었다. AC 분석에서 Correlation 값이 0.6, 즉, 예보신뢰도 60%를 기준으로 할 때 각 모델의 예보 신뢰도를 보면, 영역이 북반구 전역일 때는 KMA/JMA 모델이 80/144시간 정도이며, (0o-90oN, 0o-180oW) 영역에 대해서는 96/144시간, (20o-90oN, 0o-360o) 영역에 대해서는 80/144시간, (20o-90oN, 0o-180oW) 영역에서는 약 72/144시간, (20o-90oN, 0o-180oE) 영역에서는 96/144 시간, 북반구의 0o-30oN 영역에서는 약 40/144시간으로 나타난다. 이 분석에서 알 수 있듯이 JMA 모델은 북반구의 전 영역에서 예보신뢰도가 균일하게 나타나지만 KMA 모델은 지역에 따라 많은 차이를 보인다. 특히 KMA 모델에서는 모델 입력 해양관측자료가 부족한 적도 지역이 매우 취약하게 나타나고 있다.



**Fig. 3.2.5.** Geopotential height anomaly correlation on 500 hPa level of KMA and JMA forecast model. Dotted line indicates KMA model and solid line is for JMA model.

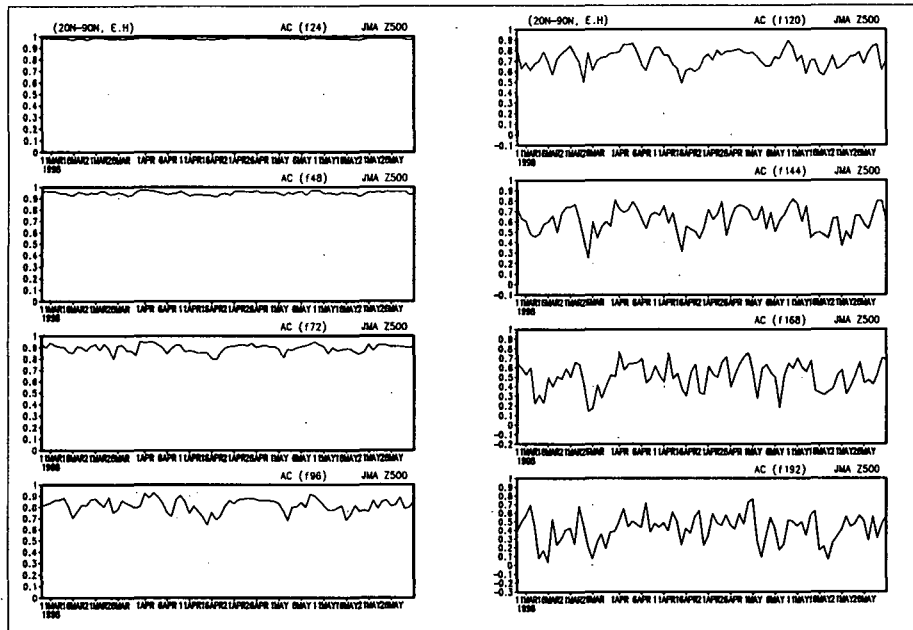
Figs. 3.2.6과 3.2.7은 북반구 20o-90oN 지역과 0o-180oE, 20o-90oN의 JMA와 KMA 모델의 예보신뢰도 시계열 분석 결과를 나타낸 것이다. JMA 모델의 경우 대체적으로 120시간 예보까지 신뢰할 수 있으나 KMA 모델의 경우 72시간이 지나면서 예보신뢰도의 편차가 크게 나타나고 있다.

Fig. 3.2.8은 KMA와 JMA 예보모델의 시간별, 영역별 예보신뢰도를 시계열로 나타낸 것이다. JMA 모델은 날짜별 편차를 보이고 있으나 120시간 예보까지 60%의 신뢰도를 보이고 있다. 반면 KMA 모델은 지역과 날짜별로 편차를 보이고 있으며 약 72시간 예보까지 60%의 예보신뢰도를 보인다.

Figs. 3.2.9-3.2.11은 KMA와 JMA 모델의 분석과 예보시간별 500 hPa 자료를

EOF분석하여 모드별로 나타낸 것이다. 분석자료에서는 태평양상에 두 모델간 많은 차이 (JMA 모델에 비해 KMA 모델이 적게 모사하고 있음)를 보이고 있으며 모드가 3 이상일 때부터는 북반구 전체적인 구조에서 차이를 보인다. 예보시간이 증가함에 따라 모드별 차이가 증가하고 있으며 특히 예보시간이 120시간을 지나면서부터는 모드 2에서부터 차이를 나타낸다. 이는 첫째, 분석자료의 오차가 예보시간이 증가함에 따라 빠른 예보의 오차를 유도하며 둘째, 예보시간이 증가함에 따라 종관 규모 구조를 가지는 파의 오차가 증가하며 행성규모 파의 구조를 점차 변화시키고 있다는 것을 보여준다. 이러한 분석자료의 오차로 인한 분석장에서의 불필요한 에너지의 유입이나 감소는 예보시간의 증가에 따라 큰 예보오차를 야기시킨다. EOF 분석결과 예보시간의 증가에 따른 에너지의 유입현상이나 소멸현상은 나타나지 않는 것 같다. 따라서 KMA 모델의 예보신뢰도 향상은 모델입력 관측자료 개선이 우선적이다.

(a)



(b)

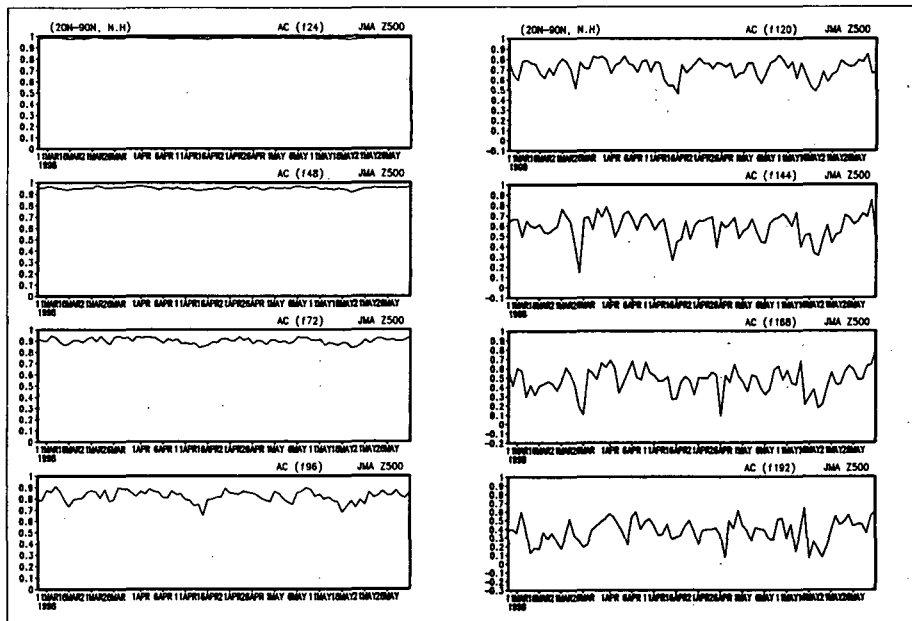
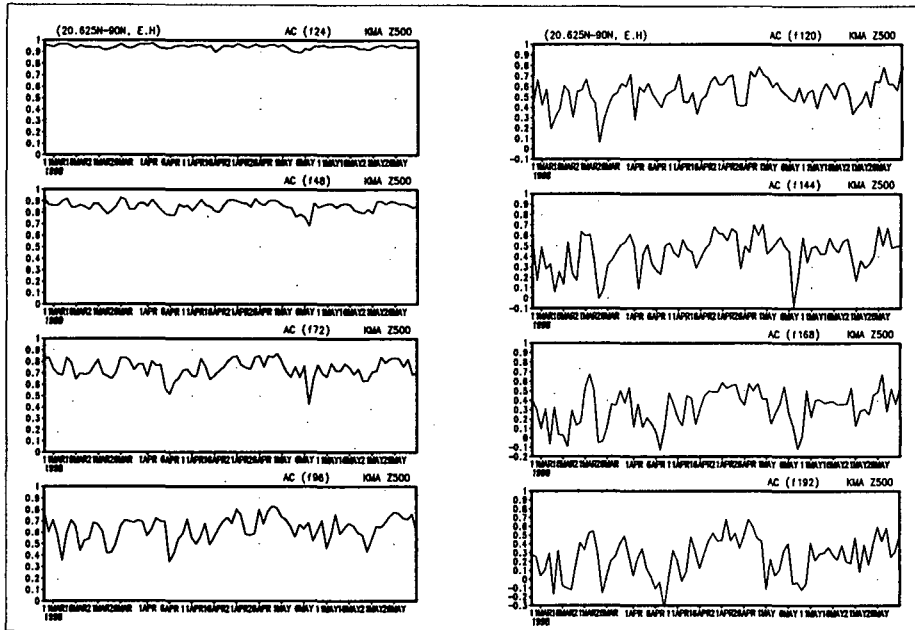


Fig. 3.2.6. Time series of geopotential height anomaly correlation on 500 hPa level for JMA forecast model. Forecast time is from 24hour to 192 for the area (a) (20-90oN, 0-180oE), and (b) the area 20-90oN in northern hemisphere.

(a)



(b)

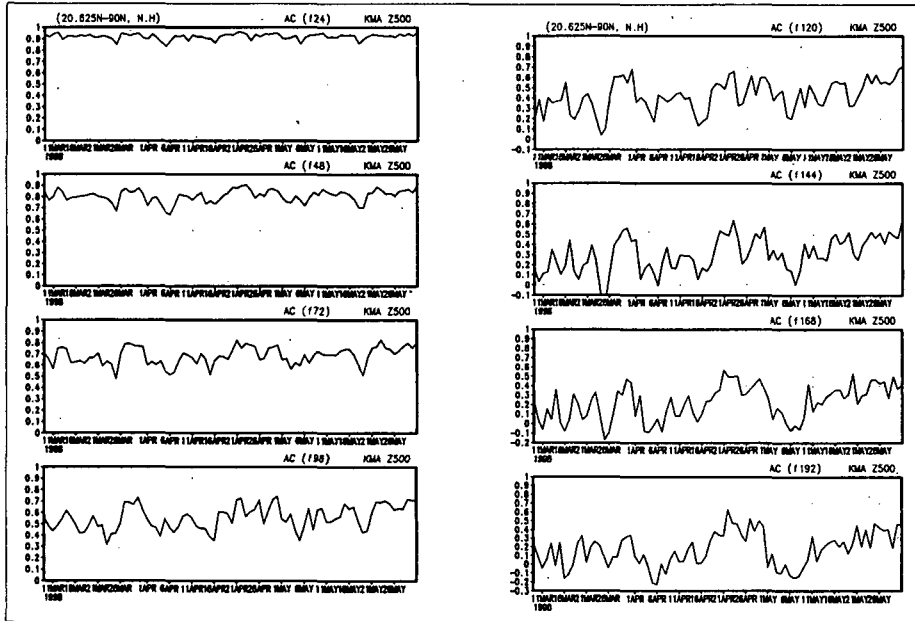
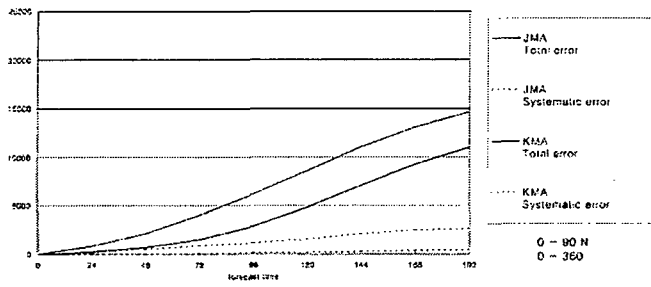
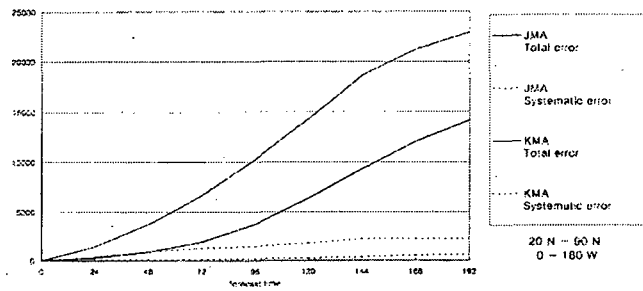


Fig. 3.2.7. As in Fig. 2.1.6 except for KMA forecast model.

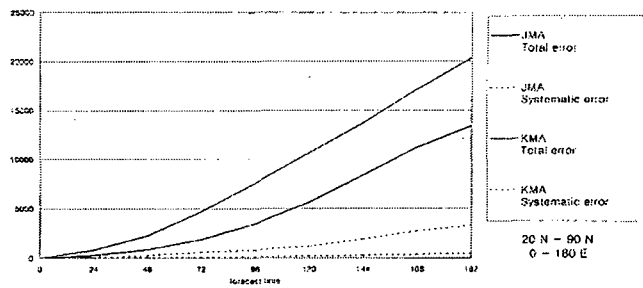




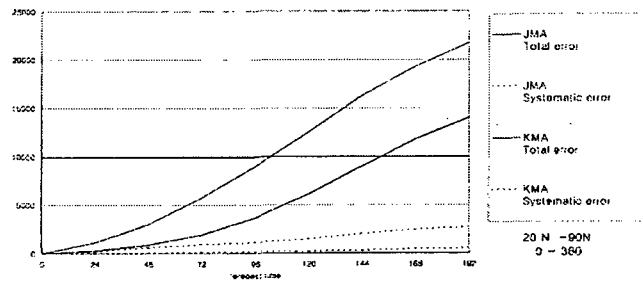
(0°-90°N, 0°-360°)



(20°-90°N, 0°-180°W)

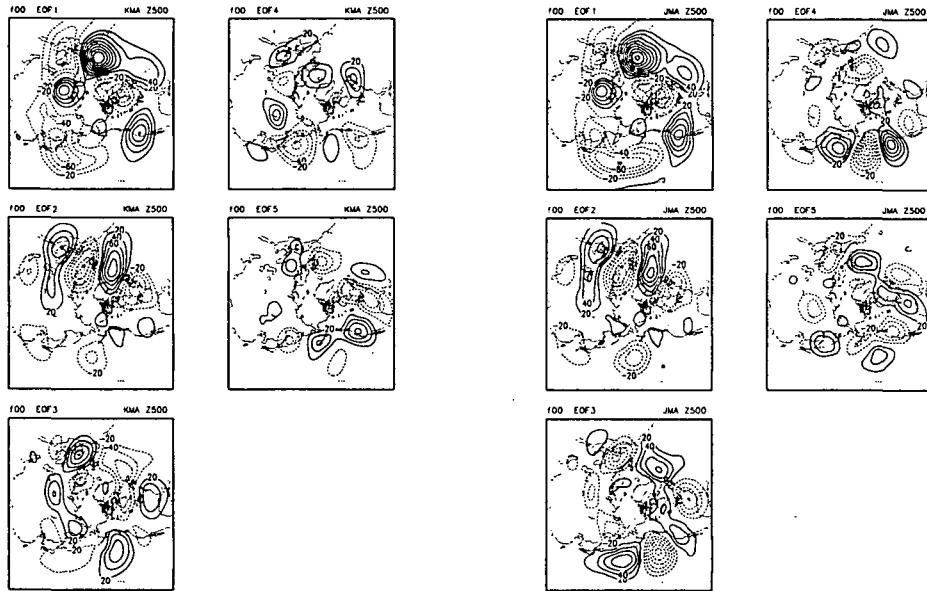


(20°-90°N, 0°-180°E)

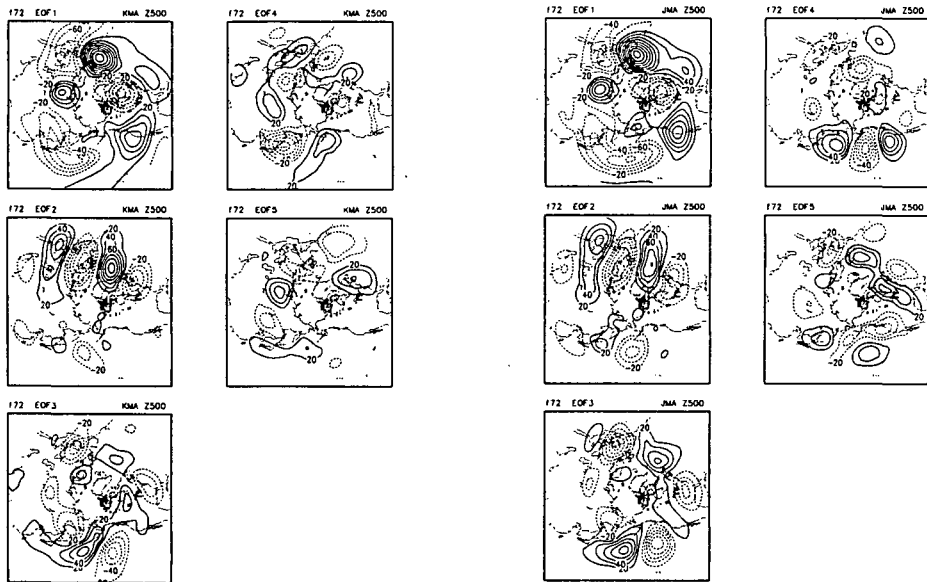


(20°-90°N, 0°-360°)

Fig. 3.2.8. Comparison of systematic and random error of KMA and JMA forecast model.



**Fig. 3.2.9.** Comparison of EOF modes of 500 hPa geopotential height, calculated from KMA and JMA analysis (averaged for March to May 1998).



**Fig. 3.2.10.** As in Fig. 3.1.9 except for 72-hour forecasted 500 hPa geopotential height.

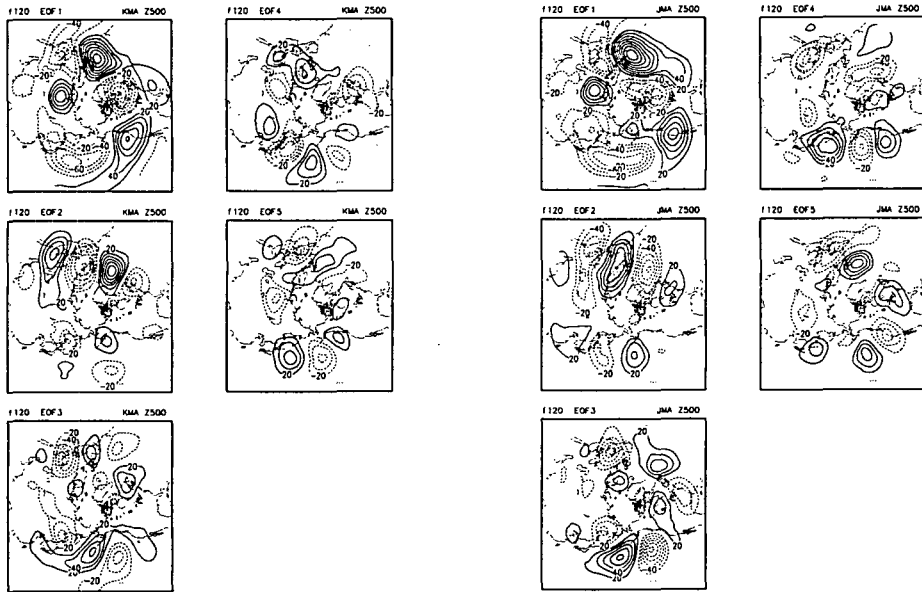


Fig. 3.2.11. As in Fig. 2.1.10 except for 120-hour forecasted 500 hPa geopotential height.

## 라. 결론 및 제안

KMA와 JMA간의 평균 해수면 기압과 상층 고도 분석장의 차이는 북반구의 고원 지대, 북극 부근과 남반구에서 큰 차이를 보이며 북태평양 상에서는 상층으로 갈수록 차이가 커졌다. 남반구와 북태평양 상에서의 큰 차이는 KMA가 JMA에 비해 분석과정에서 위성자료 등 관측 자료 사용의 부족 그리고, 북극 부근에서는 설원 지표면 조건 차이 때문으로 생각된다. 그리고 고원 지대의 경우, 이 차이들이 두 모형간의 분해능 차이로 인하여 나타나기 때문에 큰 의미를 갖지 못한다. 또한 우리 나라를 중심으로 풍상측에서는 분석 자료 품질이 JMA와 큰 차이를 보이지 않는다. KMA와 JMA간의 동서 성분 바람과 기온 분석장의 연직 단면 구조는 중위도 북반구에서 유사하나 남반구에서는 제트의 위치가 서로 달라 큰 차이를 보였다.

KMA의 동서 평균을 제거한 평균 500hPa 고도장은 JMA와 비슷하게 동북 아시아 동안, 북미 동안과 지중해 부근의 제트와 관련된 음의 아노말리를 정성적으로 192시간 예보까지도 비교적 잘 모사하고 있으므로 예보의 일관성을 보인다. KMA의 500hPa의 계통 오차와 RMSE는 북 태평양 특히 알래스카 서안으로부터 태평양 상으로 예보 시간이 길어짐에 따라 증폭하는 경향을 보인다. 그러나 KMA는 예보 48시간까지 우리 나라의 풍상측에서 오차가 작게 나타났다. 그리고 JMA는 북반구 전체에서 KMA보다 작은 오차를 보였다. 북반구에서 예보 시간에 따른 총 오차와 계통 오차는 KMA보다 작은 오차를 보였다. 북반구에서 예보 시간에 따른 총 오차와 계통 오차는 KMA가 JMA에 비해 상대적으로 약 예보 5일까지 크게 성장하였고 이 후 오차 성장률이 서로 비슷하게 나타났다. 또한 기상청의 예보 영역인 동반구에서의 오차 성장률이 서반구에 비해 작았다.

KMA 모형의 북반구에서의 분석장 결과는 우리 나라의 풍상측에서 분석 품질이 적절하고 이에 따라 예보 48시간까지는 풍상측의 예보 성능이 우수하였다. 그리고 북반구에서 제트와 연관된 예보의 일관성을 보였다. 그러나 해양과 극 부근에서는 부적절한 분석장과 지표 경계 자료로 인해 예보 시간이 지남에 따라 오차가 JMA에 비해 크게 증가하였다. 따라서 예보 신뢰도의 향상을 위해 위성 자료를 이용하여 관측 자료가 부족한 해양 상에서의 분석 과정의 향상과 극지방의 설원 지표 경계 자료의 적절한 처방이 필요하다.

## 2. 기상연구소 기후모델의 진단 및 앙상블예보 실험

### 가. 중기역학모델 개선

#### (1) 서론

기상연구소 대기대순환 모형 METRI AGCM의 구름-복사 과정에서 나타난 대류권 과다 가열 문제를 해결하기 위하여 적운 대류 모수화 기법을 변경하여 모의 실험을 실시하였다. 구름-복사 과정에 의한 비단열 과정은 그 열학적 과정이 기온이나 강수에 영향을 주며 운동학적으로도 대기 순환을 유도하는 에너지를 제공하는 점에서 실제 대기를 모의하는데 중요하다.

현재의 모형은 적도에서 심층대류(penetrating convection)에 의한 키 큰 적운의 발달이 억제되고 키가 낮은 적운이 중위도까지 넓은 지역에서 발생하는 것으로 묘사되고 있다. 이것은 심층대류가 계산되기 전에 중간고도대류(middle-level convection)를 먼저 계산함으로써 연직 불안정을 어느 정도 방지할 수 있지만 이 때문에 심층 대류에 의해 발달해야 할 키 큰 적운이 성장을 방해받게 되기 때문으로 생각된다. 또한 아열대 및 중위도까지 넓게 확장되어 발달하는 적운들은 이 지역에서의 기온을 상승시키는 역할을 하고 이로 인한 층운의 증가, 장파복사의 감소를 유발하여 기온의 상승을 계속 돕는 작용을 하였다.

본 모형에서 사용되고 있는 Modified Arakawa-Schubert scheme(이하 MAS; Oh, 1989)의 경우 대류권을 과다하게 가열시키고 건조시키는 경향이 있는 것으로 판단되어 심층대류기법을 Simplified Arakawa-Schubert scheme(이하 SAS)으로 대체하여 예비 실험을 수행하였고, 그 결과를 기존의 심층대류 방안을 사용했을 때의 결과와 비교 분석하였다.

#### (2) SAS와 METRI-AGCM의 결합

SAS 기법은 NCEP의 RSM(Regional Spectral Model) 실험 모델 (experimental model) 버전에서 사용되고 있는 심층대류방안(Hong and Pan, 1998)으로서 Pan and Wu(1995)가 개발한 Arakawa-Schubert 기법을 기반으로 하여 Hong and Pan(1996)에 의해 요란 대기 조건하에서 대류에 의해 적운 잠재 에너지가 효과적으로 제거되도록 개선되었다. 심층대류 계산을 위해서 SAS 기법은 침투형 대류(PCON)을 대체하게 된다. SAS로부터 심층 대류에 의한 온도, 수증기 혼합비의 변화량이 METRI AGCM으로 주어지고, 대류성 강수량은 연직 온도 변화량에 따라 강수량과 구름물량(cloud liquid water)을 일정비(4:6)로 재분포시킨다(Fig. 3.2.12). 구름물량

은 SAS에서 예측변수로 계산되지 않는다. SAS에는 edtmx, alpha, beta 등 3가지의 tuning parameter가 있는데, 이들은 육지와 해양에서 각각 달리 정해진다. 일반적으로 3 매개변수의 값이 작을수록 심층 대류는 더 잘 발생한다. edtmx는 downdraft 효율성의 최대값으로 해양에서는 0에서 1 사이의 값을 갖는데, edtmx=0 일 경우를 제외하고는 적도 서태평양 난수역에서의 심층대류 발생 영역은 현저하게 줄어들었다. 즉 downdraft가 없을 때, 적도 서태평양에서 심층대류가 가장 넓은 영역에서 발생한 것인데, 이것은 downdraft가 있을 경우, 하층을 냉각 및 습윤화시킴으로 대류를 trigger시킨다는 개념과는 상반되는 것으로 다른 물리과정과의 관련성 등 여러 가능성에 대해서는 좀 더 분석이 되어야 할 것으로 본다. 심층대류가 잘 발생하지 못하는 이유로서는 위 3 매개변수를 포함한 몇몇 변수들의 tuning이 아직 해결되지 않은 것과 SAS 결합과정에서의 문제 여부 가능성도 현재로서는 배제할 수 없다. 뿐만 아니라 심층대류방안 외의 PBL에서의 물리과정, 중간고도대류과정 등 다른 물리과정과의 비선형적인 되먹임 과정이 SAS 심층대류에 영향을 미칠 수 있다.

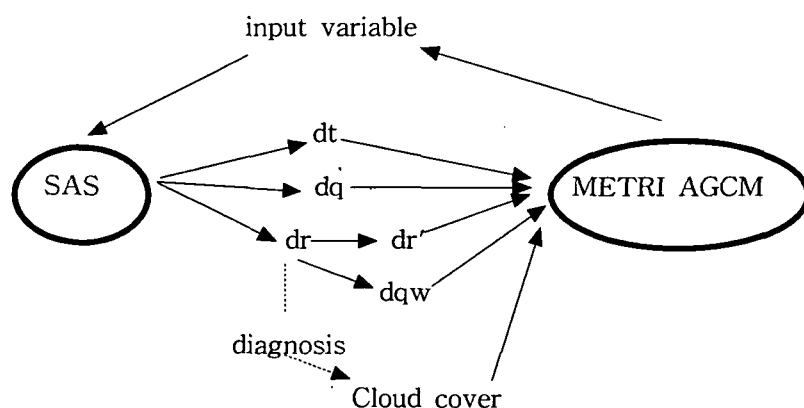


Fig. 3.2.12 Combination of SAS and METRI-AGCM.

### (3) 실험 결과 및 분석

심층대류를 다루는 서로 다른 방안을 사용했을 때 METRI AGCM이 보이는 모형 결과를 비교하였다. Fig. 3.2.13은 기존의 심층대류기법인 MAS 및 새로운 기법인 SAS를 사용하였을 때의 대류발생빈도, 강수량 분포 등의 결과를 보여준다. 먼저 심층대류의 발생빈도는 MAS에 비해 SAS의 경우 상당히 감소한 반면, 중간고도대류의 경우 MAS에 비해 SAS의 경우 더 증가하였다. SAS의 경우 MAS에 비해 대류권의 과도한 가열 및 건조화 현상이 상당히 완화되었는데, 이것은 SAS의 경우 심층대류의 발생 자체가 너무 적은 것과도 관련이 있는 것으로 보인다. Fig. 3.2.13

은 MAS과 SAS의 강수량(mm/day)의 분포로 위에서부터 총 강수량, 대규모 강수량, 그리고 대류성 강수를 나타낸다. SAS의 총 강수량의 경우 MAS에 비해 적도 태평양 특히 서, 중태평양의 좁은 영역에서 강수대가 나타난다. MAS의 경우 적도를 따라 넓은 경도대에 걸쳐 강수가 존재하는 반면, SAS는 적도 서태평양 주위에 강수가 집중되어 나타나 있다. SAS의 경우 대류가 적게 발생한 것과 관련해 대류성 강수의 전구 평균값이 MAS에 비해 많이 감소하였다. 반면 MAS의 경우 대규모 강수는 주로 중, 고위도대에 많이 나타났으나, SAS의 대규모 강수는 적도에서 비교적 많이 나타났다. 이것은 SAS의 경우 적도 하부대류권의 상대습도가 많이 증가한 것과 관련이 있는 것으로 보인다. 따라서 대규모 강수 과정에 있어서 대규모 강수 효율과 관련된 매개변수들의 새로운 모형 기후 변수들에 대한 tuning 작업도 요구된다고 사료된다. 이에 앞서 적도에서의 대규모 강수를 감소시키기 위해서 대규모 강수를 심층대류가 계산되고 나서 계산되도록 한 실험을 하였는데 그림으로 보이는 않았으나 심층 대류의 경우 적도 서태평양에서 아주 약간 증가하였고, 따라서 대류성 강수도 약간 증가하였으며, 대규모 강수의 전구평균값은 약간 감소하였으나, 적도대에서 여전히 대규모 강수가 크게 나타났다.

#### 나. METRI-AGCM을 이용한 앙상블 예보

##### (1) 개요

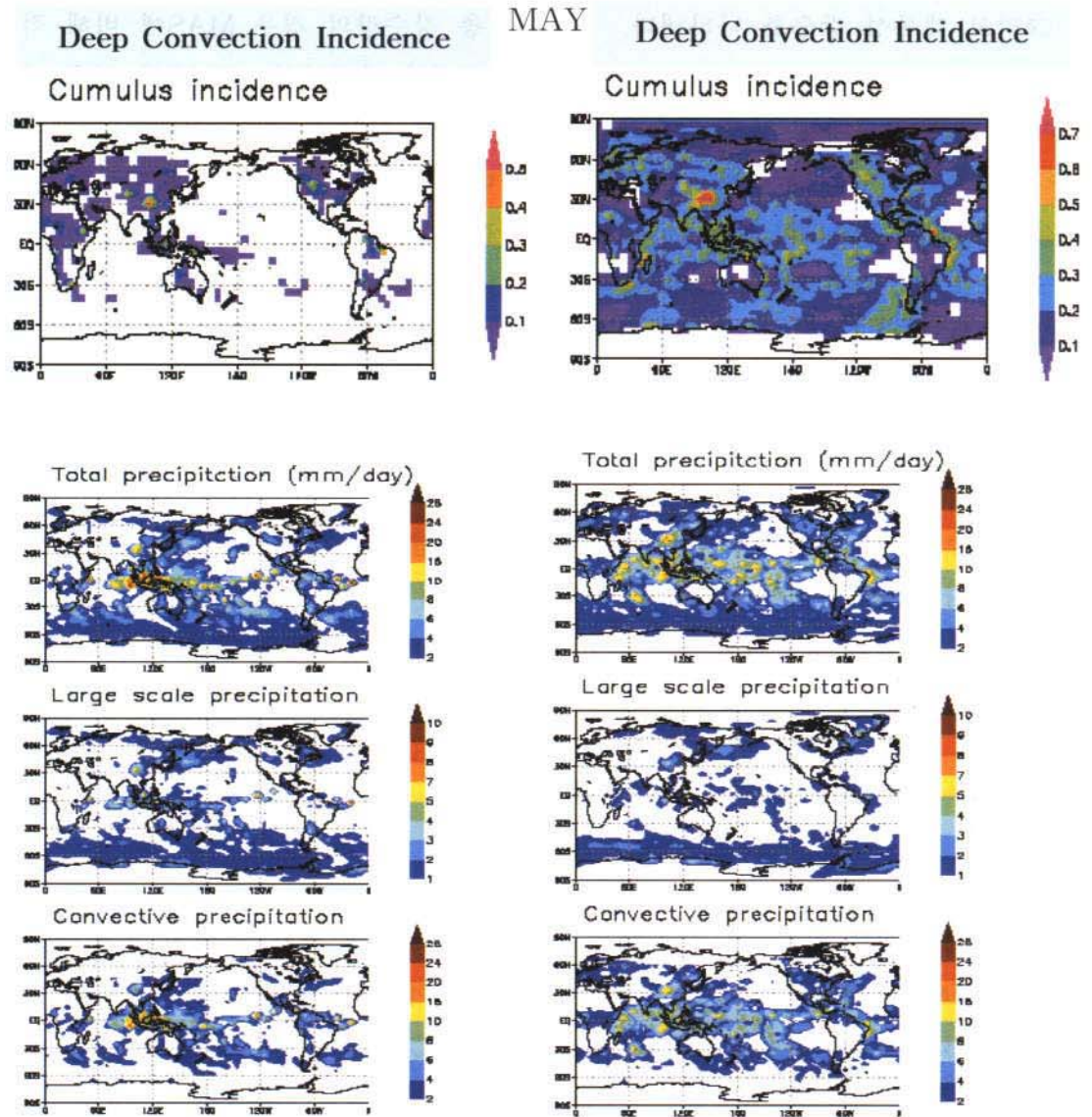
본 연구에서는 METRI-AGCM을 이용하여 앙상블 예보 실험을 실시하였다. 여기서는 1999년 가을철 예보를 대상 기간으로 하여 실제 예보를 수행하였고, 앙상블 멤버는 3개로 구성하였다. 24시간 간격의 00UTC의 모델 초기 시간을 가지는 총 3개 결정론적인 예보의 앙상블 멤버를 구성하여 200hPa, 500hPa, 850hPa, 강수, OLR 등의 예보를 시도하였다.

##### (2) 자료 및 방법

본 연구에서는 Hoffman and Kalnay (1983)에 의해 제시된 시간 지연 평균 예보법 (Lagged Average Forecasting; LAF)이라는 방법으로 앙상블 멤버를 구성하였다. 이 방법은 앙상블 멤버를 구성하기가 비교적 쉬워 적분 초기 시간 이전 6시간 혹은 12시간 간격으로 시간 지연을 갖는 초기 자료들로부터 각각 결정론적 예보를 수행하고 이들로부터의 앙상블 평균으로서 예보를 산출하는 방법이다. LAF의 섭동은 결국 예보값과 분석값의 차이, 즉 단기 예보의 오차가 된다. 적분이 시작되

Simplified Arakawa-Shubert scheme

Modified Arakawa-Shubert scheme



NCEP/NCAR precipitation rate (MAY)

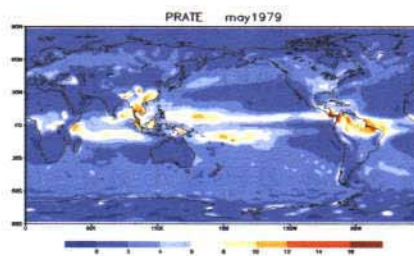
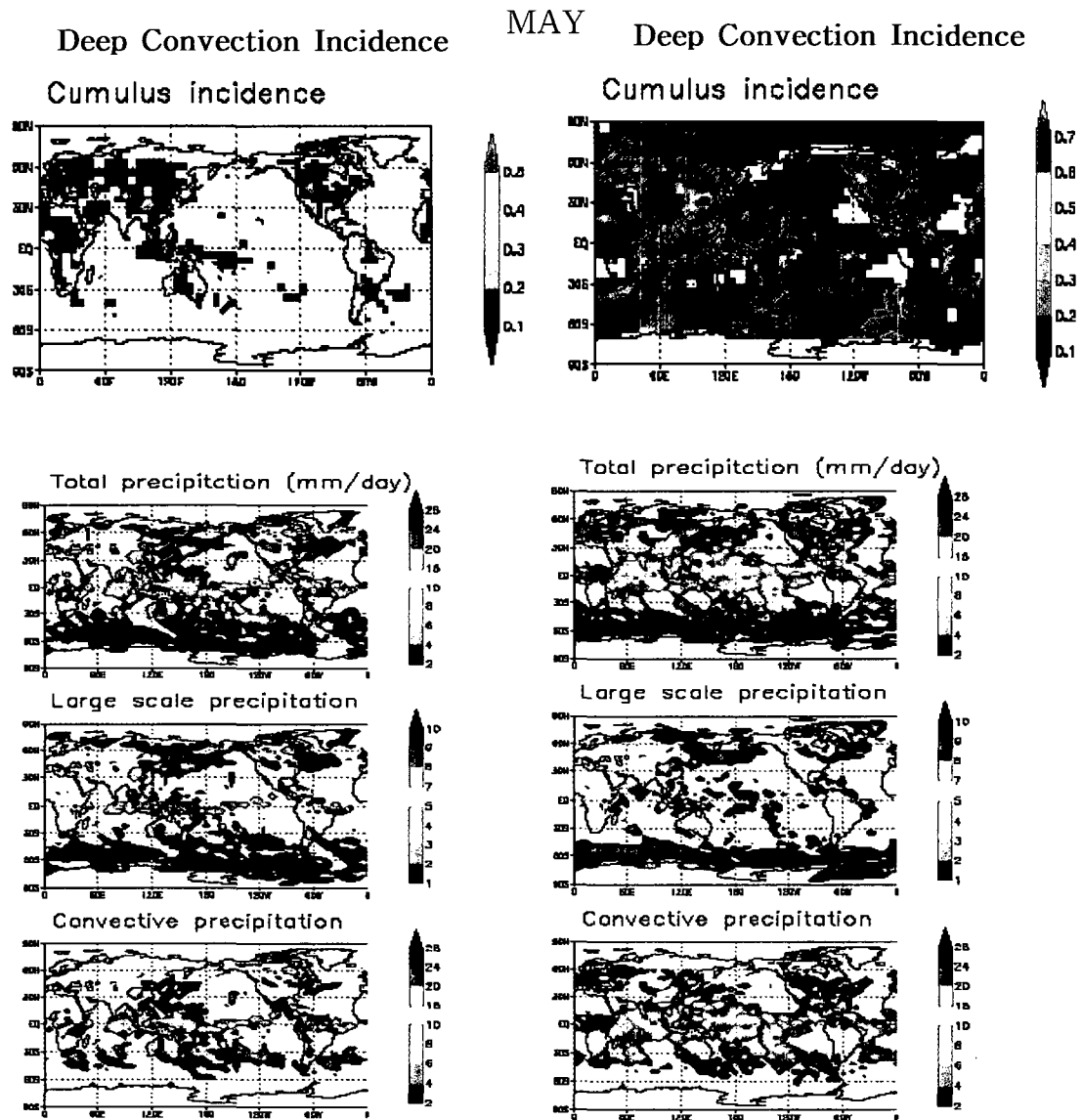


Fig. 3.2.13 Comparison of SAS and MAS



Simplified Arakawa-Shubert scheme

Modified Arakawa-Shubert scheme



NCEP/NCAR precipitation rate (MAY)

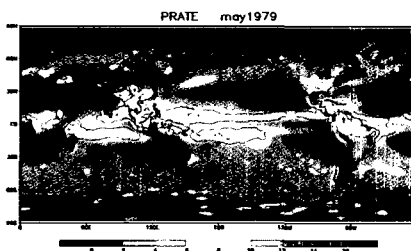


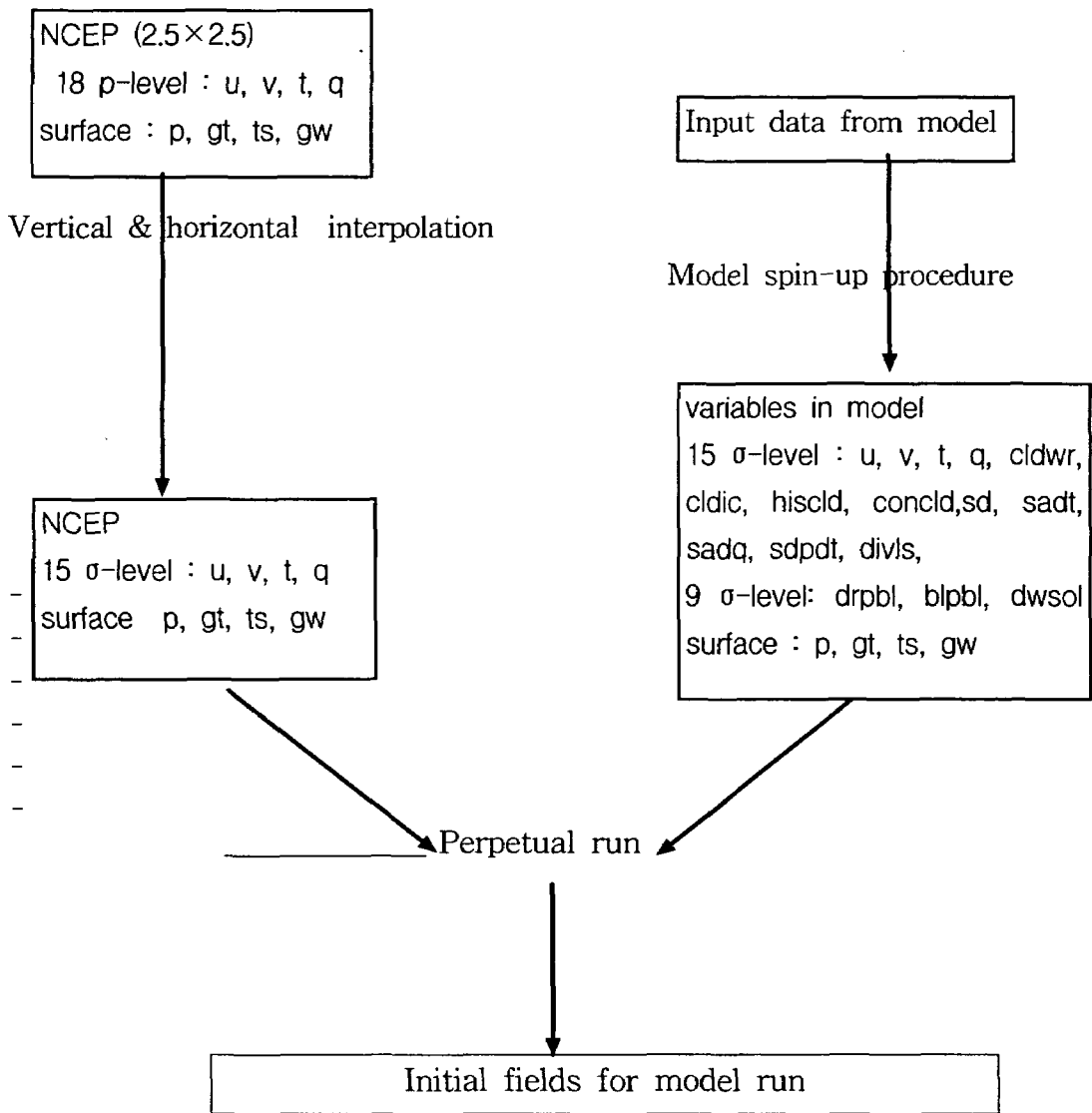
Fig. 3.2.13 Comparison of SAS and MAS

는 초기 시간 이전에 단기 예보를 하는 셈이 되므로 분석자료에 포함된 성장하는 오차가 빨리 발달하게 된다는 장점이 있다. 그러나, 첨가되는 여러 개의 섭동들이 시간차가 있으므로 먼저 적분이 되는 멤버일수록 섭동의 크기가 크게 되기 때문에 먼저 적분이 되는 멤버의 예보가 보다 늦게 적분이 되는 예보에 비해 단기 예보 정확도를 떨어뜨릴 가능성이 있는 것이 단점으로 제시되고 있다. 이 연구에서는 초기장을 비교적 쉽게 구성할 수 있는 LAF 방법을 사용하였다.

모델의 초기자료로서 NCEP/NCAR Reanalysis 자료를 이용하였다. 즉 1999년 7월 29일부터 31일까지의 일평균 자료로 3개의 앙상블 멤버의 초기장을 구성하였다. 우선 위의 3일간의 air temperature, specific humidity, zonal wind, meridional wind 18층의 자료와 mean sea-level pressure, soil wetness, surface specific humidity, surface air temperature, skin temperature, surface zonal wind, surface meridional wind 등의 1층 자료를 받는다. 이 자료들은  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  간격의 regular grid와 gaussian grid로 되어 있으므로 모델 격자에 맞게  $4^{\circ} \times 5^{\circ}$  간격의 grid로 객관분석한다. 객관분석된 자료는 모형의 restart 파일을 이용하여 연직 내삽하는 과정을 거치게 된다. 다음 관측자료를 초기자료로 하여 적분을 수행하기 전에 관측자료를 모형 역학 및 물리 과정에 적응시키기 위한 과정으로서 perpetual 적분을 수행한다. 여기서는 3일간의 perpetual 적분을 사용하였다. 초기화 과정에 대한 개략적인 설명을 Fig. 3.2.14에 도표로 표시하였다.

본 연구에서 쓰인 경계조건으로 사용된 SST는 기후자료를 사용하였다. 이번 여름의 SST는 엘니뇨나 라니냐와 같이 아노말리가 크게 나지 않는 여름이었기 때문에 편의상 기후자료를 경계조건으로 채택하였다. 이렇게 기후자료를 사용하게 된 것은 다분히 임의적인 것으로서 앞의로의 예보에서는 모델 초기 시간 당시의 월평균 SST 아노말리가 적분 수행 기간 내내 지속되는 분석장을 사용하여 경계조건으로 사용할 예정이다.

앙상블의 구성은 24시간 지연을 두고 1999년 7월 29일부터 31일 00UTC까지를 적분 초기 시간으로 가지는 3개의 앙상블 멤버로 구성되는데 각 앙상블 멤버는 독립적인 결정론적 예보를 수행하며, 이들 결과의 앙상블 평균은 단순히 각 멤버들의 산술 평균으로 산출해낸다. 이는 기후 예보의 특성상 각각의 앙상블의 비중이 크게 다르지 않을 것이며 독립적으로 간주할 수 있기 때문이다. 총 적분 시간은 120일이며 초기 8월의 30일간을 제외한 9~11월 동안의 91일간의 모델 적분의 결과를 분석하였다.



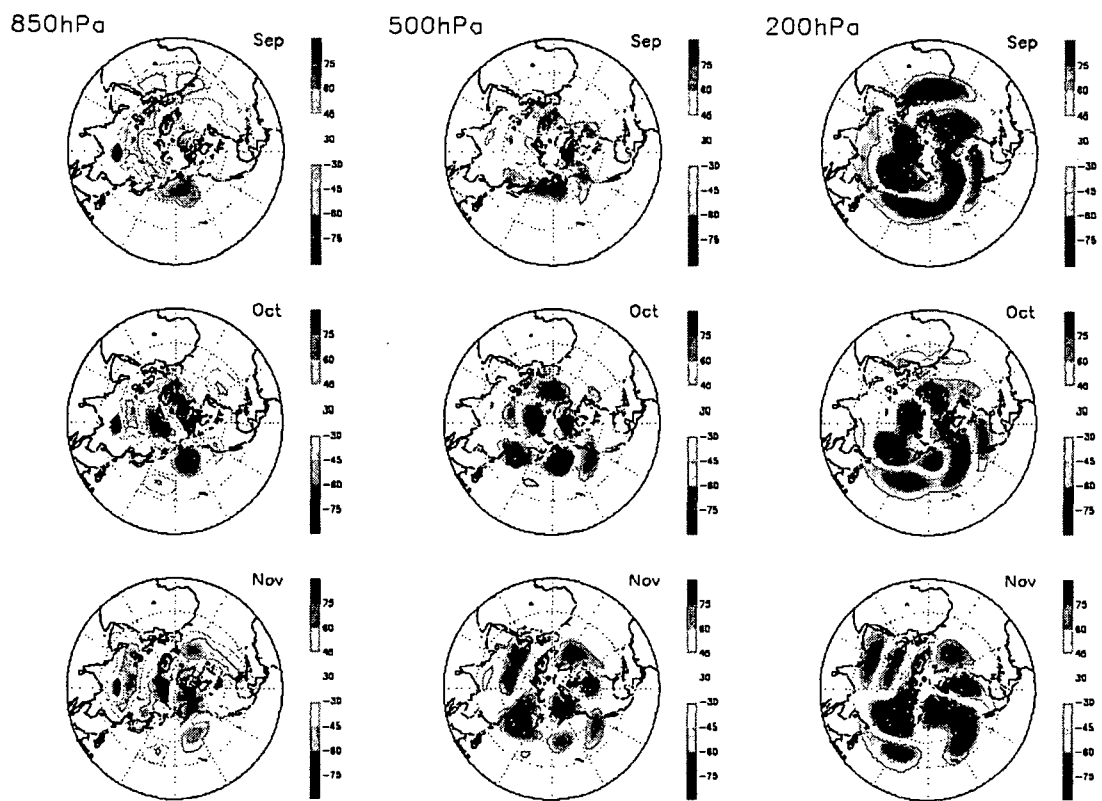
**Fig. 3.2.14** Flow chart of initialization process using observation data.

### (3) 앙상블 월평균장 분석

금년 가을의 기후를 모의하기 위한 이번 실험에서 모델의 결과를 기후값과 비교하였다. 모델의 결과가 아직까지는 오차가 많고, 경계조건으로서 기후자료 값을 사용하였기 때문에 NCEP/NCAR 재분석 자료의 30년간 기후 평균값을 기후값으로 채택하였다.

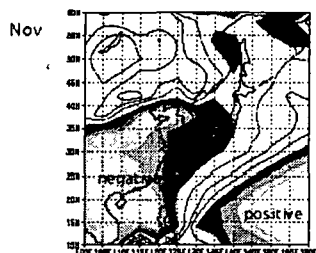
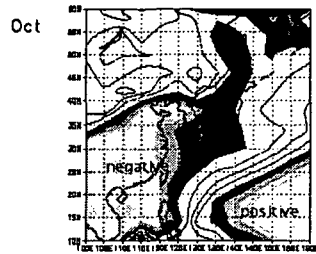
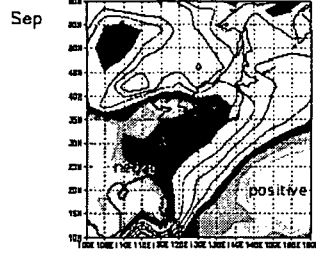
Fig. 3.2.15는 가을의 기온 예측을 위해서 9~11월 각각의 850, 500, 200hPa의 고도장에 대한 예보 결과를 나타내는데 기후값에 대한 모델 결과의 아노말리 값을 나타낸다. 모델 결과와 기후값 각각은 동서평균을 뺀 에디를 사용하였다. 그림에서 9월에 850hPa 및 500hPa에 우리나라와 우리나라 동쪽의 태평양 지역에 약간 높은 아노말리가 나타난다. 이는 북태평양 고기압이 평년보다 북쪽으로 편중되거나, 그 세력이 강하게 남아 있거나 오오츠크해 고기압이 평년보다 발달하고 있는 것으로 해석할 수 있으므로 우리나라 부근에는 전반적으로 고기압권에 들어 기온이 평년보다 높을 것으로 예상하였다. 10월에는 500hPa에서 평년보다 높은 고도값을 보이고 있는데 이동성 고기압이 주로 통과하는 10월에도 전반적으로 기온이 평년보다 높을 것으로 예상하였다. 11월에는 대기 하층에서 상층까지 높은 고도값을 보여 역시 기온이 평년보다 높을 것으로 보았다. 이상의 분석에서 우리나라 부근의 고도 아노말리 패턴은 주로 양의 값을 보여 평년보다 기온이 높았던 여름에 이어 기온 상승 기조를 유지할 것으로 보인다.

Fig. 3.2.16은 강수량 예측을 위해서 지상 강수량 및 OLR 모델 결과를 나타낸 것으로 9월에서 11월까지의 고유 패턴이 그대로 유지되고 있는 모습을 보인다. 강수량은 우리나라와 중국 쪽에 평년보다 적을 것으로 예측되었다. OLR은 우리나라 남쪽에 양의 값으로 대류 활동이 적을 것으로 나타났다. 이 두 그림의 분석에서는 모델이 태평양 서부의 대류활동을 실제 관측치보다 낮게 모의하는데서 비롯된 것으로서 이 자료를 예보에 참고하기에는 문제점이 많다고 생각되나 이와 같이 강수량 예측을 실시한다는 것을 보이고자 하였다.

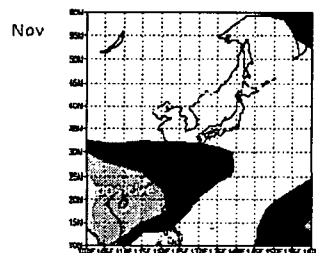
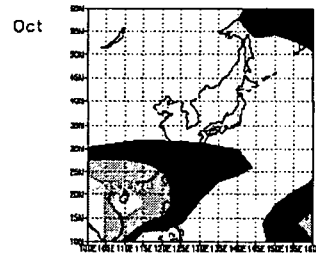
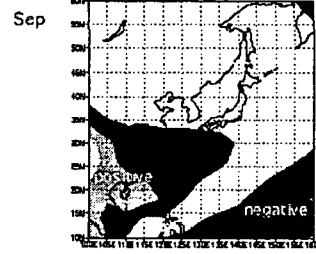


**Fig. 3.2.15** Forecasted anomaly fields of 850, 500, 200hPa geopotential height in September, October, and November.

Precipitation



OLR



**Fig. 3.2.16** Same as Fig. 2.1.4 but for monthly mean precipitation and OLR

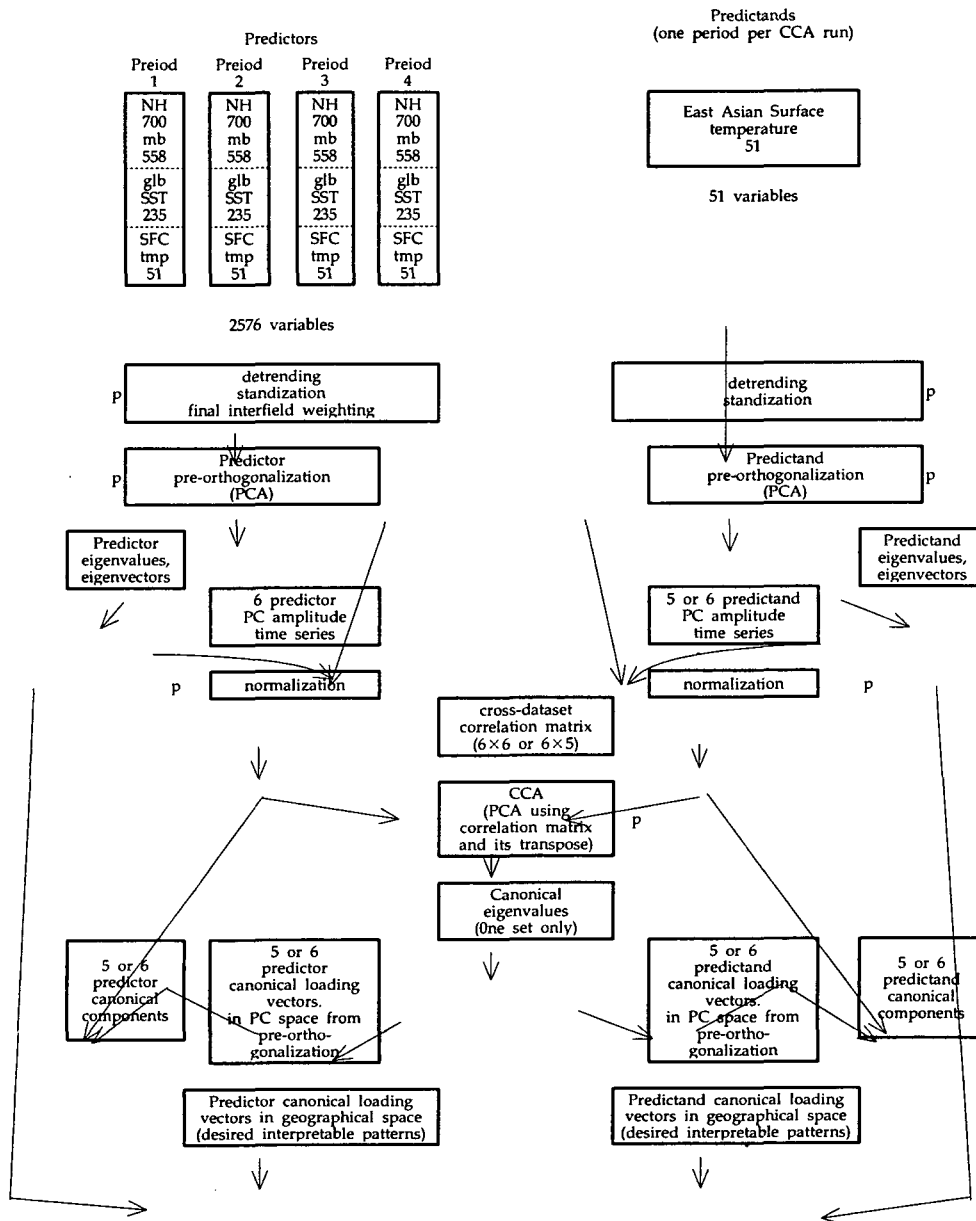
### 3. CCA를 이용한 계절별 기온 및 강수량 예측성

#### 가. 서론

현재 계절 예보에 많이 사용되고 있는 통계적 방법 중의 하나가 정준상관분석(Canonical Correlation Analysis; CCA)으로서 미국 NCEP에서는 이를 이용하여 ENSO 예보 뿐만 아니라 미국의 계절별 기온 및 강수량 현업예보를 수행하고 있다. 이 연구는 미국 NCEP의 Dr. Barnston의 CCA 프로그램 코드를 입수하여 한반도에 대한 기후예보 평가 실험을 시도하였다. 이를 위하여 한국과 일본 지역 (120-145°E, 25-48°N)을 대상으로 예측성 연구를 수행하였으며 우리 나라의 예보 숙련도를 높일 수 있는 경우를 찾고자 예보인자를 달리한 실험을 시도하였다.

#### 나. 정준상관분석

CCA는 다변수 회귀방법으로서 공간 또는 시간적으로 예보인자(predictor)의 패턴과 예보변수(predictand)의 패턴을 선형적으로 연관시켜 분석하는 방법이다. 선형 회귀 방식과 마찬가지로 CCA는 예보인자로부터 예보변수를 hindcast 하는데 있어서 그 제곱 오차를 최소화하게 된다. CCA는 고유값 분석을 사용하여 예보인자와 예보변수의 공분산 구조를 정의하고 각각의 모드를 설명하는 교차 자료세트(cross-dataset)의 상관 관계를 분석한다. 이러한 점에서 CCA는 단일 자료세트(single-dataset) 내의 분산을 분석하는 EOF와는 구별될 수 있다. Fig. 3.2.17은 CCA의 과정을 도식적으로 보여준다.



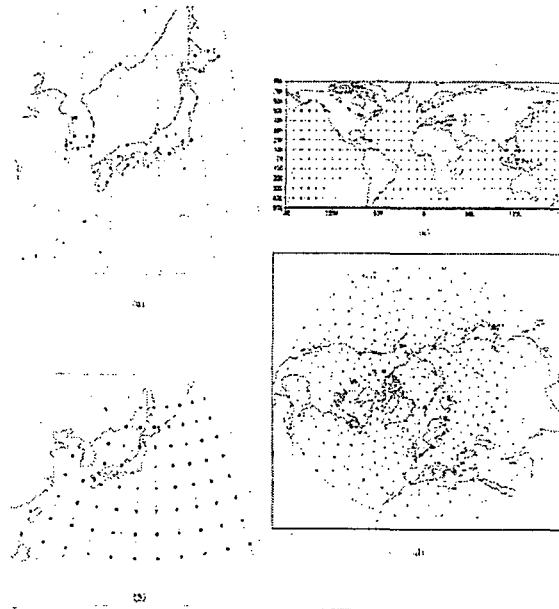
**Fig. 3.2.17.** Schematic illustration of the production of the CCA products. The left(right) side shows processes involving predictors(predictands) and the middle shows processes involving both. Rectangles with a "P" to the side denote processing steps; all other rectangles denote bodies of data. Matrix calculations are implied when two arrows merge into one. From top to bottom the flow chart shows the raw data and its preprocessing, followed by preorthogonalization and normalization, formation of a cross-dataset correlation matrix, the CCA itself, and the resulting canonical loading vectors, components, and eigenvalues.



## 다. 분석 과정

### (1) 자료

이 연구에서는 1961. 1. ~ 1997. 12. 동안의 전구 SST, 북반구 700 hPa 고도 자료, 한국과 일본의 기온 및 강수량 관측 자료, 북서태평양 SST 자료 등이 사용되었다. 북서태평양 SST 자료는 20~48°N, 120~160°E 구역의 OISST 자료를 이용하였고, 한국과 일본의 기온 및 강수량 관측소 자료는 CAMS(Climatic Anomaly Monitoring System)의 월별 자료를 사용하였다. 그 외의 자료는 Barnston(1994)이 사용한 것과 동일한 자료가 채택되었다. 이들 자료의 영역을 Fig. 3.2.18에 표시하였다.



**Fig. 3.2.18.** Geographical distribution of the different predictor and predictand fields. (a) surface air temperature (T) at 51 stations in East Asia. (b) Sea surface temperature (SST) values at 71 grid points in and adjacent to Korea and Japan. (c) quasi-global SST values at 235 grid points as represented by the average SST value in 10° lat by 10° long boxes. (d) 700-hPa geopotential height values at 358 grid points.

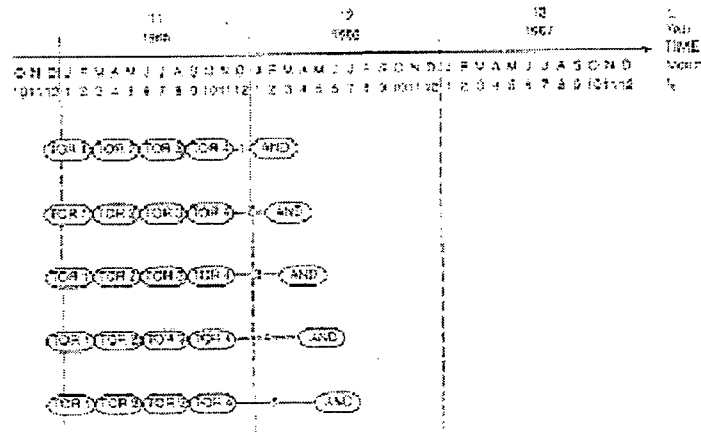
### (2) 예보인자와 예보변수의 선택 및 구성

기온 예보를 위한 예보인자는 700 hPa 고도와 전구 SST, 기온 등이 쓰인다. 반면 강수량 예보시에는 예보인자가 700 hPa 고도와 전구 SST 만을 사용한다. 강수는 고도장 또는 이전 시간의 지상의 기후 특성과 선형적인 관련성을 찾을 수 없었기 때문이다. 또한 북서태평양의 SST 자료가 전구 SST 자료 대신 예보인자로서 입력되어

실험되기도 하였다. 만일 예보변수 기온의 예보인자로 700 hPa 고도, 전구 SST, 기온 등이 쓰인다면, 700 hPa 고도 자료 358개, 전구 SST 자료 235개, 기온 자료 51개로 총 644개의 3개월 평균 자료가 쓰이며 이와 같이 3개월 평균자료가 연이은 총 4개 세트 구성되어 최종적인 예보인자의 입력 자료가 된다. 즉 2576개의 예보인자가 입력되는 셈이다. 예보변수는 51개 지점의 3개월 평균 기온 자료로서 입력된다. CCA의 과정을 도식적으로 보여주는 Fig. 3.2.17의 상단에서 이와 같은 입력 자료의 구성을 알 수 있다.

(3) 예보 선행 기간의 구성 및 교차-검증(cross-validation)

예보 선행 시간(lead time)은 예보인자의 마지막 3개월 평균 자료의 최종 월과 예보변수의 초기 월 사이의 기간으로 정의하였다. Fig. 3.2.19는 예보인자와 예보변수들의 구성과 예보 선행기간을 설명하고 있다. 교차-검증은 자료세트의 무작위 변동을 표현할 때 발생하는 임의성을 줄여보고자 설계되었다. 즉 CCA 분석시 예보인자의 모든 해에 대해서 한번씩 번갈아 가며 제거된 후 나머지 해들의 자료를 가지고 예보를 하게 된다. 여기서 산출된 예보치와 제거된 한 해의 관측치가 비교되어 예보율을 계산한다.



**Fig. 3.2.19.** Graphical illustration of the temporal configuration of the predictor and predictand periods. Each of the predictor and predictand periods is 3-months long (a season). Four non-overlapping contiguous predictor periods (TOR1-TOR4) are followed by a lead time and then a single predictand period (AND).

#### (4) 전처리 과정

CCA를 시작하기 전에 각각의 예보인자와 예보변수의 자료세트는 detrend, 표준화 (standardization), 변수간 가중치 설정(interfield weighting) 등의 과정이 선행된다. detrend 과정은 각 지점의 자료가 시간에 따라 갖는 trend를 제거하고자 하는 것으로, 단기 기후 변동을 예보하는데 초점을 맞출 경우에 중요하게 적용된다. 표준화 작업은 자료값에서 평균을 빼고 표준편차로 나누는 정규화과정을 일컫는 것으로서 자료의 지점의 위치에 따른 경년 변동에 관계없이 모든 지점의 자료가 예보 패턴에 있어서 동일한 기여를 할 수 있게 해준다. 위의 두 과정을 끝마친 다음 변수간 가중치를 설정한다. 앞에서 설명한 것처럼 예보인자가 입력될 때 각 예보인자의 개수가 각기 다르기 때문에 결과적으로 개수에 비례하여 변수간 가중치가 설정되는 셈이 된다. 모든 예보인자가 똑같은 격자 수를 공유하고 있지 않는 이상 개수에 비례하는 변수간 가중치 부여는 바람직하지 않으며, 여러 가지 민감도 실험을 통하여 예보율을 높일 수 있는 가중치를 부여할 필요가 있다. 미국에 대한 연구의 경우 다른 예보인자들 보다 SST 자료에 2배 가중치를 주는 것이 가장 적절하다고 하였다. 본 연구에서도 SST 자료에 2배의 가중치를 주는 것이 그렇지 않은 것보다 예보 숙련도가 약간 높게 나왔다.

다음으로 예보인자와 예보변수는 각각의 EOF 분석을 통하여 고유값과 고유벡터를 생산하게 된다. 예보인자는 연이은 4개의 3개월 평균값이 모두 함께 분석된다. 생산되는 고유 모드는 6개까지만 CCA에 활용된다. 만일 어떤 모드의 고유값이 선행 모드의 고유값의 1%에도 못 미치는 경우에는 선행 모드까지만 출력한다. 이러한 규칙이 적용되어 대개 5 내지 6개의 모드가 생산되었다.

#### (5) CCA

전처리 과정을 거친 후 예보인자와 예보변수 각각의 고유 모드가 생산되면 이들로 이루어진 교차 상관 행렬을 구성하여 CCA 과정에 입력된다. 정준 고유값을 구하고 예보인자 및 예보변수의 정준 성분, 정준 벡터, 정준 시계열 등이 생산된다. CCA에 대한 이론적 기술은 Barnett and Preisendorfer(1987)을 참조할 수 있다.

라. CCA를 이용한 기온 예측성

##### (1) 실험설계

한국과 일본 영역의 기온예보를 위해서 예보인자를 달리한 여러 가지 실험을 실시하였다. 각 실험들의 예보인자 구성은 다음과 같다.

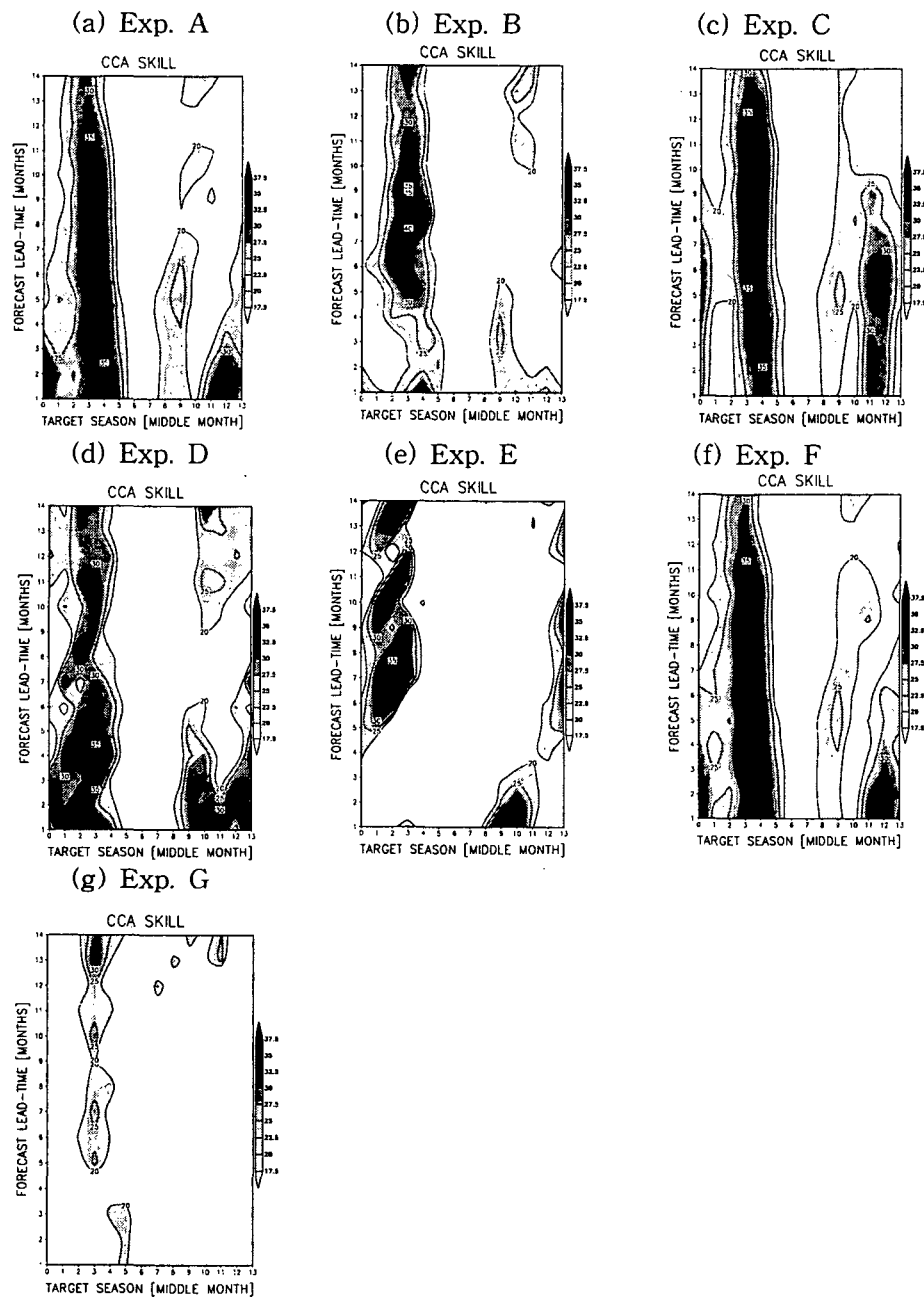
Exp. A: Global SST + 700 hPa height + SFC temp

- Exp. B: Local SST + 700 hPa height + SFC temp
- Exp. C: only Global SST
- Exp. D: only 700 hPa height
- Exp. E: only SFC temp
- Exp. F: Global SST + 700 hPa height
- Exp. G: only Local SST
- Exp. H: Global SST + 700 hPa height + SFC temp (detrended)

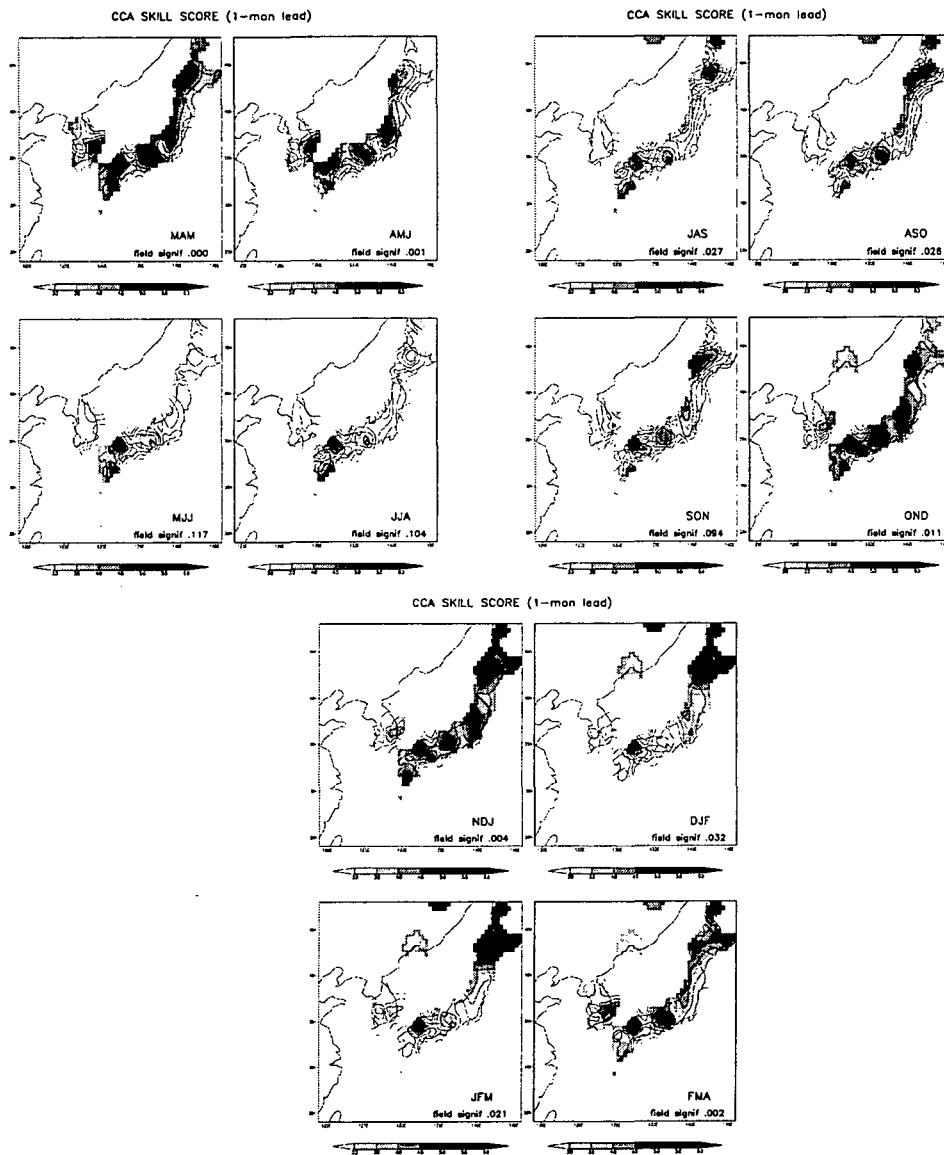
(2) 상관계수

Fig. 3.2.20은 위 실험들의 기온예보에 대한 관측소 평균 교차-검증 상관계수를 나타낸다. 실험 A에서 상관계수는 3월을 중심으로 한 늦겨울에서 초봄에 가장 높은 상관계수를 보였으며 늦여름에서 초가을인 8, 9월에 그 다음 높은 수치를 보이고, 짧은 예보 선행 시간 동안의 겨울철인 12월에 상관계수가 높았다. 실험 A가 모든 실험 가운데 비교적 가장 좋은 결과를 보였다. 실험 A와 실험 C, D, E를 비교하면 SST 하나의 예보인자로서도 실험 A와 거의 유사하였으며, 700 hPa 고도는 겨울과 봄의 짧은 선행시간 예보에 기여하는 것으로 보이고, SST는 여름과 가을에 상대적으로 상관계수가 높게 나왔다. 또한 예보인자에서 기온이 제거된 실험 F는 실험 A와 유사하거나 오히려 약간 좋은 결과를 보여 이는 기온이 예보인자로서의 기능이 미약하다는 것을 의미한다. 전구 SST 대신 북서 태평양의 SST를 사용한 실험 B의 경우 전반적인 상관계수가 떨어진다.

Fig. 3.2.21는 실험 A의 상관계수의 지리적 분포를 보여준다. 우리 나라에서의 예보율을 살펴보면 겨울부터 봄까지 주로 남해안과 경상도, 강원도 지역에 0.3 이상 지역이 나타나며 그 외 기간에는 좋지 않았다. 그림에 나타난 field significance는 무작위 모의를 1000번 시행한 결과가 실험 예보의 결과 보다 좋을 확률을 뜻하며, 0.050 이하일 경우 의미가 있는 것으로 본다. 한국과 일본을 포함하는 지역에서의 기온 예보 실험에서 특히 관심을 두었던 여름철에는 전반적인 예보율도 낮으며 지리적으로 한국에서의 예보율이 더욱 낮게 나타났다.



**Fig. 3.2.20.** The area average cross-validated anomaly correlation coefficient for forecasts of surface air temperature. The target season is on the abscissa and the forecast lead time is on the ordinate.



**Fig. 3.2.21.** Geographical distribution of CCA skill in forecasting 3-month mean surface temperature at 1-month lead with double-weighted SST predictors for several 3-month mean period.

### (3) 기온 예측성 분석

실험 A 사례에 대하여 우선 늦겨울-봄철의 기온 예측성을 분석하였다. 연중 가장 상관계수가 좋게 나타난 늦겨울-봄철 시기의 상관계수의 원인을 살펴보기 위하여 1개월 선행 시간 예보로 3개월 평균 기온(FMA)의 예보 결과를 조사하였다. 1개월 선행 시간 예보이기 때문에 예보인자의 기간은 12월이 마지막 월이 되며 평균 상관계수는 0.341이었다. 상관계수의 지리적 분포를 나타낸 Fig. 3.2.21에서 보면 일본 대부분의 지역과 우리나라의 영남 및 남해안 지역에 0.3 이상의 값을 보였다. Figs. 3.2.22~2.2.24은 예보인자들의 로딩 패턴 (loading pattern)으로서 각 예보인자의 정준 고유벡터들의 3번째 모드까지를 나타낸 것이다. 이 로딩 패턴의 크기는 그 모드의 예보인자가 예보율에 기여하는 상대적인 크기를 뜻한다고 볼 수 있다. 각 모드가 예보변수의 변동성을 설명하는 비율은 각각 8.0%, 7.8%, 5.3% 이었다. 4개의 연이은 SST 로딩 패턴에서 모드 1은 매우 복잡하게 나타나나, 북서 태평양 주변과 열대 태평양 부근의 반대되는 부호의 양극화 현상이 지속되는 패턴을 보인다. 모드 2는 ENSO가 점차 발달하는 패턴이며, 모드 3은 뚜렷하지는 않으나 ENSO가 소멸하는 패턴이라 볼 수 있다 (Fig. 3.2.22). 미국에 대한 연구에서는 모드 1에서 강력한 ENSO의 발달이 나타났다 (Barnston, 1994). 마찬가지로 700 hPa 로딩 패턴을 보면 모드 1은 겨울철 NAO 패턴 이후 봄철 이후 한반도 주변에 남북으로 양극 패턴이 나타나고 있다. 모드 2는 뚜렷한 특징은 없으나 PNA 패턴을 찾을 수 있다 (Fig. 3.2.23). 모드 3에서는 강한 NAO 패턴이 나타나고 있다. 예보인자로서의 기온 패턴을 보면 모드 1에서는 같은 부호로서 나타나고 있어 trend 패턴이 뚜렷하며 모드 2에서는 여름철의 영향이 예보율에 가장 크게 미치고 있는 모습을 보였다 (Fig. 3.2.24). 예보변수로서의 기온 패턴에서는 전체적으로 같은 부호를 보이며 trend 경향이 나타난다. 우리나라는 모드 1로부터 예보율이 주로 나타나고 있어 모드 1의 영향이 예보에 가장 중요함을 알 수 있다 (Fig. 3.2.25). 각 모드가 원래의 예보변수의 변동성을 설명하는 비율은 각각 13.6%, 8.0%, 7.6% 이었다. Fig. 3.2.26은 기온에 대한 예보인자의 시계열을 나타내는데, trend 패턴이 모드 1에서 뚜렷이 나타나며 모드 2는 ENSO 주기와 거의 유사하게 나타났다.

늦여름-초가을의 기온 예측성을 알아보기 위하여 위에서 살펴본 요소들을 분석한 결과 보고서에는 보이지 않았으나 겨울철 예측성에서 보인 모드 1의 trend 패턴과 모드 2의 ENSO 패턴이 마찬가지로 나타났다. 이들 결과를 종합해 볼 때 ENSO가 가장 지배적인 요소로 작용하는 미국의 연구 사례와는 달리 우리나라는 두 번째 모드에서 ENSO를 찾을 수 있었고, trend 패턴이 가장 지배적인 것으로 분석되었다.

### (4) detrend를 수행한 실험의 기온 예측성

실험 H에서 기온의 상관계수를 계절별로 볼 때 실험 A의 높은 상관계수가 많이 제거되어 0.3 이하로 모두 떨어지는 가운데 늦겨울-초봄의 상관계수가 가장 높게 나오며 다른 계절에서는 매우 낮은 수치를 보인다 (Fig. 3.2.27). 미국의 경우 detrend 과정을 수행한 경우가 그렇지 않은 경우보다 약간 상관계수가 높았으나 trend 패턴이 강한 우리나라에서는 detrend 과정 수행 후 상당히 낮은 수치를 보인다. 앞 절의 경우와 마찬가지로 FMA에 대한 로딩 패턴을 분석할 때 전 실험보다 매우 복잡한 양상을 보이고 있다. 늦겨울-초봄의 경우 trend 패턴이 보이지 않았고, 700 hPa의 국지적인 남극 양극 패턴 또한 뚜렷하지 않았다. 예보인자의 시계열에서도 trend 패턴이 사라지고 수십년 변동 패턴이 나타났다 (Fig. 3.2.28). 그러나 SST 모드 2에서의 ENSO 특징은 여전히 나타나고 있었으며 모드 1에서는 북서 태평양과 열대 태평양의 양극화 현상이 발견되었다. 늦여름-초가을에 대한 로딩 패턴의 경우에는 뚜렷한 패턴을 찾기가 더욱 어려웠다.



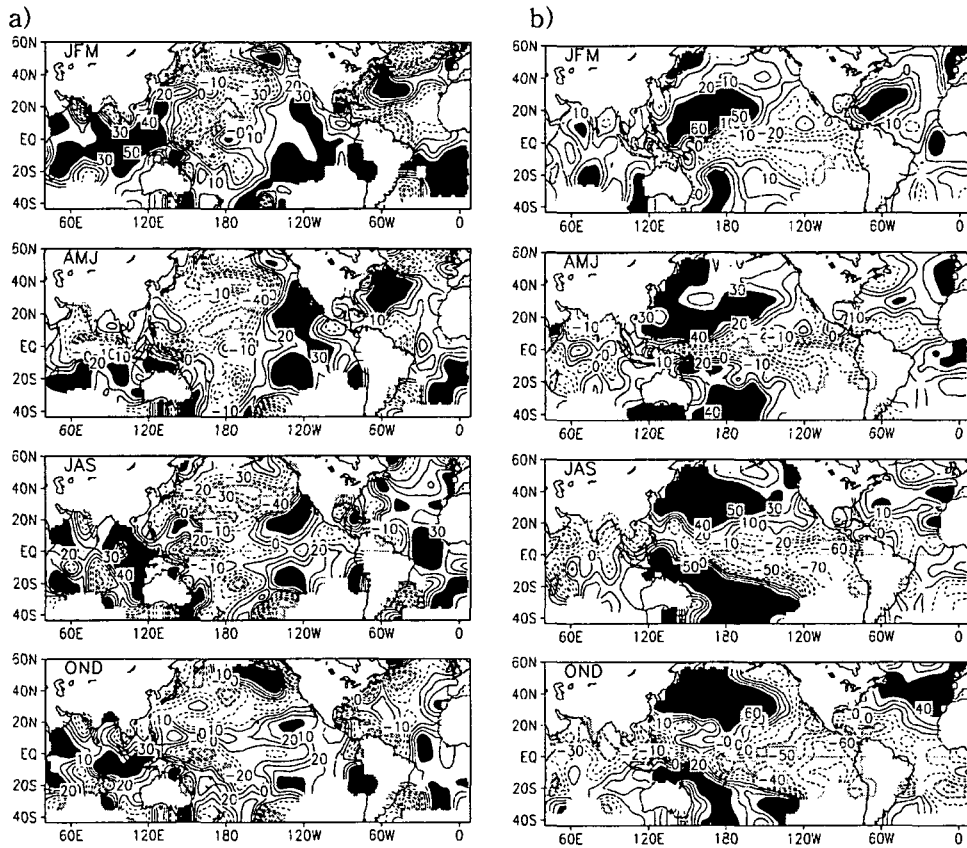
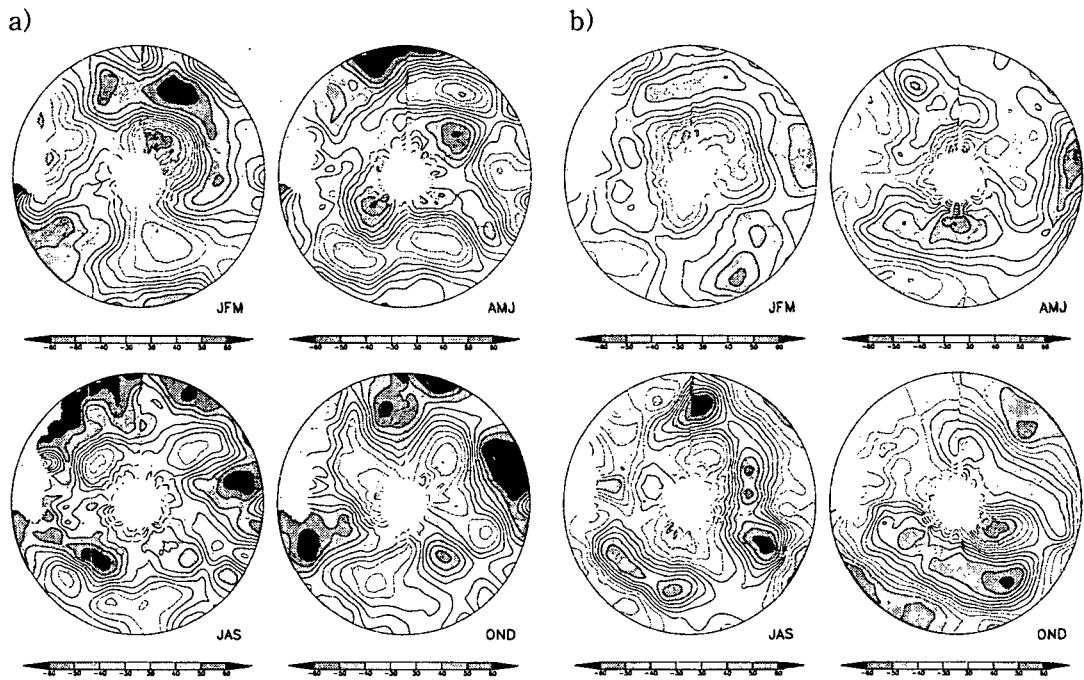
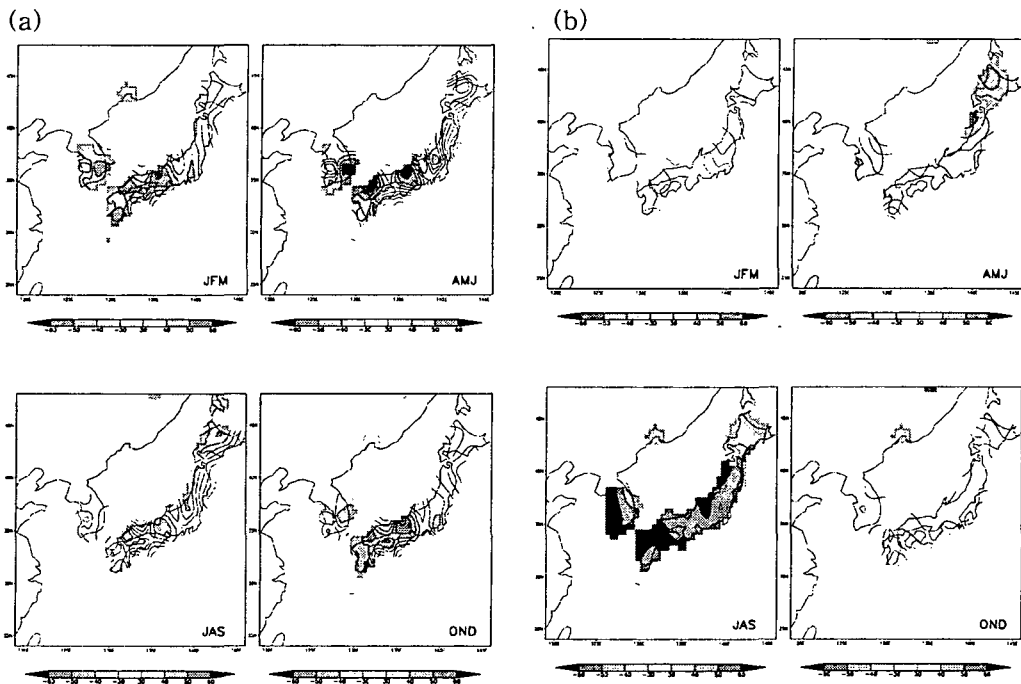


Fig. 3.2.22. SST predictor CCA loadings for mode (a) 1, (b) 2 for prediction Feb-Mar-Apr surface temperature at 1-month lead.



**Fig. 3.2.23.** As in Fig. 3.2.22 except for 700 hPa predictor loadings pattern. Lowest point in the picture denotes 180°E.



**Fig. 3.2.24.** As in Fig. 3.2.22 except for surface temperature predictor loadings

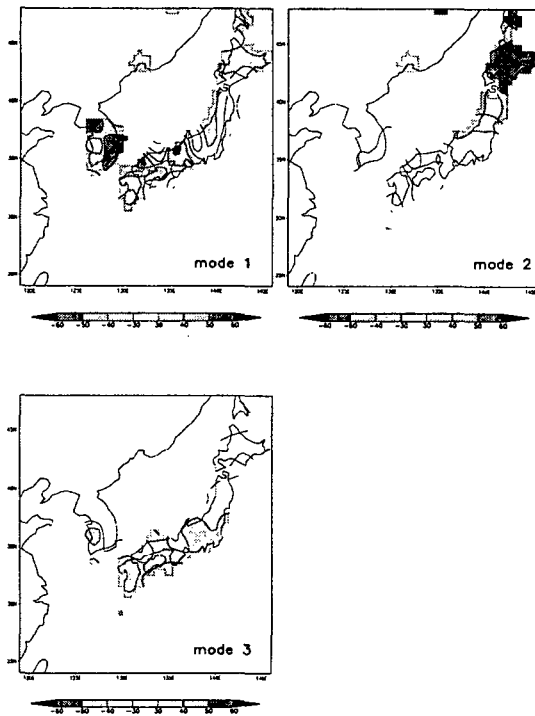


Fig. 3.2.25. As in Fig. 3.2.22 except for surface temperature predictand loadings

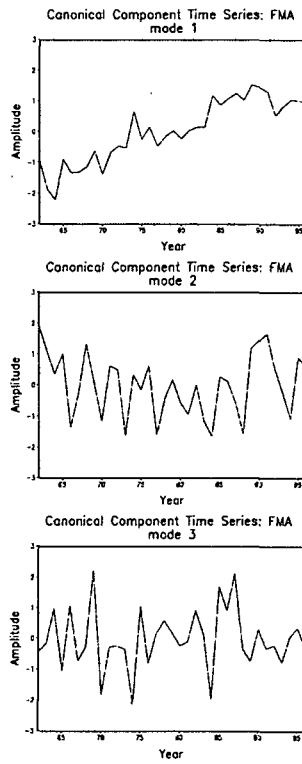


Fig. 3.2.26. The canonical component time series for mode 1 for the prediction of Feb-Mar-Apr surface temperature.

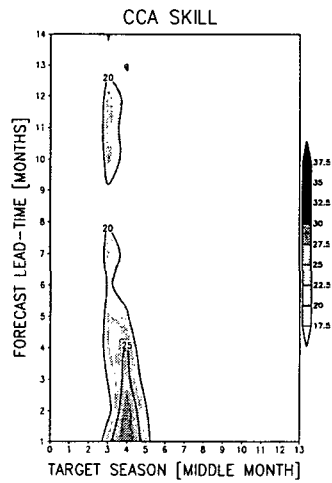


Fig. 3.2.27. As in Fig. 3.2.22 except for CCA forecasts with Exp. A including detrending.

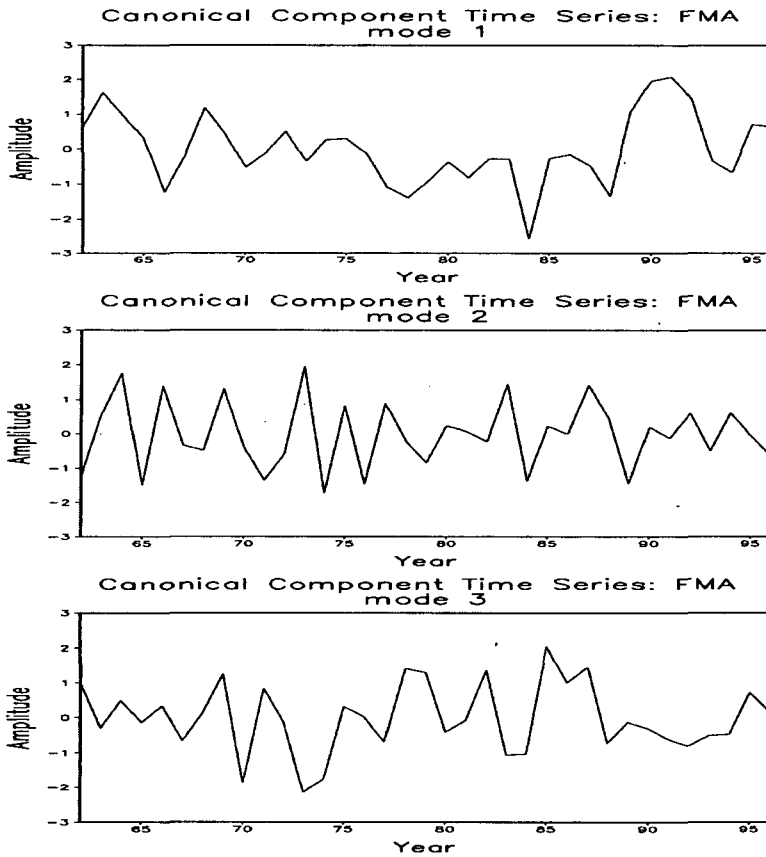


Fig. 3.2.28. As in Fig. 3.2.26 except for CCA forecasts with Exp. A including detrending.

## 마. CCA를 이용한 강수량 예측성

### (1) 실험설계

한국과 일본 영역의 강수량 예보를 위해서 예보인자는 Global SST 와 700 hPa height 만으로 구성하고 예보 변수는 한국과 일본의 관측소 50개의 월강수량 자료이며 detrend 과정을 수행하였다. detrend를 생략한 실험은 본 실험과 큰 차이를 보이지 않았다.

### (2) 상관계수

강수량에 대한 상관계수는 0.2 이하의 값을 나타냈고 12월을 중심으로 한 겨울철에 가장 높았다 (Fig. 3.2.29). 여름철에 대한 값은 매우 낮았다. 지리적으로 상관계수를 알아볼 때 우리 나라는 남해안 일부에서 0.3 이상의 값을 나타냈을 뿐 다른 지역에서는 그 이하의 낮은 값을 보였다 (Fig. 3.2.30).

### (3) 강수량 예측성 분석

상관계수가 가장 높은 겨울철(NDJ)에 대해 1개월 선행 시간 예보를 수행하여 상관계수의 근원을 알아보았다. 상관계수가 매우 낮게 나타난 강수량 예보의 경우 뚜렷한 로딩 패턴을 찾기는 어려웠다. 본 보고서에는 보이지 않았으나 SST의 로딩 패턴은 모드 1과 모드 3에서 ENSO가 나누어져 나타나고 있다. 모드 1에서는 ENSO의 전이 과정을 보이며 모드 3은 소멸하는 ENSO를 보이고 있다. 마찬가지로 700 hPa 로딩 패턴에서는 모드 3에서 PNA패턴이 나타나며 서태평양의 알류산 부근과 그 남쪽의 양극화 양상을 볼 수 있었다.

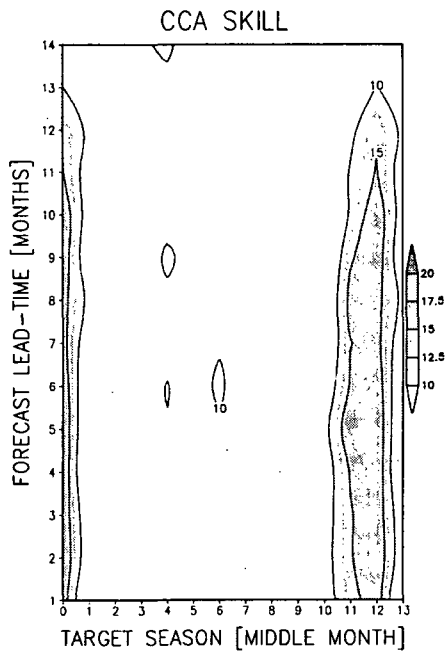


Fig. 3.2.29 As in Fig. 3.2.20 except for 3-month total precipitation.

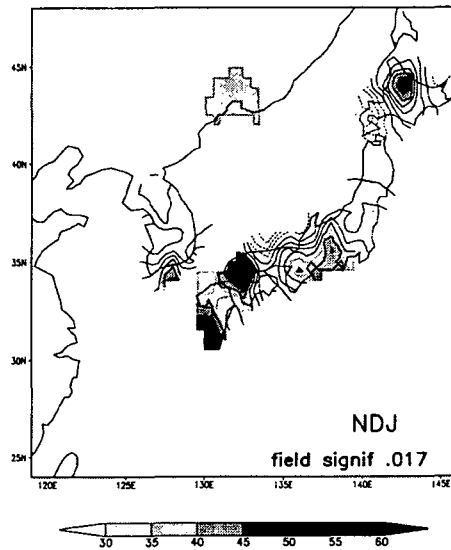


Fig. 3.2.30. As in Fig. 3.2.21 except for CCA forecast of 3-month total precipitation for Nov-Dec-Jan.

#### 바. 강수량 예보율 개선 실험

본 연구에서는 강수량 예보율을 높이기 위해서 예보 인자에 변화를 주어 실험한 경우의 예보율을 분석하였다. 1961년부터 1997년까지의 37년간 자료로부터 예보율을 생산할 때 대신 인도양에서 동아시아에 걸친 유선함수장과 SST 또는 700hPa 고도장을 사용하여 상관계수를 산출하였다. 유선함수장을 사용한 것은 한반도에 강수는 아시아에 걸쳐 일어나는 몬순의 순환과 관계가 있을 것으로 보고 인도양에서 동아시아에 걸쳐진 몬순의 바람장을 예보인자로 사용하고자 하였다.

정준상관분석은 다변수 회귀방법으로서 공간 또는 시간적으로 예보인자(predictor)의 패턴과 예보변수(predictand)의 패턴을 선형적으로 연관시켜 분석하는 방법이다. 선형회귀 방식과 마찬가지로 정준상관분석은 예보인자로부터 예보변수를 hindcast 하는데 있어서 그 제곱 오차를 최소화하게 된다. 정준상관분석은 고유치 분석을 사용하여 예보인자와 예보변수의 공분산 구조를 정의하고 각각의 모드를 설명하는 교차 자료세트(cross-dataset)의 상관 관계를 분석한다. 이러한 점에서 정준상관분석은 단일 자료세트(single-dataset) 내의 분산을 분석하는 EOF와는 구별될 수 있다.

강수량 예보에는 예보인자가 유선함수장과 전구 SST를 사용한다. 유선함수는 NCEP/NCAR 재분석자료가 사용되었고 SST 자료는 NCEP의 전지구 OISST자료를 사용하였다. 예보 변수로는 한반도 및 일본의 관측소 강수량 자료 51개로 구성되었으며, 예보인자 및 예보 변수 모두 3개월 평균 자료로 구성되어 최종적인 입력 자료가 된다. 예보인자로 강수량 자료가 들어가지 않았는데 이는 강수가 이전 시간의 지상의 기후 특성과 선형적인 관련성을 찾을 수 없었기 때문이다.

예보 선행 시간(lead-time)은 예보인자의 마지막 달에서 예보변수의 처음 달 사이의 기간을 뜻하는 것으로서 본 연구에서는 1개월에서 14개월의 예보 선행 시간에 대해서 분석하였다.

Fig. 3.2.31은 한반도와 일본 지역의 강수량 예보의 면적 평균 아노말리 상관계수를 나타낸다. 가로축은 예보 대상이 되는 계절로서 3개월 평균했을 때의 가운데 월을 뜻하고 있다. 즉 3, 4, 5월의 3개월 평균한 예보값은 4월로 표시하였다. 세로축은 예보 선행 시간으로서 1개월 부터 14개월까지의 기간이 나타나 있다. 위쪽의 그림은 예보인자를 700hPa와 유선함수장을 사용하였을 때의 상관계수이며 아래 그림은 유선함수장과 SST를 예보인자로 사용하였을 때의 상관계수를 뜻한다. 상관계수값은 100을 곱한 값이며 예를 들어 20은 0.2의 값을 나타낸다.

예보인자로서 700hPa와 SST를 사용하였을 때와 이 두 그림을 비교하여 볼 때 11, 12, 1월에 대한 평균 강수량을 가장 잘 모의하는 점은 동일하게 나타나고 있으

나 그 크기에 있어서 좀더 향상된 모습을 보인다. 12월에 0.2를 넘는 예보 선행 시간이 6개월 정도로 연장되고 상관계수도 0.2를 약간 상회하는 것으로 보인다. 아래 그림이 1년 정도의 예보 선행 시간까지 유효하게 나타나는 점은 예보인자로서 700hPa와 SST를 사용하였을 때의 결과와 유사하였다. 또한 예보선행시간이 짧은 경우 가을에 대한 예보율이 조금 나타나고 있다. 봄철의 경우 예보인자로서 700hPa와 SST를 사용하였을 때와 달리 4개월 이상의 예보 선행 시간에서 약하게 예보율이 나타나고 있다. 그러나 강수가 가장 많고 강수 예보가 절실히 요구되는 여름철 기간에 대해서는 0.1도 안되는 거의 예보가 불가능한 것으로 판단된다. 이는 여름철의 강수량 변동성이 다른 계절에 비해 크기 때문이라고 사료되며 정준상관분석으로도 여름철에 대한 강수 예측은 어려운 것으로 판단된다. 이상의 결과에서 볼때 겨울철이 가장 좋은 예보율을 보이고 있지만 이 정도의 상관계수 값이 나타나는 예보를 실제 예보에 적용되기에는 부족하며 다른 통계적 방법에 의한 강수량 예측에서도 지적된 바와 같이 강수량 예보는 어느 계절을 막론하고 아직까지 어려운 것으로 사료된다.

Fig. 3.2.32는 위에서 분석한 상관계수의 지리적 분포로서 11월, 12월, 1월의 3개월 평균 강수량에 대한 것이며 예보 선행 시간이 1개월일 때의 예보율을 보여준다. 그림에서 0.3 이상 지역이 음영 처리되어 있는데 우리나라는 남해안, 제주도 이외에는 0.3 이하의 상관계수를 보여주고 있으며 일본의 남동부 지역에서 비교적 좋은 상관관계를 보여주고 있다. 그림에 나타난 field significance는 무작위 모의를 1000번 시행한 결과가 실험 예보의 결과 보다 좋을 확률을 뜻하며, 0.050 이하일 경우 의미가 있는 것으로 보는데 그림에서 0.015이므로 확률적으로 유의하다고 볼 수 있다. 이 그림에서 각 관측소의 특성이 인접 지역의 관측소와 크게 다른 곳이 많아 국지적으로 일정하지 않은 패턴을 보이고 있다. 예를 들어 일본의 해안 지역의 관측소들에서는 주변 지역과 상이한 상관계수를 보인다. 즉 한국과 일본은 반도와 섬이기 때문에 넓은 지역에 걸쳐 균등한 패턴을 보이기보다는 지역적으로 강수량의 편차가 크게 나타나는 각 관측소 고유의 강수 패턴을 보여주고 있다. 이외의 계절 특히 여름철의 지리적인 상관계수 분포를 분석하였을 때 우리나라 대부분 지역에서는 낮은 상관계수를 보였다.

연중 가장 상관계수가 좋게 나타난 Nov-Dec-Jan 시기의 강수량 예측성을 분석하였다. 상관계수의 기인을 알아보기 위해 1개월 선행 시간 예보로 3개월 평균 강수량(NDJ)의 예보 결과를 조사하였다. 1개월 선행 시간 예보이기 때문에 예보인자의 기간은 9월이 마지막 월이 된다. Fig. 3.2.33은 예보인자 중에서 SST의 로딩 패턴 (loading pattern)으로서 예보인자의 정준 벡터(canonical eigenvectors)들의 3번



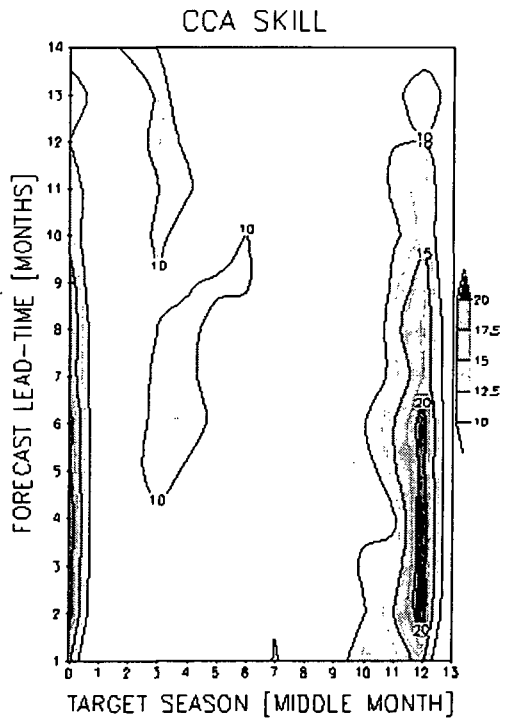
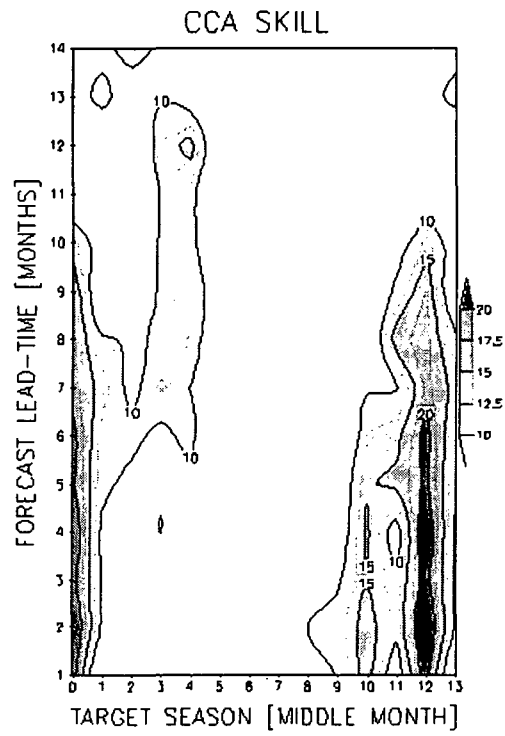
재 모드까지를 나타낸 것이다. 이 로딩 패턴의 크기는 그 모드의 예보인자가 예보  
올에 기여하는 상대적인 크기를 뜻한다고 볼 수 있다. 4개의 연이은 SST 로딩 패  
턴은 3개월 평균한 것으로서 과연 SST의 어떠한 특징이 예보올과 상관하는가에 대  
한 모습을 보여준다.

모드 1은 우리나라 동쪽의 북서 태평양 주변에 지속적으로 가장 큰 값을 갖는  
양의 지역이 나타나고 있어서 이 지역의 지속 경향이 극동아시아의 강수 패턴에 큰  
기여를 하고 있는 것으로 보인다. 또한 전체 그림에서 유지되지 않는지만 전반적으  
로 태평양, 인도양, 대서양의 열대 해수면에서는 음의 값이 지속되고 있는 모습을  
보인다. 그리고, 북서 태평양 주변의 부호와 열대 동태평양의 반대되는 부호의 양극  
화 현상이 비교적 지속되는 패턴도 보인다. 모드 1에서는 이러한 지속 패턴이 두드  
러지게 나타나고 있는데, 이는 Barnston and Smith(1996)이 아시아 지역에서의 기  
온, 강수 예보 분석시 이러한 지속 패턴이 나타난다고 지적한 결과와 일치한다. 한  
편, 열대 동태평양 부근의 음의 지역이 경향에서는 약하지만 ENSO 모드의 소멸을  
관찰할 수 있다.

모드 2에서는 동태평양에 강하게 시그널이 나타나는 ENSO 패턴이 보이는데 열  
대 동태평양의 값이 겨울철로 갈수록 점차 강해지다가 봄철을 지나 가을철에 다소  
값이 적어지지만 전반적으로 지속적인 패턴을 보인다. 또한 중위도 태평양 중앙에  
서는 음의 값이 강하게 나타나고 있는 반면 우리나라 주변에서는 복잡한 양상을 보  
인다. 동태평양에서 시작되는 이러한 엘니뇨 또는 라니냐에 의한 영향이 모드 2를  
설명하고 있는 것으로 사료되며 다른 해양에서의 시그널은 두드러지게 나타나지 않  
고 있다.

모드 3에서는 뚜렷한 양상을 찾기는 힘들지만 우리나라 부근 해양에서의 양의  
값이 지속적으로 나타나는 것이 특징이며 태평양 뿐 아니라 대서양 및 인도양에서  
도 어느 정도의 시그널이 관찰된다. 태평양에서의 패턴을 본다면 라니냐 또는 엘니  
뇨의 소멸 과정으로 볼 수도 있다.

이상에서 SST에 대한 로딩 패턴을 분석해 볼 때 각 모드가 예보변수의 변동성  
을 설명하는 비율도 대동소이하기 때문에 어느 것이 우세하다는 결론을 내리기 어  
려우나 지속(trend) 패턴, ENSO 패턴 등이 관찰된다고 볼 수 있다. 여기서 지속 패  
턴은 포괄적으로 어느 지역의 경향이 지속적인 모습을 보이거나 3대양에서의 경향  
이 동일하게 나타나는 것들을 의미한다. 이들 패턴은 기온에서도 역시 우세한 패턴  
으로 분석되었으나 강수량에서는 3가지의 모드에서 ENSO 패턴이 보다 우세하게  
출현하여 엘니뇨 또는 라니냐 등에 의한 원격상관이 우리나라의 강수량 예측과 무  
관하지 않은 것으로 보인다.



**Fig. 3.2.31.** The area average cross-validated ACC for forecasts of precipitation with 700hPa height and streamfunction(upper) and SST and streamfuncton(lower) as predictor.

CCA SKILL SCORE (1-mon lead)

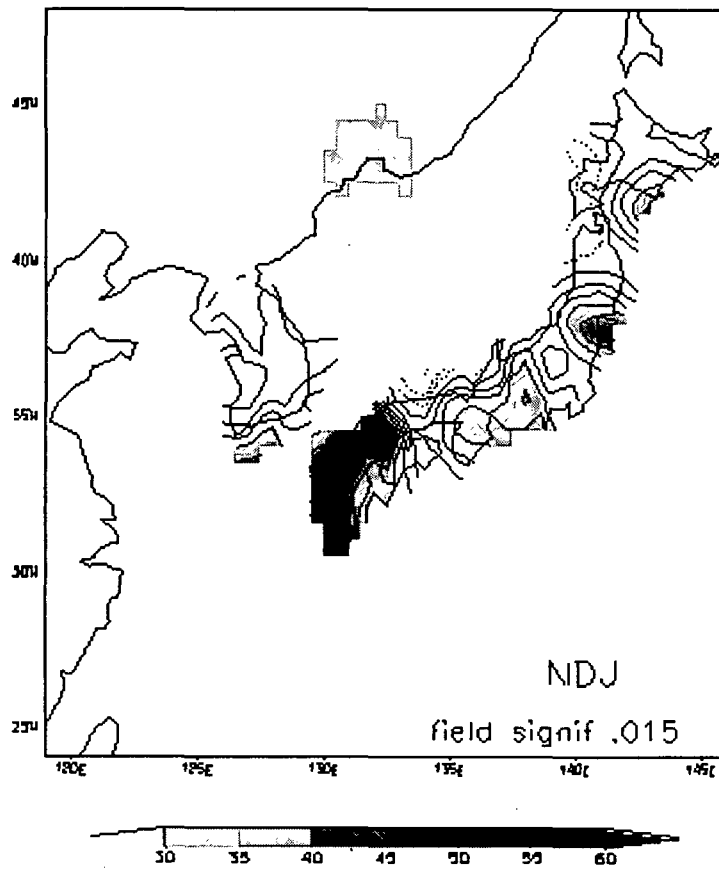
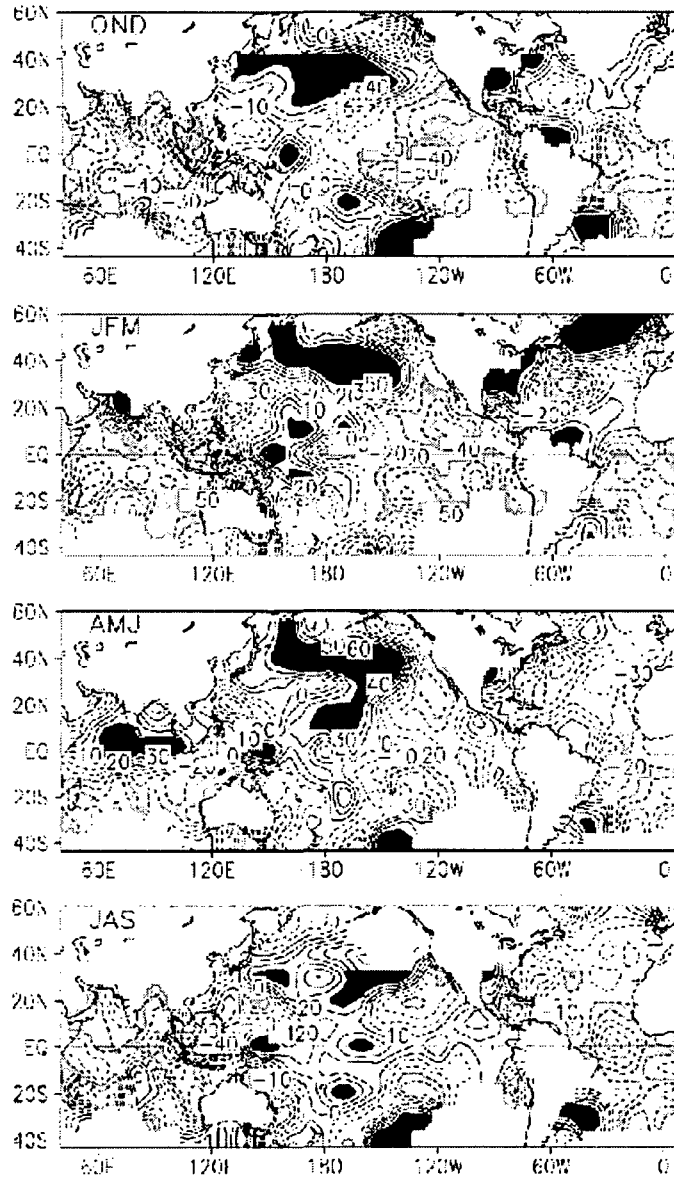


Fig 3.2.32 Geographical distribution of CCA skill in forecasting 3-month mean precipitation at 1-month lead for Nov-Dec-Jan period.

a)

SST loading pattern for NDJ (est (1-month lead): mode 1



**Fig. 3.2.33** SST predictor CCA loadings for mode a) 1, b) 2, and c) 3 for prediction Nov-Dec-Jan precipitation at 1-month lead.

b)

SST loading pattern for NDJ (est (1-month lead): mode 2

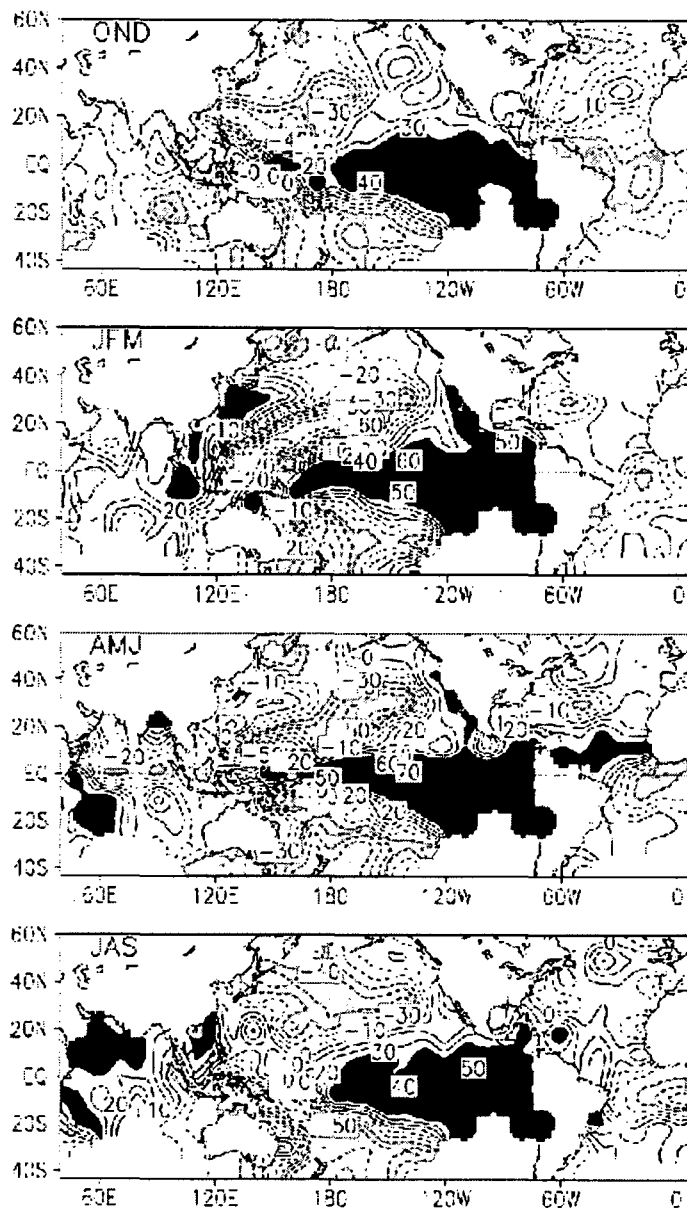


Fig. 3.2.33 (To be continued)

c)

SST loading pattern for NDJ fast (1-month lead): mode 3

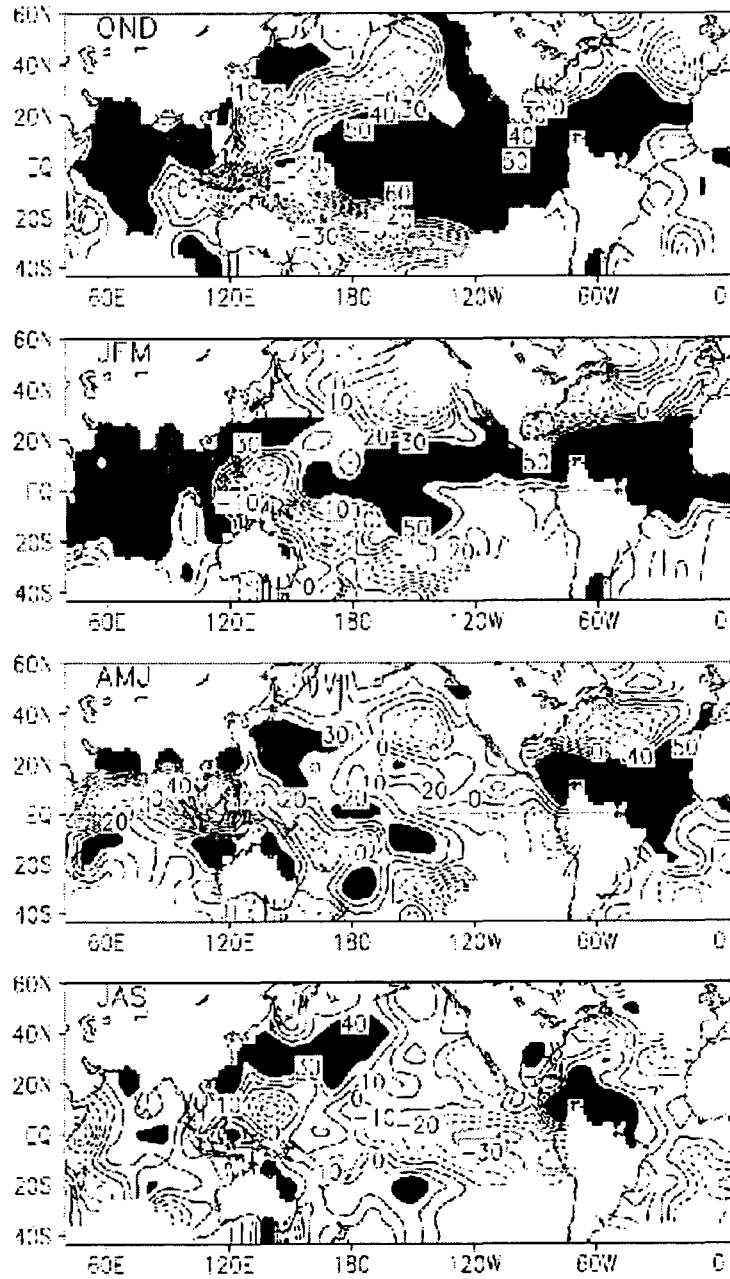


Fig. 3.2.33 (To be continued)

예보변수로서의 강수량이 어떠한 모습으로 예보율에 기여하는지를 알아보기 위하여 강수량의 로딩 패턴을 분석하였다(Fig. 3.2.34). 그림에서 우리나라에서는 전체적으로 같은 부호를 보이며 지속적인 패턴을 보인다. 일본 지역에서도 대부분이 양의 값을 갖는 패턴이 유사하게 나타나고 있다. 모드 1은 주로 일본에서의 자료에 의한 영향이 크게 나타나고 있고 예보율을 지역적으로 분석하였던 Fig. 3.2.32와 유사하게 나타나 Nov-Dec-Jan 때의 강수량의 예보율에 기여하고 있는 것으로 보이지만 우리나라를 국한하여 볼 때 예보율이 가장 크게 나타나고 있는 것은 두번째 모드임을 알 수 있어 우리 나라의 예보에서는 모드 2의 영향이 가장 중요함을 알 수 있다. 모드 3은 예보율에 거의 기여를 하지 않고 있다.

Fig. 3.2.35는 강수량에 대한 예보인자의 시계열을 나타낸다. 이것은 정준벡터를 시계열에 투영시킨 것으로서 시간에 따른 예보율 기여 패턴을 보여준다. 첫번째 패턴은 수년 주기가 계속 이어지는 가운데 수십년의 장주기 변동 모드를 보여주고 있다. 이 모드는 앞서서도 분석되었듯이 수십년의 장주기 변동 패턴을 보여주고 있으며 강수량 예보율에 가장 큰 기여를 하고 있는 것으로 보인다. 두번째 모드는 그 극대, 극소점이 출현하는 해가 대체로 ENSO와 일치되는 모드로서 몇 해의 예외는 있지만 극대점들이 라니냐, 극소점들이 엘니뇨 모드를 보여준다. 세번째 모드에서는 뚜렷한 패턴을 찾기 어렵다. 여기서도 장주기 모드와 ENSO 모드가 출현하고 있어 이들이 강수량 예보에 기여하는 중요한 요인으로 판단된다.

#### 사. 기온 및 강수량 예보 체계 구축

이상의 통계적 기후 예보 기법인 정준상관분석을 활용하여 한국을 포함한 극동 아시아에서의 기후 예보 평가를 수행한 결과를 바탕으로 통계적 기후 예보법의 구축 기반을 마련하였다. 여기서 한국과 일본에 대한 분석을 수행한 이유는 일본, 중국, 한국 등의 자료를 조합하여 여러차례 실험한 결과 한국과 일본의 자료를 사용하는 것이 가장 좋은 예보율을 보였기 때문이다. 위의 통계 예보법에 사용되는 자료로서 SST와 700hPa 월평균 자료는 NCEP의 anonymous ftp를 이용하여 매달 초에 입수한다. 이들 자료 중 SST는 예보 인자로 쓰이는 235개 격자점으로 객관분석을 수행하고 700hPa 자료는 358개 격자점 자료를 추출해낸다. 우리나라 관측소 및 일본의 관측소의 월평균 기온 및 월강수량 자료는 데이터베이스 및 기상월보에서 추출해 낸다. 이들 자료를 입력한후 crayc90에서 정준상관분석 프로그램을 실행시킨다. crayc90에서 총 CPU 소요시간은 100sec 정도이며 여기서 얻어진 표준편차 자료를 그림으로 표출한다.

PDAND loading pattern for NDJ fcst: 1-mon lead

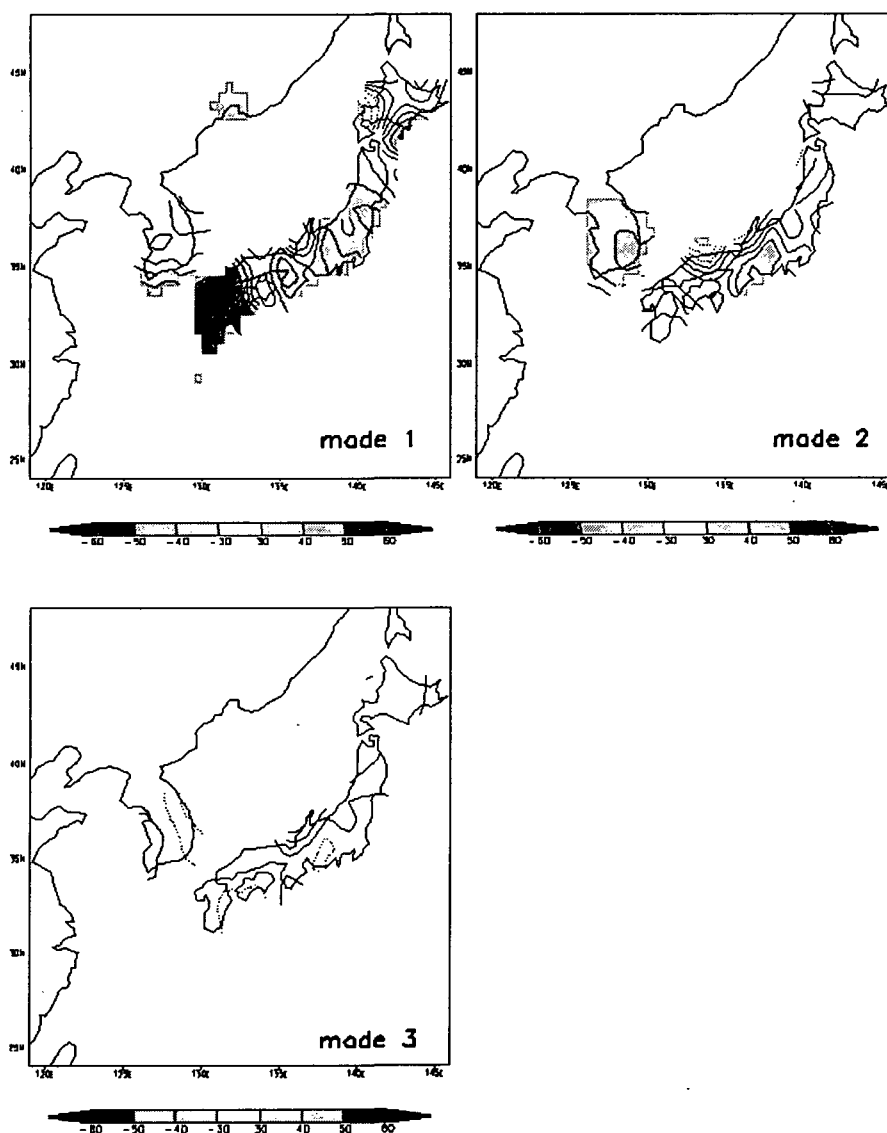


Fig. 3.2.34 As in Fig. 3.2.33 except for precipitation predictand loadings. Solid lines indicate positive value, and dotted line negative.



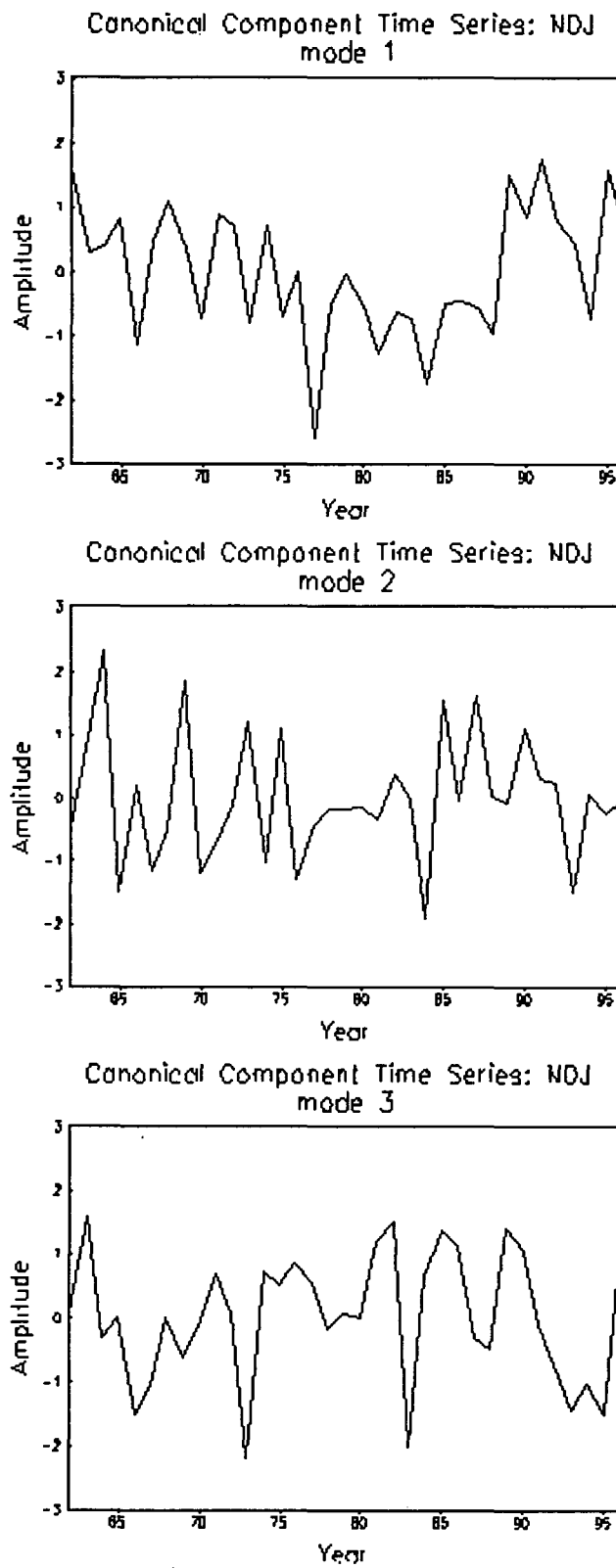


Fig. 3.2.35 The canonical component predictor time series for mode 1, 2 and 3 for the prediction of Nov-Dec-Jan precipitation.

Fig. 3.2.36은 이와 같은 과정에 의해 생산된 결과로서 금년도 6월까지의 자료를 이용하여 향후 1년까지의 3개월 평균 기온 및 강수량을 예보하고 있다. 여기서의 값은 기후값에 대한 표준편차 값을 뜻한다. 그림을 설명하면 기온의 경우 가을에는 평년보다 약간 높은 기온을 보이다가 겨울 이후에는 본격적인 기온 상승 경향을 예상하고 있다. 강수량의 경우 가을에 예년보다 강수량이 적고 겨울에는 다시 많아지고 봄에 일시적으로 강수가 적었다가 5월 이후에는 강수량이 많은 것으로 예측되고 있다. 현재 이 결과는 장기예보를 판단하기 위한 여러 예보 자료 중 하나로 이용되고 있다.

a)

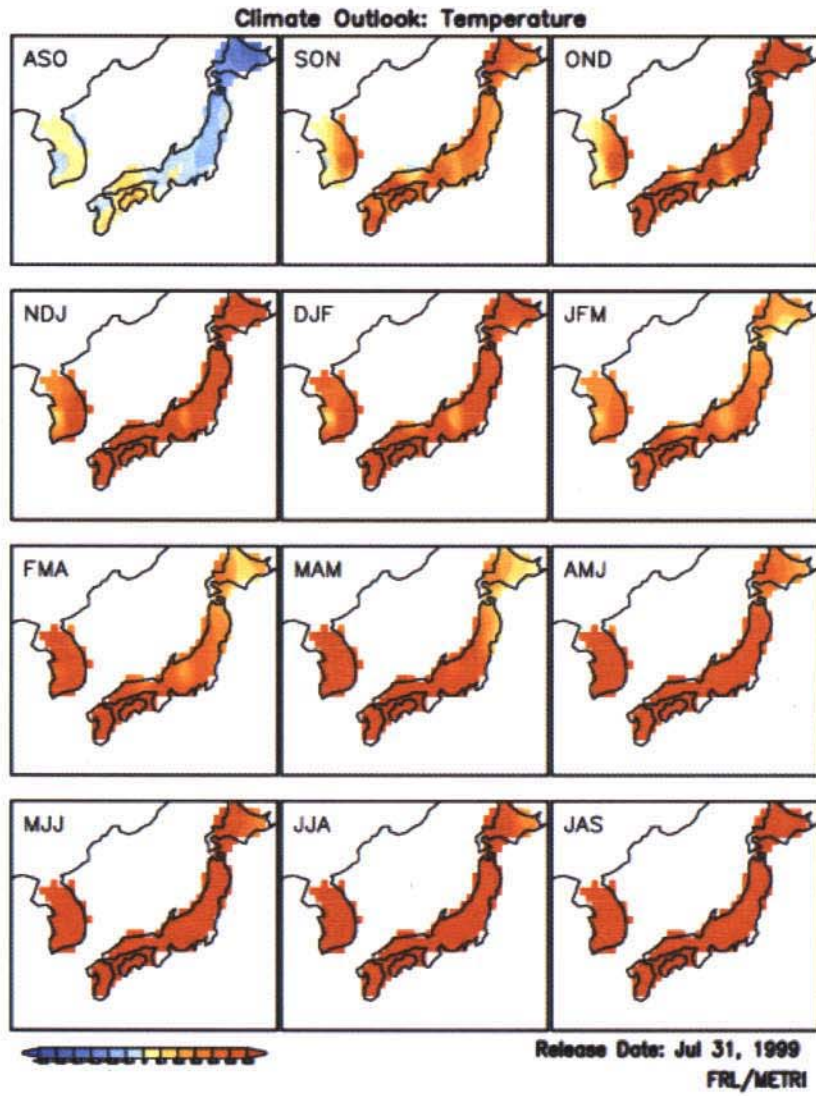


Fig. 3.2.36 Example of the operational seasonal forecast for a)temperature and b)precipitation.

a)

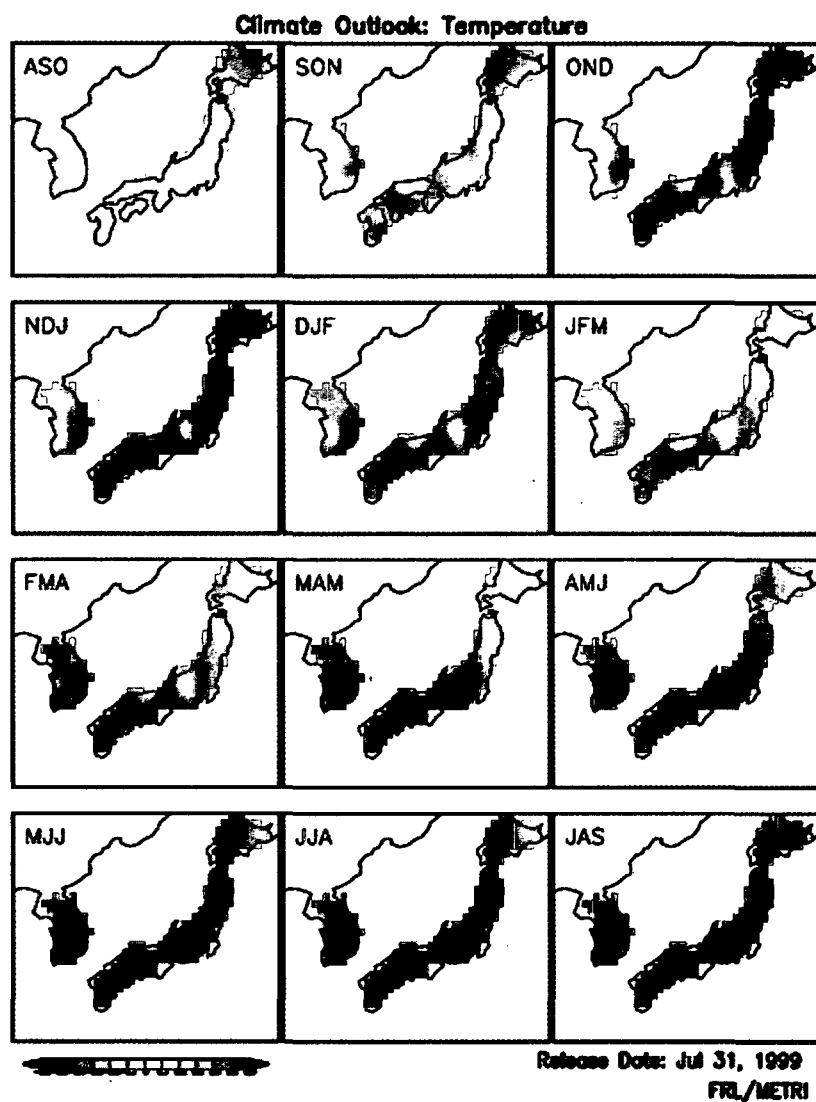


Fig. 3.2.36 Example of the operational seasonal forecast for a)temperature and b)precipitation.

b)

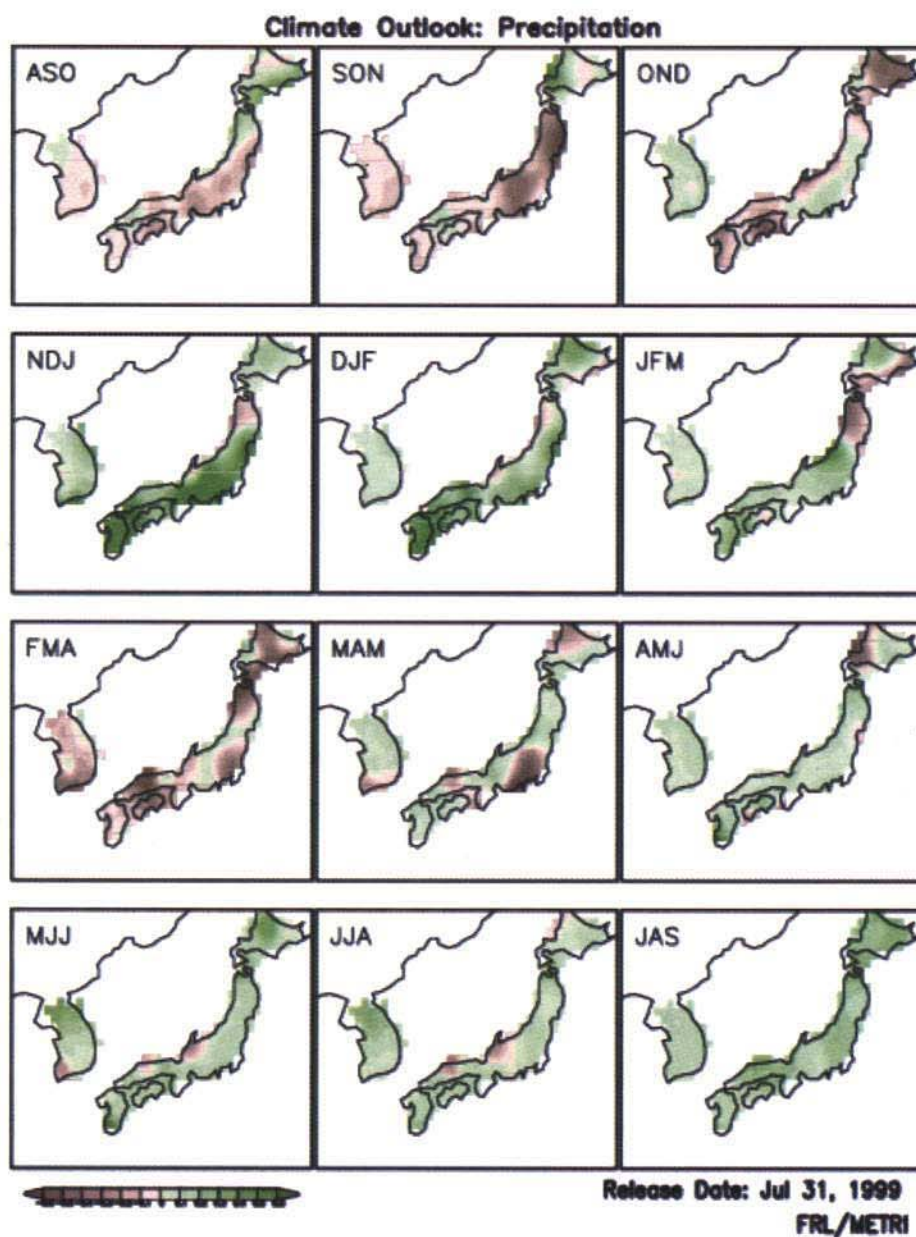


Fig. 3.2.36 (To be continued)

b)

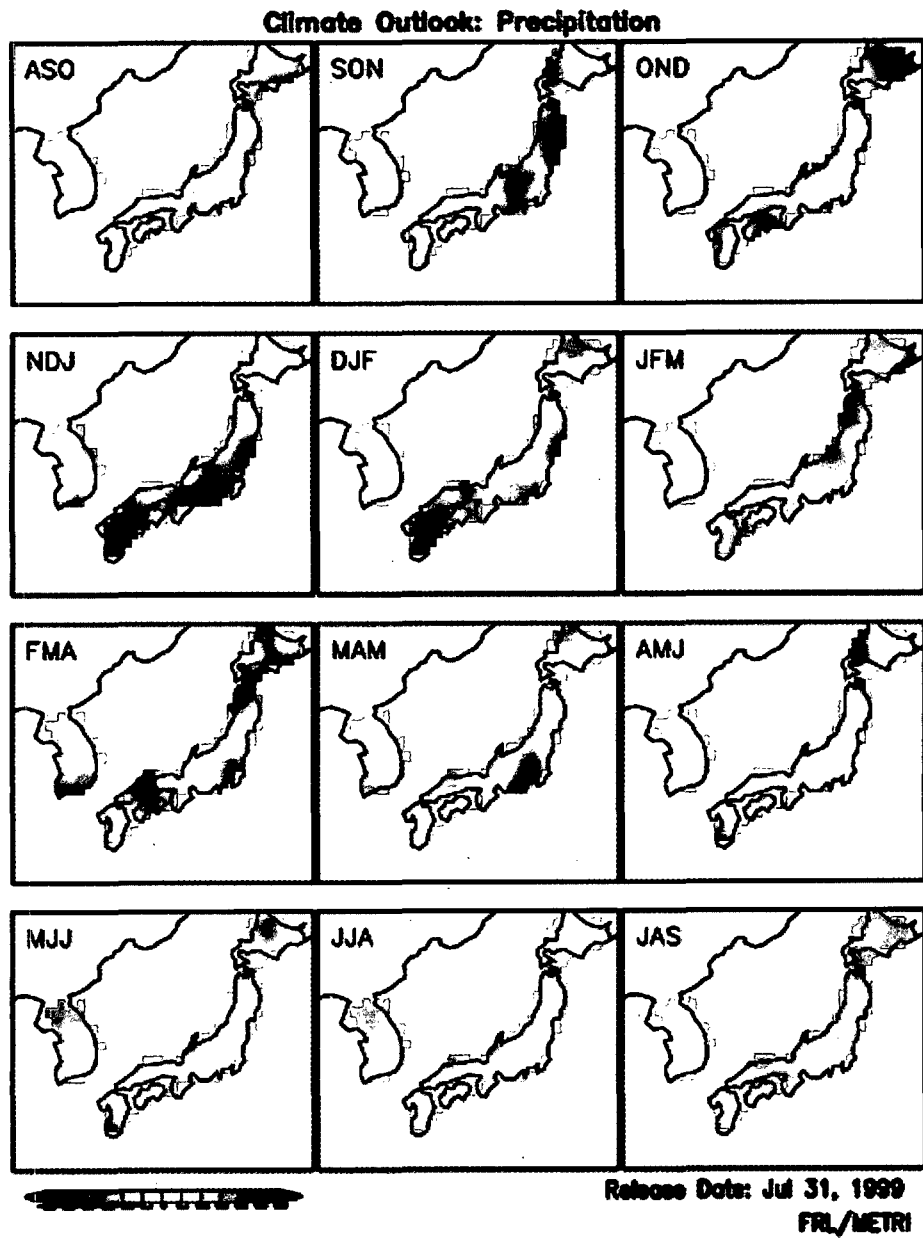


Fig. 3.2.36 (To be continued)

#### 4. 열대태평양 해수면 온도의 장기 예측과 ENSO 역학연구

##### 가. 1차년도 연구

엘니뇨는 전지구적인 기후 변동을 야기하는 열대 태평양 해수면 온도의 저주파 변동이다. 특히 장기 예측에 있어 열대 태평양의 변동은 매우 중요한 예측인자이기 때문에 세계 각국에서는 엘니뇨의 정확한 예측을 위하여 힘쓰고 있다. 한반도의 기후 역시 엘니뇨와 같은 열대 태평양 상의 변동에 밀접히 관련되어 있으므로 (강인식, 1998; 강인식과 정영근, 1996) 한반도의 기후 예측을 위해서는 엘니뇨의 예측이 필수적이다. 아울러 엘니뇨의 정확한 예측을 위해서는 엘니뇨현상 자체에 대한 깊은 이해가 이루어져야 한다. 이에 이 연구에서는 엘니뇨의 진동 역학에 대해 조사하고 중간 단계 해양-대기 결합 모형(Intermediate ocean-atmosphere Coupled Model; ICM)을 개발하여 엘니뇨를 예측하였다.

열대 해양에서의 대규모 변동은 해양이 지닌 큰 에너지로 인해 열대 대기의 순환을 극적으로 변화시킨다. 이렇게 변화된 열대 지방의 대기 순환은 중위도로 전파하게 된다(Horel and Wallace, 1981). 전파된 순환은 중위도 자체 내부의 역학에 의해 다시 한번 조정되지만 느리게 변하는 해양의 강제력으로 인해 변화된 열대지방과 중위도 지방의 대기 순환은 어느 기간동안 고정되게 된다. 이렇게 변한 중위도의 대기 순환은 지역 기후에 커다란 이상 기후를 불러오게 되어 막대한 손실을 입힌다. 따라서 열대 해양의 대규모 변동을 미리 예측할 수 있다면 비록 열대 지방에서 비롯된 순환만이 중위도 지방의 기후를 지배하는 것은 아니라고 할지라도 중위도 지방의 장기적인 기후 예측에 큰 도움이 될 것이다.

한반도 또한 엘니뇨와 밀접한 관련을 맺고 있는 몬순 지역에 포함되어 있어 열대 태평양 해수면 온도의 변동에 따른 영향을 크게 받고 있는데 지난 1997년 겨울부터 1998년 봄까지의 이상고온 현상과 1998년 여름의 이상기상 현상 등이 그 예라고 할 수 있다. 물론 엘니뇨의 정확한 예측이 바로 한반도 기후의 정확한 예측으로 이어지는 것은 아니다. 그러나 긴 시간 규모를 갖고있는 대기 외의 경계 조건으로서 열대 태평양 해수면 온도를 예측하는 것은 엘니뇨와 한반도 기후사이의 관계를 밝힘과 동시에 반드시 해결해야 할 문제이다. 한편 열대 지방의 해수면 온도만이 한반도 기후에 영향을 미치는 것이 아니라 한반도 부근의 중위도 해수면 온도 역시 많은 영향을 끼칠 것이다. 비록 엘니뇨현상과 중위도의 해수면 온도의 변동은 같은 역학 구조 내에 포함되어 있지는 않으나 열대 태평양 상의 변동이 대기 순환을 변화시켜 중위도 지역의 해수면 온도를 변화시킬 수 있다. 또한 매우 큰 시간 규모를 갖고 중위도와 열대 해양 사이의 변동이 있음도 제기되고 있어 (Gu and Philander,

1996) 열대 해수면 온도와 중위도 해수면 온도사이의 의미있는 관련성을 발견할 수 있는 가능성이 있다. 그러한 관련성이 발견된다면 열대 태평양 해수면 온도를 이용하여 중위도 해수면 온도를 추정하는 것이 가능할 것이다. 이렇게 추정된 해수면 온도는 대기 대순환 모형의 경계조건으로 적용되어 역학적인 장기 예측을 가능하게 할 것이다. 이러한 이유에서 엘니뇨의 장기 예측은 매우 중요하다. 이때 통계적인 모형은 예측의 범위가 제한적이므로 역학적인 방법을 이용하여 엘니뇨를 예측하는 것이 바람직할 것이다. 이 연구에서는 Zebiak and Cane (1987)에 근간한 중간 단계 결합 모형(ICM)을 개발하여 이를 이용한 예측을 시도하였다. 또한 예측의 정확성을 높이기 위하여 여러 실험을 수행하였고 앞으로의 해수면 온도를 예측하였다.

### (1) ENSO 진동 역학

많은 선행 연구자들에 의해 엘니뇨는 이제 보통 상태에서 벗어난 특이한 현상이라기보다는 열대 태평양의 해양-대기 결합 시스템의 반복적인 적응과정 (adjustment process)이 만들어내는 진동현상으로 이해되고 있다. 이러한 적응과정을 이해하는데에 크게 두 가지의 관점이 제기되고 있는데 그 중 하나는 시간 지연을 갖는 파동의 전파로 보는 관점이고 다른 하나는 대양 규모(basin-wide)의 열대와 아열대 사이의 열과 질량의 교환 과정으로 보는 관점이다. 이 연구에서는 대양 규모의 적응 과정(basin-wide adjustment process)을 동서 평균(zonal mean)과 에디(eddy) 부분이 나누어지고 2개의 남북 모드만을 포함하는 간단한 결합 모형을 이용하여 조사하였다. 이러한 역학적인 연구가 선행되어야 엘니뇨에 대한 이해의 폭이 넓어짐과 동시에 엘니뇨 예측에 있어 개선의 방향이 새롭게 제시될 수 있을 것이다.

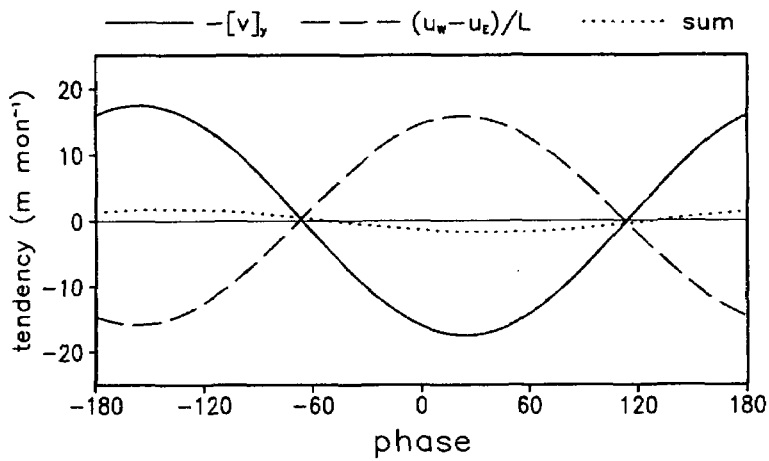
대양 규모의 적응과정은 크게 두 부분의 기여에 의해 이루어진다. 첫 번째는 열대 해양 내부의 남북 열 수송(meridional heat transport)이고 두 번째는 동서 경계면에서의 동서 방향 열속(zonal heat flux)이다. 남북 수송은 해수면 온도 편차가 유도한 열대 바람 응력에 의해 야기된 수온 약층의 동서 경도로 인한 지균류(geostrophic flow)의 결과이고 동서 방향 열속은 각 경계면에서의 반사계수에 따라 달라진다. 적절한 반사계수 하에서 남북 수송이 더 큰 역할을 한다. Fig. 3.2.37은 해수면 온도가 최고일때를 기준(phase=0)으로 위상에 따른 남북류의 수렴(실선)과 실 동서 열속(net zonal heat flux, 파선), 그리고 두 항의 합(점선)을 그린 것이다. 남북류의 수렴과 동서 열속은 동서 평균 수온 약층 깊이( $[h]$ )의 변화에 반대로 작용하며 그 합을 보면 남북류의 수렴과 위상을 같이 하고 있어 남북류의 역할이 더 큼을 알 수 있다. 이 남북류 수렴의 역할은 따뜻한 위상에서 적도 열량의 방출과



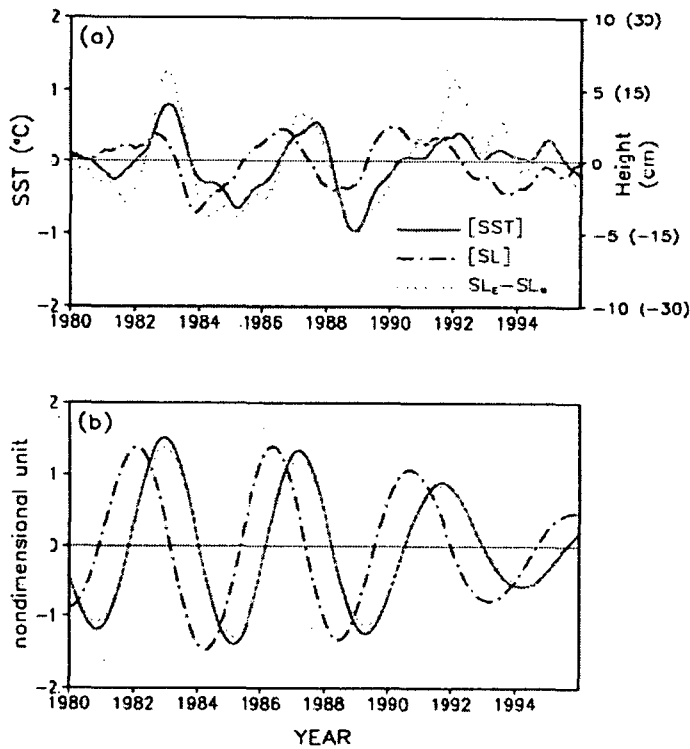
찬 위상에서의 재충전을 통하여 수온 약층의 동서 평균 경향의 부호를 결정하여 대기-해양 접합 시스템의 위상 전이 메커니즘으로 작용한다.

동서 평균 해수면 온도, 동서 경도, 남북 열 수송은 모두 직접적으로 연관되어 있고 거의 동시에 변화한다. 반면에 동서 평균 수온 약층은 위 변수들을 약 1/4위상 앞서 변동한다. 즉 따뜻한 해수면 온도는 극쪽으로의 열 수송을 유발하고 극쪽으로의 열 수송은 수온 약층 깊이에 음의 경향을 갖게 한다. 음의 수온 약층의 깊이는 곧 따뜻한 해수면 온도를 약화시키고 차가워진 해수면 온도는 다시 남북 열 수송을 야기한다. 이러한 동서 평균 수온 약층 깊이와 해수면 온도 강제력 사이의 상호 작용에 의해 진동이 가능하게 된다. 이러한 위상차와 변동은 Fig. 3.2.38에서 잘 드러난다. Fig. 3.2.38의 (a)는 관측된 열대 태평양 평균값이고 (b)는 MSSA (multi-channel singular spectrum analysis)를 이용해 재구성한 값이다. 동서 평균 수온 약층만이 1/4위상 앞선 것을 알 수 있다.

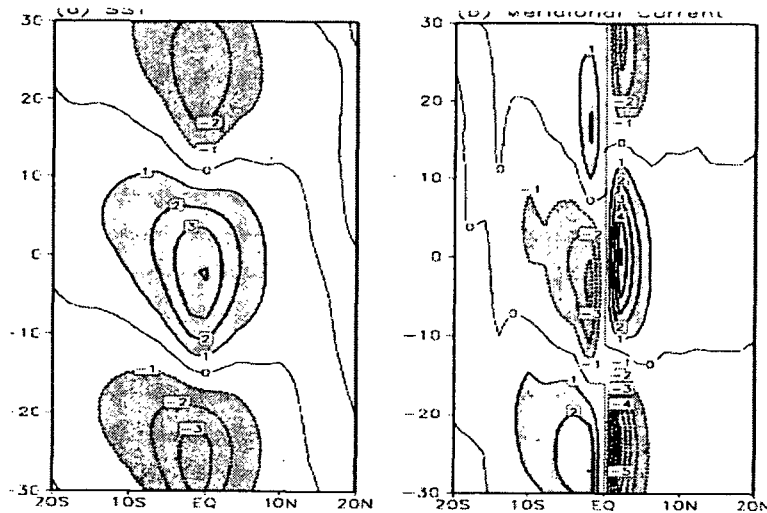
또한 Fig. 3.2.39에서는 해수면 온도의 변동과 남북 수송의 연관된 변동이 잘 나타나 있다. 이러한 해양의 적응과정은 엘니뇨를 진동하게 하는 음의 피드백 작용을 남북 수송이 담당하는 것에 비해 지연 진동자(Delayed Oscillator) 이론에서는 서쪽 경계에서 반사된 로스비파가 그 역할을 담당한다는 점에서 다르다. 따라서 이 개념에서는 뚜렷한 파동의 전파를 필요로 하지 않는다.



**Fig. 3.2.37.** Variations of the convergence of meridional current  $-[v]_y$  and the net zonal flux at the boundaries  $(u_w - u_E)/L$  and the sum of two terms for one cycle at the equator. The phase zero indicates the mature phase of warm SST.



**Fig. 3.2.38.** (a) Observed time series of tropical-mean sea level and SST and the difference of tropical-mean sea level at the western and eastern boundaries. The tropical mean is obtained by the average between 10 °S and 10 °N. (b) As in (a) except the reconstructed time series of multi-channel singular spectrum analysis.



**Fig.3.2.39.** (a) First eigenvector of observed zonal-mean SST obtained using the extended empirical orthogonal function with lags from -30 to +30 months. (b) As in (a) except the observed zonal-mean meridional current. Unit is arbitrary.

## (2) 엘니뇨 예측 모형

열대 태평양 해수면 온도의 장기 예측을 위하여 개발된 모형은 중간 단계 해양-대기 접합 모형 (Intermediate ocean-atmosphere Coupled Model: ICM)으로 Zebiak and Cane(1987)에 근간을 두고 있다. 엘니뇨를 예측하는 모형 중에서 비교적 간단한 모형이나 현재 미국에서도 중요한 장기 예측 수단으로 사용될 만큼 성능이 우수한 모형이다. 이 모형의 영역은 열대 태평양이며 지형을 고려하지 않은 상자형 모형이다. 그 가운데 결과가 산출되는 영역은 19°S-19°N, 130°E-85°W 이다. 또한 대기와 해양 모두 각각 1층의 linear shallow water system이다.

특히 이 모형은 경년 변동을 모사하기에 적합한 연직 모드만을 고려함으로써 잡음 (Noise)을 최소화시켜서 ENSO 예측의 정확성을 높였으며, 매 적분 시간을 10일로 함으로써 장기간의 모의와 많은 수치 실험을 가능하게 했다. 모형의 구조는 권원태 등 (1997)의 Fig. 3.1.1를 참조하기 바란다. 또한 다음에 간단히 대기모형과 해양 모형을 설명하였으며, 모형에 대한 더 자세한 정보는 권원태 등 (1997)을 참고하기 바란다.

### (가) 대기 모형

대기 모형은 잠열에 가장 크게 반응하는 첫 번째 경압 모드를 모의한다. 모형의 영역은 남북위 70°이고 동서 방향으로로는 전구를 포함한다. 그러나 대기모형의 강제력은 해양에서 구해지므로 열대 태평양에서만 그 값을 갖는다. 격자 간격은 5.625°×2°이고 시간 변화항이 없는 정상 상태(steady state) 모형이다. 모형의 강제력은 크게 두 가지로 나뉘는데 해수면 온도 변동에 따른 가열과 대규모 수증기 수렴에 의한 가열이 그것이다. 먼저 해수면 온도 변동에 따른 가열을 계산하여 그로부터 대기 순환을 구하고 그로 인해 발생하는 수증기 수렴을 다시 계산하여 최종 결과를 얻게된다. 이러한 강제력에 대응하는 대기 순환을 바로 구하여 해양 모형에 바람응력 강제력을 제공한다.

### (나) 해양 모형

해양 모형은 수온 약층을 모의하는 상층(upper layer)과 고정된 깊이를 가진 표층(surface layer)에 대한 방정식 그리고 표층의 온도인 해수면 온도 방정식으로 구성된다. 해양의 역학 부분은 열대 해양에 존재하는 파동들을 잘 표현하기 위하여 격자 간격을 2°×0.5°로 하였다. 상층의 역학에 대한 방정식은 장파 근사를 하여 남북류의 시간 변화항을 제거하였으며 바람 응력 편차 강제력에 대해 켈빈파와 로스비파를 구분하여 계산한다. 모형의 남과 북의 경계조건은  $v=0$  이고, 동과 서의 경계

조건은  $u=0$  이다. 특히 동쪽과 서쪽의 경계면에서는 파동의 반사에 의하여 파동간에 운동량의 교환이 이루어진다. 서쪽 경계면에서는 로스비파가 켈빈파로 반사되며, 동쪽 경계면에서는 켈빈파가 로스비파로 반사된다. 반사 과정은 경계조건  $u=0$  으로부터 유도된다. 표층의 운동 방정식은 Ekman해를 만족하며 표층 해류의 수렴, 발산에 의하여 표층 아래로부터의 용승이 결정된다. 해수면 온도 방정식은 해수 표면에서의 열 속에 의한 열 교환보다 이류의 효과를 중시하였다. 이에 대한 자세한 내용은 다음절에서 다룰 것이다.

(다) 모형의 개선

Zebiak and Cane(1987)에 따르면 모형의 해수면 온도를 결정하는 것은 크게 세 부분으로 나뉜다. 표층(surface layer)에서의 이류와 표층 아래로부터의 용승 그리고 Newtonian Cooling으로 모수화된 표면에서의 열 교환과정이다. 이를 나타낸 모형의 해수면온도 방정식은 아래와 같다.

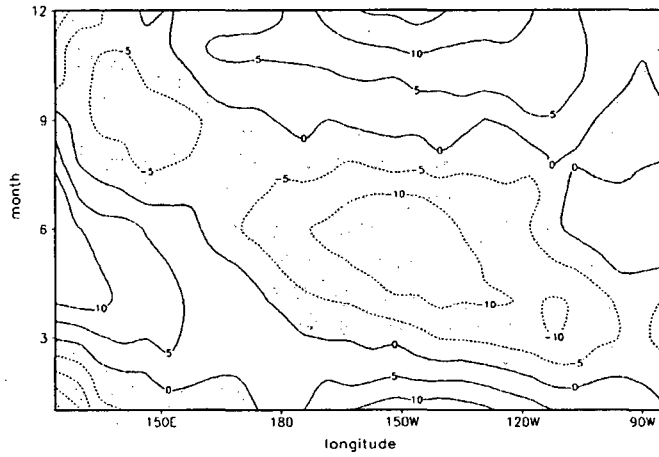
$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -\mathbf{u}_1 \cdot \nabla (\overline{T} + T) - \overline{\mathbf{u}_1} \cdot \nabla T \\ & - \{M(\overline{w_s} + w_s) - M(\overline{w_s})\} \times \overline{T_z} - M(\overline{w_s} + w_s) \frac{T - T_e}{H_1} \\ & - \alpha_s T \end{aligned}$$

위 방정식의 첫 번째 줄이 해양 표층(surface layer)에서의 수평 이류 효과를 나타내며 두 번째 줄이 표층 아래로부터의 용승 효과, 세 번째 줄이 Newtonian Cooling이다. 이때 엘니뇨를 지배하는 해양 내부(subsurface)의 변동이 해수면 온도에 영향을 미치게 하는 부분은 용승이다. 아울러 Perigaud et al.(1997)은 엘니뇨 모의에 있어 남북 바람장의 중요성을 지적하면서 남북 바람의 수렴, 발산이 만들어내는 용승 편차가 모형의 경년 변동을 유지하는 데에 중요하다고 언급하였다. 따라서 이 용승을 어떻게 취급하는가는 해양의 역학과정과 해수면 온도를 연결하는 중요한 인자가 된다. 위 방정식에서 용승 효과를 다룬 부분을 자세히 살펴보면 첫 번째 항은 연직 운동 편차(anomalous vertical motion)에 의한 평균 연직 온도 경도의 이류를 나타내며 두 번째 항은 전체 연직 운동에 의한 연직 온도 경도 편차의 이류를 나타낸다. 여기서 함수  $M(x)$ 은  $x$ 가 양수인 경우는  $x$ 이지만 음수인 경우는 0으로 취급하여 음의 용승류인 경우는 해수면 온도에 영향을 미치지 않도록 하였다. 이때 평균 연직 온도 경도  $\overline{T_z}$ 는 미리 지정되어 일정한 값으로 주어진다.

엘니뇨 발달 및 쇠퇴는 배경장(basic state)이 갖는 계절 변동에 크게 영향을 받는다(Zebiak and Cane, 1987; Tziperman et al., 1995) 위 해수면 온도 방정식에서 배경장은 뒷줄이 표시되어 있는 값이다. 단 연직 온도 경도 편차를 구할 때 쓰이는

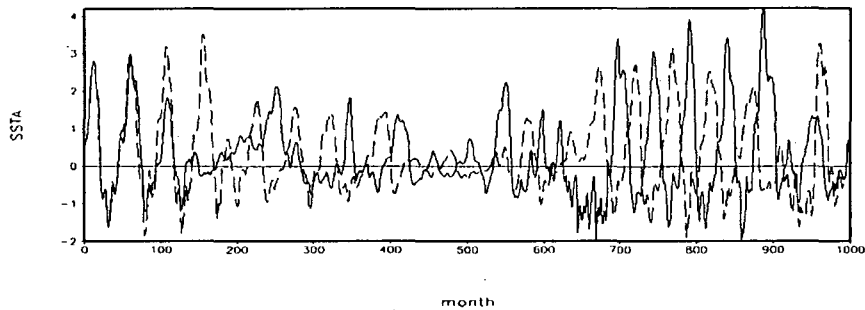
값인  $T_e$  안에 평균 수온 약층 깊이인  $h$ 가 포함되어 있다. 따라서 모두 5가지의 배경장이 있는데 그 중에서  $\overline{T_2}$ 와  $\overline{h}$ 는 계절 변동과 위도에 따른 변화가 없는 매우 단순한 구조로 주어진다. 실제로 용승 효과는 적도에서만 크게 나타나므로 위도에 대한 변화는 무시할 수 있다. 그러나 연변화는 엘니뇨에 직접적으로 영향을 미치는 중요한 변동이므로 가능한 한 포함시키는 것이 좋을 것이다. 본 연구에서는 평균 연직 온도 경도( $\overline{T_2}$ )에 연변화를 추가하여 엘니뇨 예측을 향상하고자 하였다. 이때 연직 온도 경도란 해양 표층과 그 아래층 사이의 온도 경도를 의미한다. 그런데 모형에서는 해양의 표층이 고정(50m)되어 있는데 반해 실제로는 서태평양이 두텁고 동태평양이 얇은 구조를 보이고 있어 온도 경도를 정의하기가 쉽지 않다. 따라서 온도 경도의 크기는 표층 두께에 따라 적절하게 계산되게 된다(Zebiak 1984). 즉 표층의 두께가 크면 아래층에서 올라오는 찬물의 용승이 해수면 온도에 미치는 효과가 작고 반대로 두께가 작으면 용승의 효과가 커지게 되므로 표층이 두터운 곳에서는 온도 경도가 작아지고 표층이 얇은 곳에서는 온도 경도가 커지게 된다.

온도 경도가 표층 두께에 따라 정해졌으므로 온도 경도의 연변화 역시 표층 두께의 연변화에 따라 구하였다. 표층의 두께는 수온 약층의 깊이에 비례하므로 일반적으로 수온 약층의 깊이를 대표하는 20°C 등온면의 깊이로 표층의 두께를 짐작하였다. Fig. 3.5.4는 적도에서의 평균 수온 약층의 깊이의 연변화이다. 중앙 태평양 부근에서는 봄, 여름철에 얇고 가을, 겨울철에 두터워짐을 알 수 있다. 한편 서태평양과 동태평양의 경계에서는 반대의 경향이 나타난다. 이러한 경향을 연평균 값으로 주어져 있는 모형의  $\overline{T_2}$ 에 적용하여 봄, 여름철 중태평양에는 큰 값, 경계 부근에서는 작은 값을 갖게 하고 가을, 겨울철에는 그 반대의 경향을 갖게 하였다. 최대 변동폭의 크기를 조정하며 실험한 결과 원래 값의 약 10%정도의 변동이 적절한 것으로 판단되었다.



**Fig. 3.2.40.** The annual variation of the monthly mean thermocline depth (20°C isotherm) at the equator. The deviation from the annual mean value is plotted. Negative values are shaded. Contour interval is 5m.

Fig. 3.2.41은 모형을 오랜 시간 적분하여 얻어진 모형의 NINO3 지역의 해수면 온도 편차이다. 점선은 원래 모형의 값이고 실선이 평균 온도 경도에 연변화를 도입한 모형의 결과이다. 원래 모형보다 바뀌어진 모형에 불규칙성이 더욱 커진 것을 알 수 있다. 실제 해수면 온도의 변동이 모형 보다 더욱 불규칙한 것을 감안한다면 이러한 변화는 더욱 실제에 가깝게 변한 것임을 알 수 있다. 물론 증가된 불규칙성만으로 개선되었다고 판단하기는 어려우나 다음절의 예측 실험을 통해 모형의 개선된 능력이 제시될 것이다.



**Fig. 3.2.41.** 1000 months time series of NINO3 SSTA simulated by the standard ICM (dashed line) and the improved ICM (solid).

### (3) 예측 실험

수치 모형을 이용한 역학적 예측(dynamical prediction)의 정확도는 크게 두 가지에 의해서 좌우된다. 첫 번째는 예측에 사용되는 초기 조건의 정확도이고 두 번째는 모형이 실제 현상을 얼마나 잘 모의할 수 있는가이다. 초기 조건이 정확하지 않으면 예측의 초기 조건에 나타나는 고주파 잡음들이 예측 기간 동안 급격히 성장하여 큰 오차를 만들게 된다. 또한 정확한 예측을 위해서는 실제와 같은 조건을 주기보다는 모형에 맞는 적절한 조건을 초기 조건으로 제공해야 한다. 따라서 모형의 초기화(initialization)는 엘니뇨 예측에 있어 매우 중요한 부분이다. 오차의 보정에 대해서는 다음 장에서 다루었다.

#### (가) 초기 조건의 개선

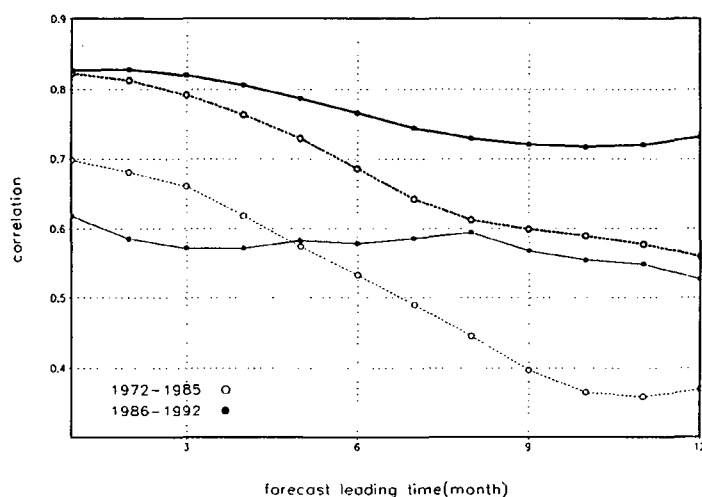
모형의 초기 조건은 다음과 같이 구해진다. 예측의 초기 시점까지 관측된 바람응력 자료를 이용하여 해양 모형을 spin-up 시킨 후 만들어진 해양의 초기조건을 대기-해양 결합 모형에 대입하여 적분을 수행하게 된다. 이때 해양 모형의 초기 조건을 만들기 위해 쓰이는 바람응력 자료는 FSU(Florida State University)에서 만든 자료를 필터 하여 구하게 된다.(Cane et al. 1986) 한편 Chen et al.(1995)은 Cane et al.(1986)의 방법에 대기 모형을 접합 시켜 결합된 초기화 방법을 도입하여 보다 나은 예측 결과를 얻을 수 있었다. 이 방법은 접합 모형이 내재적으로 갖고 있는 저주파 대규모 신호(low frequency large scale signal)를 강조하고 관측에서 나타나는 경년 변동과 관련 없는 잡음을 제거함으로써 모형의 예측 능력을 향상시킬 수 있었다. 또한 대기-해양이 결합된 초기화는 예측 시작시 대기 모형을 결합되면서 나타나는 충격을 방지할 수 있는 이점이 있다. 따라서 예측 초기 조건의 개선은 모형이 엘니뇨를 모의하기에 적절한 대규모 신호를 제외한 불필요한 잡음들을 얼마나 잘 제거하는지가 중요하다. 본 연구에서는 초기 조건 개선에 Chen et al.(1995)의 방법을 도입하고 또한 그 결과를 재처리하여 보다 나은 초기 조건을 얻고자 하였다.

Fig. 3.2.42은 예측 시간에 따른 예측 숙련도(forecast skill)를 나타낸 그림이다. 가는 선은 Cane et al.(1986)의 방법을 이용하여 구한 초기 조건을 사용했을 때의 결과로 1972년-1985년의 기간(기간 1)과 1986년-1992년까지의 기간(기간 2)으로 나누어 각각의 NINO3 지역의 예측과 관측된 해수면 온도 편차와의 상관계수를 구한 것이다. 기간 1 보다는 기간 2의 경우가 더 높은 예측 숙련도를 보이고 있다. 기간 1의 경우는 예측 1개월의 값 0.7 에서부터 지속적으로 감소하여 12개월 예측에 이르러 0.4를 다소 밑도는 값을 나타내고 있는데 반해 기간 2의 경우에는 12개월까지

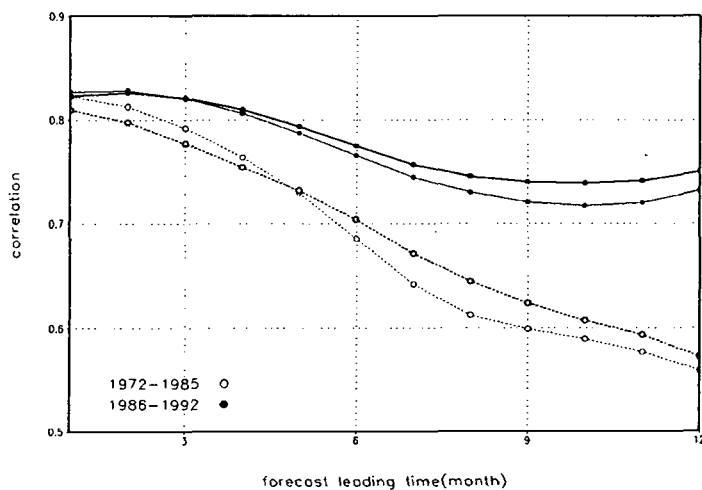


0.5이상을 계속 나타내고 있다. 반면에 굵은 선은 Chen et al.(1995)의 방법을 이용하여 구한 초기조건을 사용한 경우의 값이다. 두 기간 모두 뚜렷한 예측 속련도의 향상을 볼 수 있다. 따라서 예측의 초기 조건에 존재하는 작은 규모의 잡음들을 제거하는 것이 중요함을 알 수 있다.

한편 Chen et al.(1995)의 방법이 모형의 저주파 대규모 신호를 강조하여 더 좋은 결과를 얻었다는데 착안하여 Chen et al.(1995)의 방법을 이용해 구한 초기조건을 공간에 대해 1-2-1 필터를 행하여 초기조건에서 나타나는 소규모 잡음을 제거하였다. Fig. 3.2.43에서 굵은 선이 1-2-1 필터를 1번 행한 경우이고 가는 선이 필터하지 않은 경우이다. 1-2-1 필터를 행한 경우가 필터하지 않은 경우보다 더 나은 예측 속련도를 보였다. 필터의 회수를 늘려도 더 이상의 개선은 없었다. 그것은 필터 횟수가 많아질수록 소규모 잡음은 줄어들지만 모형의 역학에 꼭 필요한 신호마저 제거되거나 작아질 수 있기 때문으로 사료된다.



**Fig. 3.2.42.** Correlation between the forecasted NINO3 SSTA and observation as a function of forecast leading time. The dashed line and opened circle indicates the correlation for the period of 1972-1985 and the solid line and closed circle indicates the correlation for the period of 1986-1992. Thinner and thicker lines are for the forecast using the method of Cane et al. (1986). and Chen et al. (1995)'s method, respectively.

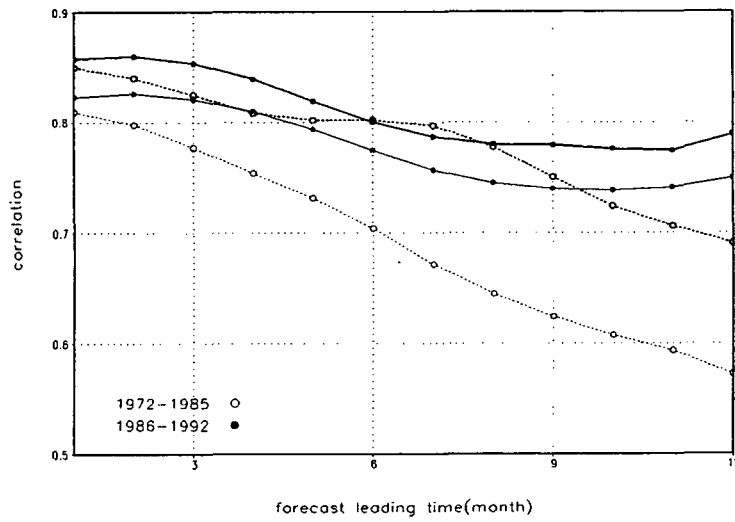


**Fig. 3.2.43.** As in Fig. 3.2.42 except that the thinner and thicker lines are for the Chen et al. (1995)'s method and the new method, respectively

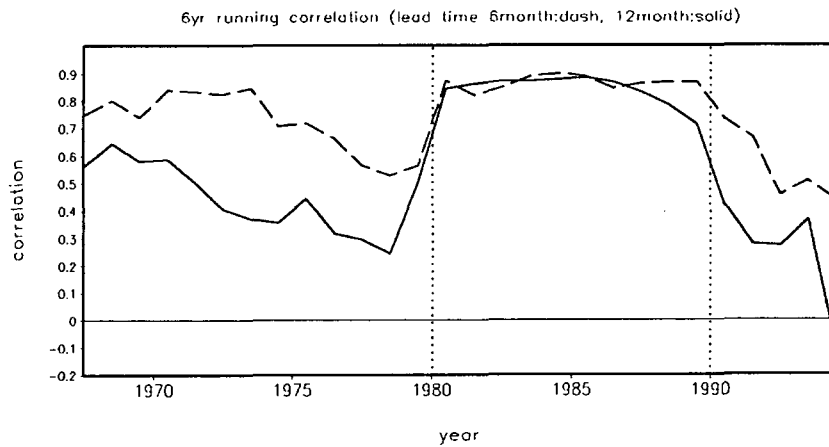
#### (나) 모형의 예측 숙련도

개선된 모형으로 초기 조건을 만들어 예측 실험을 행하였다. Fig. 3.2.44은 개선된 모형의 예측 숙련도를 나타낸 그림이다. 가는 선이 이전 모형의 경우이고 굵은 선이 개선된 모형의 경우이다. 12개월까지 예측 숙련도가 향상된 것을 알 수 있다. 특히 기간 1(1972-1985)에 대해서 많은 개선이 있음을 알 수 있는데 시기가 달라져도 모형의 예측 숙련도가 비슷하게 나타난다는 것은 예측에 있어 매우 바람직한 현상이다. 따라서 앞서 언급한 모형의 개선이 실제 예측에 있어서도 정확성을 높이는 데 기여했음을 알 수 있다. 그러나 보다 정확한  $\overline{T}_2$ 의 값을 알기 위해서는 보다 많은 실험과 연구가 필요할 것이다.

엘니뇨의 예측 가능성 (predictability)은 매우 긴 시간 규모를 갖고 변동한다 (Balmaseda et al., 1995; Chen et al. 1997). 이러한 예측 가능성의 변동에 대한 연구는 아직 많이 이루어지지 않았으나 실제 대기-해양 결합시스템의 저주파 변동에 모형이 적절히 대응하지 못하여 일어나는 것으로 판단할 수 있다. 즉 모형의 평균장과 모수화 기법 등은 모형이 제작된 시기의 관측값에 의거해 만들어지므로 이후에도 계속 고정되어 모형이 가진 엘니뇨를 지배하는 모드는 일정할 것이다. 반면에 실제 엘니뇨는 경년 변동 뿐 아니라 더 긴 주기를 갖고 그 주기나 강도, 발달시기 등이 변화하므로(Latif, 1998; Wang, 1995) 변동하는 실제 상황에 고정된 모형이 항상 적절히 반응하는 것은 불가능할 것이다. 따라서 모형을 이용한 엘니뇨의 예측에 이러한 저주파 변동성을 고려하는 것은 필수적이다. Fig. 3.2.45는 NINO3 지역 해수면 온도의 6개월 예측 결과와 12개월 예측 결과의 예측 숙련도를 시기별로 구한 그림이다. 즉 이동 평균(moving average)을 구하는 개념과 마찬가지로 예측값과 관측값의 6년간 상관계수를 시기를 바꾸어 가며 구한 것이다. 따라서 그림에서 1980년의 값은 1978년부터 1983년까지 6년간의 예측과 관측값의 상관계수를 의미하며 1981년은 1979년부터 1984년까지의 상관계수를 의미한다. 이렇게 구해진 예측 숙련도는 큰 시간 규모를 가지고 변동함을 알 수 있다. 즉 1970년대에는 낮은 예측 숙련도를 보이다가 1980년대에 들어 예측 숙련도가 향상되었다. 그 후 90년대가 되면서 급격히 낮아져 90년대 중, 후반에 들어 12개월 예측이 거의 맞지 않게 되기에 이르렀다. 이러한 예측 숙련도의 장주기 변동은 실제 엘니뇨의 장주기 변동을 이해함과 동시에 모형 구성에 있어서도 이러한 변동을 고려해야 극복할 수 있는 문제일 것이다.



**Fig. 3.2.44.** As in Fig. 3.2.42 except that the thinner and thicker lines are for the standard model with the 1-2-1 filtered initial condition and the improved model, respectively.

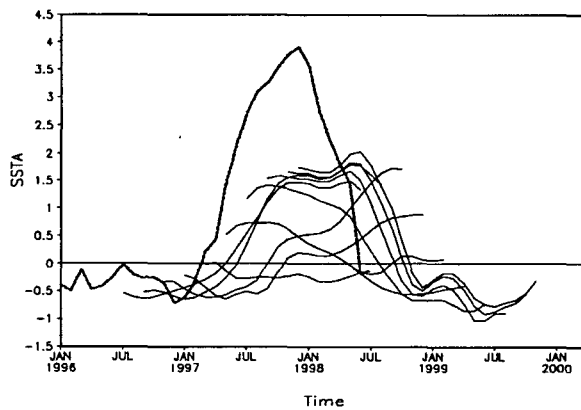


**Fig. 3.2.45.** Variation of forecast skill of the 6 and 12 month forecasts. The value is the correlation between the forecast and observed NINO3 SST anomaly for the 6 years centered at the reference time. The dashed and solid lines are for the 6 solid 12 month forecasts. respectively.

(4) 1998년도 열대 태평양 해수면 온도 예측

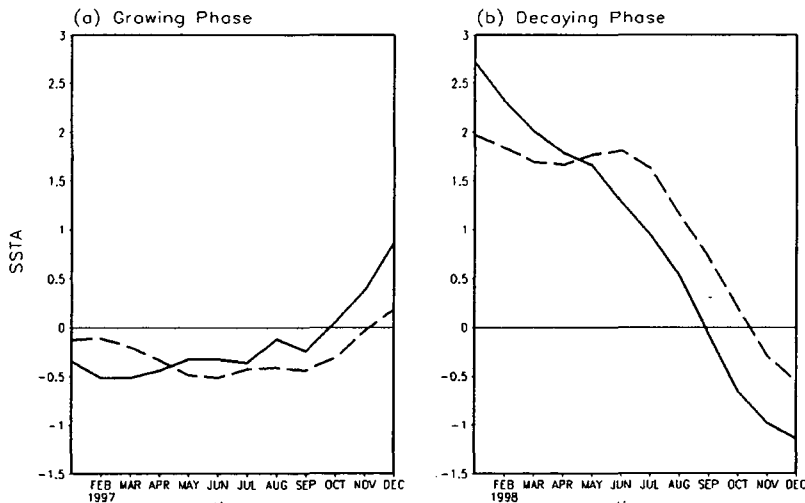
Fig. 3.2.45에 보인 바와 같이 모형을 이용한 엘니뇨의 예측에 엘니뇨 예측 가능성의 저주파 변동성을 고려하는 것은 필수적이다. 궁극적으로는 현재 실제 상황에 맞는 모형을 구성하는 것이 필요할 것이나 본 연구에서는 모형을 새로 구성하지 않고 예측 방법을 변형하여 보다 나은 예측을 할 수 있도록 하였다. 1990년대에는 예측 숙련도가 매우 낮아졌으므로 1990년대에 엘니뇨를 예측하기 위해서는 1980년대에 취했던 예측 방법을 그대로 써서는 곤란하다. 특히 이번 97-98 엘니뇨의 경우, 크게 지연되어 예측되고 있다. (Fig. 3.2.46)

이에 본 연구에서는 이번 엘니뇨를 예측하는데 예측 후 처리과정을 도입하였다. 우선 모형 예측에서 지속적으로 나타나는 오차를 보정하고 보정 후에도 여전히 남아있는 오차는 다른 방법으로 보정하였다. 모든 예측에서 나타나는 오차를 구조적 오차(systematic error)라고 하며 이는 모형이 실제와 같지 않음으로 인해 발생하는 것이다. 그러나 이 모형의 구조적 오차를 구해 본 결과 보정을 위해 사용할 만큼 크지 않아서 엘니뇨나 라니냐와 같은 특정 시기만을 택하여 평균적으로 나타나는 오차를 보정하였다. 이 오차를 그 시기에 해당하는 구조적 오차라고 할 수 있을 것이다.



**Fig. 3.2.46.** NINO3 SST anomalies for the period from Jan 1996 to Jan 2000. The Thick line denotes observation and the thin lines denote the forecasts for a 24 month period. Each of forecast is separated by two months.

엘니뇨 성장시기와 쇠퇴시기만을 택하여 평균한 오차를 보면 모형이 엘니뇨의 발달과 소멸을 느리게 재현함을 알 수 있다.(not shown) 즉 발달 시기에 동태평양의 해수면 온도가 낮고 소멸시기에는 중태평양 및 동태평양의 해수면 온도가 높게 모의되고 있다. Fig. 3.2.47은 97년 1월에 시작한 NINO3 지역의 해수면 온도 예측과 98년 1월에 시작한 예측 결과와 구조적 오차를 보정한 결과를 보인 것이다. 점선이 보정하기 전의 예측 결과이고 실선이 보정한 후의 예측 결과이다. 다음 장에서 지적하겠지만 97년 초에 실시한 예측에서 실제와 같은 강한 엘니뇨는 예측되지 않았다. 그러나 보정을 해 준 결과 97년 가을에 들어 엘니뇨가 발달할 것임을 예측하고 있다. 엘니뇨의 쇠퇴를 예측한 경우에 있어서도 보정을 해 준 결과가 더 빠른 엘니뇨의 소멸을 예측하고 있다. 따라서 모든 예측을 평균해서 구한 구조적 오차는 예측 후에 예측 숙련도를 향상시키는데는 적합하지 않지만 각 시기별로 평균을 취해 구한 시기별 평균 오차가 예측 숙련도의 향상에 도움을 줄 수 있다.



**Fig. 3.2.47.** Time series of forecasted NINO3 SSTA for the forecast starts from Jan. 1997 (a) and Jan. 1998 (b). The dashed lines are original forecast and the solid lines are the forecasts corrected by the averaged error for El-Niño growing and decaying phases, respectively.

또한 일반적으로 모형의 초기 조건을 구하기 위해서 쓰이는 FSU 바람응력 자료는 관측된 해수면 온도 자료보다 다소 늦게 만들어지므로 예측의 시작은 실제 예측 시점보다 몇 개월 늦어지게 된다. 따라서 모형으로 예측한 예측값과 현재 시점까지의 관측된 해수면 온도가 늦어진 기간만큼 존재하며 여기서 예측값의 오차를 구할 수 있다. 이렇게 구해진 오차는 이후의 예측에도 지속적으로 나타나면서 발달하거나 소멸할 오차이므로 현재 시점 이후의 예측값에도 보정이 가능할 것이다. 한편 이번 엘니뇨의 쇠퇴 시점에 시행한 예측들은 모두 엘니뇨가 좀 더 발달하여 한번의 절정기를 더 맞은 후 쇠퇴할 것으로 예측하고 있는데 이것은 초기 조건을 만들 때 쓰이는 FSU 바람 응력에 나타나는 오차의 영향이거나 빠르게 발달하고 쇠퇴하였던 이번 엘니뇨를 모형이 충분히 소화해 내지 못했기 때문일 수 있다. 이러한 점들을 종합하여 현재 연구에서 사용되고 있는 엘니뇨 예측 방법은 다음과 같다.

(1) Chen et al.(1995) 방법을 이용하여 초기 조건을 만든다.

(2) 가장 최근의 해수면 온도 자료가 존재하는 시점 2개월 이전에 모형예측을 시작한다.

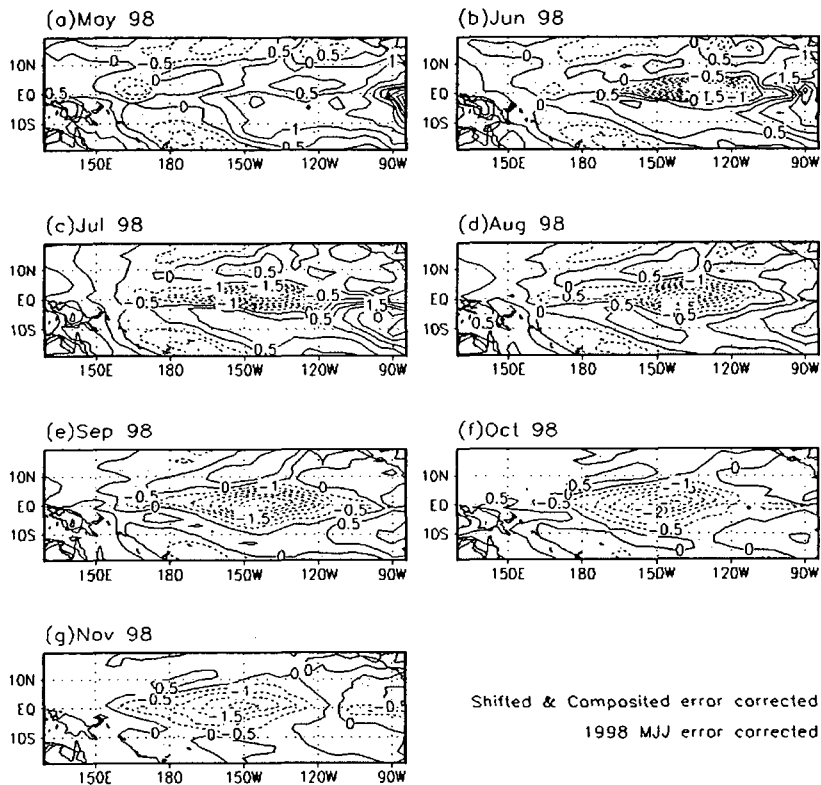
(3) 모형의 구조적 오차를 보정한다.

(4) 예측 결과와 관측 자료 모두가 존재하는 초기 3개월의 오차를 합성하여 이후의 예측에 대해 보정한다.

단, 이번 엘니뇨와 같이 모형의 예측이 실제보다 몇 개월 뒤쳐져서 발달하는 경우에는 엘니뇨 절정기를 기준으로 모형 예측을 이동시킨다. 이동시키지 않으면 (4) 번을 실행할 때 완전히 다른 오차를 보정하게 되므로 예측의 정확도가 떨어지기 때문이다. 이러한 방법을 거쳐 예측된 열대 태평양의 해수면 온도는 Fig. 3.2.48와 같다. 이 예측은 1998년 8월에 행해진 것으로 5,6,7월은 관측된 해수면 온도 자료를 이용해 보정을 한 결과이고 8월부터 11월까지의 5,6,7월에 나타난 예측 오차를 1:2:3의 비율로 합성한 오차를 보정 인자  $f$ 를 곱하여 보정한 결과이다. 이때 보정 인자  $f$ 는 8월의 1.0에서부터 1개월씩 지날 때마다 0.1씩 감소시켰다.

이와 같이 합성 비율과 보정 인자를 결정한 것은 8월 이후의 오차는 5월에 나타난 오차보다는 7월에 나타난 오차에 더욱 근접할 것이라는 판단과 오차가 일정하게 증가하지 않은 것이라는 판단 때문이다. 즉 합성된 오차는 8월 예측의 오차에 가장 가까울 것이고 8월 이후의 예측에 합성된 오차를 점점 크게 하여 보정한다면 모형의 원래 예측 결과와는 무관하게 보정한 오차에 의해 크게 좌우되는 위험한 예측 결과가 생성되기 때문에 보정 인자를 감소시킨 것이다. 이러한 보정 인자와 합성 비율을 결정하는 문제는 많은 실험을 통해 가장 적절한 값을 구해야 할 것이나 현재까지는 이상과 같이 결정되어 이용되고 있다. 예측 결과를 보면 가을 이

후로도 라니냐 상태가 계속될 것임을 알 수 있으며 11월에 들어 중양태평양의 음의 해수면 온도 편차가 약화되는 듯이 보이나 동태평양에 음의 편차가 발달하고 있어 1999년 초까지 라니냐가 계속 발달할 것임을 알 수 있다.



**Fig. 3.2.48.** Distribution of the forecast of tropical Pacific SST anomalies. SST anomaly of May, Jun, and July is identical to observation. The forecasts of other months are corrected based on the composite of the errors for May, Jun, and July. The contour interval is 0.5°C and negative values are shaded. See details in text.



## (5) 결론

이 연구에서는 엘니뇨의 발생과 소멸에 관련되는 태평양 해양의 조정과정을 연구하였고 초기 조건 개선과 예측 오차의 보정을 통하여 ICM (Intermediate ocean-atmosphere Coupled Model)을 이용한 예측 능력을 향상시켰고 1998년 말까지 라니냐가 계속 발달할 것을 예측하였다.

2가지 남북 모드만을 포함하는 간단화된 결합 모형을 이용하여 열대 태평양 지역의 열량이 증가, 감소하는 대양 규모의 적응과정으로서 엘니뇨를 연구하였다. 이러한 적응 과정의 주된 요소는 수온 약층의 동서 경도에 의한 남북 수송과 동서 경계에서의 동서 열속이며 그 중에서 남북 수송의 역할이 더 큼을 밝혔다. 즉 해수면 온도 강제력에 의해 발생한 남북 수송은 수온 약층을 변화시키고 다시 변화된 수온 약층은 해수면 온도를 변화시키는 방식으로 엘니뇨의 위상 전이 과정이 이루어진다. 또한 관측값에서도 위와 같은 과정이 나타남을 보였다.

엘니뇨 예측을 위해 중간 단계 접합 모형을 개발하였고 모형은 Zebiak and Cane(1987)에 근거하여 구성하였다. Zebiak and Cane(1987)의 모형의 해수면 온도 모형을 개선하여 보다 실제에 가까운 모의를 하도록 하였다. 예측 능력 제고에 있어 예측의 정확도는 관측된 NINO3 지역의 해수면 온도 편차와 예측된 값 사이의 상관계수로 평가하였으며 예측의 정확도를 높이기 위해 크게 두 가지 방향의 연구가 진행되었다. 첫 번째는 모형을 이용한 예측 이전 상태의 개선이고 두 번째는 예측 이후 예측 결과의 개선이다. 먼저 예측 이전 상태의 개선은 예측 초기 조건의 개선을 의미하는데 먼저 관측된 바람 응력과 ICM의 대기 모형을 결합하여 초기 조건을 구하는 Chen et al.(1995)의 방법을 도입하였고 그 초기 조건에서 소규모의 잡음을 제거하기 위해 공간적으로 1-2-1 필터를 하였다. 또한 개선된 모형을 이용하여 1970년대부터 1990년대 초반까지 예측 시기에 크게 영향을 받지 않으면서도 90년대 초반까지 12개월 예측의 정확도가 0.7 이상인 예측 결과를 얻을 수 있었다. 한편 엘니뇨나 라니냐 시기의 예측에 있어서 예측 결과를 보정하는 데에는 엘니뇨나 라니냐의 절정기를 기준으로 하여 예측한 시점에서 나타나는 평균적인 오차를 구하여 보정함으로써 보다 나은 예측 결과를 얻을 수 있었다. 90년대에 들어 모형의 예측 숙련도가 저하되고 특히 이번 97-98 엘니뇨에 대해서는 매우 예측의 정확도가 낮아지면서 예측 초기 시점을 최근의 관측 시점과 겹쳐 오차를 구해내고 이를 합성해 이후의 예측에 보정하는 새로운 예측 방법을 도입한 결과 올해 가을과 겨울을 거쳐 라니냐가 발달할 것임을 예측하였다. 그러나 오차의 합성 비율과 보정 인자의 결정이 다소 자의적이어서 보다 많은 실험과 연구를 통한 정확한 값들을 얻어내야 할 것이다. 그러나 90년대에 들면서 모형 예측의 정확성이 떨어지는 문제에는 예측

방법을 바꾸는 것뿐만 아니라 보다 역학적인 접근이 필요하다. Fig.3.2.48 에서 본 바와 같이 느리게 변동하는 엘니뇨의 예측 가능성은 실제 엘니뇨 시스템이 느리게 변동하고 있음을 반증하는 것이므로 이에 대한 이해와 더불어 모형에 이러한 문제를 적용시켜야 한다. 이를 위해서는 모형의 해수면 온도 역학에 대한 보다 깊은 고찰을 통해 모형에서 나타나는 문제점들을 개선해 나가야 할 것이며 동시에 모형이 가진 배경장의 변동에 대해 모형이 어떻게 반응하는지를 조사함으로써 배경장의 개선을 통한 엘니뇨 예측 가능성의 향상을 도모해야 할 것이다. 또한 열대 태평양 해수면 온도의 정확한 예측은 한반도의 장기 예측에 매우 중요한 인자이지만 열대 태평양 해수면 온도와 관련된 몬순이나 중위도 해수면 온도의 변동 역시 한반도 기후에 막대한 영향을 끼치므로 열대 태평양 지역 뿐 아니라 연관된 다른 저주파 변동 역시 함께 연구되어야 할 부분이다.

#### 나. 2차년도 연구

열대 태평양 해수면 온도의 장기 예측을 위하여 개발된 모형은 중간 단계 해양-대기 접합 모형 (Intermediate Ocean-atmosphere coupled model: ICM)으로 Zebiak and Cane (1987)에 근간을 두고 있다. 엘니뇨를 예측하는 모형 중에서 비교적 간단한 모형이나 현재 미국에서도 중요한 장기 예측 수단으로 사용될 만큼 성능이 우수한 모형이다. 특히 이 모형은 경년 변동을 모사하기에 적합한 연직 모드만을 고려함으로써 잡음(Noise)을 최소화시켜서 ENSO 예측의 정확성을 높였으며, 매 적분 시간을 10일로 함으로써 장기간의 모의와 많은 수치실험을 가능하게 했다.

##### (1) 대기 모형

예측모형의 대기모형은 비압축성 정역학 방정식을 만족하며, 모형의 영역은 남북 위 70° 이고 동서방향으로는 전구를 포함한다. 그러나 대기모형의 강제력은 해양에서 구해지므로 열대 태평양에서만 그 값을 갖는다. 격자 간격은 5.625° X 2° 이고 시간 변화항이 없는 정상 상태(steady state) 모형이다. 모형의 연직구조 및 무차원 방정식은 아래와 같다

$$\begin{aligned} \varepsilon \vec{V}^n + y \vec{k} \times \vec{V}^n &= -\nabla \phi^n & (1a) \\ \varepsilon \phi^n + \nabla \cdot \vec{V}^n &= -Q_s^n - Q_1^{n-1} & (1b) \\ Q_s^n &= \alpha T \exp\left[\frac{M(\bar{c} + c)}{17.0}\right] & (1c) \\ Q_1^n &= \beta [M(\bar{c} + c^n) - M(\bar{c})], \quad c = -\nabla \cdot \vec{V} & (1d) \\ \text{where } M(x) &= \begin{cases} x, & x > 0 \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \end{aligned}$$

$\omega_0 = 0$	<i>0hPa</i>
$u_1, v_1, \phi_1$	<i>250hPa</i>
$\omega_2, T_2, S_2, Q_2$	<i>500hPa</i>
$u_3, v_3, \phi_3$	<i>750hPa</i>
$\omega_4 = 0$	<i>1000hPa</i>

**Fig. 3.2.49** Vertical structure and principal variables of atmosphere model.

여기서  $\varepsilon$ 은 대기의 레일리(Rayleigh) 마찰항이고,  $Q_s$ 와  $Q_1$ 은 각각 해수면 온도 변동에 따른 잠열과 대규모 습기 수렴에 의한 잠열의 방출을 의미한다. 특히  $Q_s$ 는 해수면 온도의 변화에 따른 포화수증기압을 계산하고 포화 수증기압의 변화만큼 해면에서 수증기가 증발한다고 가정하여 구한 잠열이다.  $Q_1$ 은 최초  $Q_s$ 에 의하여 유도된 바람장이 수렴할 때 주위의 수증기를 이루시키고 이로 인해 증가된 잠열을 의미한다. 이 모델의 적분은 먼저  $Q_s$ 를 강제력으로 하여 첫 번째 적분을 구하고 다시 이 결과를 이용하여 수렴을 구한 다음  $Q_s$ 와  $Q_1$ 을 합한 총 잠열을 이용하여 최종 결과를 얻는다. 이때 평균장의 효과로는 평균 수렴, ( $\bar{c}$ )과 평균 해수면 온도 ( $\bar{T}$ )가 고려되었다. 이 값들은 계절변동을 하는 월 평균값으로 Chen et al. (1995)에서 사용한 것과 같은 자료이다. 식 (1)에 보인 바와 같이 평균 수렴에 상대적으로 수렴이 증가한 경우에 대하여  $Q_1$ 은 의미를 갖게 된다. 실제 수치 모델은 위의 방정식을 직접 이용하지 않고, 위 방정식을 동서 방향에 대하여 푸리에 변환 (Fourier transform) 하고, 다시 남북 방향의 바람의 성분만 남도록 방정식을 결합한다. 결과로써 선형 이차 미분방정식이 되는데 이를 유한차분법을 이용하여 행렬의 형태로 바꾸면, 삼각대각 행렬이 되어 주어진 강제력에 대하여 쉽게 해를 구할 수 있다.

(2) 해양모형

(가) 상층모형

해양의 경년 변동은 해면(sea level)에서 보다는 수온약층에서 크게 나타난다. 열대 해면과 수온약층은 밀접한 관계가 있다(Wyrtki 1985). 예를 들어 열대 동태평양과 서태평양에서의 해면의 차가 50cm일 때, 수온약층의 동-서 간의 차는 약 150m가 된다(Philander 1990). 경년 변동과 관련된 연구에 있어서 해수면 온도 변동을 잘 이해하려면, 이에 영향을 미치는 수온약층의 변동을 고려하는 것이 중요하며, 이는 엘니뇨 역학의 이해에 유용한 변수라 할 수 있다 (Wyrtki 1985). 그러므로 해양의 모형은 수온약층을 모의하도록 구성하였다. 열대 해양에서의 평균적인 온도 분포를 살펴보면 해면에서 100m-150m 아래에는 급격히 수온이 변하는 층을 볼 수 있다. 이러한 층을 수온약층이라 하는데, 이 층을 경계로 하여 그 상부와 하부는 대체로 균질한 수온이 분포한다. 상하층의 수온 차는 상하층이 밀도의 차이로 나타나며, 해양의 변동은 수온약층에서 크게 나타난다. 이러한 수온약층을 모의하기 위하여 상층과 하층의 밀도가 서로 다른 2층의 모형이 고려되었다.

식 (2)는 위 그림의 각 층별 모형방정식을 하나의 식으로 정리한 것으로 CZ모형의 상층모형은 위 식을 수치적인 해법을 사용하여 유속과 수온약층의 변동 등을 구하고 있다. 여기서  $H$ 는 평균 수온약층 깊이 (150m)를  $\vec{u}$ 는 유속,  $h$ 는 수온약층의 변동 분이며,  $g' (= g\delta)$ 은 감소 중력이다.

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \beta y \vec{k} \times \vec{u} = -g' \delta \nabla h + \frac{\vec{\tau}_s}{\rho H} \quad (2a)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (2b)$$

(나) 표층모형

열대 태평양의 해류를 살펴보면, 동풍이 불 때 해면 근처에서는 서쪽으로의 흐름이 그리고 수온약층 근처에서는 동쪽으로의 흐름(undercurrent)이 나타난다. 즉 해양의 상층은 해면 근처에 바람의 응력이 직접 영향을 미치는 층이 존재하며, 그 아래에는 수압 경도력으로 유도된 해류가 나타나는 층으로 구분된다. 이렇게 해면 근처에서 바람의 응력의 영향이 직접적으로 가해지는 층을 표층이라 정의한다. CZ의 표층모형 방정식은 아래와 같다.

$r_s u_s - \beta y v_s = \frac{\tau_s^{(x)}}{\rho H_1} \quad (3a)$
$r_s v_s - \beta y u_s = \frac{\tau_s^{(y)}}{\rho H_1} \quad (3b)$
$w_s = H_1 \left( \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) \quad (3c)$

위 식에서  $\vec{u}_s = \vec{u}_1 - \vec{u}_2$ 로 정의되며 표층으로 유입되는 해수의 용승속도는 식 (3c)와 같이 표층유속의 발산으로부터 구한다.

(다) 해수면 온도 방정식

경년 변동과 관련된 열대 해수면 온도 편차는 주로 단열 과정에 의하여 결정된다. 단열 과정만을 주로 고려한 해수면 온도 편차 모형은 관측과 유사한 결과를 보이는 것으로 보고되고 있다. 이에 대한 해수면 온도 방정식을 나타내면 아래와 같다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{u}_1 \cdot \nabla T - M(w_s) \frac{\partial T}{\partial z} - \alpha_s T \quad (4)$$

순복사량은 경년 변동이 작음으로 Newtonian cooling으로 나타냈다(Zebiak and Cane 1987). 위식에서  $M(x)$ 는  $x > 0$ 일 때에만  $M(x) = x$ 인 함수로써 연직 방향의 이류는 아래층에서 표층으로의 용승에 한하여 작용하게 하였다. 표층의 수온 변동에 대한 아래층의 수온 변동은 고려하지 않았다.  $\vec{u}_1$ 은 표층내의 해류이다. 한편 위의

방정식에서 평균 해수면 온도에 대한 식  $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\vec{u}_1 \cdot \nabla \bar{T} - M(\bar{w}_s) \times \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \alpha_s \bar{T}$

을 제거하면 식 (5)와 같이 편차에 대한 식이 된다.

$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -\vec{u}_1 \cdot \nabla (\bar{T} + T) - \vec{u}_1 \cdot \nabla T \\ & - [M(\bar{w}_s + w_s) - M(\bar{w}_s)] \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - M(\bar{w}_s + w_s) \frac{\partial T}{\partial z} - \alpha_s T \end{aligned} \quad (5)$
$\text{where } \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\gamma(T - T_d)}{H_1}$

(3) 대기-해양모형의 접합

접합 모형은 앞 절에서 언급한 대기 모형과 해양 모형을 접합하여 구성하였으며 접합모형의 구성은 다음과 같다.

모형의 범위	30° S-30° N, 130° E-85° W	
모형격자	역학부분	2° × 0.5°
	열역학부분	5.6254° × 2°
적분간격	10일	

대기 모형은 평형 모형(steady state model)이므로 10일 마다 구할 경우 이 보다 긴 메모리를 갖는 대기의 변동은 고려할 수 없다. 이 점을 고려하기 위하여 대기 모형의 가열에 사용되는 평균 수렴항을 주어진 월 평균값과 전 시간에 구한 수렴 편차의 합으로 하였다. 이 경우 전시간의 수렴의 효과가 다음 시간에 영향을 미치게 된다. 이 같은 과정을 반복할 경우 대기 모형이 불안정해질 수 있으므로 이를 방지하기 위하여 매달 마다 전 시간의 수렴 편차를 0으로 하였다(Zebiak and Cane 1987). 즉 대기 모형에 대하여는 재시작(restart)하는 것과 같은 의미이다. 즉 대기는 바람의 응력으로써 해양에 운동량을 전달하여 해양의 역학적 운동을 유발시킨다. 이때 사용된 바람의 응력에 대한 식은 아래와 같다. 즉

$$(\tau^x, \tau^y) = \rho_a C_D |\vec{v}_b + \vec{v}| (u_b + u_a, v_b + v_a) - \rho_a C_D |\vec{v}_b| (u_b, v_b) \quad (1.6)$$

여기서  $\vec{v}_b$ 는 기본장의 바람 벡터로써 월 평균 자료를 이용하였다.  $\vec{v}_a$ 는 모형으로부터 구한 바람 벡터의 편차를 의미한다.  $\rho_a C_D$ 는  $3.2 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ 이다. 한편 해양은 여러 가지 과정을 통해 대기를 가열한다. 해양에 의한 대기의 가열은 해수면 온도로써 모수화되었으며, 이때 제공되는 열속은 해수면 온도 변동으로 유도되는 잠열의 방출이라 할 수 있다. 한편 해양의 경우, 해수면 온도 변동과 역학적 변동, 즉 수온약층의 변동이 상호작용하지 않고, 수온약층의 변동만이 해수면 온도에 영향을 미치고 있다. 이같은 가정은 혼합층의 형성에 있어서 해수면 온도의 영향을 고려하지 않은 것이다.

(4) 모형의 개선

엘니뇨의 발달 및 쇠퇴는 배경장(basic state)이 갖는 계절변동에 크게 영향을 받는다 (Zebiak and Cane, 1987; Tziperman et al., 1995). 엘니뇨 예측 모형중 대부분의 기본장(surface current, upwelling, wind, wind divergence)은 계절변동을 고려

한다. 그러나 평균 수온약층의 깊이와 평균 온도경도 기본장은 계절변동과 위도변화가 포함되지 않은 단순한 구조로 이루어져 있다. 그러나 연변화는 엘니뇨에 직접적으로 영향을 미치는 중요한 변동이므로 가능한 한 포함시키는 것이 좋을 것이다. 본 연구에서는 평균 연직 온도 경도에 연변화를 추가하여 엘니뇨 예측을 향상하고자 하였다. 이때 연직 온도 경도란 해양 표층과 그 아래층 사이의 온도 경도를 의미한다. 그런데 모형에서는 해양의 표층이 고정(50m)되어 있는데 반해 실제로는 서태평양이 두텁고 동태평양이 얇은 구조를 보이고 있어 온도 경도를 정의하기가 쉽지 않다. 따라서 온도 경도의 크기는 표층 두께에 따라 적절하게 계산되게 된다. (Zebiak, 1984) 즉 표층의 두께가 크면 아래층에서 올라오는 찬물의 용승이 해수면 온도에 미치는 효과가 작고 반대로 두께가 작으면 용승의 효과가 커지게 되므로 표층이 두터운 곳에서는 온도경도가 작아지고 표층이 얇은 곳에서는 온도경도가 커지게 된다.

온도 경도가 표층 두께에 따라 정해졌으므로 온도 경도의 연변화 역시 표층 두께의 연변화에 따라 구하였다. 표층의 두께는 수온 약층의 깊이에 비례하므로 일반적으로 수온 약층의 깊이를 대표하는 20°C 등온면의 깊이로 표층의 두께를 짐작하였다. 이를 조사해 본 결과, 중앙 태평양 부근에서는 봄, 여름철에 얇고 가을, 겨울철에 두터워짐을 알 수 있다. 한편, 서태평양과 동태평양의 경계에서는 반대의 경향이 나타난다. 이러한 경향을 연평균값으로 주어져 있는 모형의 연직온도 경도에 적용하여 봄, 여름철 중태평양에는 큰 값, 경계 부근에선 작은 값을 갖게 하고 가을, 겨울철에는 그 반대의 경향을 갖게 하였다. 최대 변동폭의 크기를 조정하여 실험한 결과 원래 값의 약 10%정도의 변동이 적절한 것으로 판단되었다.

#### (5) 예측실험

수치모형을 이용한 역학적 예측(dynamical prediction)의 정확도는 크게 두가지에 의해서 좌우된다. 첫 번째는 예측에 사용되는 초기조건의 정확도이고 두 번째는 모형이 실제 현상을 얼마나 잘 모의할 수 있는가 이다. 초기조건이 정확하지 않으면 예측의 초기조건에 나타나는 고주파 잡음들이 예측 기간 동안 급격히 성장하여 큰 오차를 만들게 된다. 또한 정확한 예측을 위해서는 실제와 같은 조건을 주기보다는 모형에 맞는 적절한 조건을 초기 조건으로 제공해야 한다. 따라서 모형의 초기화(initialization)는 엘니뇨 예측에 있어 매우 중요한 부분이다.

##### (가) 초기 조건

모형의 초기 조건은 다음과 같이 구해진다. 예측의 초기 시점까지 관측된 바람응력 자료를 이용하여 해양 모형을 spin-up 시킨 후 만들어진 해양의 초기조건을 대

기-해양 결합 모형에 대입하여 적분을 수행하게 된다. 이때 해양 모형의 초기조건을 만들기 위해 쓰이는 바람응력 자료는 FSU(Florida State University)에서 만든 자료를 필터하여 구하게 된다.(Cane et al. 1986) 한편 Chen et al.(1995, 1997)은 Cane et al.(1986)의 방법에 대기 모형을 접합시켜 결합된 초기화 방법을 도입하여 보다 나은 예측 결과를 얻을 수 있었다. 이 방법은 접합 모형이 내재적으로 갖고 있는 저주파 대규모 신호(low frequency large scale signal)을 강조하고 관측에서 나타나는 경년변동과 관련없는 잡음을 제거함으로써 모형의 예측 능력을 향상시킬 수 있었다. 또한 대기-해양이 결합된 초기화는 예측 시작시 대기 모형을 결합되면서 나타나는 충격을 방지할 수 있는 이점이 있다. 따라서 예측 초기 조건의 개선은 모형이 엘니뇨를 모의하기에 적절한 대규모 신호를 제외한 불필요한 잡음들을 얼마나 잘 제거하는지가 중요하다. 본 연구에서는 초기 조건 개선에 Chen et al.(1995)의 방법을 도입하고 또한 그 결과를 재처리하여 보다 나은 초기 조건을 얻고자 하였다.

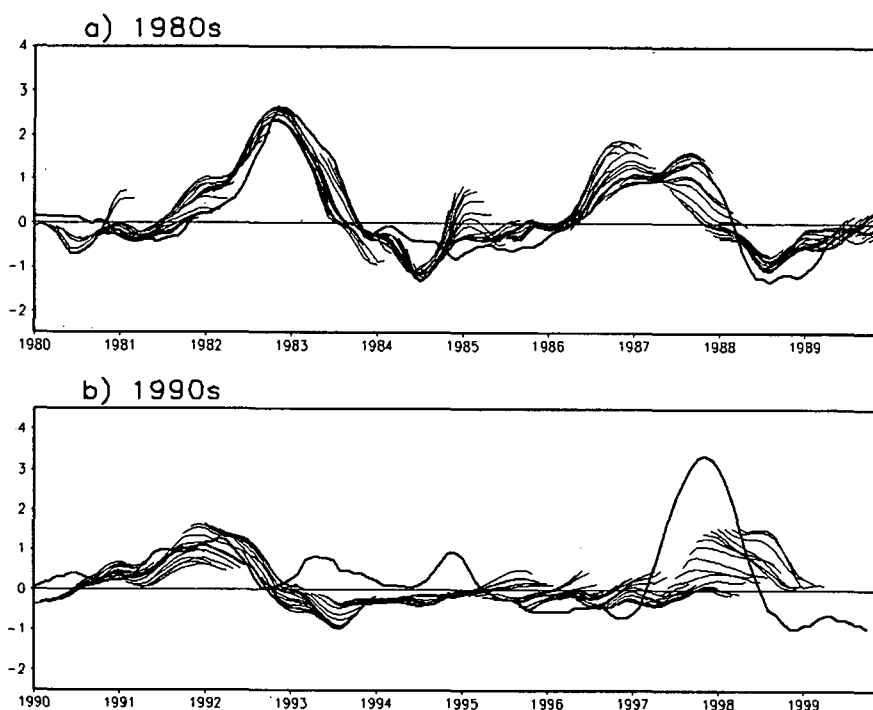
#### (나) 예측률 검증

개선된 모형으로 초기 조건을 만들어 예측 실험을 행하였다. Fig. 3.2.50은 개선된 모형으로 NINO3 Index를 12개월 예측한 결과이다. 굵은 실선은 관측값을 나타내고, 가는 실선들은 출발점에서 12개월 예측한 값을 나타낸 것이다. 그러므로 굵은 실선과 가는 실선이 근접할수록 좋은 예측 결과라고 할 수 있다. 그림에서 보는 바와 같이 개선된 모형은 1980년대 초반부터 1990년대 초반까지 관측값과 매우 유사한 예측을 하고 있다. 그러나 90년대 후반에서는 급격히 예측률이 떨어지는 단점을 나타내었다.

Fig. 3.2.51은 관측된 열대 해수면 온도와 6개월, 12개월 예측된 해수면 온도의 상관관계(correlation)를 나타낸 것이다. 상관관계를 구한 기간은 1980-1997년이다. 개선된 예측모형은 6개월 예측시 동태평양에서 0.6이상의 높은 상관관계를 나타내고 있음을 알 수 있다. 또한 12개월 예측에서는 0.5이상의 상관관계가 지속됨을 알 수 있다. 본 연구의 예측 모형은 앞에서 말한 바와 같이 90년대 후반에 예측률이 급격히 떨어지는 단점을 가지고 있다. 이는 비단 본 연구의 모형에서만 나타나는 문제뿐만 아니라 전세계의 대부분의 모형에서 나타나는 문제이다. 본 모형을 이용하여 90년대 초반까지의 예측률을 조사해 본 결과, 6개월 예보의 경우 상관계수가 0.7을 넘는 매우 높은 값을 가졌다. 즉 본 연구에서 개선된 엘니뇨 예측 모형은 6개월 정도까지는 엘니뇨를 예측할 수 있다고 판단되며, 12개월 이상의 예측도 가능할 수 있음을 제시하고 있다.

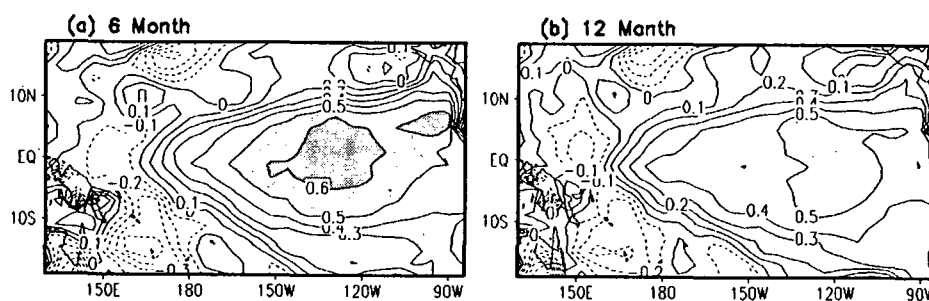


### Fcsted Nino3 Index



**Fig. 3.2.50** Forecasts of Nino3 Index for present forecast model. Each forecast trajectory (thin curve) is 12 months long, stating from the beginning of each month. The thick curve is the time series of observed SST anomalies.

### Correlation between Obs and Fcst SST



**Fig. 3.2.51** Correlation between predicted and observed tropical Pacific SST Anomalies at (a) 6 month lead time and (b) 12 month lead time. The period used for calculation is from 1980 to 1997

(6) ENSO 진동 역학

많은 선행 연구자들에 의해 엘니뇨는 이제 보통 상태에서 벗어난 특이한 현상이라기 보다는 열대 태평양의 해양-대기 결합 시스템의 반복적인 적응과정 (adjustment process)이 만들어내는 진동현상으로 이해되고 있다. 이러한 적응과정을 이해하는 데에는 크게 두 가지의 관점이 제기되고 있는데 그 중 하나는 시간 지연을 갖는 파동의 전파로 보는 관점이고 다른 하나는 대양 규모(basin-wide)의 열대와 아열대 사이의 열과 질량의 교환 과정으로 보는 관점이다. 이 연구에서는 대양 규모의 적응과정을 동서 평균(zonal mean)과 에디(eddy) 부분이 나누어지고 2개의 남북 모드만을 포함하는 간단한 결합 모형을 이용하여 조사하였다. 이러한 역학적인 연구가 선행되어야 엘니뇨에 대한 이해의 폭이 넓어짐과 동시에 엘니뇨 예측에 있어 개선의 방향이 새롭게 제시될 수 있을 것이다.

(가) 사용된 모형

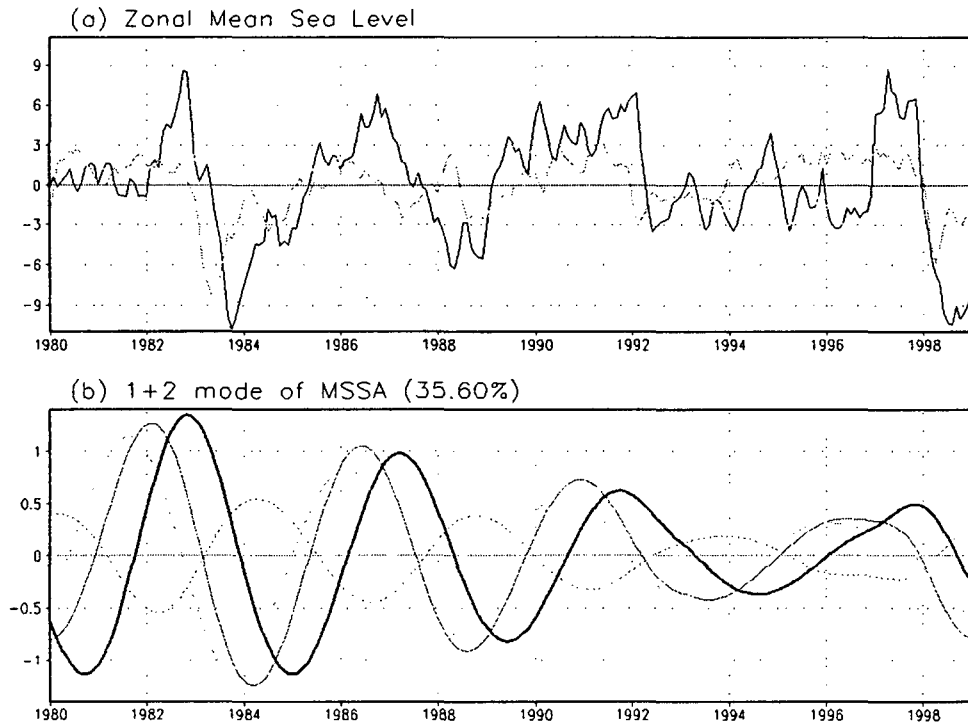
본 연구에서는 엘니뇨의 생성 및 소멸 메커니즘을 밝히기 위하여 간단한 모형을 사용하였다. 해양 모델은 천수(shallow water) 방정식에  $\beta$ 평면과 장파근사(longwave approximation)를 가정하여 간단화 하였다. 열역학 방정식은 해수면 온도를 선형화하여 표현하였다. 이러한 모델은 ENSO 역학에 가장 주요하게 작용하는 켈빈파와 gravest 로스비파만을 고려하여 더욱 간단화 하였다. 이 모델에 쓰인 방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - yv &= -\frac{\partial h}{\partial x} + \tau - au \\ yu &= -\frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= -ah \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= -\overline{T_x}u + K_T h - dT \end{aligned}$$

$h$ 는 수온약층의 깊이이고  $u$ 와  $v$ 는 해양상층의 동서방향과 남북방향의 해류이다.  $T$ 는 해수면 온도를 나타낸다. 바람응력은 해수면에 대한 다음과 같은 함수로 표현될 수 있다.

$$\tau = \mu T(x + \theta), \quad \theta = 0.3\pi$$

이 연구에서는 위의 방정식을 Hirst(1988)이 적용했던 것처럼,  $S=h+u$ ,  $r=h-u$ 를 도입하여 켈빈모드와 로스비 모드로 분리하여 ENSO 역할을 연구하였다.



**Fig. 3.2.52** (a) Observed time series of mean sea level height. Solid line is at 3S-3N, dashed line is at 6S-12S, and dotted line is at 6N-12. (b) As in (a) except the reconstructed time series of multi-channel singular spectrum analysis. And thick solid line is NINO3 Index.

#### (나) ENSO 진동 메커니즘

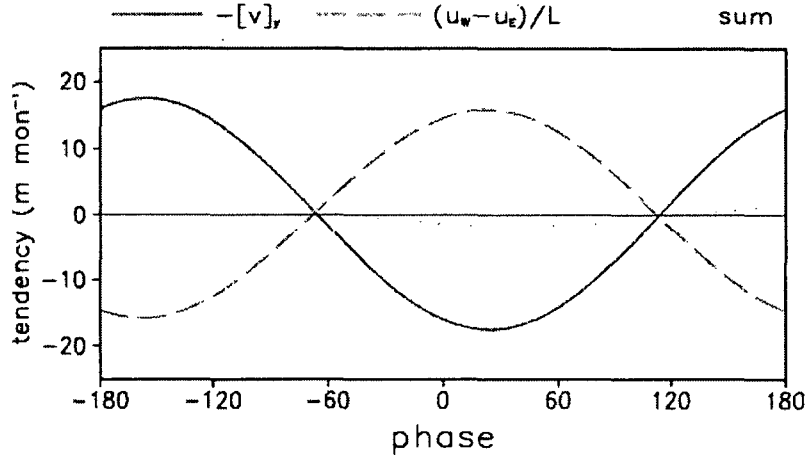
열대 태평양에서는 ENSO와 연관되어 적도 지역과 off equator 지역사이의 질량 교환이 일어난다. 즉 엘니뇨에서 라니냐로 전환되는 시기에는 적도의 질량이 최소가 되지만, 라니냐에서 엘니뇨로 전환되는 시기에는 적도에서 질량이 최소이고, 라니냐에서 엘니뇨로 전환되는 시기에는 적도에서 질량이 최대가 된다. 이를 관측에서 살펴보기 위하여 해수면 고도 자료를 사용하였다. 해수면 고도의 변화는 그 지역의 질량의 변화를 대변할 수 있을 것이다. Fig. 3.2.52의 (a)는 해수면 고도의 동서방향 평균을 나타낸 것이다. 실선은 3S-3N, 파선은 6S-12S, 점선은 6N-12N지역의 해수면 고도 평균을 나타낸 것이다. 적도지역의 해수면 고도는 북반구 off equator의 해수면 고도와 거의 반대 위상을 갖고 있음을 알 수 있다. 이를 확인하기 위하여 각각의 해수면 고도 평균값과 nino3 지수를 같이 MSSA한 결과가 Fig. 3.2.52의 (b)이다. 굵은 실선은 nino3 지수의 MSSA 결과이며, 나머지는 (a)와 같다.

적도 지역에서 해수면 고도는 nino3 지수와 약 1년 정도의 lag를 가지고 있음을 알 수 있다. 즉 라니냐에서 엘니뇨로 전환되는 시기에 적도의 해수면 고도는 최대가 된다. 반대로 북반구의 off equator 지역의 해수면 고도는 적도 지역과 반대 위상을 가진다. 이를 통해 ENSO 진동과 관련되어 적도 지역과 off equator 지역의 질량교환이 있음을 유추할 수 있다. 그리고 특이할만한 점은 남반구 off equator에서의 해수면 고도 변화이다. 이 지역의 해수면 고도는 적도 지역의 해수면 고도 변화와 약간의 시간 지연이 있지만, 위상이 비슷하게 나타난다. 이는 이 지역의 해수면 고도 변화는 규모는 작지만 적도 지역과 같이 진동함을 의미한다.

열대 태평양의 해수면 온도 변동은 위에 언급한 질량교환과 매우 밀접한 관계를 가진다. 질량 교환과 관계된 해수면 온도의 발달과 소멸을 basin-wide adjustment 이론 관점에서 살펴보도록 하자. 일단 라니냐 시기에서 엘니뇨시기로 전환되는 시기의 열대 태평양 상태를 고려해보자. 이 때에는 적도지역의 동서평균 해수면 고도는 높고 off equator의 해수면 고도는 낮게 된다. 해수면 고도가 높으면 수온약층의 깊이는 깊어지므로 해수면 온도는 상승하게 된다. 수온약층의 평균 깊이는 서태평양보다 동태평양이 얇으므로 해수면 온도 상승은 동태평양에서 주로 나타나게 된다. 상승한 동태평양의 해수면 온도는 대기를 가열하므로, 아노말리 관점에서 동태평양에서 상승, 서태평양에서 하강하는 대기순환을 유도한다. 그러므로 하층에서는 서풍바람응력이 발달하기 시작한다. 서풍바람응력은 서태평양의 질량을 동태평양으로 수송해주므로 서태평양의 해수면 고도는 낮아지고 동태평양의 해수면 고도는 높아지게 된다. 동태평양의 해수면 고도가 높아지면 수온약층의 깊이는 더욱 깊어지게 되고 해수면 온도는 발달하게 된다. 다시 동태평양의 해수면 온도 상승은 대기를 더욱 가열하여 서풍바람응력을 강화시키므로 동태평양의 해수면 고도를 발달시키게 된다. 발달된 해수면 고도에 의해 해수면 온도는 더욱더 발달하고 이것은 다시 해수면 고도를 발달시키게 된다. 이러한 불안정도(Instability)에 의해 동태평양의 해수면 온도는 점점 상승하여 엘니뇨 절정기 상태로 발달하게 된다.

위에서 설명한 과정에서 해수면 상승에 따른 해수면 온도의 발달을 Bjerknes (1967)는 용승의 감소에 의한 것으로 설명하였다. 그러나 용승의 감소에 의한 효과는 미비한 것으로 알려져 있으며, 실제 해수면 온도의 상승은 표층밀(subsurface) 온도와 해수면 온도와의 차이에 의한 것이다. 해수면 고도가 높아져서 수온약층이 깊어지면 표층 밑의 온도는 상승하게 된다. 상승한 표층 밑 온도는 해수면 온도와 온도차이를 유발하여 음의 연직 온도경도를 형성하게 된다(즉 양의 아노말리가 표층 밑에서 더 높다). 동태평양에 항상 존재하는 평균 용승은 이러한 온도 경도에 의해 해수면 온도에 양의 온도 이류로 작용하므로 해수면 온도는 발달하게 된다. 즉

평상시 동태평양은 바다 밑에서 차가운 물이 용승하고 있으므로 해수면 온도가 낮은데, 수온약층이 깊어지면 바다 밑 물이 따뜻해져서 덜 차가운 물이 용승하므로 해수면 온도는 평균상태에 비해 높아지는 것이다.



**Fig. 3.2.53** Variations of the convergence of meridional current  $-[v]y$  and the net zonal flux at the boundaries  $(uE-uW)/L$  and the sum of two terms for one cycle at the equator. The phase zero indicates the mature phase of warm SST.

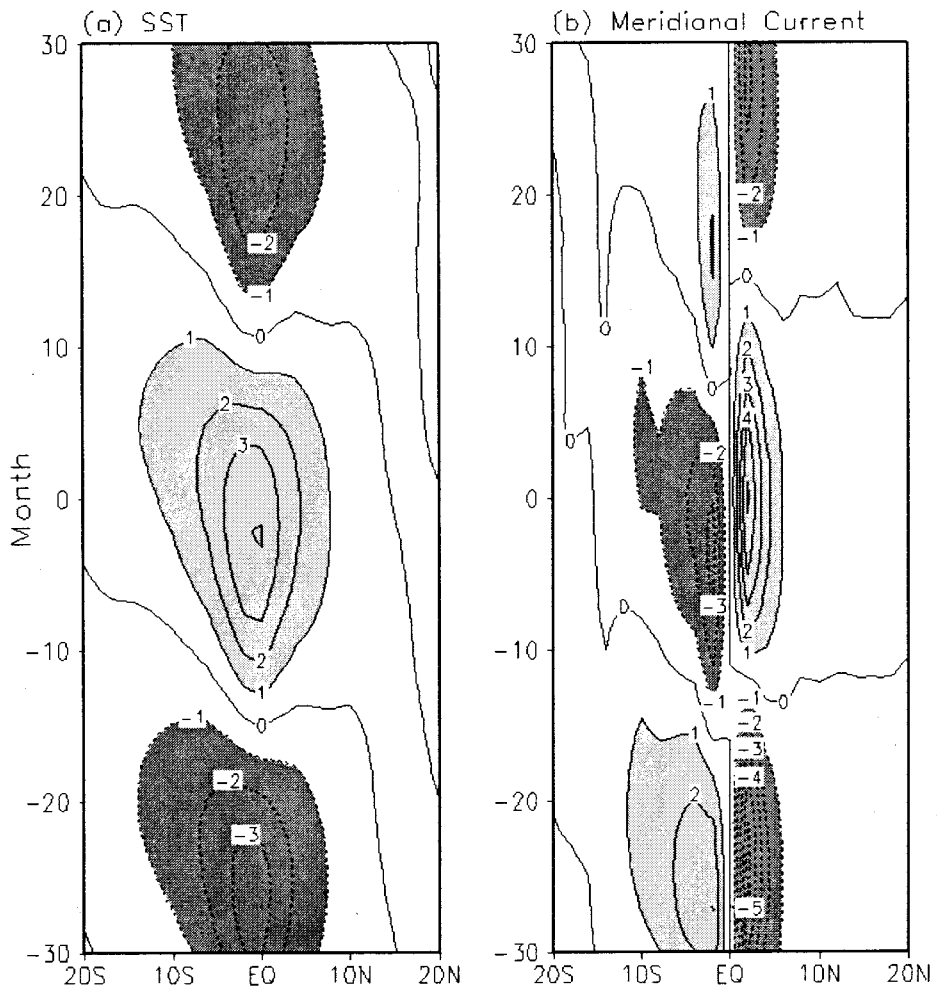
앞에서 언급한 바와 같이 대기 해양의 접합 시스템에 의한 불안정성(instability)에 의해 동태평양의 해수면 고도가 발달함에 따라 열대 해수면 온도는 계속 성장하게 된다. 동태평양의 해수면 온도가 상승하는 동안 적도 지역 전체의 질량은 감소하게 된다. 엘니뇨가 진행되면서 서풍바람응력에 의해 동태평양의 해수면 고도는 상승하고 서태평양의 해수면 고도는 하강한다. 이는 동서 방향의 수압경도력을 유도하므로, 지균 균형에 의해 북반구에서는 북쪽으로, 남반구에서는 남쪽으로의 질량 수송이 발생한다. 반대로 대양의 서쪽 경계면에서는 경계면에서의 반사에 의해 적도 지역으로 질량이 유입된다. 남북방향의 질량 유출과 경계면에서의 질량유입은 작은 차이로 남북방향의 발산이 더 크게 나타난다.

Fig. 3.2.53는 간단화된 모형에서 ENSO의 위상에 따른 남북방향의 질량 발산과 경계면에서의 질량 크기를 비교한 것이다. 실선은 남북류의 수렴이고, 파선은 경계면에서의 동서류를 나타낸 것이며, 점선은 두항의 합을 나타낸 것이다. 남북류의 수렴과 경계면의 동서류는 동서 평균 수온약층 깊이의 변화에 반대로 작용하며 그 합

을 보면 남북류의 수렴과 위상을 같이하고 있어 남북류의 역할이 더 큼을 알 수 있다. 이러한 남북방향의 질량 발산은 적도지역 전체 해수면 고도를 하강시키는 역할을 한다. 그러므로 엘니뇨 시기의 동태평양의 해수면 고도는 서풍바람응력에 의한 상승 효과와 남북방향의 질량 발산에 의해 하강 효과가 같이 작용하게 된다. 엘니뇨 발달기에는 동서 방향의 해수면 고도 경사가 크지 않으므로 서풍바람응력에 의해 해수면 고도가 상승하지만, 절정기 이후에는 경사가 증가하여 남북 방향의 질량 발산에 의해 해수면 고도는 하강하게 된다. 해수면 고도가 하강하면, 수온약층이 얕아져서 해수면 온도 아노말리가 감소하고 서풍바람응력도 약해진다. 이에 의해 동태평양의 해수면 고도는 하강하므로 엘니뇨는 소멸하게 된다. 적도 지역의 질량 발산은 엘니뇨가 소멸한 이후에도 계속 진행되므로 동태평양의 해수면 고도가 음의 값을 가지게 되면 음의 해수면 온도가 발달하게 된다. 이러한 음의 해수면 온도는 동풍 바람응력(easterly windstress)를 생성하게 된다. 이후 각 변수들이 엘니뇨 발달기 과정과 반대 위상으로 라니냐를 발달시키게 된다.

Fig. 3.2.54는 관측값에서 해수면 온도의 변동과 남북 수송의 변동을 나타내것이다. 이는 해수면 온도와 동서 평균한 남북류를 EEOF(Extended Empirical Orthogonal Function)하여 얻은 첫 번째 고유벡터이다. y축은 엘니뇨 절정기와의 지연을 나타내며, 0 일때가 엘니뇨의 절정기를 나타낸다. 그림에서 나타난 바와 같이 동서평균한 남북류는 해수면 온도의 위상과 같이 한다. 즉 위에서 설명한 엘니뇨의 소멸 메커니즘을 잘 보여주고 있다. 이러한 해양의 적응과정은 엘니뇨를 진동하게 하는 음의 피드백 작용을 남북 수송이 담당하는 것에 비해 지연 진동자(Delayed Oscillation) 이론에서는 서쪽 경계면에서 반사된 로스비파가 그 역할을 담당한다는 점에서 다르다. 따라서 이 개념에서는 뚜렷한 파동의 전파를 필요로 하지 않는다.

이와 같이 basin-wide adjustment 이론은 동서평균한 값과 에디(eddy)의 비평형 상태(non-equilibrium)로 엘니뇨 역학을 설명하고 있다. 즉 적도지역 전체에서의 해수면 고도 변화와 동태평양과 서태평양의 고도 차이 변화가 항상 90° 위상차를 가지며 평형상태가 되지 않은 상태로 진동하는 것이다.



**Fig. 3.2.54** (a) First eigenvector of observed zonal-mean SST obtained using the extended empirical orthogonal function with lags from -30 to +30 months. (b) As in (a) except the Observed zonal-mean meridional current. Unit is arbitrary.

(7) 해수면 온도 역학 조사

엘니뇨는 열대 해수면 온도의 변동에 의한 것이다. 그러므로 엘니뇨와 연관된 역학을 알아보기 위해서는 열대 해수면 온도 변동과 관련된 역학을 아는 것이 매우 중요하다. 따라서 본 연구에서는 NCEP에서 생산된 해양 동화 자료(Ocean Assimilation Data)와 Cane and Zebiak (1985)에 의해 발달된 중간단계 해양-대기 접합 모형을 사용하여 해수면 온도의 budget을 조사하였다.

(가) 자료 및 분석 방법

1980-1995년간의 NCEP 해양 동화자료 (ocean assimilation data)가 사용되었다. (Ji et al, 1995) 자료의 해상도는 1.5° X 1.0° 이고, 연직방향으로는 상층 100m 까지 10m 간격이다. 사용된 변수는 각 층에서의 동서 방향 해류, 남북방향 해류, 해수 온도이다. 표층의 깊이는 Cane and Zebiak 모형에서 사용한 50m로 고정하였다.

본 연구에서는 ENSO의 진행과 연관된 특징을 정성적으로 분석하기 위하여 정규화된 NINO3지수와 지연공분산을 사용하였다. 지연공분산은 다음과 같은 식에 의해 구해진다.

$$LCOV(NT, S) = Lag Covariance(NT, S) / \sigma(NT)$$

(나) ENSO 진동에서 온도 이류항들의 역할

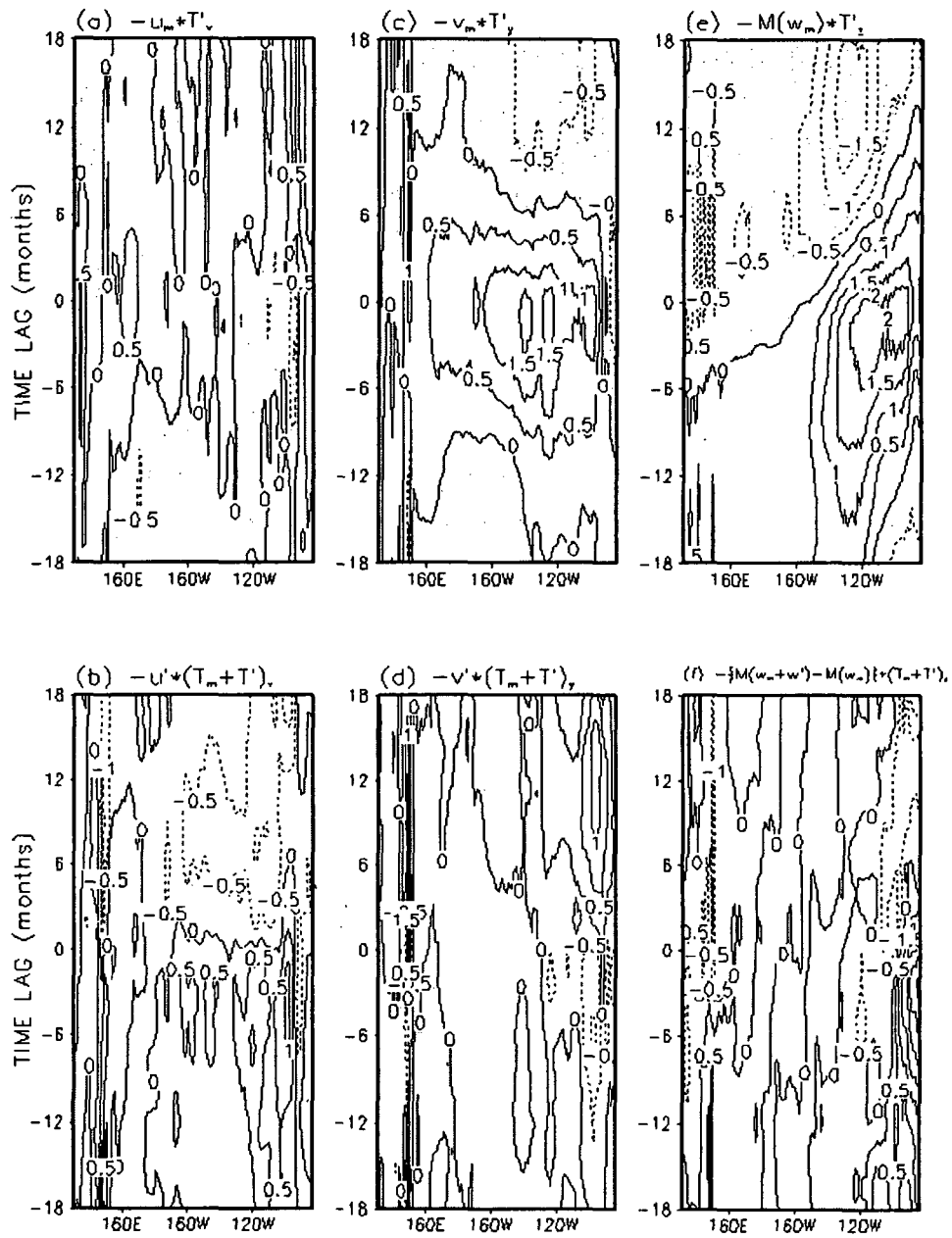
아래 식에 나타난 바와 같이 해수면 온도 변화는 3차원의 이류 항과 해수면 표면에서 열속 항에 의해 지배된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= -\left(u \frac{\partial T}{\partial x}\right)' - \left(v \frac{\partial T}{\partial y}\right)' - \left(M(w) \frac{\partial T}{\partial z}\right)' - Q' \\ &= -u_M \frac{\partial T}{\partial x} - u' \frac{\partial T}{\partial x} - v_M \frac{\partial T}{\partial y} - v' \frac{\partial T}{\partial y} \\ &\quad - M(w_M) \frac{\partial T}{\partial z} - [M(w) - M(w_M)] \frac{\partial T}{\partial z} - Q' \end{aligned}$$

T는 해수면 온도이고, u,v는 표층해류이고 용승을 의미한다. M(x)는 x가 양수일 때는 x값을 갖지만, 음수일 때는 0의 값을 가지는 함수이다.

Fig. 3.2.55는 위 식의 각 항들을 정규화된 NINO3지수와 LCOV한 결과이다. 동서방향의 이류항에서는  $-u_M \frac{\partial T}{\partial x}$  항은 동태평양과 중태평양에서 매우 작은 값을 가짐을 알 수 있다. 그러므로 동서방향 이류의 대부분은 Fig. 3.2.55b에 나타난 바와 같이 아노말리 해류(u')와 평균 동서방향의 온도 경도에 의한 이류항이 매우 중요하게 작용함을 알 수 있다. 이항은 엘니뇨 절정기의 전후에는 큰 값을 갖지만 엘니뇨의 절정기에는 거의 0값을 갖는다. 이는 이항이 엘니뇨의 발달과 소멸에 매우 중요한 역할을 함을 알 수 있다.





**Fig. 3.2.55** Time-longitude section of LCOA between NINO3 SST and advection term of SST Equation. LCOA indicates the lag covariance divided by the standard deviation of the NINO3 SST anomaly.

남북 온도 이류항에서는 동서방향과 반대로 평균 해류에 의한 남북방향의 온도 경도편차 항( $-v_M \frac{\partial T}{\partial y}$ ) 이 중요하다. 이항은 ENSO와 같은 위상을 가지면서 동태평양과 중태평양에서 큰 값을 가진다. 그러므로 남북 온도 이류의 최대값은 엘니뇨 절정기 시기에 나타나게 된다. 이항은 적도에서는 평균 남북방향 해류의 크기가 작기 때문에 작은 값을 가지지만, 적도에서 약간만 벗어나면 큰 값을 갖게 된다.

연직이류항에서는  $M(w_M) \frac{\partial T}{\partial z}$  이 매우 주요한 역할을 한다. 이항은 동쪽으로 전파해 가는 양상을 보인다. 엘니뇨 절정기 동안, 중태평양에서는 이 항이 거의 0의 값을 가지지만, 동태평양에서는 거의 ENSO와 같은 위상을 갖는다. 이와 같은 동쪽 방향의 전파는 이항이 해양의 역학적인 적응과정에 의한 수온약층의 변동과 연관된 것이다. Fig. 3.2.55 f에서 나타난 바와 같이, 아노말리 용승에 의한 항은 대부분의 열대태평양에서 매우 약하다. 이 항은 Bjerknes(1969)에 의해 해양-대기 접합 시스템의 불안정성에 매우 중요한 항으로 알려져 있다. 그러나 실제로 이항은 엘니뇨의 발달 및 소멸과정에서는 별로 큰 역할을 하지 않은 것으로 판단된다.

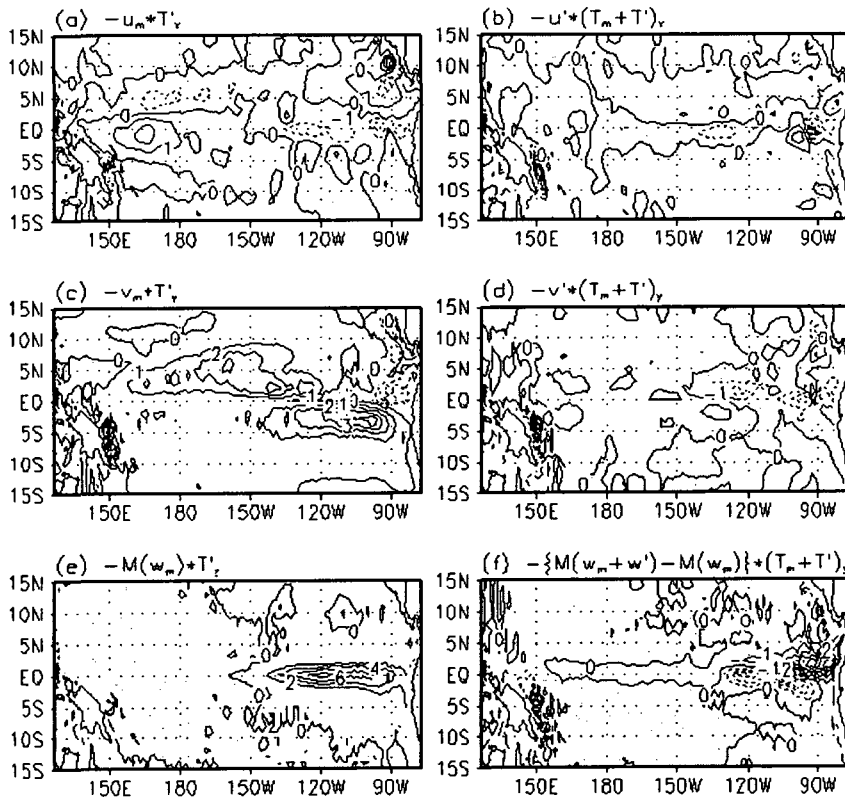


Fig. 3.2.56 Horizontal distribution of each term in the SST equation for the mature phase of El Niño.

Fig. 3.2.56는 ENSO의 절정기 시기에 이류항들의 수평적 분포를 나타낸 것이다. 이 그림은 NINO3 지수와 이류항 값들과의 상관관계에 표준편차를 곱해준 것이므로 엘니뇨 절정기를 합성한 것과 유사한 그림이다. 큰 해수면 온도 편차를 가지는 적도지역의 동태평양에서는 평균 용승항에 의해 주로 가열됨을 알 수 있다. 그러나 off equator 지역에서는 평균 남북방향의 이류에 의해 가열이 이루어진다. 동서방향의 온도이류항은 상대적으로 서태평양에서 큰 값을 가진다. 반면에 남북방향 해류 편차와 용승편차에 의한 평균 온도 이류는 동태평양에서 음의 값을 가짐을 알 수 있다. 그러나 이항은 모든 지역에서 해수면 온도 경향에 매우 작은 효과만을 가진다.

(다) Flux 형태의 해수면 온도 방정식 분석

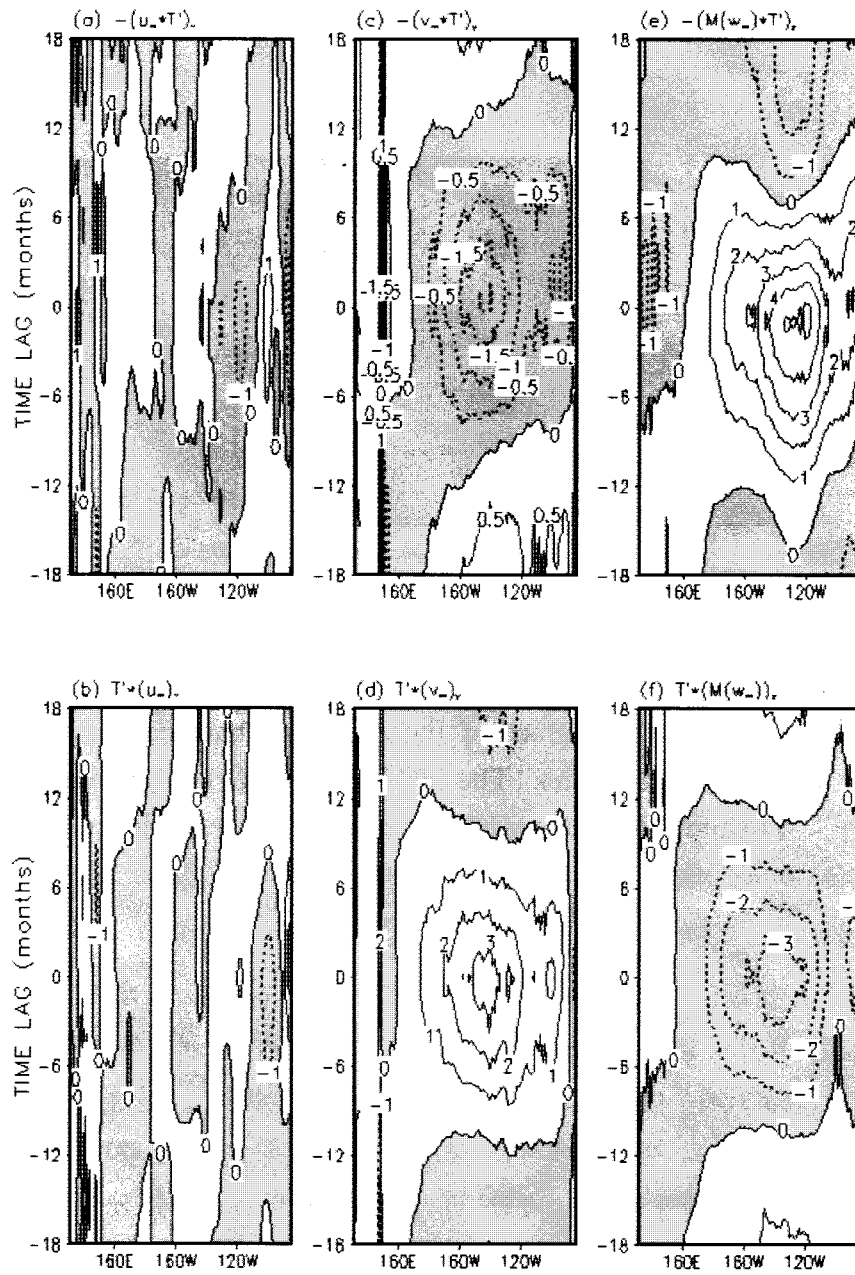
위에서 조사한 해수면 온도 방정식의 각 항을 물리적인 관점에서 좀더 이해하기 위하여, 해수면 온도 방정식을 flux 형태로 전환하였다.

$$\begin{aligned}
 & -u_M \frac{\partial T}{\partial x} - v_M \frac{\partial T}{\partial y} - M(w_M) \frac{\partial T}{\partial z} \\
 & = -\frac{\partial}{\partial x}(u_M T) - \frac{\partial}{\partial y}(v_M T) - \frac{\partial}{\partial z}(M(w_M) T) + T \left[ \frac{\partial u_M}{\partial x} + \frac{\partial v_M}{\partial y} + \frac{\partial M(w_M)}{\partial z} \right]
 \end{aligned}$$

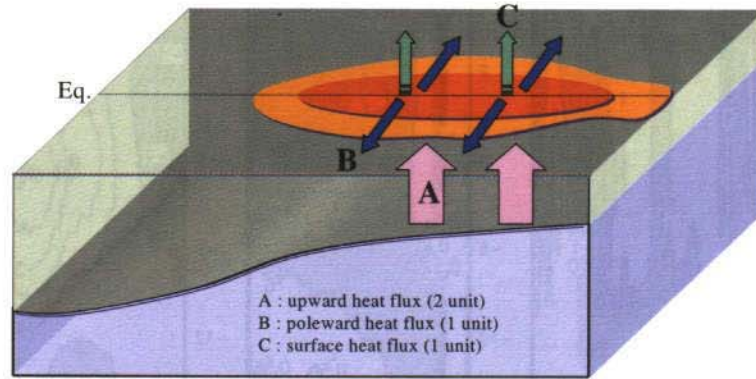
Fig. 3.2.57은 위의 방정식의 각 항을 NINO3 지수와 LCOV 한 것이다. Fig. 3.2.57.a)에서 보는 바와 같이 동서 방향의 온도속항은 무시할 수 있다. 남북 방향의 온도속은 열을 재분배하는 역할을 한다. 이항은 해수면 온도의 아노말리의 남북방향의 규모를 넓혀주는 역할을 한다. Fig 3.2.57.c에서 남북방향 이류값의 대부분은 주로 적도 지역에서 남북방향 해류의 큰 발산에 기인한 것이다. 그러나 이 효과는 연직방향의 질량 수렴에 의해 균형을 맞추게 된다. 연직방향의 온도속 항은 엘니뇨 절정기 기간동안 큰 양의 값을 갖게 된다.

Fig. 3.2.56과 Fig. 3.2.57의 결과를 정리하면, 열대 태평양의 해수면 온도 방정식은 다음과 같이 근사적으로 표현될 수 있다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} \approx -u' \frac{\partial T_M}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}(v_M T) - \frac{\partial}{\partial z}(w_M T) - Q$$



**Fig. 3.2.57** Longitude-time sections of LCOV between NINO3 SST and the terms of SST advection by climatological mean current, split into the flux (a,c, and e) and mass convergence terms (b,d, and f).



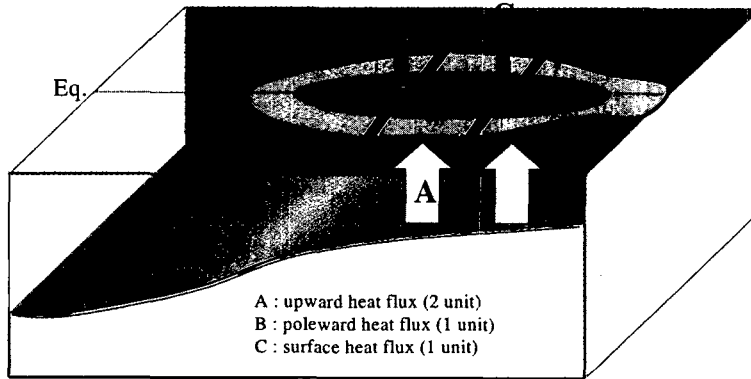
**Fig. 3.2.58** Schematic diagram of the heat flux balance for the mature phase of El Niño. The SST warming by the vertical flux (two unit) is balanced by the sum of the meridional flux (one unit) and surface cooling (one unit).

엘니뇨 절정기 동안 가열은 수온약층의 깊어짐과 연관된 연직 열속에 의한 것이다. 이 가열은 남북방향의 열속과 대기로의 표면 열속과 균형을 이루게 된다.(Fig. 3.2.58) 결과적으로, 해수면 온도의 경향(tendency)는 엘니뇨 절정기에 거의 0이 되게 된다. 반면에 엘니뇨 발달기에서는 동서방향 이류와 연직방향의 열속에 의한 가열은 표면 열속과 남북방향의 열속이 작기 때문에 다른 항과 균형을 이루지 못한다. 그러므로 해수면 온도는 양의 경향을 갖고, 엘니뇨로 발달하게 된다.

위와 같은 분석을 통해, ENSO의 이론적 연구를 위하여 다음과 같은 간단한 방정식으로 표현할 수 있다.

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -u_M \frac{\partial T'}{\partial x} + K_h(y)h' - \lambda(y)T'$$

$K_h(y)$ 와  $\lambda(y)$ 는  $w_M$ 과  $v_M$ 의 남북방향 구조 때문에  $y$ 에 대한 함수가 된다.



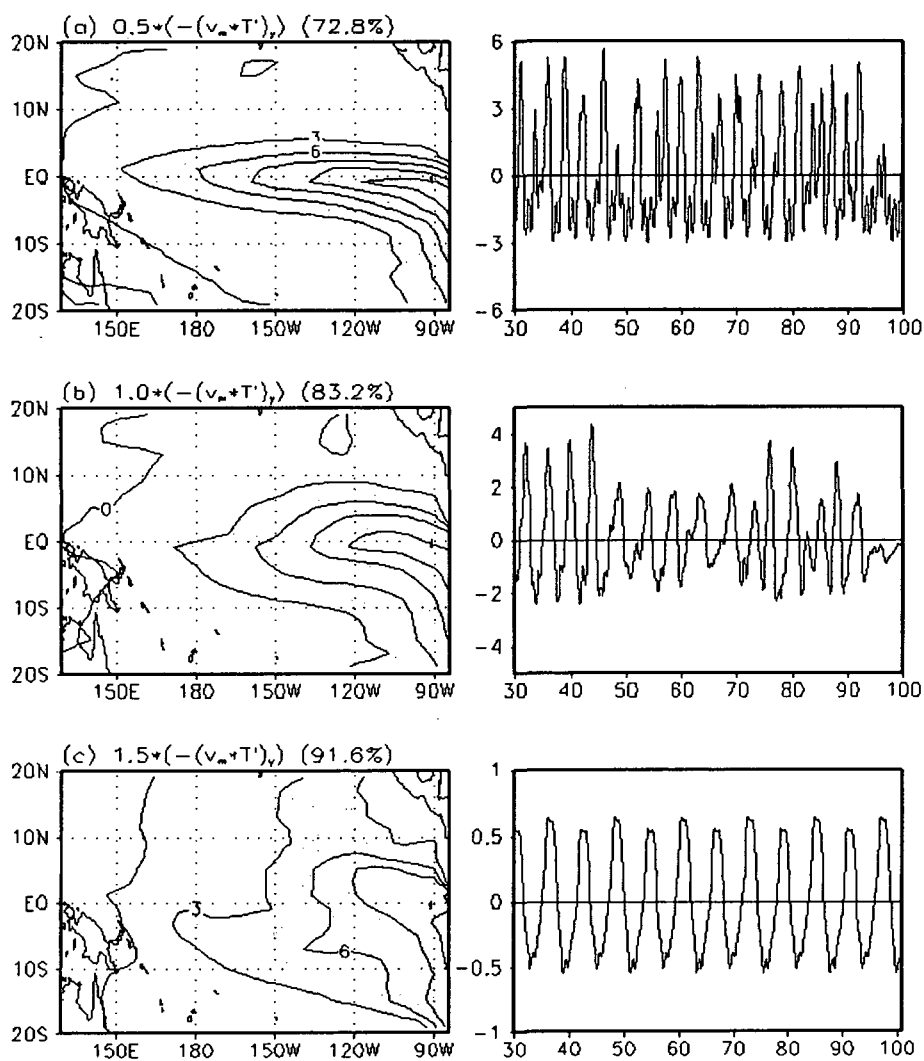
**Fig. 3.2.58** Schematic diagram of the heat flux balance for the mature phase of El Niño. The SST warming by the vertical flux (two unit) is balanced by the sum of the meridional flux (one unit) and surface cooling (one unit).

엘니뇨 절정기 동안 가열은 수온약층의 깊어짐과 연관된 연직 열속에 의한 것이다. 이 가열은 남북방향의 열속과 대기로의 표면 열속과 균형을 이루게 된다.(Fig. 3.2.58) 결과적으로, 해수면 온도의 경향(tendency)는 엘니뇨 절정기에 거의 0이 되게 된다. 반면에 엘니뇨 발달기에서는 동서방향 이류와 연직방향의 열속에 의한 가열은 표면 열속과 남북방향의 열속이 작기 때문에 다른 항과 균형을 이루지 못한다. 그러므로 해수면 온도는 양의 경향을 갖고, 엘니뇨로 발달하게 된다.

위와 같은 분석을 통해, ENSO의 이론적 연구를 위하여 다음과 같은 간단한 방정식으로 표현할 수 있다.

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -u_M \frac{\partial T'}{\partial x} + K_h(y)h' - \lambda(y)T'$$

$K_h(y)$ 와  $\lambda(y)$ 는  $w_M$ 과  $v_M$ 의 남북방향 구조 때문에  $y$ 에 대한 함수가 된다.



**Fig. 3.2.59** Distribution of first EOF eigenvector and the associated time series of SST anomaly simulated by the Cane and Zebiak model after modifying the meridional thermal flux term by the mean meridional currents. (a),(b), and (c) are for the term with a multiplication factor of 0.5,1.0,1.5, respectively. The model is intergrated for 100 years and last 70 year data is used for the EOF analysis

(라) 남북방향 열속의 역할(Role of the meridional thermal flux)

Fig. 3.2.59는 CZ모형의 해수면 온도를 EOF하여 얻은 첫 번째 고유 벡터이다. a), b), c)는 열대 태평양의 해수면 온도 방정식의 남북 방향의 온도항을  $-k \frac{\partial}{\partial y}(v_M T)$ 로 수정하여, k를 0.5, 1, 1.5값을 넣은 것이다. 그림에서 나타난 바와 같이 k가 증가할수록 해수면 온도의 남북방향의 규모가 커지고, 주기가 증가함을 알 수 있다. 이 결과는 앞에서 말한 남북방향의 열속이 해수면 온도의 남북방향의 규모를 넓혀준다는 것과 일치하는 것이다. 진동 주기의 증가는 남북방향의 규모가 커짐으로써 천천히 전파되는 로스비파가 생성되었기 때문으로 생각된다. 이런 천천히 전파하는 로스비파는 접합시스템에서 수온약층의 적응(adjustment) 속도를 상대적으로 늦추게 되므로, 진동의 주기는 길어지게 된다.

(마) 요약

본 연구에서는 ENSO와 연관된 해수면 온도 Budget이 조사되었다. 연구 결과, 해수면 온도의 변동에서는 동서방향의 아노말리 해류에 의한 온도 이류, 남북방향과 연직 방향의 열속이 매우 중요하게 작용함을 알 수 있었다. 엘니뇨 절정기의 적도지역의 해수면 온도 열 균형에서는 수온약층의 변동에 의한 연직 열속에 의해 주로 가열되며 남북 방향의 열속과 대기중의로의 열속에 의해 냉각됨을 알 수 있었다. 반면에 발달기 시기에는 동서방향의 온도이류와 연직방향의 열속이 매우 중요한 역할을 함을 알 수 있었다. 또한, 해수면 온도의 남북방향 규모는 평균 남북방향 해류에 의해 강하게 영향을 받으며, ENSO의 시간규모와도 밀접한 영향이 있음을 알 수 있었다.

(8) 결론

이 연구에서는 중간단계 해양-대기 접합 모형(Intermediate Ocean-atmosphere Coupled Model; ICM)을 개선하여 열대 해수면 온도의 예측률을 검증하였다. 그리고 엘니뇨의 발생과 소멸에 관련되는 태평양 해양의 조정과정을 연구하였고, ENSO와 연관된 열대 태평양 해수면 온도의 budget을 조사하였다.

엘니뇨 예측을 위해 중간단계 접합 모형을 개발하였고 모형은 Zebiak and Cane (1987)에 근거하여 구성하였다. Zebiak and Cane (1987)의 모형의 해수면 온도 보형을 개선하여 보다 실제에 가까운 모의를 하도록 하였다. 예측 능력 제고에 있어 예측의 정확도는 관측된 NINO3 지역의 해수면 온도 편차와 예측된 값 사이의 상관관계로 평가하였다. 예측률을 높이기 위해서 초기 조건을 개선하였다. 먼저 관측된 바람응력과 ICM의 대기 모형을 결합하여 초기조건을 구하는 Chen et al.(1995)의 방



법을 도입하였고 그 초기 조건에서 소규모의 잡음을 제거하기 위해 공간적으로 1-2-1 필터를 하였다. 개선된 모형을 이용하여 예측을 수행한 결과, 6개월 예측의 경우 상관 계수가 0.7 이상인 예측 결과를 얻을 수 있었다.

2가지의 남북 모드만을 포함하는 간단화된 결합 모형을 이용하여 열대 태평양 지역의 질량이 증가, 감소하는 대양 규모의 적응과정으로서 엘니뇨를 연구하였다. 엘니뇨와 연관되어, 열대 태평양에서는 적도 지역과 off equator지역에서의 질량교환이 있음을 밝혀냈다. 즉 라니냐에서 엘니뇨로 전환되는 시기에는 적도 지역의 질량이 최대이지만, 엘니뇨에서 라니냐로 전환되는 시기에는 적도지역의 질량이 최소가 된다는 것이다. 이러한 질량 교환은 남북방향 해류의 발산과 경계면에서의 질량수송에 의해 지배됨을 알 수 있었다. 이 두 효과 중, 남북방향의 질량 수송이 경계면에서보다 작은 차이로 크기 때문에, 적도 지역의 총 질량은 남북 방향의 수송과 90도 위상차를 가짐을 알 수 있었다. 엘니뇨 시기에 해수면 온도의 강제력은 서풍바람응력(westerly wind stress)을 유도하고 이에 의해 수온약층의 동서방향 경사가 발생하므로 남북방향 해류의 발산이 발생함을 알 수 있었다. 즉 ENSO는 동서평균한 수온약층의 깊이와 동태평양의 해수면 온도가 90도 위상차를 가지면서 진동하는 현상이다. 기존의 delay-oscillator 이론은 소멸과정에서 켈빈파가 전파하는 지연시간이 필요한데 반해, 이 이론은 지연시간이 없다는 점에서 큰 차이가 있다.

열대 해수면 온도의 변동과 관련된 역학을 NCEP의 해양동화자료를 이용하여 조사하였다. 이를 위해 해수면 온도 방정식을 이류 형태와 flux 형태로 나누어 ENSO 진행과정에 대한 공헌도를 조사하였다. 그 결과 열대 해수면 온도 변동의 동서방향 해류 편차에 의한 동서방향 온도이류와 평균장에 의한 남북방향의 온도속과 연직 온도속이 매우 중요하게 작용함을 알 수 있었다. 또한 엘니뇨 절정기의 연직온도에 의한 열은 남북방향의 온도 속과 대기중으로 재분배됨을 알 수 있었다. 또한 엘니뇨의 발달과 소멸은 주로 동서방향 이류와 연직 온도속에 의해 지배됨을 알 수 있었다. 또한 남북 온도속은 해수면 온도의 남북 규모를 결정하며, 이는 ENSO의 시간규모와 밀접한 영향이 있음을 밝혀냈다.

## 5. 최적기후평균을 이용한 한반도 월별 평균 기온 예측 실험

### 가. 서론

국가, 경제뿐만 아니라 국민의 생활 수준의 향상에 따른 장기예보에 대한 수요가 증가하고 있는 추세이며, 이를 위하여 통계적, 역학적 방법에 의한 예보법이 개발, 이용되고 있다. 그러나 역학적 방법에 의한 장기예보법은 개발 단계에 있으며, 기존의 방법 또한 예측 정확도가 통계적 방법에 비해서 낮은 편이다. 또한 어떤 경우에는 통계적 방법에 의해서도 예측 정확도 매우 낮을 수도 있다. 이 때 주로 사용되는 가장 간단한 장기예보 방법은 기후 평균 (Climate Normal)을 사용하는 것이다. 기후평균이라는 개념은 기후학에서뿐만 아니라 기후와 관련된 다양한 분야에서 기후 예측을 위해서 이미 널리 사용되고 있다. 일반적으로 기후 평균은 WMO 권고에 의해서 30년을 기준으로 계산되며, 10년마다 갱신된다.

그러나 모든 기후 요소 또는 모든 지역에서 WMO 기후 평균이 가장 좋은 기후 예측값으로 보기는 어렵다. 기후 평균이라는 개념은 기후가 정체적이고 변하지 않는 것으로 가정하고 있으나, 실제로 기후는 일정하지 않고 시간에 따라 다양하게 변화한다. 따라서 이 경우에 가장 최근의 자료, 즉, 30년보다 짧은 기간에 대한 기후 평균이 더 높은 예측 정확도를 나타낼 수도 있다. 이렇게 예측 정확도가 가장 높은 기후평균을 최적기후평균 (Optimal Climate Normals: OCN)로 정의하며, 이에 대한 많은 연구가 수행되었다 (Huang et al. 1996; Lamb and Changnon 1981; Kunkel 1987). OCN의 장점은 예를 들어 월평균 기온의 예측의 경우에 선행 시간 (leading time)이 11개월 (거의 일년)로서 선행 시간이 길다는 점이다.

이 연구는 한반도 월평균의 최적기후평균을 살펴보고, 이 최적기후평균을 적용한 예측 정확도를 파악하여, 한반도 월평균 기온의 예측 가능성을 살펴보고자 한다.

### 나. 자료 및 분석 방법

이 연구에서 사용된 자료는 최적기후평균을 찾을 수 있을 정도의 장기간 자료를 가지고 있는 서울 등 7개 지점의 월평균 기온 자료이다. 자료 기간은 1931년 1월부터 1997년 12월까지이다. OCN를 구하기 위해서 이 연구에서 수행된 방법은 Huang et al (1996)을 따랐으며, 절차는 다음과 같다. 먼저,  $n$ 년동안 1년 간격으로 특정한 계절과 주어진 기후구에 대한 자료의 시계열은 다음과 같다.  $T_i, i=1, \dots, n$ . 이 연구에서는 1931- 1997년 자료이므로  $n=67$ 에 해당한다.

최적의 기후 평균 기간을 찾기 위해서 1년부터 30년까지 backward looking

average를 수행하며, 그 시계열  $T_{i,k}$ 는 다음과 같다.

$$\bar{T}_{i,k} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k T_{i-j}$$

이 때,  $k$ 는 최적 기후 평균을 찾기 위한 기간으로  $k=1, 2, \dots, 30$  이고,  $i = 31, 32, \dots, n$ 이다. 각각의  $k$  값에 대한 기후평균은 다음 해의 예보에 사용되고 이 예보는  $i = 31$  (1961)부터 각 해에 대해서 수행된다.

다음 해의 예보에 대한 OCN의 숙련도는 검증 기간인 1961-1997년 동안의 예보된 값의 편차(anomaly)와 관측값의 편차 사이의 상관분석으로 계산된다.

$$COR_{dep}(k) = \frac{\sum_{i=31}^n \widehat{T}_i \widehat{T}_i^{ob}}{[\sum_{i=31}^n (\widehat{T}_i)^2 \sum_{i=31}^n (\widehat{T}_i^{ob})^2]^{1/2}}$$

$$\text{여기서 } \widehat{T}_i = \bar{T}_{i,k} - C_{umo}, k = 1, \dots, 30 \quad \widehat{T}_i^{ob} = T_i^{ob} - C_{umo}$$

$C_{umo}$ 는 WMO에 의한 30년 기후 평균이다.

최적기후평균은 위의 상관계수가 가장 큰 평균 기간  $k$ 에 대한 값로서 구해질 수 있다. 그러나 예보되어지는 자료는 또한 예보를 위해서 구성되는 최적 기후 평균에도 사용되므로, 이 자료들은 결국 종속관계에 있게 된다. 따라서 위는 실질적인 예보 숙련도로 볼 수 없다. 따라서 이러한 경우 예보 숙련도 계산에 사용되는 방법은 교차 검증 (Cross-validation) 방법이 있으나 해석하기가 매우 어려운 단점이 있다. 따라서 Huang et al. (1996)은 위 식을 변형하여 독립기간에 대한 예보 숙련도  $COR_{indep}(k)$ 를 재구성하였으며, 이 때  $n=63$ 일 경우,  $COR_{indep}(k) \geq 0.3$ 인 경우에 유의한 것으로 간주하였다. 또한 Wilks (1996)는 Monte-Carlo 방법 (Wilks, D. S., 1995)을 사용하여 OCN의 유의성을 검증하였다. 이 연구에서는 Huang et al. (1996)의 방법으로 한반도 월평균 기온의 유의성을 살펴보기로 한다.

#### 다. 결과

Table 3.2.3은 한반도 7개 지점의 월평균 기온의 최적기후평균의 기간과 상관계수 ( $COR_{dep}$ , 괄호안의 숫자)를 나타낸 것이다. 음영은 통계적으로 유의한 것을 나타내며,  $\times$ 는 최적기간을 산정하기 불가능한 달을 나타낸다. 이것으로부터 기후평균은 30년부터 대부분 짧게 나타나며, 이중에서도 18년이 가장 많이 나타났다. 또한 계절별로는 봄철에 통계적으로 유의하며 여름철 기온은 예측하기 매우 어려움을 알 수 있다. 봄철의 예측 능력이 높게 나타나는 이유는 기온의 상승 경향이 반영된 것으로 사료된다.

**Table 3.2.3.** The Optimal climate normal periods and its dependent correlation coefficient of monthly mean temperature on 7 stations in Korea.

Station # month	105	108	143	146	159	165	184
Jan.	23 (0.34)	25 (0.47)	25 (0.50)	25 (0.24)	25 (0.31)	25 (0.27)	25 (0.25)
Feb.	×	17 (0.31)	24 (0.40)	×	×	×	×
Mar.	1 (0.45)	18 (0.43)	24 (0.53)	2 (0.30)	1 (0.42)	2,3 (0.33)	2 (0.28)
Apr.	21 (0.34)	19,22 (0.51)	16 (0.75)	19,20 (0.67)	16 (0.50)	16,19 (0.30)	19 (0.54)
May	29 (0.58)	18 (0.59)	16 (0.60)	4 (0.82)	18,27 (0.50)	30 (0.54)	14,15 (0.69)
Jun.	13 (0.38)	22,23 (0.65)	13 (0.57)	6,7,20 (0.84)	7 (0.58)	23 (0.48)	20,21 (0.50)
Jul.	×	×	×	17 (0.50)	×	×	×
Aug.	×	×	×	24 (0.26)	24 (0.24)	24,25 (0.22)	6 (0.29)
Sep.	16 (0.23)	×	16 (0.28)	8 (0.66)	×	×	8 (0.40)
Oct.	18 (0.41)	18 (0.32)	18 (0.50)	18 (0.59)	18 (0.27)	×	17 (0.39)
Nov.	×	×	7 (0.37)	×	7 (0.28)	×	×
Dec.	×	15 (0.29)	15 (0.33)	×	29 (0.24)	×	5 (0.25)

Fig. 3.2.60은 서울의 5월과 8월 평균 기온의 k에 대한 상관계수 ( $COR_{dep}$ )를 나타낸 것이다. 전반적으로  $k > 5$  인 경우에 상관계수는 0.5 이상으로 매우 예측 가능성이 높게 나타나지만 그 중  $k = 18$ 일 때의  $COR_{dep}$ 의 값이 가장 크다. 또한 8월의 경우에는 거의 모든 k에 대하여 상관계수가 낮아 OCN을 이용하여 여름철 기온 예보의 어려움이 있음을 보여준다. 서울의 5월 평균 기온의 최적 기후 평균 기간  $K=18$ 로 정의하였을 때, 실제 관측된 값과  $K=18$ 일 때의 OCN을 사용하여 예측한 시계열을 Fig. 3.2.61에 나타내었다. 한편, 이 연구에서는 보이지 않았으나 한반도 월강수량에 대한 OCN 방법을 적용하였을 때, 예측 숙련도가 매우 낮게 나타났다.

OCN을 이용한 한반도 월평균 기온의 장기예측의 결과, 온도가 상승하는 경향을 가지고 있는 봄철에 주로 예보 숙련도가 높게 나타났으며, 여름철에는 OCN을 거의 사용할 수 없음을 알 수 있었다. 이와 같이 OCN을 이용한 장기예측에는 한계가 존재하며, 이를 극복하기 위한 여러 장기예보 방법들이 지속적으로 개발되어야 할 것이다.

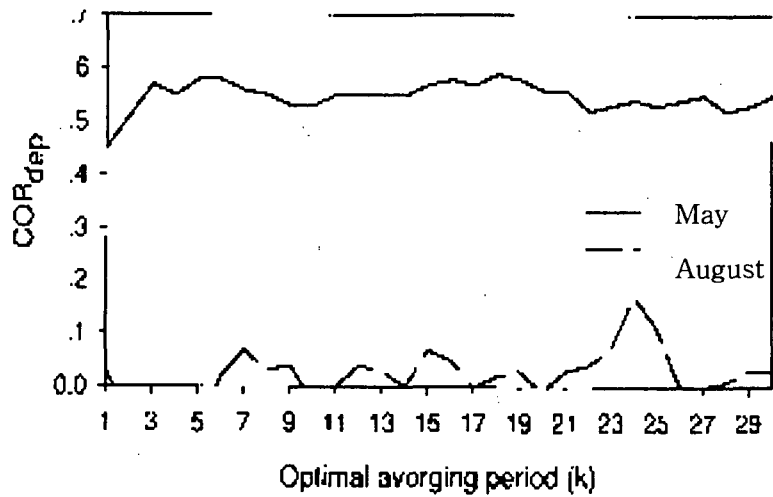


Fig. 3.2.60. Correlation as a function of averaging period  $k$  in Seoul. Solid line is for May temperature and dotted line is for August temperature.

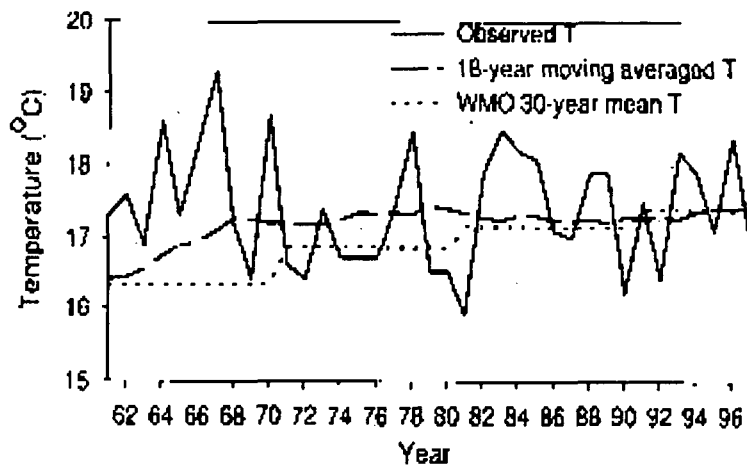


Fig. 3.2.61. The time series of monthly mean temperature of May in Seoul. Solid line is for observed values. Dashed line is for 18-year moving averaged values and dotted line is for WMO 30-year mean values.

## 6. 신경망기법을 이용한 중장기 강수량 예측

### 가. 개요

기온이나 강수량 등의 기상정보 예측 이론은 시계열 데이터(time series data)의 예측 기법과 직접적으로 연관된다. 이에 본 연구에서는 시계열예측 신경망을 활용하는 기상예측 기법을 고찰한다. 기존의 예측이론과 비교할 때, 신경망을 이용했을 때의 특성은 장기간 관측된 패턴에 의한 학습기능을 통하여 스스로 지식을 획득한다는 점과 변화하는 환경에 대한 적응능력 등이 장점으로 지적될 수 있다. 따라서 이는 기존의 예측기법과 상호 보완적으로 사용될 수 있을 것으로 기대된다. 신경망 이론에서 시간에 따라 변화하는 사상을 실현하는 문제는 일반적으로 순차적 학습문제로 다루어진다. 이에 본 연구에서는 우선 여러 신경망의 기본이 되는 모델인 다층퍼셉트론의 구조와 더불어 FIR 네트워크 및 구간연산 지원이 가능한 시계열예측 신경망을 사용하여 강수량 예측실험에 적용하고 그 특성을 고찰하였다.

기존의 패턴인식이나 분류 등의 문제에 사용되는 일반적인 신경망 모델의 구조적 특성은 시간에 따라 변하는 각종 패턴의 예측문제에 직접적으로 적용하기에 적합하지가 않다. 이에 입력신호의 동적 특성을 효과적으로 반영하도록 하기 위하여 네트워크 구조상의 피드백 연결이나 시간지연 효과를 반영하는 별도의 노드구조를 두는 연구가 시도되었는데 대표적인 예로 TDNN(Time Delayed Neural Network), 순환구조 신경망(recurrent neural networks) 및 FIR(Finite Impulse Response) 네트워크 등을 들 수 있다.

이처럼 여러 신경망 모델과 예측방법론이 제시되었음에도 불구하고, 실제 문제에서 계측장비특성으로 인한 관측데이터의 오류, 데이터 양의 방대함으로부터 오는 계산량의 증대, 노이즈 및 누락데이터의 영향 등이 성능저하의 요인으로 지적된다.

본 연구에서는 기존의 전형적인 시계열예측 신경망의 활성화 연산의 특성을 확장하여 상기의 문제들을 해결 및 보완할 수 있는 가능성을 제시한다. 본 연구에서는 기존의 FIR 네트워크가 갖는 시간 지연효과의 구조와 더불어 노드의 활성화 특성에 구간 연산기능을 수용하는 모델을 제안하며 이에 따른 학습알고리즘을 제시하였다.

일반적인 시계열 예측 신경망에서 개선된 예측성능을 얻기 위해서는 학습 및 인식에 사용되는 자료의 종류와 범위를 확대할 필요가 있다. 그런데 그러한 경우 데이터의 양이 방대해짐으로써 신경망의 규모와 계산량의 증대, 불필요한 노이즈의 영향 등으로 실용적 측면에서 오히려 성능을 저하시킬 우려와 과도학습(over-training)의 가능성을 내재한다. 본 연구에서는 방대한 양의 학습데이터에 대

하여 예측에 필요한 정보를 최대한 유지하는 전제에서 데이터의 양을 감축시키는 방법론으로서 구간형태의 데이터 표현 및 연산기능을 고려한다. 즉 데이터를 일정 시간 범위로 그룹화하고 각 그룹에 대한 대표값을 구간형태로 표현하는 방안을 채택하면 신경망에 적용되는 특징의 수를 줄일 수 있다. 이는 또한 일부 응용에서 미세한 시간단위로 변화하는 신호의 형태에 지나치게 민감하게 학습되는 현상을 보완할 수 있게 할 뿐만 아니라 예측 결과값도 구간형태로 표현할 수 있게 함으로써 시스템 구현시 사용자에게 제공되는 정보표현의 유연성을 증대시키는 등의 효과를 기대할 수 있다. 이러한 배경에서 구간형태의 자료에 대한 연산기능을 지원하는 시계열 예측 신경망 모델을 제안하고 그 유용성을 고찰하였다. 제안된 신경망모델은 기존의 FIR네트워크나 TDNN이 갖는 시간지연 효과의 이점을 그대로 반영할 뿐만 아니라 신경망의 동작특성 및 학습과정을 구간연산으로 일반화하여 상기의 유용한 특성을 지원하게 한다.

#### 나. 신경망 기반 시계열 예측 기법

시계열 데이터 예측의 특성은 유한기간의 입력 기간을 통하여 유한기간의 출력을 결정하게 되고, 시간의 흐름에 따라 모든 입력 데이터들이 단위시간단위 이동되어지는 특성이 있다. 일반적인 신경망인 다층퍼셉트론의 시계열 예측에의 사용은 입력신호의 집합에서 출력신호로의 복잡한 형태의 매핑이지만, 시간의 흐름이 고려되지 않은 뉴런들의 정적인 매핑이다. 본 연구에서는 이러한 다층 퍼셉트론의 특성을 보완하여 뉴런 내부에 동적인 특성을 추가한 구조의 신경망 모델을 고려한다. 이는 Fig 3.2.62와 같이 보통의 다층퍼셉트론에서 각각의 뉴런과 상위층에 연결된 연결강도들을 FIR 필터로 확장한 구조이다. 각각의 뉴런은  $x(k)$ 에서부터  $x(k-T)$ 시점까지의 노드들과 그에 해당하는 연결강도 집합으로 구성되어 있고 이들의 연산에 의해 출력을 보내게 된다. 이 출력값은 같은 층의 다른 뉴런의 출력값과 더해진 후 학습 효율을 높이는 바이어스(bias)노드와의 합을 한 뒤 최종적으로 활성화함수를 거쳐 다음 층의  $k$ 시점의 입력값으로 전달되게 된다. 이 값은 동일 층의 다른 뉴런들과 바이어스가 결합하여 활성화함수를 거쳐 다음 층에 전달되어 출력층에 이르게 된다. 출력을 얻은 후에는 다음 시점의 연산을 위해 모든 노드(시점)의 값이 한 칸씩 이동하고(지연되고), 새로운 입력이  $x(k)$ 로 들어오는 방법으로 연산을 계속 수행한다.

이것은 입력의 시계열 데이터가 시간이 지남에 따라  $q-1$ 씩 이동되는 것 뿐만 아니라, 중간 층의 모든 뉴런의 값도  $q-1$ 씩 이동됨을 의미한다. 다시 말해서 이것

은 중간 층의 모든 뉴런들도 시간의 특성을 가지게 됨을 의미한다. 이러한 내부의 동적인 특성을 갖는 것이 보통의 다층퍼셉트론에 비한 FIR 네트워크 모델의 두드러진 특성이다. 또한 FIR 네트워크의 각 입력 뉴런에는 동일한 시간의 특성을 가지는 강수량, 온도, 또는 여러 지역의 이틀 데이터 등의 여러 종류의 데이터를 사용할 수 있다. 이것은 뉴런 단위로 자연스럽게 데이터를 구분할 수 있다. 여러 종류의 데이터로 각각 나누어진 뉴런마다 시간의 흐름에 따라 해당 시점의 데이터를 입력 신호로 넣고 과거 데이터는 시간의 흐름만큼 이동하게 된다. 이러한 t시점의 입력 값들은 t시점의 중간 뉴런들의 값을 결정하게 되고, 같은 방법으로 t시점의 출력 뉴런의 값을 결정하게 된다. 여기서 유한한 시간 T만큼만이 노드에 저장되어지는데, 이것은 과거 T기간 동안의 값을 저장함을 의미한다.

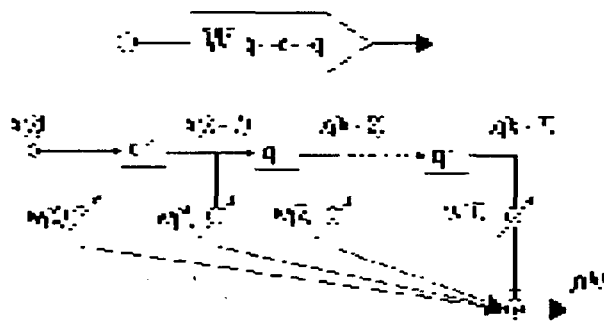


Fig. 3.2.62 Topology of the FIR Networks

#### 다. 시계열 예측 신경망에서 구간연산의 유용성

본 연구에서는 시계열 예측신경망의 동작을 구간연산으로 일반화하는데 있다. 기존의 다층퍼셉트론이나 FIR 네트워크의 동작특성은 덧셈, 곱셈 및 지수함수 등의 조합으로 이루어지는데 이러한 기본 산술연산은 구간연산으로 일반화가 가능하다. 이러한 경우 신경망의 특성은 다음과 같이 몇 가지 이점을 제공한다.

우선 신경망의 입력 및 출력값에 구간형태의 데이터 표현을 직접적으로 적용하는 학습과 예측이 가능하다는 점이다. 신경망예측기를 구현할 때 적용하는 특징의 종류와 값의 표현 형태는 예측성능에 지대한 영향을 미친다. 물론 일부 문제에서 신경망이론의 학습능력에 의하여 임의로 구성된 대량의 특징 집합으로부터 문제에 필



요한 특징의 종류와 그들과 출력 값과의 관계를 스스로 찾아내기를 기대할 수는 있다. 그러나 아무런 사전 지식 없이 적용하는 문제에서, 데이터의 종류가 매우 다양하고 그들 중 상당수가 노이즈를 포함하고 있다면 이로부터 유용한 지식을 신경망 스스로 획득하기가 쉽지 않다. 반면에 해당 분야 전문가의 이론적 지식 또는 경험적 지식의 표현에서 사용되는 특징들은 일반적으로 예측결과를 좌우하는 중요한 요인이 된다. 따라서 이들을 신경망학습을 위한 특징집합에 포함시킬 수 있다면 보다 향상된 성능을 얻을 수 있을 것이다. 그런데 많은 응용문제에서 전문가의 지식표현에 사용되는 특징의 형태가 구간형태의 표현을 사용한다는 것이다. 이에 구간형태의 데이터 표현을 직접 수용하여 연산할 수 있는 신경망이 구현된다면 보다 효과적인 성능을 기대할 수 있을 것이다.

또 다른 유용성으로 특징수와 계산량의 감축효과를 들 수 있다. 실제 문제에서 성능을 개선하기 위하여 학습에 사용되는 데이터의 종류와 시계열 표현에서 적용하는 시간범위를 확대하면 상대적으로 데이터의 양이 방대해지고 신경망의 규모와 계산량이 증가하는 문제가 발생한다. 이는 실용적 측면에서 시스템 구현상의 난점으로 지적될 수 있다. 이에 대한 대안으로 입력데이터를 공간적 및 시간적으로 분할, 그룹화하고, 그룹내에서 상한값과 하한값의 범위를 갖는 구간형태의 데이터로 표현함으로써 특징의 수를 감소시키면 신경망의 노드 수를 줄일 수 있고 더불어 학습의 효율을 개선할 수 있다.

이 외에 부수적인 유용성으로 시계열 예측기법과 연관된 실세계의 응용에서 데이터의 표현이 구간형태로 나타나는 경우가 빈번하다는 점을 들 수 있다. 예로서 측정장비의 특성상 상당량의 측정오차를 포함할 가능성이 있다면 일정기간 동안 반복 관측된 값의 범위를 구간형태로 표현 할 수 있다. 또한 예측 결과값의 표현도 구간 형태의 범위로 표현할 수 있다는 점은 사용자에게 제공되는 정보표현의 융통성이라 할 수 있다.

구간 연산기능의 네트워크 구조 및 동작특성을 정의하기 위하여 우선 기본이 되는 구간 데이터에 대한 산술연산식을 보인다. 네트워크 구조 및 학습알고리즘에 기본이 되는 기본 산술연산은 식 (1), (2) 및 (3)에 보인 구간값의 덧셈, 곱셈 및 지수 함수를 사용한다. 이 때 신경망에서 사용되는 가중치 적용 연산을 위하여 구간 값과 상수와의 곱셈을 고려하였으며, 이는 그 부호에 따라 식(2)와 같이 값이 달라진다. 각 식에서 첨자 L과 U는 각각 하한 및 상한을 의미하며 구간벡터는 대문자를 사용하고 각각의 값들은 소문자로 나타내었다.

$$X+Y=[x^L, x^U]+[y^L, y^U]=[x^L+y^L, x^U+y^U] \quad (1)$$

$$c \cdot X = c \cdot [x^L, x^U] = \begin{cases} [c \cdot x^L, c \cdot x^U], & \text{if } c \geq 0 \\ [c \cdot x^U, c \cdot x^L], & \text{if } c < 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$\exp(X) = \exp([x^L, x^U]) = [\exp(x^L), \exp(x^U)] \quad (3)$$

또한 신경망에서 가장 일반적으로 쓰이는 활성화함수인 시그모이드함수(식 (4))는 단조 증가의 특성을 가지므로 식 (5)에 보인 것과 같이 구간연산을 적용할 수 있다.

$$f(x) = \frac{1}{1 + \exp(-x)} \quad (4)$$

$$f(\text{Net}) = f([net^L, net^U]) = [f(net^L), f(net^U)] \quad (5)$$

본 연구에서 제안한 신경망모델은 앞서 정의한 구간연산을 기본으로 하여 FIR 네트워크에서 뉴런의 입력과 출력을 구간의 벡터로 확장하고, 그 내부의 모든 연산을 구간연산으로 일반화한 것이다. 이를 이루는 필터의 구조는 Fig. 3.2.63과 같다. 우선 필터의 입력 뉴런  $X$ 는 FIR 네트워크와 마찬가지로 식 (6)과 같이  $X(k)$ 에서부터  $X(k-T)$ 까지의 노드들과 그에 해당하는 가중치벡터  $W$ 로 구성된다(식 (7)). 그러나 FIR 네트워크와 달리 각각의 입력노드는 식 (8)과 같이 상한과 하한값을 갖는 구간의 벡터로 이루어진다. 이때 쓰인 첨자의 의미는 다음과 같다. 식(7)에서 가중치벡터  $W_{ij}^l$ 는  $l$ 층에서 하위계층의 뉴런  $i$ 와 상위계층의 뉴런  $j$ 에 연결된 필터의 연결강도를 가리키며  $T$ 는 과거  $T$ 개만큼의 데이터를 유지함을 의미한다.

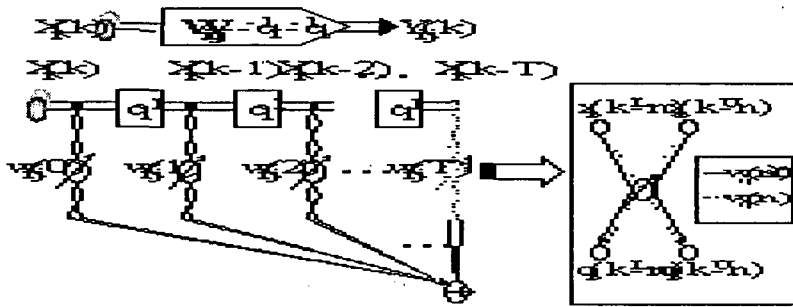


Fig. 3.2.63 Filter Structure of the Proposed Neural Network

FIR 네트워크와는 달리 필터의 입력은  $X_i(k)$ 구간의 벡터로 주어지며 그림 3의 왼쪽과 같이 주어진 시점의 값이 시간의 지연으로  $q^{-1}$ 만큼씩 움직이게 되어 식 (6)과 같이 입력벡터  $X(k)$ 를 구성하게 된다. 입력구간  $X(k)$ 에 대한 필터의 출력값인  $Y(k)$  역시 구간의 벡터이며, 그것의 하한과 상한은 그림 3의 오른쪽에 표현한 바와 같이

해당 가중치값이 음이면 하한과 상한을 바꾸어 결과값을 얻는 구간연산을 적용하여 산출된다. 이는 수식의 (9)와 (10)에 해당하는 내용을 의미한다.

$$X'_i = [X'_i(k), X'_i(k-1), \dots, X'_i(k-T_i)] \quad (6)$$

$$W'_j = [w'_j(0), w'_j(1), \dots, w'_j(T_j)] \quad (7)$$

$$X'_i(k) = [x'_i(k)^L, x'_i(k)^U] \quad (8)$$

$$y(k)^L = \sum_{i=0, w(i) \geq 0}^T w(i)x(k-i)^L + \sum_{i=0, w(i) < 0}^T w(i)x(k-i)^U \quad (9)$$

$$y(k)^U = \sum_{i=0, w(i) \geq 0}^T w(i)x(k-i)^U + \sum_{i=0, w(i) < 0}^T w(i)x(k-i)^L \quad (10)$$

위에서 나타낸 필터의 전과정을 간단히 식 (11)과 같이 입력벡터 X와 연결강도벡터 W의 연산  $\circ$ 로 나타내었고, 이것은 그림 3의 전체 연산과정을 의미한다. 여기서 t는 벡터의 연산을 위한 전치(transpose)를 의미한다. 한편 다음 층 뉴런으로의 입력은 그림 4에 보인 것처럼 그 뉴런에 연결된 하위층에 있는 모든 필터출력들의 합을 구하고(식 (12)), 활성화함수인 시그모이드함수를 거친 후 해당 뉴런의 입력으로 들어가게 된다(식 (13)). 이 때의 연산 역시 모두 구간연산으로 식 (11), (12) 및 (13)은 하위계층에서 산출된 값이 상위계층에 반영되는 내용을 보인 것이다.

$$Y'_j{}^{l+1}(k) = W'_j{}^l \circ (X'_i{}^l) \quad (11)$$

$$Y'_j{}^l(k) = \sum_{i=1}^{N_{i-1}} Y'_i{}^l(k) = \sum_{i=1}^{N_{i-1}} W'_j{}^{l-1} \circ (X'_i{}^{l-1}) \quad (12)$$

$$X'_j{}^l(k) = f(Y'_j{}^l(k)) \quad (13)$$

## 라. 학습 알고리즘

본 연구에서 제안한 시계열 예측을 위한 구간연산 신경망의 학습알고리즘은 FIR 네트워크의 Temporal Backpropagation 학습알고리즘을 구간연산으로 일반화하여 개발하였다. 학습의 전체구조는 오차값  $\delta$ 의 하한과 상한값을 갖는 구간으로 이루어진 오차벡터  $\Delta$ 가 역방향 필터를 통하여 역전파되는 형태로 이루어진다.

제안된 모델에서 임의시점의 연속된 입력 구간데이터 X(k)에 대한 기대출력 T(k) 역시 구간으로 주어진다. 즉, 식 (14)에 나타낸 것과 같이 구간의 벡터이다. 또한

식 (15) 및 (16)과 같이 해당 시점에 대한 전체오차의 제곱을  $e^2(k)$ 로 나타내었고, 모든 시점(T개의 시점)에 대한 전체오차제곱은  $e^2$ 으로 나타내었다.

$$T_i(k) = [t_i(k)^L, t_i(k)^U] \quad (14)$$

$$e^2(k) = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^{N_i} \{t_i(k)^L - x_i^L(k)^L\}^2 + \{t_i(k)^U - x_i^L(k)^U\}^2 \quad (15)$$

$$e^2 = \sum_{k=0}^T e^2(k) \quad (16)$$

이와 같이 학습을 위하여 학습패턴에 대한 오차식을 정의했을 때, 임의의 연결에 적용될 가중치 변화분은 식(17)과 같이 최종시점의 전체오차제곱이 아닌 모든 시점에 대한 전체오차제곱에 대하여 해당 연결강도를 미분함으로 얻을 수 있다. 그리고 이것은 다시 식(18)에 나타난 바와 같이 해당 가중치 값의 부호에 따라 오차값  $\delta$ 와 입력값에 비례한 식으로 나타낼 수 있다. 이때  $\mu$ 는 양의 상수로 학습률 (learning rate)을 의미한다.

$$\Delta w'_{ij}(n) = \mu \frac{\partial e^2}{\partial w'_{ij}(n)} \quad (17)$$

$$\frac{\partial e^2}{\partial w'_{ij}(n)} = \begin{cases} \delta_j^{L+1}(k) \cdot x_i^L(k-n)^L + \delta_j^{U+1}(k) \cdot x_i^L(k-n)^U, & \text{if } w'_{ij}(n) \geq 0 \\ \delta_j^{L+1}(k) \cdot x_i^L(k-n)^U + \delta_j^{U+1}(k) \cdot x_i^L(k-n)^L, & \text{if } w'_{ij}(n) < 0 \end{cases} \quad (18)$$

이때 오차값  $\delta$ 는 학습하고자 하는 가중치의 상위뉴런이 출력층인가 또는 중간층인가에 따라 내용이 달라진다. 학습하려는 연결강도의 상위뉴런이 출력층인 경우 오차값  $\delta$ 항의 하한과 상한은 각각 식(19)와 (20)으로 주어진다.

$$\delta_j^L(k)^L = \frac{1}{2} (t_j(k)^L - x_j^L(k)^L) f'(y_j^L(k)^L) \quad (19)$$

$$\delta_j^L(k)^U = \frac{1}{2} (t_j(k)^U - x_j^L(k)^U) f'(y_j^L(k)^U) \quad (20)$$

중간층에서의 오차값 항은 그림 5에 나타난 바와 같이 구하려는 오차값의 상위층에서의 오차벡터인  $\Delta$ 가 앞 절에서 언급한 필터연산을 통하여 역전파된다. 식(21)에 중간층의 오차값을 구하는 수식을 나타내었는데, 연결강도를 제외한 모든 값들이 구간의 벡터이다. 여기서 오차벡터  $\Delta$ 는 입력 벡터와 마찬가지로 식(22)와 같이 T개의 시점을 유지하는 벡터로 구성되며, 이들 원소의 각각은 다시 구간의 벡터로 구

성된다.

$$\delta'_i(k) = \left\{ \sum_{j=1}^{N_{in}} W'_{ij} \circ (\Delta'_j)^T \right\} \cdot f'(Y'_j(k)) \quad (21)$$

$$\Delta'_i = [\Delta'_i(k), \Delta'_i(k-1), \dots, \Delta'_i(k-T_i)] \quad (22)$$

위와 같은 과정으로 학습이 이루어진다. 신경망의 계층구조와 노드수 등의 매개변수 값은 응용의 특성에 따라 선택되며, 학습률 및 초기가중치 등은 반복 학습과정 중에 최적의 값으로 조정될 수 있다.

#### 마. 실험결과 및 고찰

##### (1) 실험 개요

제안된 모델의 유용성을 평가하기 위하여 한반도 지역별 중장기 강수량 예측문제에 적용하고 실험결과를 분석하였다. 신경망예측기의 학습자료로 사용되는 관측자료는 종류별로 각각 지역별, 시간대별로 분류될 수 있다. 이와 같이 형태와 범위가 다양한 기상데이터를 신경망예측기의 입력으로 사용하기 위해서는 적절한 전처리과정이 필요하게 된다. 실험은 한반도 각 지역의 월별, 계절별 강수량 예측문제를 대상으로 하였다. 신경망예측기의 학습과정은 우선 지역별로 관측된 과거 강수량데이터를 고려하였다. 방대한 양의 전체데이터로부터 기준 지역과 인접지역을 중첩하여 포함하는 분할의 집합을 생성하였고 반복 실험을 통하여 최적의 분할구조를 설정하였다. 생성된 각 분할에 대하여 최대값 및 최소값을 정규화하여 구간형태의 데이터를 생성하였다. 학습자료로 선정된 원시기상데이터는 대상 신경망모델의 특성에 적합한 형태로 정규화 되어야 한다. 본 연구에서는 0과 1사이의 값을 수용하는 신경망을 고려하였으며, 각 유형의 기상데이터에 대하여 일정기간 관측값의 최대 및 최소치의 범위 내에서 선형매핑하는 방식으로 정규화 하였다. 이들은 대상기간이 달라질 때마다 값이 재적용되며 이들 값은 각 학습과정 및 예측단계에서 동적으로 변화하여 적용된다. 또한 신경망의 출력값으로부터 예측강수량 값의 산출은 이러한 과정을 역으로 적용하여 산출하였다.

학습과정에 사용되는 데이터의 수는 네트워크의 구조와 밀접한 관계를 갖는다. 예를 들면 출력노드의 값이 다음 단계의 연산에 활용되기 위해 저장되는 버퍼의 크기나 입력방식의 설정 및 과거 데이터의 범위를 결정하는 요소는 시스템의 매개변수로서 설정되게 된다. 이들에 대한 최적의 값은 여러 회의 튜닝을 통하여 실험적으

로 찾아내게 된다.

## (2) 학습 데이터의 생성

원시데이터로부터 시계열 예측신경망을 위한 학습패턴의 생성은 신경망의 구조설정과 연관된 일련의 전처리 작업을 통하여 이루어진다. 예측을 위한 학습데이터 집합은 자료의 종류별로 일정 시간범위 창(window)의 크기를 매개변수로 설정하여 이를 예측규모 단위로 중첩 이동시킴으로써 학습을 위한 입력패턴과 기대출력값을 결정한다. 예를 들어 학습자료로 선택된 기상자료가 식(23)과 같이  $n$ 개의 값으로 이루어진 시계열패턴의 형태로 주어졌을 때, 예측을 위한 학습데이터 집합의 크기가 결정되고, 이로부터 학습패턴 설정을 위한 시간범위 창의 크기  $W$ 가 결정되면 학습패턴  $P$ 는 식(24)와 같이  $(n-W)$ 개의 학습패턴이 생성될 수 있다.

$$S = (s_1, s_2, s_3, \dots, s_n) \quad (23)$$

$$P = (p_1, p_2, p_3, \dots, p_{n-W}) \quad (24)$$

다시 말해서  $i$ 번째 학습패턴  $p_i$ 의 내용은 식(25)와 같이 결정되고, 이에 대한 기대출력값은  $s_{i+W}$ 가 된다.

$$p_i = (s_i, s_{i+1}, s_{i+2}, \dots, s_{i+W}) \quad (25)$$

FIR 네트워크 모델의 경우는 필터에 과거의 데이터를 저장하기 때문에 학습패턴은 입출력 패턴이 각각 1개 씩 존재하게 된다. 이것은 앞서 설명한  $W$ 의 크기를 1로 하여 학습패턴을 생성하는 것과 같다. 이때 다층퍼셉트론에서의 창의 개념은 필터에 적용이 되며, 필터의 크기는 창의 크기와 같게 된다. 다시 말해서 창의 크기를  $W$ 라 할 때, 이는 필터의 크기와 일치하며, 과거  $W$ 개의 시점을 고려함을 의미한다. FIR 네트워크의 경우 여러 데이터를 입력으로 취할 경우 단순히 뉴런을 확장하면 된다. 그리고 각각의 데이터에 대하여 입출력 패턴 한 쌍씩을 취해나가면 학습패턴이 생성된다.

제안된 신경망에서는 이러한 학습패턴이 구간데이터로 확장된다. 그러나 만일 제안된 신경망에서 단일값을 입력으로 취하고 싶은 경우에는 하한과 상한값에 같은 값을 넣어 주면 되므로 구간 표현을 수용하지 않는 기존의 모델에 비해 보다 일반화된 능력을 갖게 된다.

### (3) 신경망 예측기 구현 및 실험

실험은 월별 강수량 데이터를 사용한 월별강수량 예측실험, 계절별 강수량 데이터를 사용한 계절별 강수량 예측 실험, 월별강수량과 평균기온 데이터를 동시에 사용한 월별 강수량 예측실험 등 세 부분으로 나누어 수행하였다. 각각의 내용에 대하여 FIR 네트워크를 사용한 경우와 제안된 모델을 사용한 실험을 병행하였다. 두 모델 모두 동일 데이터를 사용하였으며 가급적 환경과 구조가 일치하도록 설정하였다. 우선 각 신경망은 3개의 계층구조를 가지며 입력노드 값은 앞장에서 언급한 바와 같이 관측된 강수량 및 평균기온 데이터에서 해당 월의 최대값과 최소값을 기준으로 정규화하여 0과 1사이의 실수값으로 산출하였다. 또한 출력 노드 값으로부터의 예측강수량 산출은 같은 방법을 적용하여 역환산 되도록 하였다. 또한 실험에서 은닉층의 뉴런의 수는 모두 15개로 설정하였는데 이는 여러 회의 실험을 통하여 선정된 값이다. 여기서 각 뉴런에 대하여 시간이 흐름에 따라 신호값이 일정주기로 이동(shift)되는 7개의 가상노드를 두어 과거 데이터를 유지하였다. 또한 입력층과 은닉층의 모든 뉴런에 바이어스 노드를 추가하여 학습효과를 개선할 수 있도록 하였다. 예측 대상은 서울지역으로 하였으며, 학습자료로는 서울지역과 서울 인근지역의 데이터를 고려하여 생성하였다. 신경망의 학습은 제시된 학습알고리즘을 사용하여 학습자료 생성에 설정된 기간에 대하여 전체를 학습하는 것을 한번의 학습으로 정의하여 모든 출력에 대하여 정해진 오차범위 5%내로 수렴할 때까지 반복하도록 하였다.

#### (가) 실험1. 월별 강수량 예측 실험

이 실험은 과거  $x$ 년 기간의 특정 월 강수량데이터를 가지고, 예측하려는  $t$ 년 해당 월의 강수량을 예측하는 구조이다. 이것은  $t-1$ 년까지의 입력데이터를 가지고 다음 해  $t$ 년의 해당 월, 즉 1년 후의 월간 강수량을 예측하는 실험이다. 이 실험에서는 1977년 이후의 서울 및 서울 인근지역의 관측자료를 입력데이터로 하여 서울지역의 월별강수량을 예측하도록 하였다. 이 때 FIR 네트워크는 여러 지역의 강수량데이터의 평균을 취함으로써 데이터를 감축하였으며, 제안된 모델은 지역의 상한과 하한을 구간표현으로 채택함으로써 데이터를 감축하였다.

Fig. 3.2.64에는 FIR 네트워크 모델을 사용하여 1998년 서울지역의 월별 강수량 예측실험을 수행한 결과를 예측치와 측정치를 비교한 그래프로 나타내었다. 그림 6을 보면 7, 8, 9월의 오차가 비교적 심한 편임을 알 수 있고, 1, 2, 3, 10월에는 비교적 정확한 예측을 하고 있음을 알 수 있다. 전체적 분포로 볼 때는 비교적 근사한 예측을 하고 있으나 허용오차의 한계를 벗어난 일부 결과를 발견할 수 있었다.

Fig. 3.2.65에는 제안된 모델을 사용하여 1998년 서울지역의 월별 강수량 예측실

험을 수행한 결과를 예측구간과 측정치를 비교한 그래프로 나타내었다. 모델의 특성상 예측값은 구간으로 나타나며, 실제값인 측정치가 예측구간 내에 존재하며 예측구간의 크기가 작을수록 바람직한 예측을 하고 있다고 할 수 있다. 실험의 결과 4월, 5월 및 9월과 같이 예측구간을 다소 벗어나거나, 8월과 같이 예측구간이 지나치게 크게 나타나는 결점이 일부 발견되었지만 전체적으로 예측구간 내에 근접되는 결과를 보였다.

(나) 실험2. 계절별 강수량 예측 실험

이 실험은 과거 일정기간의 특정 계절에 대한 강수량데이터를 가지고, 향후 일정년수의 해당계절의 강수량을 예측하는 구조이다. 즉 t-1년까지의 입력데이터를 가지고 다음 해 t년의 해당 계절, 즉 1년 후의 해당 계절 강수량을 예측하는 실험이다. 이때 12~2월을 겨울, 3~5월을 봄, 6~8월을 여름, 9~11월을 가을로 정의하였다. 이 실험에서는 1977년 이후의 서울 및 서울 인근지역의 계절별 강수량 데이터를 입력데이터로 하여 서울지역의 계절별 강수량을 예측하도록 하였다. 이 때 실험1과 마찬가지로 FIR 네트워크는 여러 지역의 강수량 데이터의 평균을 취하였으며, 제안된 모델은 구간표현을 채택하였다.

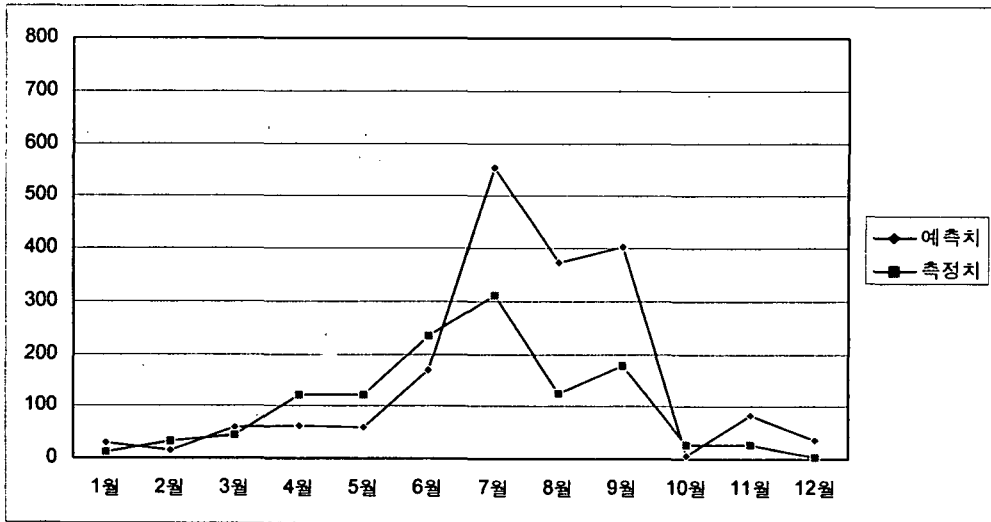


Fig. 3.2.64 Experimental results using the FIR Networks for monthly precipitation (Seoul, 1998)

Fig. 3.2.66에는 FIR 네트워크 모델을 사용하여 1998년 서울지역의 계절별 강수량 예측실험에 대하여 예측치와 측정치를 비교한 그래프로 나타내었다. 이때 겨울철에 해당하는 값은 1997년 12월에서 1998년 2월까지의 데이터이다. 그림에서 가을



에 해당하는 오차가 비교적 크게 발견됨을 알 수 있다.

Fig. 3.2.67에는 제안된 모델을 사용하여 1998년 서울지역의 계절별 강수량 예측 실험을 수행한 결과를 나타내었다. 실험의 결과 여름철에 다소의 오차를 보였지만 측정치가 예측구간에 가깝고 예측 구간이 작게 나타나는 바람직한 예측을 하고 있음을 알 수 있다.

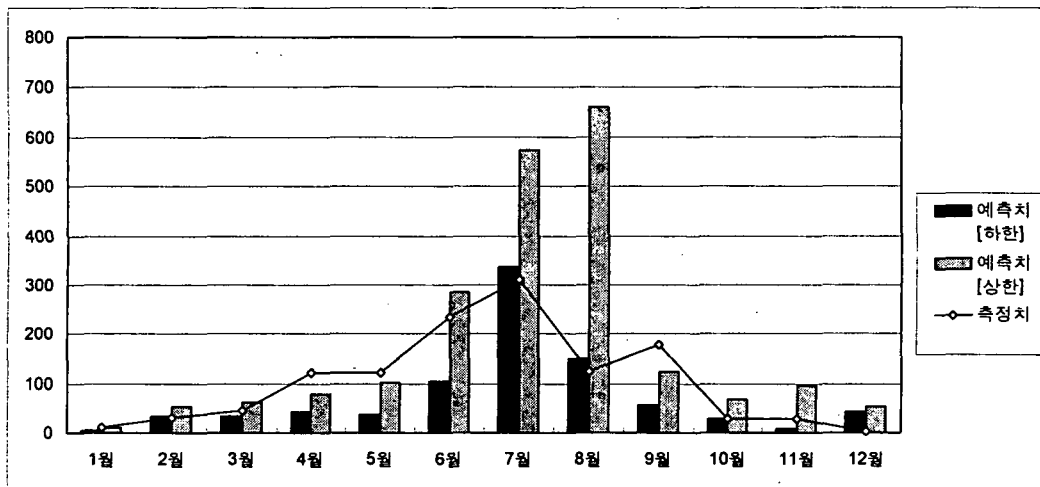


Fig. 3.2.65 Experimental results using the proposed model for monthly precipitation.(Seoul, 1998)

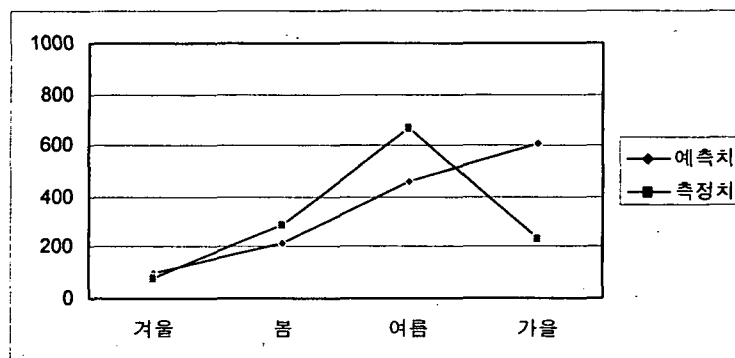


Fig. 3.2.66 Experimental results using the FIR Networks for seasonal precipitation (Seoul, 1998)

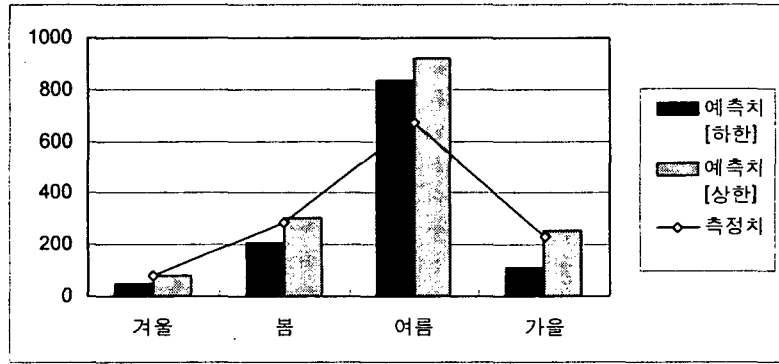


Fig. 3.2.67 Experimental results using the proposed model for seasonal precipitation.(Seoul, 1998)

#### (4) 실험결과 고찰

본 연구에서는 FIR 네트워크와 구간연산 신경망을 사용하여 강수량 예측실험에 적용하였다. 구간연산 신경망은 기존의 FIR네트워크가 갖는 동적 동작특성에 구간연산을 수행하는 활성화 특성을 갖도록 연산을 일반화함으로서 이루어 지는데, 신경망의 입력뿐만 아니라 내부적인 연산과정 및 출력에도 구간표현 및 연산을 사용함으로써 학습의 효율성과 유연성을 증대시킨다. 신경망예측기의 성능 개선을 위하여 학습에 사용되는 데이터의 종류와 범위를 확장하는 시도는 관측값에 내재하는 노이즈의 영향과 계산량 증대라는 문제점을 수반한다. 구간형태의 데이터 표현방식과 이에 대한 연산기능은 방대한 원시데이터에 대하여 시간적 및 공간적으로 분할하여 함축적인 특징을 추출할 수 있게 한다. 이는 신경망 예측기에 필요한 학습데이터의 양을 감축하고, 보다 유연한 자료의 표현 및 예측을 가능하게 한다.

제안된 이론은 한반도 지역별 강수량 예측 시스템을 대상으로 구현하여 실험에 적용하였다. 이 과정에서 학습자료는 지역별로 관측된 강수량 데이터와 평균기온 데이터를 사용하였는데, 신경망 예측기의 구조설정과 학습에 앞서, 제시된 데이터 처리기법을 적용함으로써 학습효과를 향상시킬 수 있었다. 또한 예측결과로부터 최대 및 최소값 형태의 예측이 가능하게 함으로써 보다 세분화된 정보를 얻을 수 있었다. 향후 연구로는 해수표면온도 등의 학습자료를 확대하는 방법과, 시계열 예측문제에서 해당 분야 전문가의 지식이나 관련분야의 이론적 지식을 신경망 학습에 반영하는 방법과 기존의 다른 시계열 예측기법과 상호 결합하는 방법 등이 연구되어야 하겠다.

### 제 3 절 초고속 기상모델 병렬화 및 클러스터를 이용한 지역규모 예측활용기술개발

#### 1. 기상수치모형의 초고속 병렬화 기법

##### 가. 병렬 프로그래밍의 기법

실제 병렬프로그래밍에서 사용할 수 있는 사용도구를 알아보도록 한다. 일반적으로 병렬프로그래밍을 위해서는 컴파일러 차원에서 지원되는 도구들과, 기존의 컴파일러를 이용한 라이브러리 차원의 지원으로 나누어 볼 수 있다. 컴파일러에서 지원되는 병렬프로그래밍은 자료병렬처리(data parallelism)차원의 낮은 단계이나, 이용하기에 편하다는 장점이 있다. 반면에 라이브러리 차원의 병렬프로그래밍은 프로그램에 대한 세세한 내용을 포함하여 모든 프로세서에서의 작업을 직접 프로그램하는 부담이 있지만, 작업의 제어 및 고난도의 병렬처리가 가능하다는 장점이 있다. 병렬컴파일러에는 HPF(High Performance Fortran), PC(Parallel C), PC++(Parallel C++)등이 있으며, 자동병렬컴파일러에는 Fortran M(ANL), text to text conversion의 Paradigm(UIUC), 라이브러리 콜 형식의 CHAOS(UMD), Fx(Carnegie-Mellon), Vienna Fortran, F77을 확장한 FortranD, F90을 확장한 Fortran90D, 그리고 최근 많은 사용을 보이는 pghpf(Portland Group)등이 있다. 그러나 컴파일러를 수용한 차원은 카네기-멜론의 Fx이후의 것들이다. 메시지패싱 라이브러리로는 p4, PARAMACS, PVM, NX, Express 등이 있으며, 가장 많이 사용되는 것은 전형적인 host-node program인 PVM과 MPI가 있다. 특히 PVM은 추가된 기능이 제공되지 않아, 국제표준을 가지고 있는 MPI가 가장 많이 사용되고 있다.

##### (1) Data Parallel Programming

컴파일러가 자동적으로 데이터를 프로세서간에 분배해준다. 각각의 프로세서는 데이터의 한부분으로 동작한다. 따라서 이론적으로는 병렬화가 사용자에게 투명하다. 따라서 이러한 병렬 컴파일러로는 HPF(High Performance Fortran), PC(parallel C), PC++ (Parallel C++)등이 있으며, 자동 병렬화 컴파일러로는 ANL의 Fortran-M, 텍스트대 텍스트 이전이 가능한 UIUC의 Paradigm, 일부 라이브러리를 불러서 사용하는 형식의 UMD의 CHAOS, 다음은 자동 병렬화 컴파일러의 진정 컴파일러 차원으로 카네기-멜론 대학의 Fx, 비엔나 대학의 Vienna Fortran, Fortran77을 확장한 FortranD, Fortran 90을 확장한 Fortran90D 등이 존재한다.

## (2) Message Passing Programming

별개의 프로세서들간에, 별개의 주소공간을 가지고(분산 메모리), 프로세서들은 독립적으로 동시에 수행된다. 프로세서들은 데이터를 협조적으로 전송한다. 이 경우 두 가지로 나눌 수 있다. 하나는 단일프로그램에 다중데이터(Single Program Multiple Data: SPMD)를 이용하는 경우로 모든 프로세서들은 동일한 프로그램을 가지고 수행하지만, 다른 데이터를 가지고 작동한다. 다중 프로그램에 다중 데이터(Multiple Program Multiple Data: MPMD)는 각각의 프로세서들이 각기 다른 프로그램을 수행하는 경우로 MPI 2.0 Version에서 지원되는 내용으로 포함되어 있다. 따라서 각 프로세서간의 데이터를 통신하기 위해서 라이브러리를 사용하는데 p4, PARAMACS, PVM, NX, Express 등이 있지만 가장 흔한 패키지로는 전형적인 host-node 프로그램인 PVM, 문법상의 제어로 I.O.는 없는 MPI등이 많이 사용된다.

## (3) MPI와 자료병렬의 비교

### (가) Message passing

- 관례적인(conventional) 언어(language)사용(Fortran 77, C 등)
- 라이브러리를 통한 메시지 패싱(PARMACS, PVM, MPI...)
- data partitioning과 message passing call을 사용자가 정의
- Flexible and Efficient, but difficult to do

### (나) Data Parallel

- 기존 언어의 확장형태(DAP Fortran, CM-fortran, HPF 등)
- some user definition of data partitioning, rest done by compiler
- Needs regular decomposition of data, but easier to program in

## (4) High Performance Fortran

HPF에 대한 최초의 논의는 슈퍼컴퓨팅 91에서 DEC이 조직한 관심그룹의 토론에서 시작되었다. 이 토론은 High Performance Fortran Forum(HPFF)로 발전했으며, 이 첫 번째 모임은 1992년 1월 텍사스 휴스턴에서 130여명이 참가한 가운데 열렸다. 3월부터 구체적인 작업을 위한 실행위원회가 40여명으로 구성되었으며, 표준을 제정하기 위한 회의가 1993년 1월까지 8번 개최되었으며, 1993년 5월 HPF Specification v1.0이 출간되었다.

HPF의 목적은

- o Data Parallel Programming ( Single threaded, global name space, loosely synchronous parallel computation )

- o Top Performance with SIMD and MIMD machines with non-uniform memory access costs.
- o Code tuning for various architecture.
- o Subsidiary goals
- o portability of existing code
- o efficient portability of new code
- o maintained compatibility with existing standards(particularly Fortran 90).
- o simplicity and ease of implementation
- o open interface to other languages or programming styles
- o availability of compilers in the near future

#### (가) HPF 언어

HPF는 포트란 90 프로그래밍 언어를 기반으로 하고 있다. 포트란 90은 포트란 77언어를 포함하여 많은 새로운 내용을 제공하는데

- o Array operation
- o Improved facilities for numeric computation
- o User defined data types
- o New control constructs
- o Facilities for modular data and procedure definition
- o New source form
- o Optional procedure arguments and recursion
- o Dynamic storage allocation
- o Pointers

따라서 HPF는 포트란 90 언어에 새로운 directives, language syntax and library routines등을 정의하여 확장한 것이다. 따라서 포트란 90에 추가된 HPF의 다음과 같은 면들이 있다.

- o Support for controlling the alignment and distribution of data on a parallel machine
- o New data parallel constructs
- o An extended set of intrinsic functions and standard library providing much useful functionality at a high level of abstractions
- o EXTRINSIC procedures which standardise the interface with the other languages or styles

- o Directives to address some sequence and storage association issues

#### (나) HPF 컴파일러의 세부사항

대부분의 HPF 컴파일러는 컴파일러 전단계에서 병렬화 처리를 한다. 기본적으로 HPF 컴파일러는 HPF/F90 코드를 이에 상당하는 포트란 77 형식으로 변환하며, 이때 통신 라이브러리를 부른다. 전형적으로 자동 병렬화 능력은 분산된 array를 분할하는 능력인데 이는 FORALL, HPF\_LIBRARY를 이용한다. 따라서 자동병렬화의 양은 특별한 컴파일러에 의존할 수밖에 없다. 컴파일러는 다양한 호스트와 다중통신프로토콜상에서 수행하도록 설계되어 있다. 다음의 단계로 컴파일 과정이 진행된다.

- o the HPF source text is preprocessed by the compiler
- o Syntax of the source text is checked
- o A fortran 77 or fortran 90 program with calls to a run-time libraries is generated
- o An executable is produced by compiling the resulting Fortran 77 code with f77 or f90(of a variety of flavours), and linking to the appropriate libraries.
- o the program is then executed over a number of workstations/nodes of an MPP machine.

#### (4) MPI와 PVM

MPI와 PVM은 거대한 문제를 여러 개의 소영역, 특히 자료분할을 이용한 프로그램시 분할된 각 영역의 자료를 주고 받기 위한 통신 라이브러리를 사용한 병렬화 방법이다.

#### (가) PVM(Parallel Virtual Machine)

PVM은 미국의 옥크릿지 국립연구소, 테네시대학, 에모리대학, 피츠버그슈퍼컴퓨터센터를 중심으로 연구되던 이기종 컴퓨팅 환경을 구축하려는 연구의 부산물로써 개발되었다. 유닉스를 운영체제로하며 TCP/IP를 이용하는 다양한 종류의 워크스테이션과 슈퍼컴퓨터에서 운영되며 메시지패싱 라이브러리 중에 프로그래머의 사용이 편리하고 설치가 쉬워 미국내의 많은 사람들이 이용해왔으며 병렬버전이 존재하는 대부분의 기상모형에서 지원하고 있다. PVM은 많은 장점에도 불구하고 MPI 표준을 따르지 않으며, 더 이상의 새로운 버전이 발표되지 않기 때문에 사용이 급격히 줄고 있다. PVM은 네트워크를 이용하여 여러 시스템을 연결, 논리적으로 단

일시스템처럼 사용한다. 여기에 이기종 컴퓨터 역시 동일하게 사용할 수 있는 장점과 호스트 컴퓨터에서의 시스템 제어, 무정지 시스템의 구성 등의 장점을 가지고 있다. 또한 메시지의 송수신시에 기본적으로 압축모드를 지원하므로 효율적인 것으로 알려져 있다. 그러나 이러한 초기의 장점이 MPI2 표준의 발표이후 여러 MPI 버전에서 수용되어가고 있다.

#### (나) MPI(Message Passing Interface)

MPI는 하나의 자료전달, 메시지-패싱의 표준이다. 따라서 하나의 독자적인 기관이나 개인이 발표한 것이 아니고 많은 연구소, 대학, 컴퓨터업체들이 모여서 기준을 정하고 기준에 따라 각각의 컴퓨터 구조에 적합하게끔, 또는 표준이외의 부가적인 기능을 추가한 다양한 종류의 MPI가 지원된다. 따라서 MPI를 이용하는 사용자는 어떤 시스템에서건 같은 문법으로 작성된 병렬프로그램을 이식성을 고려없이 손쉽게 이용할 수 있다. MPI는 포럼(Forum)이 구성되어 1994년 6월에 표준 버전 1.0이 1995년 6월에 1.1이 발표 되는데 이어 1997년 6월 MPI 표준 2.0 이 발표되었다.

MPI표준은 이식성 및 호환성, 성능, 구현의 용이성 및 확장성을 주요 목표로 두고 있다. 다중컴퓨터에 비중을 두고 있지만 동일한 프로그램이 다중프로세서나 이기종 네트워크 컴퓨터에서도 수행될 수 있도록 하였다. 또한 성능을 향상시키기 위하여 통신과 계산이 중첩될 수 있도록 설계되었으며, 병렬처리의 중요한 요소인 확장성을 지원하기 위하여 여러 기능을 제공한다. MPI는 기본적으로 6개의 기능으로 구성될 수 있으며, 256개의 확장된 기능을 이용하여 다양한 병렬프로그램을 구성할 수 있다. 대부분의 기상센터에서는 MPI의 이식성, 호환성 및 표준을 염두에 두고 기상모형을 병렬처리하였다.

#### (5) 병렬화 방법들의 성능

앞서의 모든 방법들을 한 프로그램으로 비교한 성능평가는 공식적으로 보고되지 않았다. 그러나 자동병렬화라는 방법은 영역분할방식의 자료병렬처리에 쉽게 적용되지만 소프트웨어적인 한계로 성능은 좋지 않다고 알려져 있다. 포트란 90은 메모리사용의 효율성으로 인하여 역시 자료병렬처리에 적당하다고 알려져 있다. 병렬처리시 가장 빠른 속도를 나타내는 것은 역시 각 컴퓨터업체에서 제공하는 통신라이브러리를 이용한 메시지패싱 방식이다. Cray의 SHEMEM과 같이 자신의 컴퓨터에 최적화되어 있기 때문이다. 다음은 MPI이며, 일부 업체에서는 강제병렬컴파일러가 이보다 빠르다고 주장한다. 적용에 한계가 있지만 HPF등의 자동병렬컴파일러가 그 다음 차례이다.

## 나. 대기모형의 병렬화 알고리즘

대기모델링은 간단한 영역분할을 사용하는 예이다. 또한 과학적인, 공학적인 계산의 여러 분야를 대표하기도 한다. 따라서 병렬화의 가장 기본적인 분야이며 기초적인 방법들의 적용이 가능한 분야이기도 하다.

### (1) 기본적인 고려사항

대기모형은 기상과 기후에 미치는 대기의 과정을 모의하는 컴퓨터 프로그램이다. 악기상의 발생을 연구하거나, 내일의 날씨를 예보하거나, 대기중 이산화탄소의 농도증가에 따른 기후에 대한 영향을 연구하거나 하는데 사용되어진다. 물리적 과정에 대한 많은 수치 모형들과 마찬가지로, 대기모형은 대기의 기본 유체역학적 행동을 묘사하는 편미분 방정식으로 구성된다. 연속적인 공간상에서 이들 방정식들의 행동은 그 공간에 균일하게 분포한 제한된 공간격자로 가정된다. 일반적으로 네모난 위경도 격자, 혹은 등거리격자로 표현되며,  $x, y$  방향은 주기적이다. 각 격자점에서 변수들은 스칼라, 벡터량으로 표현되는데 기압, 기온, 바람 그리고 습도가 대표적인 물리량이다.

미래 일정시간의 대기상태를 결정하기 위하여, 초기 상태에 기초를 두고 대기모형은 시간적분을 수행한다. 이 적분은 일련의 연속된 단계속에서, 각 단계에서 제한된 양만큼 계산상태를 진행한다. 우리는 각 격자값을 최신값으로 변화시키기 위하여 모형에서 편미분방정식을 사용한다고 가정한다. 편미분방정식은 대기의 운동량, 혹은 유체역학과 관련이 있다. 이러한 역학적 계산에 더하여, 대기모형은 복사, 대류, 강수와 같은 과정을 모의하는 알고리즘이 포함되어있다. 이러한 과정을 물리과정이며 매우 다양하고 복잡한 수치방법들을 사용한다. 물리과정에 대한 자료의 의존성은 연적으로 제한되어 있다.

따라서 대기 모델링의 예는 근본적으로 일정한 삼차원 격자상에서 편미분 계산의 수행이다. 이런 점에서, 대기모델링은 다양한 종류의 과학적(수학적) 계산의 대표적인 예이다.

### (2) 대기 모형 알고리즘 설계

#### (가) 분할(partition)

대기모형에서 상태를 표현하는 격자는 영역분할에 대한 보편적인 방법으로 처리된다.  $x, y$  그리고/혹은  $z$ 방향으로의 분할이 가능하다. 최대 일치성을 가능하게 한다는 기본적인 전략에 따라, 초기에는 가장 공격적이며 가능한 분할을 선호하는데, 이는 각 격자점마다 하나의 작업을 정의하는 것이다. 이 작업은 격자점에 대응하는



다양한 값들을 유지시키고, 매 적분시간간격마다의 상태를 최신으로 것으로 변화시키는 역할을 할 것이다. 그러므로 우리는 총 격자수 만큼의 작업수를 가질 것이고, 매 적분시간마다 1개의 계산자료를 가지게 될 것이다.

(나) 통신(communication)

앞서의 단계에서 문제가 없다는 것을 점검표를 통해 확인한다. 다음에 우리는 세 개의 뚜렷한 통신을 설정할 수 있다.

① 편미분조각(stencil)

만일 우리가 아주 잘게 쪼개 분할을 가정한다면 하나의 격자점에 각각의 작업을 할당할 수 있으며, 수평적인 9개 격자점은 8개의 주변 작업들로부터 값들을 얻어야 할 필요가 있다. 이와 유사하게, 연직으로 사용되는 3개 지점조각은 각각의 과제들이 이웃한 두지점에서 값을 취한다.

② 전체연산 (global operation)

대기모형은 주기적으로 모의 과정이 정확한지를 검증하기 위하여 대기의 전체 질량을 계산한다. 정량적으로

$$\text{전체질량} = \sum_{i=0}^{N_x-1} \sum_{j=0}^{N_y-1} \sum_{k=0}^{N_z-1} M_{i,j,k} \tag{1}$$

여기서  $M_{ijk}$  는 (i,j,k)격자점의 질량이다.

이 합은 병렬 합산 알고리즘의 하나를 이용해서 계산한다.

③ 물리계산 (Physics computation)

만일 각각의 과제가 한 격자점에서 수행이 된다면, 대기모형의 물리적 요소들은 팔목할만한 통신을 필요로 하게 된다. 예를 들면 어떤 층에서( $k \geq 1$ )의 전체 하늘 상태(TCS)는

$$TCS_k = \prod_{l=1}^k (1 - cld_l) \quad TCS_1 = TCS_{k-1} (1 - cld_k) \tag{2}$$

$k=0$ 은 대기의 최고층이며,  $cld_i$  는 I 층에서의 구름분포이다. 모형의 물리적 요소는 전체적으로 매 적분시간마다 각 격자점에 대해 30배의 통신 요구가 증가한다.

편미분 조각과 관련된 통신은 분배되었으며, 이에 따라 동시에 수행될 수 있다.

전체계산 수행에 따라 요구되는 통신은 분배알고리즘에 의해 줄어든다(물론 전체 연산을 가능한 적게 수행하는 것이 좋다, 이럴 수 있는 것은 이 값이 진단변수로 사용되기 때문이다.) 여기서 문제를 일으킬만한 알고리즘 통신구조의 한 요소는 물리부분이다. 그러나 이는 모음을 통하여 감소시킬 수 있다.

#### (다) 모음 (Agglomeration)

대기모형을 아주 잘게 영역분할을 이용한다면  $N_x \times N_y \times N_z$ 개의 과제로 만들 수 있다. 문제 크기에 따라서 달라지겠지만  $10E5-10E7$  사이이다. 이 양은 우리가 생각 혹은 요구했던 것보다 매우 많은 것으로 모음의 과정이 고려되어야 한다. 모음을 해야되는 세가지 이유는 다음과 같다.

- o 아주 작은 양의 모음만으로도 매 적분시간마다 매 과제당의 통신양을 줄일 수가 있다. 즉 한 격자점마다 한과제를 설정한 경우에는 주위의 8개 지점과 통신이 필요하지만, 4개의 격자점을 하나의 과제로 설정한다면 주위의 4개 과제와의 통신만이 필요하게 된다.
- o 수평면에서의 통신 요구량은 상대적으로 작다. 즉 총 4개의 메시지는 8개의 자료를 가지고 있다. 반면에 연직 차원에서 요구되는 통신은 편미분 조각(2개의 메시지, 2개의 자료값)뿐만이 아니라 가변적인 물리계산(30메시지)까지 포함한다. 이 통신은 각각의 연직층 내에 과제들을 모음으로써 피할 수 있다.
- o 소프트웨어 관점에서 본다면 연직으로 모으는 것이 역시 할만하다. 수평적으로 의존관계를 가지고 있는 것은 모형의 역학적인 요소들로 제한되어 있다. 물리적인 요소들은 오직 연직적으로만 작용한다. 따라서 2차원 수평분할이 수정없이 병렬프로그램에서 순차프로그램의 물리과정 코드를 재사용할 수 있다.

이 분석은 적어도 4개 격자를 포함하는 각각 과제내의 모형격자의 2차원 수평분할을 이용하여 병렬 알고리즘을 정제하는 것에 민감하게 보인다. 그러나 통신요구량은 9개점의 조각과 합을 구하는 연산과 관련된 것으로 감소된다. 따라서 이 알고리즘은  $N_x \times N_y/4$  개의 과제를 생산한다. 문제의 크기에 따라  $10E3-10E5$  사이정도로 줄어든다. 이 숫자는 대개 실용적인 목적에 적당하다.

#### (라) 위치지움(Mapping)

부하 불균형을 제외한 경우, 단순한 위치지움 전략에서 확실한 것은 과제를 더 모으는 것이 가능하다는 점이다. 제한적으로 각각의 프로세서에는 SPMD 프로그램

에 해당하는 많은 행을 책임지는 단일한 과제의 할당이 가능하다. 만일 각 격자점 행 과제들이 매 시간마다 같은 양의 계산을 수행한다면 위치지움전략은 효과적이다. 이 가정이 많은 편미분 문제에는 적용 가능하지만 몇몇 대기모형에는 적용 불가능하다는 것이 밝혀졌다. 그 이유는 모형의 상태변수에 따라 물리적 과정을 계산하는 비용이 엄청나게 변하기 때문이다. 예를 들면 복사계산은 밤에 수행되지 않으며, 구름은 습도가 특정값을 넘을 경우 형성되기 때문이다.

실험적인 연구를 통해서 부하불균형은 20%, 혹은 그이상 계산효율을 감소시키는 것으로 알려져 있다. 많은 경우에 이 효율의 감소는 받아들일만 한 것으로 간주된다. 그러나 만일 모형이 더 커진다면 효율을 향상시키기 위해 투자를 해야만 한다. 한가지 방법이 cyclic mapping을 이용하는 것이다. 즉 각각의 프로세서 과제에 서반구 동반구로부터, 북반구 남반구로부터 할당하는 것이다. 이 기술을 이용하여 얻은 부하불균형의 감소는 통신비용의 증가를 가져오는 것에 비하여 더욱 큰 효과를 나타낸다.

### (3) 대기 모형 요약

병렬대기모형의 설계는 앞서와 같이 직접적으로(straightforward) 진행할 수 있으며, 대부분의 설계 요소들을 명확하게 정의할 수 있다. 모형 격자의 2차원 영역분할은 이웃한 격자점을 다루고있는 과제들간의 지역통신과 병렬 합산 연산을 필요한다.

한가지 다루어지지 않은 문제는 모형에 포함된 계산부하균형 알고리즘과 관련된 것이다. 부하균형은 전체설계의 복잡성에 추가되는 문제이므로 이 결정을 위해서는 성능자료와 병렬모형의 기대되는 사용 정보가 필요하다. 즉 어느 정도 빠른 프로세서를 이용하며, 얼마나 많은 프로세서를 이용하고, 수행되는 수치예보모형의 실제성능이 어느 정도 기대되는가가 기본적인 고려사항이며, 이보다 더 최적화를 한다면 자료교환의 통신에 의한 충돌, 경합의 문제를 고려하더라도 부하균형을 이루는 최고정점의 프로세서수를 찾을 수 있는 것이다. 연구가 아닌 현업운영목적이라면 당연히 최고의 성능을 얻기 위하여 이런 성능의 최대, 최고값을 나타내는 프로세서의 수와 자료영역의 분할 정책이 반드시 찾아야 한다.

## 다. 선진국 사례별 병렬화 결과 및 성능조사

이 절에서는 외국에서 실험한 몇 가지 예와 국내에서 수행된 모형의 몇 가지 결과를 비교하도록 한다. 일반적으로 수치예보모형(대기모형)은 격자모형과 스펙트럴 모형로 구분되고, 또한 각각에는 역학과정과 물리과정으로 나뉘어진다. 병렬화시 필연적으로 발생하게되는 통신량 증가에 따른 성능저하와 부하불균형에 따른 성능저하 현상이 발생하게 되며, 이 문제는 문제의 크기가 고정되어 있는 경우 프로세서수의 증가에 따른 성능향상에 큰 영향을 미친다.

### (1) NCEP의 사례

미국 NCEP의 전지구 스펙트럴 모형(T170L32)을 SPMD 구조상에서 병렬화 하였으며 IBM과 Cray의 병렬컴퓨터에서 성능을 측정하였다. 각각의 경우 IBM은 MPI를 이용하였고, Cray의 경우 Cray의 독자적인 메시지 패싱 라이브러리인 SHMEM을 이용하였다.

일정한 수의 프로세서를 사용한 경우 병렬용 컴퓨터를 계산목적으로 설계한 Cray 기종이 통신에 소요되는 비용을 훨씬 적게 사용하였다. Cray는 10% 미만이지만, IBM의 경우 40%의 자원이 통신에 사용된 것이다. 프로세서 수가 변하는 경우의 다음 Table 3.3.1, Table 3.3.2를 살펴보면 32개에서 128개로 프로세서가 증가할 경우 통신량도 증가한다는 사실을 알 수 있다.

Cray의 T3D와 T3E에서 스펙트럴 변환(계산 및 통신포함)은 32개 프로세서에서 39%와 43%, 128개 프로세서에서는 36%와 41%를 점유하지만, 통신만을 놓고볼 때 5%와 8%에서 8%와 12%로 증가하게 된다. 따라서 프로세서를 증가시킴으로서 계산량의 분산은 이를 수 있지만 통신량은 증가하게 된다.

**Table 3.3.1.** Performance using 32 processors.

Function	T3D		T3E		SP1		SP2	
	Perf.	%	Perf.	%	Perf.	%	Perf.	%
Transpose	14.9	5	32.0	7	1.8	39	2.5	41
Semi-implicit	16.9	0	48.6	0	8.1	0	10.3	0
Communication	14.9	5	31.9	8	1.9	39	2.6	42
FFT	36.7	7	161.0	5	38.8	6	71.9	4
Fwd Legendre	28.4	13	74.7	17	21.1	17	33.2	15
Rev Legendre	14.8	13	43.4	14	29.8	6	44.1	6
Semi-implicit	64.3	0	188.5	0	22.0	0	137.3	0
Grid dynamics	25.1	1	86.7	1	53.2	0	95.1	0
Physics	8.4	32	30.4	29	22.0	11	24.7	15
Radiation	16.5	24	56.6	22	32.4	11	45.3	11
Misc.	11.8	1	39.4	2	24.4	0	31.3	0
Computation	17.0	94	56.3	92	27.1	55	39.2	55
Total	15.9	100	51.5	100	15.0	100	21.8	100

**Table 3.3.2.** Performance under Cray (128 processors).

Function	T3D		T3E	
	Perf.	%	Perf.	%
Transpose	13.3	5	27.5	8
Sum latitudes	30.5	2	72.3	3
Semi-implicit	16.0	1	39.0	1
Communication	18.2	8	39.5	12
FFT	37.7	6	161.7	5
Fwd Legendre	27.9	13	81.6	14
Rev Legendre	15.1	12	43.0	14
Semi-implicit	66.7	0	211.3	0
Grid dynamics	24.7	1	106.3	1
Physics	8.4	32	29.2	28
Radiation	14.9	25	58.6	20
Misc.	4.3	4	15.4	4
Computation	16.1	91	55.5	86
Total	14.7	100	47.9	100

(2) 영국기상청

영국기상청에서는 지역분할방법에 기초하여 다음 모형들을 Cray T3E의 SHMEM을 이용하여 병렬화를 수행하였다. 특이한 사항은 자료동화 과정중에 발생한 심각한 부하불균형이었는데 이는 관측자료가 많은 지역에서 발생한 것이다. 개개의 프로세서마다 관측수를 비슷하게 함으로써 부하균형상태를 유지하였으며, 이론적으로 98%의 부하균형이 향상된 효과를 보았지만 이로 인해 약 5%의 통신량이 증가하였다.

**Table 3.3.3.** Parallelization of numerical prediction model in British Meteorological Administration under Cray T3E.

Application	Parallelisation	Number of PEs
UM Atmosphere	2D	36(144)
UM Climate	2D Atmos/1D Ocean	72
Wave	2D	36(144)
Utility	None	1
Observation Processing	Script	Max 10

영국기상청에서 전지구예보모형의 분해능 변화에 따른 성능을 비교한 다음 결과는 문제의 크기가 변하는데 따른 실제성능의 변화를 잘 보여주고 있다. 일반적으로 문제의 크기를 고정시키는 경우 프로세서의 수를 아무리 늘려도 어느 순간 성능이 저하되는 지점을 만나게 된다. 따라서 Table 3.3.4의 경우를 참조한다면 프로세서수의 증가에 따른 성능향상에 대하여 추정할 수 있게 된다.

**Table 3.3.4.** Performance of Spectral model in a various resolution.

Resolution	T62L28	T170L32	T254L48	T340L64
Grid Size	192×94	512×256	768×384	1024×512
Spectrum	2016	14706	32640	58311
Actives Var.	455 616	3 794 148	12 599 040	29 971 854
Processors	28	128	480	512
Mem/P.(Mb)	6	18	26	59
Time/day(min)	4	8	12	16
Perf(Gflops)	1.1	7.7	29	42

(4) 독일 막스 프랑크 연구소

독일 막스프랑크 연구소의 경우는 제안지역 모형(REMO)과 비정역학적 메조모형(GESIMA)에 대한 병렬화 작업을 진행하였다. 마찬가지로 스펙트랄 모형이므로 2차원 자료 교차전략을 이용하여 MPI로 병렬화를 구현하였다.

**Table 3.3.5.** Performance of REMO under Cray T3D and T3E.

# of Proc	Time per Time Step Normal[s]		Time per Time Step Normal[s]		Speed-up Normal/Radiation		Efficiency[%] Normal/Radiation	
	T3D	T3E	T3D	T3E	T3D	T3E	T3D	T3E
4	6.5	2.3	100.5	32	1/1	1/1	100/100	100/100
8	3.5	1.34	59.4	18.4	1.86/1.69	1.72/1.74	93/85	86/87
16	1.9	0.7	26.6	9.3	3.42/3.78	3.29/3.44	86/95	82/86
32	1.26	0.51	15.56	5.46	5.16/6.46	4.51/5.86	65/81	56/73
64	0.76	0.36	9.77	3.97	8.55/10.3	6.39/8.06	53/64	40/50



**Table 3.3.6.** Performance of GESIMA under Cray T3D and T3E.

# of Proc	Time per Time Step[s]		Ratio : T3D/T3E	Speed-up		Efficiency[%]	
	T3D	T3E		T3D	T3E	T3D	T3E
8	3.56	1.36	2.62	1	1	100	100
16	1.94	0.74	2.62	1.83	1.84	92	92
32	1.06	0.38	2.79	3.36	3.58	84	90
64	0.59	0.24	2.46	6.03	5.67	75	71

(5) 각 메시지 패싱 방법의 효율

여기에서는 NCEP에서 평가한 메시지 패싱의 세가지 방법 즉, PVM, MPI, Cray의 SHMEM의 각각에 대한 성능을 제시한다. 사용된 모형은 Global Shallow Water 격자점 모형이며, Cray T3D에서 측정된 값이다. 알려진 바와 같이 Cray의 독자적인 메시지 패싱 방식인 shmem이 가장 빠르며 효율도 좋은 것이다. 그 다음이 MPI 이며 PVM 순으로 나타났다.

**Table 3.3.7.** Processor performance under Cray T3D.

Message Passing	Work %	Cache Wait %	Commun. %	Flops
shmem	44	53	3	2696 M
PVM	34	41	25	2696 M
MPI	39	48	13	2696 M

이에 대한 이유는 Table 3.3.7에서 확인할 수 있는 것처럼 통신에 사용된 부하가 shmem에서 가장 적게 걸렸기 때문이다. work %는 전체 계산 시간에서 캐쉬에 있지 않은 데이터를 기다리는 시간을 제외한 순수 계산에 사용된 시간이다. 따라서 전체 수행시간 중 절반 이상을 메모리로부터 데이터가 오기를 기다리는 시간임을 알 수 있다. 이 이유는 Cray T3D의 캐쉬 크기가 매우 작기 때문에 발생했다.

**Table 3.3.8.** Message passing rate under Cray T3D

Message Passing	Total Mflops	Mflops/PE
shmem	819	15.2
PVM	628	11.6
MPI	713	13.2

(6) 시스템 구조에 의한 성능차이

기상청에서 시험운영중인 국지악기상모형 ARPS를 수행하는 경우, 특이한 점은 topology에 따른 성능이 차이가 발생한다는 점이었다. 후지쯔의 VPP700을 이용한 결과 ARPS의 영역분할을 1×8로 한 경우 1시간 2분이 걸렸는데, 4×2로 한 경우 1시간 32분이 소요되었다. 따라서 각각의 시스템 구조에 의한 성능차이가 발생하므로, 병렬화의 최대한 장점을 얻기 위해서는 해당 시스템의 구조에 따른 최적화 작업이 필수적이다.

## 2. 중규모 기상수치모형의 병렬화

정수형 MM5는 Penn State/NCAR에서 개발된 중규모 기상 모델로서 전세계적으로 가장 널리 사용되고 있는 모델중의 하나이다(Anthes, 1987; Grell, 1994). MM5는 중규모 기상예측 모형으로 중규모 기상재해 예측을 위한 상세지역 운영을 위해서는 많은 계산량으로 인해 빠른 연산 속도를 가진 계산용 컴퓨터가 요구되며, 이에 따라 MM5의 병렬화가 필수적으로 수반되어야 한다.

정수형 MM5는 연직 속도를 구하기 위해 예측방정식을 사용하기 보다는 비압축성 연속 방정식을 사용하며, 기압을 구하기 위해서 Poisson 방정식 대신 기온으로부터 직접 계산함으로써 비정수형 MM5 보다 계산 속도가 빠르며, 20km 이상의 수평 격자 간격에서는 비정수형과 비교해 정확도에 차이가 없는 것으로 알려져 있다. 또한 정수형 MM5는 빠른 속도의 파동에 대한 명시적 계산을 위해 시분할법을 사용한다. 정수형 방정식들에서 수치 안정을 위해서는 외부 중력파에 의해 상당히 제한되며, 빠른 속도의 동적인 중력 파동은 전체 에너지에서 작은 부분을 차지하므로 분할-명시적(split-explicit) 방법이 필요하다(Skamarock *et al.*, 1992).

정수형 병렬 MM5는 기본적으로 Navier Stokes 방정식과 질량 보존 방정식 등의 유한차분법 (Finite Difference Method, FDM)을 포함하며, 이 계산들은 각각의 프로세서들로 분산되어 실행되기 때문에 각 프로세서들간의 계산 시간의 차이에 영향을 미치지 않는다. 그러나 복사나 강수 과정, 대기 경계층 등의 물리과정의 계산은 모형내에서 비균질적으로 분포되어 있기 때문에 각각의 프로세서들간의 계산 시간의 불균형이 생기게 된다.

정수형 병렬 MM5는 병렬화를 위한 실행 라이브러리인 RSL (Runtime System Library)을 이용하여 구현되었으며 자료의 분산, RSL 및 병렬화에 대해서 알아 본다.

### 가. 자료의 분산

정수형 병렬 MM5는 병렬 I/O를 이용하지 않고 하나의 프로세서가 I/O를 실행하기 때문에 파일을 읽은 후 자료의 분산 및 계산 후의 파일로의 저장을 위하여 데이터의 통합이 필요하다. 따라서 병렬프로그램은 파일로부터 읽은 후 분산환경을 이용하기 위하여 데이터의 분산을 실행하며, 계산의 종료 후 파일로의 저장 이전에 데이터의 통합을 실행한다. 정수형 병렬 MM5는 전체 부하의 균형을 맞추기 위하여 3차원 자료를 직접 사용하기 보다는 2차원의 수평 자료로 분산시키는 방법을 사용하였으며 이러한 형태의 분산이 가장 효율적인 분산 방법으로 알려져 있다 (Johnson, 1994). Fig. 3.3.1에서 각 기둥은 3차원 자료의 아격자 영역을 나타내며,

각각의 기둥은 개별 프로세서로 할당된다.

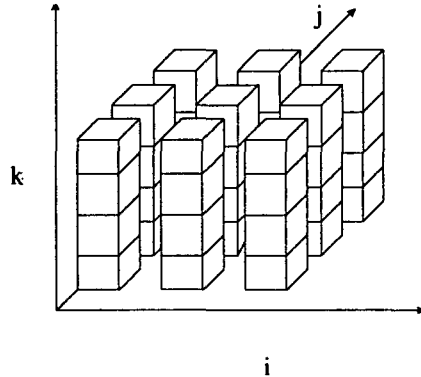


Fig. 3.3.1. Horizontal decomposition of 3-D data in Hydrostatic Parallel MM5.

#### 나. RSL (Runtime System Library)

RSL은 유한차분법(FDM)을 이용하는 기상모델의 병렬화를 위하여 미국 Argonne 국립연구소에서 개발되었다. RSL은 프로세서간의 통신 및 프로그램의 병렬화 인덱스 전환을 위한 인터페이스를 제공하며, 아울러 MM5의 등지화를 위한 통신 기능을 제공한다(Michalakes, 1994; Michalakes *et al.*, 1994).

#### 다. 통신 인터페이스

RSL은 이식성 라이브러리로서 IBM SP2, Cray T3E등 분산 메모리형 병렬 컴퓨터들을 위한 통신을 제공한다. 하위 통신 인터페이스로서 표준형 MPI를 이용하기 때문에 MPI를 통신 인터페이스를 사용하는 클러스터를 포함한 분산 시스템에 광범위하게 구현될 수 있다. RSL은 buffering, routing 및 비동기 통신 등을 위한 하위 메시지 전송 기능 등을 제공하므로 사용자는 MPI에 대한 지식이 없어도 사용이 용이하다. RSL은 주로 이웃한 프로세서들간의 통신 (nearest-neighbor communication)을 통하여 FDM을 사용하는 프로그램의 통신을 구현하며, 아울러 등지화를 위한 broadcast/merge 등의 통신 인터페이스를 제공한다.

#### 라. 병렬화를 위한 인덱스 전환

분산형 병렬 프로그램은 산된 자료를 액세스하기 위한 지역 인덱스 및 원래 형태의 전체 자료에 대한 정보(예: 자료의 경계부분 등)를 얻기 위하여 전체 인덱스를

필요로 한다. RSL은 순차 프로그램으로부터 제공된 전체 인덱스로부터 실행시 전환된 지역 인덱스를 제공한다. 따라서 RSL의 사용을 위해서는 프로그램으로부터 연직 loop( $k$ )만을 남기고 수평 loop( $i, j$ )는 제거한다. Fig. 3.3.2는 RSL의 인덱스 전환 기능을 나타낸다. 한편, RSL의 인덱스 전환 기능은 자동 전환 기능을 포함하고 있으나 함수 호출 등에 따른 부하를 가지게 한다(Kim, 1997).

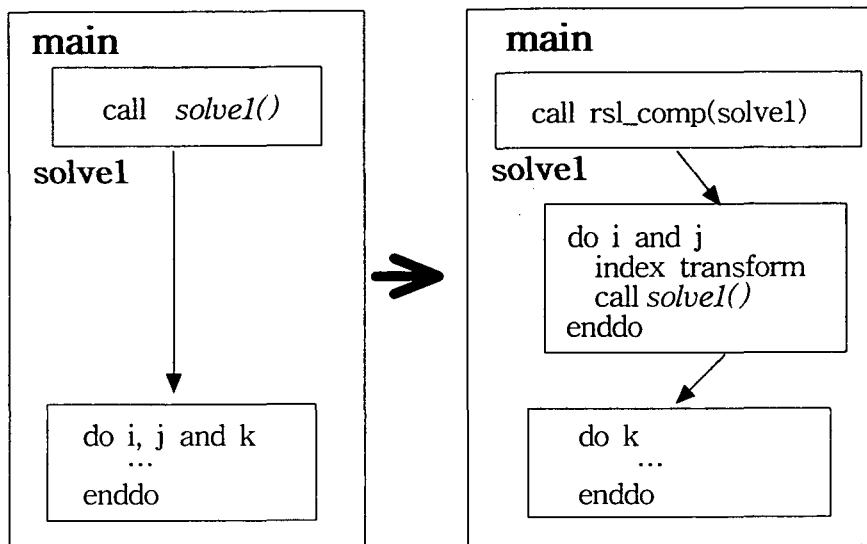


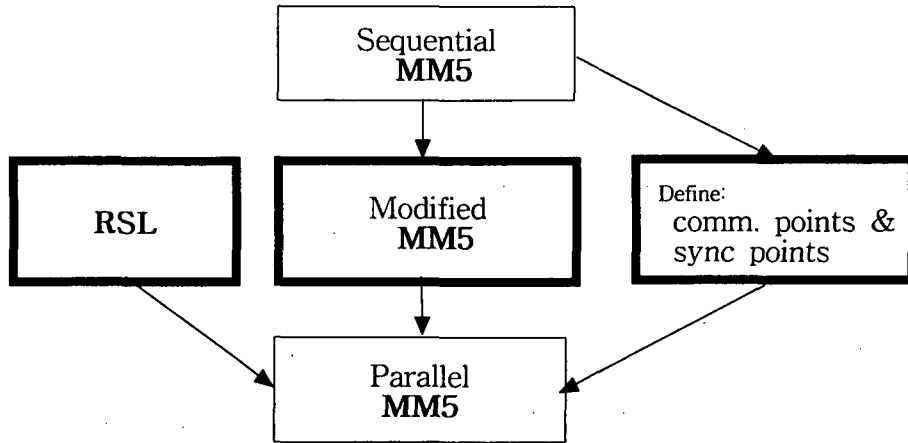
Fig. 3.3.2. Index transform for RSL.

마. 명시적 분할 함수의 구현

정수형 MM5에서는 방정식들의 수치적인 안정을 위하여 명시적 분할법이 필요하다. 일반적으로 정수형 MM5에서는 FDM을 계산하기 위하여 loop의 개수는 계산하기 전에 미리 결정되지만, 명시적 분할 함수에서는 loop의 개수가 동적으로 결정된다. 따라서 실행시 각 분산 프로세서에서 결정된 값을 다음에 설명될 드라이브 루틴의 글로벌 변수에 그 값을 복사 한 후에 사용한다.

바. MM5 병렬화의 단계

Fig. 3.3.3은 RSL을 이용한 병렬 MM5의 구현을 표현한다. 굵은 선으로 나타난 상자들은 MM5의 병렬화 부분을 나타낸다, 즉 (1) RSL 사용을 위한 sequential 프로그램의 구조 변경 - loop 변경 및 통신 동기점 표현을 위한 프로그램 분할과 (2) 프로세서들간의 통신을 위한 통신의 형태 및 통신 동기점 정의를 나타낸다.

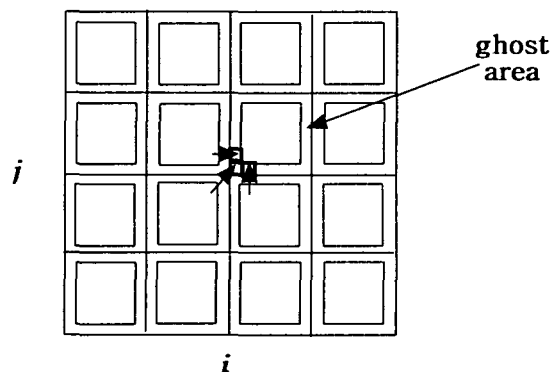


**Fig. 3.3.3.** Schematic representation of the development of Parallel MM5

1단계: 통신의 형태 및 동기점 정의

순차 프로그램의 데이터 의존도 분석을 통하여 FDM구현을 위한 통신의 형태 및 동기점을 정의한다. FDM의 실행을 위한 이웃한 프로세서간의 통신과 전체의 데이터의 내용을 필요로 하는 계산을 위한 전 프로세서가 참여하는 통신으로 나누어진다. 정수형 병렬 MM5는 대부분 이웃한 프로세서간의 통신이 발생하므로 여기서는 이에 관한 설명만을 다루기로 한다. Fig. 3.3.4에서  $b$ 는 함수  $f$ 를 호출하기 전에 3개의 다른 이웃된 프로세서들로부터의 자료를 필요로 한다. 따라서 이 문장 이전에 변수  $b$ 를 위한 통신의 형태 및 동기점이 정의 되어야 한다. 그림에서의 ghost-area는 계산을 하기 위하여 통신을 한 데이터를 저장하는 버퍼이다.

$$a(i,j) = f(b(i-1,j-1), b(i-1,j), b(i, j-1), b(i, j))$$



**Fig. 3.3.4.** Communication for the variable  $b$ .

실제의 RSL을 이용하는 병렬코드는 아래와 같으며 첫 번째 부분은 통신 데이터의 형태를 정의하며, 두 번째 부분은 통신의 실행을 나타낸다.

```

call rsl_build_message(b_s, RSL_REAL, b, 2, dec2d, g12d, l12d)
call rsl_build_message(b_sw, RSL_REAL, b, 2, dec2d, g12d, l12d)
call rsl_build_message(b_w, RSL_REAL, b, 2, dec2d, g12d, l12d)
call rsl_create_stencil(sten_b)
. . . . .
call rsl_exch_stencil(domains(1), sten_b)

```

2단계: 통신 동기점의 통합

2단계에서는 1단계에서 정의된 수백개의 통신 동기점을 통합한다. 통신을 위해서는 초기화등의 통신 부하가 있기 때문에 병렬 프로그램의 효율을 위하여는 통신 동기점의 개수를 최소화 하여야 한다. Fig. 3.3.5에서 원래의 통신 동기점은 2와 3의 중간에서 변수  $a$ , 4와 5의 중간에서 변수  $b$ 의 동기점들이 발생하지만 이들을 2와 3사이의 통신 동기점으로 통합할 수 있다. 이런 방법을 통하여 정수형 병렬 MM5에서 주 함수로 역학부분을 계산하는 *solve1()*은 2개의 동기점만을 가진다. 그리고 대부분의 물리과정은 역학부분의 병렬화에 동반하여 이루어지므로 비교적 쉽게 이루어진다.

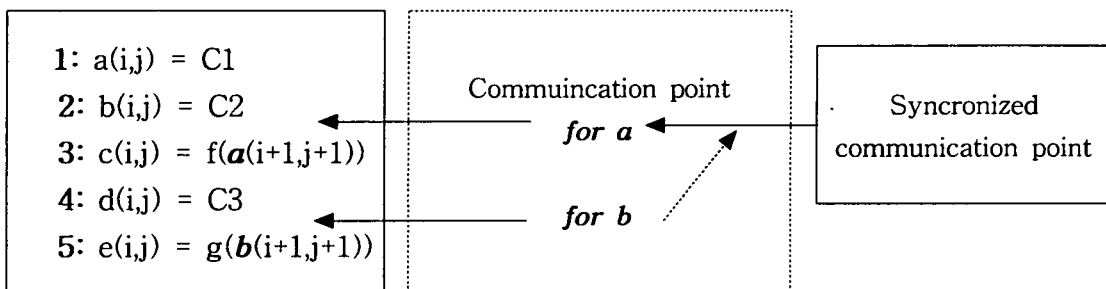


Fig. 3.3.5. Synchronization of commnication points.

3단계: 본 프로그램의 구조 변경

RSL이 수평 loop를 포함하기 때문에 원래의 프로그램에서 수직 loop들만을 남기고 모든 수평 loop들을 제거한다. Fig. 3.3.6에서와 같이서는 수평 loop를 삭제하지만 데이터의 경계 부분을 나타 내기 위하여 전체 인덱스  $ig, jg$ 를 사용하여 *if*-문을 삽입한다.

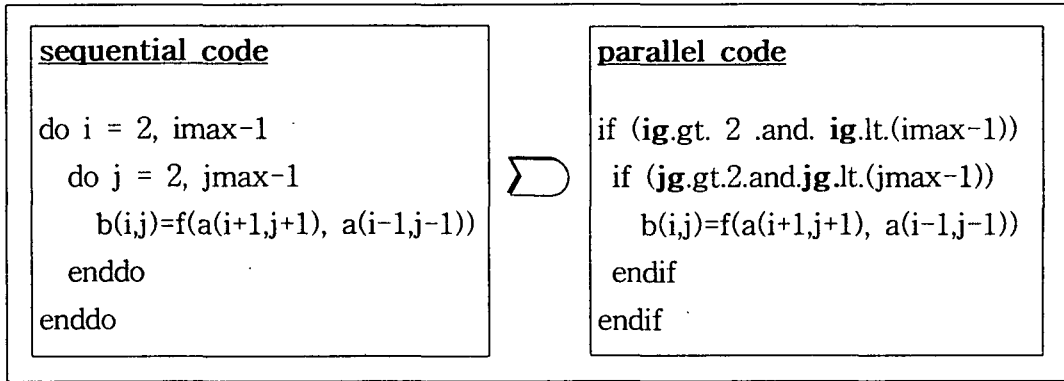


Fig. 3.3.6. An example of index transform for RSL.

#### 4단계: 드라이버 구현

통신의 형태 및 동기점을 구현하기 위하여 병렬 프로그램의 드라이버를 구현한다

#### 사. 병렬 MM5의 구조

Fig. 3.3.7은 정수형 병렬 MM5의 구조를 나타낸다. 드라이버 함수는 주 함수인 *solve1()*은 2개의 동기점에서 통신을 하기 위하여 *solvela()* 및 *solvelb()*로 구분하며, 초기의 통신 및 정수형 버전을 위하여 명시적 분할 함수를 호출한다.

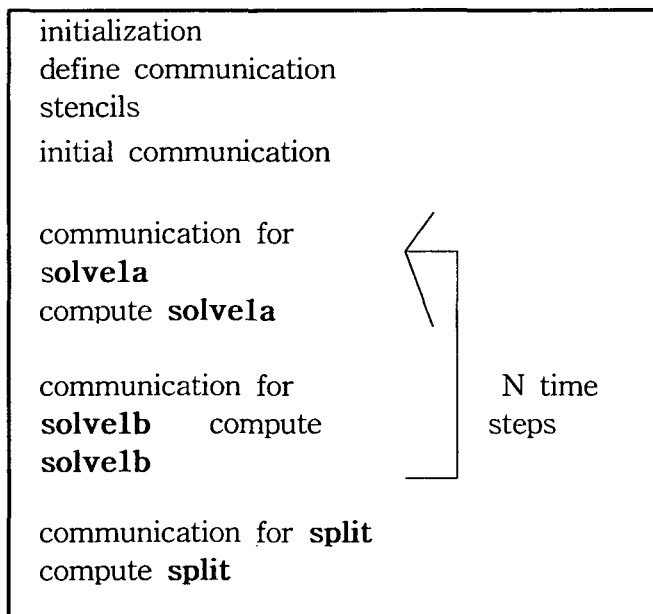


Fig. 3.3.7. Structure of hydrostatic parallel MM5



### 3. 기상수치모형을 위한 클러스터의 구성

본 연구에서는 먼저 1세대 범용 네트워크 장비를 이용한 1세대 네트워크를 구성하였으며, 여기에서 나타난 문제점을 개선 발전시켜 2세대 클러스터를 구축하고 예보 현업에 적용 실험을 실시하였다. 먼저 클러스터의 구성을 위해 사용한 Beowulf system에 대해 알아보고 1, 2세대 클러스터의 특성에 대해서 논의 한다.

#### 가. Beowulf System

Beowulf 프로젝트는 기존의 워크스테이션의 벤더에 대한 고비용의 하드웨어와 소프트웨어의 가격은 비쌀 수밖에 없고 유지와 보수에 드는 비용 또한 무시할 수 없는 현실이다. 이러한 고가의 하이-엔드 컴퓨팅 환경의 대안으로 NASA에서 Beowulf 프로젝트라는 이름으로, 시장에서 누구나 살수 있는 PC하드웨어와 누구나 사용할 수 있는 소프트웨어인 리눅스를 이용한 하이엔드 컴퓨팅 영역에 대한 새로운 시도를 하게 되었다.

Beowulf 프로젝트가 성공하게 된 몇가지 중요한 요인으로 PC프로세스(Intel x86, Dec Alpha, Power PC)의 급속한 발전이다. 근래에 부동소수점 연산에 획기적인 향상이 있었으며, PC프로세스의 발전 속도는 이미 기존-하이엔드 프로세스(SUN, HP, SGI, DEC) 보다 3배 이상 빠르며, 리눅스의 사용이 가능한 알파 프로세스는 이미 그 속도를 앞질렀다. 이와 더불어 고급 유닉스 서버나 워크스테이션에만 사용되었던 SCSI 장비의 대중화와 네트워크 장비의 급속한 발전과 더불어 100Mbps switch hub의 가격하락으로 인해 Beowulf 클러스터를 구축할 수 있는 하드웨어를 PC급으로도 충분히 구축 가능해졌다.

물론, 이러한 하드웨어 발전만으로 Beowulf 프로젝트가 성공할 수 있었던 것은 아니다. 이렇게 다른 목적을 두고 발전해 온 하드웨어를 리눅스는 하나의 시스템으로 통합하여 Beowulf라는 새로운 타입의 병렬컴퓨터를 만들어낸 것이다. 리눅스는 기존의 상용 유닉스보다 더 낡은 환경을 제공하였는데, 바로 소스 코드의 100% 개방으로 Beowulf system에 적합하도록 자유롭게 소스 코드를 수정하고 새롭게 개발하여 배포할 수 있는 환경을 제공하였는데, 이러한 리눅스의 자유로움이 없었다면 이 프로젝트는 실패하였을 것이다. 이외에도 MPI, PVM과 같은 message passing library의 표준화가 이루어져 상용 병렬컴퓨터와 마찬가지로 Beowulf system에서도 자유롭게 사용할 수 있게 됨으로써 Cray로 시작하는 슈퍼 컴퓨터에서 시작해서 Desktop PC까지 일관된 프로그래밍 작업을 할 수 있게 되었다.

슈퍼 컴퓨터를 구조적으로 살펴보면, RC5/DES 크랙같이 전세계적으로 internet 으로 연결된 컴퓨터들도 하나의 병렬처리 슈퍼컴퓨터로 볼 수 있으며, 이와 반대로 상용 슈퍼 컴퓨터로서 초고속 네트워크로 구성된 MPP, 벡터, SIMD 시스템도 있다. 이러한 상용 슈퍼 컴퓨터는 시스템 디자인과 개발 시간으로 인해 급속히 발전하고 있는 마이크로 프로세서를 즉시 수용하기 힘든 단점이 있는 반면 Beowulf 계열의 클러스터는 각각의 노드가 개별적인 운영체제를 가지고 있으며 고속의 LAN을 이루고 있기 때문에 뛰어난 확장성이 있으며, 급속히 발전하고 있는 마이크로 프로세스를 즉시 수용하기가 용이하다. 물론 SUN과 같은 대중적인 워크스테이션을 이용하여 네트워크 클러스터를 구성할 수 있지만, 고비용으로 인해 확장성에 한계가 있다. Beowulf cluster는 각각의 slave node는 기본적으로 메인보드, RAM, 네트워크 인터페이스와 CPU만을 가지고 키보드, 마우스, 모니터는 공유를 통하여 제어할 수 있으며 전적으로 병렬처리에 사용할 수 있어 일반적인 워크스테이션 cluster과는 구별된다.

Beowulf cluster의 구성에서 노드간의 네트워크 문제를 해결하는 방법으로 최근 network channel bonding기술이 개발되어 있어 네트워크의 대역폭을 증가시킬 수 있어 고가의 네트워크장비의 구입에 대한 부담을 덜어주어 최대의 가격대 성능비를 얻을 수 있다.

Beowulf system의 특징을 살펴보면, 우리가 흔히 볼수 있는 알파 리눅스 박스를 이용하였기 때문에 벤더의 특별한 지원없이 설치가 가능할 정도로 간단하였으며 리눅스 박스마다 개별적인 전원공급장치와 냉각 장치로 인해 항온 항습 장치가 필요치 않는 점도 특징으로 들수 있으며, 유지 보수에 대한 비용 또한 크게 절감할 수 있다.

초고속 네트워크를 이용한 클러스터의 구성은 UNIX 환경에서의 NFS (Network File System)를 이용한 디스크의 공유 및 MPI (Message Passing Interface) 라이브러리를 이용한 컴퓨터간의 데이터의 교환의 분산처리 시스템으로 이루어져 있으며, 이 시스템은 각 컴퓨터(이하 프로세서)가 각각 다른 일을 수행할 수 있는 MIMD (Multiple Instruction Multiple Data) 계산 환경을 제공한다.

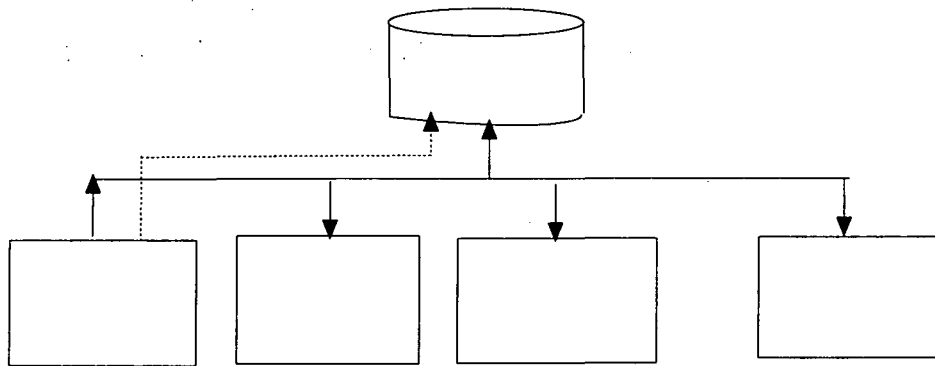
#### (1) MPI (Message Passing Interface)

MPI는 1990년대 중반에 연구소, 대학, 컴퓨터 업체들의 전문가들로 구성된 국제 MPI 포럼에서 개발된 분산/병렬 환경을 제공하는 이식성 라이브러리로서 TCP소켓과 RSH(remote shell)을 이용하여 서로 다른 프로세서들간의 통신을 제공한다 (Pacheco, 1997). MPI는 버퍼링, send/receive 등 비동기 통신에서의 메시지 전송을 위한 기능들을 제공하여 C 및 Fortran등 고급프로그래밍 언어에서 직접 이용할

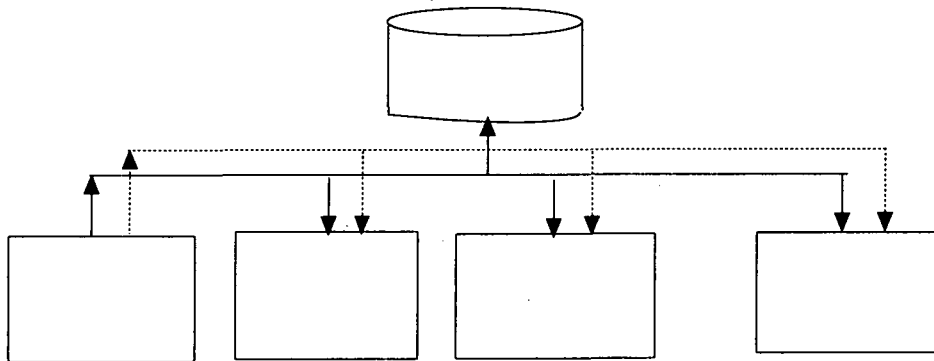
수 있으며, 같은 프로그램을 다른 시스템에서 사용할 수 있는 이식성이 있다. 현재 IBM SP-2, Cray T3E, Intel Paragon 등의 상업용 분산 메모리형 병렬 컴퓨터에서도 표준 MPI를 사용할 수 있다.

MPI를 이용한 프로그램의 실행은 다음과 같다.

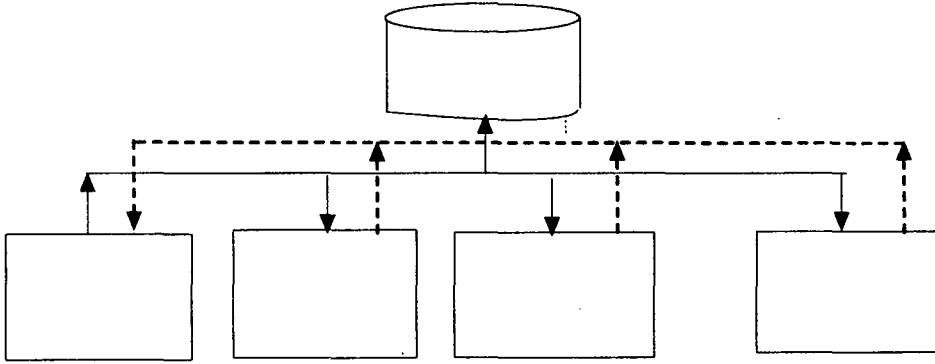
(가) MPI 라이브러리를 이용한 병렬 프로그램의 컴파일. Control Workstation에서 고급 프로그래밍 언어와 MPI 라이브러리를 이용하여 컴파일하여 공유 디스크에 저장한다. 그림에서 dpmm은 실행파일의 예를 나타낸다.



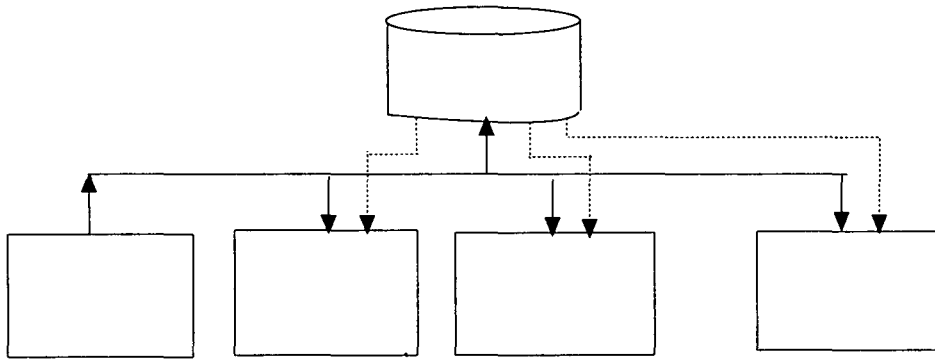
(나) Control Workstation에서의 실행 메시지 전달. Control Workstation에서 remote shell ("rsh dpmm")을 이용하여 실행 메시지(dpmm)를 각 워크스테이션에 전달한다.



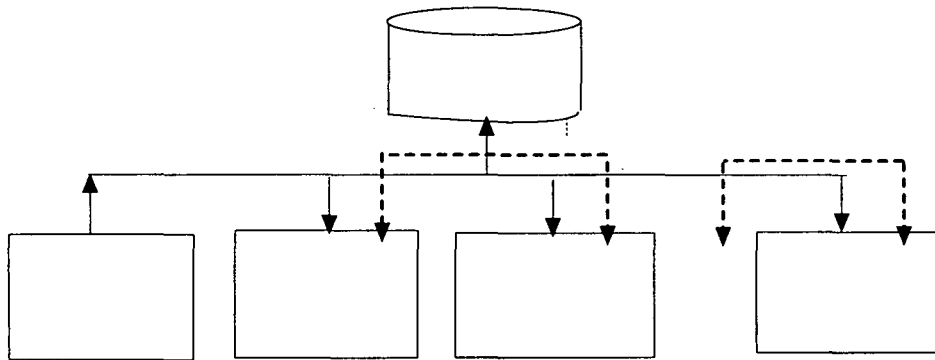
(다) 각 워크스테이션에서의 병렬 프로그램 실행. 각 워크스테이션들에서 MIMD 환경에서의 병렬 프로그램(dpmm)을 실행한다.



(라) 프로그램 실행시의 워크스테이션간의 통신 실행. 실행중 MPI 라이브러리의 호출이 있을 경우에 워크스테이션들간의 TCP를 이용한 메시지를 전달한다 (message passing).



(마) 프로그램의 종료. 각 워크스테이션에서 프로그램의 종료시 출력 메시지를 남긴 후 Control Workstation에 프로그램의 종료를 알린다.



나. 1세대 클러스터의 구성

1세대 클러스터는 일반적으로 사용하는 범용 네트워크 장비를 사용하여 기상수치 모델에 적합한 클러스터를 구성하고자 하였다. 1세대 클러스터는 Beowulf 계열의 네트워크 클러스터로 16개의 노드를 가지고 있으며 호스트 노드(host node)를 제외한 일반 노드에는 분배기(키보드, 모니터, 마우스)를 사용하여 공유하고 있다. 노드간의 통신을 위해서 100Mbps switch를 사용하였으며, Master 노드에는 2개의 NIC(network interface card)를 설치하여 eth0는 외부 네트워크에서 접근이 가능하도록 하고 eth1은 클러스터의 노드들간의 사설 네트워크를 구성하였으며 호스트 노드에서만 접근이 가능하도록 하였다(Fig. 3.3.8). 현재 1세대 클러스터(하늘)은 제주 지방기상청에서 운영중인 제주청 한라단시간 예측시스템의 운영에 직접 활용되고 있으며 Fig. 3.3.8에 제주 지방기상청에 설치된 모습을 보여주고 있다.

호스트 노드는 하드디스크가 없는 일반 노드를 위해 NFS-ROOT 서버가 되게 하였고, 각 노드들을 위한 /tftpboot 디렉토리를 만들어 설정파일을 제외한 파일은 공유하도록 하였다. 각 노드는 RARP를 이용하여 자신의 ip를 서버로부터 제공받아 diskless-booting이 되도록 하였다.

사용한 리눅스 배포판은 Redhat 6.1이며 메시지 패싱 라이브러리로 MPICH, LAM MPI, PVM을 설치하여 각 노드간 메시지 패싱을 통해 병렬처리를 가능하게 하였으며 기타 병렬처리용 라이브러리를 설치하였다(Table 3.3.9).

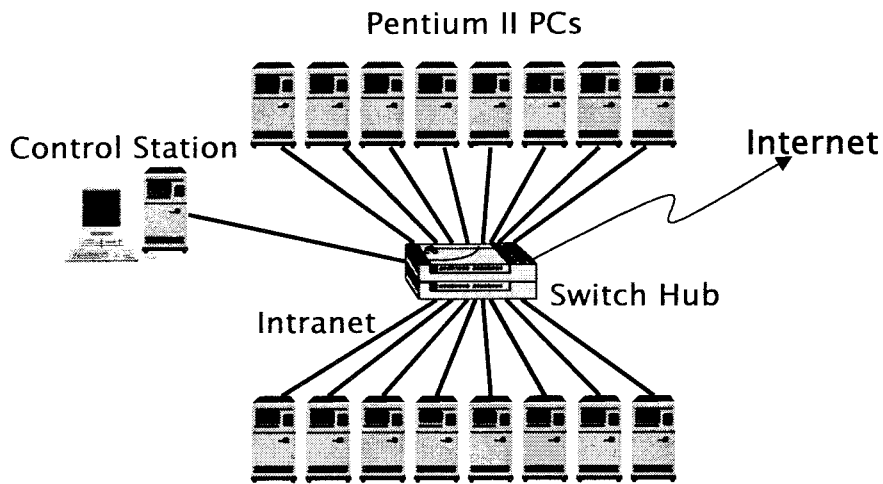
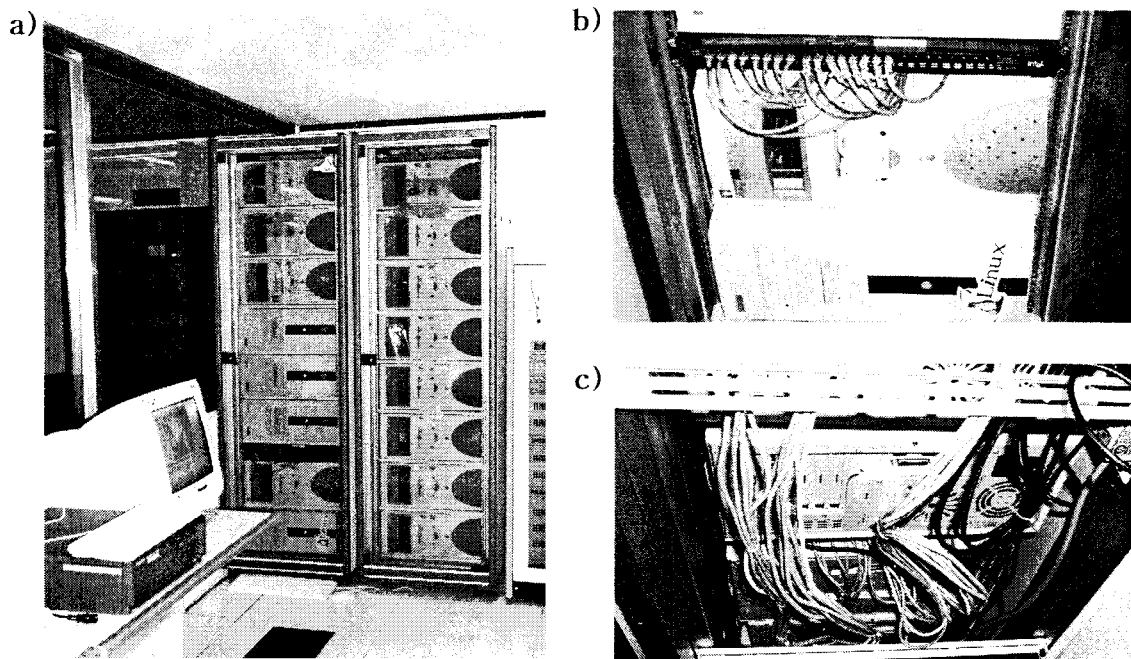


Fig. 3.3.8. Structure diagram for the 1st generation cluster



**Fig. 3.3.9.** The 1st generation cluster in Cheju Regional Meteorological Office. a) Front view of the cluster, b) switch and c) rear side view.

**Table 3.3.9.** Hardware and software for FRL's Linux cluster

Hardware		Software	
CPU	Pentium II 400 Mhz × 16	Kernel	Linux 2.2.13-tcpfix (Redhat 6.1)
internal cache	512 Kb	Language	Portland Group pgf77, pgf90, pgcc
RAM	128 Mb		
Network	10/100 Mbps	Message Passing	MPICH, LAM MPI, PVM
Switch	10/100 Mbps Switch	Math Library	BLAS, LAPACK, FFT

다. 1세대 클러스터를 이용한 정수형 병렬 MM5의 성능 분석

이 장에서는 1세대 클러스터를 이용한 병렬 MM5의 실행을 통하여 클러스터의 성능을 분석한다. 성능 분석을 위하여 정수형 병렬 MM5를 실행하였으며, grid의 크기는  $64 \times 64 \times 23$ 이다. 실행시간의 비교를 위해서는 1 time-step당 135초의 24시간의 시뮬레이션을 하였으며 기타의 분석을 위해서는 3시간의 시뮬레이션을 한 wall-clock시간으로 분석 및 비교를 하였다.

(1) 실행시간의 비교

Fig. 10은 클러스터를 이용한 병렬 MM5와 IBM SP1<sup>1)</sup>, CrayT3E<sup>2)</sup>등 상업용 병렬 컴퓨터와의 성능을 비교한다. 클러스터는 IBM SP-1보다는 훨씬 빠른 실행 시간의 결과를 보이고 있으며 Cray T3E와 비교할 경우에는 4개의 프로세서들을 사용하였을 경우에는 오히려 빠른 결과를 보이는 등 비교할 만한 결과를 보여 준다. 16개의 프로세서를 사용하였을 경우 클러스터의 성능이 다소 늦어지는 부분은 다음에 설명된다. Fig. 10에서 Clustr II에 대한 분석은 나중에 언급된다.

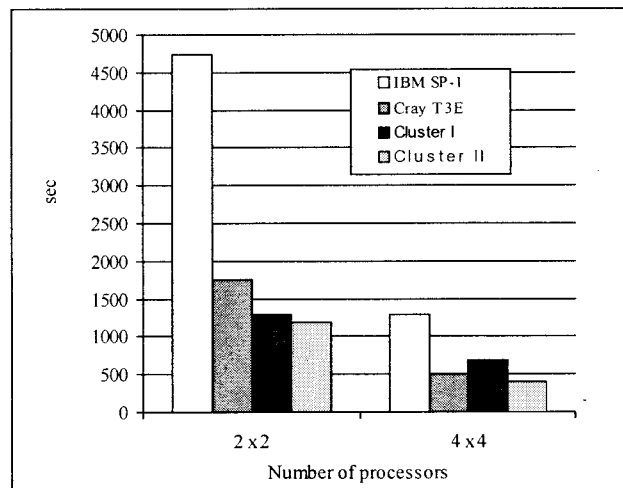


Fig. 3.3.10. Runtime results for IBM SP-1, Cray T3e and PC-cluster.

(2) 부하균형(Load balance)

부하균형은 데이터의 값들에 따라서 물리과정의 계산을 많이 하는 프로세서와 그렇지 않은 프로세서들간의 통신의 동기점을 찾기 위해 발생한다. 일반적으로 1 time-step당 여러 개의 통신 동기점들이 발생하는데 정수형 MM5의 경우에는 3개

1) IBM SP-1은 미국 Argonne국립연구소에서 운영하였던 병렬 컴퓨터로서 이 실행 결과는 1995년에 실행하였음.

2) CrayT3E는 한국 전자통신연구소(ETRI)에서 운영중인 병렬 컴퓨터임.

의 통신 동기점들이 1 time-step당 발생한다. 다음 예는 부하균형을 어떻게 계산하는지를 보여 준다.

Fig. 3.3.11에서는 4개의 프로세서가 1 time-step당 3개의 통신 동기점을 가진다. P<sub>0</sub>는 첫 번째의 동기점에서 계산을 가장 많이 하였으며 P<sub>0</sub>와의 통신을 위하여 나머지 프로세서들은 기다리게 된다(idle time). 두 번째 동기점에서는 P<sub>3</sub>이 가장 계산을 많이 하였으며 세 번째 동기점에서는 P<sub>1</sub>이 계산을 가장 많이 한다. 이를 전체에 대한 비례를 구하면 하면 (3)식과 같이 계산을 할 수 있다.

$$Load\ balance = \frac{T_{mean}}{T_{max}} + \frac{\sum t_{ij}/\#proc}{\sum T_{max}'s\ in\ each\ sync.\ points} + \frac{\sum t_{ij}/4}{t_{00} + t_{13} + t_{21}} \quad (3)$$

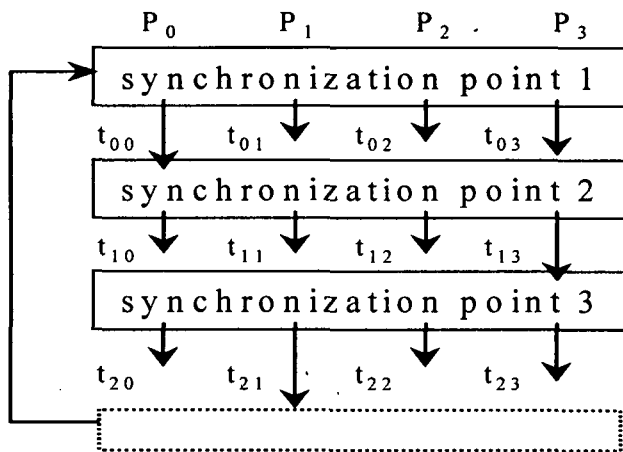


Fig. 3.3.11. An example of load balancing analysis.

Fig. 3.3.12에서는 클러스터와 다른 두 병렬 컴퓨터와의 부하균형을 비교한다. Fig. 3.3.12에서 전체 계산에서 다들 비슷한 결과를 보여 주는데 이는 클러스터에서의 계산부분의 안정성을 의미한다.



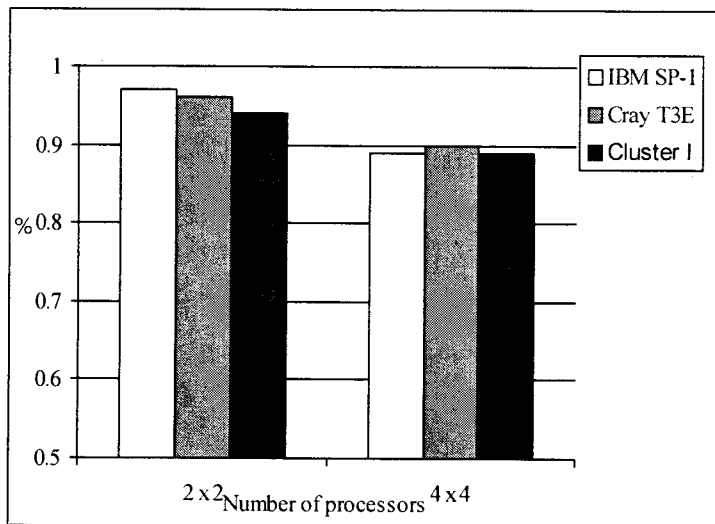


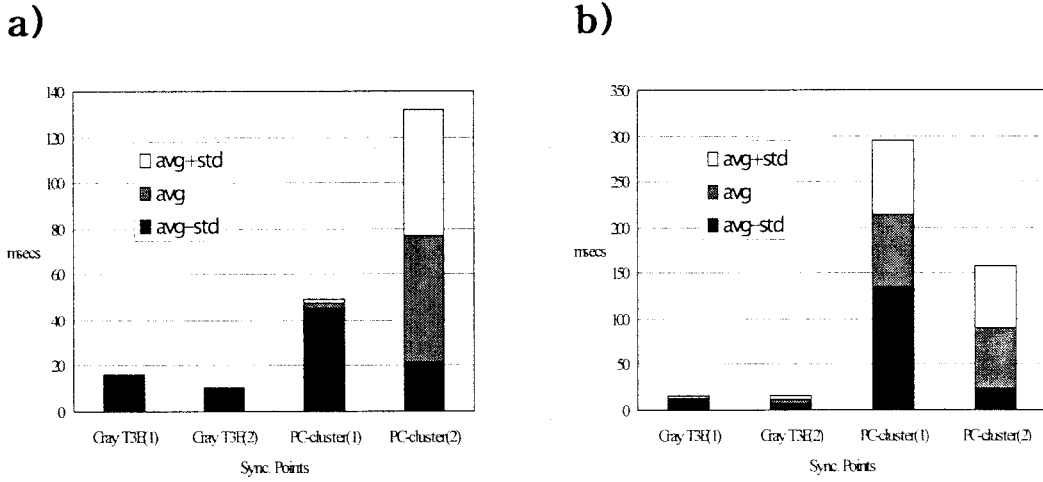
Fig. 3.3.12. Load balance of 2×2 and 4×4 case for IBM SP-1, Cray T3e and PC-cluster

### (3) 프로세서간의 통신 시간의 비교

분산 병렬 처리에서는 1개의 CPU를 사용하는 경우와는 달리 프로세서들간에 상호 자료를 주고 받는 통신 부하가 발생한다. 따라서 병렬 프로그램에서는 이러한 통신 부하를 줄이는 것이 프로그램의 성능에 가장 큰 영향을 미치게 된다. 또한 병렬 컴퓨터에서도 안정되고 빠른 통신을 제공하는 것이 가장 중요하다고 여기게 된다. 여기에서는 정수형 병렬 MM5의 실행시 통신에 소요된 시간만을 따로 분석하여 클러스터의 네트워크의 성능을 분석한다.

일반적으로 분산 병렬 프로그램은 통신과 계산을 반복하는데 여기서는 통신부분만을 따로 측정하였다. 병렬 컴퓨터들은 통신을 위한 Buffering을 하는 동안에도 계산을 수행하여 통신과 계산의 중복이 발생하므로 통신만을 측정하기 위하여 통신이 끝난 후 각 프로세서들이 같이 계산을 시작할 수 있도록 강제적으로 동기점을 프로그램에 삽입하였다(이 경우에도 프로그램의 결과에는 영향이 없음). Fig. 3.3.13a와 Fig. 3.3.13b에는 통신에 경과되는 시간을 클러스터와 Cray T3E와 2×2 및 4×4 프로세서들을 이용하여 비교를 하였다. 상업용 컴퓨터인 Cray T3E에서는 통신 시간이 비교적 고르게 진행되는 반면 범용 Switch를 사용하는 클러스터에서는 통신 시간의 변화가 많기 때문에 표준 편차와 분산을 그림에 나타내었다. 그림에서 (1)과 (2)는 각각 동기점 사이의 통신 시간을 나타내며 전용의 통신 장비를 사용하는 Cray T3E에 비교하여 범용 Hub를 사용하는 클러스터에서는 많은 시간의 편차가 발생하는 것을 보여 준다. 이 편차를 줄이기 위해서는 보다 지능적인 통신 장

비의 사용등 통신에 대한 앞으로의 많은 연구가 필요하기에 2세대 클러스터의 구축에서는 이를 최대한 반영하였다.



**Fig. 3.3.13.** Communication variance of (a) 2x2 and (b) 4x4 for Cray T3E and PC-cluster

(4). 통신과 계산의 중복시간의 비교

Fig. 3.3.14에는 얼마만큼의 통신의 Buffering을 이용한 통신과 계산의 중복이 일어나는지를 비교한다. 이 측정은 위에서의 강제적인 동기점을 삽입한 후의 실행 결과와 강제적인 동기점이 없는 경우의 차이를 비교하였다. 클러스터에서는 통신에 소요되는 시간이 많기 때문에 중복의 비율은 크지 않지만 Cray T3E에서는 많은 부분이 중복되었음을 보여 준다. 이는 위에서 본 바와 마찬가지로 병렬 컴퓨터에서 전용 통신장비의 사용과 그렇지 않은 경우를 비교한다.

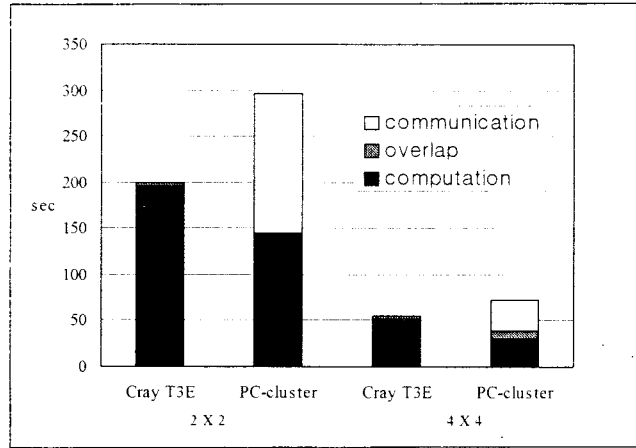


Fig. 3.3.14. Overlap between communication and computation time for Cray T3E and PC-cluster

#### 라. 1세대 클러스터를 활용한 중규모 기상재해 예측시스템의 시범구축

정수형 병렬 MM5를 이용한 성능 평가 결과 1세대 클러스터의 고해상도 기상수치모델의 운영에 적합하다고 판단되어 이를 제주 지방기상청에서 운영할 수 있는 단시간 예측시스템에 적용하였다. 모형 영역은 Fig. 3.3.15에서와 같이 구성되었으며 각 영역의 격자는 27km, 9km, 3km로 설정하였다. 각 영역간 측면 경계자료는 27km 영역은 MM5/KMA 3시간 간격의 예측자료를, 9km, 3km 영역은 어미영역의 자료만 사용하는 일방 등지화 기법(one way nesting)을 적용하였으며 자료동화시스템(LAPS)와 연계 운영되고 있다. 지형지표자료는 USGS의 30초 해상도의 자료를 사용하였다. d영역 3에서 분석된 지형 및 토지 이용도로 제주도 한라산 고도가 1500m로 처방되어 실제 한라산의 고도인 1950m에 상당히 근접하고 있어 실제 지형을 잘 반영하고 있다(기상연구소, 1999).

현재 제주청 한라 단시간 예측시스템은 Fig. 14에 나타낸 것과 같이 1일 4회(21시간) 운영되고 있으며 1회 적분시간은 약 2시간 45분이 걸리고 있다. 이는 1세대 클러스터 운영시 1일 약 11시간동안 적분을 수행하고 있음을 의미한다.

한라 단시간 예측시스템은 2000년 4월 15일 부터 정상 가동되었으며 2000년 7월 말 현재까지 무정지 운영을 하고 있어 1세대 클러스터의 안정성과 실용성을 증명하였다. 또한 클러스터를 세계 최초로 예보현업에 실용화 하였다는 측면에서 높이 평가받고 있다.

LAPS & DPMM domains of Halla Short Range Prediction System

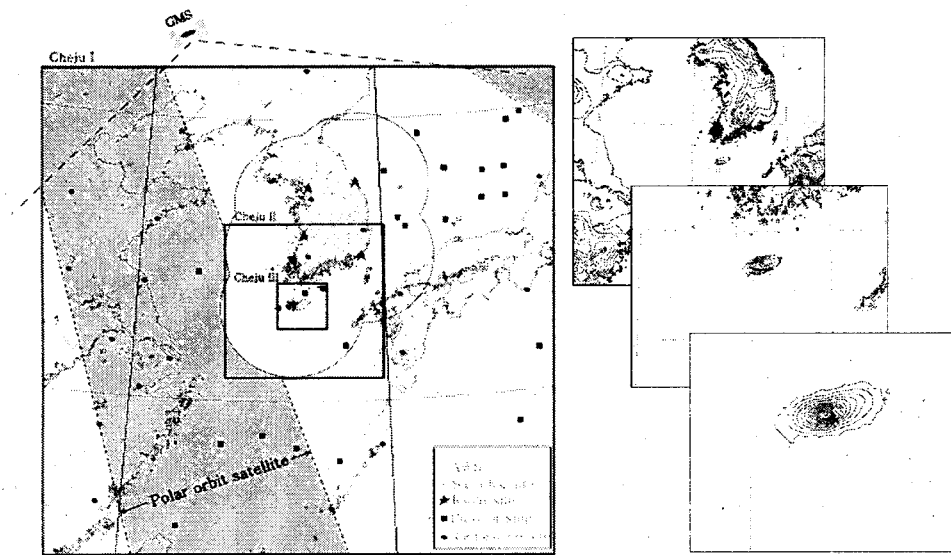


Fig. 3.3.15. Domain of Halla Short Range Prediction System.

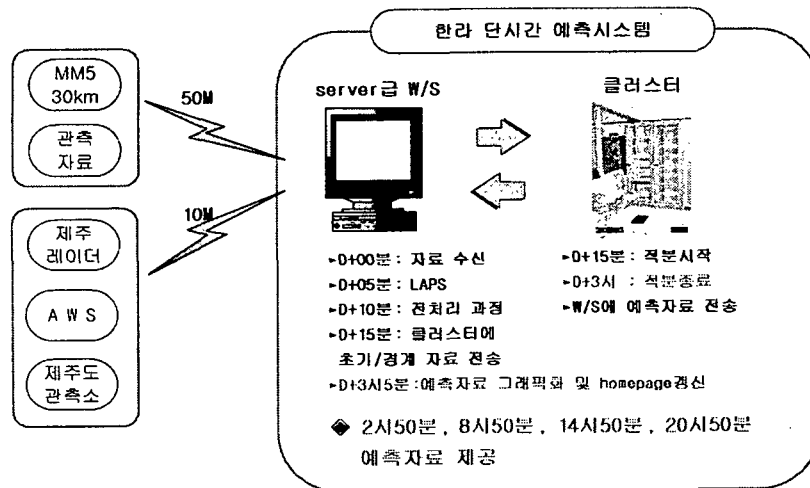


Fig. 3.3.16. Time schedule of Halla Short Range Prediction System (HSRPS) under the 1st generation Cluster.

## 마. 2세대 클러스터의 구성 및 성능평가

### (1) 2세대 클러스터의 필요성

1세대 클러스터를 제주청 한라단시간 예측시스템에 적용한 결과 안정성과 실용성이 확보되었다. 그러나 중규모 기상재해의 발생이 평균 2~3 시간 짧은 수명을 가지게 되므로 중규모 기상재해 예측은 재해발생전 최소 1~2시간 이내에는 이루어져야 하므로 1세대 클러스터를 이용한 현행 1일 4회의 예측도 고무적이지만 다소의 계산적인 한계가 있다. 다시말해서 중규모 기상재해 예측에 필요한 선행시간의 충분한 확보를 위해서는 일련의 예측과정이 1시간이내에 종료되어 사전 통보가 이루어져야 함을 의미한다. 따라서 중규모 기상재해 예측의 선행시간 확보와 예측영역의 확장을 위해서는 1세대 클러스터의 범용장비 사용에 따른 문제점을 해결하고 클러스터의 노드의 확장성을 고려하여 2세대 클러스터의 구축과 보다 진보된 클러스터 관리 기법의 개발이 필요하였다.

### (2) 2세대 클러스터의 구성

1세대 클러스터의 성능평가에서 지적한 바와 같이 병렬 기상모델에서 노드간의 통신이 전체 성능에 큰 영향을 주게 되는데 슈퍼 컴퓨터급의 고성능 컴퓨터들은 계산과 통신의 최적화(계산 대 통신 비)가 매우 잘 되어 있지만 버스를 사용하는 현재의 클러스터 시스템들은 이런 것을 고려하지 않고 있다.

2세대 클러스터에서 사용한 네트워크 장비는 Myrinet SAN(System Area Network)으로 Myrinet은 일반적인 네트워크라기 보다는 초고속 병렬 슈퍼컴퓨터에서 볼 수 있는 내부 접속 네트워크에 가까운 성질들을 많이 가지고 있어 계산 대 통신비의 획득에 유리하다. 또한 다양한 통신형태를 지원(any topology acceptable)하며 진보된 통신방법(wormhole routing, switch concept 등)을 가지고 있으며 통신 형태와 방법을 사용자가 선택할 수 있도록 유연성을 부여하고 있어 병렬기상모델의 특성에 적합한 통신형태와 통신방법을 적용할 수 있다.

2세대 클러스터의 특성을 Table 3.3.10에 요약하였다. Linux 커널은 1세대 클러스터와 동일하나 각종 Linux 배포본을 사용하여 클러스터를 구성해본 결과 중규모 기상모형에는 Mandrake 배포본이 가장 우수한 것으로 나타났다. 일반적으로 많이 사용하는 Redhat 6.1과 Mandrake 6.1을 비교하여 약 15%의 속도 향상되는 것으로 나타났다. 메시지 패싱 라이브러리의 경우에는 MPICH가 7층 구조를 가지고 있어 다소 복잡한 반면 Myrinet에 최적화된 'MPICH over GM'은 단일층 구조로 단순화되어 있어 보다 우수한 성능을 보이고 있었다. 또한 통신부하를 줄이기 위해서

NFS(network file system)을 범용 네트워크인 ethernet으로 분리하고 Myrinet을 계산 전용으로 활용할 수 있도록 구성하였다. 이러한 구성은 Myrinet에 이상이 발생할 경우 ethernet으로 전환할 수 있게 되어 클러스터 네트워크의 안정성을 확보하는데 크게 기여하게 되었다.

**Table 3.3.10.** Characteristics of 2nd generation cluster

Hardware		Software	
CPU	Pentium III 866 Mhz×16 (700 Mhz × 32)	Kernel	Linux 2.2.13-tcpfix (Mandrake 6.1)
internal cache	256 Kb	Language	Portland Group pgf77, pgf90, pgcc
RAM	256 Mb		
Network	SAN interface Ethernet (100 Mbps)	Message Passing	MPICH, MPICH over GM
Switch	Myrinet SAN Switch Ethernet Switch	Math Library	BLAS, LAPACK, FFT

(3) 한라 단시간 예측시스템을 이용한 2세대 클러스터의 성능평가

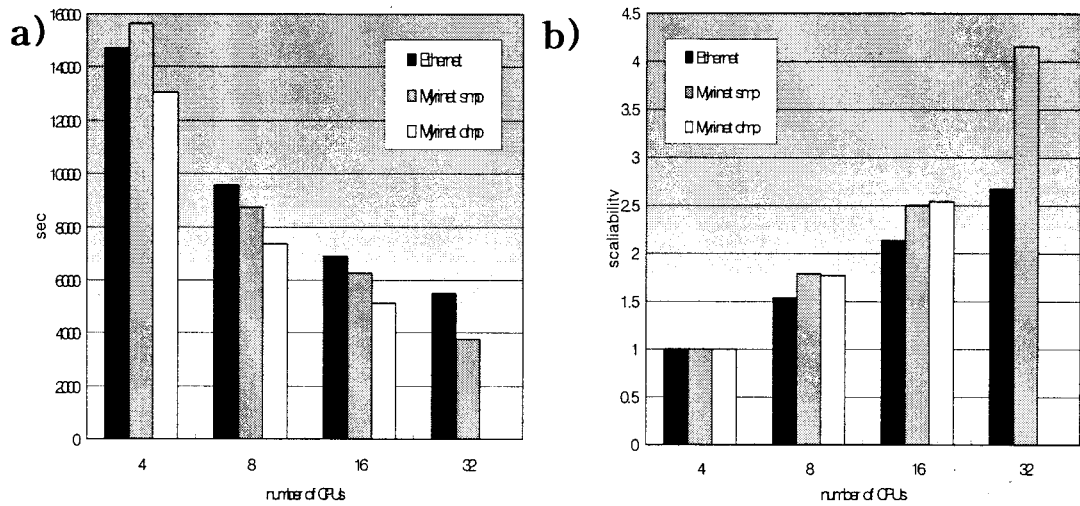
2세대 클러스터의 성능 평가는 BMT(benchmark test)용으로 구성된 2세대 클러스터 (Pentium III 700Mhz 16노드: 2개의 CPU)에서 실시되었다. 성능평가는 한라 단시간 예측시스템과 동일한 초기화 과정을 이용하여 수행되었으며 2000년 7월 10일 0000UTC의 사례로 21시간 적분을 하였다. 한라 단시간예측시스템의 영역은 두번의 동지화 과정을 거치므로 네트워크의 부하가 매우 크다.

성능평가의 항목은 ethernet(100Mbps)과 Myrinet의 성능을 비교와 더불어 MPICH over GM에서 지원하는 directcopy의 성능을 알아보기 위하여 공유메모리 방식(SMP, shared memory process)도 함께 비교 하였다.

Fig. 3.3.16은 Ethernet 클러스터와 Myrinet 클러스터의 분산 메모리 방식(Distributed memory processor, DMP)과 공유메모리방식(Shared Memory Processor, SMP)에 대한 성능평가 결과를 수행시간과 확장성(scalibility)로 나누어 각각 나타내었다. 여기서 32개의 CPU에 대한 결과는 SMP의 결과를 나타낸다.

Fig. 3.3.17a에서 16개의 CPU를 사용하였을 경우 Ethernet은 1.92시간, Myrinet SMP는 1.7시간, Myrinet DMP의 경우에는 1.43시간이 각각 걸리는 것으로 나타났다. 4개의 CPU를 사용할 경우에는 Myrinet SMP가 시간이 가장 많이 걸렸으나 8개 CPU이후부터는 Myrinet DMP, Myrinet SMP, Ethernet 순으로 실행시간이 적게 걸리는 것으로 나타났다. Fig. 3.3.16b에는 각각의 클러스터 구성에 대해 CPU 4

개를 사용하였을 경우를 기준으로 하여 상대적인 확장성을 나타내었다. 16개의 CPU를 사용한 경우 Ethernet의 확장성은 2.14이며, Myrinet DMP의 확장성은 2.54로 Myrinet이 우수하게 나타났다. 특히 주목할 만한 것은 Myrinet SMP의 경우 32개의 CPU를 사용할 경우 확장성이 4.15로 16개를 사용할 때와 비교하여 확장성이 현저하게 증가함을 알 수 있다.



**Fig. 3.3.17.** Benchmark of a) Wall clock time and b) scalability using Ethernet. Myrinet DMP Cluster and Myrinet SMP Cluster (dual processor for each node) with MPICH and 'MPICH over GM'.

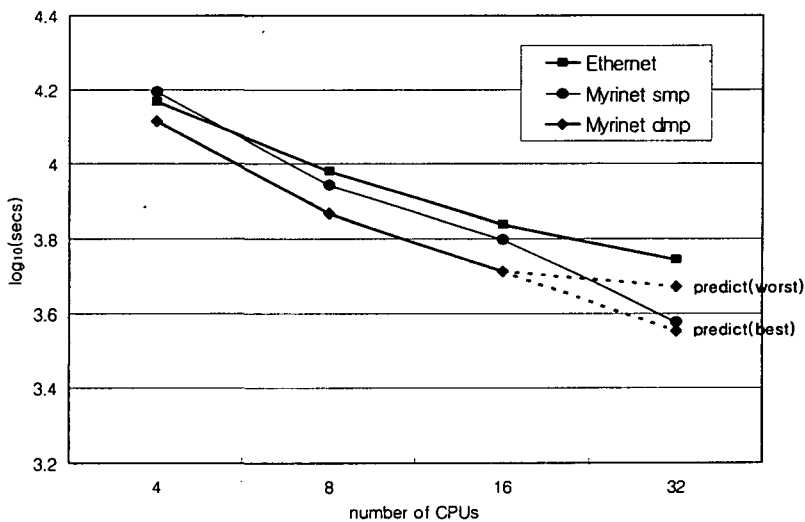
Table 3.3.11에는 각각의 CPU 수에 대한 Ethernet에 대한 상대적인 실행시간비를 나타내었다. 16개의 CPU를 사용할 경우 Myrinet DMP가 Ethernet의 경우에 비해 34% 정도 실행속도의 향상이 있었음을 보여주었다. Myrinet SMP의 경우에는 16개의 CPU를 사용할 경우에는 10%의 증가를 예상하였으나 32개의 CPU를 사용할 경우 약 46%로 현저하게 증가함을 보인다. 이는 32개의 CPU를 사용할 경우 SMP의 특성상 dual CPU상에서 공유하는 메모리량이 반으로 줄어들어 따라 MPICH over GM에서 사용한 directcopy에 의한 SMP의 효율이 높아졌음을 의미한다.



**Table 3.3.11** Wall-clock ratio of Myrinet cluster (SMP, DMP) versus Ethernet of each number of CPUs.

#CPUs	Ethernet	Myrinet SMP	Myrinet DMP
4	1	0.94	1.13
8	1	1.09	1.29
16	1	1.10	1.34
32	1	1.46	-

Fig. 3.3.18에는 Myrinet 16 port switch를 사용할 경우 Myrinet SMP의 효율을 알아보기 위하여 Myrinet DMP의 경우를 32port를 사용하였을 경우의 예측결과를 나타내었다. 가장 좋게 예측한 경우는 8개의 CPU에서 16개의 CPU로 갈때의 확장성을 선형적으로 예측하였을 경우이며, 나쁘게 예측한 경우는 4개의 CPU에서 16개의 CPU로 갔을 때의 확장성의 감쇄를 고려한 경우를 나타낸다. 그 결과에서 Myrinet SMP의 경우의 Myrinet DMP를 32개의 노드로 확장하였을 경우 예측된 이상적인 값에 매우 근접하여 Myrinet SAN의 대역폭을 충분히 활용하고 있음을 알 수 있다. 이 결과는 Myrinet을 사용한 SMP는 중규모 예측모형의 적분영역의 크기를 적절히 조절하여 공유메모리 영역에서의 부하를 충분히 감안한다면 Myrinet DMP를 사용할 경우 노드 확장으로 인한 경비를 최소화 할 수 있음을 의미한다. 이 연구 결과는 향후 중규모 기상모형의 예측목적과 예산에 맞는 적절한 규모의 클러스터 구성에 좋은 지침으로 사용할 수 있을 것이다.



**Fig. 3.3.18.** Same as Fig. 3.3.16a except wall clock time prediction of Myrinet DMP using 32 CPUs.

#### (4) 웹 기반의 클러스터 모니터링 기법 개발

웹기반 클러스터 모니터는 클러스터 내의 각 프로세서들의 운영 형태를 한 곳에 모아서 쉽게 모니터 하기 위하여 웹상에서 그래픽을 이용하여 다음의 정보를 사용자에게 실시간으로 보여 주는 프로그램이다. 현재 이용 가능한 정보는 swap space 및 free swap space, main memory 및 free memory space, number of users, CPU load, 누적된 CPU load 등 이다(Fig. 3.3.19).

Linux 운영체제에서는 시스템에 관한 정보가 /proc 디렉토리에 실시간으로 기록된다. 우선 클러스터의 각 노드(프로세서)는 데몬(daemon)의 형태로 시스템 데이터를 읽어서 전달해 주는 서버 프로그램을 수행한다. 웹 서버는 cgi-bin 프로그램을 이용하여 일정한 주기로(현재 5초 간격) 각 노드에 시스템 정보를 요청하는 클라이언트로서 정보를 요청한다. 이 때 각 노드의 데몬 프로그램은 실시간으로 요청한 정보를 클라이언트(웹서버)에게 전달하며, 웹서버는 필요한 시스템 정보를 전달받은 후 그 정보를 가공하여 화면에 나타낸다. 따라서 접근할 수 있는 네트워크가 존재만 한다면 언제, 어디서나 클러스터의 운영 상황을 모니터할 수 있게 된다.

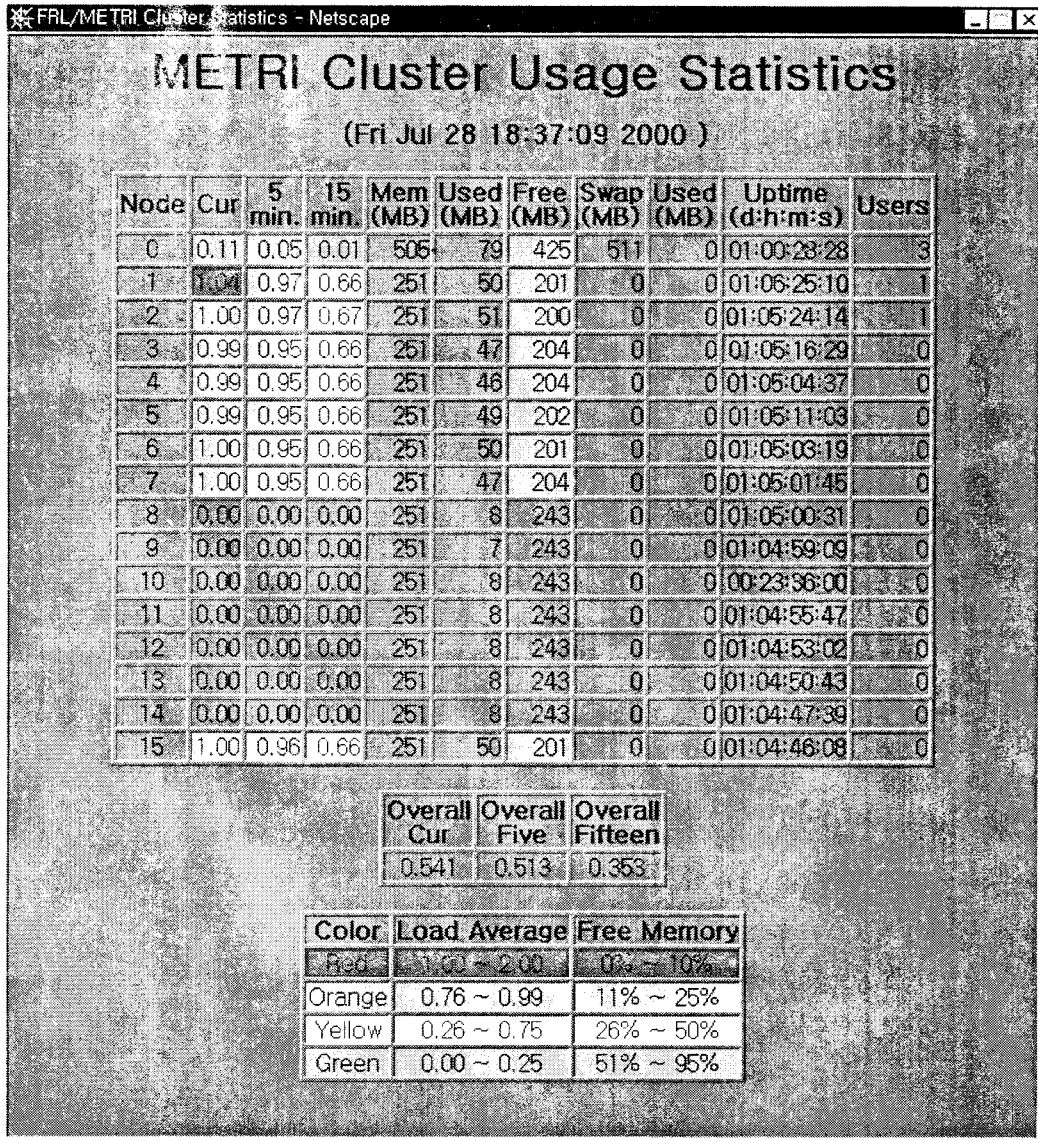


Fig. 3.3.19. Cluster usage statistics base on Web.

## 제 4 절 태풍진로 예측모델 및 태풍예보 전문가 시스템 개발

### 1. 순업 태풍모델 BATS의 개선 및 태풍진로예측을 위한 전문가시스템 개발

#### 가. BATS 모델의 개선

현재 기상청의 태풍예보용 수치모델중 하나인 BATS (Barotropic Adaptive-grid Typhoon Simulation) 모델은 본인과 기상청의 공동연구의 결과로 1996년에 시개발된 것으로 1995년 1996년 몇개의 태풍사례에 시험적용하여 경쟁력이 있는 것으로 판단되어 1997년부터 현업에 가동되고 있다. 하지만 개발기간이 너무 짧아 아직도 개선할 점이 몇가지 대두되어 다음과 같은 개선 시도를 하였다. 첫째, 새로이 보다 안정적인 적응격자 생성방식에 대해 조사해 보았다. 둘째, GFDL 모델의 초기장을 BATS모델에 사용해 보았다. 마지막으로 모델의 지향류 부분을 강화하였다.

#### (1) 1997년도 현업결과 분석

1997년 현업에 가동된 태풍중 총 10개 태풍에 대해서 분석하였다. KTM은 00, 12UTC에 GFDK는 06, 18UTC에 가동되며 BATS는 매 6시간 가동된다. 그래서 전체 예보사례중중 모델간 성능비교를 위해 00, 12UTC에는 KTM과 BATS가 예보를 성공적으로 생산해 내었을 때, 06, 18UTC에는 GFDK와 BATS가 성공적으로 예보를 하였을 때를 택하여 총 132회의 예보사례를 택하였다.

예보시각을 가리지 않고 전체 사례에 대한 각 예보시간별 예보오차의 비교가 Table 3.4.1에 나와있다. GFDK가 명성그대로 가장 적은 예보오차를 내었다. 그리고 BATS와 KTM 순서로 오차가 크게 나왔다. 하지만 00, 12UTC에 BATS와 KTM의 비교, 06, 18UTC에 BATS와 GFDK를 비교해 보면 BATS의 결과와 타 모델의 결과가 그리 큰 차이를 보이지 않았다 (Table 5.1.2). 그렇다면 GFDK의 예보가 KTM의 예보보다 우월했다고 말할 수 없으며 KTM과 GFDK의 큰 결과는 모델의 초기장을 이루는 전구분석장의 차이에 기인한다고 볼 수 있겠다. 따라서 00, 12UTC에서 전구분석장을 개선함으로써 전반적인 태풍진로예측을 개선할 수 있을 것으로 기대한다. 또한 어느 모델 예외 없이 48시간의 예보와 60시간의 예보에서 가장 큰 차이를 보이고 있는데 아마도 경계자료를 개선해야 할 것으로 생각된다.

Table 3.4.1. Errors in km for three typhoon model. The numbers in the parentheses are number of forecast.

MODEL	12h	24h	36h	48h	60h
BATS (132)	96.5	167.3	251.7	359.1	496.4
GFDK (63)	91.1	148.6	211.5	283.5	395.6
KTM (69)	85.9	170.3	274.1	401.1	569.2

Table 3.4.2. Errors in km of BATS model for 00, 12 UTC and for 06, 18 UTC.

MODEL	12h	24h	36h	48h	60h
00, 12 UTC	101.7	184.0	282.6	403.4	572.8
06, 18 UTC	90.9	148.9	216.7	310.1	412.4

## (2) 방법 및 결과

### (가) 새로운 적응격자 생성

우선 현재 적응격자 생성 알고리즘인 Eiseman 방식 (Eiseman, 1986)은 비교적 안정되고 빠른 시간내에 적응격자를 생성해 낼 수 있다는 장점이 있지만 강한 적응도 (strong adaptivity)의 문제에서 격자의 직교성을 쉽게 잃어 버린다는 단점이 있다. 따라서 보다 안정적인 격자생성 알고리즘을 개발할 필요성이 있다고 판단하였다. 새로운 적응격자를 line-by-line equidistribution 방식 대신 1차원적 등면적법 개념의 등배치를 사용하여 새로운 격자를 생성해 내었으나 태풍이 모델 boundary 에 가까와지면 불안정성이 나타나 실제 사용에 문제가 있을 것으로 나타났다(Fig 3.4.1).

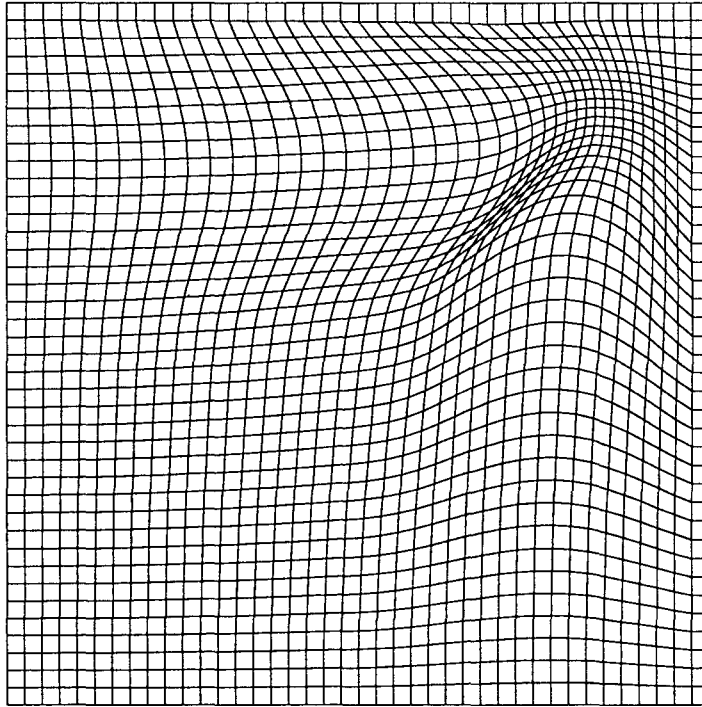


Fig 3.4.1. Grid distribution for the new area equidistribution method.

(나) GFDL모델 초기자료의 사용

현재 전세계에서 가장 성능이 뛰어난 GFDL모델의 (Kurihara 등, 1992) 첫째 장점은 초기화과정에 있다고 본다. 태풍을 보거스하는 과정에서 모든 가능한 정보를 활용하여 실제와 가장 가까운 태풍을 만들어 내는 것이다. 기상청 수치예보과에서 GFDL모델의 수행도중 첫부분인 초기화 과정이 끝나면 초기자료를 연직적분하여 BATS모델 영역에 맞추어 자료를 입수한다. BATS의 기존의 경계자료와 함께 60시간 예보를 수행하여 결과를 비교해 보았는데 신통치 않은 결과를 얻었다. 이는 아마도 분석이 잘못되었거나 기존의 경계장과 불일치에서 오는 결과가 아닌가 생각된다. Table 3.4.3에 결과를 보였다.

Table 3.4.3. Forecast errors of the BATS model when the intial state are taken from the GFDK model.

MODEL	12h	24h	36h	48h	60h
BATS	92.3	194.3	329.1	486.9	637.2
GFDK	90.6	162.9	255.9	366.1	550.9

(다) 지향류 강화 실험

태풍모델의 진로 예측 결과는 초기의 지향류에 많이 좌우된다. BATS모델을 수행하는데 필요한 초기장을 마련하는데 필수적인 지향류는 RSMC Tokyo에서 GTS 망을 통해 발송하는 전문에서 16방위로 보고되는 past 6 hour motion을 사용한다. 현재까지는 그것을 그대로 사용하였는데 실제 모델 결과는 보고된 지향류의 방향으로 초기이동이 이루어 지지 않는다. 따라서 본 연구에서는 12시간의 시간 간격을 주고 모델을 12시간동안 수치예보한다. 12시간후의 모델이 예보한 태풍의 이동상황과 상이할 경우 (거의 모든 경우에 그러함) 주어진 지향류와 실제 이동 벡터와의 차이를 구해 새로운 지향벡터를 구한다. 이 새로운 지향벡터를 다시 초기 상태에서 사용하여 태풍모조화 과정에 첨가하여 새로운 초기장을 구한다. 이 모델을 BATS-98이라 명명하고 이 BATS-98을 1997년도 132회의 태풍예보 사례에 적용해 본 결과 36시간 이내에서 매우 우수한 결과를 얻을 수 있었다. Table 3.4.4에 12시간별 예보오차를 보였다.

Table 3.4.4. Forecast errors in km of BATS-97, BATS-98

MODEL	12h	24h	36h	48h	60h
BATS-97	96.5	167.3	251.7	359.1	496.4
BATS-98	82.1	157.3	240.5	352.9	495.3
BATS-CLPR	82.3	153.9	244.4	355.2	491.1

또한 RSMC에서 보고되는 지향류는 단순히 past 6 hour motion을 16방위로 나타낸 것으로 6시간동안의 PER (Persistence) 벡터이다. 여기에 CLIPER (Climatology and Persistence)의 개념을 도입해서 6시간동안의 CLIPER 예보벡터를 지향류로 사용하여 전술한 실험과 동일한 실험을 수행하였다. 그 결과가 Table 4의 BATS-CLPR에 보여있다. BATS-98과 거의 비슷한 결과를 얻었다. CLIPER방식은 예보를 수행하기전 최소한 태풍이 24시간 전부터 존재하여 과거 5회의 정보가 있어야 가동할 수 있다는 단점과 함께 기상청에서 현업을 수행하는 과정에서 있을지 모르는 실시간 현업의 사고 시 대처하기 어렵다는 단점을 고려할 때 BATS-98이 현업에서 사용하기에 좋을 것으로 본다.

나. 태풍 진로예측을 위한 전문가 시스템 개발 - 기상분석 지식베이스 구축

예보관이 태풍의 진로를 예상하는 과정을 생각해 보자. 우선 태풍과 주변 종관 상태를 살펴게 된다. 태풍 주변의 고기압과 저기압의 위치를 파악하고 태풍

이 어느 종관 시스템의 영향을 받을 것인가에 대해 판단할 것이다. 또한 과거 경험에 비추어 볼 때 어떠한 경로로 진행할 것이라는 그림을 그릴 것이다. 여기에다 수치모델의 예상진로를 참조하게 된다. 수치모델이 여러 개가 있을 수 있으므로 다양한 수치모델 결과 중 어떤 것이 최적일 것이라는 나름대로의 판단을 하게 된다. 장기적으로 보자면 어느 한 모델이 다른 모델들 보다 예보성능에서 우수할 지라도 개별적 태풍사례에 대해서 항상 수월성을 보일 수는 없다. 따라서 예보관은 어떤 경우에 어떤 모델의 성능이 좋았다는 모델에 대한 또 다른 경험을 필요로 하게 된다. 이 연구에서 개발하려는 전문가 시스템은 이러한 대부분의 과정을 객관화하여 예보업무에 도움이 되도록 하려는 것이다.

태풍의 진로는 계절적으로나 위치적으로 다를 수 있고 여러 가지의 변수에 의해 이상 진로로 진행하여 예보자들을 곤혹하게 하는 경우도 있다. 하지만 면밀히 살펴보면 아무리 이상진로로 진행하는 태풍의 경우라도 그렇게 진행할 수밖에 없는 종관적인 이유가 있는 것이다. 태풍의 진로는 대개 종관적 상태와 관련되어 있으므로 태풍의 진로를 종관상태와 연관지어 몇가지로 유형화한다. 또한 한 유형에서 다른 유형으로 변화하는 몇 가지의 전이과정도 유형화한다. 그러면 대부분의 태풍이 이미 구분된 유형에 속하게 되어 앞으로의 진로나 혹시 있을 진로의 변화를 미리 짐작하는 데 도움을 줄 수 있게 된다.

#### (1) 종관 패턴 유형

태풍의 주변 종관장을 조사해 보면 S 패턴, P 패턴, G 패턴, M 패턴으로 크게 4 가지로 구분할 수 있다. 각 패턴마다 태풍이 위치해있는 지역별로 구역을 구분한다. S 패턴은 (Fig 3.4.2) 중위도 고압대가 길게 동서로 늘어져 있는 상황을 말한다. 고압대는 연결되어 있을 수도 있고 중간에 약한 기압골로 서로 떨어져 있을 수도 있다. 태풍이 고압대의 남쪽에 있다면 고압대의 고기압성 순환에 의해 서진하는 경향을 띄게 된다. 이 경우를 DR(Dominant Ridge) 구역이라고 한다. S패턴의 DR구역에서 서진하는 태풍은 간혹 중간의 약한 기압골을 따라 북서진할 수도 있는데 이 구역을 WR (Weakened Ridge)이라고 한다. WR 구역에서 태풍이 계속 북진하면 전향점을 지나 고압대 북쪽에 위치한 중위도 편서풍대의 영향을 받게되어 북서진·서진하려는 경향이 뚜렷하게 된다. 이 편서풍대의 영향을 받는 구역을 MW(Midlatitude Westerly)라고 한다. 한편 WR 구역에서 고압대의 영향이 강해져서 다시 남서진·서진하여 DR구역으로 진행할 수도 있다.



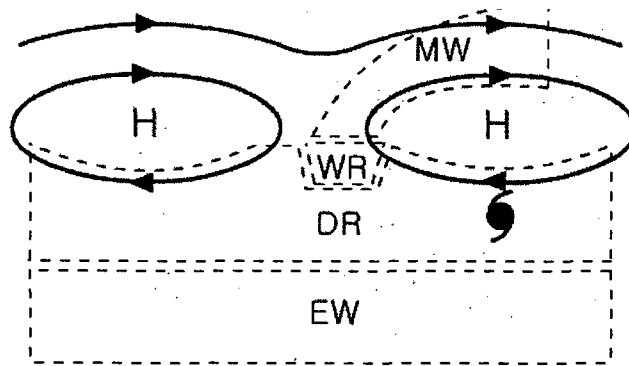


Fig 3.4.2. S pattern and the associated regions

중위도 고기압이 남북으로 길게 놓여 있고 태풍이 그 왼쪽에 놓여 있다면 태풍의 진로는 북진하려는 경향이 있게 마련이다. 이러한 경우를 P(Poleward) 패턴으로 구분한다 (Fig 3.4.3). P 패턴에는 북진성향의 PO 구역과 계속 북진하다 보면 고압대 북쪽의 중위동 편서풍의 영향을 받게 되는데 이 구역을 MW 구역으로 한다.

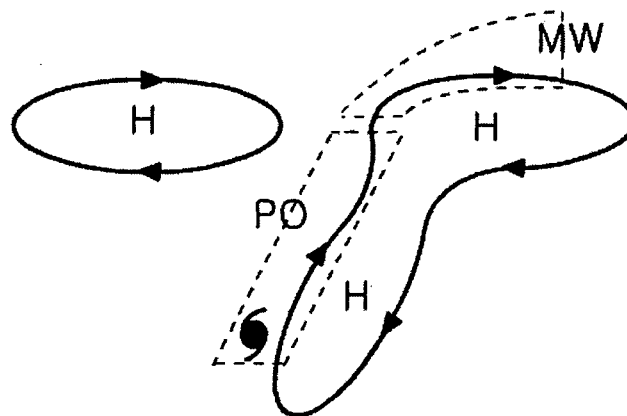


Fig 3.4.3. Poleward pattern and the associated regions

한편 북반구 여름철에 북서태평양상에서만 발생하는 현상으로 대규모의 저기압성 소용돌이가 있다. 태풍은 아니나 소용돌이의 자체 강도가 대단하며 그 수평규모는 위·경도 거리도 약 20도 정도의 크기의 저기압이다. 이 저기압 주변에서 태풍이 발생하기도 한다. 위성의 구름 영상에서 보면 이 경우 낚시 바늘 모양의 구름대가 남쪽 내지 남동쪽에 발견되며 이 구름대가 태풍으로 발달할 수도 있으며 이 소용돌이 자체가 태풍으로 발달하기도 한다. 이 대규모의 저기압을 몬순자이어라 일컫는다(Lander, 1994). Fig 3.4.4에 몬순자이어의 예를 보였다.

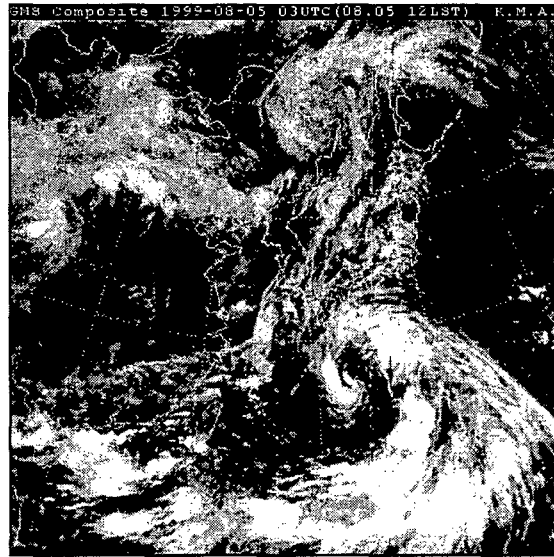


Fig 3.4.4. Satellite image of 1999080503 showing the monsoon gyre.

몬순자이어가 발생하면 주변은 상대적으로 고기압이 자리잡게 된다. 이같은 몬순자이어의 오른쪽에 태풍이 있을 때 태풍은 몬순자이어의 영향으로 북진하게 되며 (PO 구역) 북진하다가 태풍은 계속 북진을 계속하여 MW구역으로 진행할 수도 있고 몬순자이어의 북서쪽의 고기압과 몬순자이어의 영향으로 방향을 틀어서진을 할 수도 있다 (DR 구역). 이 상황을 Fig 3.4.5에 보였다.

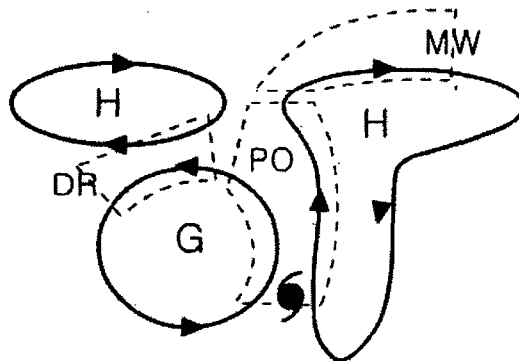


Fig 3.4.5. G pattern and the associated regions.

두 개의 태풍이 중위도 고압대 남쪽에 위치하는 상황이 있을 수 있다(Fig 3.4.6). 이 경우 특히 오른쪽/왼쪽 태풍은 왼쪽/오른쪽의 태풍과 오른쪽/왼쪽의 고기압의 영향으로 북/남진하려는 경향을 얻게 된다. 이러한 경우를 M 패턴이라고 한다.

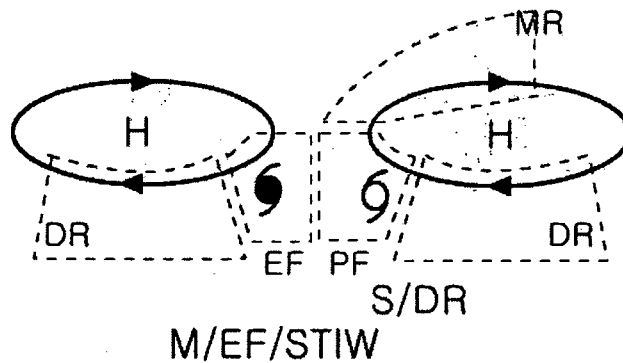


Fig 3.4.6. M pattern and the associated regions.

## (2) 전이과정의 유형분류

태풍의 진로는 주변장에 일방적으로 영향을 받는다는 것이 일반적인 개념이었다. 하지만 최근의 연구에 의하면 태풍의 크기에 따라 역으로 태풍이 주변장에 영향을 주어 주변장을 바꿀 수도 있다 (Carr 등, 1997). 따라서 태풍이 한 패턴/구역에서 다른 패턴/구역으로 변화하는 전이과정은 종관장 자체가 시간에 따라 바뀌는 경우도 있을 수 있고 태풍과 종관장의 상호작용에 의해서 변할 수도 있다. 중요한 몇가지의 전이과정의 예를 들면 다음과 같다.

### (가) RMT (Ridge Modulation by TC)

태풍과 같은 대규모 소용돌이는 배경류가 없을 경우에 북서진을 하게 되는데 이를 베타표류라고 한다. 이는 태풍이 비선형적인 이류과정과 베타효과로 인해 태풍을 이동시키는 2차 순환을 생성해 내며 이 순환은 태풍의 북동쪽에 중심을 둔 고기압과 남서쪽에 중심을 둔 저기압으로 이루어진 쌍극자 형식의 양상을 띄게 되는 소위 베타자이어라고 하는 것이다. 또한 이것과는 달리 태풍은 진행방향의 반대쪽으로 에너지 분산에 의해 파동을 만들어 낸다. 따라서 태풍의 진행방향의 반대쪽에 2차적인 고기압이 형성되는데 태풍의 범위가 클수록 이 고기압의 강도는 커진다. 예를 들어 S/DR 상태에 있는 큰 범위의 강한 태풍이 주변고기압을 만들어 내고 있는 상황에서 이 부차적인 주변고기압이 기존의 북쪽의 중위도 고기압과 합쳐져서 남북으로 길게 늘어선 고기압이 될 수 있다. 이 경우 S/DR 상태에서 서진하던 태풍이 방향을 틀어 북진하는 경우가 되며 후에 P/PO의 종관상태에 놓이게 된다. 이같은 과정을 RMT라고 구분한다 (Fig 3.4.7).

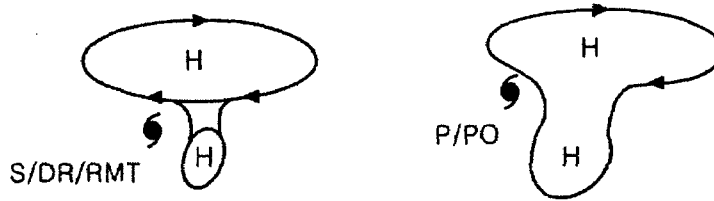


Fig 3.4.7. S/DR changes to P/PO through RMT(Ridge Modulation by TC)

(나) RTF(Reverse Trough Formation)

RTF는 RMT와 비슷한 과정의 전이과정을 말하는데 단지 2개 이상의 태풍이 관련되어서 기압골이 남북으로 길게 늘어진 상태를 말한다. 이 경우 태풍은 진행하던 방향에서 남북으로 늘어진 기압골을 따라 북쪽으로 이동하게 된다. Fig 3.4.8에 RTF 과정의 모식도가 보여있다.

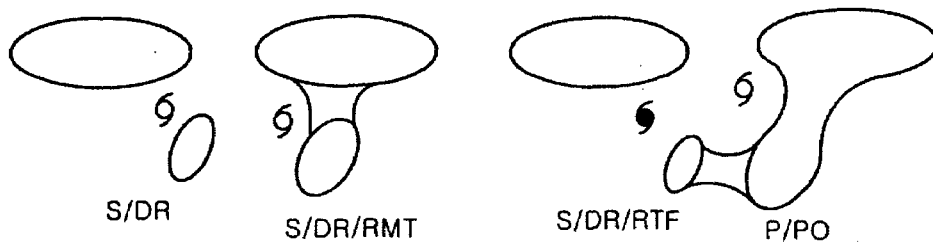


Fig 3.4.8. Reverse Trough Formation.

왼쪽 패널의 서쪽 태풍은 북쪽의 고기압 남쪽을 따라 서진을 하거나 머뭇거리고 있는 상태이다. 이때 동쪽의 태풍이 빠르게 접근해 오면서 RMT가 발생하는 상황이다. 이후 동쪽의 태풍은 P/PO로 바뀌면서 아래쪽의 고기압과 서쪽 태풍의 오른쪽에 위치한 작은 고기압이 합쳐지면서 동시에 남북으로 (통상의 동서 내지는 북동-남서쪽으로 저위도에 걸쳐있는 기압골과 반대인 상태, 즉 reversed) 기압골이 길게 늘어서게 된다. 따라서 태풍은 기압골을 따라 북진 내지 북동진하는 상황이 된다.

(다) ITIE (Indirect Tc Interaction on Eastern TC)

태풍이 S 패턴에서 서진하고 있을 때 또 다른 태풍이 동쪽에서 접근하는 상황이다. 서쪽 태풍이 강도가 강하여 꼬리 고기압을 강화하여 (RMT 발생) 주변의 환경을 P 패턴으로 변화시킨다. 그러면 동쪽에서 서진하던 태풍을 갑자기 남

진하도록 영향을 미친다. 이런 경우를 간접적인 태풍의 상호작용이라고 해서 ITIE라고 한다 (Fig 3.4.9)

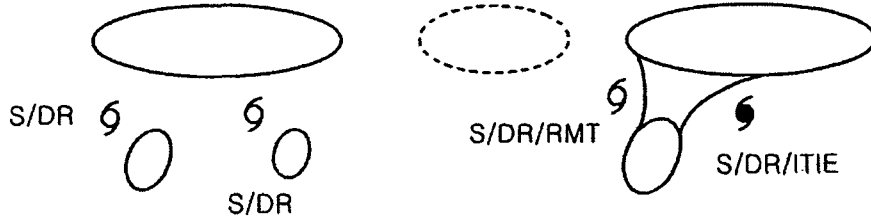


Fig 3.4.9. Indirect TC interaction on Eastern TC (ITIE)

(라) ITIW (Indirect TC Interaction on Western TC)

태풍이 P패턴 PO구역에서 북진하고 있는 상황이다. 이때 오른쪽에서 강한 태풍이 빠르게 서진하면서 남북으로 길게 늘어선 기압능을 약화시켜 둘로 가른다. 따라서 북진하던 서쪽 태풍은 방향을 왼쪽으로 틀게 된다. 이 경우 오른쪽에 있는 태풍이 서쪽 태풍의 진로에 간접적인 영향을 미친다고 해서 ITIW라고 한다 (Fig 3.4.10).

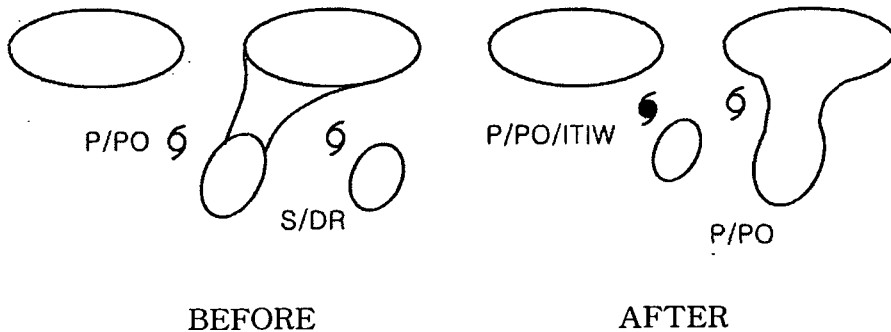


Fig 3.4.10. Indirect TC Interaction on Western TC

(마) 기타 전이과정

상기의 전이과정 이외에도 2개의 태풍간의 직접적인 상호작용인 DTI(Direct TC Interaction), 중위도 고기압의 급작스런 변화, 즉 주변장의 변화에 의해서 태풍의 진로가 바뀌는 SRM(Subtropical Ridge Modulation) 등이 있다. 자세한 내용은 Carr 등(1997)을 참조하기 바란다.

(3) 태풍진로 분석 도구 TAPS

상기와 같이 태풍의 현상황을 진단하고 분석하여 패턴/구역/전이과정을 결정

할 수 있는 도구 TAPS(Typhoon Analysis and Prediction System)를 개발하였다. 이 프로그램은 인터넷 웹브라우저 상에서 수행되도록 짜여졌으며 현재 공주대학교 대기과학과 웹페이지에 올려져 있다 (<http://atmos.kongju.ac.kr>). Java 언어로 쓰여져 있기 때문에 client에 java plug-in (version 1.2)이 필요하다. 또한 User ID와 Password를 필요로 한다. 대개 web browsing을 하다보면 한 화면에 많은 정보를 놓고 보아야 할 경우가 있다. 그렇지 못할 경우에는 앞뒤로 화면이동을 하면서 필요한 내용을 머리 속에 기억해야 하는 불편함이 있다. 이 태풍분석은 특히 여러 정보를 한꺼번에 볼 수 있어야 하므로 이 TAPS 도구에서는 한 화면에 많은 정보를 볼 수 있도록 창을 넷으로 나누어 각 창마다 필요한 정보를 끌어 볼 수 있도록 하였다.

Fig 3.4.11은 TAPS 의 초기화면이다. 태풍이 없을 경우에 상단 두 창에 NoTyphoon.gif를 보인다. 맨 상단에 분석시각을 조절하는 시간버튼과 필요시 수작업을 할 수 있는 기능을 두었다. 좌상 창에는 각 고도별 유선장과 15kt, 30kt의 등풍속선을 shading으로 보인다. 또한 850-200 hPa 고도평균값, 6시간변화도, 과거 48시간동안의 변화를 동화상으로 볼 수 있는 기능을 두었다. 좌하 창에는 태풍이 있을 경우에 태풍 리스트를 볼 수 있게 하였다. 우상 창에는 과거 72시간동안의 태풍의 진행경로를 표시하였다. 우하 창에는 태풍의 정보를 텍스트로 볼 수 있게 하였다. 또한 최대풍속, 중심시도, 30kt 반경의 시간변화를 좌하창에 볼 수 있다. 그리고 우상의 창 중에서 평가를 선택하면 분석시각의 모든 창에 있는 정보를 종합하여 분석자가 현재 태풍진로를 결정하는 패턴/구역/전이과정을 메뉴방식으로 선택·입력할 수 있게 된다.

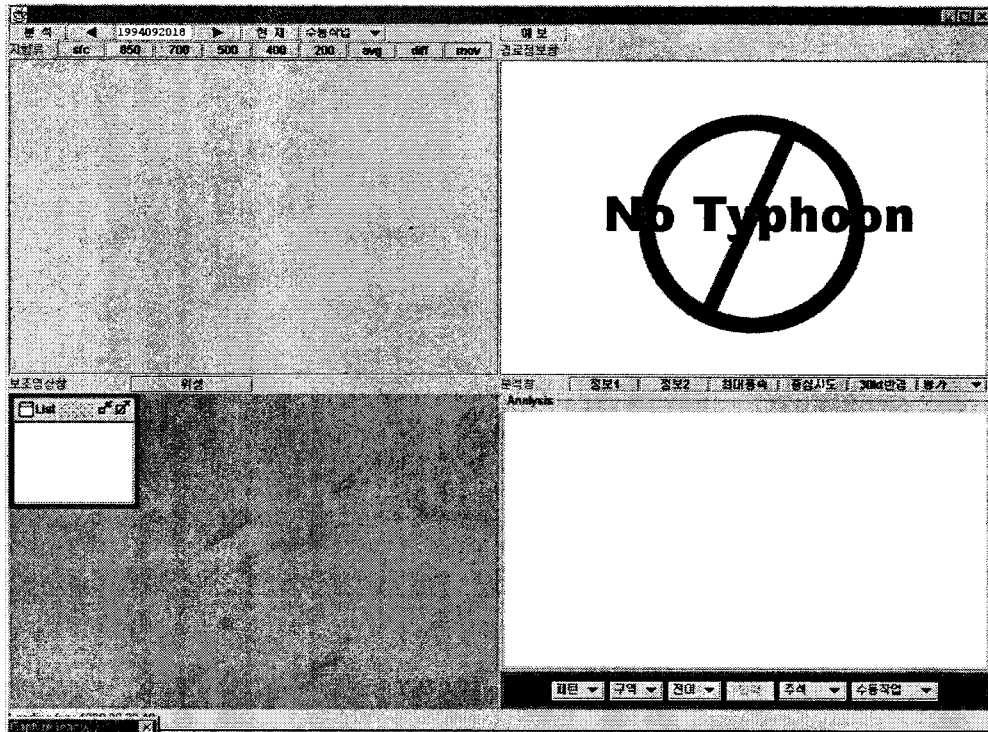


Fig 3.4.11. TAPS 분석 초기화면

이 도구를 사용하여 1994년 7월에 발생하여 대단히 복잡한 경로를 진행했던 태풍 WALT(9407)을 분석해 보기로 한다(Fig 3.4.12). WALT는 1994년 7월 15일 06UTC에 TD급 열대성 저기압으로 필리핀 동쪽으로 접근 중이었다. 발생시각인 14일 00UTC부터 진행과정을 우상의 경로그림으로부터 일목요연하게 알 수 있다. 현재 진행은 북동쪽으로 북쪽의 고기압과 남동쪽의 고기압의 영향으로 S 내지는 P 패턴으로 볼 수 있다. 그러던 중 같은 날 12시간 후 145°E, 25°N 부근에 중심을 둔 저기압이 발달하면서 WALT와 남서-북동 방향으로 길게 기압골을 이룬다. 즉, RTF의 발생이다. WALT는 북동진하던 방향에서 머뭇거리며 주변장의 변화에 반응하기 시작한다.

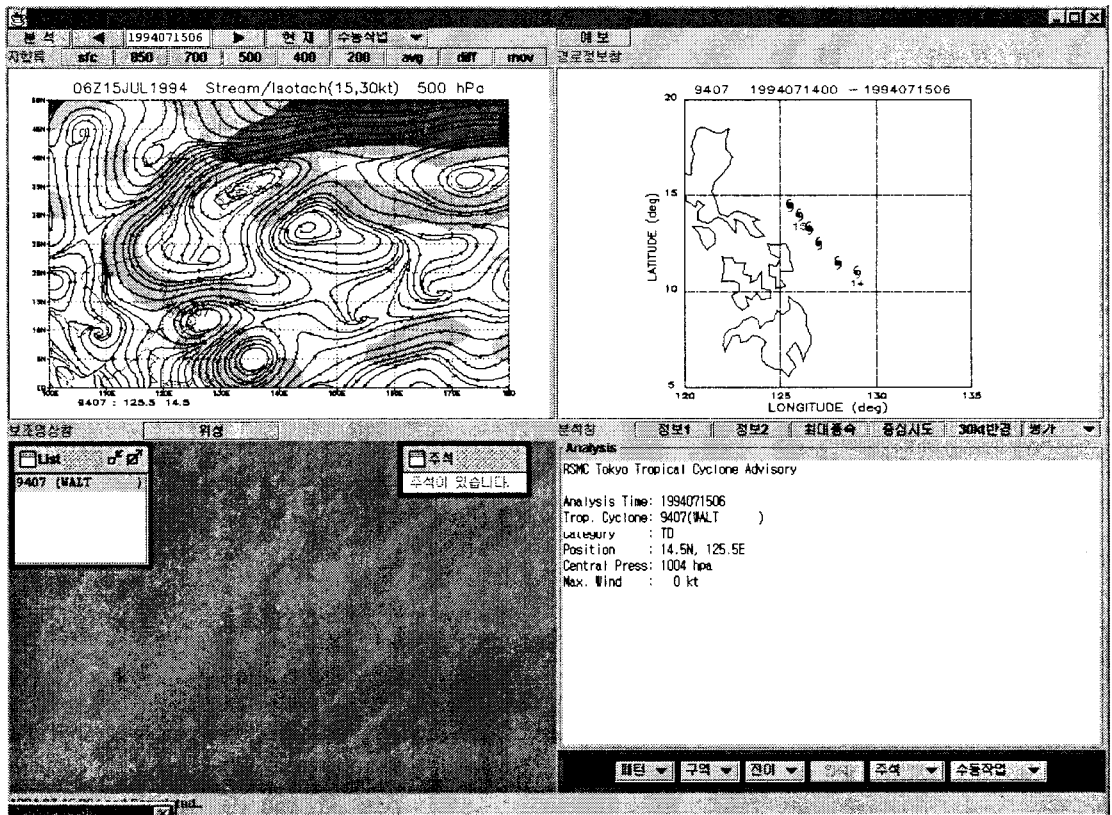


Fig 3.4.12. TAPS 분석화면 (t=1994071506)

Reversed Trough가 뚜렷해지면서 WALT는 방향을 틀어 북동진하게 된다. 17일경 ZEKE(9408)와 YUNA(9809)가 발생하여 태풍 3개가 나란히 기압골을 따라 북동진하는 상황이 되었다(Fig 3.4.13).



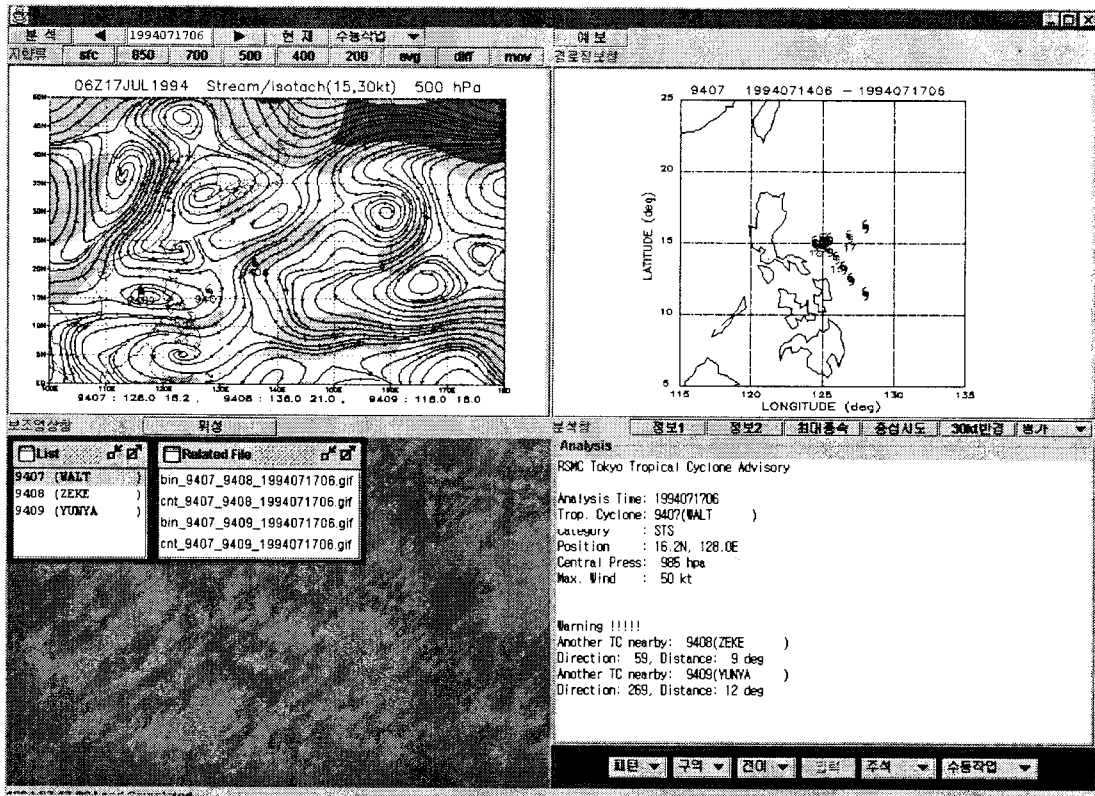


Fig 3.4.13 TAPS 분석화면 (t=1994071706).

WALT와 ZEKE가 가까운 거리에 있기 때문에 상대경로를 파악하기 위해서 두 태풍의 경로와(Fig 3.4.14a) 서로의 중간위치를 원점에 둔 상대경로(Fig 3.4.14b)를 마련하였다. 파일명을 누르면 위상변 창에 경로 그림을 볼 수 있으며 동시에 6시간동안의 상대운동에 대한 텍스트 정보를 우하창에서 볼 수 있다. 이렇게 몇 개의 태풍이 있는지 서로 영향권에 있다고 판단되는 태풍은 그 관련 정보를 보이는 기능을 추가하였다. 좌하창에는 현재까지의 상황을 분석한 평가창을 볼 수 있다. 15일 18UTC까지 RTF의 전이과정을 거쳐 21일 00UTC 현재까지는 P/PO 상태를 유지하며 북동진하는 상황을 보이고 있다. 이후 계속 북동진하던 WALT는 21일 12UTC 경부터 북서쪽의 고기압의 영향권에 들면서 방향을 서쪽으로 틀게 된다. 전이과정 SRM(Subtropical Ridge Modulation)에 의한 영향이다 (Fig 3.4.15).

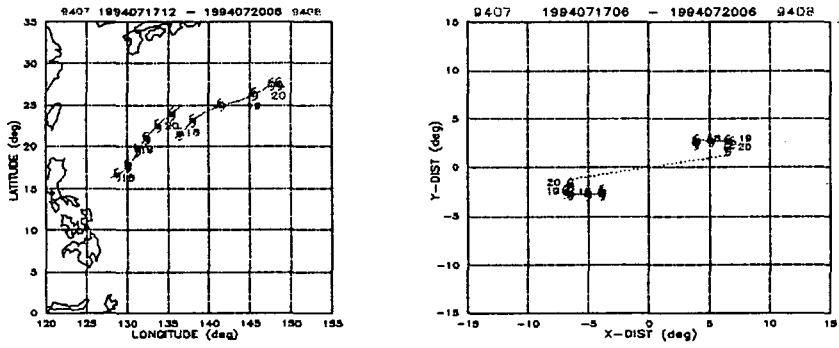


Fig 3.4.14 (a) Binary TC motions (b) Relative centroid motions.

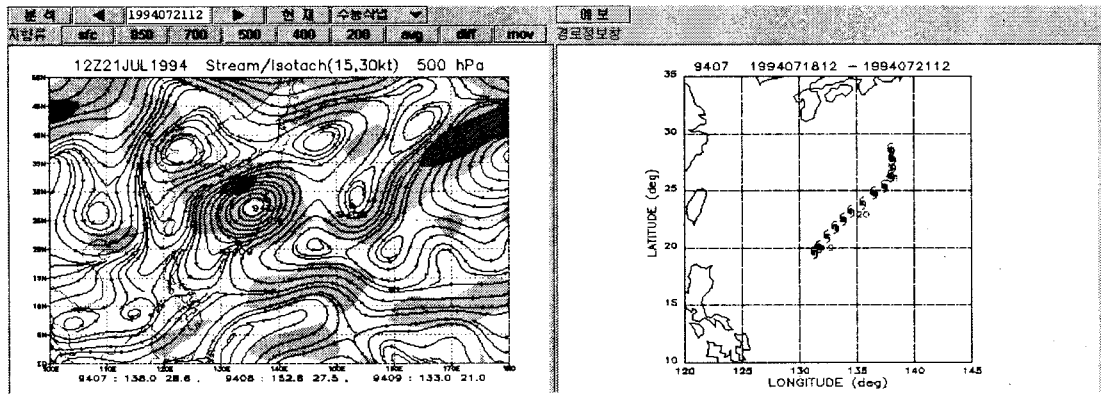


Fig 3.4.15. Upper panel of TAPS showing the recurvature of WALT.

이렇게 한 화면에서 태풍을 분석할 수 있는 기능 이외에도 필요성에 의해 수작업의 기능을 추가하였다. 거의 대부분 자료들이 자동으로 생성되지만 이따금 수작업이 필요할 상황이 있을 수 있다. 예를 들어 태풍이 TD급인 경우 일련번호와 이름이 붙지 않는다. 이후 TS급으로 자라면 그때부터 이름과 번호가 붙는데 이전 TD 상태의 정보를 자동으로 인식할 수가 없다. 따라서 이전의 TD 상태의 위치, 중심시도 등의 정보를 TS급 태풍의 best track 자료에 추가하여 편집·저장하고 그에 따라 분석시각의 자료를 새로 생산해내는 수작업 과정을 메뉴방식으로 구성하였다 (Fig 3.4.16)

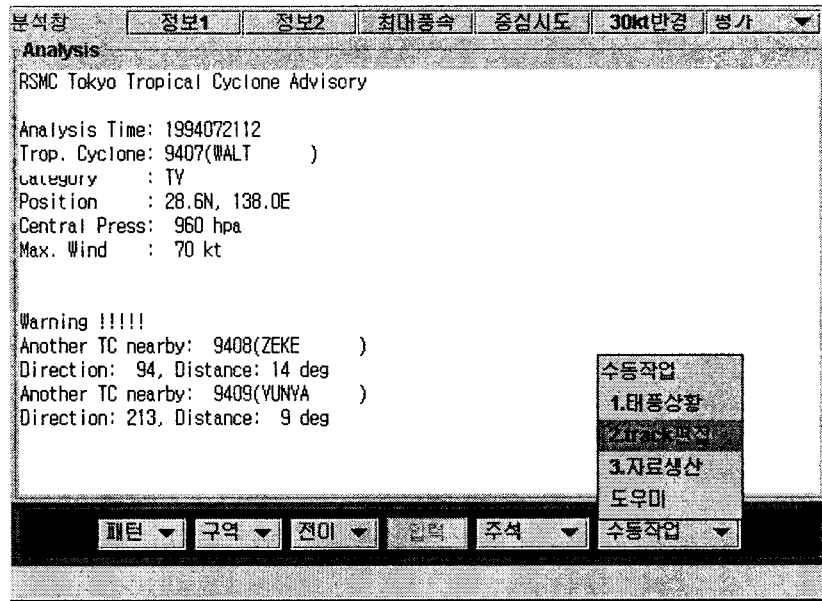


Fig 3.4.16. The lower right panel of TAPS showing a manual function.

## 2. 태풍진로 예측을 위한 통계적 모형 개발

### 가. 연구 개발 수행 내용

태풍진로예측을 위한 통계적 모형의 정확성을 향상시키기 위하여 태풍진로를 유형화하고 각 유형별로 진로예측모형을 개발하기 위하여 북서태평양 발생 태풍 전체에 대한 진로 유형분석과 한반도 접근 태풍에 대한 유형분석을 다음과 같은 방법으로 수행하였다. 먼저 태풍 자체 정보로부터 계량치 자료를 구하고 태풍 진로를 분류하는데 유의한 영향을 주는 인자를 군집분석을 통하여 검출하고, 검출된 유의인자를 이용하여 판별분석기법으로 태풍진로를 분류하여 유형화하는 연구를 수행하였다.

유형분석 결과를 기초로 하여, 각 유형별로 유형에 속한 각각의 태풍진로를 사용하여 동적 모형인 상태종속모형을 기초로 하는 비선형 시계열 모형으로 진로를 결정하는 연구를 수행하였다. 유형화 작업과 진로 추정에 사용되지 않은 태풍들을 대상으로 태풍진로모형을 검증하는 연구를 수행하였다.

### 나. 연구 수행 결과

#### (1) 북서태평양 발생 태풍 전체에 대한 진로 유형분석

##### (가) 자료

분석에 사용되어진 자료는 20년간(1977-1996) 북서태평양에서 발생한 547개의 태풍자료로 유형화 작업을 위해 정상적인 패턴을 나타내는 태풍이 아닌 이상진로에 해당되는 71개 태풍은 제외하고 476개 태풍에 대해 진로유형을 분류하였다.

#### (나) 인자의 계량화

먼저 전향여부를 판단하는 인자를 계량화하고 태풍의 전향여부를 판정하고, 전향여부에 무관하게 진로 분류에 영향을 주는 공통 인자: 생성위도와 경도, 소멸위도와 경도, 진행경로를 계량화하였다. 또한 전향여부에 따라 영향을 주는 인자로 전향태풍에 대해서는 전향위도와 경도, 전향 전·후의 기울기, 전향 전·후의 경도 변화량을 고려하고, 비전향 태풍에 대해서는 생성 후 60시간동안의 누적경도변화량과 생성에서 소멸까지의 누적경도변화량을 고려하였다.

#### (다) 군집분석

계량화한 인자를 가지고 군집분석을 적용하고 그 분류결과에 따른 태풍진로그림이 타당한지를 살펴 적절한 군집 수와 유의인자를 선별하였다. 군집 수는 전향태풍의 경우 15개, 비전향 태풍의 경우 10개로 25개의 유형으로 분류하였으며 선택된 유의인자는 아래와 같다.

- 전향 태풍: 생성위도와 경도, 전향위도와 경도, 전향 전·후의 기울기, 소멸위도, 전향 전·후의 경도 변화량, 진행경로

- 비전향 태풍: 생성위도와 경도, 소멸경도, 60시간동안의 경도변화량, 진행경로

Table 3.45 Clustering of recurring typhoons

cluster	Frequency	Cluster Means								
		birth latitude	birth logitude	turn_la	turn_lo	bf_turn	af_turn	dissipation latitude	turn change	pass
A1	6	14.25	126.00	19.97	117.42	-1.26	0.56	37.58	40.32	1.00
A2	2	11.00	180.25	18.45	174.30	-1.60	1.04	28.45	9.30	0.50
A3	9	19.20	168.20	26.14	157.31	-0.70	4.18	40.08	19.16	1.22
A4	30	16.82	135.73	26.87	126.11	-2.25	2.13	40.20	17.44	1.43
A5	36	13.06	146.31	25.83	129.24	-0.88	0.75	39.33	39.00	0.92
A6	13	8.39	159.42	16.49	148.39	-0.94	0.99	27.92	20.12	0.85
A7	1	16.00	130.00	36.50	122.80	-4.08	-0.92	8.20	32.20	-1.00
A8	12	8.95	167.91	19.30	141.25	-0.45	0.79	35.68	47.08	1.17
A9	19	9.67	140.89	18.55	126.33	-1.48	0.83	28.82	27.25	0.37
A10	19	9.39	144.59	20.93	124.28	-0.57	0.42	37.47	60.87	1.47
A11	14	13.32	127.07	18.97	115.65	-0.60	1.35	25.93	18.61	1.21
A12	34	16.44	153.39	26.93	143.18	-1.45	1.07	40.55	23.65	1.56
A13	7	8.27	167.96	21.61	134.24	-0.40	0.56	37.67	65.51	1.86
A14	8	9.01	158.00	18.14	124.13	-0.27	0.63	28.54	52.05	0.50
A15	1	14.20	158.10	21.50	155.10	-30.00	1.01	40.80	19.20	3.00

Table 3.46 Clustering of nonrecurring typhoons

cluster	Frequency	Cluster Means				
		birth latitude	birth logitude	dissipation logitude	60h_change	pass
B1	1	14.80	180.60	170.90	-50.60	-1.00
B2	2	14.15	115.20	112.00	-108.10	0.50
B3	16	20.12	128.43	138.81	4.18	0.31
B4	49	15.17	117.75	106.73	-5.09	0.84
B5	11	11.26	170.10	143.55	-10.70	0.73
B6	25	19.20	150.31	157.68	2.16	1.36
B7	3	23.90	134.37	136.87	-114.33	1.00
B8	96	12.37	135.37	107.16	-10.47	0.78
B9	9	20.10	129.64	160.49	9.97	0.67
B10	53	9.63	154.50	116.32	-9.39	0.72

(라) 판별분석

비모수적 판별분석기법을 사용하여 전향여부에 따라 80% 자료를 가지고 판별기준을 유도하고 나머지 20% 자료를 유도한 판별기준에 따라 분류한 결과 전향과 비

전향의 경우 각각에 대해 82.36%, 62.30%가 군집분석의 분류결과와 같게 분류되고 있음을 알 수 있었다.

Table 3.47 Allocation of recurring test typhoons(A) and nonrecurring test typhoons(B)

From \ To	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14	A15	Total
A1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
A3	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
A4	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7
A5	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
A6	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	3
A8	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	3
A10	0	0	0	0	1	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	6
A11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	4
A12	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	8
A13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2
A14	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Total	0	0	1	8	8	2	0	1	0	6	5	8	3	0	0	42

From \ To	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	Total
B2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1
B3	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2
B4	0	0	0	6	0	0	0	4	0	0	10
B5	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
B6	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0	5
B8	0	0	0	4	0	0	0	12	0	4	20
B9	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
B10	0	0	0	2	0	0	0	4	0	5	11
Total	0	0	2	12	2	5	1	20	2	9	53

최종적으로 14개의 전향한 태풍유형과 10개의 비전향한 태풍유형으로 나누게 되었다. 군집분석 결과에 따른 유형별 진로그림에서 전향여부에 따라 진행형태가 유사한 유형끼리 분류됨을 알 수 있다.

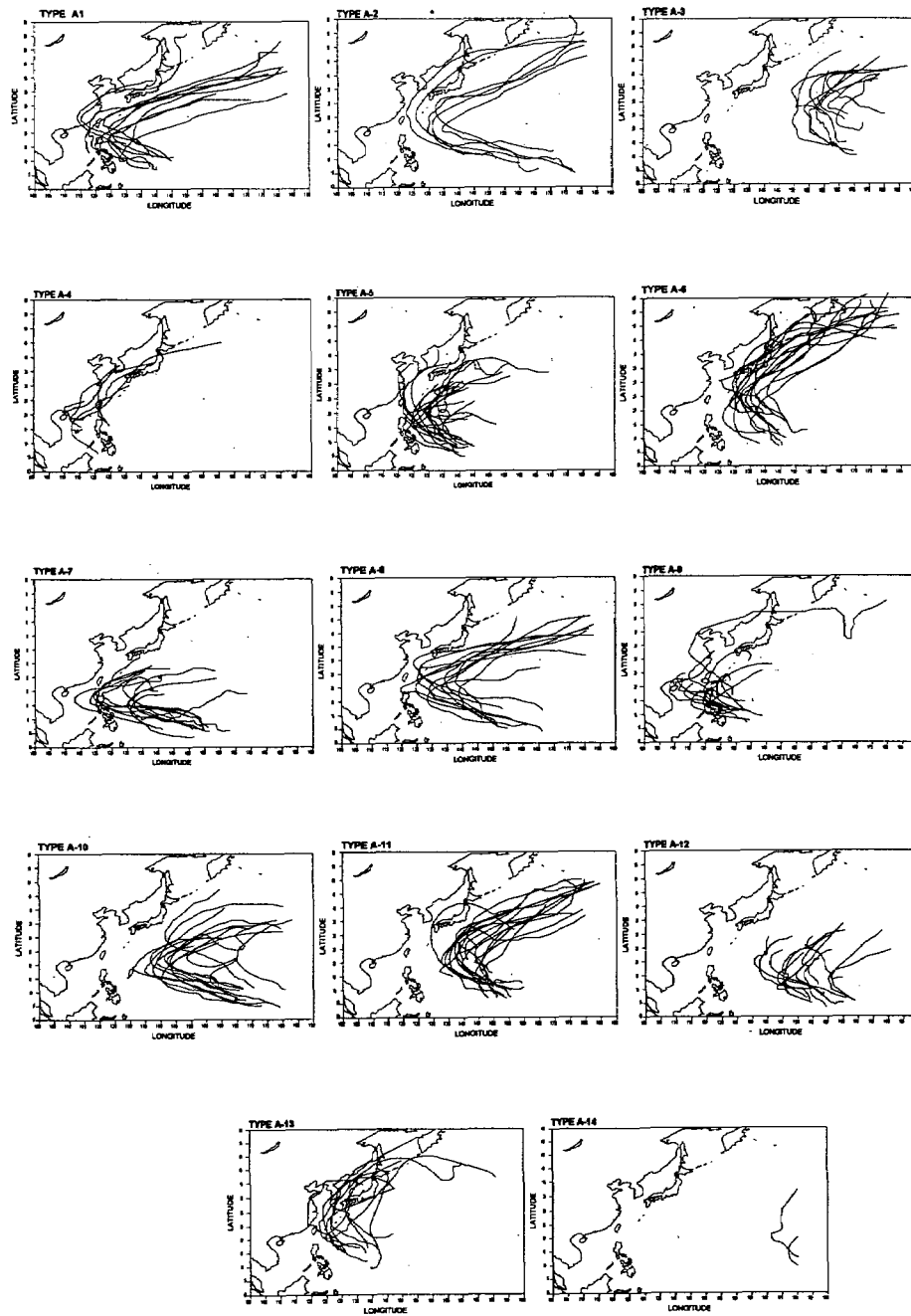


Fig 3.4.17 Classification results of 14 recurring Typhoon types.

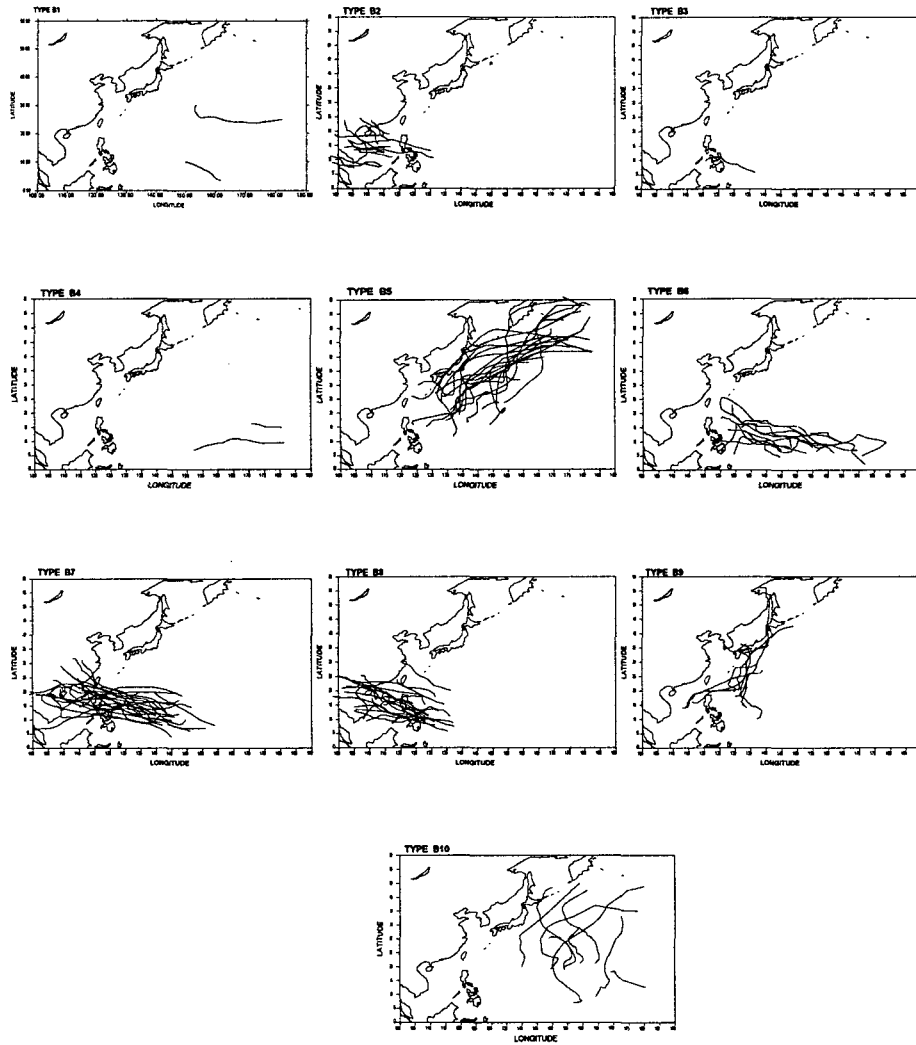


Fig 3.4.18 Classification results of 10 nonrecurving Typhoon types.

(2) 한반도 접근 태풍에 대한 유형분석

(가) 자료

태풍의 진로분류에 대한 관련논문을 조사 연구하였으며, 여러 연구 결과 중 이동규 외(1992) “한반도에 접근한 태풍”에서 선정한 30년간(1960-1989) 북위 25도를 지나면서 동경110도-140도를 통과하는 태풍 중에서 7월과 9월 사이에 한반도에 영향을 끼친 76개의 태풍자료를 분석에 사용하였으며 그 분류결과를 대조집단으로 하여 연구를 수행하였다.



(나) 인자의 계량화

먼저 전향여부를 변수로 구분하고, 전향여부별로 태풍진로 분류에 유의한 영향을 주는 인자들을 계량화하였다.

Table 3.4.8 Typhoon Data (Turn: Recurving=1, non-Recurving=0, Pass: West Sea=1, Korea peninsula=2, East Sea=3)

No.	TPN Num	TPN Name	Turn	Turn Lat.	Turn Long.	Slope	Pass	Type
1	6006	POLLY	0	0.0	0.0	0.2	1	B1
2	6015	CARMEN	1	29.6	124.5	0.6	2	A2
3	6016	DELLA	0	0.0	0.0	0.7	3	B3
4	6110	HELEN	0	0.0	0.0	0.0	2	B2
6	6205	JOAN	1	31.4	124.5	0.5	2	A2
7	6209	NORA	1	34.3	123.7	0.7	2	A2
8	6210	OPAL	1	32.8	118.0	0.7	2	A1
9	6217	AMY	1	27.0	118.9	0.5	2	A1
10	6305	TRIX	1	32.2	114.0	0.3	2	A1
11	6309	BESS	0	0.0	0.0	0.4	3	B3
12	6405	BETTY	1	28.5	122.0	1.1	2	A2
13	6407	DORIS	1	28.5	124.2	0.2	2	A2
14	6409	FLOSSIE	0	0.0	0.0	0.7	1	B1
15	6411	HELEN	0	0.0	0.0	1.9	1	B4
16	6513	HARRIET	1	28.6	117.0	1.1	1	A1
17	6515	JEAN	1	26.1	126.8	0.1	3	A3
18	6518	MARY	1	25.7	118.7	1.0	2	A1
19	6618	CORA	1	29.0	119.2	1.5	2	A1
20	6710	DOT	0	0.0	0.0	1.8	1	B4
23	6911	ELSIE	1	26.9	115.4	2.0	2	A1
25	7004	RUBY	1	26.2	114.3	0.0	2	A1
26	7009	WILDA	1	31.4	129.0	0.5	3	A3
27	7011	BILLIE	0	0.0	0.0	0.5	2	B2
28	7119	OLIVE	0	0.0	0.0	1.0	3	B3
29	7120	POLLY	1	32.8	124.0	1.1	2	A2
30	7128	BESS	1	30.0	118.1	2.2	2	A1
33	7220	HELEN	0	0.0	0.0	0.2	3	B3
34	7303	BILLIE	0	0.0	0.0	0.0	1	B1
36	7310	IRIS	1	33.5	124.7	0.5	2	A2
37	7408	GILDA	1	28.4	126.1	0.4	2	A2
38	7411	JEAN	0	0.0	0.0	0.4	1	B1
40	7502	MAMIE	0	0.0	0.0	1.4	1	B4
41	7505	PHYLLIS	0	0.0	0.0	0.3	3	B3
43	7611	WILDA	0	0.0	0.0	0.5	3	B3
44	7612	ANITA	0	0.0	0.0	0.1	3	B2
46	7615	DOT	1	30.1	122.4	1.6	2	A2
47	7617	FRAN	1	27.1	128.8	0.7	3	A3
50	7808	WENDY	1	30.8	124.6	1.3	3	A3
51	7811	CARMEN	1	28.5	122.4	1.6	2	A2
52	7818	IRMA	1	21.0	121.0	0.4	3	A3
53	7910	IRVING	1	31.8	123.8	0.3	2	A2
54	7911	JUDY	1	29.9	122.3	1.2	2	A2
55	8007	IDA	1	24.9	115.1	0.2	2	A1
56	8012	NORRIS	1	27.0	117.0	1.1	2	A1
57	8013	ORCHID	0	0.0	0.0	0.8	3	B3
58	8118	AGNES	1	30.8	123.4	1.0	2	A2
59	8120	CLARA	1	26.0	114.0	0.1	2	A1
60	8210	BESS	0	0.0	0.0	0.7	3	B3
61	8211	CECIL	0	0.0	0.0	0.3	1	B1
62	8213	ELLIS	0	0.0	0.0	0.3	3	B3
63	8219	KEN	0	0.0	0.0	0.5	3	B3
64	8310	FORREST	1	28.9	123.9	0.6	3	A3
65	8403	ALEX	1	27.8	121.1	0.1	2	A2
66	8410	HOLLY	1	32.1	127.0	0.7	3	A3
67	8412	JUNE	1	25.0	114.8	0.0	2	A1
68	8508	KIT	1	33.1	126.1	2.0	2	A2
70	8513	PAT	0	0.0	0.0	1.1	3	B3
71	8613	VERA	1	29.8	124.2	1.2	2	A2
72	8616	ABBY	1	24.9	120.5	0.2	2	A3
73	8705	THELMA	0	0.0	0.0	0.0	2	B2
74	8708	ALEX	0	0.0	0.0	0.2	1	B1
75	8712	DINAH	1	28.0	126.1	0.2	3	A3
76	8911	Judy	0	0.0	0.0	0.6	2	B4

(다) 군집분석

계량화한 인자를 가지고 군집분석기법을 적용하여, 7가지 유형으로 분류하고 그 결과를 대조집단과 비교·검토한 후 계량화된 인자들 중 진로 분류에 유의한 인자를 다음과 같이 선별하였다.

(1) 전향태풍 : 전향경도, 진행경로

(2) 비전향태풍 : 북위 20도와 북위 30도의 기울기 절대값, 진행경로

대조집단과 비교한 결과 전향한 태풍들에서는 84.2%, 전향하지 않은 태풍에서는 92%의 정확도를 보였다.

Table 3.4.9 Cluster Mean

Recurring Track			Non-Recurring Track		
Cluster	Trun Long.	Pass	Cluster	Slope	Pass
1	127.13	2.71	1	1.70	1.0
2	123.18	2.62	2	0.55	3.0
3	116.50	1.92	3	0.28	2.0
			4	0.30	1.0

Table 3.4.10 Frequency tables: clustering(Recurring track type(A), Non-Recurring track type(B))

	Control Group			Total		Control Group				Total
	A1	A2	A3			B1	B2	B3	B4	
Cluster 3	13	0	0	13	Cluster 4	6	0	0	0	6
Cluster 2	0	14	4	18	Cluster 3	0	3	0	1	4
Cluster 1	0	2	5	7	Cluster 2	0	1	11	0	12
Total	13	16	9	38	Cluster 1	0	0	0	3	3
					Total	0	4	11	4	25

(라) 판별분석

비모수적 판별분석기법을 사용하여 대조집단의 분류결과를 소속집단으로 하여 전체 76개의 태풍 중에서 전향여부별로 4개씩을 제외한 나머지 태풍을 가지고 판별기준을 유도하였다. 또한 유도한 판별기준과 선별된 유의 인자의 태풍 진로 분류에 대한 정확성을 검토하기 위하여 제외한 8개의 태풍에 대해 유도된 판별기준으로 분류한 결과 대조집단과 비교하여 100%의 정확도를 보였다.

Table 3.4.11 Frequency tables: discrimination

(Recurring track type(A), Non-Recurring track type(B))

To From	A1	A2	A3	Total	To From	B1	B2	B3	B4	Total
A1	12 (100%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	12 (100%)	B1	5 (100%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	5 (100%)
A2	0 (0.00%)	14 (100%)	0 (0.00%)	14 (100%)	B2	0 (0.00%)	3 (100%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	3 (100%)
A3	0 (0.00%)	0 (0.00%)	8 (100%)	8 (100%)	B3	0 (0.00%)	0 (0.00%)	10 (100%)	0 (0.00%)	10 (100%)
Total	12 (35.29%)	14 (41.18%)	8 (25.53%)	34 (100%)	B4	0 (0.00%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	3 (100%)	3 (100%)
					Total	5 (23.81%)	3 (14.29%)	10 (47.62%)	3 (14.29%)	34 (100%)

Table 3.4.12 Frequency tables: validation

(Recurring track type(A), Non-Recurring track type(B))

To From	A1	A2	A3	Total	To From	B1	B2	B3	B4	Total
A1	1 (100%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	1 (100%)	B1	1 (100%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	1 (100%)
A2	0 (0.00%)	2 (100%)	0 (0.00%)	2 (100%)	B2	0 (0.00%)	1 (100%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	1 (100%)
A3	0 (0.00%)	0 (0.00%)	1 (100%)	1 (100%)	B3	0 (0.00%)	0 (0.00%)	1 (100%)	0 (0.00%)	1 (100%)
Total	1 (25.0%)	2 (50.0%)	1 (25.0%)	4 (100%)	B4	0 (0.00%)	0 (0.00%)	0 (0.00%)	1 (100%)	1 (100%)
					Total	1 (25.0%)	1 (25.0%)	1 (25.0%)	1 (25.0%)	4 (100%)

(3) 상태종속모형을 이용한 태풍진로모형 추정

(가) 자료

이용된 자료는 20년간 (1977-1996) 북서 태평양 발생한 태풍 중에서 유형별로 분류된 382개의 태풍자료이다.

(나) 모형 및 개발 단계

① 상태 공간 모형

상태 공간 모형은 분석 대상이 되는 시계열의 변화에 있어 과거 값에 대한 정보가 새로운 시계열을 생성하는 구조를 나타내는 경우 유용하게 사용된다. 예측하는데 필요한 과거 정보를 가지고 있는 벡터를 상태벡터(state vector)라 한다. 상태벡터들이 자신의 변화 패턴에 의하여 변화되고, 변화된 상태벡터에 의하여 예측 및

추정대상이 되는 시계열을 생성한다는 가정에서 형성된 모형이 상태공간모형이다. 상태공간모형의 구조식은 다음 식과 같다.

$$\begin{cases} z_{t+1} = Az_t + Ga_{t+1} & (\text{상태 방정식}) \\ Z_t = Hz_t + b_t & (\text{출력 방정식}) \end{cases}, \text{ 단 } \begin{pmatrix} a_t \\ b_t \end{pmatrix} \sim N \left( \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} \Sigma & 0 \\ 0 & \Omega \end{pmatrix} \right).$$

여기서,  $z_t$ 은 상태벡터이고,  $A$ 은 전이행렬(transition matrix),  $Z_t$ 는 출력벡터 (output vector),  $H$ 는 출력행렬(output matrix),  $G$ 는 입력행렬(input matrix),  $a_t$ 는 내재벡터 (innovation vector),  $b_t$ 는 교란벡터(disturbance vector)이다. 즉, 상태 방정식에 의하여 상태벡터들이 변화하고, 출력방정식에서는 상태 방정식의 결과로 생성된 상태벡터로서 시계열 (출력벡터)을 생성한다. 일반적으로 출력 값만 알고 상태벡터는 관측이 어려운 경우가 많으므로 상태벡터를 추정하는 것이 상태공간 모형의 중요한 목적이 된다.

상태공간모형에서 상태벡터를 추정하기 위해서는 반복적인 처리과정이 필요하다. 본 연구에서는 칼만 필터링을 사용하여 상태벡터를 추정하였다. 칼만 필터링의 장점은 나쁜 초기치에 대해서도 영향을 덜 받고, 베이저안 방법으로 평균제곱오차(mean square error)를 최소화하는 최적의 상태 수열을 만들어 준다. 칼만 필터링은 초기치 부여 과정과 반복 처리 과정으로 나누어지는데, 반복처리과정 중에서 상태벡터를  $z_t$ 에서  $z_{t+1}$ 로 변화시켜 준다. 칼만 필터링 과정은 다음 식의 연속된 반복계산식들에 의하여 구성된다.

$$\begin{aligned} R_{t+1} &= AV_t A' + G\Sigma G' \\ K_{t+1} &= R_{t+1}H'(\Omega + HR_{t+1}H')^{-1} \\ \hat{z}_{t+1} &= A\hat{z}_t + K_{t+1}(Z_{t+1} - HA\hat{z}_t) \\ V_{t+1} &= (I - K_{t+1}H)R_{t+1} \end{aligned}$$

여기서, 초기치로  $\hat{z}_0$ ,  $V_0$ 이 들어가고, 반복 처리 과정에서 나타나는  $A$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $\Sigma$ ,  $\Omega$ 는 주어진다.

## ② 단일변량 상태중속모형

시계열이 일차원자료인 단일변량 경우에 대하여 Priestley(1980)는 다음과 같은 형태의 상태중속모형을 제안하였다.

$$X_t + \phi_1(x_{t-1})X_{t-1} + \dots + \phi_k(x_{t-1})X_{t-k} = \mu(x_{t-1}) + \varepsilon_t + \psi_1(x_{t-1})\varepsilon_{t-1} + \dots + \psi_l(x_{t-1})\varepsilon_{t-l}$$

여기서  $X_t$ 는 시계열(출력벡터),  $x_{t-1}$ 는 상태벡터이다. 상태종속모형에서는 계수들이 상수가 아니며 전 상태벡터들에 의한 함수형태로 표현이 되는 동적 모형(dynamic model)이다. 단일변량 상태종속모형의 계수 함수의 추정은 다음과 같이 여러 단계로 나뉘어진다.

[단계1] 주어진 시계열의 앞부분 자료를 이용하여 아래식과 같은 형태의 ARIMA( $k, l$ )모형을 식별하고, 모수를 추정한다. 이때 나타난 모수 추정결과로 칼만 필터링에 들어갈 초기치를 결정한다.

$$X_t + \widehat{\phi}_{10}X_{t-1} + \dots + \widehat{\phi}_{k0}X_{t-k} = \widehat{\mu}_0 + \varepsilon_t + \widehat{\psi}_{10}\varepsilon_{t-1} + \dots + \widehat{\psi}_{l0}\varepsilon_{t-l}.$$

[단계2] [단계 1]에서 결정된 ARIMA 모형의 차수와 초기치를 아래와 같이 상태공간모형에 대한 차수로 적용하고, 칼만 필터링을 이용하여 모형의 계수를 추정한다.

$$X_t + \phi_1(x_{t-1})X_{t-1} + \dots + \phi_k(x_{t-1})X_{t-k} = \mu(x_{t-1}) + \varepsilon_t + \psi_1(x_{t-1})\varepsilon_{t-1} + \dots + \psi_l(x_{t-1})\varepsilon_{t-l}$$

여기서, 상태벡터는  $x_{t-1} = (\varepsilon_{t-1}, \dots, \varepsilon_{t-l}, X_{t-1}, \dots, X_{t-k})$ 이다.

즉, 상태벡터는 과거의  $k$ 개의 과거의 실현치와  $l$ 개의 과거 백색잡음의 특성을 가지는 오차로 만들어진다는 것을 의미한다. 이 상태벡터를 가지고서 상태공간모형을 만들면 다음 식과 같다.

$$\text{상태공간모형 : } \begin{cases} \mathbf{x}_{t+1} = \mathbf{A}_t \mathbf{x}_t + \varepsilon_{t+1} \\ X_t = \mathbf{H} \mathbf{x}_t \quad (\mathbf{x}_t : \text{상태벡터}) \end{cases}$$

$$\text{여기서, } \mathbf{A}_t = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \dots & \vdots & & & \vdots \\ & & & \ddots & & & & \\ & & & & 1 & & & \\ 0 & \dots & \dots & 0 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \dots & \dots & 0 & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & & & \vdots & \vdots & & & \vdots \\ \mu & \psi_l & \dots & \psi_1 & -\phi_k & -\phi_{k-1} & \dots & -\phi_1 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{H} = (0|0, \dots, 0|0, \dots, 1),$$

$$\varepsilon_t = (0|0, \dots, 1|0, \dots, 1)'$$

상태 종속 모형은 국지적으로 선형적 변화를 보이기 때문에 계수들의 함수는 상태벡터에 방향을 나타내는 벡터(gradient vector)로 곱해진 선형의 형태를 나타내고 있다고 생각하는 것

이 합리적이다. 방향 벡터의 모수들에 대하여 확률 보행 과정(random walk process)을 따른다고 가정한다. 따라서, 각각의 점  $u$ 에 대한 계수 함수는 다음 식과 같다.

$$\mu(\mathbf{x}_t) = \mu_u^{(0)} + \mathbf{x}_t' \boldsymbol{\alpha}$$

$$\phi_u(\mathbf{x}_t) = \phi_u^{(0)} + \mathbf{x}_t' \boldsymbol{\beta}_u$$

$$\phi_u(\mathbf{x}_t) = \phi_u^{(0)} + \mathbf{x}_t' \boldsymbol{\gamma}_u$$

단,  $\boldsymbol{\alpha}$ ,  $\boldsymbol{\beta}_u$ ,  $\boldsymbol{\gamma}_u$  는 방향 벡터이다.

이러한 각각의 시점에서 변화하는 계수 함수들을 최신화(updating)하기 위해서는 점  $u$ 에 대해서  $t+1$ 시점과  $t$ 시점에서의 상태 벡터의 차를 통한 다음의 방정식이 필요하다.

$$\mu(\mathbf{x}_{t+1}) = \mu(\mathbf{x}_t) + \Delta \mathbf{x}'_{t+1} \boldsymbol{\alpha}^{(t+1)}$$

$$\phi_u(\mathbf{x}_{t+1}) = \phi_u(\mathbf{x}_t) + \Delta \mathbf{x}'_{t+1} \boldsymbol{\beta}_u^{(t+1)}$$

$$\phi_u(\mathbf{x}_{t+1}) = \phi_u(\mathbf{x}_t) + \Delta \mathbf{x}'_{t+1} \boldsymbol{\gamma}_u^{(t+1)}$$

(여기서  $\Delta \mathbf{x}_{t+1} = \mathbf{x}_{t+1} - \mathbf{x}_t$ 이다.)

벡터 ARIMA모형에 기초한 상태중속모형을 이루는 계수들을 추정하기 위해서 상태공간모형을 재표현한 후 칼만필터링을 적용하여야 한다. 재표현한 상태공간 방정식은 다음과 같다.

$$\begin{cases} \boldsymbol{\theta}_t = \mathbf{A}_{t-1}^* \boldsymbol{\theta}_{t-1} + \mathbf{W}_t \\ X_t = \mathbf{H}_t^* \boldsymbol{\theta}_t + \varepsilon_t \end{cases}$$

여기서  $\boldsymbol{\theta}_t = (\mu_{t-1}, \phi_1^{(t-1)}, \dots, \phi_l^{(t-1)}, \phi_1^{(t-1)}, \dots, \phi_k^{(t-1)}, \boldsymbol{\alpha}^{(t)}, \boldsymbol{\beta}_1^{(t)}, \dots, \boldsymbol{\beta}_l^{(t)}, \boldsymbol{\gamma}_1^{(t)}, \dots, \boldsymbol{\gamma}_k^{(t)})$ 는 상태벡터이며, 각 행렬과 벡터는 다음으로 주어진다.

$$\mathbf{A}_t^* = \begin{pmatrix} \mathbf{I}_{k+l+1} & \Delta \mathbf{x}'_{t-1} & \dots & \mathbf{0} \\ & \mathbf{0} & \dots & \Delta \mathbf{x}'_{t-1} \\ \mathbf{0} & & \dots & \mathbf{I}_{(k+l)(k+l+1)} \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{H}_t^* = (1, \varepsilon_{t-1}, \dots, \varepsilon_{t-l}, -X_{t-1}, \dots, -X_{t-k}, 0, \dots, 0)$$

$$\mathbf{W}_t = (0; 0, \dots, 0; \mathbf{v}_1^{(t)}, \dots, \mathbf{v}_{k+l+1}^{(t)})$$

[단계3] [단계2]에서 칼만필터링을 구해진 추정된 계수에 대하여 비모수적 회귀기법을 사용하여 Nadaraya-Watson 추정량으로 계수함수를 추정한다.

$$m(x) = \frac{n^{-1} \sum_i K^P(x - X_i) Y_i}{n^{-1} \sum_j K^P(x - X_j)}$$

### ③ 이변량 상태종속모형

태풍의 진로는 이차원이므로 본 연구에서는 Priestley(1980, 1984)가 제안한 단일변량 상태종속모형을 이변량 상태종속모형으로 확장하였다. 추정과정은 유사한 단계를 갖으며 이차원으로 확장하였기에 계수함수들은 벡터 또는 행렬의 형태로 표현하여 모형을 구성하였다.

$$Z_t + \phi_1(z_{t-1})Z_{t-1} + \dots + \phi_k(z_{t-1})Z_{t-k} = \mu(z_{t-1}) + \varepsilon_t + \psi_1(z_{t-1})\varepsilon_{t-1} + \dots + \psi_l(z_{t-1})\varepsilon_{t-l}$$

여기서  $z_t = (U_t, V_t)'$ 이며,  $U_t$ 와  $V_t$ 는 시간  $t$ 에서의 태풍의 위도와 경도를 나타낸다. 이변량 상태종속모형 추정은 다음 순서에 의한다.

[단계1] 벡터 ARIMA 모형을 식별하고 초기치를 결정한다.

[단계2] 단계1에서 결정된 차수와 초기치를 아래의 상태공간모형에 대한 차수로 적용하고 칼만 필터링을 이용하여 모형의 계수를 추정한다.

$$\begin{cases} \theta_{t+1} = A(\theta_t)\theta_t + \varepsilon_{t+1} \\ Z_t = H\theta_t \quad (\theta_t : \text{상태벡터}) \end{cases}$$

[단계3] 추정된 계수에 대하여 비모수적 회귀기법인 Nadaraya-Watson 추정량과 Product kernel을 사용하여 계수함수를 추정한다.

$$\text{Nadaraya-Watson 추정량: } m(z) = \frac{n^{-1} \sum_i K^P(z - Z_i) Y_i}{n^{-1} \sum_j K^P(z - Z_j)}$$

$$\text{Product kernel: } K^P(z) = \prod_i k(z_i).$$

#### 다. 모형 개발 결과

제안한 이변량 상태종속모형에 대한 모형 개발과 진로 추정은 다음의 4가지 단계로 이루어진다.

- (1) 먼저 태풍의 진로를 통계 패키지 SAS를 이용하여 벡터 ARIMA에 적용한 결과, 벡터 AR(1)모형으로 식별되었고 이때 추정된 계수값을 초기치로 사용하였다. 벡터AR(1) 모형은 다음의 형태를 지니고 있다.

$$\begin{pmatrix} U_{t+1} \\ V_{t+1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mu_1 \\ \mu_2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -\phi_{11} & -\phi_{12} \\ -\phi_{21} & -\phi_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_t \\ V_t \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \varepsilon_{1,t+1} \\ \varepsilon_{2,t+1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mu_1 - \phi_{11}U_t - \phi_{12}V_t + \varepsilon_{1,t+1} \\ \mu_2 - \phi_{21}U_t - \phi_{22}V_t + \varepsilon_{2,t+1} \end{pmatrix}.$$

(2) 벡터 AR(1) 모델을 상태공간모형으로 표현하여, 통계 패키지 SAS/IML)을 이용하여 칼만 필터링을 적용하여 계수값을 추정하였다.

(상태공간모형)

$$\begin{cases} z_{t+1} = \{F(z_t)\} z_t + \varepsilon_{t+1} \\ Z_t = Hz_t \end{cases}$$

(Kalman Filtering 알고리즘)  $\theta_t$  : state-vector

$$\begin{cases} \Phi_t = F_{t-1}^* C_{t-1} (F_{t-1}^*)' + \Sigma_w \\ K_t^* = \Phi_t (H_t^* [H_t^* \Phi_t (H_t^*)' + \Sigma_\varepsilon]^{-1}) \\ C_t = \Phi_t - K_t^* [H_t^* \Phi_t (H_t^*)' + \Sigma_\varepsilon] (K_t^*)' \\ \hat{\theta}_t = F_{t-1}^* \hat{\theta}_{t-1} + K_t^* (Z_t - H_t^* F_{t-1}^* \hat{\theta}_{t-1}) \end{cases}$$

계수 함수를 추정하기 위하여 비모수적 회귀기법인 Nadaraya-Waston 추정량과 곱 커널(product kernel)을 사용하였다.

$$\text{Nadaraya Watson estimator : } \hat{m}(x) = \frac{n^{-1} \sum_{i=1}^n K_h(x - X_i) Y_i}{n^{-1} \sum_{i=1}^n K_h(x - X_i)}$$

$$\text{Product kernel : } K_H(x) = |H|^{-1/2} K(H^{-1/2} x), \quad K^P(x) = \prod_{i=1}^d K(x_i)$$

각 계수함수를 진료자료를 이용하여 추정한 결과는 Fig 3.4.19부터 Fig 3.4.42까지에 그림으로 나타내었으며, 태풍들의 상태종속모형에서 계수함수들이 같은 진료유형을 지닌 태풍들은 서로 유사한 형태를 지니며, 다른 진료유형끼리는 다른 형태를 보이고 있음을 알 수 있다.



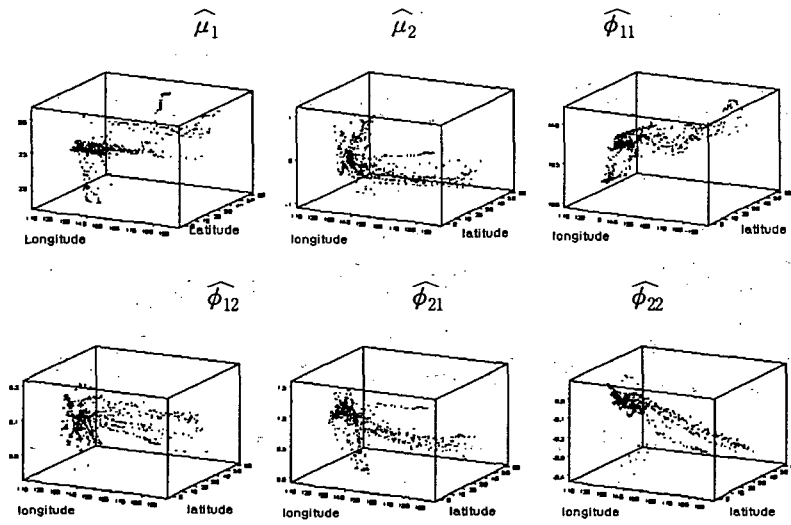


Fig 3.4.19 Coefficient Functions of Estimated Model for A1

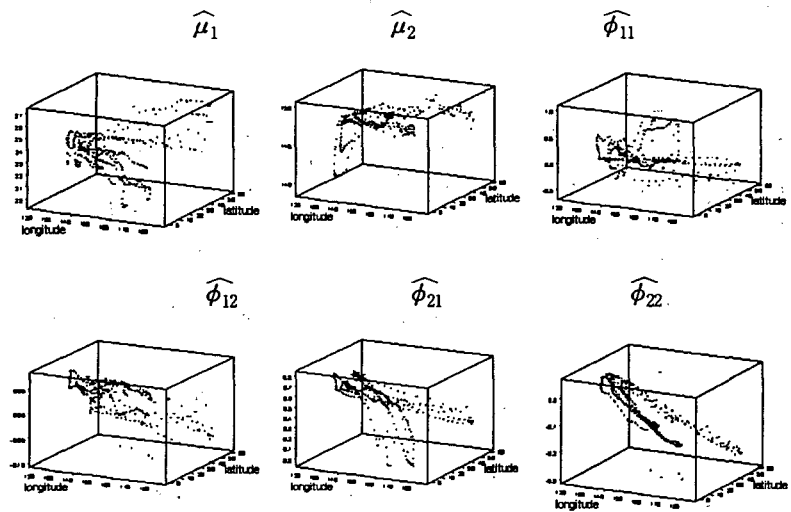


Fig 3.4.20 Coefficient Functions of Estimated Model for A2

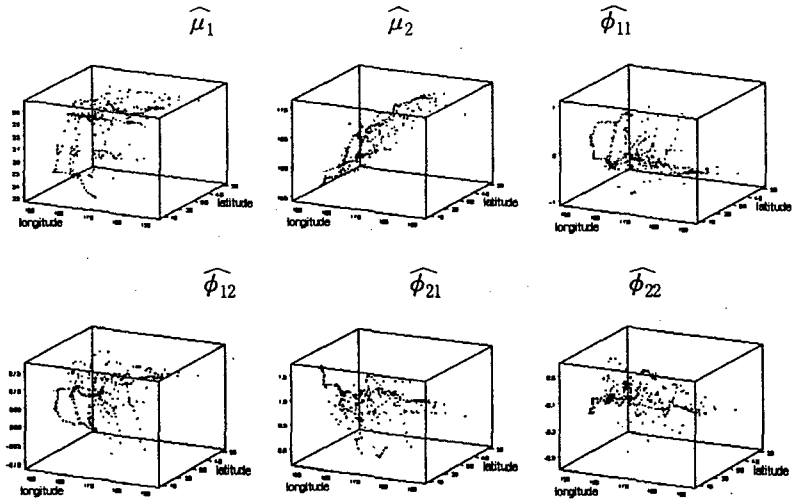


Fig 3.4.21 Coefficient Functions of Estimated Model for A3

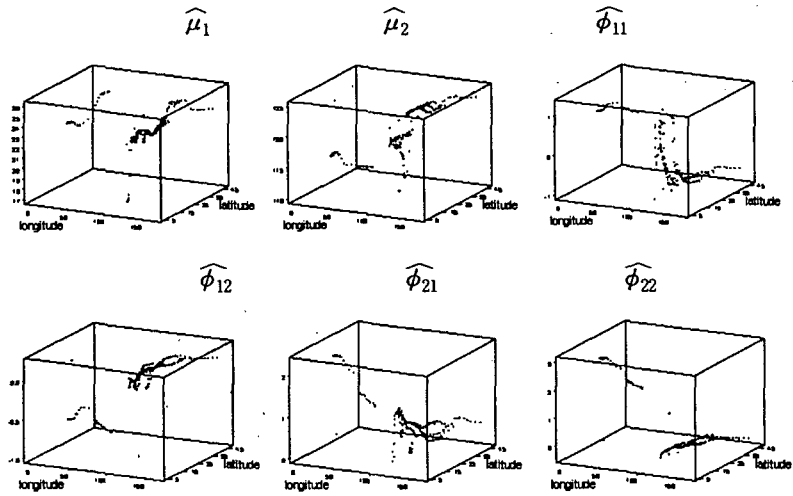


Fig 3.4.22 Coefficient Functions of Estimated Model for A4

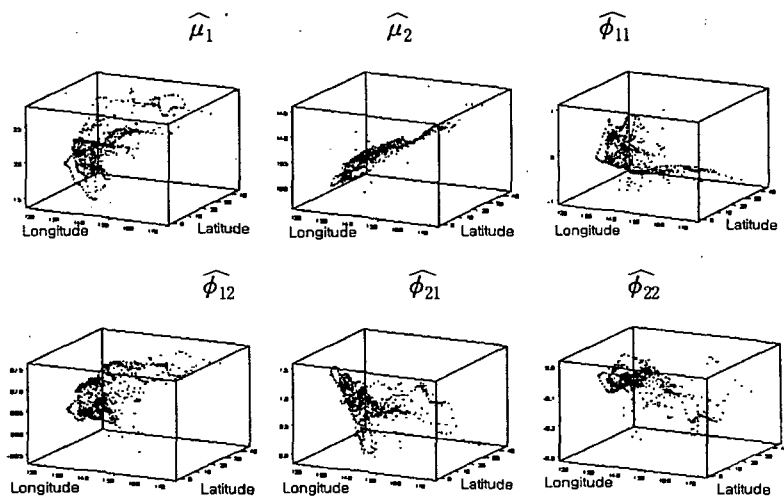


Fig 3.4.23 Coefficient Functions of Estimated Model for A5

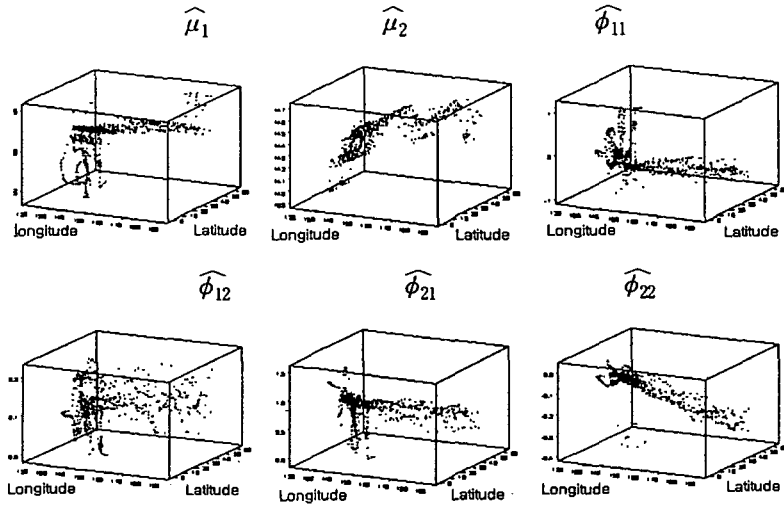


Fig 3.4.24 Coefficient Functions of Estimated Model for A6

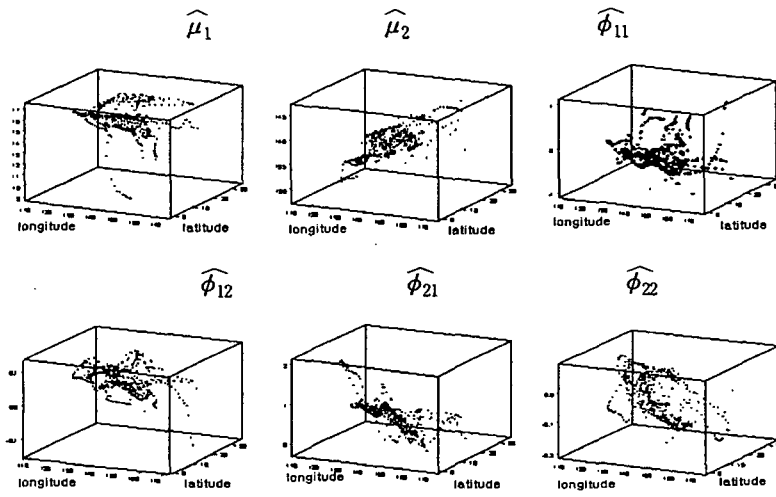


Fig 3.4.25 Coefficient Functions of Estimated Model for A7

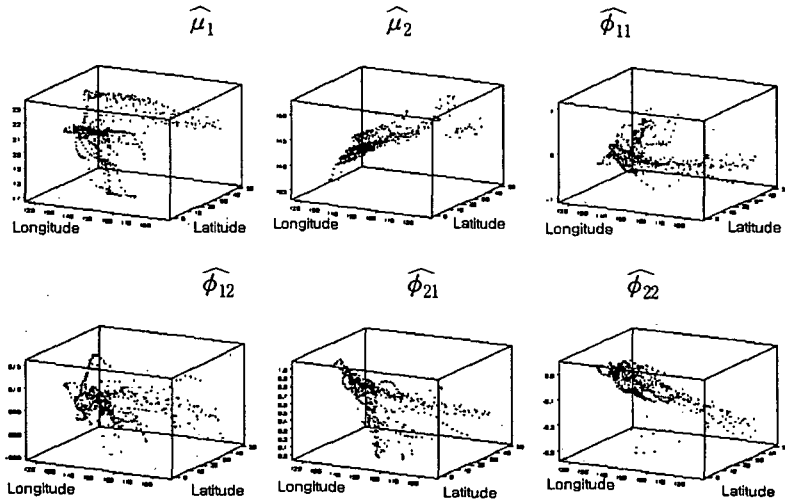


Fig 3.4.26 Coefficient Functions of Estimated Model for A8

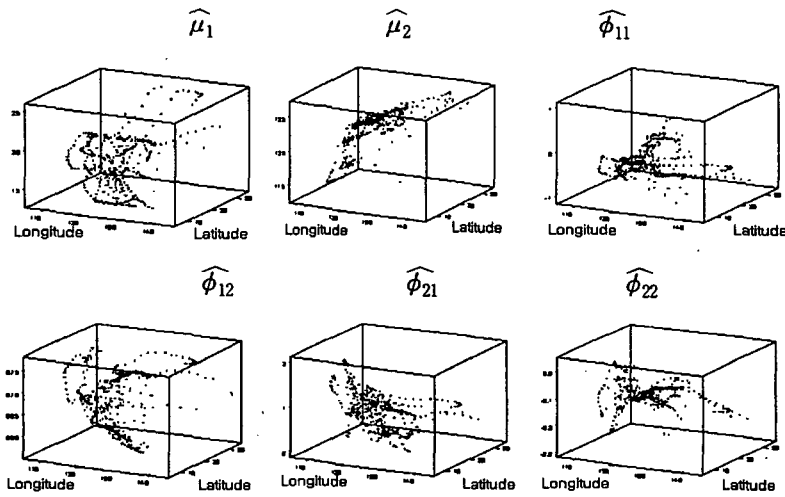


Fig 3.4.27 Coefficient Functions of Estimated Model for A9

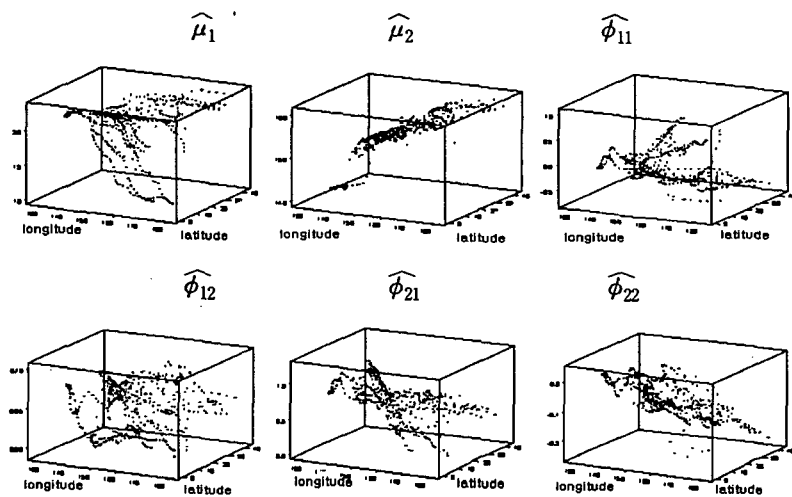


Fig 3.4.28 Coefficient Functions of Estimated Model for A10

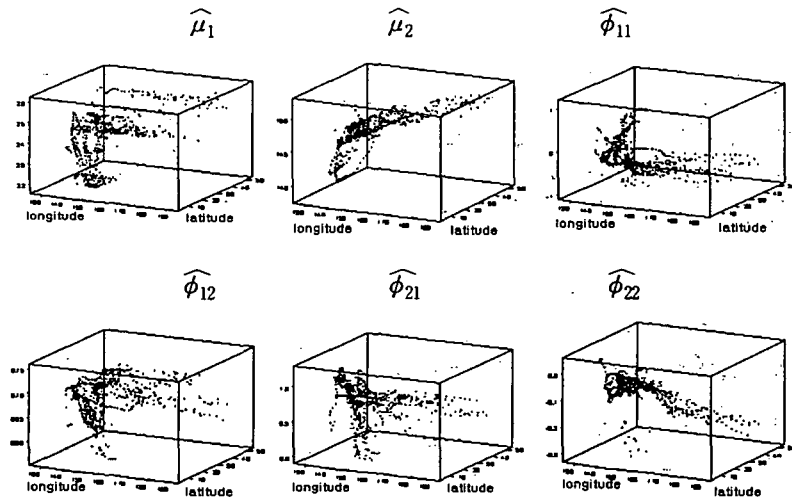


Fig 3.4.29 Coefficient Functions of Estimated Model for A11

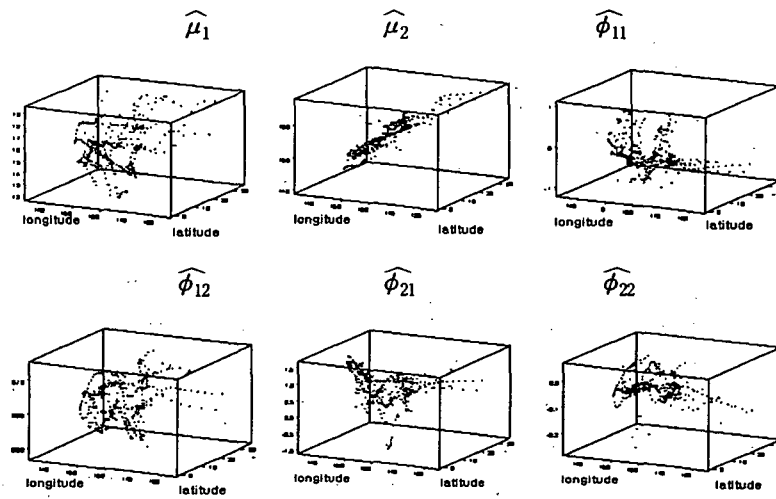


Fig 3.4.30 Coefficient Functions of Estimated Model for A12

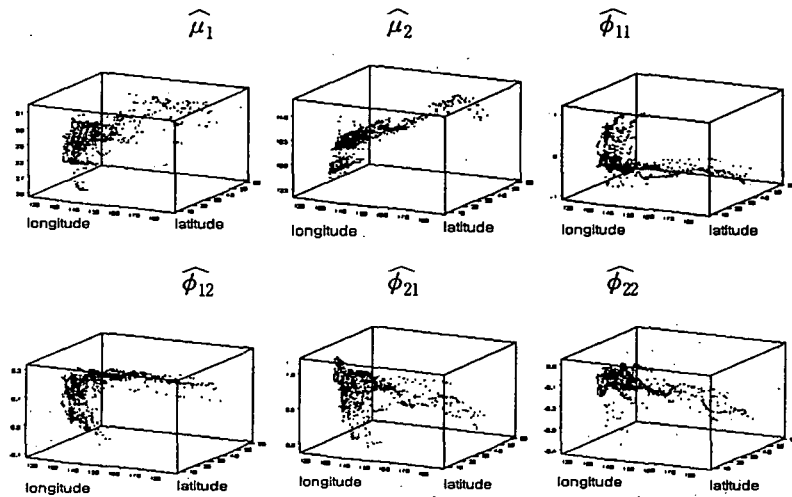


Fig 3.4.31 Coefficient Functions of Estimated Model for A13

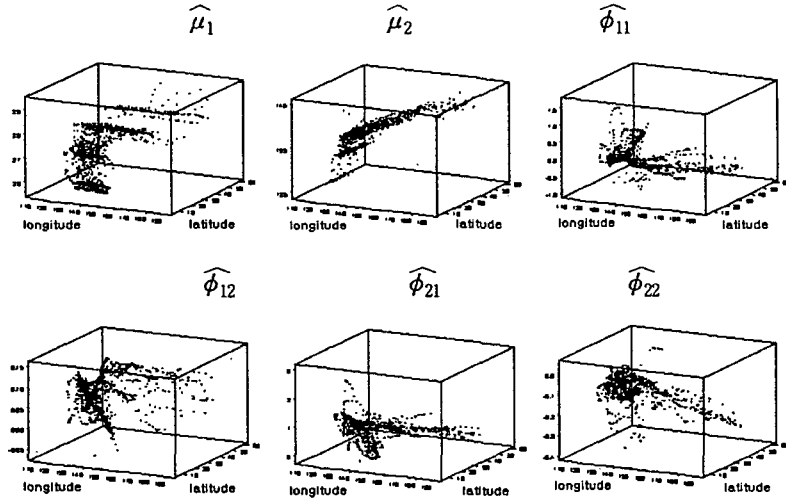


Fig 3.4.32 Coefficient Functions of Estimated Model for A14

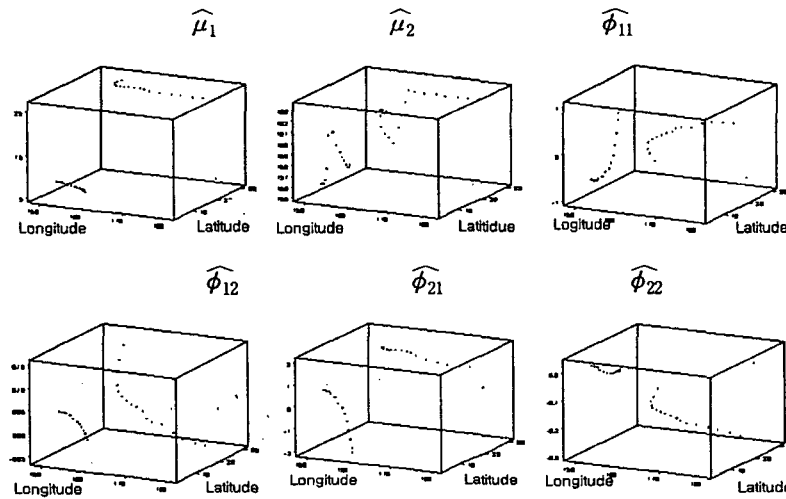


Fig 3.4.33 Coefficient Functions of Estimated Model for B1

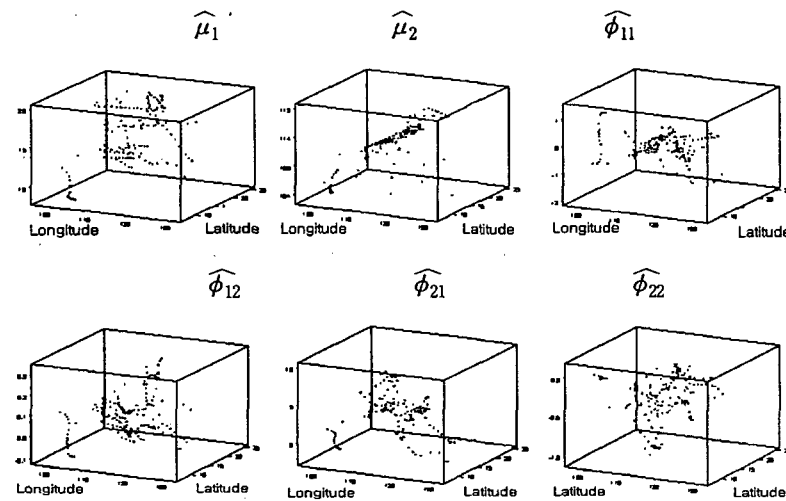


Fig 3.4.34 Coefficient Functions of Estimated Model for B2

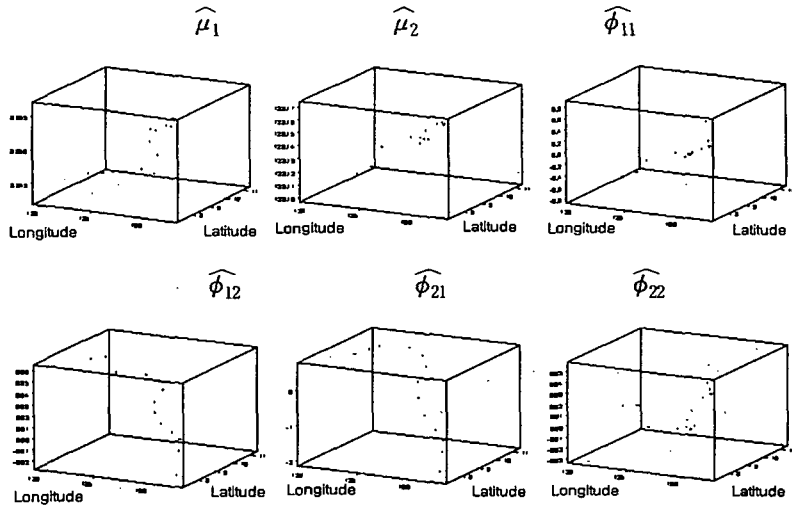


Fig 3.4.35 Coefficient Functions of Estimated Model for B3

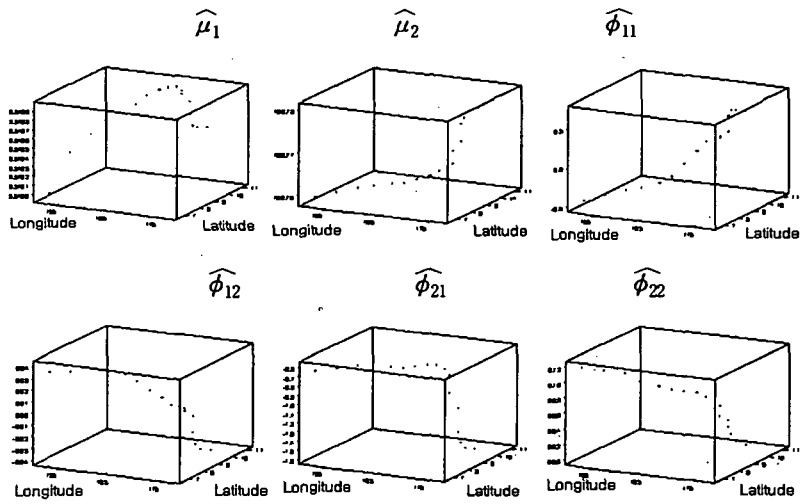


Fig 3.4.36 Coefficient Functions of Estimated Model for B4

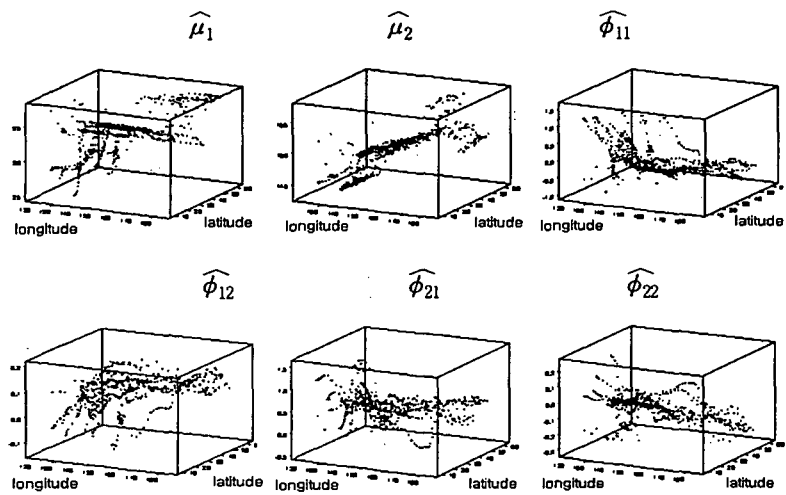


Fig 3.4.37 Coefficient Functions of Estimated Model for B5

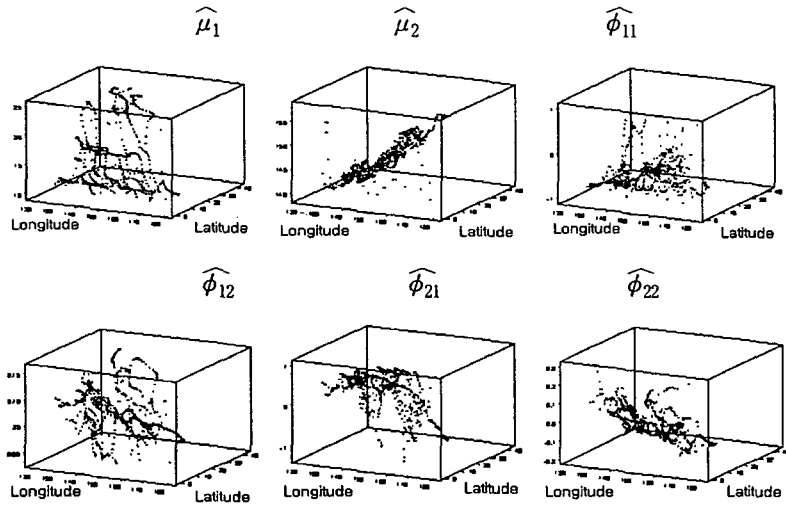


Fig 3.4.38 Coefficient Functions of Estimated Model for B6

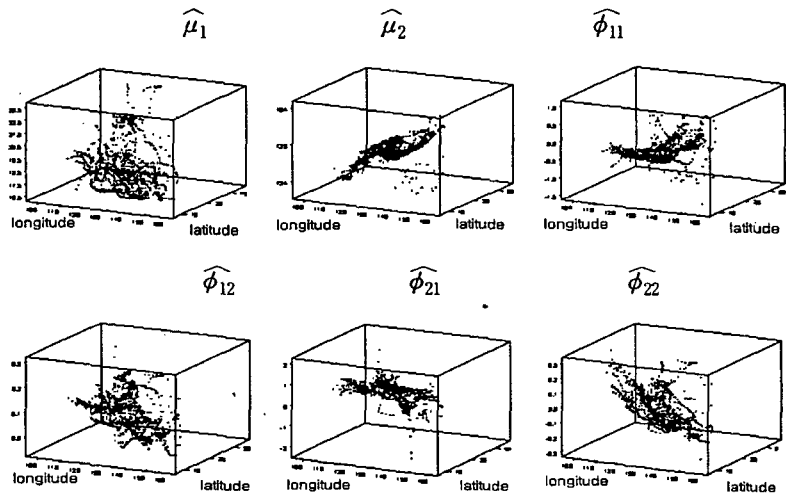


Fig 3.4.39 Coefficient Functions of Estimated Model for B7

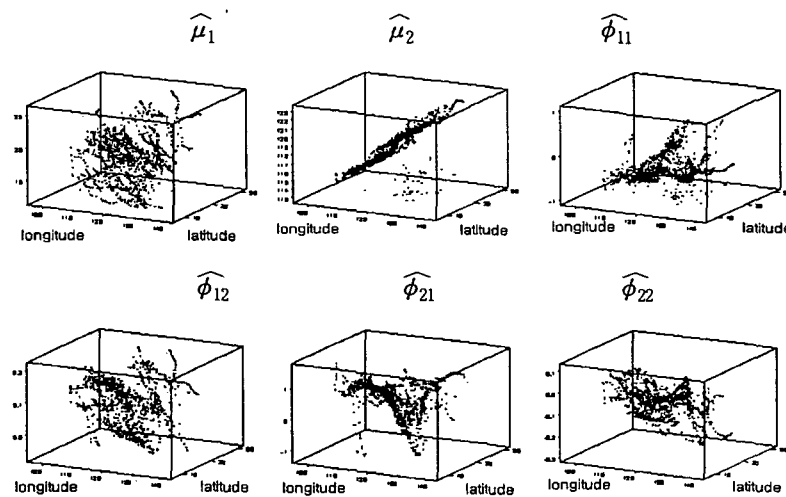


Fig 3.4.40 Coefficient Functions of Estimated Model for B8



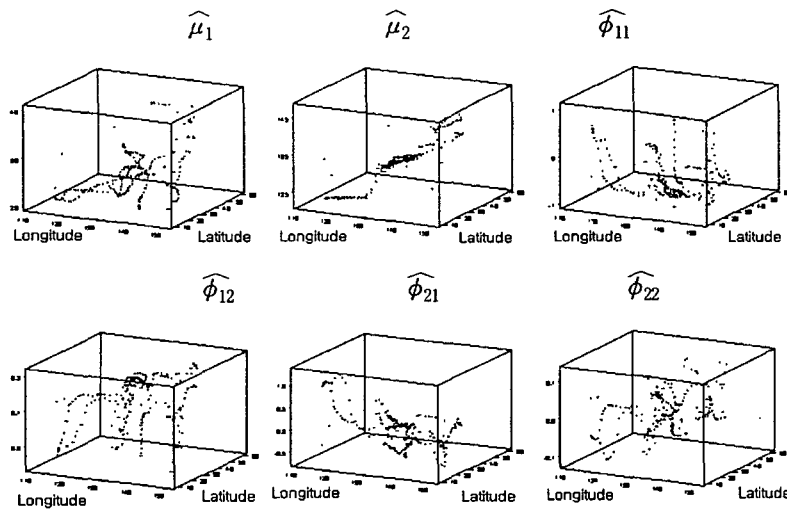


Fig 3.4.41 Coefficient Functions of Estimated Model for B9

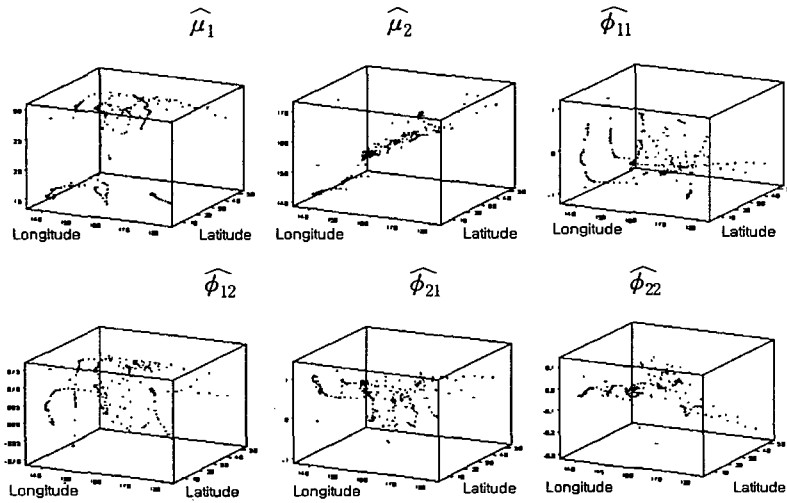


Fig 3.4.42 Coefficient Functions of Estimated Model for B10

- ④ 추정된 계수함수에 의해 모형을 확정하고 진로를 추정하였으며, 추정된 진로와 실제 진로를 그려 확인과정을 거친 결과, 각각의 태풍에 대하여 상태종속모형이 태풍진로모형추정에 매우 우수하게 적합됨을 알 수 있다.

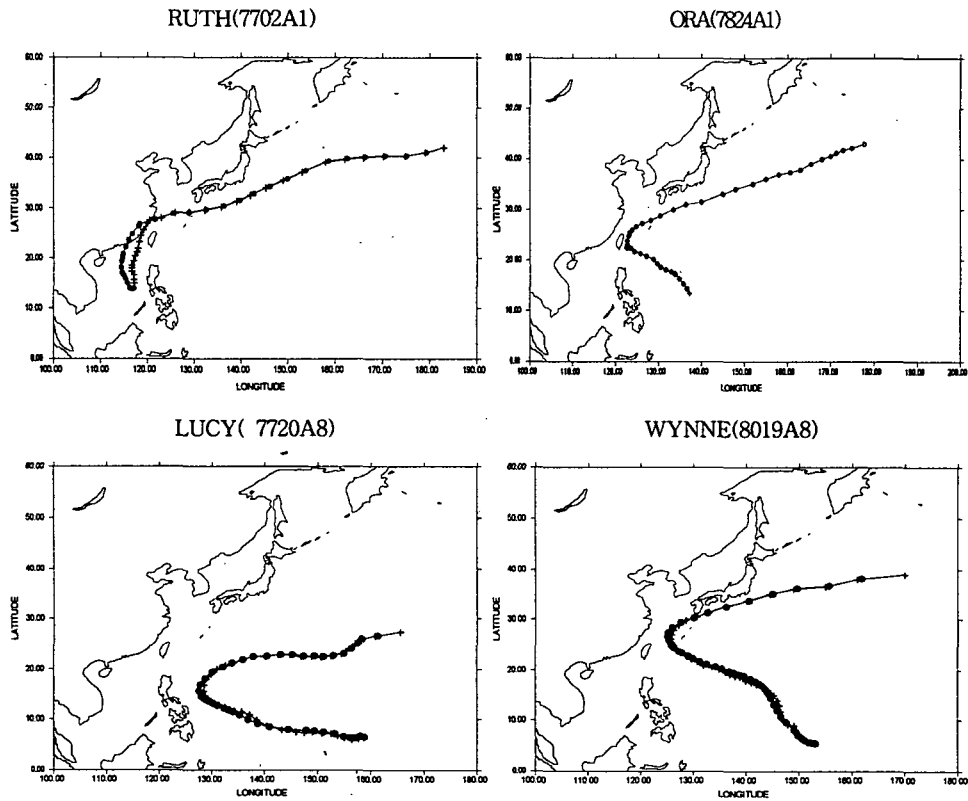


Fig 3.4.43 Typhoon track estimation

(·: estimated track, ×: observed track).

### 3. 순압 태풍 운동에서의 대칭 및 비대칭 순환의 역할

#### 가. 수치모형 및 분석 방법

베타 평면에서의 비발산 순압 소용돌이도 방정식을 공간에 대해서는 4차 정확도를 가지는 유한 차분법을, 시간에 대해서는 2차의 정확도를 가지는 Adams-Bashforth 차분법을 사용하여 수치적으로 풀었다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \beta v. \quad (3.4.1)$$

여기서  $\zeta$ 는 상대 소용돌이도의 연직 성분이며  $u$ 는 동서 속도 성분,  $v$ 는 남북 속도

성분,  $\beta$ 는 코리올리 인자의 남북 경도로서  $20^\circ$  N에서의 값을 사용하였다. 수치 적분 영역은 동·서, 남·북 방향으로 각각 12000 km로 하였으며 동·서, 남·북 방향으로 주기적 경계 조건을 사용하였다. 격자 간격을 40 km, 시간 간격을 초기 소용돌이의 크기, 강도를 변화시킨 수치 실험에서는 150초로, 표준 실험과 전체 상대 각 운동량을 변화시킨 수치실험에서는 200초로 하여 모형을 144시간 동안 수치 적분하였다. 초기 소용돌이의 구조는 아래의 축 대칭 구조로 설정하였다(DeMaria와 Baik, 1987; DeMaria, 1987).

$$V(r) = V_c \left( \frac{r}{r_c} \right) \exp \left\{ \frac{1}{b} \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_c} \right)^b \right] \right\} + V_a \left( \frac{r}{r_a} \right) \exp \left\{ \frac{1}{2} \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_a} \right)^2 \right] \right\}. \quad (3.4.2)$$

여기서  $V(r)$ 은 소용돌이의 접선 속도이며  $V_c=30 \text{ ms}^{-1}$ ,  $r_c=120 \text{ km}$ ,  $r_a=600 \text{ km}$ 로 설정하였다.  $V_a$ 가 음수일 때 소용돌이는 외부 반경에서 고기압성 흐름을 포함하며  $V_a$ 가 0일 때 반경 120 km에서 소용돌이의 최대 풍속이  $30 \text{ ms}^{-1}$ 가 된다. 이 때  $r=300 \text{ km}$ 에서  $V=15 \text{ ms}^{-1}$ 가 되도록  $b$ 를 계산하였다( $b=1.132$ ). 위 식에서  $V_a$ 가 0인 경우가 표준실험(180시간 적분)으로 사용되었고  $V_a$ 가 0이고  $V_c$ 가  $40 \text{ ms}^{-1}$ ( $b=1.434$ )인 경우와  $V_a$ 가 0이고  $V_c$ 가  $20 \text{ ms}^{-1}$ ( $b=0.571$ )인 경우의 접선 속도 분포를 이용하여 소용돌이의 크기 및 강도 변화에 따른 이동 특성을 조사하였다(Fig 3.4.44a,b). 여기서 소용돌이의 크기는 반경 300 km 외부 지역에서의 소용돌이 흐름의 세기를, 강도는 소용돌이의 최대 풍속을 의미한다.

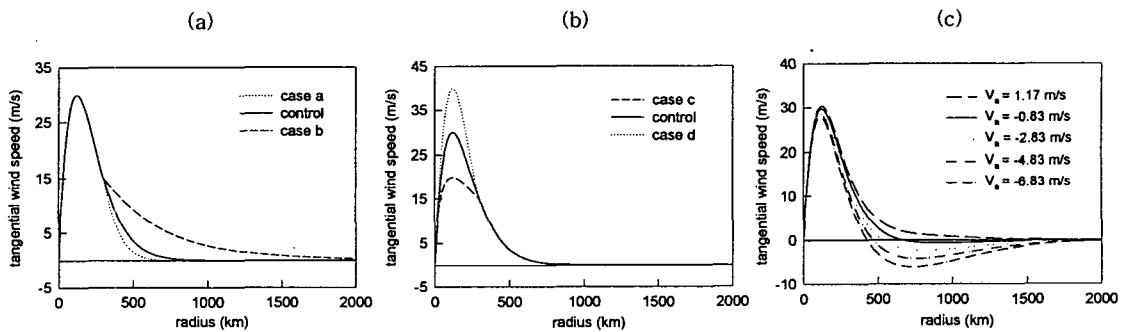


Fig 3.4.44. The initial tangential wind profiles of (a) three vortices with an identical inner profile and maximum wind speeds of  $40 \text{ ms}^{-1}$  (case a),  $30 \text{ ms}^{-1}$  (control experiment), and  $20 \text{ ms}^{-1}$  (case b). (b) three vortices with an identical outer profile and maximum wind speeds of  $20 \text{ ms}^{-1}$  (case c),  $30 \text{ ms}^{-1}$  (control experiment), and  $40 \text{ ms}^{-1}$  (case d). (c) five vortices given by (1) with  $v_0 = 1.17, -0.83, -2.83, -4.83, \text{ and } -6.83 \text{ ms}^{-1}$ .

한편 식(3.4.2)의 구조를 갖는 순압 소용돌이에 대한 RAM은 아래와 같이 표시될 수 있으며  $\Gamma$ 는 감마 함수를 나타낸다.

$$RAM = 2\pi C \left[ V_c r_c^3 \exp\left(\frac{1}{b}\right) b^{4/b-1} \Gamma\left(\frac{4}{b}\right) + 2V_a r_a^3 \exp\left(\frac{1}{2}\right) \Gamma(2) \right]. \quad (3.4.3)$$

식 (3)에서  $V_a$ 가  $-0.83 \text{ ms}^{-1}$ 일 때 소용돌이의 RAM이 0이 되며 초기 소용돌이의 RAM이 0보다 큰 경우( $V_a = 1.17 \text{ ms}^{-1}$ ), 0인 경우( $V_a = 0.83 \text{ ms}^{-1}$ ), 0보다 작은 경우( $V_a = -2.83, -4.83, -6.83 \text{ m s}^{-1}$ )의 이동 특성에 대해 조사하였다(Fig 3.4.44). 소용돌이 이동에 대한 대칭 순환과 비대칭 순환의 역할을 조사하기 위해 전체 흐름을 대칭 순환과 비대칭 순환으로 분해했다. 대칭 순환과 비대칭 순환은 전체 유선함수장을 이용하여 구했으며 계산 과정은 다음과 같다. 먼저 직각 좌표계에서 구해진 유선함수장을 원점이 소용돌이의 중심에 위치한 원통 좌표계에서의 값으로 전환했다. 소용돌이의 중심은 유선함수의 동서·남북 방향의 경도가 0인 점 즉, 남북 속도 성분과 동서 속도 성분이 0인 점으로 정의했으며 원통 좌표계에서 반경 격자 간격은 20 km, 방위 격자 간격은  $8^\circ$  로 설정했다. 직각 좌표계에서의 유선함수 값을 원통 좌표계에서의 값으로 전환하는 데에는 bicubic spline 방법을 사용했다. 다음으로 원통 좌표계에서의 유선함수 값을 각 반경에서 방위각을 따라 평균한 후 bicubic spline 방법을 사용해 직각 좌표계에서의 값으로 전환하여 대칭 순환을 구했으며 비대칭 순환은 전체 유선함수장에서 대칭 순환을 빼서 구했다. 한편 소용돌이 초기 구조에 따른 비대칭 순환의 발달 특성을 이해하기 위해 대칭 및 비대칭 운동 에너지의 시간 변화를 조사하고 비대칭 순환에 대한 운동 에너지 방정식을 분석하였다. 대칭( $K_s$ ) 및 비대칭 운동 에너지( $K_a$ )와 비대칭 운동 에너지 방정식(Li와 Wang, 1994)은 아래와 같이 정의되며 식에서의 괄호는 원통 좌표계에서의 면적분을 나타낸다.

$$K_s = \left\{ \frac{\nabla \psi_s \cdot \nabla \psi_s}{2} \right\}, \quad K_a = \left\{ \frac{\nabla \psi_a \cdot \nabla \psi_a}{2} \right\}. \quad (3.4.4)$$

$$\frac{\partial K_a}{\partial t} = -\{(\mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V}_s) \cdot \mathbf{V}_a\} + \{\beta r \cos \lambda \mathbf{k} \cdot (\nabla \psi_a \times \nabla \psi_s)\} + F_a. \quad (3.4.5)$$

위 식에서  $\psi_s$ 와  $\psi_a$ 는 대칭 유선함수와 비대칭 유선함수이고  $\mathbf{V}$ ,  $\mathbf{V}_s$ ,  $\mathbf{V}_a$ 는 각각 전체 흐름의 속도 벡터, 대칭 흐름의 속도 벡터, 비대칭 흐름의 속도 벡터이며  $\mathbf{k}$ 는 연직 방향의 단위 벡터,  $\lambda$ 는 북에서부터 반시계 방향으로 측정된 방위각이다. 식 (3.4.5)의 우변 첫 번째 항( $EC_1$ )은 비선형 항에 의한 대칭 순환에서 비대칭 순환

으로의 에너지 전환 항이며 두 번째 항(EC<sub>2</sub>)은 베타 효과에 의한 에너지 전환 항이다. 세 번째 항인  $F_0$ 는 면적분 영역 가장 자리에서의 반경 흐름에 의한 에너지 속이다. 초기 구조가 다른 각각의 소용돌이에 대해 식(3.4.4)과 (3.4.5)에 포함된 각 항들을 소용돌이 중심에서 반경 1200 km 까지 면적분하여 그 결과를 비교·분석하였다.

초기 소용돌이의 크기 및 강도 변화에 따라 순압 소용돌이도 방정식에 포함된 각 항들이 소용돌이의 이동에 미치는 영향이 어떻게 달라지는가를 밝히고 달라진 각 항들의 상호작용이 소용돌이의 이동에 미치는 영향을 조사하기 위해 유선함수 경향 방정식을 분석하였다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \psi_t}{\partial t} \approx & \nabla^{-2}\{-J(\psi_a, \nabla^2 \psi_s)\} + \nabla^{-2}\{-J(\psi_s, \nabla^2 \psi_a)\} \\ & \text{TT} \qquad \qquad \text{SVAF} \qquad \qquad \text{AVSF} \\ & + \nabla^{-2}\{(-\beta v_s)\} + \nabla^{-2}\{(-\beta v_a)\}. \end{aligned} \quad (3.4.6)$$

$$\text{PVSF} \qquad \qquad \text{PVAF}$$

여기서  $\psi_t$ 는 총 유선함수,  $\nabla^{-2}$ 는 역 라플라시안 연산자이고  $J$ 는 자코비안을 나타낸다. 위 식에서 TT는 전체 유선함수 경향, SVAF는 비대칭 흐름에 의한 대칭 상대 소용돌이도의 이류, AVSF는 대칭 흐름에 의한 비대칭 상대 소용돌이도의 이류, PVSF는 대칭 흐름에 의한 행성 소용돌이도의 이류, PVAF는 비대칭 흐름에 의한 행성 소용돌이도의 이류를 나타낸다. 한편 비발산 순압 소용돌이도 방정식[식(3.4.1)]에 포함된 상대 소용돌이도 이류 항을 비선형 항으로 행성 소용돌이도 이류 항을 선형 항으로 부른다.

#### 나. 대칭 및 비대칭 순환과 통풍류

Fig 3.4.45는 대칭 순환으로 표현되는 방위각을 따라 평균한 접선 속도의 시간에 따른 변화이다. 대칭 소용돌이의 저기압성 강도는 시간이 지남에 따라 점점 약해지며 소용돌이 내부 지역보다는 Rossby 파 분산의 영향을 많이 받는 외부 지역에서 더 빨리 약해진다. 132시간과 180시간에서는 각각 반경 720 km와 800 km 외부에 고기압성 흐름이 존재하며 180시간에서는 1800 km 이상 반경에서 저기압성 순환이 나타난다. 이렇게 외부 반경에 고기압성 흐름과 저기압성 흐름이 나타나는 것은 절대 소용돌이도를 보존하기 위한 역학 과정의 결과이다.

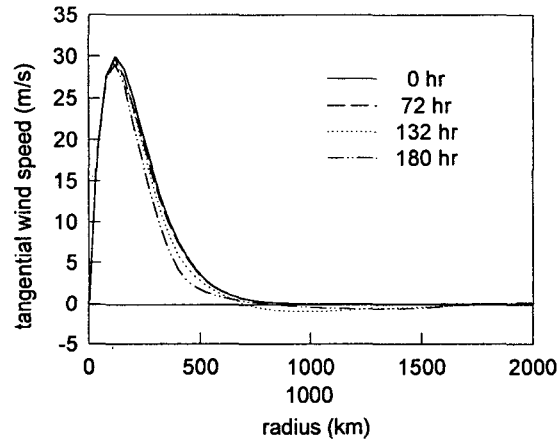


Fig 3.4.45. The evolution of azimuthally-averaged tangential wind for the control experiment.

비대칭 순환의 시간에 따른 변화를 Fig 3.4.46에 나타내었다. 비대칭 순환의 가장 큰 특징은 파수가 1인 고기압성 자이어가 소용돌이 중심의 오른쪽에, 저기압성 자이어가 왼쪽에 존재하며 이 자이어들 사이에 준 균일 흐름인 통풍류가 존재하는 것이다. 소용돌이 삽입 후 12시간까지 소용돌이가 베타 효과에 의해 변형됨에 따라 초기에 좁은 지역에 걸쳐 약한 강도로 존재하던 비대칭 순환은 강도가 커지면서 바깥 지역으로 확장한다. 이 과정에서 소용돌이에 작용하는 Rossby 파 분산의 영향으로 저기압성 자이어가 서쪽 방향으로 더 많이 확장된다. 또한 소용돌이 중심 근처의 내부 자이어부터 반시계 방향으로 회전하여 시간이 지남에 따라 외부 자이어까지 반시계 방향으로 회전한다. 그 결과 초기에 북쪽을 향하는 통풍류가 북북서쪽으로 향하게 된다. 24시간 이후부터 72시간까지 비대칭 순환은 더 이상 외부 지역으로 확장하지 않지만 시간이 지남에 따라 자이어의 강도는 선형적으로 증가한다. 한편 소용돌이 중심 부근에 위치한 저기압성 자이어와 고기압성 자이어는 48시간까지 계속해서 반시계 방향으로 회전한다. 하지만 중심에서 멀리 떨어진 고기압성 자

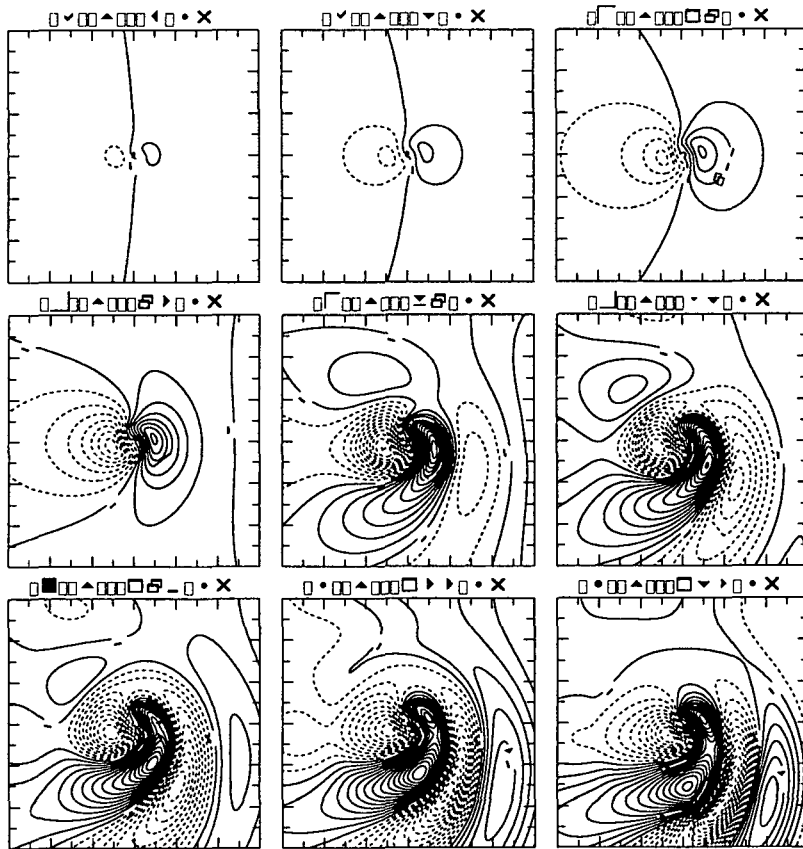


Fig 3.4.46 The evolution of the asymmetric streamfunction for the control experiment. The plotting domain size is  $6000 \text{ km} \times 6000 \text{ km}$  centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The contour interval is  $5 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

이러한 남쪽 외부 지역은 36시간부터 시계 방향으로 회전하면서 남서쪽으로 확장되어 중심에서 먼 곳에 위치한 비대칭 순환이 동서 방향으로 변형되기 시작한다. 이후 고기압성 자이어에 의한 저기압성 자이어가 성장함에 따라 시계 방향의 회전 지역은 점점 증가하여 고기압성 자이어의 내부 지역도 시계 방향으로 회전하게 되고 그 결과 비대칭 순환은 계속해서 변형되어 60시간부터는 파수가 2인 형태를 보인다. 이와 더불어 소용돌이 서쪽에 위치한 저기압성 자이어의 크기도 조금씩 줄어들지만 소용돌이 내부 지역의 자이어의 강도는 계속 증가하여 통풍류의 속도는 그대로 유지된다. 72시간까지 증가한 소용돌이 서쪽의 저기압성 자이어의 진폭은 이후 서서히 감소하여 120시간 이후에 성장이 정상 상태에 도달한다. 72시간 이후 고기압성 자이어 동쪽에 위치한 저기압성 자이어의 강도는 계속해서 증가하고 고기압성 자이어도 계속해서 시계 방향으로 회전한다. 132시간까지 소용돌이 중심 부근에서 고기압성 자이어의 강도는 조금씩 감소하지만 남동쪽에서는 강도가 증가한다. 120시간

이후부터 소용돌이 동쪽의 고기압성 자이어는 이분되기 시작하여 132시간에 중심에서 약 500 km 떨어진 곳에서 처음으로 이분된다. 이 때부터 소용돌이 중심 부근의 고기압성 자이어의 강도는 다시 서서히 증가하고 남동쪽의 고기압성 자이어의 강도는 점점 감소한다. 고기압성 자이어가 이분된 후에 북동쪽의 고기압성 자이어는 소용돌이와 관련된 비대칭 저기압성 자이어와 준 평형을 이루고 남동쪽의 고기압성 자이어는 고기압성 자이어에 의해 다시 발생한 저기압성 자이어와 준 평형을 이룬다.

에너지 관점에서 이러한 비대칭 순환의 발달과 약화는 비대칭 순환의 운동 에너지 생성율에 의해 결정된다. 따라서 비대칭 순환에 대한 운동 에너지 방정식[식 (3.4.5)]을 분석하여 베타 자이어가 어떤 과정을 통해 발달하는지를 조사하였다.

Table 3.4.13 The time variations of the kinetic energy components  $K_s$ ,  $K_a$  (unit:  $10^{12} \text{ m}^4 \text{ s}^{-2}$ ) and the asymmetric kinetic energy conversion terms  $EC_1$ ,  $EC_2$  (unit:  $10^7 \text{ m}^4 \text{ s}^{-3}$ ) computed using equation (3.4.4) and (3.4.5) for the control experiment.

Time	$K_s$	$K_a$	$EC_1$	$EC_2$
3 hr	831.83	5.08	0.62	5.41
6 hr	827.84	6.97	1.83	9.15
12 hr	781.62	3.45	-1.10	13.33
24 hr	775.97	7.90	-2.14	20.18
72 hr	736.48	22.73	-2.64	25.28
96 hr	737.95	26.66	-2.65	22.04
120 hr	692.46	21.33	-3.45	20.96
144 hr	667.37	22.81	-2.89	22.49
168 hr	686.68	39.74	-2.34	19.80

Table 3.4.13은 시간에 따른  $K_s$ ,  $K_a$ ,  $EC_1$ ,  $EC_2$  값을 보여준다.  $F_a$  항은 다른 항들에 비해 크기가 매우 작으므로 표에 포함시키지 않았다. 모든 시간에서 대칭 순환의 운동 에너지가 비대칭 순환의 운동 에너지 보다 훨씬 크다. 시간이 흐르면서 비대칭 순환이 발달함에 따라 비대칭 순환의 운동 에너지는 증가하는 경향을 보이고 이와 상응하여 대칭 순환의 운동 에너지는 감소하는 경향을 보인다. 이는 대칭 순환에서 비대칭 순환으로의 에너지 전달 과정이 존재함을 나타낸다.  $EC_1$ 과  $EC_2$ 의 경우,  $EC_2$ 가  $EC_1$ 보다 항상 크게 나타나므로써 주로 베타 효과에 의해 대칭 순환의 운동 에너지가 비대칭 순환의 운동 에너지로 전환되는 것을 알 수 있다. 한편, 초기에 양의 값을 가지던  $EC_1$ 은 12시간 이후부터는 음의 값을 가지는데 이는 비대칭 순환에서 대칭 순환으로의 에너지 전달 과정이 존재하는 것을 의미한다. 즉, 대칭 각 바람(angular wind)의 수평 시어에 의해 비대칭 순환으로부터 비대칭 섭동 에너지가 대칭 순환으로 전달되므로써 소용돌이의 비대칭성이 감소됨을 알 수 있다. 이



러한 비선형 에너지 전환 과정은 각 바람의 수평 시어가 큰 최대 풍속 반경 부근에서 활발하게 일어나므로 중심 부근의 대칭 소용돌이는 오랫동안 축 대칭성을 유지한다(Carr와 Williams, 1989; Li와 Wang, 1994).

베타 효과에 의한 에너지 전환 과정을 통해 발달한 비대칭 순환은 소용돌이의 이동에 중요한 역할을 한다. Fig 3.4.47는 소용돌이 중심 서쪽에 위치한 저기압성 자이어의 최대 진폭의 시간에 따른 변화와 소용돌이의 이동 속도의 시간 변화를 비교한 그림이다.

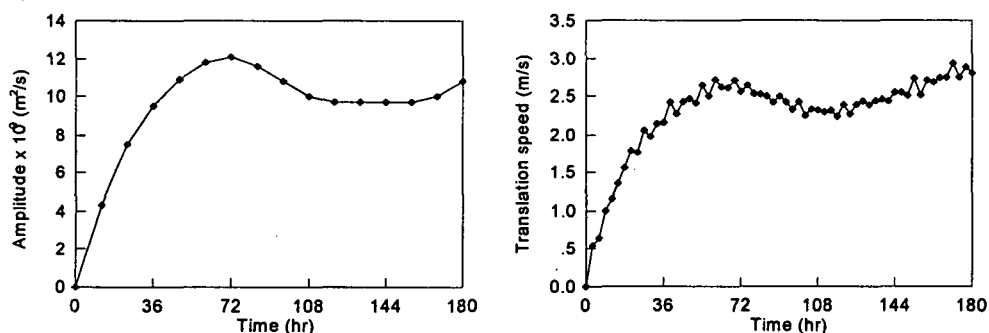


Fig 3.4.47 The time variations of the maximum amplitude of the cyclonic beta gyre to the west of the vortex center(left panel) and the vortex translation speed (right panel).

소용돌이는 전체 적분 시간 동안 평균  $2.3 \text{ ms}^{-1}$ 의 속도로 북과 북서 사이의 방향으로 이동하는데 소용돌이의 이동 속도는 60시간까지 빠르게 증가하며 그 이후부터 117시간까지는 서서히 감소하고 다시 180시간까지 서서히 증가한다. 소용돌이 이동 속도가 시간에 따라 변하는 형태는 소용돌이 중심 서쪽에 위치한 저기압성 자이어의 최대 진폭이 시간에 따라 변하는 형태와 거의 일치한다.

소용돌이 이동에 대한 비대칭 흐름의 중요성을 입증하기 위해 매 12시간 간격으로 계산된 통풍류와 소용돌이의 운동을 비교하였다(Fig 3.4.48).

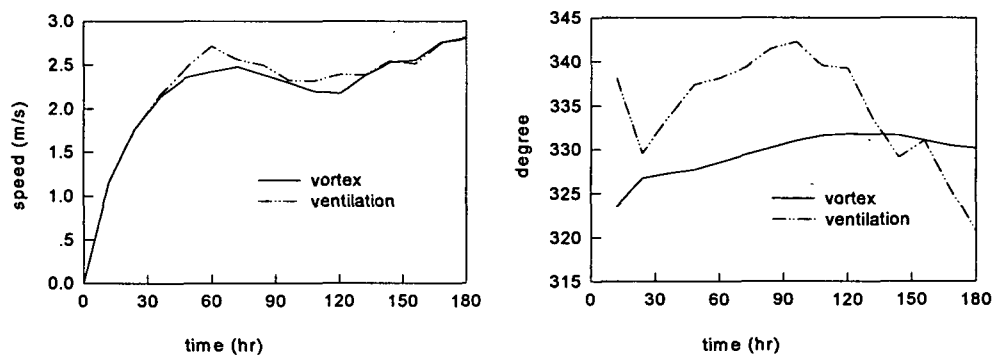


Fig 3.4.48 The time variations of magnitudes (left panel) and directions (right panel) of the vortex motion vector and the ventilation flow vector for the control experiment.

여기서 통풍류를 소용돌이 중심 부근의 일정 지역(여기서는 중심에서 반경 300-400 km까지의 지역으로 정의)에서 균일한 비대칭 흐름( $u_a = -\partial\psi_a/\partial y$ ,  $v_a = \partial\psi_a/\partial x$ )을 평균한 흐름으로 정의하였다. 전체 적분 시간 동안 통풍류의 속도와 방향은 소용돌이의 이동속도와 방향과 잘 일치하므로 통풍류가 소용돌이의 이동에 중요한 역할을 함을 알 수 있다.

#### 다. 유선함수 경향 분석

순압 소용돌이도 방정식의 각 항들이 소용돌이의 이동에 어떠한 역할을 하는 지를 알아보기 위해 전체 유선함수장에 대한 경향 방정식[식 (3.4.6)]을 분석했다. Fig 3.4.49는 SVAF항에 의한 유선함수 경향장을 보여준다. 전체 적분 시간 동안 북서쪽에 음의 유선함수 경향이 남동쪽에 양의 유선함수 경향이 나타난다. 저기압성 소용돌이는 상대 소용돌이도가 증가하는 방향으로 이동하므로 이러한 유선함수 경향장의 형태는 이 항이 소용돌이가 북서쪽으로 이동하는 데 영향을 주는 것을 나타낸다. 비대칭 순환에 의한 대칭 소용돌이의 이류를 나타내는 항이므로 이 항에 의한 유선함수 경향장의 시간에 따른 변화는 비대칭 순환의 시간 변화와 직접적인 연관이 있다. 즉, 비대칭 순환이 발달하기 시작하는 초기에는 좁은 지역에 걸쳐 약한 강도를 가지지만 비대칭 순환의 발달함에 따라 그 강도가 계속 증가하여 비대칭 순환의 발달이 준 정상 상태에 이르는 72시간 이후부터는 쌍극자 모양의 유선함수 경향장은 거의 같은 강도로 일정 넓이의 지역(중심에서 반경 300-400 km)에 분포한다. 이는 통풍류가 고기압성 자이어의 지속적인 변형에도 불구하고 계속 일정한 영역에서 비슷한 크기를 유지하는 것과 같은 현상이다. 즉, 이 항에 의한 유선함수 경향장은 소용돌이가 비대칭 순환에 의해 북북서쪽으로 이동됨을 보여준다.

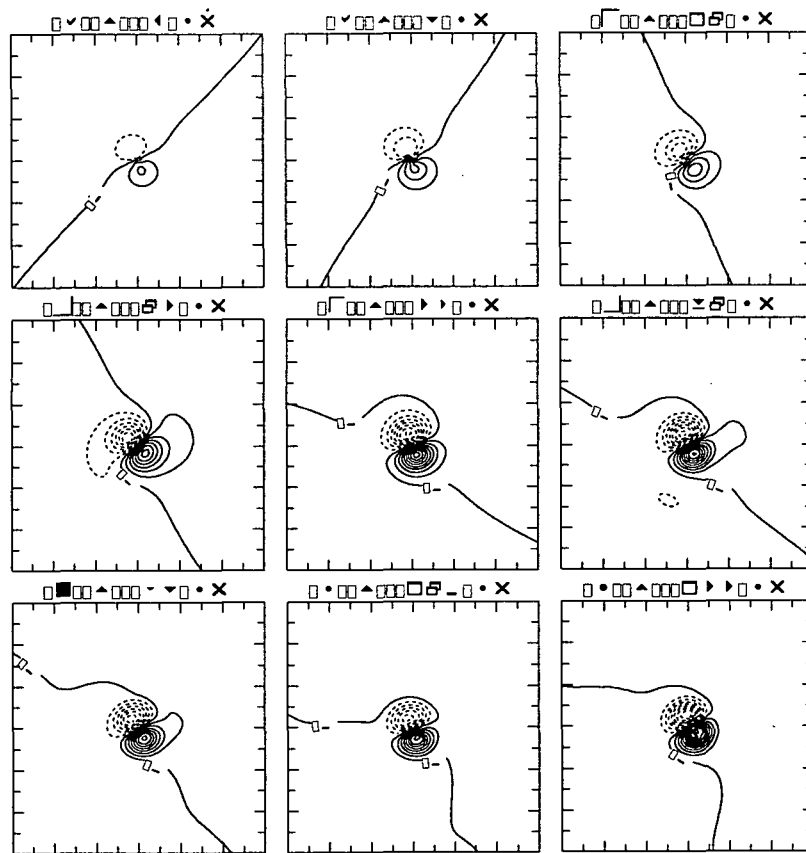


Fig. 3.4.49 Contribution to the total streamfunction tendency due to SVAF (symmetric vorticity advection by the asymmetric flow) for the control experiment. The plotting domain size is 3200 km  $\times$  3200 km centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The contour interval is 5 m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>.

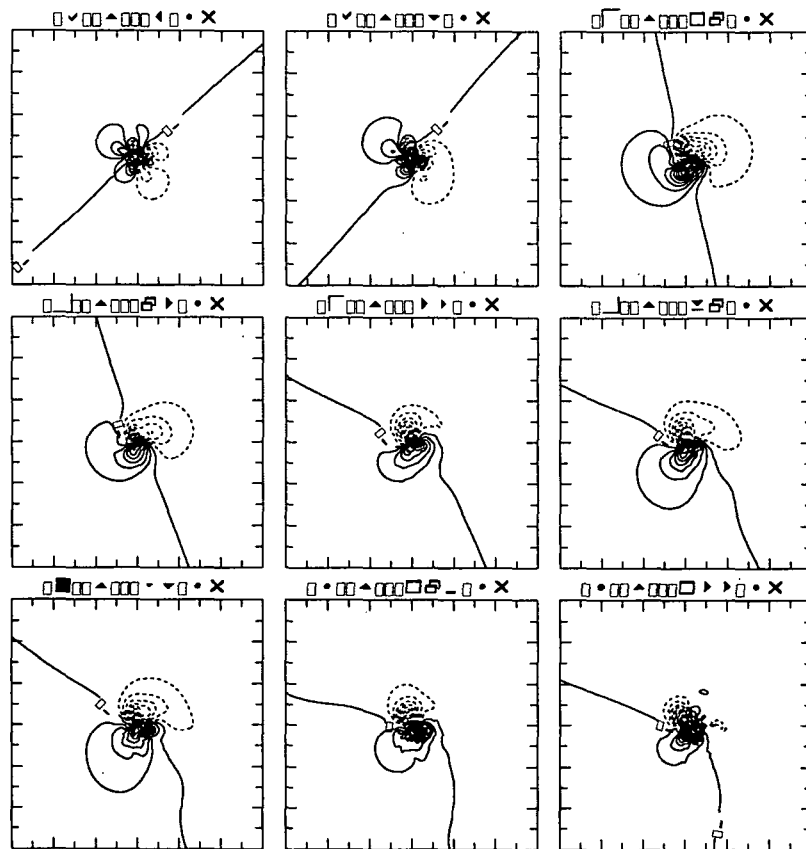


Fig 3.4.50 The same as in Fig 3.4.49 except for AVSF (asymmetric vorticity advection by the symmetric flow). The contour interval in (a)-(c) is  $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  and the contour interval in (d)-(i) is  $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .

Fig 3.4.50은 AVSF항에 의한 유선함수 경향장의 시간 변화이다. 초기에는 북서쪽에 양의 유선함수 경향이, 남동쪽에는 음의 유선함수 경향이 나타난다. 이러한 형태의 유선함수 경향장은 시간이 지남에 따라 반시계 방향으로 회전하여 24시간에 소용돌이 남서쪽에 양의 유선함수 경향이 북동쪽에 음의 유선함수 경향이 나타난다. 그 결과 이 항에 의한 강제력이 북동쪽을 향하게 되어 서쪽으로 작용하는 베타 강제력을 약화시키므로써 선형 항에 의한 소용돌이의 변형을 억제한다. 또한 이러한 회전에 의해 내부 베타 자이어가 반시계 방향으로 회전하여 초기에 북을 향하던 통풍류가 북북서로 향하게 된다. 유선함수 경향장은 24시간 이후 계속 반시계 방향으로 회전하여 72시간 후부터는 소용돌이 북쪽 지역의 음의 유선함수가 증가하는 데 영향을 주며 고기압성 자이어가 변형될수록 소용돌이 중심 부근에서 강한 비선형성을 나타낸다. 즉, 이 항은 저기압성 소용돌이의 흐름에 의해 베타 자이어가 회전되는 것을 나타내며 이러한 회전을 통해 베타 효과에 의한 소용돌이의 변형을 억제하

고, 통풍류가 좀 더 서쪽으로 향하는 데 영향을 준다.

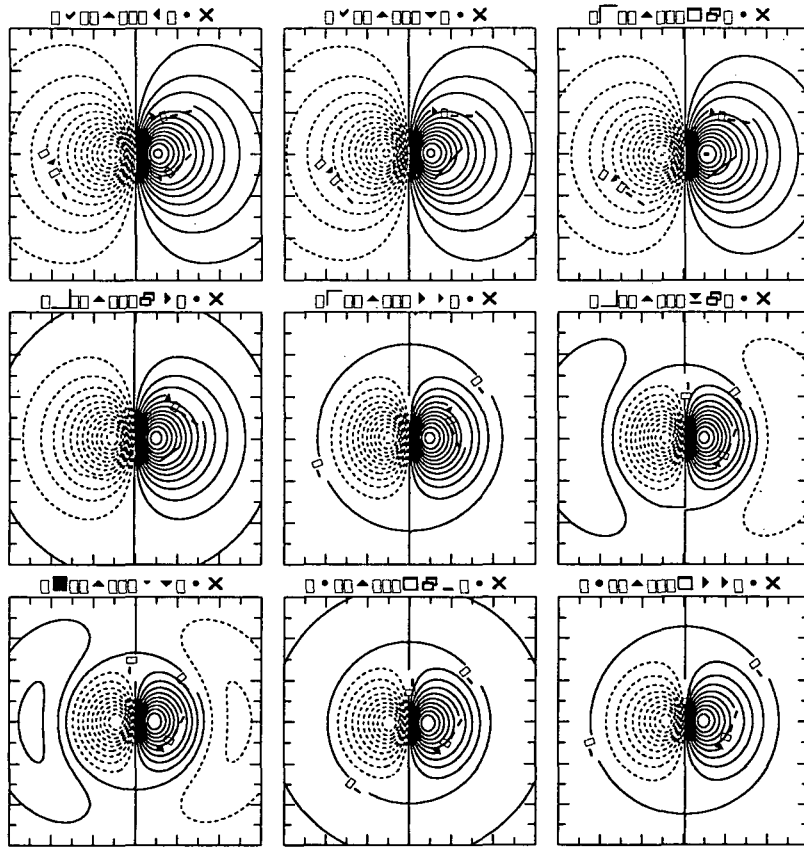


Fig 3.4.51 The same as in Fig 3.4.49 except for PVSF (planetary vorticity advection by the symmetric flow). The contour interval is  $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .

PVSF항에 의한 유선함수 경향장(Fig 3.4.51)은 소용돌이 서쪽에 음의 유선함수 경향, 동쪽에 양의 유선함수 경향이 나타나며 이는 이 항이 초기에 비대칭 순환이 발달하는 데 주 역할을 함을 나타낸다. 이 양·음의 유선함수 경향장은 서로 동서 대칭을 이루며 시간이 지나면서 소용돌이의 저기압성 강도가 약해짐에 따라 이 항의 크기도 감소하고 유선함수 경향장이 분포하는 영역도 줄어들지만 양·음의 유선함수 경향의 최대·최소 점은 전체 적분 시간 동안 모두 같은 곳에 위치한다. 즉, 이 항은 절대 소용돌이도 보존 법칙에 근거하여 적분 초기에 비대칭 순환이 발달하는 데 영향을 주며 초기에 소용돌이가 서쪽으로 이동하는 데 영향을 준다.

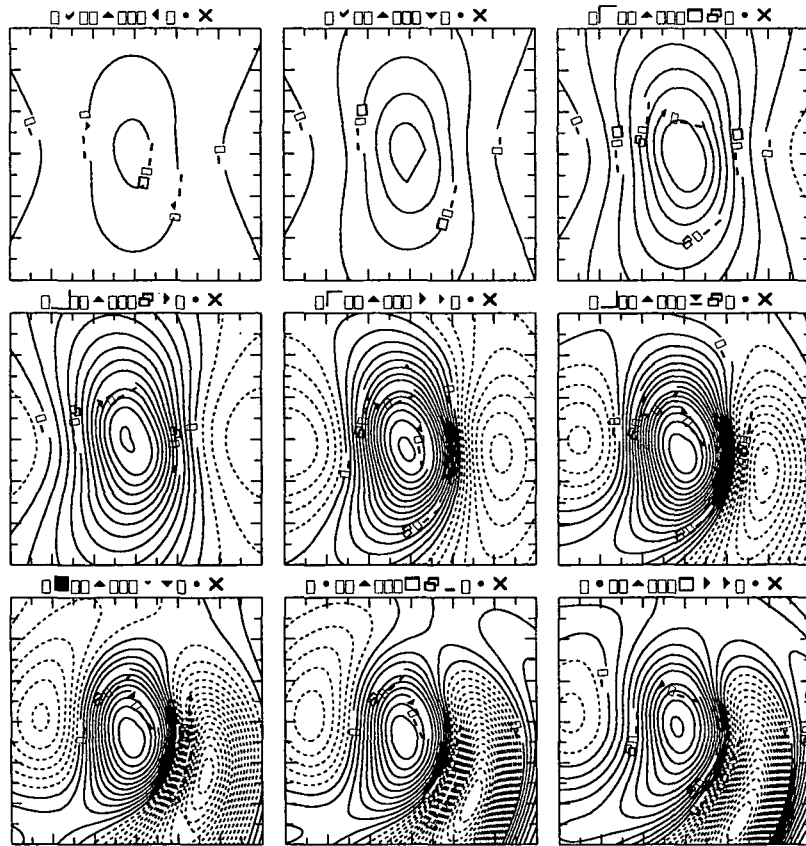


Fig 3.4.52 The same as in Fig 3.4.49 except for PVA (planetary vorticity advection by the asymmetric flow). The contour interval is  $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .

PVA항에 의한 유선함수 경향장(Fig 3.4.52)를 살펴보면 소용돌이 중심에 존재하는 양의 유선함수 경향은 이 항이 대칭 소용돌이의 저기압성 흐름이 약화되는 데 영향을 주는 것을 나타낸다. 초기에 비대칭 순환의 강도가 약할 때는 중심 지역의 양의 유선함수 경향장의 강도도 약하다. 시간이 지나면서 비대칭 순환이 발달함에 따라 양의 유선함수 경향의 강도가 증가하므로 비대칭 순환이 발달함에 따라 대칭 소용돌이의 흐름이 약해짐을 알 수 있다. 소용돌이가 약화되고 고기압성 자이어가 발달함에 따라 중심의 양의 유선함수 경향 지역은 수축하고 소용돌이 동쪽의 음의 유선함수 경향은 증가한다. 96시간 이후 고기압성 자이어에 의해 발생한 저기압성 비대칭 자이어의 강도가 커지기 시작함에 따라 소용돌이 중심에서 동쪽으로 약 1600 km 떨어진 곳에서 양의 유선함수 경향이 나타난다. 소용돌이 동쪽의 양의 유선함수 경향 지역과 음의 유선함수 경향 지역은 시계 방향으로 회전하여 고기압성 자이어가 시계 방향으로 회전하는 데 영향을 준다. 즉, 이 항은 대칭 소용돌이의 저기압성 강도가 약화되고 변형되는 데 영향을 준다.

라. 초기 소용돌이 구조에 따른 이동 특성

(1) 초기 소용돌이의 크기를 변화시킨 경우

Fig 3.4.53은 초기 소용돌이의 크기를 변화시킨 경우(Fig 3.4.1a)에 144시간 동안의 소용돌이의 이동 경로와 속도이다. 각 소용돌이의 이동 경로는 큰 차이를 나타내며 이는 소용돌이의 크기 변화가 소용돌이의 이동에 미치는 영향이 매우 큼을 나타낸다. 표준 실험보다 소용돌이의 크기가 감소된 a경우는 소용돌이가 표준 실험보다 좀 더 북쪽으로 이동하며 크기가 증가된 b경우에는 좀 더 서쪽으로 이동한다.

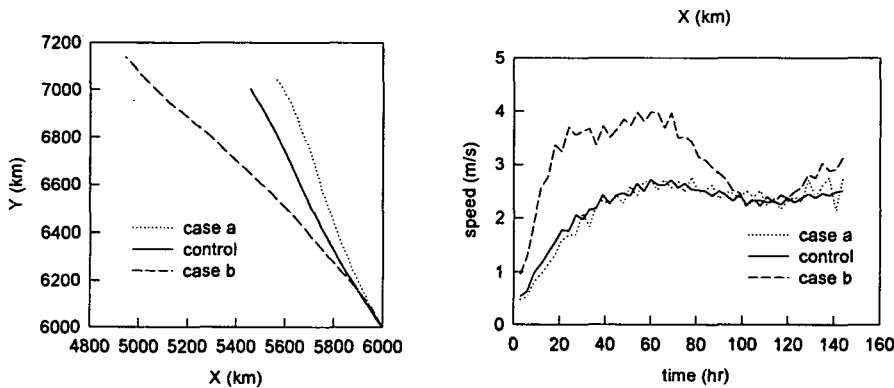


Fig 3.4.53 The tracks (left panel) and speeds (right panel) of vortices during 144 hours for cases a, b, and control experiment.

비대칭 순환은 주로 베타 효과에 의한 대칭 순환에서 비대칭 순환으로의 에너지 전달 과정을 통해 발달하므로 선형 항의 크기가 증가하면 비대칭 순환의 강도도 증가한다. 중심 부근의 비대칭 순환의 강도는 소용돌이의 이동 속도를, 형태는 이동 방향을 결정 짓는다. 초기 소용돌이의 크기 변화에 따른 비대칭 순환(Fig 3.4.54)의 특성을 살펴보면 소용돌이의 크기가 표준 실험보다 축소된 a경우 외부 환경 흐름의 약화로 선형 효과가 감소되어 적분 초기에 비대칭 순환은 표준 실험보다 좁은 지역에 약한 강도로 분포하고 있다. 하지만 표준 실험과 그다지 큰 차이를 보이지 않으며 시간이 지나면서 그 강도와 크기가 표준 실험과 비슷해지므로 소용돌이의 이동 속도는 표준 실험과 유사하게 나타난다. 한편 대칭 소용돌이 흐름의 감소로 대칭 순환에 의한 비대칭 순환의 반시계 방향 회전을 감소하여 소용돌이가 표준 실험보다 좀 더 북쪽을 향하여 이동한다. b경우에 강한 소용돌이 외부 흐름으로 인한 선형 항의 증가로 강한 비대칭 순환이 형성되어 이동 속도가 다른 경우보다 크게 나타난다. 중심 부근의 비대칭 자이어도 반시계 방향으로 빠른 속도로 회전하여 소용돌이는 다른 경우보다 더 서쪽을 향한다.

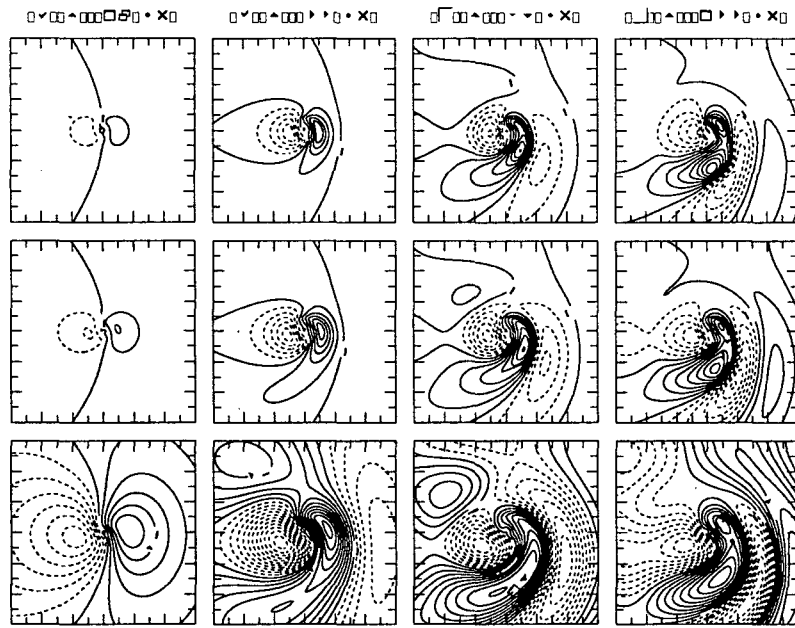


Fig 3.4.54. The evolutions of the asymmetric streamfunction for case a (top row), control experiment (middle row), and case b (bottom row). The plotting domain size is  $6000 \text{ km} \times 6000 \text{ km}$  centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The actual contour interval is  $2 \times 10^5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .

선형 항은 초기에 비선형 항을 생성시키므로 선형 항이 클수록 비선형 항의 크기가 커지고 그 결과 소용돌이 이동 속도도 커진다. 유선함수 경향 방정식을 분석한 결과, a경우는 식 (4.3.6)의 각 항들의 기여에 의한 유선함수 경향장이 비대칭 순환과 마찬가지로 규준 실험과 큰 차이를 보이지 않는다. b경우에 초기에 비대칭 순환을 발달시키는 선형 항(PVSF)의 증가로 비선형 항(SVAF, AVSF)도 증가하여 소용돌이의 이동 속도가 크게 나타났다. 하지만 증가한 선형 항(PVAF)은 소용돌이의 저기압성 강도를 빠르게 약화시키고 변형시켜 적분 중기 이후의 소용돌이 이동 속도는 다른 경우와 비슷해진다.

(2) 초기 소용돌이의 강도를 변화시킨 경우

Fig 3.4.55는 초기 소용돌이의 강도를 변화시킨 경우에 144시간 동안의 소용돌이의 이동 경로와 속도이다. 최대 풍속이  $20 \text{ ms}^{-1}$ 인 경우(c경우) 소용돌이의 이동 경로는 전체 적분 시간 동안 고리 모양 및 진동 형태를 나타낸다. 최대 풍속이  $40 \text{ ms}^{-1}$ 인 경우(d경우)는 소용돌이의 이동 속도 및 경로가 규준 실험과 큰 차이가 나지 않는다.



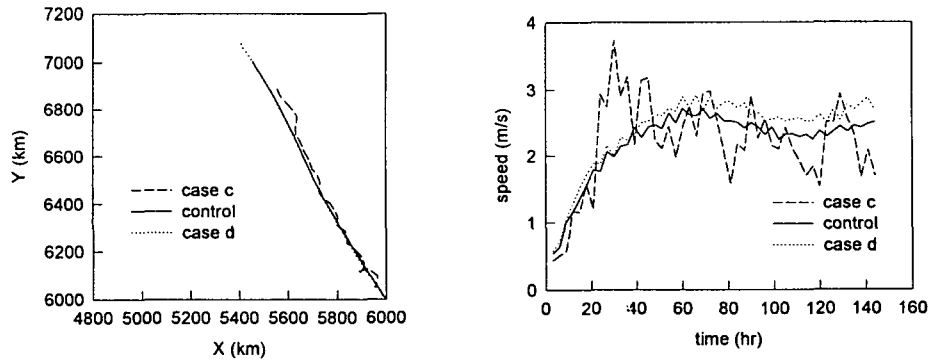


Fig 3.4.55 The tracks (left panel) and speeds (right panel) of vortices during 144 hours for cases c, d, and control experiment.

강도 변화에 비대칭 순환(Fig 3.4.56)의 특성을 살펴보면 c경우 비대칭 순환은 적분 초기에 기준 실험과 d경우 보다 좁은 영역에 분포하고 있다. d경우는 이동 경로와 마찬가지로 비대칭 순환 형태 및 시간 변화가 기준 실험과 유사하다. 단, 증가한 최대 풍속의 영향으로 선형 항의 크기가 증가하여 베타 자이어의 강도가 조금 더 증가했다. 그 결과 중심 부근의 통풍류의 속도가 증가하여 소용돌이의 이동 속도가 기준 실험보다 조금 더 빠르게 나타났다.

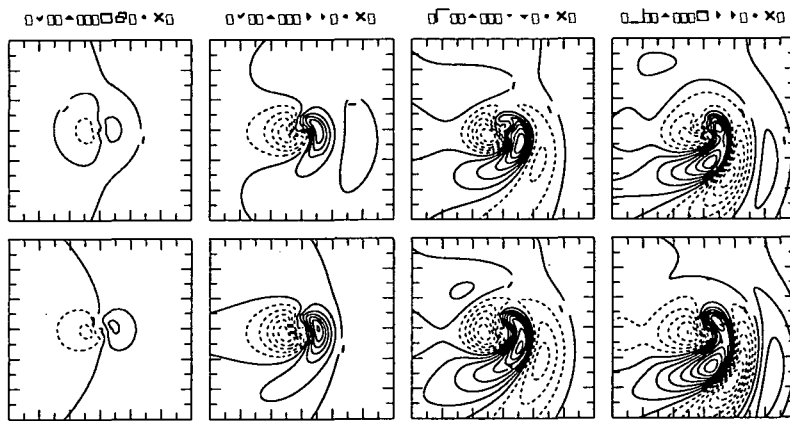


Fig 3.4.56 The evolutions of the asymmetric streamfunction for case c (upper row) and case d (lower row). The plotting domain size and the contour interval are the same as in Fig 3.4.44.

유선함수 경향 방정식을 분석한 결과, 소용돌이 이동 경로가 진동 형태를 나타내는 c경우에도 SVAF항에 의한 강제력은 소용돌이가 이동하는 방향으로, PVSF항에 의한 강제력은 서쪽으로 작용한다. d경우 식 (3.4.6)의 각 항들에 의한 유선함수 경향장은 그 강도가 약간 씩 증가했을 뿐 기준 실험과 별다른 차이를 보이지 않는다.

위에서 살펴본 바와 같이 소용돌이의 이동은 소용돌이 내부 강도의 변화에는 둔감하다. 소용돌이의 이동에 대한 비선형 항과 선형 항의 역할을 살펴보면 적분 초기에는 주로 선형 효과가 소용돌이의 이동에 영향을 주지만 시간이 지나면서 비대칭 순환이 발달함에 따라 선형 효과에 의해 발생한 비선형 항이 소용돌이의 이동에 영향을 준다. 선형 항의 크기가 증가하면 이와 상응하여 비선형 항의 크기도 증가하므로 소용돌이가 더 빨리 이동한다. 하지만 내부 강도가 증가된 경우는 선형 항의 크기가 소용돌이의 이동 속도가 많이 변할 수 있을 만큼 증가할 수 없으므로 소용돌이의 이동 속도가 기준 실험과 비슷하게 나타난다. 한편 소용돌이의 비대칭 순환의 수평 크기는 소용돌이의 수평 크기 보다 훨씬 크므로 내부 흐름(최대 풍속 반경 부근의 흐름)은 큰 규모의 비대칭 순환을 반시계 방향으로 회전시키는 데는 큰 역할을 하지 못한다. 즉, 소용돌이의 이동과 관련된 비대칭 순환의 반시계 방향 회전율은 내부 강도의 변화에 따라 크게 변하지 않으므로 강도가 다른 각 소용돌이의 이동 방향은 서로 비슷하게 나타난다.

### (3) 초기 소용돌이의 전체 상대 각 운동량을 변화시킨 경우

Fig 3.4.57는 초기 소용돌이의 전체 상대 각 운동량을 변화시킨 경우(Fig 3.4.1c)에 소용돌이의 144시간 동안의 진로, 이동 속도 및 이동 방향을 보여준다.

소용돌이의 이동 경로는 초기 소용돌이의 RAM에 따라 다르게 나타났다. 이러한 이동 경로 차이는 소용돌이의 '면적분된 접선 속도(T)와 직접적으로 연관되어 있다. 즉, T가 0보다 클 때 소용돌이는 북서진하고 T가 0보다 작지만 상대적으로 0에 가까울 때는 서진후 북서진하며 T가 0보다 작을 때는 남서진한다. 결론적으로 어느 시각에서의 소용돌이의 이동 방향은 그 시각에서의 T의 부호에 의해 결정된다. 소용돌이의 이동 속도는 초기 RAM이 0보다 클 때 가장 크다. 초기 RAM이 0일 때는 72시간 이후 평균 속도  $2.2 \text{ ms}^{-1}$ 로 준 정상 상태의 이동을 나타낸다. 한편 초기 RAM이 0보다 작은 소용돌이는 36시간까지 외부 반경의 고기압성 흐름이 클수록 더 빨리 이동한다. 이 중에서  $V_a = -4.83, -6.83 \text{ ms}^{-1}$ 인 두 경우( $T < 0$ )는 36시간 이후부터 이동 속도가 감소하며 이동 방향이 북서로 바뀌기 시작하는 시간부터 이동 속도가 다시 서서히 증가하여 108시간 이후에는 초기 RAM이 0보다 작은 모든 소용돌이의 이동 속도가 서로 비슷해진다.

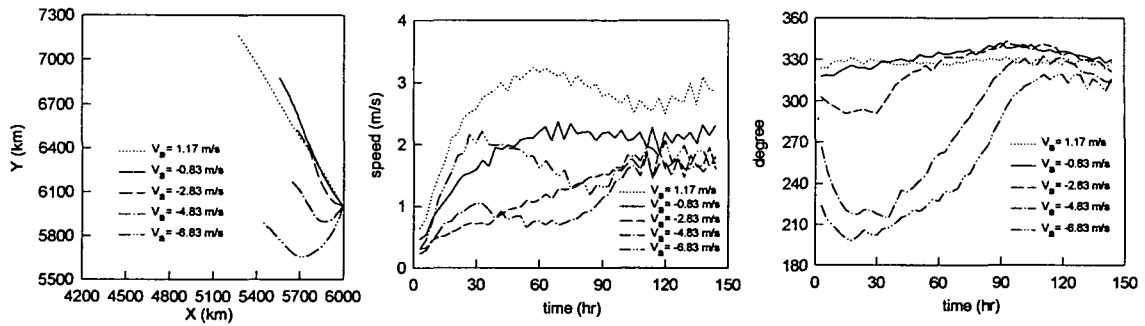


Fig 3.4.57. The tracks (left panel), and the vortex motion speeds (middle panel) and motion directions (right panel) as a function of time for the five initial vortices during 144 hours.

초기에 양에서 음에 이르기까지 각각 다른 초기 RAM을 갖는 소용돌이의 대칭 흐름은 적분 후기에 RAM이 0인 소용돌이의 구조와 비슷해진다. 즉, 초기 소용돌이의 RAM이 0보다 큰 경우는 시간이 지남에 따라 RAM이 감소하고 반면에 초기 소용돌이의 RAM이 0보다 작은 경우는 시간이 지남에 따라 RAM이 증가한다. 한편 초기 소용돌이의 내부에 저기압성 흐름이, 외부에 고기압성 흐름이 존재하는 경우 외부의 고기압성 흐름이 우선적으로 로스비 파 분산에 의해 소멸되며 고기압성 흐름의 소멸 과정에서 고기압성 흐름에서 저기압성 흐름으로의 운동 에너지 전달 과정이 존재한다.

비대칭 순환의 강도 및 크기는 초기 RAM의 크기에 비례한다. 즉, 초기 소용돌이의 RAM이 클수록 비대칭 순환이 넓은 지역에 강한 강도로 분포한다. 따라서 초기 RAM이 가장 큰 경우( $V_a = 1.17 \text{ ms}^{-1}$ )에 비대칭 순환이 소용돌이 중심에서 멀리 떨어진 남동쪽까지 넓은 지역에 강한 강도로 형성되며 그 결과 이동 속도가 다른 경우 보다 크게 나타난다. Fig 3.4.58는 초기 소용돌이의  $V_a$ 가  $-4.83 \text{ ms}^{-1}$ 인 경우에 대한 비대칭 순환의 시간 변화를 보여준다. 이 경우 적분 초기에는 외부의 고기압성 흐름에 의해 발달한 비대칭 순환의 영향으로 소용돌이가 남서진한다. 하지만 적분 중·후기에 소용돌이는 북서진하고 소용돌이의 비대칭 순환의 시간 변화 양상이 초기 RAM이 0보다 큰 저기압성 소용돌이의 경우와 비슷해진다. 이 때 외부의 강한 고기압성 흐름은 내부 자이어를 시계 방향으로 회전시켜 소용돌이가 북서로 전향하는 데 기여한다. 소용돌이의 이동에 대한 유선함수 경향 방정식에 포함된 각항들의 역할은 초기 소용돌이의 RAM의 부호에 관계없이 동일하다.

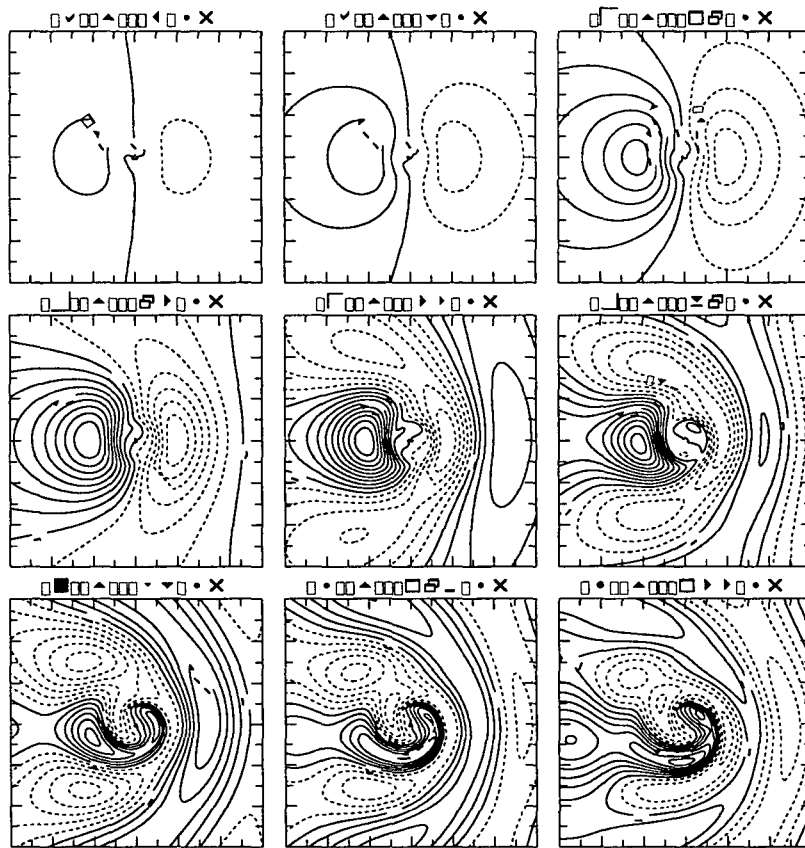


Fig 3.4.58 The evolution of the asymmetric streamfunction field in the case of  $V_a = -4.83 \text{ ms}^{-1}$ . The plotting domain size is  $6000 \text{ km} \times 6000 \text{ km}$  centered on the grid point nearest the calculated vortex center at the indicated time. The actual contour interval is  $1.5 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

#### 4. 현업 태풍 예보 시스템의 개선

##### 가. MM5/KMA의 구성

RDAPS는 MM4를 기반으로 '91년 2월부터 개선과정을 거치면서 현업에서 이용되어 온 지역예보시스템이다. 이의 연장선상에서 새로운 슈퍼컴퓨터의 도입과 함께 MM5/KMA를 구축하였다. MM5/KMA 역학 체제는 RDAPS와 동일하므로 정수계 지배 방정시계로 구성된다. 그러나 그 외의 과정들은 Table 1에 나타낸 바처럼 많은 개선이 이루어졌다.

MM5/KMA는 기상 현상을 보다 상세하게 모사하기 위하여, 수평과 연직 분해능이 향상되었고, 측면 경계의 오차를 줄이고 태풍 예보를 가능하게 하기 위해 모형 영역이 확대되었다. 전처리 과정에서 객관 분석은 Cressman 방안으로 표준등압면 뿐만 아니라, 주로 경계층 안에서 보다 정확한 초기값을 얻기 위해 유의면 고도 분석 과정을 포함하였다. 그리고 초기장의 역학적 일치성 확보와 스핀-업 문제를 해결하기 위하여, 너징 방법으로 연속적인 4차원 동화 과정이 구축되었다.

물리 모수화 방안에서 대류 현상을 보다 정확하게 처리하기 위해 적은 모수화 방안을 첨가하고 구름 미세물리 모수화 방안에 차가운 구름의 효과를 더하였다. 그리고 구름-복사 상호 작용의 효과를 나타낼 수 있는 복사 모수화 과정과 지표면 온도 예측의 향상을 위한 토양 모형을 첨가하였다. 또한, Blackadar's 경계층 모수화는 큰 규모의 에디 효과도 모사할 수 있는 Non-local 경계층 모수화로 대체하였다.

후처리 과정에서는 태풍 진로 산출 과정이 포함되었다. MM5/KMA 자체의 모조 태풍 과정은 구축되지 않았다. 그러나 MM5/KMA의 초기 추정값에는 GDAPS에서 모조 태풍 과정이 포함되어 산출된 분석값을 이용하므로 모조 태풍의 효과가 포함된다.

##### 나. 결과

GFDK는 06과 18UTC, 그리고 GDAPS와 MM5/KMA는 00과 12UTC에 예보가 하루 2회 수행된다. 반면, BATS는 하루 4회 (00, 06, 12와 18UTC) 태풍 예보 자료를 산출한다. '99년도 18호 태풍 바트에 대한 평균 진로 오차를 Fig. 3.4.59에 나타내었다. 예보 기간은 9월 19일 06 UTC부터 9월 23일 18UTC이다.

Table 3.4.14. Outline of RDAPS and MM5/KMA

	RDAPS	MM5/KMA
모형 분해능과 영역		
· 수평 분해능	40km	30km
· 연직 분해능	23층	33층
· 영역	4800km×4160km	5700km×5100km
전처리 과정		
· 관측 자료		SYNOP, SHIP, BUOY, TEMP, PILOT, AWS
· 측면 경계값	GDAPS 12시간 전 예보값	제시간 GDAPS의 예보값
· 객관 분석	전지구 분석 자료 이용	기준 등압면 객관분석 + 유의고도면 객관분석
· 자료 동화 과정	없음	12시간 간격 상층 분석 너징 + 3시간 간격의 지상 분석 너징
물리 모수화 과정		
· 적운 모수화	없음	Grell 적운 모수화
· 구름 미세 물리모수화	따뜻한 구름	차가운 구름 효과 포함
· 복사 모수화	없음	구름-복사 상호작용 포함
· 대기 경계층	Blackadar's PBL	Non-Local PBL
· 토양 모형	없음	5층 토양 모형
후처리 과정		
· 태풍진로 산출과정	없음	있음

GFDK와 BATS는 예보시간에 따라 진로 오차가 급격히 커졌다. 이러한 큰 오차는 모든 예보의 경우에 나타나는 것이 아니라, 태풍이 강도가 약하거나 관측 자료가 빈약한 영역에 있는 경우에 모조 태풍 과정에 의한 만들어진 태풍이 적절하지 못하여 나타난다. Fig. 3.4.60 (a)에 보이는 바처럼 18호 태풍이 22일 00과 06UTC에는 중심 기압이 약 993hPa로 매우 약하고 이 영역에서는 관측 자료가 빈약하므로 큰 오차를 보였다. GFDK의 경우 진행 방향은 적절하게 예측하였으나, 진행 속도가 너무 빨라 큰 오차가 나타났다. 그러나 태풍이 강하고 태풍 영역에 관측 자료가 풍부한 23일 00과 06UTC (중심 기압 약 933hPa)에는 정확한 예보를 하였다 (Fig. 3.4.60 (b)).

GDAPS는 분해능이 태풍 예보를 하기에는 너무 성겨 예보 초기에는 오차가 상대적으로 크지만, 제한 지역 모형의 약점인 측면 경계 조건의 문제가 없으므로, 예보 오차의 성장이 상대적으로 가장 작게 나타났다. MM5/KMA는 예보 시작 시점 12전부터 고분해능 상에서 너징에 의한 4차원 자료동화를 하므로, 예보 초기에 상대적으로 가장 작은 오차를 보였고 전반적으로 우수한 결과를 보였다.

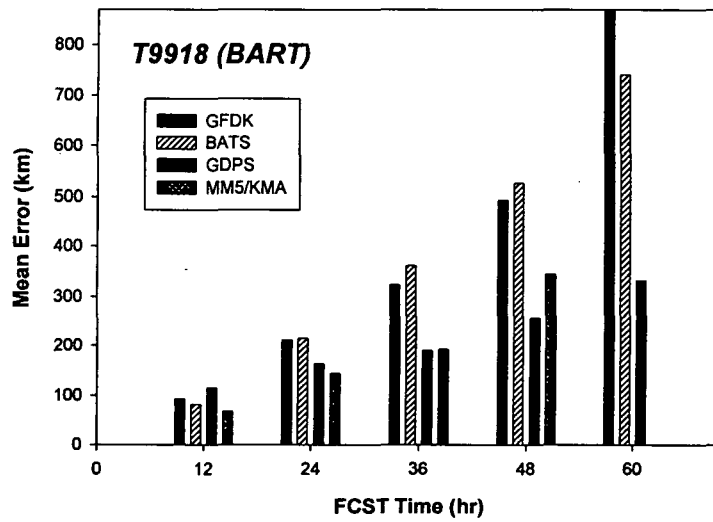
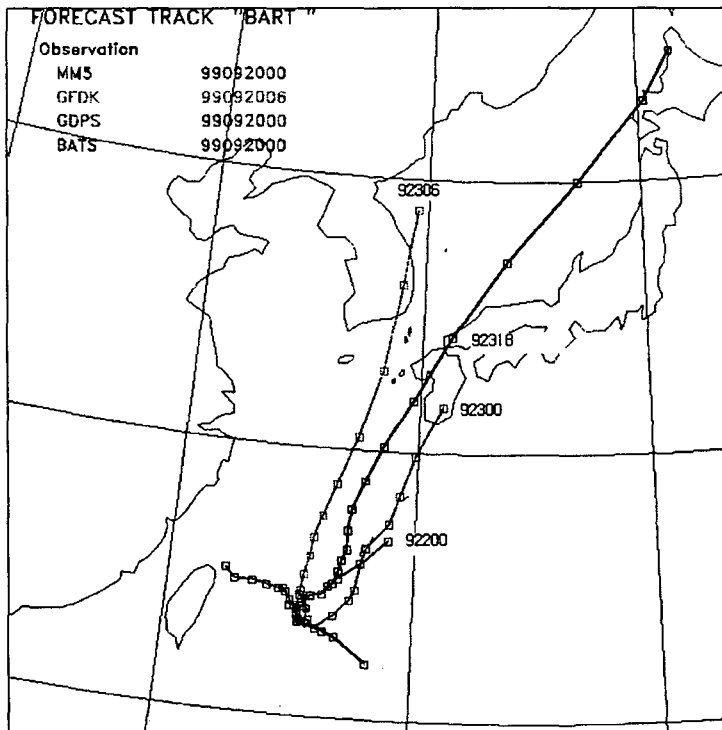


Fig. 3.4.59 Mean track error from GFDK, BATS, GDAPS, and MM5/KMA

a)



b)

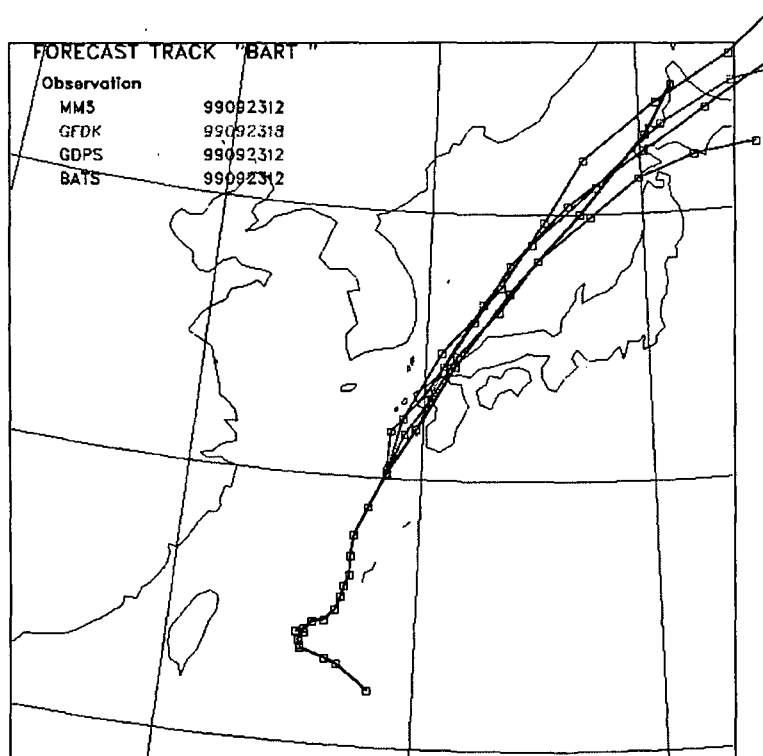


Fig. 3.4.60 Vortex position predicted position in typhoon models and best track (a) 20 September and (b) 23 September.



새로운 슈퍼컴퓨터 (SX-5)는 하나의 CPU의 최대 속도가 8 GFLOPS로서 16개의 CPU가 Shared-Memory 상에서 연결된 구조를 가지고 있다. 따라서 GFDK의 vectorization과 parallelization을 위해 directive를 이용하였다. 또한, 계산 시간의 효율화를 위해 바깥쪽 DO loop는 parallelization으로, 그리고 안쪽 DO loop는 vectorization으로 처리하였다. vectorization이 parallelization의 효율보다 높으므로  $IMAX \geq JMAX$ 로 구성된다.

```

DO  J = 1, JMAX  → 남북 방향: parallelization으로 처리
DO  J = 1, JMAX  → 연직 방향:
DO  J = 1, JMAX  → 동서 방향: vectorization으로 처리
:
:
ENDDO

```

SX-5의 CPU 이용 개수에 따른 GFDK 72시간 예보에 걸리는 시간을 Fig. 3.4.61에 나타내고 있다. 그림에서 보는바와 같이 CPU 개수의 증가에 따라 예보 경과 시간은 감소하지만 감소율은 줄어든다. GFDK 72시간 예보는 Cray-C90에서 8개의 CPU를 이용하는 경우 약 1시간 40분이 소요되었으나, SX-5에서 12개의 CPU를 이용하는 경우 약 13분으로 감소되어 예보관의 태풍 예보 결정 시간을 앞당길 수 있게 되었다.

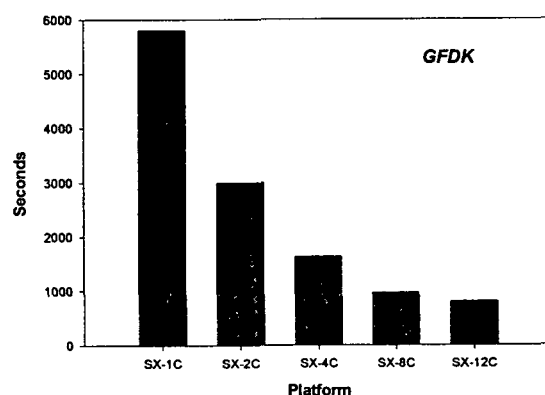


Fig. 3.4.61 Elapsed time from platforms for 72 hours forecast of GFDK.

## 5. 앙상블 태풍 진로 모형 개발

### 가. 앙상블 태풍 진로 모형의 방법

Metcalf (1996)는 예보 시각에 따라 각기 다르게 나타나는 진로 오차의 반경을 이용하여 예보 기간동안 어느 지점에서 태풍이 위치할 확률을 구하는 모형을 개발하였다. 현재 개발 중인 앙상블 예보 모형은 Metcalf의 방법을 기반으로 하여, 각 태풍 모형의 진로 예보에 대하여 태풍이 어느 시각에 어느 지점에 위치할 확률을 각각 구한 후, 합하여 가장 확률이 높은 지점을 태풍 위치로 결정한다.

각 태풍 모형의 진로 예보의 오차를 계산하기 위하여, 예보 위치의 오차가 정규 분포와 등방성을 가진다고 가정하며 지형 효과는 고려하지 않는다. 이 때 태풍이 예보된 위치로부터 거리  $x$ 에 위치할 확률 밀도 (probability density)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$p(x) = \frac{1}{\pi E^2} e^{-x^2/E^2} \quad (1)$$

여기서  $E$ 는 예보 오차 반경이다. 이 때 확률 밀도는 다음과 같이 정규화된다.

$$\int_0^{\infty} p(x) 2\pi x dx = 1 \quad (2)$$

예보된 위치로부터 반경  $S$  안에 태풍 중심이 있을 확률은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} K(S, E) &= \frac{1}{\pi E^2} \int_0^S e^{-x^2/E^2} 2\pi x dx \\ &= 1 - e^{-S^2/E^2} \end{aligned} \quad (3)$$

만약  $S$ 가 오차 반경  $E$ 와 같다면, 실제 태풍의 위치가 반경  $E$ 안에 들어갈 확률은 63%가 된다. 평균 오차  $\langle x \rangle$ 는 예보 오차 반경  $E$ 와 다음과 같은 관계가 있다.

$$\begin{aligned}
\langle x \rangle &= \frac{\int_0^{\infty} x e^{-x^2/E^2} 2\pi x dx}{\int_0^{\infty} e^{-x^2/E^2} 2\pi x dx} \\
&= \frac{\int_0^{\infty} e^{-x^2/E^2} \pi x dx}{\int_0^{\infty} e^{-x^2/E^2} x dx} \\
&= \frac{E^3 \frac{\sqrt{\pi}}{4}}{E^2 \frac{1}{2}} \\
&= E \frac{\sqrt{\pi}}{2}
\end{aligned} \tag{4}$$

따라서 각 예보 시각에 측정된  $\langle x \rangle$ 의 값을 이용하여  $E$ 를 다음과 같이 구할 수 있다.

$$E = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \langle x \rangle \tag{5}$$

양상블 태풍 진로 모형에서는 네 가지 역학 모형 중 가장 큰 오차 반경  $E$ 를 탐측 반경  $S$ 로 정하였고,  $0.1^\circ$  간격의 격자에서 가장 큰 확률이 나타나는 지점을 양상블 예보 위치로 정하였다.

#### 나. 양상블 태풍 진로 모형의 결과

'97년도에 기상청의 예보 영역 안에 들어온 태풍 8개에 대한 태풍 모형들의 예보 시각에 따른 평균 진로 오차를 Table 3.4.15에 나타내었다. 여기서 AMTR은 네가지 태풍 모형의 진로를 산출 평균으로 구한 태풍 진로의 결과이고 ETFM은 태풍 모형들의 결과를 이용하여 양상블 태풍 진로 모형로 재산출한 진로의 평균 오차이다. EFAM과 ETFM을 태풍 모형 중 가장 좋은 결과를 나타낸 GFDK의 결과와 비교해보면 EFAM은 예보 12와 24 시각에 약 10km 정도 오차가 작았으나 예보 48 시각에는 평균 오차 거리가 16km 더 크게 나타났다. 그리고 ETFM은 GFDK와 비교하면 예보 12와 24 시각에는 약 20km 정도 그리고 예보 36과 48시각에는 각각 34km와 75km 평균 오차 거리가 감소하였다.

Table 3.4.15. Mean error (km) of KTM, GFDK, BATS, GDAPS, EFAM (Ensemble Forecast by Arithmetic Mean) and ETFM (Ensemble Track Forecast Model) for lead times in 1997.

leading time	KTM	GFDK	BATS	GDAPS	EFAM	ETFM
12	88	93	100	125	80	69
24	192	159	180	214	143	132
36	319	217	261	276	216	183
48	467	294	361	308	310	219
60	640	425	499	367		

## 6. 구름 미세 물리 모수화 방안에 대한 수치 실험

### 가. 미세 물리 모수화 방안

#### (1) Kessler와 Lee 방안

Kessler (1969)와 Lee (1989)는 예측 변수로서 구름물  $m$ 과 빗물  $q_r$ 을 고려하였다.  $m$ 이 양수인 경우,  $m$ 은 구름물의 양이며  $m$ 이 음수인 경우 구름물의 양은 0이고  $|m|$ 은 공기를 포화시키는데 필요한 수증기 양이다. 따뜻한 구름의 미세 물리 과정은 다음과 같이 세 항으로 표현된다. (i) 자동 전환 (autoconversion, AC)은 구름 방울이 충돌·병합하여 빗물 크기의 물방울로 성장하는 과정이며 구름물만의 함수로 표현된다. (ii) 결착 (accretion, CC)은 구름 안에서 낙하하는 빗방울이 구름 방울을 포착하여 성장하는 과정이며 구름물과 빗물 모두의 함수이다. (iii) 빗물의 증발 (EP)은 불포화 공기에서 일어난다.  $K_s$ 와  $L_e$ 의 미세 물리 모수화 공식을 Table 3.4.16에 나타내었다. 여기서  $K_e$  방안의 계수값들은 Nakajima와 Matsuno (1988)의 수치 모형에서 이용된 값이다. 그리고  $a$ 는 빗물 생성의 시작에 필요한 문턱 (threshold) 구름물로  $0.5 \text{ g/kg}$ 이다. 빗물 생성율은  $P = AC + CC$ 의 기호로 표현된다.

Kessler (1969)는 Marshall-Palmer 물방울 크기 분포를 빗물에 적용하여 평균 종말 낙하 속도  $V_T$ 를 다음과 같이 유도하였다.

$$V_T = -12.2(\rho q_r)^{0.125} \quad (1)$$

Table 3.4.16. Formulas for microphysical parameterization schemes

	Kessler	Lee
Autoconversion	$AC = 0.01 \text{MAX}(0, m - a) \quad (m > a)$	$AC = 1.44m^{2.36}$
Accretion	$CC = 2.2m(\rho_0 q_r)^{0.875}$	$CC = 7.58m^{1.029} q_r^{1.042}$
Evaporation	$EP = -0.0485(\rho q_r)^{0.65} m \quad (m < 0)$	$EP = -0.0136 q_r^{0.42} m^{0.746} \quad (m < 0)$

(2) Sundqvist 방안

Sundqvist *et al.* (1989) 방안은 구름물만을 예측 변수로 고려하므로, 빗물은  $\partial q_r / \partial t = -\partial m / \partial t$ 로 표현되는 구름물의 변화에만 의존하는 수동적인 변수이다. 따라서 자동 전환 만이 명시적 처리 될 수 있다. 빗물 생성을  $P (s^{-1})$ 은 다음과 같이 표현된다.

$$P = C_0 m \left[ 1 - \exp \left( - \frac{m^2}{m_r^2} \right) \right] \quad (2)$$

여기서  $C_0 (s^{-1})$ 은 구름 방울이 빗물 방울로 전환하는 율이며,  $m_r$ 은 효율적인 강우 방출이 시작되는 구름물의 양이다. 모형 상단으로부터 관심 층까지 빗물 생성 율을 아래로 적분하여 얻은 강우 율  $P_{tot} (kgm^{-2}s^{-1})$ 은 다음과 같이 주어진다.

$$P_{tot} = \int_h^H \rho P dz \quad (3)$$

자동 전환에 결착 효과를 포함시키기 위하여, 모수  $C_0$ 와  $m_r$ 을 다음과 같이 변형 시킨다.

$$C_0 = C_{00} F_1, \quad m_r = m_{r0} / F_1; \quad F_1 = 1 + C_1 (P_{tot})^{0.5} \quad (4)$$

여기서  $m_{r0}$ 와  $C_{00}$ 는 구름의 종류에 따라 결정되는 상수이며,  $C_1 ((kgm^{-2}s^{-1})^{-1/2})$ 은 결착 효과를 표현하기 위한 계수이다.

불포화 된 층에서 강우의 증발을 다음과 같이 나타낸다.

$$EP = k_E \cdot 10^{-5} (U - 1) (P_{tot})^{0.5} \quad (5)$$

여기서  $U$ 는 상대 습도이다.

기온이 273.15K보다 높은 경우, 따뜻한 구름에 대한 식 (4)을 이용한다. 기온이 273.15K보다 낮은 경우,  $C_0$ 와  $m_r$ 은 다음과 같이 변형된다 (Sundqvist, 1993 a, b).

$$C_0 = C_{00} F_{00}, \quad m_r = m_{r0} / F_{00}; \quad F_{00} = 1 + C_1 (P_{tot})^{0.5} + C_2 f_{B-F} \quad (6)$$

여기서  $F_{00}$ 의 첫 번째 항은 자동전환, 두 번째 항은 결착, 그리고 세 번째 항 Bergeron-Findeisen 기구이다.

Bergeron-Findeisen 기구는 온도 구간  $273K > T > 232K$ 에서 얼음 결정과 물방울이 함께 있는 구름 안에서 일어나며 이 온도 범위 바깥에서는 순수한 물방울이나 얼음 결정으로 존재한다고 가정한다. Bergeron-Findeisen 효과는 다음 식으로 표현할 수 있다.

$$f_{B-F} = f_{ice}^{(mod)} (1 - f_{ice}) \Delta E_{w-i}^{(n)} \quad (7)$$

여기서  $\Delta E_{w-i}^{(n)}$ 는 물과 얼음의 표면의 포화 수증기압 차이를 그 자체의 최대 값

으로 표준화한 것이다. 얼음 결정의 확률은 Matveev가 비행기 관측으로 얻은 자료를 통계 처리한 식을 이용한다 (Sundqvist, 1993 b). 얼음 확률  $f_{ice}$ 는 구름 방울의 빙결이 시작되는 온도  $T_1$ 와 온도가 낮아짐에 따라 확률이 증가하여 최대에 이르는 온도  $T_2$ 의 함수로 나타난다.

$$f_{ice} = 1 - A(1 - e^{-x^2}) \quad (8)$$

$$\begin{aligned} T \geq T_1 \text{에 대해서 } f_{ice} &= 0 \\ T < T_{ci} \text{에 대해서 } f_{ice} &= 1 \end{aligned} \quad (9)$$

여기서  $T_1$ 은 273K,  $T_{ci}$ 는 232K이고  $T_2$ 는 249K이다. 그리고  $x$ 와  $A$ 의 값을 구하기 위해 다음과 같은 식이 필요하다.

$$x = (T - T_{ci}) / T_{nrm} \quad (10)$$

$$T_{nrm} = (T_2 - T_{ci}) \sqrt{2} \quad (11)$$

$$A = \frac{1}{(1 - e^{-x_1^2})} \quad (12)$$

$$x_1 = (T_1 - T_{ci}) / T_{nrm} \quad (13)$$

따라서 식 (8)로 표현된 얼음 결정 확률은 온도의 함수이다. 그러나 층 위에 얼음 결정이 있는 경우, 씨뿌리기-되먹임 효과에 의해 구름이 빠르게 빙결된다. 따라서 얼음 확률은 다음과 같이 변경된다.

$$f_{ice}^{(mod)} = f_{ice} + (1 - f_{ice}) \frac{P_{ice}}{P_{tot}} \quad (14)$$

여기서  $P_{ice}$ 는 층 안으로 들어오는 얼음 강우율이고  $P_{tot}$ 는 총 강우율 (액상+얼음)이다. 수정 (modified) 얼음 확률  $f_{ice}^{(mod)}$ 은 강우가 완전히 빙결된 고도에서 시작한다면, 국부적으로  $f_{ice} < 1$ 이라 할지라도 1이 된다. Bergeron-Findeisen 기구의 효율은 강우의 실제 강도에 독립적이며 단지  $P_{ice}/P_{tot}$ 만에 의해 변화된다. 층을 떠나는 얼음 강우의 양  $P_{ice}(out)$ 은 층 안으로 들어온 양  $P_{ice}(in)$ 과 층 안에서 생성되는 총강우,  $\rho \Delta z \cdot P$ 에  $f_{ice}^{(mod)}$ 를 곱한 값을 합한 것이다.

$$P_{ice}(out) = P_{ice}(in) + f_{ice}^{(mod)} \rho \Delta z P \quad (15)$$

낮은 온도에서는 구름물의 양이 작으므로 이를 실제적으로 나타내기 위하여,  $C_0$ 와  $m_r$ 에 각각  $f_{C0}$ 와  $f_{mr}$ 을 곱하여 상층운의 보정 효과 (corrected effect of high

cloud)를 고려한다.  $f_{c0}$ 는 온도가 238에서 230 K로 감소함에 따라서 1에서 5로 증가하며 230 K 이하의 온도에서는 항상 5이다.  $f_{mr}$ 은 다음과 같은 식을 이용하여 산출한다 (Flatoy, 1992).

250K < T < 273.15K 인 경우,

$$f_{mr} = 1.33 \exp(-[0.066(T - T_0)]^2) \quad (16)$$

T < 250K 인 경우,

$$f_{mr} = 0.075(1.07 \pm \frac{y}{1+y}) \quad (T < 232K \text{인 경우, 음의 부호})$$

$$y = x(1 + x + \frac{4}{3}x^2), \quad x = \frac{|T - 232|}{18} \quad (17)$$

얼음은 273 K 이상의 기온에서 녹으며 다음이 표현된다.

$$S_{melt} = k_{melt}(T - T_0)\sqrt{P_{ice}} \quad (18)$$

여기서  $T_0$ 는 273K이다. Table 2에서 적운형과 층운형 구름에 대한 미세물리의 기본 모수,  $C_{00}$ ,  $m_{r0}$ ,  $C_1$ ,  $k_E$ 과  $k_{melt}$ 의 값을 나타내었다 (Flatoy, 1992). 여기서 적운형인 경우, 빗물 증발의 효과는 고려되지 않는다.

Table 3.4.17. Values of the parameters (SI units) for different cloud types

Convective cloud	Stratiform cloud
$C_{00} = 1.1 \cdot 10^{-3} s^{-1}$	$C_{00} = 10^{-4} s^{-1}$
$m_{r0} = 2 \cdot 10^{-3}$	$m_{r0} = 3 \cdot 10^{-4}$
$C_1 = 100(kg m^{-2} s^{-1})^{-1/2}$	$C_1 = 100(kg m^{-2} s^{-1})^{-1/2}$
	$k_E = 3 \cdot 10^{-5}(kg m^{-2} s^{-1})^{-1}$
	$k_{melt} = 2.5 \cdot 10^{-4}$

### (3) 일차원 구름 모형

간단한 일차원 구름 모형은 구름물  $m$ 과 빗물 혼합비  $q_r$ 의 연속 방정식으로 다음과 같이 구성된다.



$$\frac{\partial m}{\partial t} = -w \frac{\partial m}{\partial z} + Q - P \quad (19)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -(w + V_T) \frac{\partial q_r}{\partial z} + P \quad (20)$$

Sq 방안에서는 빗물이 진단적으로 처리되므로 식 (20)을 이용하지 않는다. 여기서  $w$ 는 연직 속도이고,  $Q$ 는 수증기의 응결율이며 이는 연직 속도와 응결함수의 곱 ( $=wG$ )에 비례한다. 이 때 응결 함수  $G$ 는 고도에 따라 다음과 같이 감소한다고 가정한다.

$$G = A - Bz \quad (m^{-1}) \quad (21)$$

하부 대류권에서 대표적인 응결율을 결정하기 위하여, 상수  $A$ 와  $B$ 는 각각  $3 \times 10^{-6}$ 과  $3 \times 10^{-10}$ 로 정한다 (Flatoy, 1992). 모형의 시간 적분 동안, 연직 속도는 일정하므로 응결율 또한 일정하다. 연직 속도의 분포는 다음과 같이 포물선 형태를 갖는다 (Georgakakos and Krajewski, 1996).

$$w = \frac{4w_{\max}}{H} \left( z - \frac{z^2}{H} \right) \quad (22)$$

대기밀도  $\rho$ 는 다음과 같이 정의된다.

$$\rho = \rho_0 e^{kz} \quad (23)$$

여기서  $\rho_0 = 1.275 \text{ kg/m}^3$ 이고  $k = -10^{-4}$ 이다.

#### (4) 수치 방안

연속 방정식의 공간 차분은 상류 차분 방안으로, 그리고 시간 차분은 예측/보정 방안으로 처리된다 (Kapitalza and Eppel, 1992). Ke와 Le의 방안에서 빗물의 연속 방정식의 낙하 종말 속도 (일반적으로  $V_T > w_{\max}$ )에 의한 이류항을 수치적으로 안정화시키기 위하여, Perkey (1976)의 방안을 이용하여 처리한다. 이 방안은 공간에 대해 이차 상류 차분과 시간에 대해 전진 차분을 이용한 반음 차분 방안으로 수치적으로 안정하고 감쇄가 나타나지 않는 장점이 있다.

$$q_r^{i+1} = \left\{ q_{rk}^i + q_{rk+1}^i - q_{rk+1}^{i+1} + \frac{\Delta t}{\Delta z \rho_{k+1/2}^i} \times [(\rho V_T)_{k+1}^i q_{rk+1}^{i+1} + (\rho V_T)_{k+1}^i q_{rk+1}^{i+1} - (\rho V_T)_{k+1}^i q_{rk}^i] + f(q_r) \Delta t \right\} \left\{ 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z} \frac{(\rho V_T)_{k+1}^i}{\rho_{k+1/2}^i} \right\}^{-1} \quad (24)$$

여기서  $f(q_r)$ 은 낙하 종말 속도에 의한 이류항을 제외한 시간 변화량이다. 층  $k$ 는 해면에서 대기 상부로 올라 갈수록 증가하는 격자수이다. 그리고 모형 최상층의

빗물 혼합비는 모든 적분 시간에 대해  $q_{r_{klop+1}}=0$ 의 가정 하에 다음과 같이 계산된다.

$$q_r^{t+1}{}_{klop} = \left\{ q_r^t{}_{klop} - \frac{\Delta t}{\Delta z} (V_T q_r)_{klop} + f(q_r)_{klop} \Delta t \right\} \left\{ 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z} V_T \right\}^{-1} \quad (25)$$

Sq 방안의 구름물의 시간 경향  $\partial m/\partial t$ 은 P 항을 암시적으로 그 외의 항들은 명시적으로 처리한 반음 차분 방안으로 계산한다.

$$m^{t+1} = m^{t-1} + \Delta t \cdot f(m) - \Delta t \cdot C_0 \bar{m} \left[ 1 - \exp \left( - \left( \frac{\bar{m}}{m_r} \right)^2 \right) \right] \quad (26)$$

$$\text{여기서 } \bar{m} = 0.5(m^{t+1} + m^t) \quad (27)$$

식 (26) 안에  $x = \bar{m}/m_r$ 를 대입하고 항들을 재정렬하면,  $x$ 에 대한 비선형 방정식을 얻을 수 있다.

$$x[1 + \Delta t C_0 (1 - e^{-x^2})] = \frac{2m^{t-1} + \Delta t \cdot f(m)}{2m_r} \quad (28)$$

뉴턴-랩송 반복법을 이용하여 식 (28)의 해를 구한다.

연직 분해능 200m와  $w_{\max} = 0.5 \text{ms}^{-1}$ 인 경우, Ks와 Le의 적분 시간에 따른 최대 낙하 종말 속도를 Fig. 5.1에 나타내었다. 정상 상태에서 두 방안 모두 최대 낙하 종말 속도는 약  $5 \text{ms}^{-1}$ 에 달한다. 따라서 적분 시간 간격  $\Delta t$ 는 안정도 조건  $\Delta t < \Delta z / |-V_T + w_{\max}|$ 에 따라 40초로 정하였다.

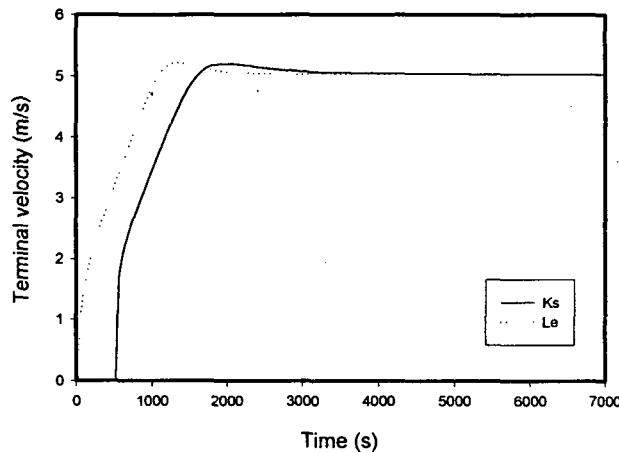


Fig. 3.4.62. The evolution of terminal velocity for Kessler's and Lee's scheme.

(5) 따뜻한 구름

(가) 강우 강도의 시간 변화

미리 정해진 응결율이 강제력으로 작용하는 간단한 1-차원 모형을 이용하여 따뜻한 구름에 대하여 수치 실험을 수행하였다. 이 때 빗물 증발의 효과는 포함시키지 않았으므로 초기에 모든 격자점에서 포화 상태라고 가정하였다. 응결에 의해 구름 물이 만들어지면, 그 후 빗물이 생성되고 어느 정도 시간이 지나면 정상 상태에 도달한다. 이러한 적분 시간에 따른 강우 강도를 각 구름 미세 물리 모수화 방안에 대해 나타내었다 (Fig. 3.4.63). 발달 과정은 Ks와 Le가 서로 비슷하지만, Ks에서는 구름물이 문턱 구름물 이상의 경우에만 빗물이 발생할 수 있는 반면, Le에서는 이러한 조건이 없기 때문에 강우 발생 시각이 약간 빠르다. 그러나 Le는 Ks에 비해 최대 오버슈팅 (overshooting)에 이르는 시각이 다소 느리다. Sq는 다른 두 모수화 방안에 비해 강우 발생의 시각이 빠르다. Molinari와 Dedek (1992)은 강수 과정의 모사에 미세물리 모수화 방안만을 이용하는 경우, 격자점에서 포화에 도달하는 시간 때문에 미세 물리 모수화의 약점 중의 하나인 강우 발생의 지연이 나타난다고 주장하였다. 그러나 Fig. 3.4.63에서 보듯, 모든 격자점의 포화 상태에서 모사한 경우에서도 Ks와 Le에서는 강우 발생의 지연이 나타난다. 이는 수증기 응결이 여러 물 현상의 상 변화를 통해 마지막으로 낙하 종말 속도에 의한 이류에 의해 강우가 지상에 도달하는 시간이 필요하기 때문이다. 그러나 Sq에서는 강우가 진단적으로 처리되므로 구름물에서 빗물로 전환된 양이 순간적으로 지상에 도달하게 되어, 강우 발생이 지연되는 약점을 제거할 수 있다. 이에 따라 Sq는 정상 상태에 이르는 시각 역시 빠르게 이루어진다. 그리고 Sq는 상대적으로 발달기에 나타나는 오버슈팅이 작다.

Ks에서는 낙하 종말 속도가 약  $5 \text{ ms}^{-1}$ 에 도달하는 정상상태에서 강우량의 시간 변화에 불안정이 나타난다. 그러나 Sq는 Ks와 Le와는 달리 빗물에 대한 예측 방정식이 없어 적분 시간 간격의 결정에 가장 큰 영향을 미치는 낙하 종말 속도에 의한 이류향을 고려할 필요가 없으므로, 적분 시간 간격은 안정도 조건  $\Delta t < \Delta z / |w_{\max}|$ 에 의해 400초에서도 안정적인 결과를 보인다.

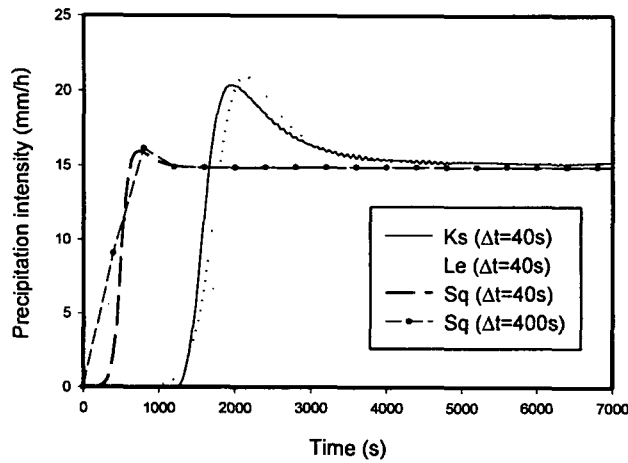


Fig. 3.4.63. The evolution of precipitation intensity for the three parameterization schemes. Thin dashed line shows the result of model run with integration time interval 400 seconds and thick dashed line with 40 seconds.

(나) 연직 분해능

대부분의 수치 예보 모형은 연직 분해능이 이 연구에서 이용된 200m보다 크고 등간격이 아니다. 따라서 분해능의 변화가 구름과 강우의 모사에 어떤 영향을 미치는가를 실험하였다. 정상 상태에서 연직 분해능에 따른 구름물 혼합비의 연직 분포를 모수화별로 각각 나타내었다 (Fig. 3.4.64). 연직 분해능이 높아짐에 따라, Ks와 Le는 구름물 혼합비의 최대값의 고도가 높아지고 상부와 하부간의 구름물 양의 차이가 커지지만 Sq는 이와 반대 현상을 보인다. 이와 같은 구름물 양의 연직 분포 차이는 복사에 의한 가열율의 연직 분포에 영향을 미칠 수 있다.

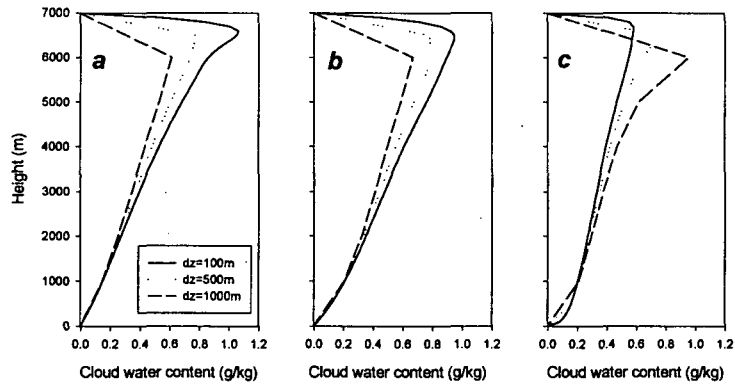


Fig. 3.4.64. Vertical profile of cloud water content with vertical resolutions for (a) Kessler, (b) Lee, and (c) Sundqvist.

연직 분해능에 따른 모수화별 연직 적분된 구름물의 양을 Fig. 3.4.65.에서 보여준다. 세 모수화 모두 연직 분해능의 변화에 따라 구름물의 양이 거의 선형적으로 변한다. 분해능이 낮아짐에 따라, 구름물이 Ks와 Le에서는 감소하는 반면 Sq에서는 증가된다. 연직으로 적분된 구름물의 양은 가장 성긴 분해능인 1400m에서 모사 경우가 가장 미세 분해능인 50m에서 모사된 경우에 비해 Ks와 Le에서 각각 28%와 25% 감소된 반면, Sq는 14% 증가된다. 그리고 Le는 분해능에 관계없이 Ks에 비해 약 0.35mm 크다.

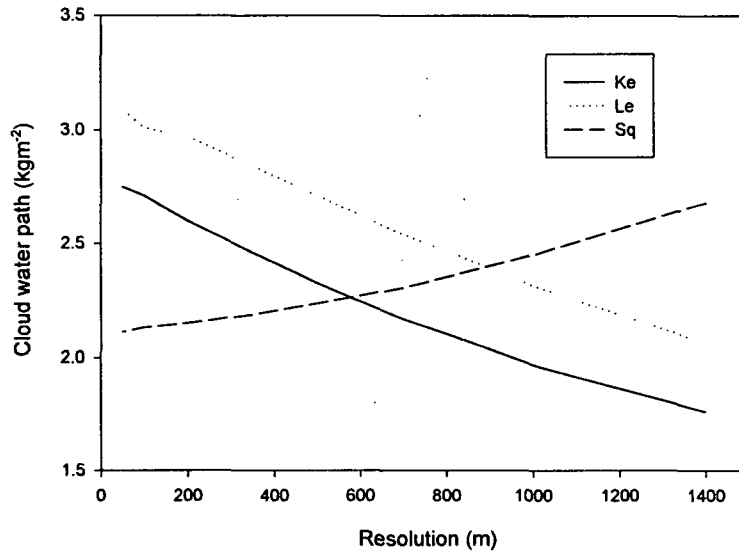


Fig. 3.4.65. Cloud water path for different schemes, plotted against vertical resolutions.

연직 분해능 100m, 500m와 1000m으로 각각 모사한 경우에 대한 강우 강도의 시간 변화를 모수화별로 각각 나타내었다 (Fig. 3.4.66). Ks와 Le는 분해능이 높아짐에 따라 오버슈팅이 감소되는 반면, Sq에서는 이러한 특징이 나타나지 않는다. Ks는 분해능이 낮아짐에 따라 강우 시작 시각이 지연되나, Le와 Sq는 분해능에 상관없이 강우 시작 시각이 일정하다. Fig. 3.4.67은 연직 분해능에 따른 세 가지 모수화 방안의 강우 강도를 보여준다. 세 방안 모두 분해능이 증가함에 따라 거의 선형적으로 강우 강도가 강해진다. 그리고 Sq는 Ks나 Le에 비하여 연직 분해능의 변화에 따른 강우 강도의 변화가 작다. 연직 분해능의 변화에 따라 강우 강도가 정상 상태에 도달하는 시각을 살펴보았다 (Fig. 3.4.68). 세 방안 모두 분해능이 증가함에 따라 정상 상태에 도달되는 시각이 빨라진다. Sq는 Ks나 Le에 비하여 정상 상태에 도달하는 시각이 매우 빠르며 그 변화가 일정하다.

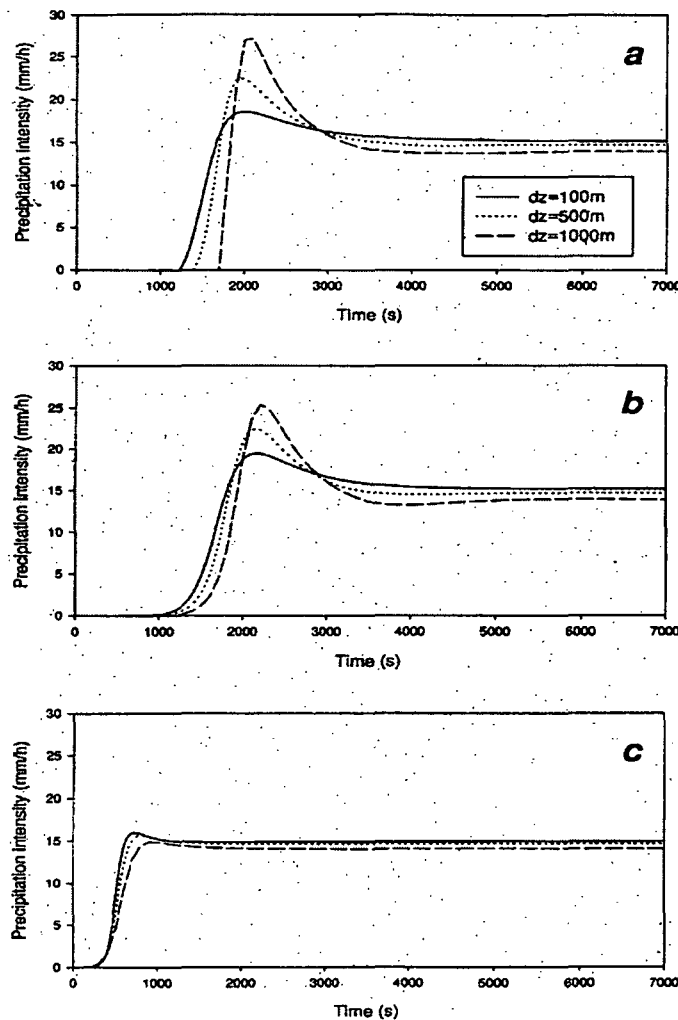


Fig. 3.4.66. Temporal variation of precipitation intensity for (a) Kessler, (b) Lee and (c) Sudqvist scheme, plotted against vertical resolutions.

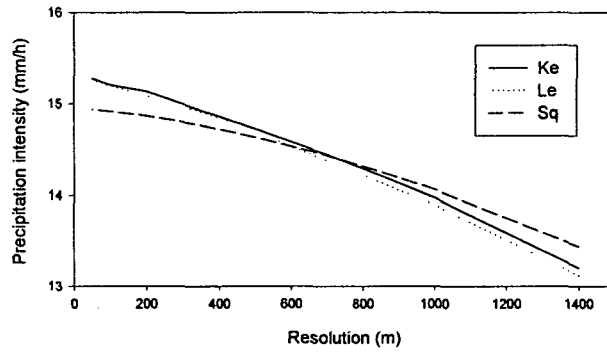


Fig. 3.4.67. Precipitation intensity for different schemes, plotted against vertical resolutions.

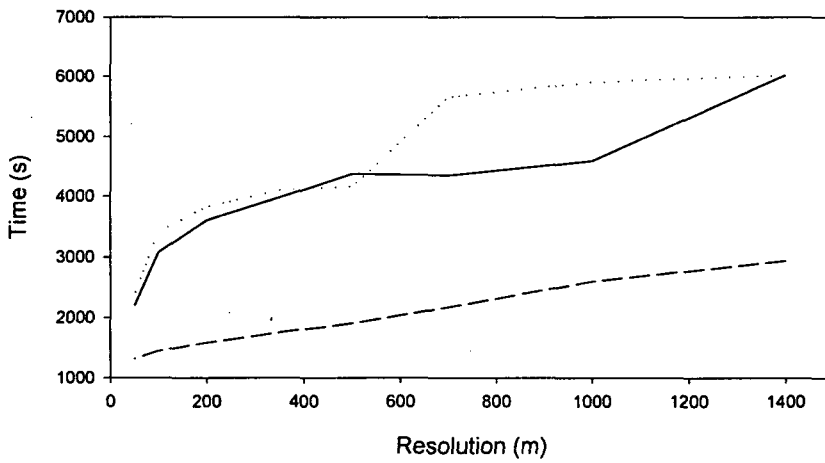


Fig. 3.4.68. Elapsed time to reach steady-state for three parameterization schemes, plotted against vertical resolutions.

등거리 격자 간격 300m를 이용한 경우, 그리고 5500m 이상과 2000m 이하인 영역에서는 연직 격자 간격 200m 그 외의 영역에서는 400m인 비등거리 격자 간격을 이용한 경우에 대해 정상상태의 강우 강도를 모수화별로 Table 3.4.18에 나타내었



다. Ke와 Le는 비 등거리 격자 간격에서 모사 한 강우 강도가 등거리 격자를 이용한 경우보다 약 2% 감소되나 Sq에서는 변화가 없다.

Table 3.4.18 Precipitation intensities (*mm/h*) for different vertical resolution when steady-state condition is reached

	Kessler	Lee	Sundqvist
$\Delta z=300\text{m}$	14.94	14.94	14.77
$\Delta z=400/200\text{m}$	14.68	14.70	14.77

(다) 빗물 증발의 효과

불포화 층에서 빗물 증발의 효과를 고려하여 모사한 구름물/수증기 부족량의 연직 분포를 모수화별로 각각 나타내었다 (Fig. 3.4.69). 이 때 초기 시각의 상태 습도는 0%이다. 빗물의 증발은 빗물을 감소시켜 습도를 증가시키며 이에 따라  $m$ 과 빗물의 연직 분포에 변화를 일으킨다. 최대 상승 기류가 있는 층에서 처음으로 포화에 도달하며 그 후 자동 전환에 의해 구름물이 생성되고 그 양이 점차 증가한다. 그후 결착이 시작되면 최대 상승 기류층 부근의 구름물이 감소한 후, 정상 상태에서 도달된다. 그러나 Sq에서는 구름물의 증가 후 감소 현상이 뚜렷하게 나타나지 않는다. 상층에서는 하층에 비해 수분 부족이 적으므로 증발 효과가 작다. 그리고 지면에서는  $w=0$ 이므로 수증기로부터 구름물의 생성이 없기 때문에 빗물 증발의 효과가 가장 크게 나타난다. 시간 적분 초기에 Sq는 생성된 빗물이 순간적으로 낙하하면서 증발하지만, Ks나 Le에서는 빗물이 대기 안에 부유하며 낙하 종말 속도가 크지 않아 모형 하부의 증발이 상대적으로 작다.

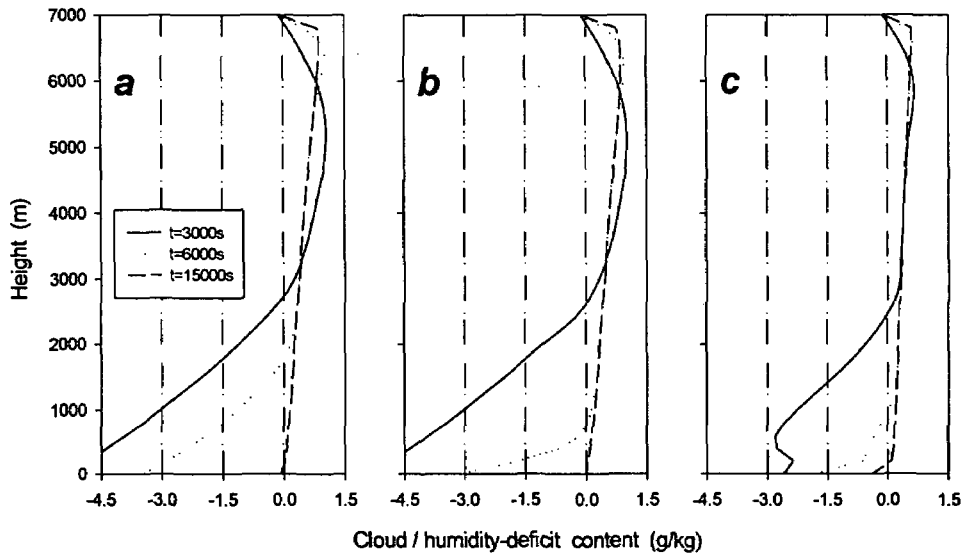


Fig. 3.4.69. Evolution of cloud water/humidity deficit profiles (a) Kessler, (b) Lee, and (c) Sudqvist scheme.

Fig. 3.4.70에서 왼편은 연직으로 적분된 구름물 (CWP)과 빗물 (RWP, Sq에서는 빗물 제외) 그리고 강우 강도 (PI)를 나타내며 오른편은 자동 전환 (AC)과 결착 (CC) (Sq에서는 이 두 효과가 포함된 강우 생성을, PP) 그리고 빗물 증발 (EP)의 시간 변화를 나타낸다. Ks와 Le에서는 자동 전환에 의해 강수가 시작되며 그 후, 결착을 통해 큰 강우 강도를 일으킨다. 발달 초기에 자동 전환에 오버 슈팅이 발생되는데 이로 인하여 Fig. 5.5에서 강우 강도의 오버 슈팅이 나타나지만, 증발이 포함되면 이러한 현상이 없어진다. Le는 Ks에 비해 자동 전환의 크기가 약 3.5배에 달하지만, 자동 전환에 비해 큰 영향을 미치는 결착은 정상 상태에서 거의 비슷하다. Ks에서 빗물은 구름물보다 빠르게 정상 상태에 이르지만, Le에서는 빗물의 증발이 강하므로 빗물과 구름물의 정상 상태가 동시에 일어난다. 그리고 Le의 경우 상대적으로 강한 빗물 증발로 인해 Ks보다 늦게 강우가 발생하며 강우 발생 시에는 연직 층이 거의 포화 상태에 이르므로 정상 상태에 빠르게 도달한다. Sq의 강우 생성량은 Ks와 Le의 결착량의 변화와 비슷한 발달 과정을 보이며, 발달 초기에 강우 생성과 동시에 그 양 만큼 빗물 증발이 일어난다. 발달기에는 모수화 방안에 따라 구름과 강수의 발달 과정이 다르지만, 정상 상태에서는 자동전환+결착 그리고 강우 생성량은 모수화 방안에 관계없이 거의 비슷하고 이에 따라 강우 강도

도 거의 같은 값을 갖는다. 증발이 포함된 경우에도 Sq에서 강우의 출현이 빠르게 나타난다.

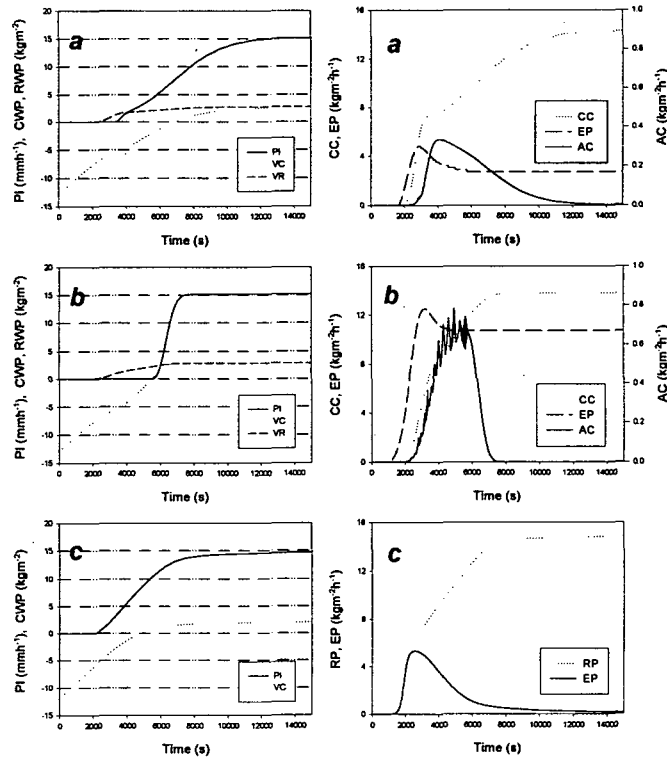


Fig. 3.4.70. Time series of (left) model state variables and (right) microphysical processes for (a) Kessler, (b) Lee and (c) Sunqvist scheme. PI, CWP, and RWP indicate precipitation intensity, cloud and rain water path, respectively. CC, EP, AC, and RP are accretion, evaporation, autoconversion, and release of precipitation, respectively.

## (6) 차가운 구름

### (가) 적운형 구름

Sq 방안을 이용하여 차가운 구름을 모사하였다. Sq 방안의 적운형 모사에서는

빗물 증발의 효과가 제외된다. Fig. 3.4.71은 기온의 연직 분포와 Table 3.4.19의 실험에 따른 정상 상태의 구름물의 연직 분포를 나타내고 있다. Table 3.4.19는 차가운 구름에 대한 빗물의 결착 효과와 Bergeron-Findeisen 기구에 대한 각각의 효과와 이들을 결합한 효과, 그리고 상층운의 보정 효과에 대한 실험을 의미한다. 그리고 비교를 위하여, 따뜻한 구름에 대한 실험이 포함된다.

Table 3.4.19. Values of the parameters for different experiments of Sundqvist scheme.

	Experiments				
	W	A	B	C	D
C1	100	100	100	0	100
C2	0	7	0	100	7
corrected effect of high cloud	No	Yes	Yes	Yes	No

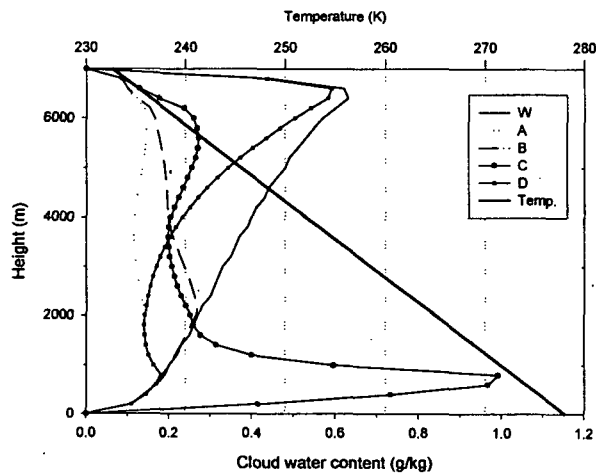


Fig. 3.4.71 Steady state distributions of cloud water content in experiments for Sundqvist scheme.

따뜻한 구름 실험 W와 차가운 구름에서 상층운의 보정 효과를 제거한 실험 D에서는 다른 차가운 경우의 실험과는 달리 지속적인 상승 기류에 의해 구름 상부에 구름물이 집중되며, 232-273K의 온도 구간에서는 Bergeron-Findeisen 효과가 작용하므로 실험 D가 실험 W보다 구름물 양이 적다. 차가운 구름의 경우, 구름 상부에서는 결착 효과가 약하고 얼음의 확률이 거의 100%이므로 Bergeron-Findeisen 기구의 효과도 매우 작다. 따라서 Bergeron-Findeisen 기구만을 제거한 실험 B와 결착 효과만을 제거한 실험 C는 실험 D보다 기온 약 254K 이하의 고도에서는 상층운의 보정 효과에 의해 구름물의 양이 적지만, 그 이하의 영하권인 고도에서는 구름물의 양이 많다. 즉 구름 상부에서는 상층운의 보정 효과가 결착 또는/그리고 Bergeron-Findeisen 기구보다 크게 영향을 미친다. 실험 B와 C의 비교를 통해, Bergeron-Findeisen의 효과가 최대인 258K 부근의 층만을 제외하고는 결착 효과가 크며 특히 구름 하부에 크게 작용한다. 모든 미세 물리 모수화의 효과를 고려한 실험 A에서 구름물의 양이 가장 적으며 구름 중·상부의 구름물의 양은 0.15kg/kg 미만이다. 이 결과는 본 실험과 동일한 연직 속도 0.5m/s인 경우, 255° K 이하의 온도에서 구름물의 양이 최대 약 0.3kg/kg이고 평균 약 0.1kg/kg임을 밝힌 Heymsfield와 Donner (1990)의 관측 자료의 분석 연구와 잘 일치한다.

연직으로 적분된 구름물의 시간 변화를 각 실험에 대해 나타내었다 (Fig. 3.4.72 a). 자동 전환만이 작용하는 예측 초기 시간대 (적분 시간 100초 이내)에서만 실험의 종류에 관계없이 거의 비슷한 구름물을 함유하며, 그 후에는 실험에 따라 다른 발달 과정을 보인다. 정상 상태에서는 따뜻한 구름의 실험 W가 모든 미세물리 모수화의 효과를 모두 고려한 실험 A보다 구름물의 양이 약 2.6배이다. 그리고 차가운 구름에서 결착 효과를 제거한 경우 (실험 C)와 상층운의 보정 효과를 제거한 경우 (실험 D), 정상 상태에 도달하는 시간이 많이 걸린다. 강우 강도의 시간 변화는 각 실험에 따라 다른 발달 과정을 보인다 (Fig. 3.4.72 b). 강우 발생 시각은 실험 A가 가장 빠르고 실험 W가 가장 느리다. 실험 B와 C의 비교를 통해 발달기에는 Bergeron-Findeisen 효과가 강우 발생 시각을 빠르게 하며 결착 효과는 정상 상태에 빨리 도달하도록 작용함을 알 수 있다. 정상 상태에는 실험 방법에 상관없이 거의 비슷한 값을 가지며 구름물과는 반대로 실험 A가 실험 W보다 강우 강도가 약 4% 강하다.

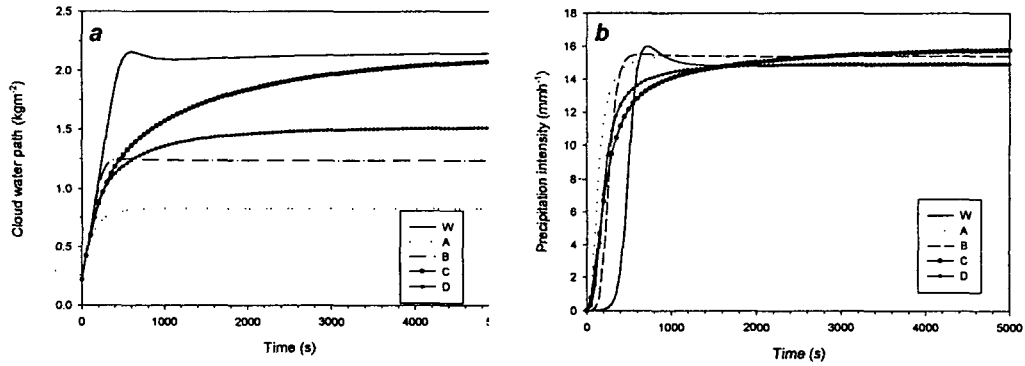


Fig. 3.4.72. The evolution of (a) cloud water path and (b) precipitation intensity in model runs with experiments for Sundqvist scheme.

#### (나) 층운형 구름

층운형 구름에 대한 실험을 위하여, 구름을 상층운과 하층운으로 분리하였으며 강우의 증발 효과를 포함시켰다. 이 때 미리 정해진 연직 속도, 기온, 얼음 확률  $f_{ice}$ , 응결율은 Fig. 3.4.73 a처럼 연직 분포된다. 발달 초기 단계 (적분 시각 2000 초)의 구름물의 연직 분포는 응결율의 형태와 비슷하며 총 강우 강도는 구름 아래에서의 증발에 의해 감소된다. 상층운은 대부분 얼음 결정으로 이루어지며, 이 얼음 결정은 상층운 아래에서 증발에 의해 감소되어 하층운에 영향을 미치지 않는다. 따라서 하층운의 총 얼음 확률  $f_{ice}^{(mod)}$ 은 얼음 확률  $f_{ice}$ 과 같아 하층운에 의한 강우는 대부분 빗물로 이루어진다. 상층운으로부터의 강우가 점차로 그 아래의 층들을 포화시켜 정상 상태 (적분 시각 5000초)에서는 결국 얼음 결정이 하층운 안으로 들어오게 되고 이에 따라 총 얼음 확률  $f_{ice}^{(mod)}$ 이 커져 Bergeron-Findeisen 효과가 증가된다. 이 때 녹는점 (273.15K) 이하에서 강우는 대부분 눈으로 구성되지만 녹는점 이상에서는 눈의 녹음에 의해 빗물로 전환된다. 적분 시간에 따른 강우 강도와 연직으로 적분된 구름물의 양을 나타낸 Fig. 3.4.74에서 상층운의 얼음 결정이 하층운에 도달되는 시점인 적분 시각 4700초에 Bergeron-Findeisen 효과가 급격히 커지고 이에 따라 과냉각 구름방울이 제거되어 강우 강도가 크게 증가한다. 이후 점차로 강우 강도와 구름물이 정상상태에 도달한다.

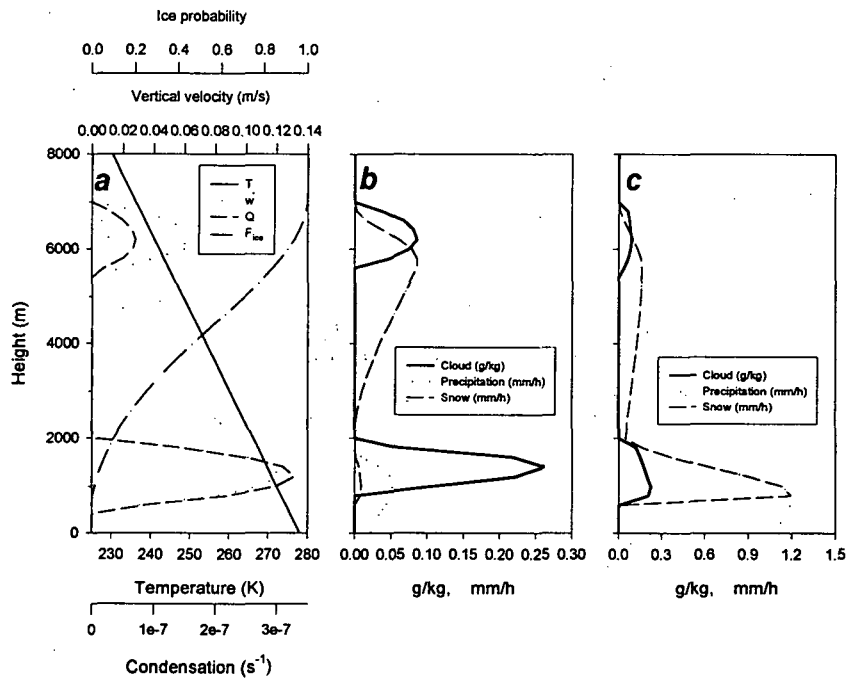


Fig. 3.4.73. (a) Vertical profiles of the prescribed temperature, condensation rate, ice probability and vertical velocity of experiment for Sundqvist scheme. The profiles of cloud, total precipitation and snow intensity at (b) 2000sec and (c) 5000sec.

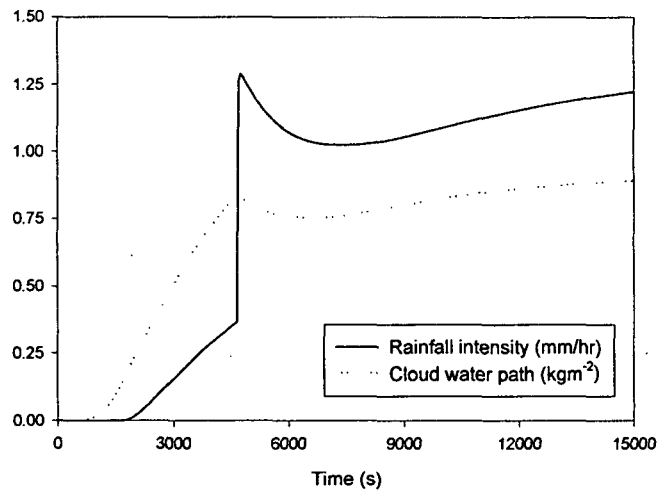


Fig. 3.4.74. The evolution of precipitation intensity and cloud water path for Sundqvist scheme.



## 7. 베타 효과에 의한 태풍 비대칭 와동의 발달을 모사하기 위한 수치 방법

### 가. 유한 체적 방법

유한 체적 방법 (FVM)의 수치적 알고리즘은 다음과 같은 단계로 구성된다.

가. 수치해를 구하고자하는 영역의 모든 미소 체적에 대하여 방정식계를 적분한 후, 가중 잔차법 (method of weighted residual)에 의해 그 값을 0으로 놓으므로, 적분 구간 내에서 보존 법칙을 만족시킨다.

나. 이류, 확산 그리고 생성항과 같은 과정을 표현한 적분된 방정식 안에서 각 항들을 유한 차분 형태로 근사화시켜 대수 방정식을 만든다.

다. 반복법을 이용하여 대수 방정식의 해를 구한다

이미 미국 아르곤 연구소에서 FVM의 일종인 Patankar 방법으로 중규모 대기 모형을 개발되었다 (Lee와 Coulter *et al.*, 1995). 그러나 이 방법은 Peclet 수가 큰 경우, 계산 수치 확산이 커지는 단점이 있다. 따라서 본 연구에서는 수치 확산 문제를 많이 해소한 QUICK (Quadratic Upstream Interpolation for Convective Kinetics)방법 을 이용하였다 (Versteeg와 Malalasekera, 1995).

운동량 방정식에서 압력 경도력은 생성항의 일부를 구성한다. 따라서 압력장은 연속 방정식을 통해 구해야 한다. 그러나 연속 방정식에는 압력이 포함되어 있지 않으므로 운동량 방정식과 조합시킬 필요가 있다. 여러 가지 조합법이 있으나 이 연구에서는 압력 보정 방정식을 이용하여 바람과 질량장을 조절시키는 Patankar가 고안한 SIMPLER (SIMPLE Revised) 방법을 이용한다. 이 방법도 FVM을 이용하므로 물리량의 보존을 만족시킨다.

운동량과 질량에 대해 차분화된 대수 방정식의 해를 구하기 위해, 미지수  $N$ 개 (격자갯수)의 3중 대각 행렬을 풀어야 한다. 이 3중 대각 행렬은 Thomas가 개발한 TDMA (TriDiagonal-Matrix Algorithm)로 계산한다. TDMA는 표준적인 Gauss 소거법과는 달리  $N^2$ 나  $N^3$  이 아니라  $2N$ 에 비례하는 기억 장소와 적분 시간이 필요하므로 매우 효율적이다 (명현국 역, 1994).

### 나. 천수계 태풍 모형

수치 실험에서 사용된 모형은 다음과 같은  $\beta$ -평면상의 천수 방정식계로 구성하였다.

$$\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(huu)}{\partial x} + \frac{\partial(hvu)}{\partial y} - fhu + gh \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(hvu)}{\partial x} + \frac{\partial(hvv)}{\partial y} + fhu + gh \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

여기서  $h$ 는 고도 (m)이며  $g$ 는 중력 가속도이다.

태풍의 초기 조건은 Holland (1980)가 정의한 태풍 구조에 대한 경험식을 이용하였다. 지위 요란장의 반지름 방향 구조는 다음과 같다.

$$\phi = \phi_c(1 - e^{-(r/r_m)^b}) \quad (4)$$

여기서  $\phi_c$ 는 최대 요란 지위,  $r_m$ 은 최대풍 반경 그리고  $b$ 는 규모 모수이다. 이 연구에서는  $r_m$ 은 90km 그리고  $b$ 는 2로 정하였다. 식 (4)에 대응하는 접선 속도  $v_t$ 의 반지름 방향 구조는 저기압성의 경도풍 관계로부터 산출된다.

$$v_t = \left( \frac{br_m^b \phi_c}{r^b} e^{-(r/r_m)^b} + \frac{r^2 f^2}{4} \right)^{1/2} - \frac{rf}{2} \quad (5)$$

모형의 영역은 6000km×6000km, 격자 간격은 30km, 그리고 Arakawa-C격자 체계로 구성하였다. 그리고 적분 시간 간격은 CFL 조건과 방정식계의 수렴 효율을 고려하여 150초로 하였다.

#### 다. 베타 표류의 수치 실험과 결과

베타 평면상에서 초기 와동의 강도에 따라 LARGE ( $\phi_c = 500 \times g$ ), MEDIUM ( $\phi_c = 400 \times g$ ) 그리고 SMALL ( $\phi_c = 300 \times g$ ) 경우의 초기 대칭 와동으로부터 베타 효과에 따른 비대칭 와동의 발달에 대해 수치 실험을 수행하였다. 또한 Ross와 Kurihara (1991, 이하 R&K)의 수치 실험의 결과와 비교하였다. 그러나 R&K의 모형은 비발산 순압 와도 방정식을 사용함으로 초기 조건을 본 연구에 사용한 모형과 정확하게 일치시킬 수 없어 MEDIUM의 경우와 근사적으로 일치시켰다. R&K 모형은 영역 7000km×7000km, 격자 간격 30km로 구성되며 적분 시간 간격은 60초이다.

적분 시간에 따른 와동의 표류 속도와 방향을 각각 Fig. 3.4.75의 (a)와 (b)에 각각 나타내었다. 여기서 선형 베타 강제력이 비선형 이류와 준 균형을 이루는 베타

표류 효과의 특징을 잘 나타내고 있다. 보다 강한 와동이 보다 빠른 표류 속도로 이동하고 더욱 서쪽으로 진행한다. MEDIUM과 R&K의 결과를 비교해 보면, 전반적으로 거의 비슷한 결과를 보였다. 그러나 MEDIUM의 경우 준 정상 상태에 이르는 시간이 R&K보다 6시간 더 걸렸다. 이는 초기 바람장과 질량장간의 불균형으로 인해 조절 시간이 더 필요했기 때문으로 생각된다. 그리고 FVM을 이용한 모형은 R&K의 결과에 비해 표류 속도와 방향의 시간에 따른 변동이 작았다.

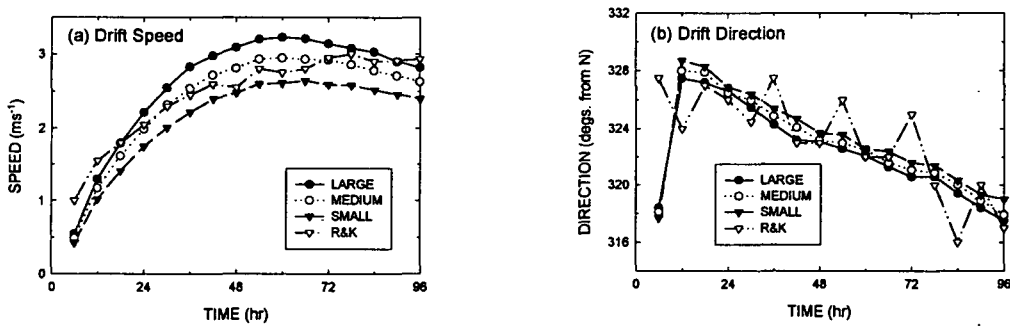


Fig. 3.4.75. Evolution of (a) vortex drift speed and (b) drift direction.

다듬기의 효과를 살펴보기 위하여, 순압 태풍 모형을 유한 차분 방법 (FDM)에 다듬기를 한 경우와 그렇지 않은 경우 그리고 FVM으로 시간 적분한 고도장의 초기, 예보 24와 48시간의 결과를 Fig. 3.4.76에 나타내었다. 다듬기를 포함한 FDM의 경우 와동 강도의 약화가 뚜렷하게 나타났고 (Fig. 3.4.76 (b)) 다듬기를 포함하지 않은 FDM의 경우에는 수치 불안정이 발생되었다(Fig.3.4.76 (c)). 그러나 FVM에서는 이러한 문제가 발생되지 않았다(Fig. 3.4.76 (a)).

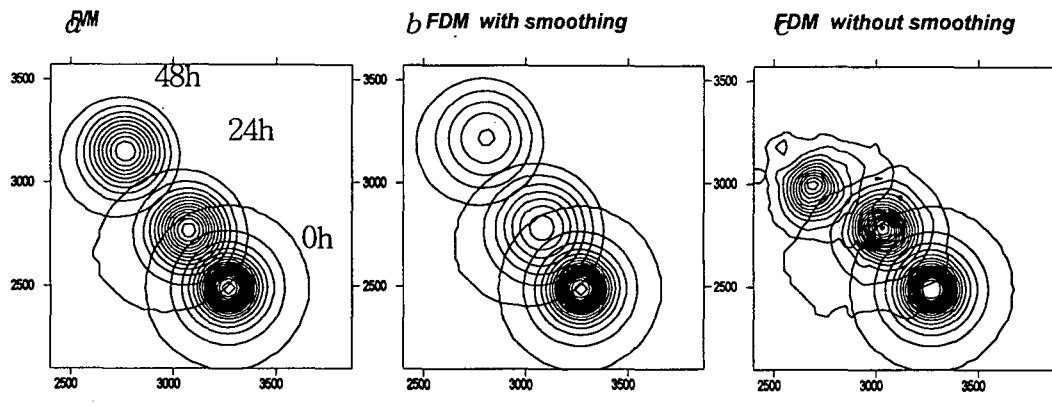


Fig. 3.4.76. Height for initial, 24 and 48 forecast times (a) Finite volume method (b) Finite difference method with smoothing and (c) Finite difference method without smoothing.

## 제 5 절 도시기상재해 예측을 위한 국지기후 평가 기술 개발

### 1. 개요

인간활동의 인위적인 요인에 의한 기후 변화의 두드러진 본보기는 도시의 국지기후 변화라고 할 수 있다. 이러한 미세 국지 기후의 변화는 대규모 기후와는 다른 양상을 띠고 발달되며 또 변화의 시공간적 발달이 빠르고 인간에게 미치는 영향은 매우 직접적이다. 현대 도시화와 산업화에 따른 대형 건물의 신축, 간척지 조성 등의 토지이용 변경으로 인한 미세 국지 기후 변화 요소 중의 하나는 도시지역의 기온이 교외지역보다 상승하게 되는 도시 열섬현상을 들 수 있다. 이 도시 열섬 현상은 또한 도시 지역의 습도분포를 바꾸며 대기 성층의 불안정화를 야기하여 강수분포 패턴에 영향을 줄 수 있다고 알려져 있다.

그리고 바람 역시 도시지역에서 건물에 의한 영향을 뚜렷이 받는 기상요소인데 도시 열섬과 도시 표면의 거칠기 변화의 두 측면에서 국지적으로 저층의 바람이 현저한 변화를 보인다(이현영, 1989). 도시열섬으로 인한 도시와 근교와의 기온차이가 기온경도를 야기하고 이는 기압의 차이와 연관되어 풍속에 변동을 가져오는 것이다. 그리고 도시열섬이 형성되면 불안정한 기온감률이 형성되어 도심에서는 상승기류가 발생하고 하층에는 도시를 구심점으로 하여 유입류가 수렴하게 된다. 한편 산업활동으로 인해 건설된 도시의 구조물들은 바람순환구조에 장애물이 되어 요란을 발생시키는 주 요인이 된다. 즉 이 장애물들은 지표부근의 바람에 지면 마찰을 가하여 풍속을 현저히 약화시키고 불규칙한 난류를 발생시키게 되는 것이다. 이러한 미세 국지 기후의 변화는 도시열섬현상, 대기오염의 확산, 스모그 발생 등의 인구과밀지역에서의 부정적인 영향과 더불어 인간에게 1차적인 영향을 미치기 때문에 도시기상 재해 측면에서 해결되어야 한다고 인식되어지고 있다.

서울은 지속적인 경제 개발 계획으로 인하여 급속한 도시화가 진전된 도시로서 성장위주의 도시개발로 인하여 도시 열섬, 대기오염 확산, 시정장애 현상 등의 문제가 야기되었다. 이에 쾌적한 도시환경 건설을 위하여 도시의 환기 능력과 관련된 미세 바람장과 도시 열섬 현상에 대한 연구가 매우 절실한 상황이다. 따라서 본 연구에서는 서울지역의 기후 특성을 정확히 파악하고 예측할 수 있는 미세 국지 기후 평가 기술을 개발하고자 하였다.

이를 위하여 미세 국지기후 평가 및 예측을 위한 기술 개발 수단으로 독일에서 개발되어 검증된 미세 국지 기후 모델을 도입 운영하였고 한반도에 적합한 국지 기후 모델 운영기술을 보유하고 상세한 규모의 기상정보 생산을 위한 도시 바람장 및

대기 오염 확산장 시뮬레이션 응용연구를 실시하였다. 그리고 이 수치 모델 운영과 병행하여 모델의 검증 및 실용적인 기상재해 예측 정보 산출을 위하여 현재 전국적으로 약 19km의 조밀한 격자 간격으로 운영되고 있는 AWS(Automatic Weather Station)의 관측 자료를 분석하고 이를 통하여 도시 열섬효과 및 국지 기후 분포 특성을 파악하였다. 이 연구는 도시 계획단계에서 토지 이용변경이 야기하는 국지 기상변화의 영향을 사전에 파악하고 도시열섬, 스모그 발생, 대기오염 확산등의 문제를 완화시키고 예방할 수 있는 합리적 도시계획 수립의 기초자료로 활용될 수 있으리라 판단된다.

## 2. 국지기후모델(WiTraK)을 이용한 서울시 바람장 및 확산장 수치 실험

### 가. WiTraK 모델 역학 과정

이 연구에서는 서울시의 도시개발로 인한 고층건물 건설이 미세 바람장에 미치는 영향을 살펴보기 위해 사례실험을 실시하였다. 실험에 앞서 서울시의 계절별 풍계 특성으로 조사하고 주풍계 상황의 서울의 바람장을 살펴보았다. 그리고 도시개발로 인한 고밀도 고층건물 지역의 바람장 변화를 사례실험 하였다.

서울의 바람장 모의를 위해 모델 WiTraK (Windfeld, Transport und Klimatologie programm) 을 이용하였는데 이 모델은 MCF (Mass Consistent Flow)와 TRADI (Transport and Diffusion) 모델로 구성되어 있다. MCF와 TRADI 모델은 지형 특성에 따른 바람에너지를 경제적으로 이용하고자 개발한 NOABL (NOAA Boundary Layer Model) 을 독일 쾰른 대학 기상학 연구소에서 1차적으로 개선하고 본 연구소에서 우리 나라 실정에 맞게 재개선한 것이다.

MCF는 중규모 모델의 출력 자료나 모델지역내의 적은 관측 자료를 이용하여 보다 세밀한 3차원 바람장을 산출하는데 바람장 계산은 Mass consistence 조건을 만족하는 바람장을 연속방정식으로부터 출발하여 산출해내는 것으로부터 이루어진다. 초기값은 우선 경계층 내 두 개의 연직층, 즉 Ekman층과 Prandtl층으로 나뉘어 설정된다.

모델에서 계산된 3차원 진단 바람장에는 서울 지역의 지형과 토지 이용도에 따른 지면 거칠기, 그날의 대기 안정도 효과등이 고려되었으며, AWS관측치와 오산 지방의 공군 기상 전대의 고층 바람, 온도 관측 자료가 초기값으로 이용되었다. 그리고 이 미세 격자망의 바람장을 바탕으로 오염물질 확산장과 광화학 스모그 반응을 고려한 오존생성 수치 실험을 위하여 TRADI를 이용하였다. 실험 사례에 따라 격자

간격을 100m에서 600m까지 변동시켜가면서 기존 모델보다 미세한 바람장을 모의하도록 하였고, 연직 좌표계는 지형을 고려한 시그마 좌표계가 되도록 하였다.

바람장 모의를 위한 기본 개념은 Mass consistence 조건을 만족하는 바람장을 연속방정식으로부터 출발하여 산출해내는 것이며 간략하게 요약하면 다음과 같다.

먼저 모델 방정식은 초기 바람장  $(u_0, v_0, \omega_0)$ 에서 지표상태가 고려된  $(u, v, \omega)$ 를 구하는 것이며 이 과정에서 교정값  $(u^*, v^*, \omega^*)$ 이 계산된다.

$$\begin{aligned} u &= u_0 + u^* \\ v &= v_0 + v^* \\ \omega &= \omega_0 + \omega^* \end{aligned} \quad (1)$$

그리고 비압축성 연속방정식  $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0$ 과 함께 다음 식 (2)가 성립된다.

$$\int \int \int \{ \alpha_1^2 (u - u_0)^2 + \alpha_1^2 (v - v_0)^2 + \alpha_2^2 (\omega - \omega_0)^2 \} dx dy dz \quad (2)$$

위의 식 (2)에서  $\alpha_1^2, \alpha_2^2$  은 모델내에서 지표면이 바람장에 미치는 영향을 묘사하는 가중값이며, 바람이 진행 방향에 있는 방해물을 넘어가거나 돌아부는 것을 묘사한다. 그리고 첨자 1은 수평, 2는 연직 방향을 각각 의미한다. Mass consistence 조건을 만족시키기 위해 식(2)를 최소화하는 해를 구해야 하는데 다음과 같이 Lagrange 상수  $\lambda$  를 이용한 함수식을 세워 해를 구한다.

$$\begin{aligned} &F(u, v, \omega, \lambda) \\ &= \int \int \int [ \alpha_1^2 (u - u_0)^2 + \alpha_1^2 (v - v_0)^2 + \alpha_2^2 (\omega - \omega_0)^2 + \lambda (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z}) ] dx dy dz \end{aligned} \quad (3)$$

교정값  $(u^*, v^*, \omega^*)$ 를 가중값  $\alpha_i$ 와 Lagrange 상수  $\lambda$ 를 이용하여 표현하면 다음 (4)와 같은 Euler-Lagrange 방정식을 구하게 되고

$$\begin{aligned} u &= u_0 + \frac{1}{2} \alpha_1^{-2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \\ v &= v_0 + \frac{1}{2} \alpha_1^{-2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \\ \omega &= \omega_0 + \frac{1}{2} \alpha_2^{-2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \end{aligned} \quad (4)$$

이 값을 비압축성 연속방정식  $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0$ 에 대입한 후 변형하면 Lagrange 상수  $\lambda$ 를 결정할 수 있는 다음 방정식을 얻게 된다.

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \frac{\alpha_1^2}{\alpha_2^2} \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2 \alpha_1^2 \left( \frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial \omega_0}{\partial z} \right) \quad (5)$$

여기서 구한  $\lambda$ 를 식 (4)에 대입하여 계산하면 비발산 바람장을 얻을 수 있다. 또한 교정값 ( $u^*, v^*, \omega^*$ )은 투과계수(transmission coefficient)  $\tau_{h, \nu}$ 와 함께  $\phi$ 를 이용하면 poisson type 방정식으로 표현된다. 이 방정식을  $\sigma$ 좌표계 형태로 변환시키고 거기서 구한 해  $\phi$ 를 이용해 바람장  $u, v, \omega$ 를 산출한다.

한편 지형에 의한 바람의 변형은 지형 자체의 형태와도 관련이 있지만 대기의 안정도와도 밀접한 관련이 있다. 대기의 안정도에 따라 연직방향의 운동성이 달라지기 때문에 바람이 지형 장애물을 만났을 때 그 장애물을 넘어가는지 옆으로 돌아가는지가 결정된다. 이는 다음 식(6)에 정의된  $\alpha$ 에 의해 결정되며  $\alpha$ 는 Brunt-Vaisala frequency (N), characteristic velocity  $|\vec{v}|$ , height difference  $\Delta H$ 와 온위의 연직 경도등의 함수로써 표현된다.

$$\alpha = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} = \sqrt{1 - \frac{Str^4}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{4}{Str^4}} - 1 \right)} \quad (6)$$

$$Str = \frac{\Delta H N}{|\vec{v}|} \quad \text{Stroule number}$$

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_{um}} \frac{\partial \theta_{um}}{\partial z}} \quad \text{Brunt-Vaisala frequency}$$

$$\Delta H \quad \text{Height difference}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{vertical gradient of potential temperature}$$

$$|\vec{v}| \quad \text{characteristic velocity}$$

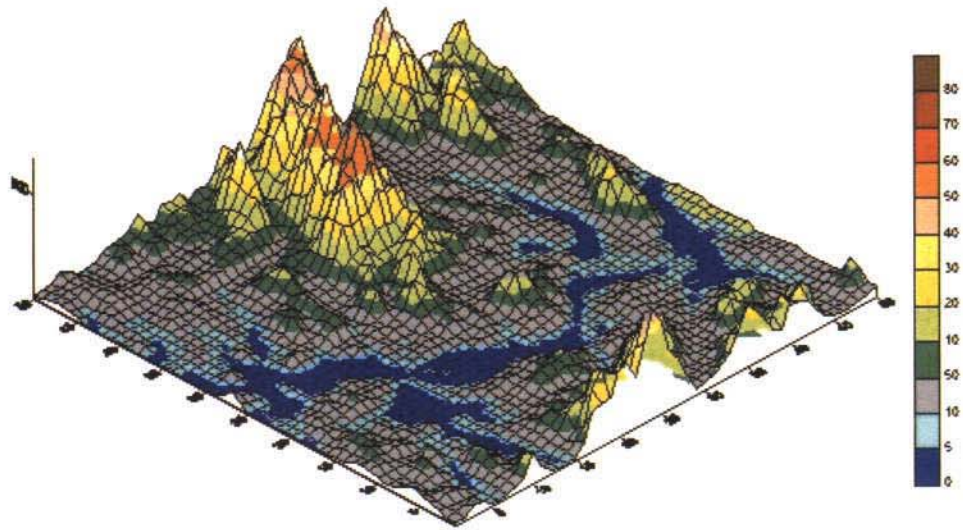


#### 나. 서울시 바람장 및 확산장 수치 실험

실험 대상지역으로는 한반도 인구의 1/4 이상이 밀집되어 사는 서울시를 선택하고 모델의 입력자료를 위해 서울시 지형고도와 토지 이용도를 조사하였다. 지형고도 자료는 위경도 3" 간격의 미국 MDA 자료로부터 추출하였으며 지형적 등거리 격자 값으로 전환하였다. 그리고 이와 동일한 해상도로 서울시 토지이용도를 농업지역(Field), 숲(Forest), 교외지역(Suburb), 시가지(City), 물(Water)의 5등급으로 분류하였다. 이로부터 작성된 서울시 지형고도, 토지이용도 자료는 Fig. 1에 각 등급별 거칠기 길이는 농업지역은 0.1m, 숲은 1.5m, 교외는 1.0m, 도심은 2.0m, 물은 0.001m로 나타내었다.

실험에 앞서 현실적인 서울의 도시풍을 모의하기 위해 계절별 바람의 통계적 특성을 조사하였다. 1999년 송월동 지점에 근거한 자료로 3개월 평균값을 이용하여 계절별 풍향, 풍속, 기온을 조사하였다. 주풍계를 보면 봄과 겨울은 서풍으로 평균 풍향이 270°이었고, 여름과 가을에는 동풍으로 50°로 나타났다. 그리고 평균 풍속을 보면 봄과 겨울이 여름과 가을보다 상대적으로 값이 크게 나타났다. 그리고 WiTraK에서는 지상 풍속과 기온을 입력자료로 사용하므로 다음 표의 값을 초기 값으로 이용하였다.

(a)



(b)

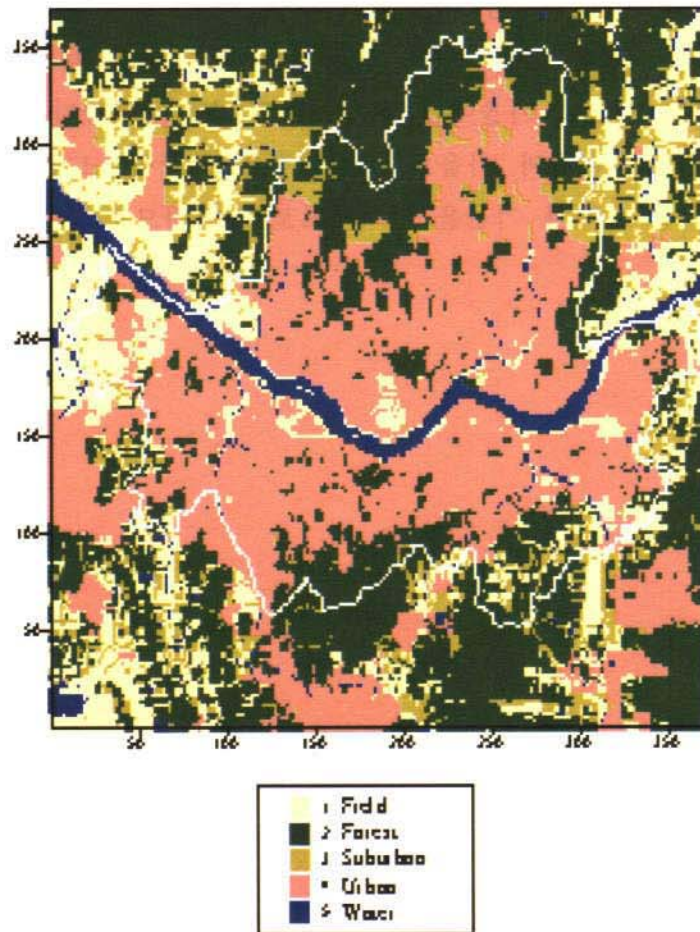
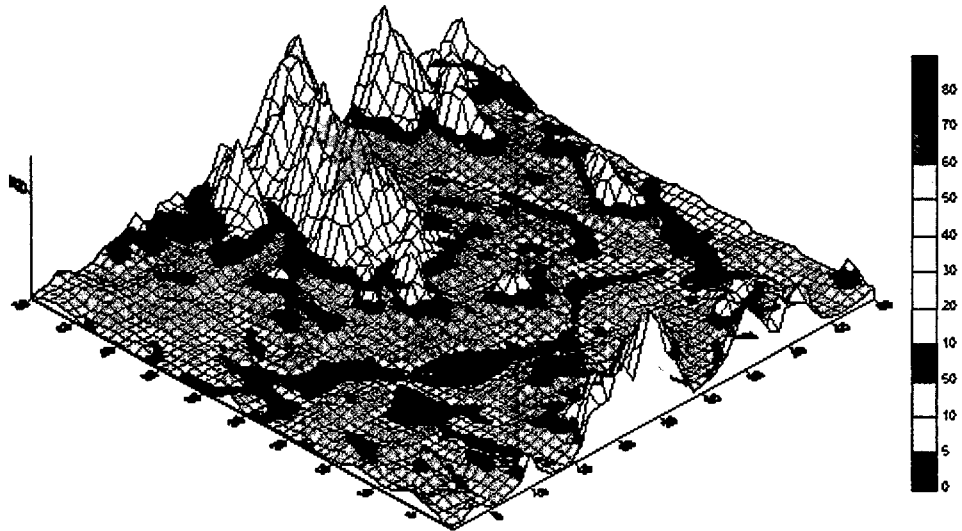


Fig. 3.5.1. Topography(a) and land use(b) in the model area of Seoul.

(a)



(b)

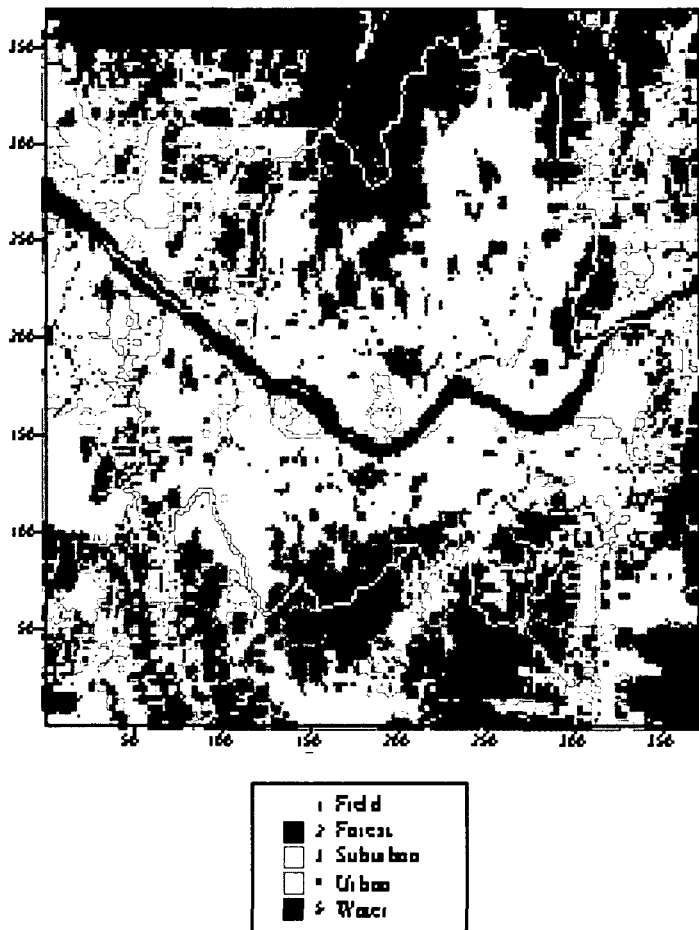


Fig. 3.5.1. Topography(a) and land use(b) in the model area of Seoul.

Table 3.5.1. Seasonal characteristics of wind and temperature in Seoul at surface

Season	Wind direction(°)	Wind speed(m/s)	Temp(° C)
Spring (Mar, Apr, May 1999)	270	2.4	12.6
Summer (Jun, Jul, Aug 1999)	50	1.8	25.0
Autumn (Sep, Oct, Nov 1999)	50	1.3	15.0
Winter (Dec 1998, Jan, Feb 1999)	270	2.5	0.7

그리고 모델실험 초기자료에는 상층 풍향, 풍속이 필요한데 이는 오산지점 자료를 사용하였다. 오산 지점의 월별 주풍계 조사에 앞서 풍향과 풍속이 3개월 평균값이나 1개월 값이 유사하므로 각각 1개월 값을 이용하여 계절별 값으로 대신 사용하였다. 따라서 1999년 4월의 313.°과 4 m/s를 봄의 대표적인 풍향과 풍속값으로 사용하였으며 7월의 값을 여름으로 10월의 값을 가을, 1월의 값을 겨울 값으로 사용하였다. 여기서 봄, 가을, 겨울의 풍향이 북서풍 계열임을 알 수 있고 여름은 남동풍 계열이 주풍임을 알 수 있었다.

Table 3.5.2. Monthly mean wind field of Osan in 850 hPa level at 00UTC

	Wind direction(°)	Wind speed(m/s)
Dec 1998	297	9
Jan 1999	298	11
Feb 1999	306	10
Mar 1999	300	4
Apr 1999	313	4
May 1999	286	6
Jun 1999	326	3
Jul 1999	165	2
Aug 1999	119	2
Sep 1999	134	2
Oct 1999	300	5
Nov 1999	296	7

이상의 값들을 초기값으로 하여 서울시의 계절별 주풍계를 모의하였다. 그리고 대기안정도는 중립상태를 가정하여 0.001 값을 사용하였다. 이때 대기안정도 관련 다른 파라메타들의 값을 보면 표 3.5.3과 같다.

Table 3.5.3. Parameters used in this model according to the atmospheric stability

Parameters	Neutral
Transmission coefficient	$3.7 \times 10^{-1}$
Brunt Väisälä frequency (/s)	$5.8 \times 10^{-3}$
Froude number	0.659
Boundary layer height (m)	1000
Prandtl layer height (m)	100
Monin Obukhov length (m)	500

1999년 1월의 지상 5m 고도인 경우 바람장 모의 결과를 보면 남서풍이 지배적으로 부는 것을 볼 수 있고 지형과 토지이용도의 영향이 잘 반영되어 나타나고 있다. 모델 상층에서는 서풍 계열의 바람이 불지만 고도가 낮아짐에 따라 Ekman layer 특성에 의하여 풍향이 반시계 방향으로 바뀌어 지상부근에서는 남서풍계열이 지배적으로 나타나는 것이다. 이 Ekman layer의 특성외에도 대기 하층에서 풍향을 변형시키는 역할을 하는 것은 지형을 들 수 있는데 이는 주로 산악지역에 의해 나타났다. 즉 목한산 상공을 통과하는 바람은 산 정상에서 강화되고 관악산, 남산 상공 역시 상대적으로 풍속이 강한 것을 볼 수 있었다. 그리고 북한산 남동쪽의 바람이 풍향이 북쪽으로 바뀌면서 산을 돌아서 흐르는 것이 나타났다. 예를 들어 북한산의 서쪽인 은평구의 불광동, 진관내동과 동쪽에 위치한 우이동, 쌍문동 지역에 남풍이 부는 것을 볼 수 있었다. 한편 북한산 남쪽에 해당하는 구기, 평창, 정릉지역은 서풍이 나타났다. 또한 관악산의 영향으로 관악산 북쪽지역에 위치한 봉천동, 사당동 지역에는 서풍이 지배적으로 나타났다. 지형에 따른 풍향의 변화 현상은 그림은 제시하지 않으나 오성남 등(2000)의 결과를 보면 대기가 안정할수록 지형장애물을 우회하는 경향이 강하고 불안정할수록 산경사면을 따라 상승하는 바람이 상대적으로 증가할 것임을 짐작할 수 있다. 여기서 지형의 영향은 대기안정도와 밀접한 관련이 있음을 알 수 있다.



그리고 모델의 풍속 분포는 지형과 대기 안정도외에 토지이용도에 의해 좌우되고 있었는데 이 영향은 거칠기 길이에 반영되는데 한강, 서울외곽의 거칠기 길이가 작은 지역은 풍속이 강하고 서울경계내의 도심지역은 풍속이 약하여 도시화로 인한 지면 마찰 증가로 인해 풍속이 약화되는 것을 살펴볼 수 있었다. 오성남 등(2000)은 이러한 지형과 토지이용도가 풍속에 미치는 정량적 효과에 대해서 결과를 제시하였는데 그 그림을 인용하면 Fig. 3.5.3와 Fig.3.5.4 와 같다.

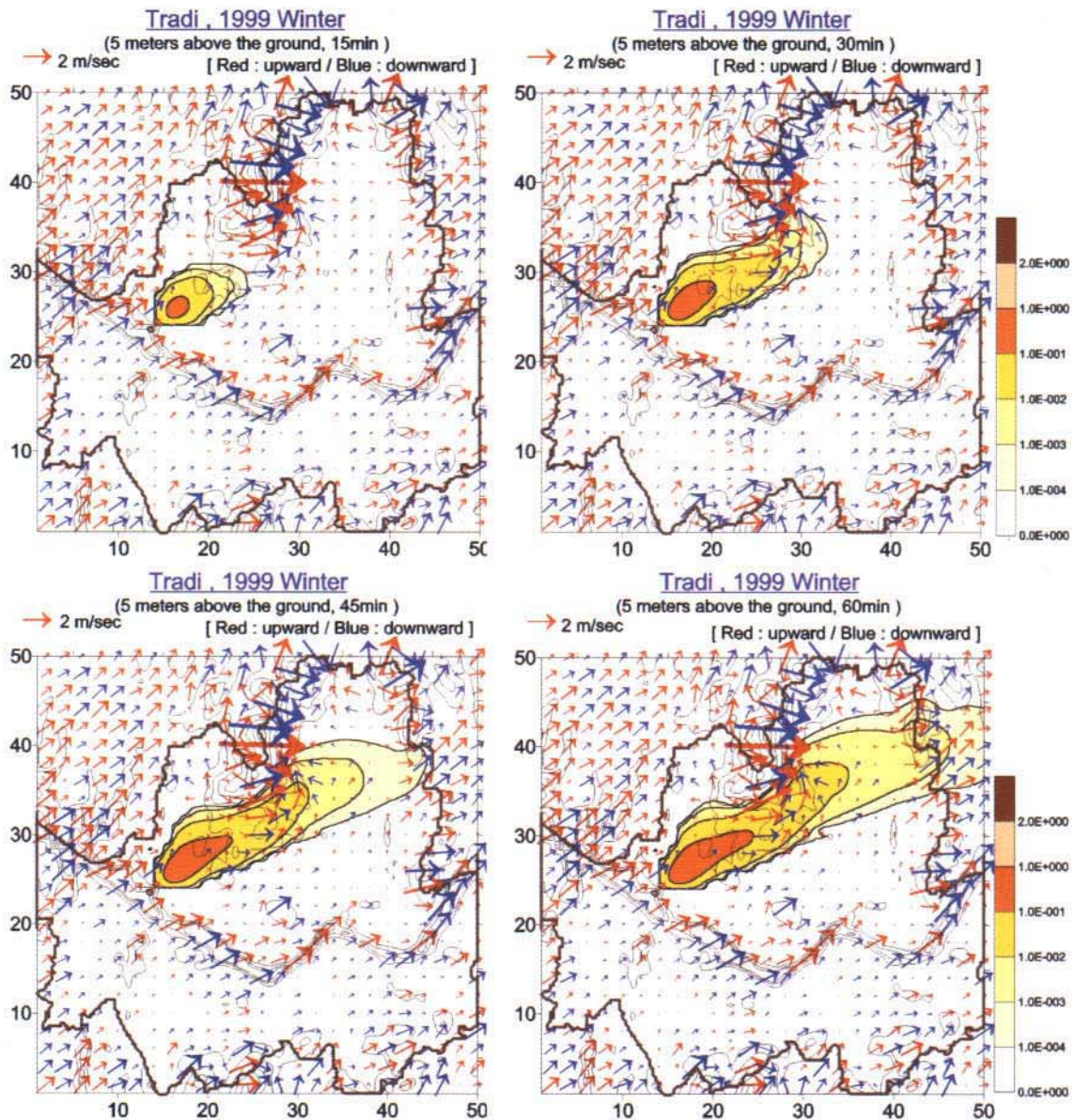


Fig. 3.5.2. Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 15 minutes, b) 30 minutes, c) 45 minutes and d) 60 minutes after emission, respectively. Simulation is for January, 1999, in Seoul.

그리고 모델의 풍속 분포는 지형과 대기 안정도에 의해 좌우되고 있었는데 이 영향은 거칠기 길이에 반영되는데 한강, 서울외곽의 거칠기 길이가 작은 지역은 풍속이 강하고 서울경계내의 도심지역은 풍속이 약하여 도시화로 인한 지면 마찰 증가로 인해 풍속이 약화되는 것을 살펴볼 수 있었다. 오성남 등(2000)은 이러한 지형과 토지이용도가 풍속에 미치는 정량적 효과에 대해서 결과를 제시하였는데 그 그림을 인용하면 Fig. 3.5.3와 Fig.3.5.4 와 같다.

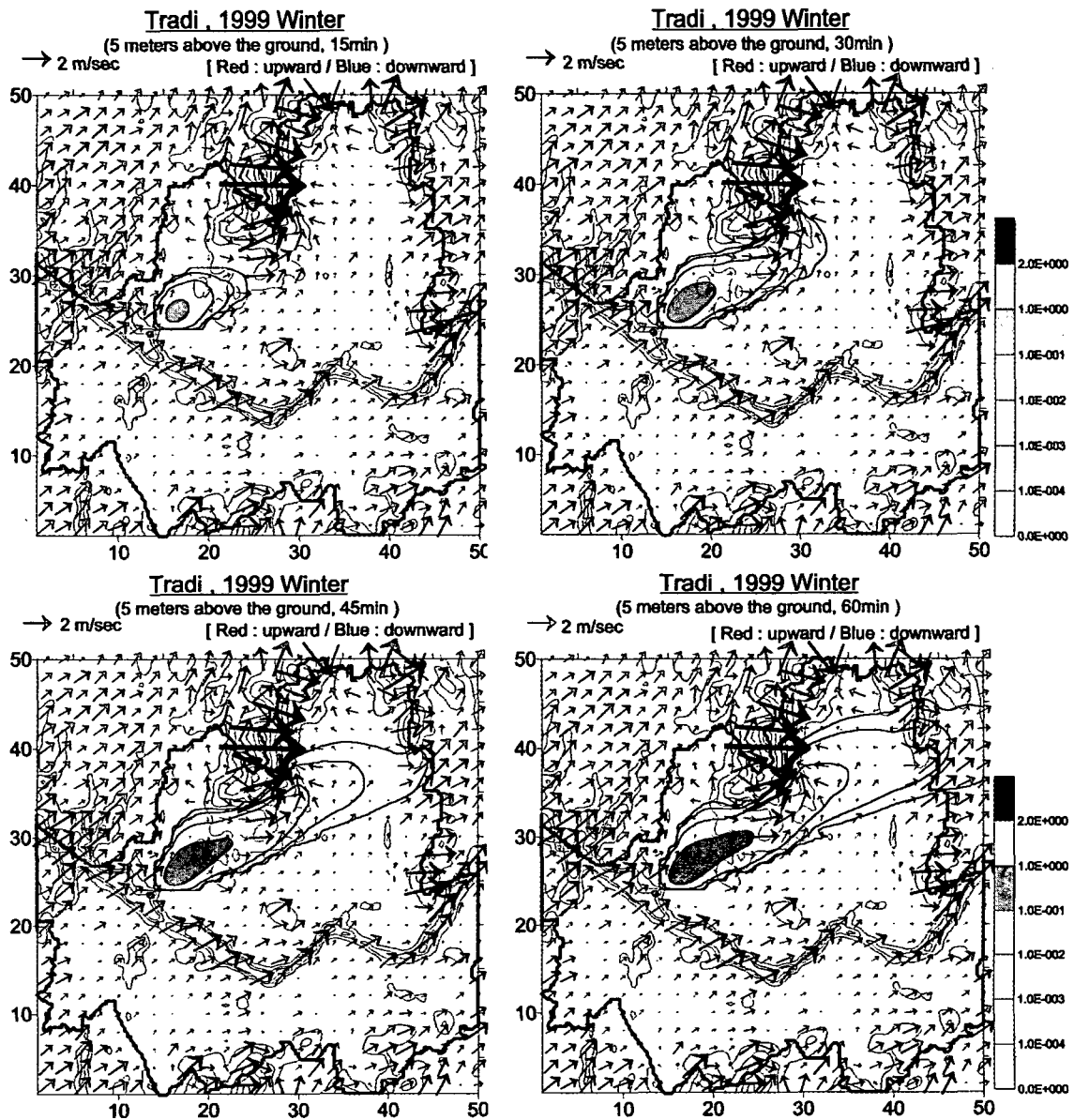


Fig. 3.5.2. Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 15 minutes, b) 30 minutes, c) 45 minutes and d) 60 minutes after emission, respectively. Simulation is for January, 1999, in Seoul.

1997년 4월 12일의 사례인 Fig. 3.5.3에 따르면 북한산, 관악산, 남산등의 산악지형은 풍향에 많은 영향을 주는데 풍상측에서는 공기의 발산구조가, 풍하측에서는 공기의 수렴구조가, 산 정상에서는 풍속이 강화되어 나타났다. 이러한 지형효과에 의한 풍속 분포는 지형이 주변지역의 공기 순환 구조를 변화시키고 오염물질의 확산 방향이나 속도, 수렴을 지배한다는 점에서 중요하다고 볼 수 있다.(Fig. 3.5.3(b)). 지형으로 인한 효과를 보면 산 정상에서는 풍속이 강해지고 풍하측에서는 풍속이 0.6 미만으로 매우 약화되는 것을 나타낸다. 이 현상을 북한산보다 관악산 지역에서도 나타났다. 여기서 북서-남동 방향의 등치선은 지상바람이 남서풍계열이기 때문이며 주풍향의 직각 방향으로 등치선이 분포하는 특징이 있었다.



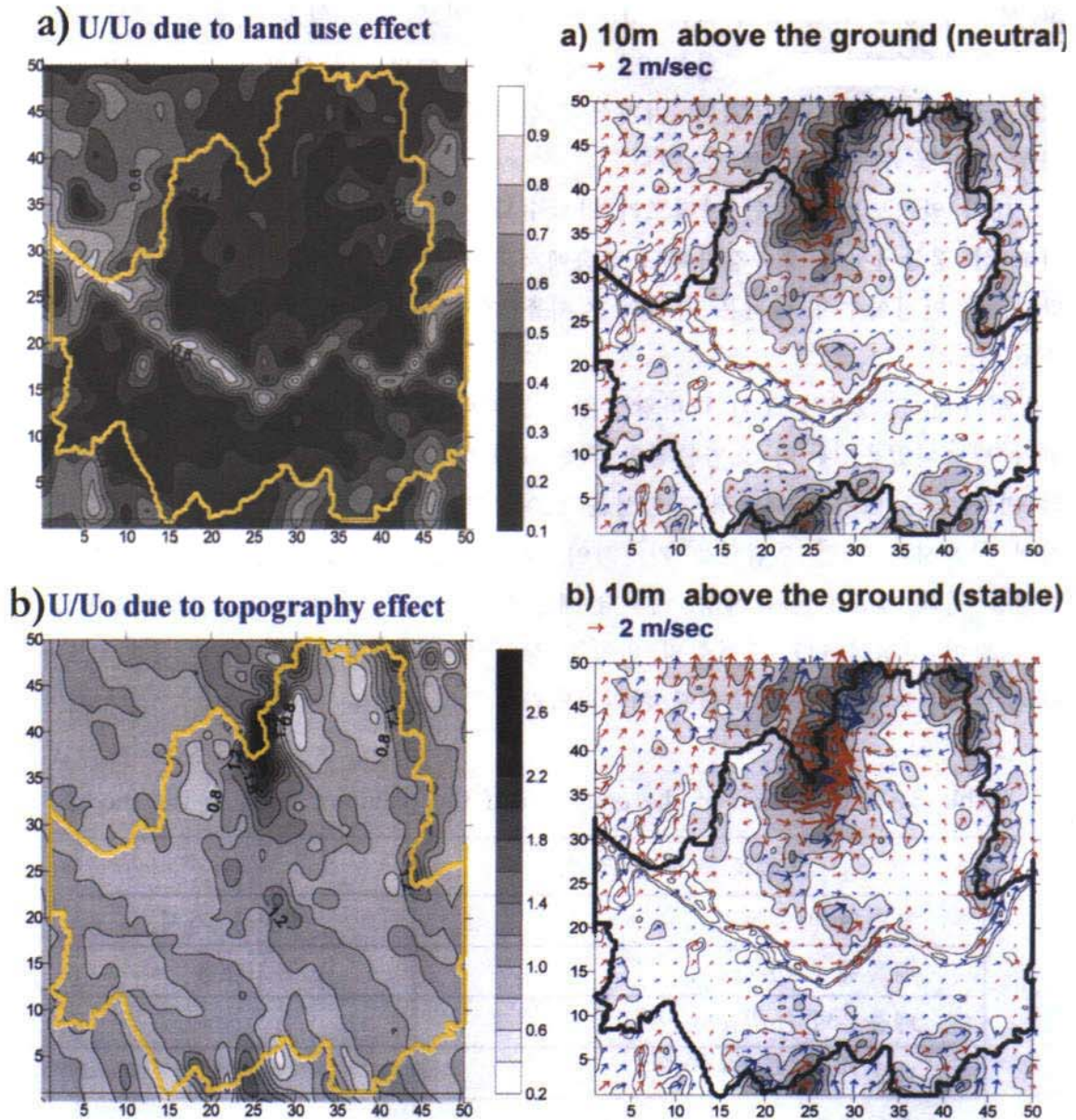
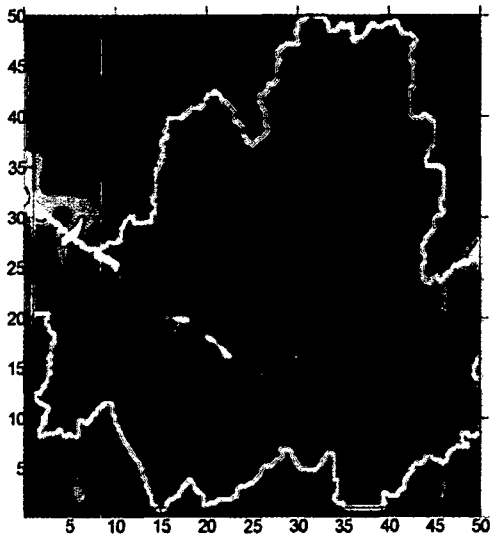


Fig. 3.5.3. Distribution of the wind ratio ( $U/U_0$ ) due to a) land use effect and b) topography effect.

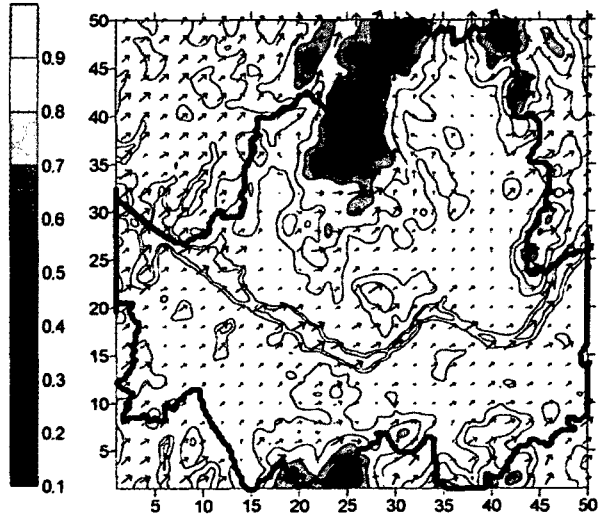
Fig. 3.5.4. Simulated horizontal wind field at 10m level over the ground in a) neutral case and b) stable case at 12UTC 12 April 1997.

토지 이용도 역시 풍속에 많은 영향을 주는데 도심지나 산지에서 풍속의 약화가 두드러진 반면 낮은 구조물들이 존재하지 않는 한강 지역 바람이 주변 육지의 지역보다 상대적으로 강하게 부는 것도 모의되었다(Fig. 3.5.3(a)). 여기서 거칠기로 인해 한강을 따르는 지역은 0.8 ~ 0.9 정도의 값으로 10 ~ 20%의 풍속약화를 보이

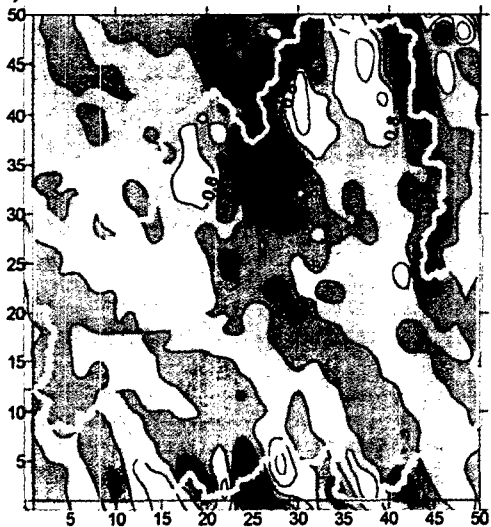
a)  $U/U_0$  due to land use effect



a) 10m above the ground (neutral)  
→ 2 m/sec



b)  $U/U_0$  due to topography effect



b) 10m above the ground (stable)  
→ 2 m/sec

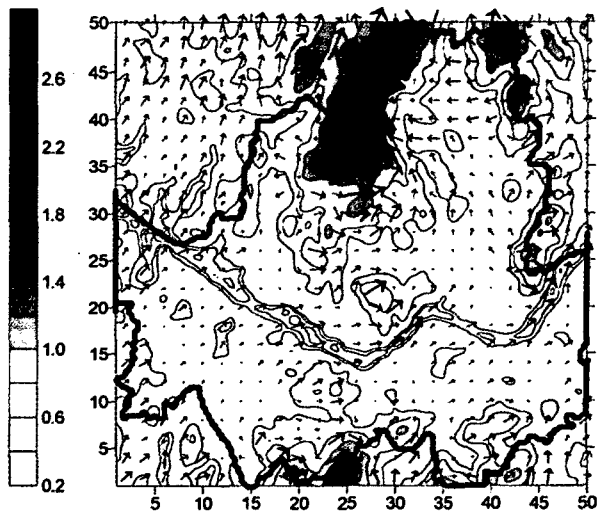


Fig. 3.5.3. Distribution of the wind ratio ( $U/U_0$ ) due to a) land use effect and b) topography effect.

Fig. 3.5.4. Simulated horizontal wind field at 10m level over the ground in a) neutral case and b) stable case at 12UTC 12 April 1997.

토지 이용도 역시 풍속에 많은 영향을 주는데 도심지나 산지에서 풍속의 약화가 두드러진 반면 낮은 구조물들이 존재하지 않는 한강 지역바람이 주변 육지의 지역보다 상대적으로 강하게 부는 것도 모의되었다(Fig. 3.5.3(a)). 여기서 거칠기로 인해 한강을 따르는 지역은 0.8 ~ 0.9 정도의 값으로 10 ~ 20%의 풍속약화를 보이

고 서울시 경계 밖의 교외지역은 0.5 ~ 0.7 범위로 풍속 약화를 보였다. 서울 도심지에 들어올수록 풍속의 약화는 0.1 ~ 0.3 으로 뚜렷한데, 북한산, 관악산 지역에는 0.3 ~ 0.4의 값을 나타내었다. 여기서 도심내에서는 지표부근 풍속이 70 ~ 90%정도로 약화될 수 있음을 알 수 있다.

대기 안정도의 경우는 안정도가 강할수록 지형에 따른 풍향의 변화정도가 심하였고 산 정상에서의 풍속강화와 풍하측에서의 공기의 수렴구조가 더욱 강하게 나타났다. 즉 안정할수록 바람은 지형의 지배를 더 많이 받고 있음을 확인할 수 있었다 (Fig. 3.5.4).

앞서 Fig. 3.5.2에서 모의된 바람장은 공장이나 쓰레기 소각장의 굴뚝에서 오염물질이 방출되었을 때 이 오염물질의 확산 분포에 직접적인 영향을 준다. 즉 바람장의 변동은 곧 대기오염 발생 가능성을 보여주므로 본 연구에서는 기존의 바람장 실험에 서울시내의 점 오염원을 가정하여 확산 분포 실험하였다(Fig. 3.5.2). 이 확산 실험을 위해 배출물질의 특성, 시간당 배출량, 부피, 가스 배출 온도, 굴뚝높이를 다음과 같이 구성하였다. 오염원의 위치는 상암지역을 가정하고 편이상 풍속 0.2 m/s 이하인 경우는 무풍으로 그래픽 처리하였다.

Table 3.5.4. Condition of the emission of the pollutant used in the model

오염물질 배출 조건	
오염원 배출물질	비반응 기체
배출량 ( kg/yr )	10000
배출부피 ( m <sup>3</sup> /sec)	5
배출가스 온도 ( °C)	200
오염배출지점의 고도 ( m)	150
오염물질 배출 굴뚝 직경 ( m)	상부 : 1.2, 하부 : 1.4

1월의 바람장에 대해 확산 실험을 한 결과 바람의 주 풍향을 따라 북동쪽으로 확산 이동되어가는 것이 모의되었다. 풍계가 1시간 동안 고정되었다고 가정하에서 오염물질이 배출된지 30분 경과후에는 북한산 남쪽에 도달하였으며 그 이후에는 확산장이 북한산을 좌측에 두고 돌아가는 것을 볼 수 있었다. 이러한 지형에 의한 확산장의 분포는 대기 안정도가 안정할수록 그 영향은 증가되어 더 많은 오염물질이 산 동쪽을 따라 확산되리라는 것을 예상할 수 있다.

그리고 60분 경과후에는 오염물질 농도장이 서울 북동쪽 경계까지 도달하는 것

을 볼 수 있었다. 이는 뒤이은 7월의 확산장 실험에서도 비교되겠지만 7월에서도 상층 풍속을 1월과 동일하게 11 m/s로 주었음에도 불구하고 겨울의 경우가 풍하측 확산 속도가 훨씬 크다는 것을 알 수 있다. 이는 상층풍속이 1월과 7월의 확산장 실험에서는 동일하게 주어지더라도 모델 초기자료로 주어지는 지상 풍속이 1월에는 2.5 m/s로 입력되고 7월에는 1.8 m/s로 입력되는 데서 기인한다고 본다. 이 0.7 m/s의 지상 풍속의 차이가 확산장의 풍하측 이동속도에는 매우 크게 영향을 미치는 것으로 생각된다.

봄과 가을을 위한 4월과 10월의 바람장 분포는 상층의 풍향이 1월의 평균 풍향값인 298 °와 유사하므로 생략하였다

다음은 1999년 7월의 주풍계에 대하여 바람장을 모의하였다. 풍향은 앞에서 주어진 오산의 평균 값을 사용하고 풍속값은 겨울철 11m/s를 사용하였다. 모의 결과 1월의 풍속 분포에서 나타났던 지형의 영향과 토지 이용도의 영향을 그대로 확인할 수 있었다. 즉 북한산과 만난 바람은 북쪽과 동쪽으로 나뉘어 산을 돌아 부는 것을 볼 수 있고 일부는 산을 타고 상승하였다. 그리고 북한산 정상에서는 1월의 경우와 동일하게 매우 강한 풍속을 보이는데 1월의 경우 상승류가 강하고 7월의 경우는 반대로 하강류가 강한 것을 볼 수 있다. 산악지역에 의한 풍향의 변화는 관악산, 남산 주변에서도 볼 수 있었다.

그리고 거칠기 길이가 작은 한강 상공에서 풍속이 강하게 나타났으며 서울 외곽으로 가면서 거칠기 길이가 작은 지역에서 역시 풍속이 강함을 볼 수 있다. 풍속이 약한 지역은 주로 서울 경계내의 도심지역에 분포하며 여기서 도시화로 인한 바람의 변화를 볼 수 있었다.

이러한 7월의 주풍계가 고정되었다고 가정하고 대기오염 확산 실험을 하였다. 대기오염물질의 확산은 강남을 시점으로 하여 가상의 점오염원에 대하여 계산하였으며 그외의 조건은 1월의 확산 실험과 동일하게 가정하였다. 편이상 풍속 0.2 m/s 이하인 경우는 무풍으로 그래픽 처리하였다. 7월 평균 풍속은 2 m/s이나 여기서는 11 m/s로 강화시켜 실험을 하였는데 이러한 풍속의 차이는 2 m/s 인 경우와 동일하나 확산 시간에 있어서 차이가 있으리라 생각된다. 오염물질은 주풍계를 따라 북서쪽으로 확산이동하는데 배출후 60분이 경과했을 때 북한산 남쪽에 도달하는 것을 볼 수 있었다. 그 이후에는 북한산 주변의 바람은 하층에서는 산을 돌아 부는 것에 영향을 받아 풍하측으로 퍼져나가되 북한산을 우측에 두고 돌아가는 것을 120분경까지 볼 수 있다. 오염물질 농도장이 서울 북서쪽 경계를 넘는 시간이 앞서 1월의 경우보다 오래 걸리는 것을 볼 수 있는데 이는 초기값으로 주어지는 지상 풍속의 차이에 기인한다고 판단된다.



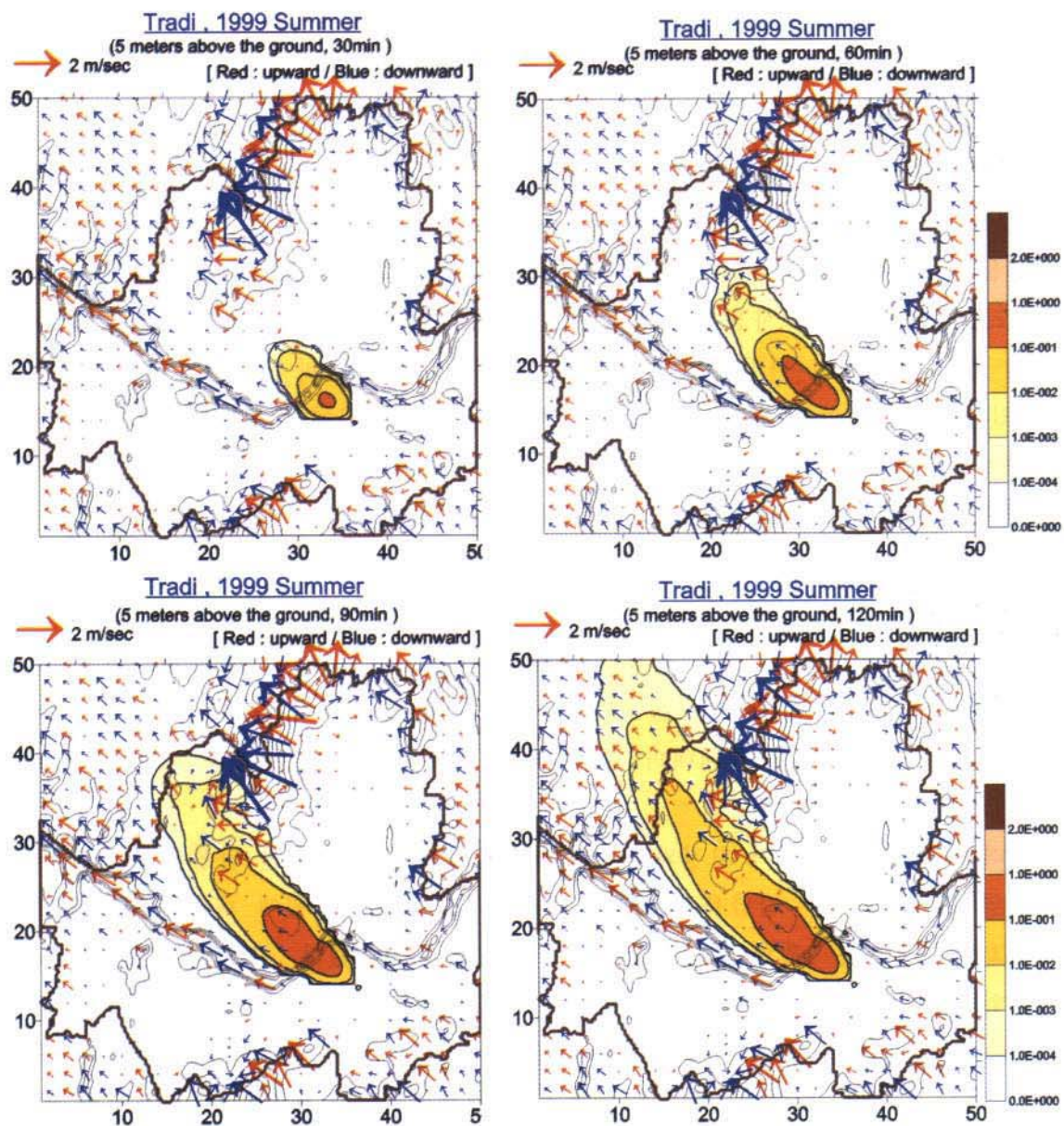


Fig. 3.5.5. Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 30 minutes, b) 60 minutes, c) 90 minutes and d) 120 minutes after emission, respectively. Simulation is for July, 1999, in Seoul.

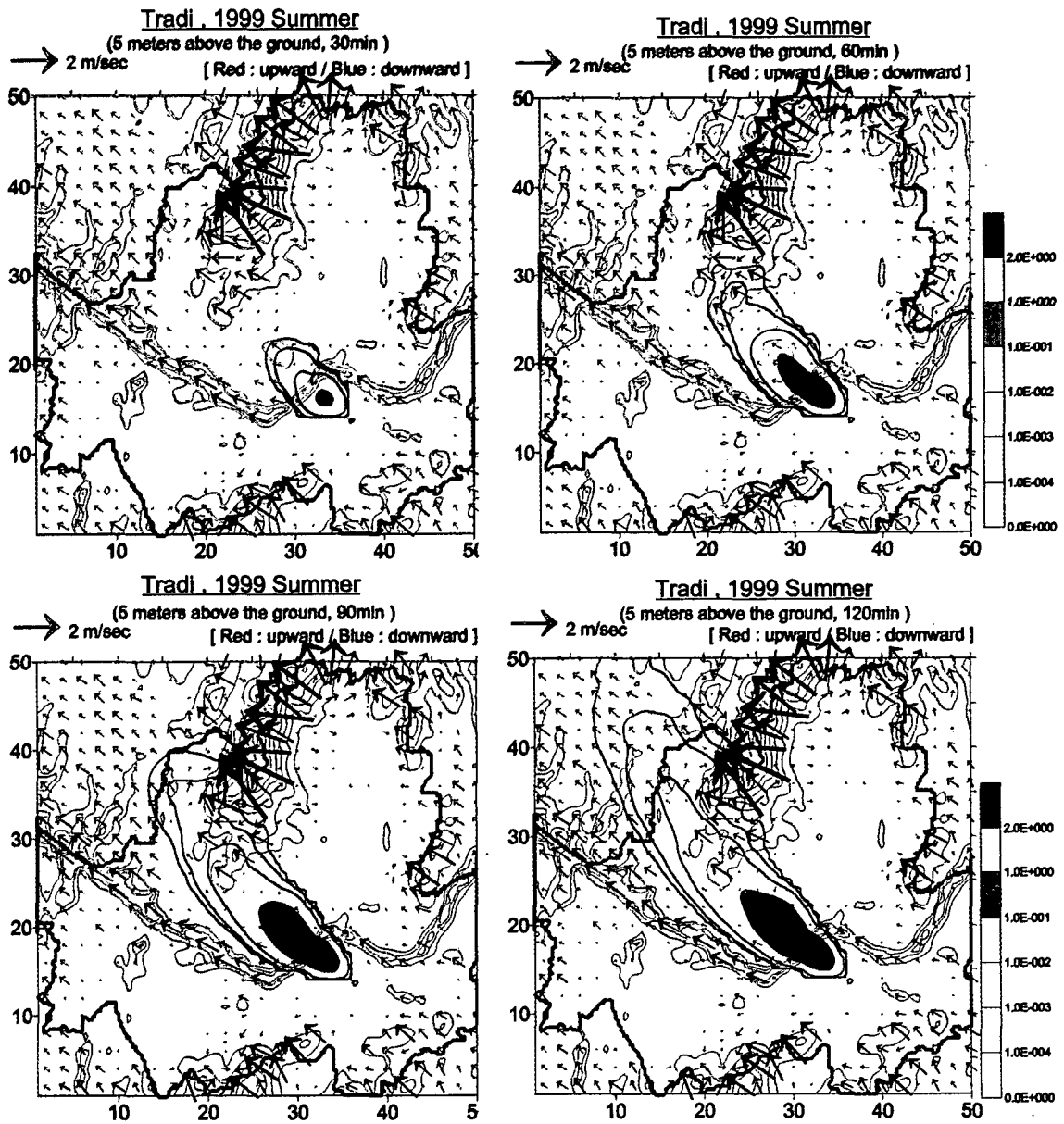


Fig. 3.5.5. Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 30 minutes, b) 60 minutes, c) 90 minutes and d) 120 minutes after emission, respectively. Simulation is for July, 1999, in Seoul.

다. 거칠기 길이 변경에 따른 바람장 및 확산장 변화 실험

도시계획으로 인한 고층건물 밀집지역이 형성되면 지면마찰을 증가시키는데 이는 거칠기 길이의 증가로 인해 도시의 바람순환구조를 약화시키게 된다. 앞서 실험한 서울의 바람장 실험에서 일부 지역에 고층 건물이 형성되어 지면 마찰을 급격히 증가시키게 된다면 이는 서울시의 순환구조에 장애요인으로 작용하게 될 것이다. 이러한 국지적인 지면 마찰 증가에 따른 바람장 영향 평가 실험은 도시내의 자연환기 효과를 생성할 수 있는 긍정적인 결과를 예상하게 하였다. 이에 한강변 지역을 가상의 실험대상지역으로 선정하여 이 지역에 고층아파트가 건설되어 이로 인한 바람순환구조 변동이 이 지역 기류에 미치는 영향을 살펴보고자 모의 실험을 하였다. 사례 지역으로는 원효로 4가 강변 아파트와 서부이촌동 아파트 지역을 대상으로 이 지역의 거칠기를 증가시킴으로서 이 지역의 미세 바람구조 변동을 실험하였다.

실험에 앞서 도시지역의 고층건물 밀집지역의 거칠기 길이 값에 관한 문헌 결과는 다음과 같다.

Table 3.5.5. 도시지역에서 건물 특성에 따른 공기역학적 거칠기

변수	건물 유형		
	저층	중층	고층
높이(m)	4	20	100
계산에 의한 $Z_o$ (m)	0.5	0.7	10

Lettau (1970)는 거칠기 매개변수를 추정하기 위한 이론적 접근을 시도하였으며 그는 장애물의 유효고도를 알고 바람을 맞는 지역의 면적, 그리고 장애물로 덮인 면적을 알 수 있다면  $Z_o$ 를 다음 식으로 구해진다고 하였다. 이 수식을 이용하여 추정된 거칠기 길이 변수가 위 표에 제시되어 있다.

$$Z_o = \frac{1}{2} \frac{Ha}{A} \quad (\text{Lettau, 1970})$$

$H$  : 장애물의 고도(m)

$a$  : 바람을 맞는 물체의 바람 그늘 면적(silhouette area encountered,  $m^2$ )

$A$  : 장애물로 덮여있는 면적  $m^2$

그리고 Dettwiller (1969)의 연구를 보면 에펠탑의 관측치를 포함한 관측값으로 프랑스지역의 거칠기 길이 변수가 2~5m라고 하였다. 이현영(1989)에 따르면 앞서



언급된 도시지역의 거칠기 변수값은 사례별로 변동성이 크기 때문에 그 값이 10배 정도까지 차이가 나도록 넓게 분산되어있다고 한다. 이 분산은 관측탑의 풍상측 거칠기, 바람이 불어오는 거리, 중립안정조건이 만족되는 정도가 다양하기 때문에 생긴다고 한다. 이상의 결과들을 토대로 하여 본 실험에서는 고층 아파트 지역의 거칠기를 10 m를 선택하고 5 m의 경우에 대해서도 실험하였다.

실험영역은 한강변 지역 용산구 이촌동 아파트 단지를 중앙에 두고 북동쪽에는 남산을 남서쪽에는 동작구 지역이 위치하고 있는 영역이다. 거칠기 길이를 Fig. 3.5.6(b)와 같이 실험대상지역에 거칠기 길이를 증가시켰다. 다음 그림에 거칠기 길이를 변동시키기 전과 후의 실험 지역을 나타내었다. 영역은 동서, 남북 방향으로 각각 6km이며 격자 간격은 100m 간격이다.

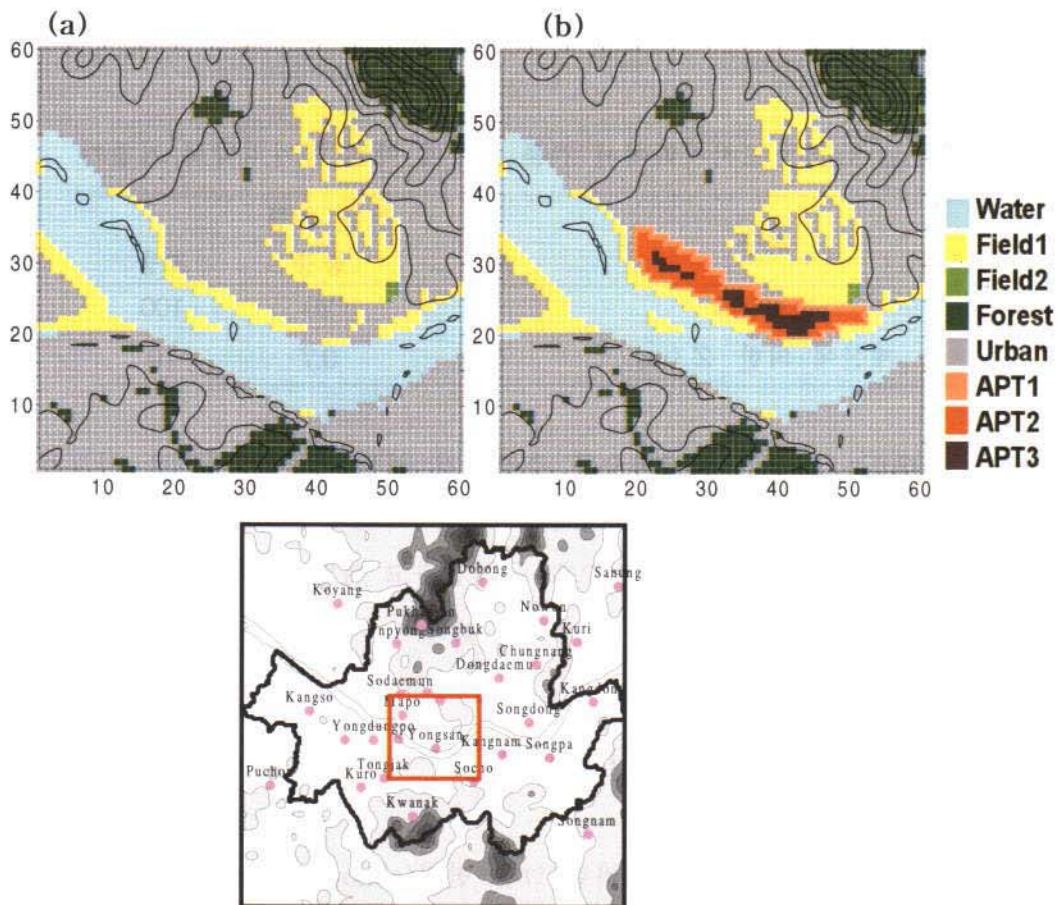


Fig. 3.5.6. Comparison of model experiment region (a) before roughness length change and (b) after roughness length increasing.



언급된 도시지역의 거칠기 변수값은 사례별로 변동성이 크기 때문에 그 값이 10배 정도까지 차이가 나도록 넓게 분산되어있다고 한다. 이 분산은 관측탑의 풍상측 거칠기, 바람이 불어오는 거리, 중립안정조건이 만족되는 정도가 다양하기 때문에 생긴다고 한다. 이상의 결과들을 토대로 하여 본 실험에서는 고층 아파트 지역의 거칠기를 10 m를 선택하고 5 m의 경우에 대해서도 실험하였다.

실험영역은 한강변 지역 용산구 이촌동 아파트 단지를 중앙에 두고 북동쪽에는 남산을 남서쪽에는 동작구 지역이 위치하고 있는 영역이다. 거칠기 길이를 Fig. 3.5.6(b)와 같이 실험대상지역에 거칠기 길이를 증가시켰다. 다음 그림에 거칠기 길이를 변동시키기 전과 후의 실험 지역을 나타내었다. 영역은 동서, 남북 방향으로 각각 6km이며 격자 간격은 100m 간격이다.

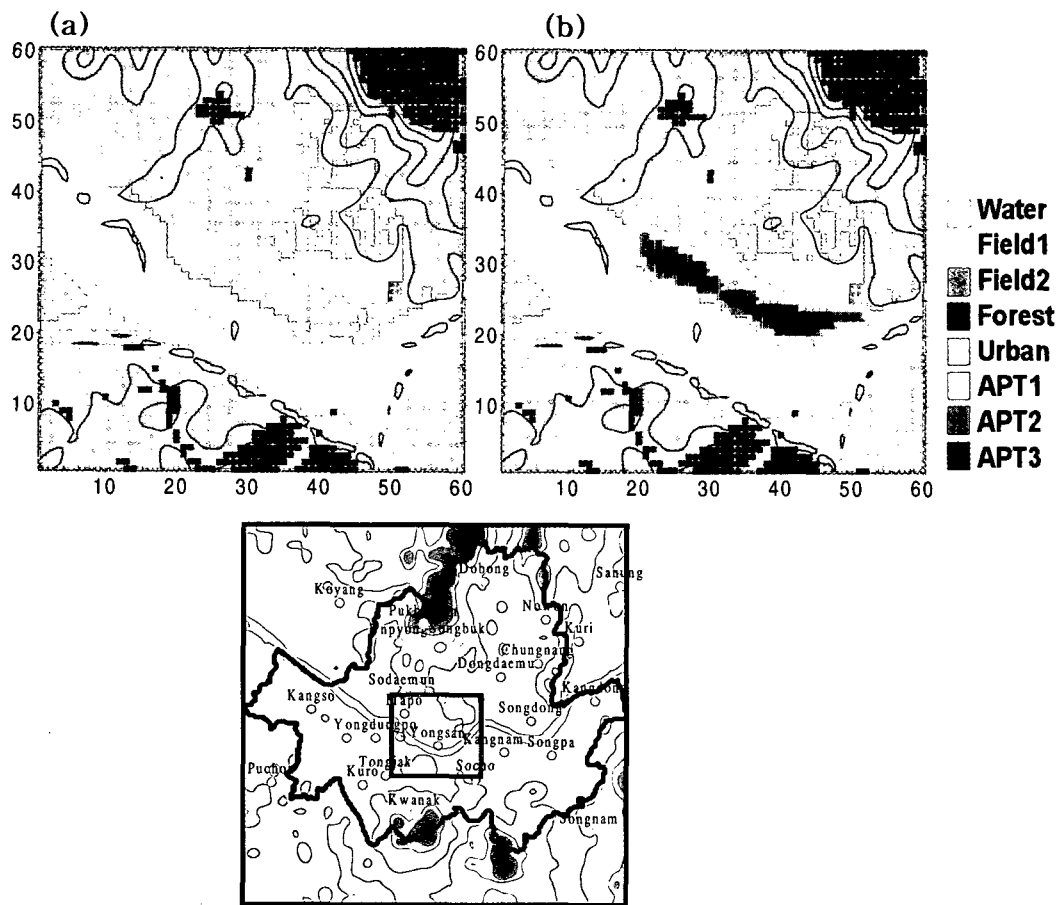


Fig. 3.5.6. Comparison of model experiment region (a) before roughness length change and (b) after roughness length increasing.

이 실험대상지역에 대하여 4월의 풍계 조건을 주고 바람장을 모의하였다. WiTraK 실험 초기 조건을 지상 평균기온 12.6 °C, 지상 평균 풍속 2.4 m/s, 지상 주풍향 270°, 상층 지균풍 풍속 4 m/s, 풍향 313° 으로 주었다. 그리고 대기 안정도는 중립상태를 가정하였다. 모의 결과 지상의 풍향이 초기 상층 풍향이 Ekman layer 특성에 의해 반시계방향으로 풍향이 회전되어 서풍 계열이 우세한 것을 볼 수 있었다.

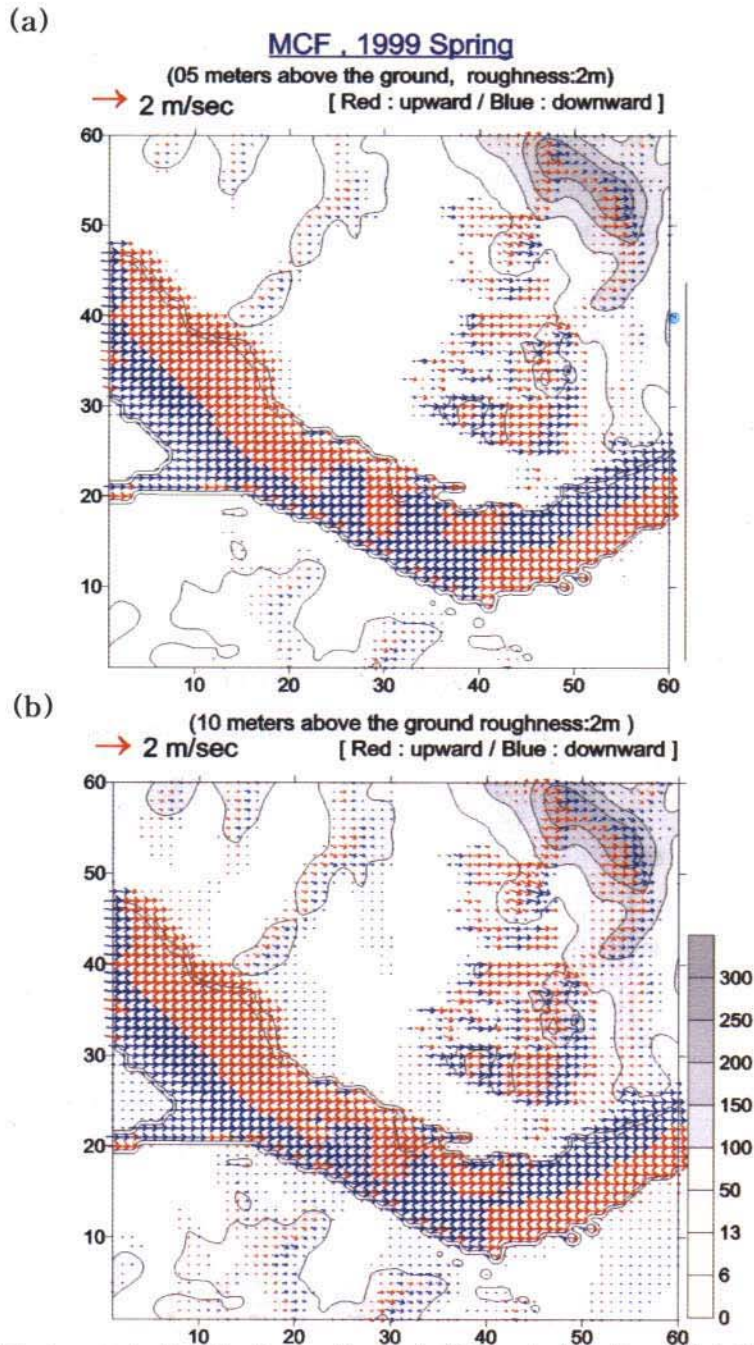


Fig. 3.5.7. Horizontal distribution of wind field at (a) 5 m (b) 10m height level over the ground in April, 1999.

이 실험대상지역에 대하여 4월의 풍계 조건을 주고 바람장을 모의하였다. WiTraK 실험 초기 조건을 지상 평균기온 12.6 °C, 지상 평균 풍속 2.4 m/s, 지상 주풍향 270°, 상층 지균풍 풍속 4 m/s, 풍향 313° 으로 주었다. 그리고 대기 안정도는 중립상태를 가정하였다. 모의 결과 지상의 풍향이 초기 상층 풍향이 Ekman layer 특성에 의해 반시계방향으로 풍향이 회전되어 서풍 계열이 우세한 것을 볼 수 있었다.

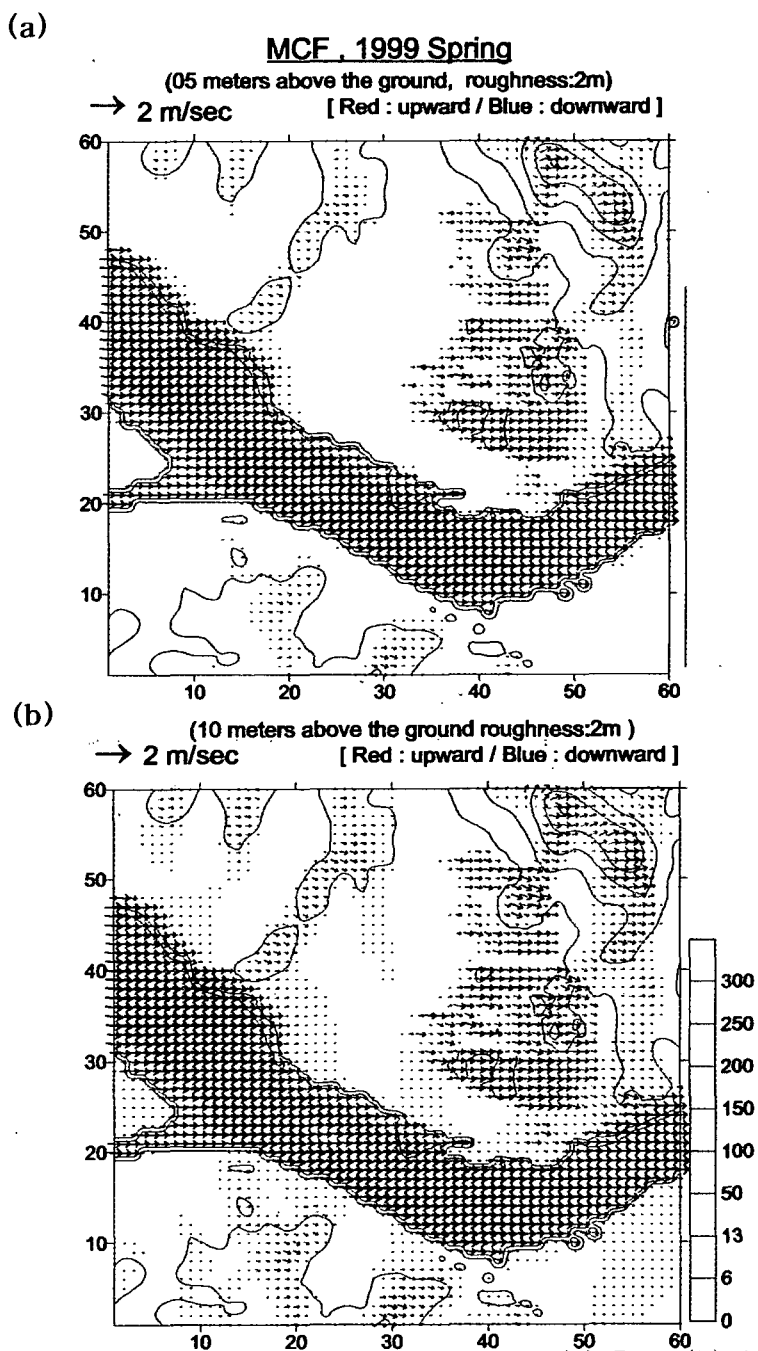


Fig. 3.5.7. Horizontal distribution of wind field at (a) 5 m (b) 10m height level over the ground in April, 1999.

그리고 앞서 서울시 바람장에서 나타났던 거칠기 길이와 지형의 효과를 그대로 확인할 수 있었다. 가장 풍속이 강한 곳은 한강 지역인데 이는 거칠기 길이 값이 작아 지면마찰이 적어 상대적으로 풍속이 매우 강함 것을 알 수 있고 용산 공원 역시 거칠기 값이 작아 풍속이 강하게 나타나고 있었다. 한강에서 나타나는 강한 기류는 도심내부까지 바로 연결되지 않으며 이는 지면 마찰의 차이에 기인한다고 판단된다. 한편 남산 상공이 풍속이 강하게 나타나는 것은 지형의 영향으로 보이는데 남산을 타고 상승 하강하는 기류가 모의되고 남산을 우회하는 기류는 볼 수 없었다. 연직 층별 바람 분포를 보면 지상 5 m 고도장과 10 m 고도장을 보면 풍향은 동일하나 모델 영역 전체에서 풍속만 10m 고도에서 더 강해지는 것을 알 수 있다. 용산 공원 남동쪽에 위치한 보광동지역에서 한강쪽으로 흘러나가는 기류가 5m고도장보다는 강화되는 것을 볼 수 있다.

고도별 바람장외에 모델에서는 지형에 평행한 시그마 좌표계 값 역시 계산되는데 이 시그마 1 번째 층의 풍속 분포를 살펴보았다. 풍향을 보면 지상 5 m와 10 m 고도장과 동일한 풍향을 보이고 풍속은 상대적으로 강해지는 것을 볼 수 있었다. 그리고 5 m 고도장에서 볼 수 있었던 지형과 토지 이용도 영향이 반영된 바람장의 특성을 동일하게 확인할 수 있었다.

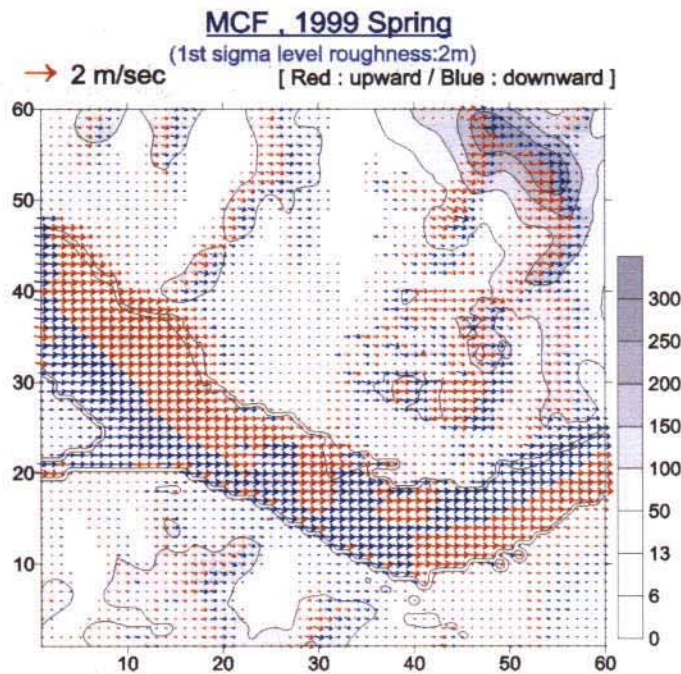


Fig. 3.5.8. Same as in Fig. 3.5.7, but for first sigma level.

그리고 앞서 서울시 바람장에서 나타났던 거칠기 길이와 지형의 효과를 그대로 확인할 수 있었다. 가장 풍속이 강한 곳은 한강 지역인데 이는 거칠기 길이 값이 작아 지면마찰이 적어 상대적으로 풍속이 매우 강함 것을 알 수 있고 용산 공원 역시 거칠기 값이 작아 풍속이 강하게 나타나고 있었다. 한강에서 나타나는 강한 기류는 도심내부까지 바로 연결되지 않으며 이는 지면 마찰의 차이에 기인한다고 판단된다. 한편 남산 상공이 풍속이 강하게 나타나는 것은 지형의 영향으로 보이는데 남산을 타고 상승 하강하는 기류가 모의되고 남산을 우회하는 기류는 볼 수 없었다. 연직 층별 바람 분포를 보면 지상 5 m 고도장과 10 m 고도장을 보면 풍향은 동일하나 모델 영역 전체에서 풍속만 10m 고도에서 더 강해지는 것을 알 수 있다. 용산 공원 남동쪽에 위치한 보광동지역에서 한강쪽으로 흘러나가는 기류가 5m고도장보다는 강화되는 것을 볼 수 있다.

고도별 바람장외에 모델에서는 지형에 평행한 시그마 좌표계 값 역시 계산되는데 이 시그마 1 번째 층의 풍속 분포를 살펴보았다. 풍향을 보면 지상 5 m와 10 m 고도장과 동일한 풍향을 보이고 풍속은 상대적으로 강해지는 것을 볼 수 있었다. 그리고 5 m 고도장에서 볼 수 있었던 지형과 토지 이용도 영향이 반영된 바람장의 특성을 동일하게 확인할 수 있었다.

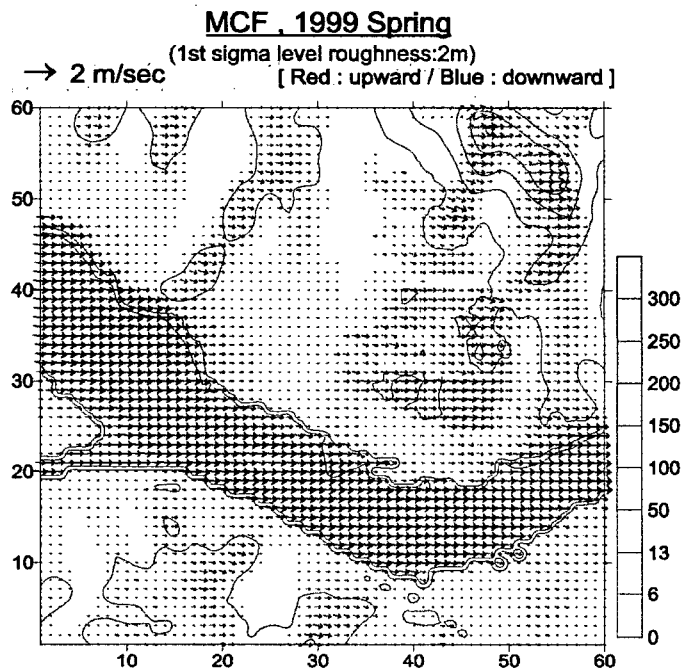


Fig. 3.5.8. Same as in Fig. 3.5.7, but for first sigma level.



다음은 한강북쪽에 위치한 이촌동, 원효로 일대 유역에 거칠기 길이값을 종전의 2 m에서 5 m로 증가시키어 지상 5 m 고도의 바람장 변화를 살펴보았다. 그 결과 대체적으로 앞에서 본 바람장과 동일하되 거칠기 길이를 증가시킨 지역에서만 동풍계열의 바람이 나타나고 있다. 이 바람은 거칠기 길이가 10 m로 증가시킬 경우에는 이에 비례하여 풍향은 동일하나 풍속이 매우 강화되는 것을 볼 수 있었다(그림은 제시않음). 이로부터 고층 건물의 건설로 인한 지면 거칠기 길이가 증가한 지역에서는 주풍계열의 기류에 역행하는 바람 성분이 유도된다는 것을 알 수 있다. 이 역행하는 바람성분은 곧 이 지역의 대기 순환 통로에 장애를 줄 수 있다고 생각된다.

10 m 고도 바람장의 경우 역시 5 m 고도 바람장과 유사한 분포를 나타내었는데 한강주변 거칠기 길이가 증가된 지역에서의 동풍은 풍속이 지상보다는 약하게 모의되었다. 이는 지면 거칠기 효과가 상층으로 가면서 감소하는 것이 반영된 것이다. 시그마 첫 번째 층의 바람 분포 역시 고도별 바람장 결과와 비슷하였는데, 거칠기 길이가 증가된 지역의 풍속은 주풍계에 반대 방향의 바람이 모의되기보다는 풍속만 약화된 상태를 보여주고 있다. 이는 시그만 첫 번째 층의 높이가 지상 5 m 고도보다는 높은데서 비롯된 것으로 판단된다.

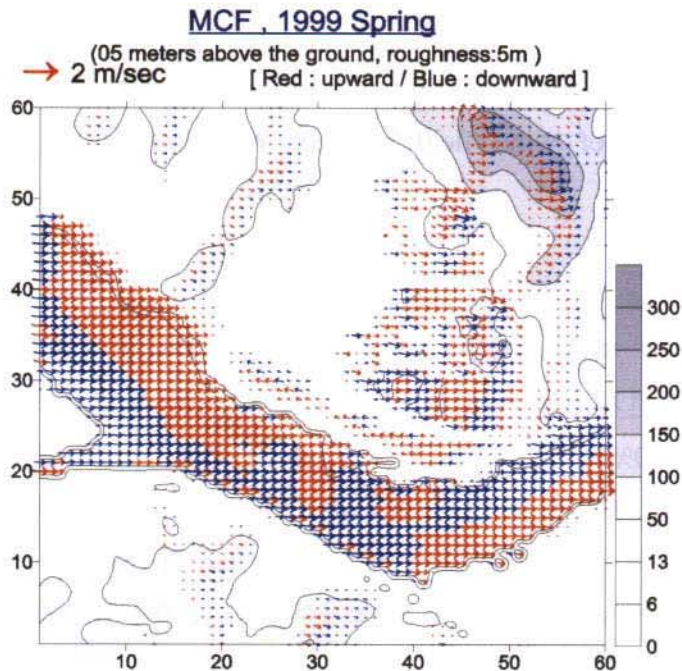


Fig. 3.5.9. Same as in Fig. 3.5.7(a), but for the roughness length, 5m.

다음은 한강북쪽에 위치한 이촌동, 원효로 일대 유역에 거칠기 길이값을 종전의 2 m에서 5 m로 증가시키어 지상 5 m 고도의 바람장 변화를 살펴보았다. 그 결과 대체적으로 앞에서 본 바람장과 동일하되 거칠기 길이를 증가시킨 지역에서만 동풍계열의 바람이 나타나고 있다. 이 바람은 거칠기 길이가 10 m로 증가시킬 경우에는 이에 비례하여 풍향은 동일하나 풍속이 매우 강화되는 것을 볼 수 있었다(그림은 제시않음). 이로부터 고층 건물의 건설로 인한 지면 거칠기 길이가 증가한 지역에서는 주풍계열의 기류에 역행하는 바람 성분이 유도된다는 것을 알 수 있다. 이 역행하는 바람성분은 곧 이 지역의 대기 순환 통로에 장애를 줄 수 있다고 생각된다.

10 m 고도 바람장의 경우 역시 5 m 고도 바람장과 유사한 분포를 나타내었는데 한강주변 거칠기 길이가 증가된 지역에서의 동풍은 풍속이 지상보다는 약하게 모의되었다. 이는 지면 거칠기 효과가 상층으로 가면서 감소하는 것이 반영된 것이다. 시그마 첫 번째 층의 바람 분포 역시 고도별 바람장 결과와 비슷하였는데, 거칠기 길이가 증가된 지역의 풍속은 주풍계에 반대 방향의 바람이 모의되기보다는 풍속만 약화된 상태를 보여주고 있다. 이는 시그마 첫 번째 층의 높이가 지상 5 m 고도보다는 높은데서 비롯된 것으로 판단된다.

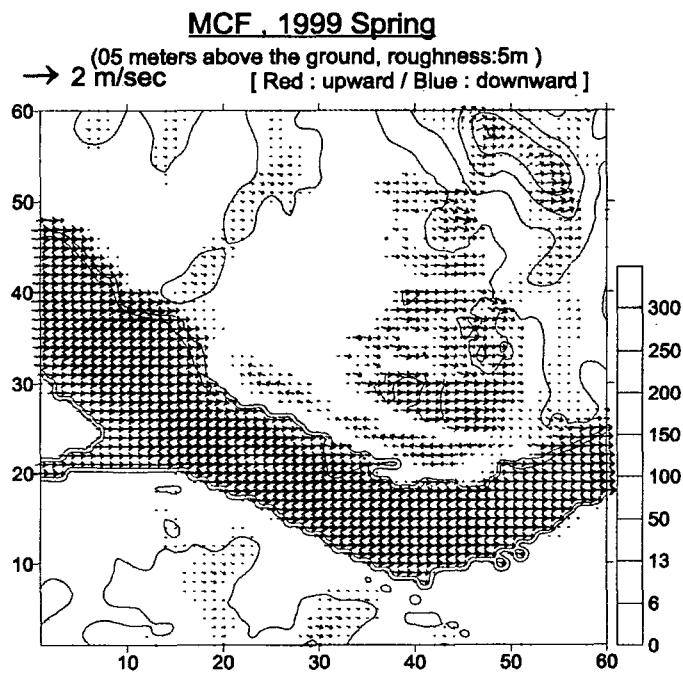


Fig. 3.5.9. Same as in Fig. 3.5.7(a), but for the roughness length, 5m.

다음은 지상 5 m 고도 바람장 실험에서 거칠기 길이가 2 m인 경우의 바람장 (Fig. 3.5.7(a))에서 5 m로 증가시킨 경우의 바람장(Fig. 3.5.9)을 제거한 편차장을 계산하였다. 그 결과는 다른 곳은 전연 차이가 없고 단지 거칠기 길이를 증가시킨 곳에만 변화를 볼 수 있었다. 즉 인위적인 고층 건물들의 장애 영향이 없다면 바람장은 이 지역에서 풍하측으로의 바람의 가속을 가져온다는 것을 알 수 있다. 이러한 바람장의 영향은 거칠기 길이가 변화된 그 지역에서만 나타날 뿐 풍하측으로는 더 이상 영향을 미치지 않는다는 것을 알 수 있다.

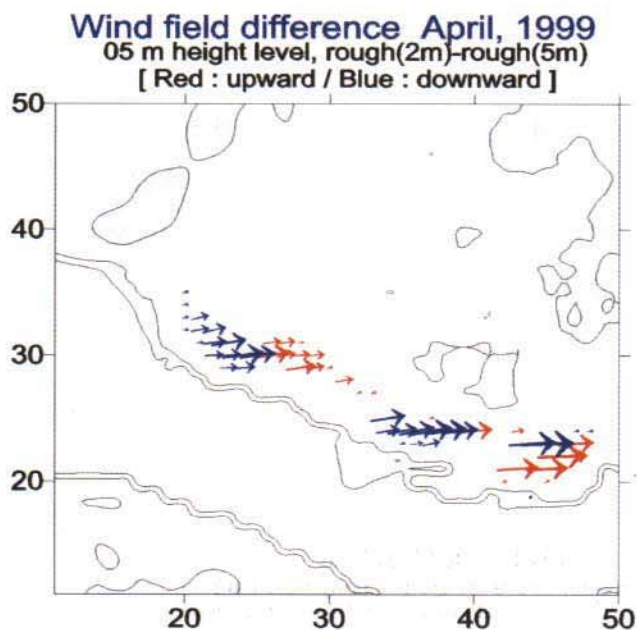


Fig. 3.5.10. Difference of wind field between experiments of roughness length modulation.

거칠기 길이 변동에 따른 바람장 편차장(Fig. 3.5.10)의 풍속 크기를 보면 평균값이 약 0.39 m/s(표준편차 0.30 m/s)를 보이고 있다. 이는 모델 상층에 초기값으로 4 m/s를 준 경우 약 10%에 해당하는 값을 알 수 있다. 이는 상층 풍속의 10%에 해당하는 풍속이 지표 변경으로 인해 변동될 수 있음을 시사한다고 하겠다.

다음은 1999년 7월의 풍향에 대해서 지상 5 m 고도의 바람장 모의 결과를 살펴 보았다. 여기서 0.1 m/s 이하의 약풍은 제거하였다. 초기값으로는 지상의 평균기온

25 ℃, 평균 풍속 1.8 m/s, 주풍향 50° 을 주고 상층 지균풍 풍속 2 m/s, 지균 풍향 165° 으로 주었다. 전체적으로 남동풍 계열이 지배적으로 나타나는데 4월의 바람장에서 나타났던 것과 같이 거칠기 길이 값이 작은 한강 상공과 용산



다음은 지상 5 m 고도 바람장 실험에서 거칠기 길이가 2 m인 경우의 바람장 (Fig. 3.5.7(a))에서 5 m로 증가시킨 경우의 바람장(Fig. 3.5.9)을 제거한 편차장을 계산하였다. 그 결과는 다른 곳은 전혀 차이가 없고 단지 거칠기 길이를 증가시킨 곳에만 변화를 볼 수 있었다. 즉 인위적인 고층 건물들의 장애 영향이 없다면 바람장은 이 지역에서 풍하측으로의 바람의 가속을 가져온다는 것을 알 수 있다. 이러한 바람장의 영향은 거칠기 길이가 변화된 그 지역에서만 나타날 뿐 풍하측으로는 더 이상 영향을 미치지 않는다는 것을 알 수 있다.

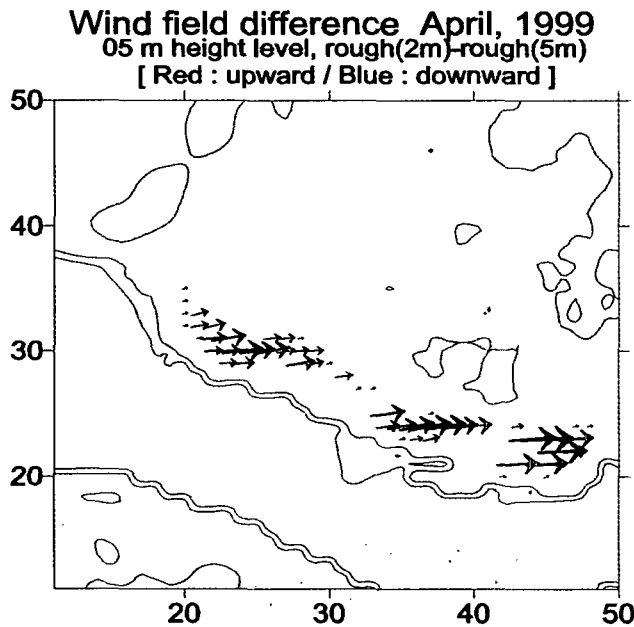


Fig. 3.5.10. Difference of wind field between experiments of roughness length modulation.

거칠기 길이 변동에 따른 바람장 편차장(Fig. 3.5.10)의 풍속 크기를 보면 평균값이 약 0.39 m/s(표준편차 0.30 m/s)를 보이고 있다. 이는 모델 상층에 초기값으로 4 m/s를 준 경우 약 10%에 해당하는 값을 알 수 있다. 이는 상층 풍속의 10%에 해당하는 풍속이 지표 변경으로 인해 변동될 수 있음을 시사한다고 하겠다.

다음은 1999년 7월의 풍향에 대해서 지상 5 m 고도의 바람장 모의 결과를 살펴 보았다. 여기서 0.1 m/s 이하의 약풍은 제거하였다. 초기값으로는 지상의 평균기온 25 °C, 평균 풍속 1.8 m/s, 주풍향 50° 을 주고 상층 지균풍 풍속 2 m/s, 지균 풍향 165° 으로 주었다. 전체적으로 남동풍 계열이 지배적으로 나타나는데 4월의 바람장에서 나타났던 것과 같이 거칠기 길이 값이 작은 한강 상공과 용산

공원이 풍속이 강하게 나타나고 있었다. 한강지역의 강한 기류는 보광동지역에서 용산공원으로 연결되고 있는 것이 모의되었고 그외 지역에서는 지면 마찰이 증가로 인해 도심 내부까지 바로 연결되지는 않고 있었다.

그리고 남산 상공이 풍속이 강하게 나타났는데 4월의 경우와는 달리 남산 정상부근에서 바람이 산 경사면을 따라 상승 하강하는 기류와 함께 우회하는 기류 역시 모의되고 있었다. 그리고 남산 남서쪽 자락에 위치한 이태원 제 2동과 용산 2가동에는 동풍이 불고 있었는데 이는 남산의 지형에 의한 우회 성분으로 해석될 수 있다. 이로부터 풍향에 따라 남산의 지형의 영향이 달라질 수 있다는 것을 알 수 있다.

그리고 원효로와 이촌동 지역에 거칠기 길이를 2 m에서 5 m 로 증가시킨 경우를 비교하면 지면 마찰이 증가한 지역에서 주풍계열에 역행하는 북서풍이 형성되는 것을 뚜렷이 볼 수 있었다. 이는 보광동 지역에서 나타나는 기류에 영향을 미치어 한강에서 용산공원으로 이어지는 흐름을 일부 약화시키고 있는 것을 볼 수 있었다. 여기서 토지 이용 변경이 가져오는 지면 마찰 증가는 국지적 기류의 흐름을 차단하여 도시내 대기오염 발생에 직접적 영향을 주는 환기 능력에 장애를 가져 올 수 있음을 예상할 수 있게 한다.

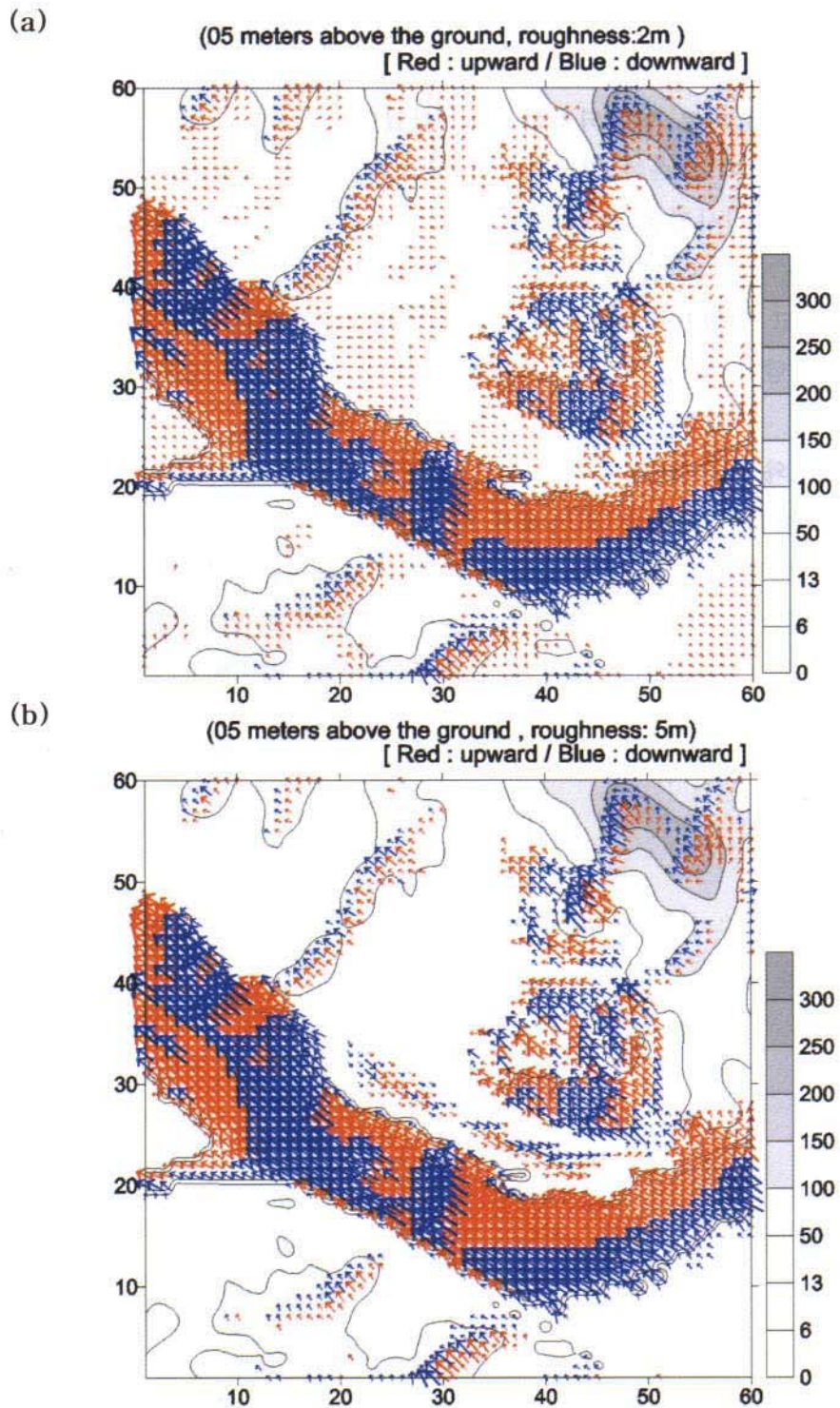


Fig. 3.5.11. Horizontal distribution of wind field at 5 m height level over the ground in summer, 1999. (a) and (b) are for the roughness length 2m, 5m, respectively.

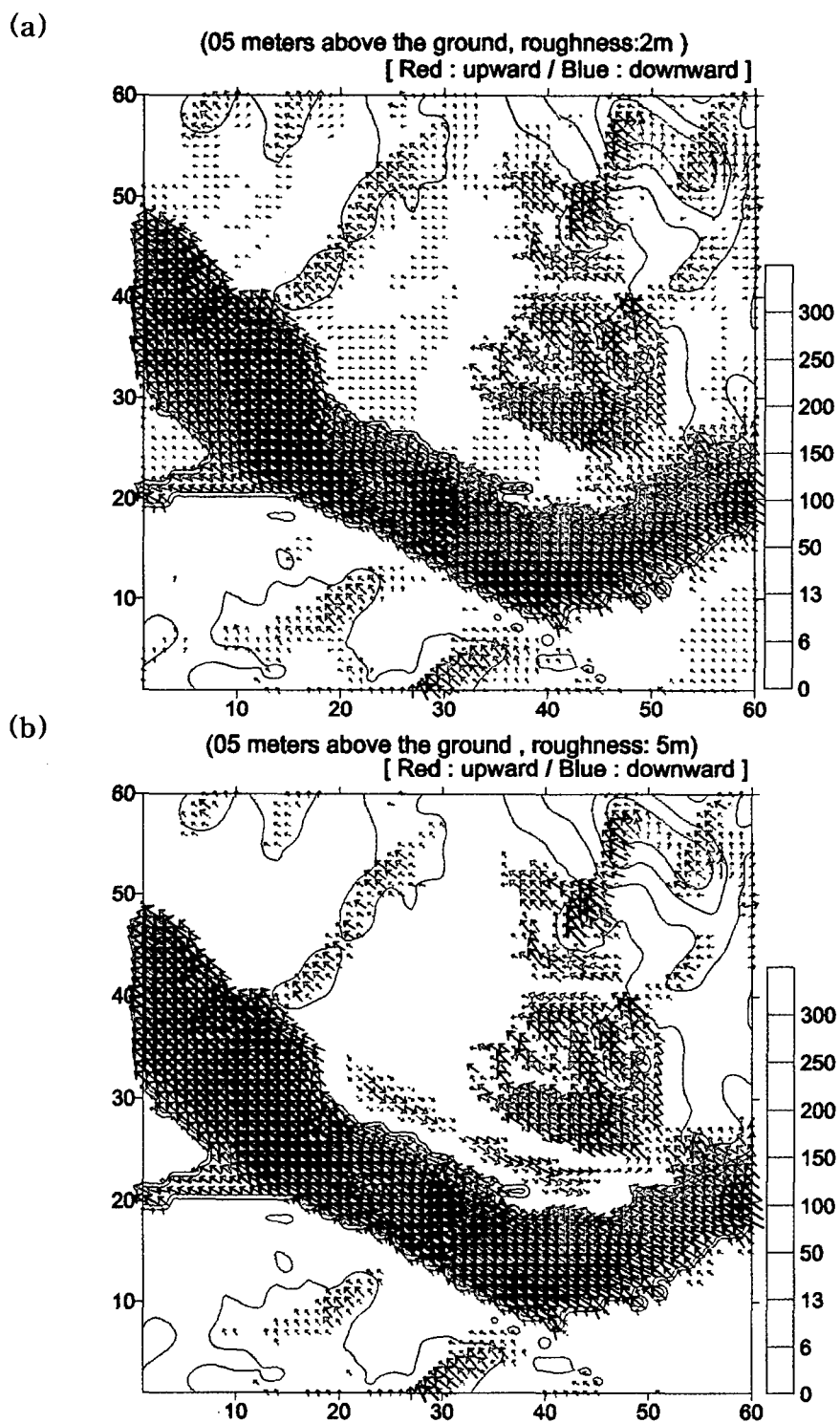


Fig. 3.5.11. Horizontal distribution of wind field at 5 m height level over the ground in summer, 1999. (a) and (b) are for the roughness length 2m, 5m, respectively.

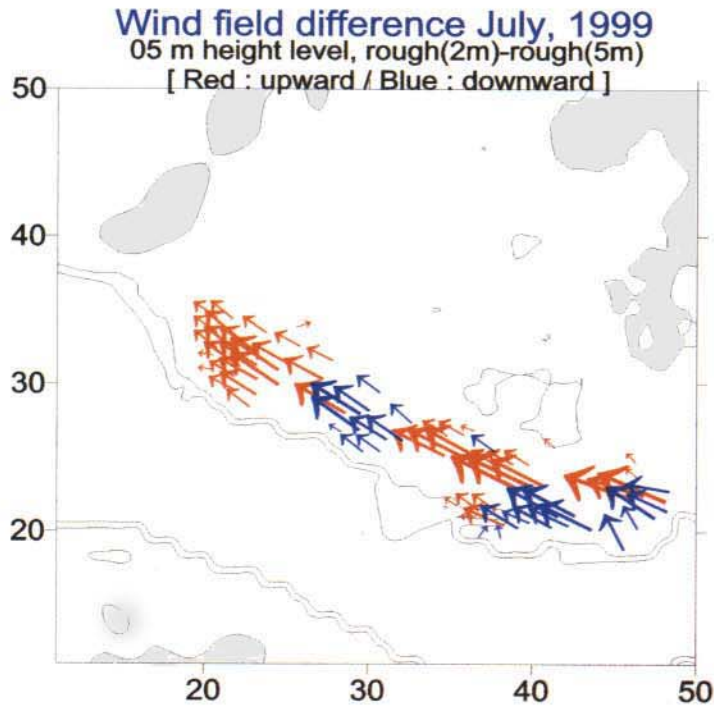


Fig. 3.5.12. Horizontal difference of wind field by the roughness length change at 5 m height level over the ground in summer, 1999.

여기서 거칠기 길이가 2 m 인 경우 바람장(Fig. 3.5.11(a))에서 5 m로 증가시킨 경우의 바람장(Fig. 3.5.11(b))을 제거한 편차장을 살펴보았다. 이때 거칠기 길이가 변동된 지역에서만 바람의 변화를 볼 수 있었으며, 거칠기 길이가 감소될 경우 풍하측으로의 풍속이 강화될 것임을 알 수 있었다. 이 편차장의 풍속값을 조사해 보면 평균값을 보면 0.19m/s (편차 0.15m/s)를 나타내었다. 이는 모델 초기값 2m/s의 약 10%에 해당하는 값을 알 수 있다. 이 10%에 해당하는 풍속 변동량은 4월의 모의 실험과 동일한 결과로서 지면의 거칠기를 2m에서 5m로 증가시킬 때 지상 5m 고도장에서는 상층 풍속의 약 10%에 해당하는 역행 기류가 일어난다는 것을 알 수 있었다.

이상에서 살펴본 바람장의 수평적 공간분포에서는 구체적인 풍속값의 분포를 알기에는 부족하였으므로 앞의 4월과 7월의 경우에 대해서 거칠기 길이 값을 2 m로 준 경우의 풍속을 조사하고, 거칠기 길이 값을 5 m로 증가시킨 지역에서 나타났던 주풍계에 역행하여 나타났던 풍속 성분만을 그려보았다(Fig. 3.5.13). 그 결과 Fig. 3.5.7(a)의 서풍계열 분포가 약 1.2 m/s 이하의 풍속값을 보인다는 것을 알 수 있었다. 그런데 지면 마찰을 증가시킨 지역에서 나타나는 동풍계열의 최대 풍속 역시

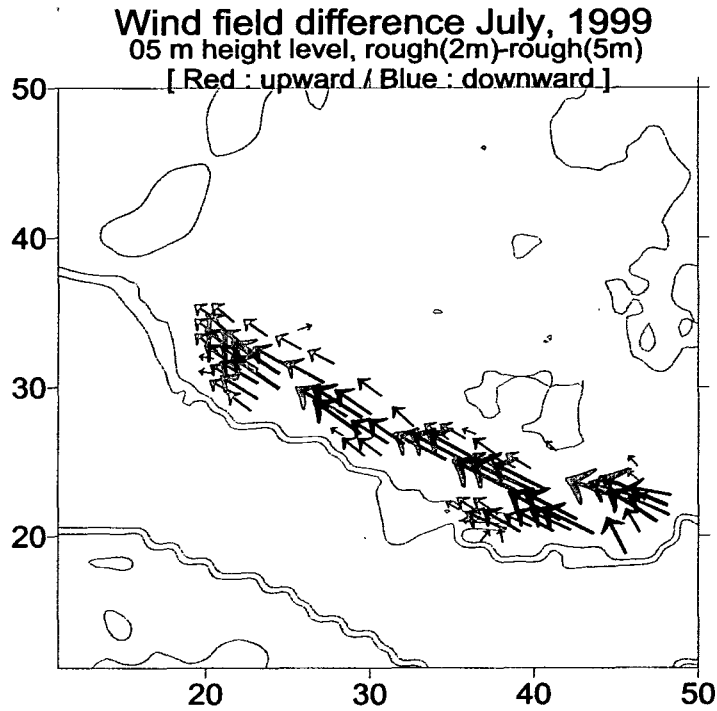


Fig. 3.5.12. Horizontal difference of wind field by the roughness length change at 5 m height level over the ground in summer, 1999.

여기서 거칠기 길이가 2 m 인 경우 바람장(Fig. 3.5.11(a))에서 5 m로 증가시킨 경우의 바람장(Fig. 3.5.11(b))을 제거한 편차장을 살펴보았다. 이때 거칠기 길이가 변동된 지역에서만 바람의 변화를 볼 수 있었으며, 거칠기 길이가 감소될 경우 풍하측으로의 풍속이 강화될 것임을 알 수 있었다. 이 편차장의 풍속값을 조사해 보면 평균값을 보면 0.19m/s (편차 0.15m/s)를 나타내었다. 이는 모델 초기값 2m/s의 약 10%에 해당하는 값을 알 수 있다. 이 10%에 해당하는 풍속 변동량은 4월의 모의 실험과 동일한 결과로서 지면의 거칠기를 2m에서 5m로 증가시킬 때 지상 5m 고도장에서는 상층 풍속의 약 10%에 해당하는 역행 기류가 일어난다는 것을 알 수 있었다.

이상에서 살펴본 바람장의 수평적 공간분포에서는 구체적인 풍속값의 분포를 알기에는 부족하였으므로 앞의 4월과 7월의 경우에 대해서 거칠기 길이 값을 2 m로 준 경우의 풍속을 조사하고, 거칠기 길이 값을 5 m로 증가시킨 지역에서 나타났던 주풍계에 역행하여 나타났던 풍속 성분만을 그려보았다(Fig. 3.5.13). 그 결과 Fig. 3.5.7(a)의 서풍계열 분포가 약 1.2 m/s 이하의 풍속값을 보인다는 것을 알 수 있었다. 그런데 지면 마찰을 증가시킨 지역에서 나타나는 동풍계열의 최대 풍속 역시

1.2 m/s에 유사한 값을 보이고 있었다. 즉 기존의 서풍계열의 바람에 거칠기가 증가된 지역에서는 역으로 동풍계열의 바람이 나타나는데 크기는 1 m/s 정도의 풍속까지 보이고 이는 기존의 2 m 거칠기 길이를 준 경우 최대 풍속값과 거의 유사한 크기였다. 7월의 경우 역시 거칠기를 증가시킨 지역에서는 남동풍계열에 역행하는 북서풍이 형성되며 그 풍속값은 0.5 m/s 정도로 거칠기 길이값을 2 m로 준 경우에 나타나는 남동풍의 최대 풍속값과 비슷한 풍속의 크기임을 볼 수 있었다.

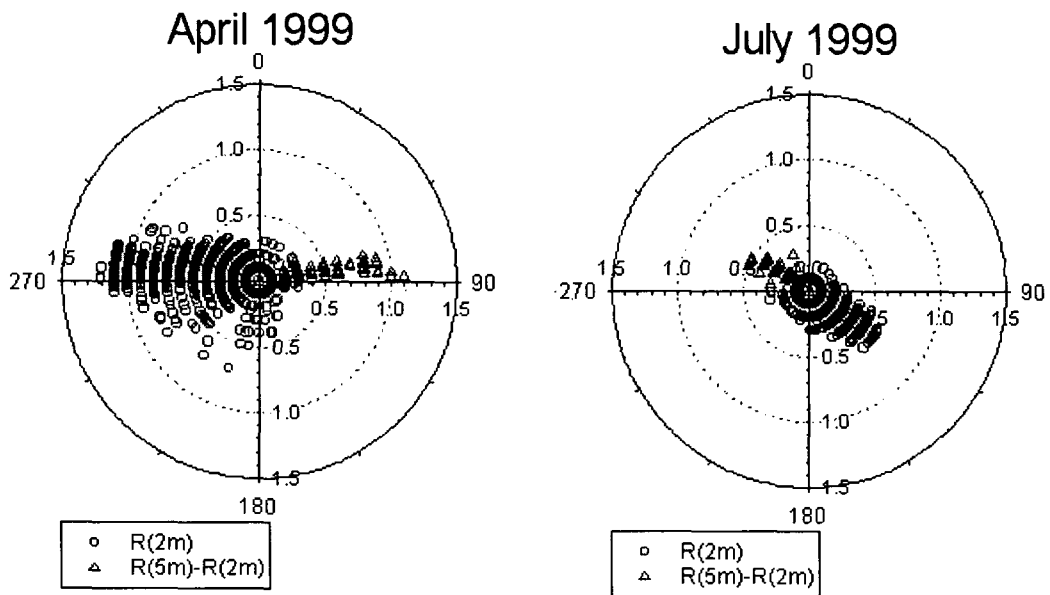


Fig. 3.5.13. Wind field plots in Fig. 3.5.7(a) and Fig. 3.5.11(a) and the wind field change by the roughness length modulation.



다음은 지면 거칠기 변동으로 인한 바람장 변화가 오염물질의 확산분포에 미치는 영향을 살펴보았다. 오염 물질 배출 조건을 Table 3.5.4와 동일하게 비반응 기체라 가정하고 오염원 위치는 한강이남지역에서 임의로 선정하였다. 7월의 평균 풍향에 대해 1시간동안 풍계가 고정되었다고 가정하여 확산 실험을 한 결과 바람의 주 풍향을 따라 북서쪽으로 확산되어 가는 것이 모의되었다.

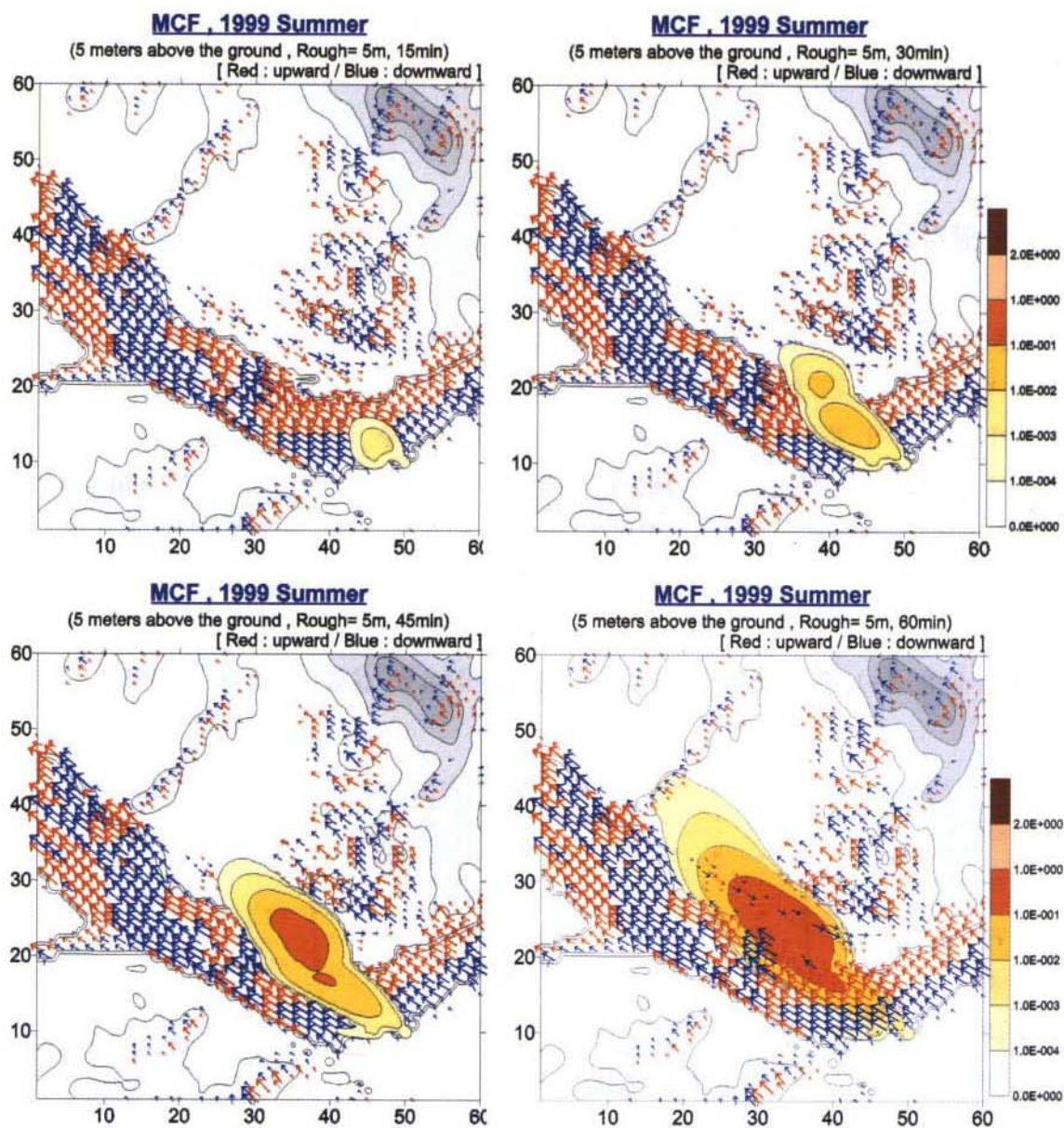


Fig. 3.5.14. Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 15 minutes, b) 30 minutes, c) 45 minutes and d) 60 minutes after emission, respectively. Simulation is for July, 1999.



다음은 지면 거칠기 변동으로 인한 바람장 변화가 오염물질의 확산분포에 미치는 영향을 살펴보았다. 오염 물질 배출 조건을 Table 3.5.4와 동일하게 비반응 기체라 가정하고 오염원 위치는 한강이남지역에서 임의로 선정하였다. 7월의 평균 풍향에 대해 1시간동안 풍계가 고정되었다고 가정하여 확산 실험을 한 결과 바람의 주 풍향을 따라 북서쪽으로 확산되어 가는 것이 모의되었다.

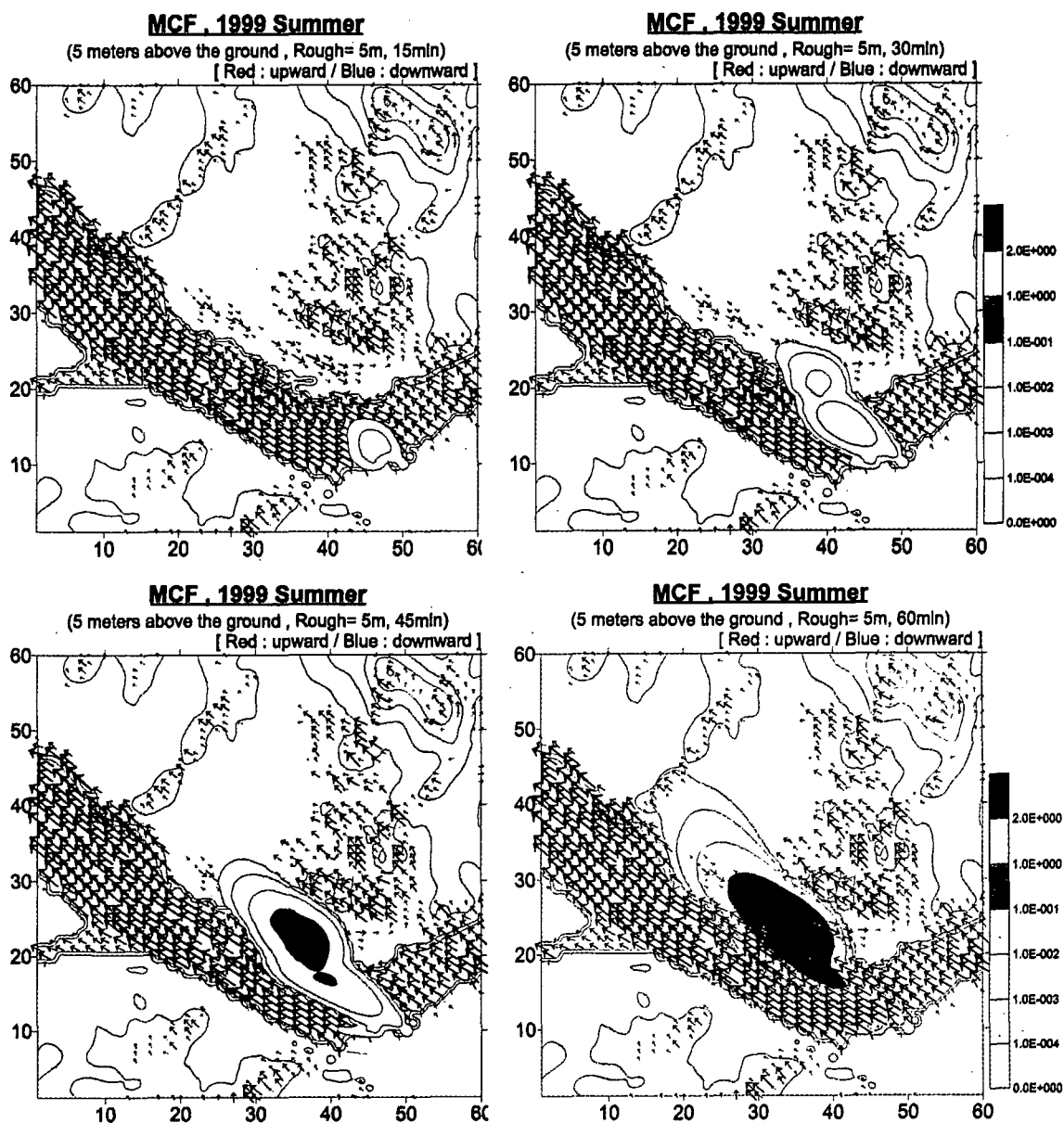


Fig. 3.5.14. Horizontal wind field and non-reactive pollutant diffusion field at 5 m level over the ground at the time of a) 15 minutes, b) 30 minutes, c) 45 minutes and d) 60 minutes after emission, respectively. Simulation is for July, 1999.

오염물질이 배출된 후 약 30분 경과 후에는 오염물질이 한강을 건너 거칠기 길이가 증가된 지역에 도달하면서 두 개의 최대 농도 핵을 형성하는 것을 볼 수 있다. 이는 거칠기 길이가 증가된 지역에서 지면마찰로 인해 발생한 북서풍에 기인한 것임을 알 수 있다. 60분 경과 후에는 용산구를 넘어 마포구까지 영향이 미치는 것이 모의되고 있는데 지면 마찰로 인해 북서풍이 부는 지역에서는 이 바람으로 인해 확산장이 용산 공원 남쪽 이촌동으로 좀더 확장되는 것을 볼 수 있었다. 여기서 지면 마찰로 인한 이 북서풍이 없다면 이촌동 지역에 영향을 미치는 대기오염 물질 확산의 영향이 감소될 것임을 예상할 수 있다.

### 라. 바람장의 연직 분포

다음은 WiTraK에서 계산되어지는 바람장의 연직 분포를 살펴보았다. 먼저 상층 풍속 변동값에 따른 연직분포 민감도를 조사하기 위해 상층 풍속을 2 m/s 씩 변동시켜가면서 연직 풍속 분포를 살펴보았다. 그리고 상층 풍속을 11 m/s 로 주었으며 여기서 2 m/s씩 변동을 주어가면서 연직 풍속 분포를 살펴보았는데 2 m/s는 11 m/s의 18%에 해당하는 값으로 실험을 위하여 임의로 정한 변동량이다. 초기값으로 11 m/s로 준 경우를 실험 A, 18%값을 제거한 9 m/s를 준 실험을 실험 A-1, 36% 값을 제거한 7 m/s를 준 경우를 A-2로 정하고 반대로 18%값을 더한 13 m/s를 준 실험을 실험 A+1, 36%값을 더한 15 m/s를 준 실험을 실험 A+2 라 정하였다.

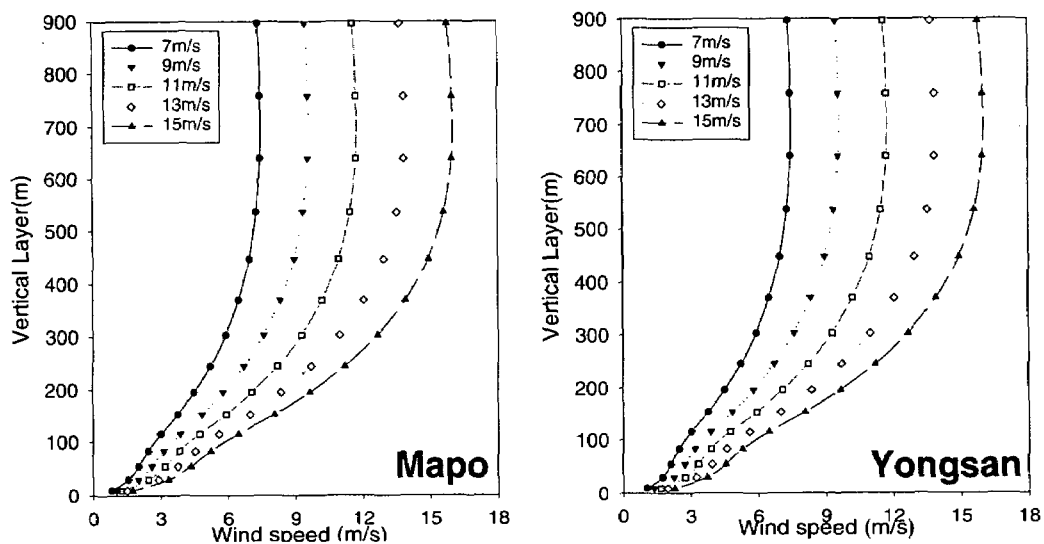


Fig. 3.5.15. Vertical distribution of wind speed in Yongsan and Mapo.

연직분포는 용산과 마포 두 지점을 임의로 선정하여 살펴보았다. 계산 결과 두 지점에서 모두 동일하게 모델 하층에서는 지면 마찰로 인해 풍속이 매우 약하고 상층으로 가면서 풍속이 급격히 증가하고 약 400m 고도 이상에서는 거의 풍속의 증가가 없는 것을 볼 수 있었다.

그리고 초기 상층 풍속 값의 증감에 비례하여 연직 풍속값역시 동일한 증감 경향을 보이고 있었다. 마포의 경우 모델 895 m고도에서 풍속값은 실험 A-2, 실험 A-1, 실험A, 실험A+1, 실험A+2는 각각 7.36 m/s, 9.47 m/s, 11.57 m/s, 13.68 m/s, 15.78 m/s이 나왔으며 30 m고도에서는 각각 1.56 m/s, 2.01 m/s, 2.45 m/s, 2.90 m/s, 3.35 m/s, 9.7 m고도에서는 0.81 m/s, 1.04 m/s, 1.27 m/s, 1.51 m/s, 1.74 m/s로 나타났다. 지상 30 m 고도에서 실험 A-2, A-1, A+1, A+2의 값과 실험 A 값 2.45 m/s사이 편차를 보면 각각 -0.89 m/s, -0.35 m/s, 0.35 m/s, 0.89 m/s 의 값을 보이고 있다 여기서 실험 A-1, 실험A+1의 풍속값은 실험 A의 연직 풍속값을 기준으로 할 때 각각 18%의 변동량에 해당한다. 그리고 실험 A-2, 실험A+2의 풍속값들은 실험 A의 연직 풍속값을 기준으로 할 때 각각 36%의 변동량이다. 여기서 초기 값의 변동량 비율에 따라 연직 풍속값 역시 동일한 비율로 풍속이 변동하는 것을 알 수 있었다. 이러한 결과는 지상 9m 고도에서도 동일하게 나타났으며 그 변동량은 실험 A의 1.27m/s를 기준으로 할 때 실험 A-2는 -0.46 m/s, 실험 A-1은 -0.23 m/s, 실험 A+1은 0.23 m/s, 실험 A+2는 +0.46 m/s로 나타났다. 용산의 경우도 마포와 동일하게 상층 풍속 변동 비율에 따라 연직 풍속값도 동일한 비율로 변하고 있었다.

다음은 풍속의 연직분포에 미치는 토지 이용도 효과를 살펴보았는데 이 효과가 얼마만큼 높이까지 영향을 미칠지에 대해서도 살펴보았다. 또한 초기 풍속값을 다르게 하면 풍속의 감쇄정도도 다르게 나타나는지 살펴보고자, 지상 10m 높이에서의 초기바람이 2.5 m/sec일때와 5.0 m/sec일때에 대해 각각 모의하여 Fig. 3.5.16(a),(b)에 나타냈다. 그 결과 지상 풍속이 강해지더라도 각각의 토지이용도에 의한 풍속의 감쇄 정도  $U/U_0$ 는 같은 것으로 나타났다. 즉, 풍속을 변화시키더라도 풍속의 감쇄 정도는 일정하다는 것이다. Fig. 3.5.16(a)와 (b)의 연직 프로파일이 일치하는 것을 보면 쉽게 알 수 있다.

고도에 따른 풍속의 변화를 각 토지이용도에 대해 살피기 위해 바람의 연직 프로파일을 지면부터 경계층 꼭대기까지 Fig. 3.5.16(a),(b)에 나타내었다. 상층 100m 고도 이하에서 가장 큰 차이를 보이는데 Forest와 도시 지역이 가장 약하고 water 지역이 가장 강하게 나타났다. 여기서 거칠기 길이변화는 대기 하층에 집중되어 나타난다는 것을 알 수 있다. 대체로 지상 100m에 이르면서  $U/U_0$  값이 1에 근접함으로

써 지면의 영향이 거의 없어졌음을 알 수 있다. 그러나, 이 결과는 안정도를 중립으로 가정한 것이기 때문에 안정도에 따라서 지면의 영향이 사라지는 높이는 다르게 나타날 수 있다. 100m 높이 이하 고도에서는 토지 이용도마다  $U/U_0$  값이 각각 다르게 나타나고 있었다. 이는 각 토지 이용도의 지면 마찰 효과가 풍속 감쇄에 미치는 영향이 다르기 때문이며, 그림에서 볼 수 있듯이 도심지(검은색 점으로 표기)의 마찰 효과가 가장 크게 나타나고 있다. 가장 아래에 표시된 점들이 지상 10m 높이에 해당하며  $U/U_0$ 가 0.4 (도심)~0.8 (강, 하천)의 범위의 값을 갖는 것으로 나타났다.

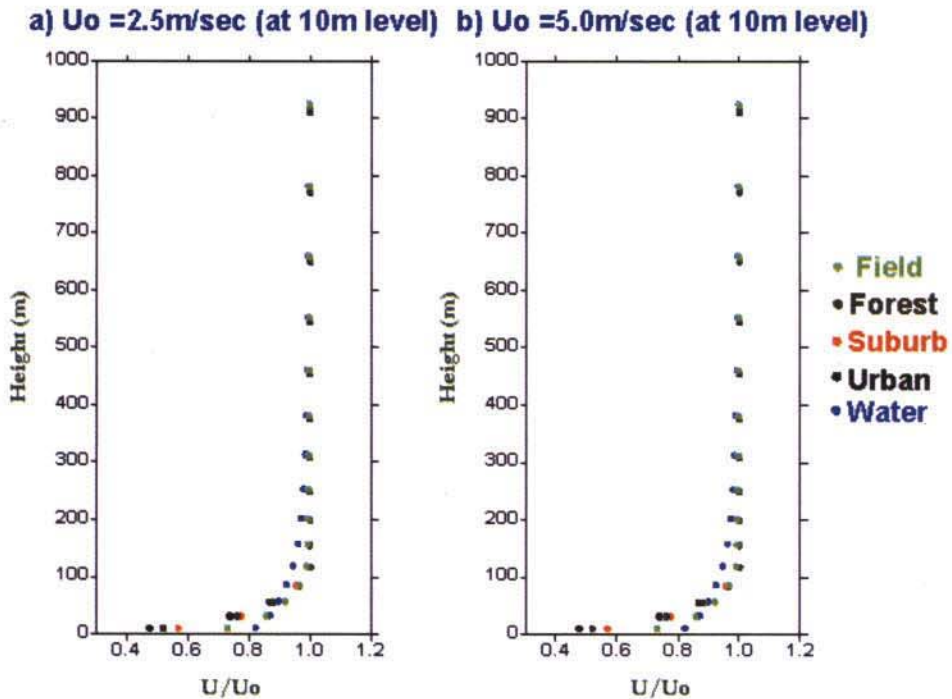


Fig. 3.5.16. Vertical profile of wind ratio ( $U/U_0$ ) with respect to each landuses in case of a)  $U_0=2.5\text{m/sec}$  and b)  $U_0=5.0\text{m/sec}$  at 10m level over the ground, respectively.

이와 함께 고도에 따른 풍향의 변화도 살펴보았다. 지면으로부터 경계층 꼭대기까지의 풍향 변화를 각 토지 이용도에 대해 살펴본 결과 Fig. 3.5.17과 같이 에크만 나선 형태로 나타났다. 그림에서 x축은 동서방향 바람성분이고 y축은 남북방향 바람성분을 의미한다. 지표면 층에서 남서풍으로 불던 바람은 고도가 높아짐에 따라서 북서풍으로 근접해가고 있음을 볼 수 있다. 그리하여 경계층 꼭대기에서는 서풍의 지균풍이 부는 것으로 나타났으며 남북방향의 바람성분은 0이 되었다. 남북 방향 바

써 지면의 영향이 거의 없어졌음을 알 수 있다. 그러나, 이 결과는 안정도를 중립으로 가정한 것이기 때문에 안정도에 따라서 지면의 영향이 사라지는 높이는 다르게 나타날 수 있다. 100m 높이 이하 고도에서는 토지 이용도마다  $U/U_0$  값이 각각 다르게 나타나고 있었다. 이는 각 토지 이용도의 지면 마찰 효과가 풍속 감쇄에 미치는 영향이 다르기 때문이며, 그림에서 볼 수 있듯이 도심지(검은색 점으로 표기)의 마찰 효과가 가장 크게 나타나고 있다. 가장 아래에 표시된 점들이 지상 10m 높이에 해당하며  $U/U_0$ 가 0.4 (도심)~0.8 (강, 하천)의 범위의 값을 갖는 것으로 나타났다.

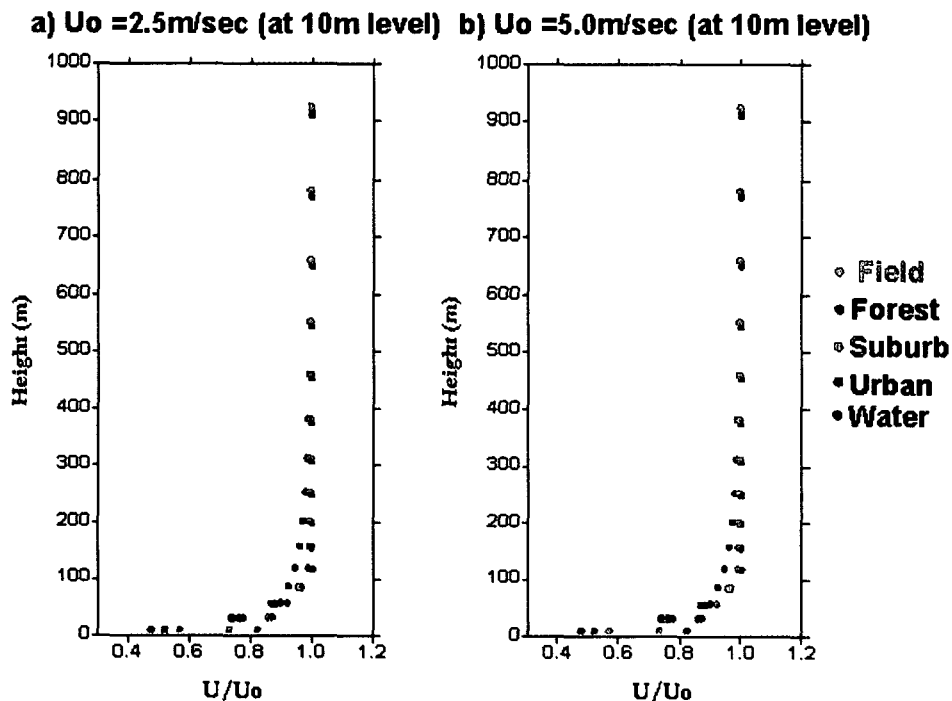


Fig. 3.5.16. Vertical profile of wind ratio ( $U/U_0$ ) with respect to each landuses in case of a)  $U_0=2.5\text{m/sec}$  and b)  $U_0=5.0\text{m/sec}$  at 10m level over the ground, respectively.

이와 함께 고도에 따른 풍향의 변화도 살펴보았다. 지면으로부터 경계층 꼭대기까지의 풍향 변화를 각 토지 이용도에 대해 살펴본 결과 Fig. 3.5.17과 같이 에크만 나선 형태로 나타났다. 그림에서 x축은 동서방향 바람성분이고 y축은 남북방향 바람성분을 의미한다. 지표면 층에서 남서풍으로 불던 바람은 고도가 높아짐에 따라서 풍으로 근접해가고 있음을 볼 수 있다. 그리하여 경계층 꼭대기에서는 서풍의 지균풍이 부는 것으로 나타났으며 남북방향의 바람성분은 0이 되었다. 남북 방향 바

람성분은 경계층 높이의 중간에서 최대로 나타났으며 이 실험에서는 그 값이 3 m/sec 정도로 나타났다. 물론 이 값은 사례 시기나 기상 조건에 따라 다르게 나타난다. 경계층 내 연직 풍향 구조가 예크만 나선 형태를 띤 것은 이상적인 형태이나, 일기를 지배하는 다른 변수들이 강하게 작용한 사례에 대해서는 이러한 나선구조가 나타나지 않았다(그림은 제시 않음). Fig. 3.5.17은 지표면 층 (surface layer)내에서의 연직 바람 구조를 나타낸 것으로서 여기서는 각 토지 이용도에 따른 차이가 두드러지게 나타남을 알 수 있다. 최하층에서 동서방향 바람 성분은 water, field, suburb, forest, urban 순으로 강했으며 남북방향 바람 성분도 대체로 같은 경향을 보였다. 토지 이용도에 의한 이러한 차이는 고도가 조금씩 높아지면서 조금씩 줄어들었으며 지표면 층 꼭대기에서는 각 토지이용도에 해당하는 바람벡터들간의 차이가 거의 사라졌다.

**Change of wind vector with height with respect to each land uses**

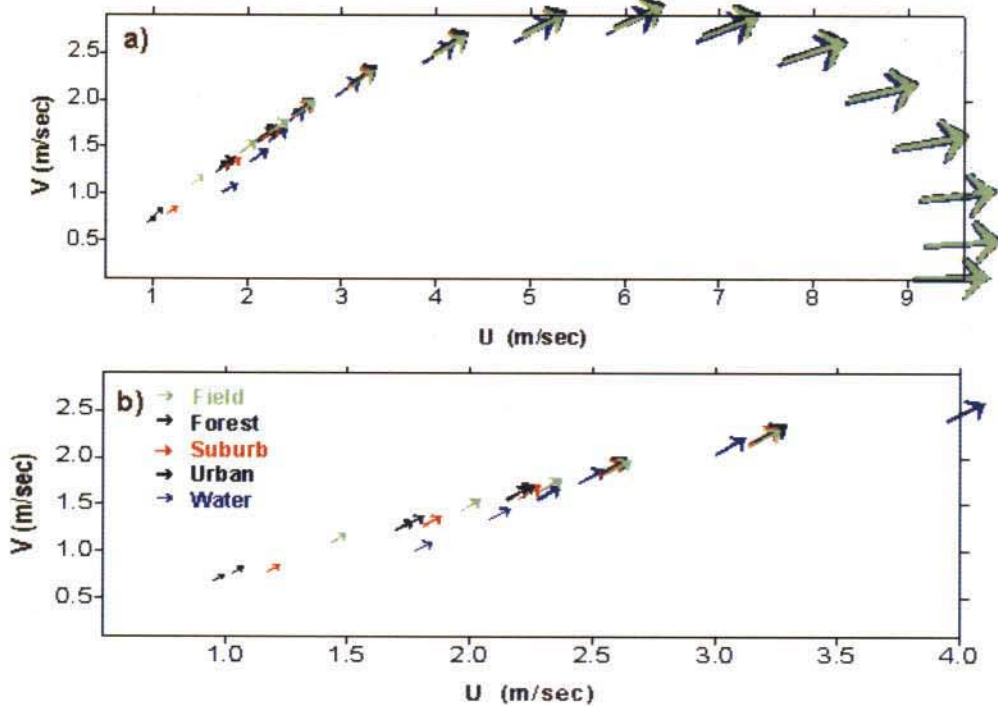


Fig. 3.5.17. Change of wind vector with height a) from surface to top of the boundary layer and b) from surface to top of the surface layer with respect to each land use. X-axis and y-axis denote the zonal and meridional wind component, respectively.

마. AWS 자료와의 비교

람성분은 경계층 높이의 중간에서 최대로 나타났으며 이 실험에서는 그 값이 3 m/sec 정도로 나타났다. 물론 이 값은 사례 시기나 기상 조건에 따라 다르게 나타난다. 경계층 내 연직 풍향 구조가 예크만 나선 형태를 띤 것은 이상적인 형태이나, 일기를 지배하는 다른 변수들이 강하게 작용한 사례에 대해서는 이러한 나선구조가 나타나지 않았다(그림은 제시 없음). Fig. 3.5.17은 지표면 층 (surface layer)내에서의 연직 바람 구조를 나타낸 것으로서 여기서는 각 토지 이용도에 따른 차이가 두드러지게 나타남을 알 수 있다. 최하층에서 동서방향 바람 성분은 water, field, suburb, forest, urban 순으로 강했으며 남북방향 바람 성분도 대체로 같은 경향을 보였다. 토지 이용도에 의한 이러한 차이는 고도가 조금씩 높아지면서 조금씩 줄어들었으며 지표면 층 꼭대기에서는 각 토지이용도에 해당하는 바람벡터들간의 차이가 거의 사라졌다.

**Change of wind vector with height with respect to each land uses**

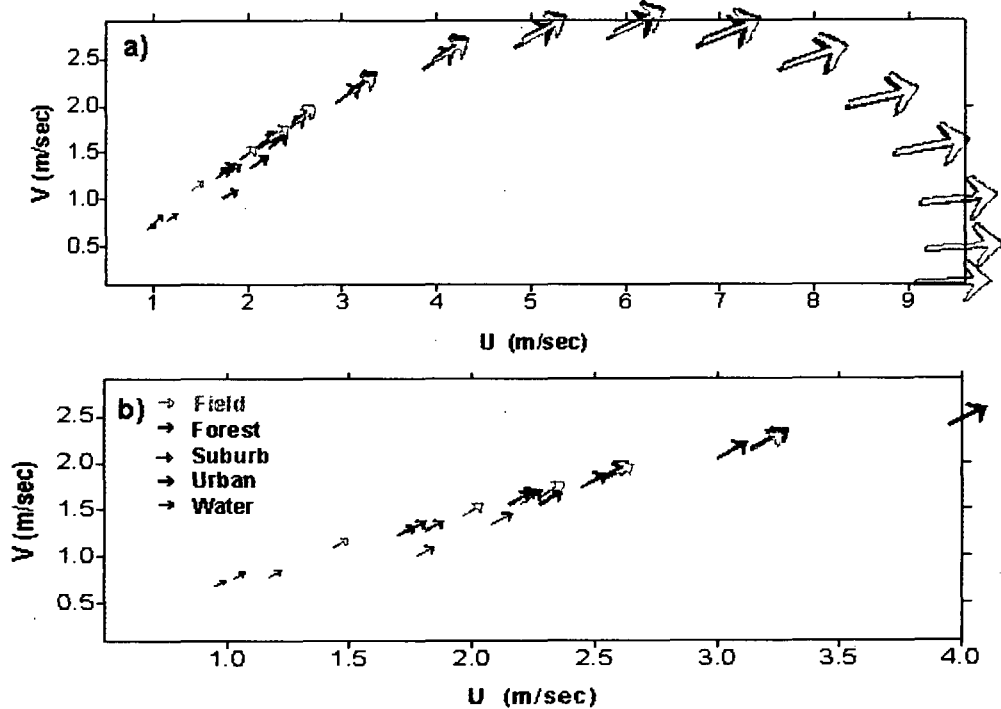


Fig. 3.5.17. Change of wind vector with height a) from surface to top of the boundary layer and b) from surface to top of the surface layer with respect to each land use. X-axis and y-axis denote the zonal and meridional wind component, respectively.

마. AWS 자료와의 비교

오성남 등(2000)에 따르면 1997년 4월 12일 사례에 대하여 WiTraK 바람장 모의 결과를 검증하기 위해서 AWS 자료와 비교한 바 있다. 여기서 실제 관측 기기의 고도와 모델내 고도간의 차이와 모델내 안정도 관련 매개변수값간의 오차 가능성을 전제하였다. 그 결과 사례에 따라 다르게 나타났는데 1997년 4월 12일 사례 실험의 경우는 풍향은 10. 내외의 오차 범위에서 잘 모의되었으며 최대 오차를 보인 지역인 양천, 서대문 두 곳은 약 30. 정도의 차이를 보이고 있었다. 풍속은 관측 지점의 고도 및 이 시기의 안정도 등을 고려할 때 오차 가능성을 많이 내재하고 있었으나 최대오차 1 m/s (청량리)내에서 관측치와 유사한 값을 모의해 내었다(오성남 등, 2000). 한편 남산(한국삭도(주))의 경우는 AWS 가 있는 고도가 모델에서 제시한 바람장에서의 그것보다 높아 (해발고도 262m)관측치가 모델 결과보다 크게 나온 것으로 판단된다. 이로부터 이 모델의 결과가 몇 개 지점을 제외하고 관측치와 유사한 풍향과 풍속값을 보인다는 것을 알 수 있었다.

Table 3.5.6. AWS stations in model area and the comparison of the measured surface wind and model simulated wind at 10m level over the ground

지점 번호	지점명	관측장소	좌표 (모델 공간)	해발 고도 (m)	풍향 (모델)	풍향 (관측)	풍속 (모델)	풍속 (관측)
400	강남	삼릉초등학교	(55,21)	85	268.0	260.2	2.6	2.0
401	서초	서울교육대학	(48,15)	43	260.5	286.2	1.9	2.7
404	강서	직업전문학교	(8,32)	86	243.6	242.5	1.5	1.0
405	양천	목동주차장	(17,25)	14	220.5	257.0	1.0	1.2
408	청량리	청량리역	(54,40)	35	214.3	221.5	2.0	1.0
410	동작	보라매	(26,15)	48	230.0	230.9	2.8	2.1
411	마포	전기안전공사	(31,31)	24	256.0	250.7	2.2	2.6
412	서대문	연세대학교	(30,36)	55	238.0	207.4	0.9	1.4
414	성북	국민대학교	(43,48)	96	259.9	273.1	3.3	3.4
416	은평	환경연구원	(29,48)	53	269.1	288.1	1.5	1.5
419	중구	한국삭도(주)	(40,34)	262	259.0	256.9	3.6	4.1
420	북한산	승가사	(35,52)	460	282.2	307.6	1.4	1.1
508	종로	기상청	(37,36)	87	246.7	236.4	2.3	2.5
509	관악	서울대학교	(33,6)	120	218.1	206.6	2.9	3.4
510	영등포	영등초등학교	(24,25)	10	244.3	251.8	2.2	1.4



다음은 1999년 3월의 9개의 사례일에 대해서 모델 자료와 관측자료를 비교하여 보았다. 비교 사례일은 3월 2일, 4일, 7일, 10일, 14일, 18일, 21일 28일, 30일이고 시각은 오전 9시 자료이다. 풍향의 경우는 모델과 관측자료의 값이 사례별로 차이를 보였으며 어떤 일관된 특성을 보기 힘들었다. 풍속의 경우를 보면 사례일중 7일, 10일, 18일, 28일의 4일이 대체적으로 관측된 풍속 값이 전 지점에서 크게 모의되는 것을 볼 수 있었다. 그리고 그 외의 5개 사례일에는 지점에 따라 사례일에 따라 모델의 풍속값이 큰 경우도 있고 반대의 경우도 있었다. 이러한 차이를 원드시어나 어떤 기상조건과 일관성을 맞추어 보고자 하였으나 이에 대해서는 좀더 많은 조사가 필요하였다.

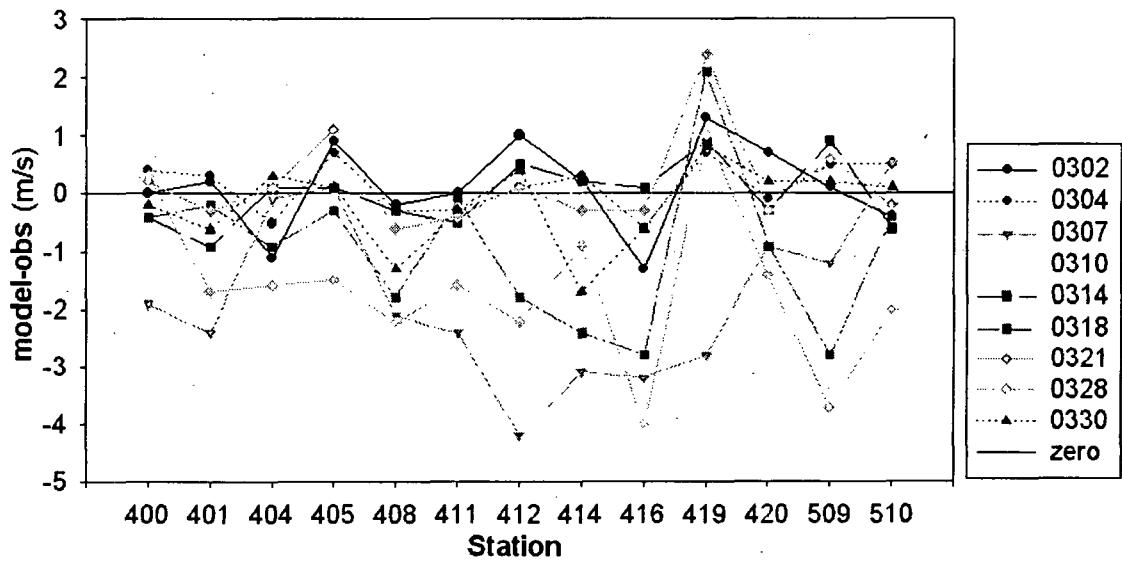


Fig. 3.5.18. Comparison of the measured surface wind and model simulated wind at 10 m level over the ground

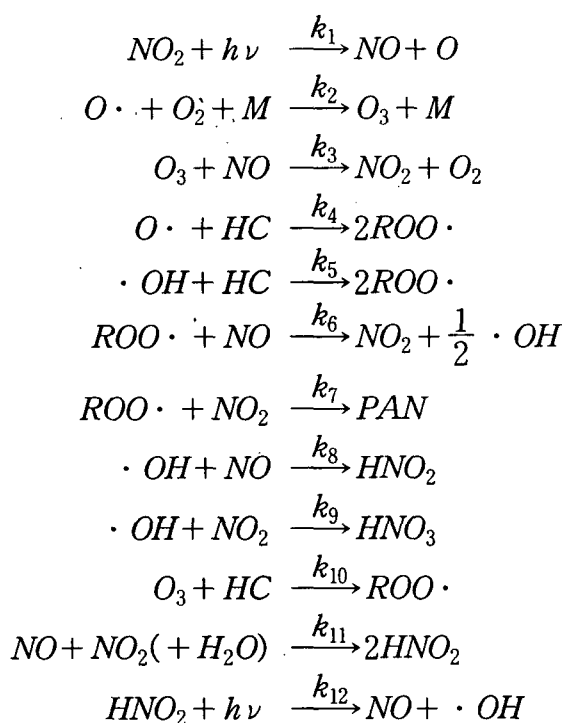
## 바. 광화학 스모그 반응을 고려한 오존 생성 실험

이상의 실험에서는 오염물질이 시간 변화에 따라 확산되어가는 범위에만 관심을 두었으나 이번에는 오염물질이 배경대기 및 일사와 광화학반응을 일으킴으로써 경계층내에서 오존을 비롯한 광화학 스모그를 생성하는 반응 실험을 실시하였다.

오염원으로부터 배출된 기체는 단순히 수송만 되는 것 이외에 일사 및 배경 대기에 의해 광화학반응을 일으켜 이에 따른 부산물을 만들어낸다. 대표적 부산물인 오존은 대기질을 악화시키고 생활환경 및 인간 건강에 악영향을 미친다는 점에서 그에 대한 고찰이 매우 필요하다. 따라서 오염물질의 수송 뿐만 아니라 이들의 광화학 반응도 함께 고려하였으며 다음의 화학적 변환 항을 추가하였다. 광화학 반응에 대한 반응식은 다음과 같이 Eschenroeder & Martinez reaction식을 사용하였으며, 이 반응체계에 대한 이해를 돕기 위해 도식화하면 Fig. 3.5.19와 같이 나타낼 수 있다.

### 화학 반응식 : Eschenroeder & Martinez reaction

(12 reaction, 11 components)



## E-M (1972)의 화학 반응 cycle

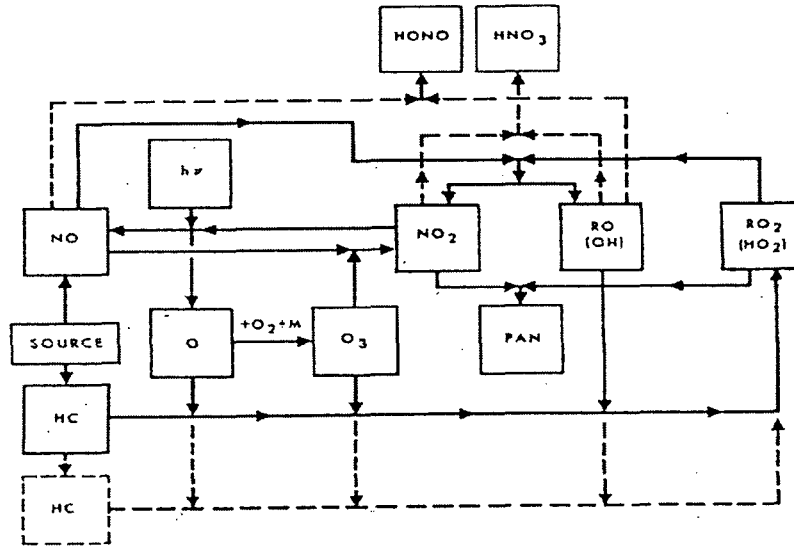


Fig. 3.5.19. Diagram of chemical reaction cycle based on Eschenroeder and Martinez (1972).

여기서는 오염 물질이 배경 대기 및 태양빛과 화학 반응을 일으킴으로써 오존을 비롯한 광화학 스모그를 생성하는 반응 실험을 실시하였다. 실험에 앞서 오존을 비롯한 부산물 생성에 기여하는 조건들을 알기 위해 다음 표와 같은 세가지 상황을 설정하여 실험을 하였다.

Table 3.5.7. Initial conditions of background gas distribution for each experiment

	Exp. 1	Exp. 2	Exp. 3
일사	○	○	○
배경대기(HC)	×	○	×
배경대기(라디칼)	×	×	○

Exp. 1은 일사만 있는 경우이다. 즉, NO<sub>2</sub>의 광해리와, 여기서 생성된 산소 원자가 산소 분자와 만나 오존을 생성하는 반응을 고려한 것이다. (15)식에서 맨위 세 반응식이 이루는 반응 식만으로 생성되는 오존의 정도를 파악하고자 하는 것이다. 오존은 태양일사만으로도 생성 가능하지만 이를 돕는 화합물들과 반응할 경우 오존

의 생성이 촉진될 수 있다. 그러한 물질들로 대표적인 것이 HC이나 휘발성 기체등이다. Exp. 2는 배경대기에 HC가 분포하고 있는 경우이다. HC의 대부분은 자동차와 같은 mobile source로부터 나오는데, 그 양은 1990년대 경인 지방의 배출량을 근거로 할 때 총 NOx 배출량의 1/4정도 되는 것으로 판단된다. 한편 휘발성 기체로부터 생성되는 OH, RO2와 같은 라디칼 성분 역시 오존을 비롯한 Nitrate, PAN과 같은 부산물을 만들어내는데 영향을 미친다. RO2는 NO와 반응하여 NO2를 생성시킴으로써 보다 많은 NO2의 광해리반응을 이끌어내어 오존의 발생을 촉진시킨다. 또한 RO2는 OH와 HC의 반응으로 생성되기도 하므로 이들의 존재는 중요하다. 아울러 OH는 대기중의 NOx와 반응하여 HNO2나 HNO3와 같은 Nitrate 부산물을 생성시키며, RO2도 NO2와 반응하여 PAN과 같은 부산물을 만들어낸다. 따라서 이러한 라디칼 성분이 대기중에 분포하고 있을 경우의 오존생성을 Exp.3을 통해 모의하고 분석하였다.

Table 3.5.8. Several initial conditions for photochemical smog reaction experiments

초기 조건	
대기 안정도	중립 (neutral)
태양 고도각 (Photolysis coefficient)	SIN 함수 (using zenith angle)
NO <sub>x</sub> 배출량	환경부 측정 자료 (서울, 1994)
오염원	elevated continuous point source (1000t/yr이상)
모의 시작 시각	14:00
모의 시간	1시간

각각의 실험을 하기 위해서 우선 기상장과 같은 초기 조건을 공통적으로 입력하였다. 기상장은 1997년 4월 12일의 기상장을 택했다. 초기 조건에는 바람장, 대기 안정도, NOx배출량, 태양 고도각등이 있으며 그에 대한 내용은 표 3.5.8과 같다. 이상과 같은 조건하에 각각 실험을 하여 그 결과를 찾고 분석하였다.

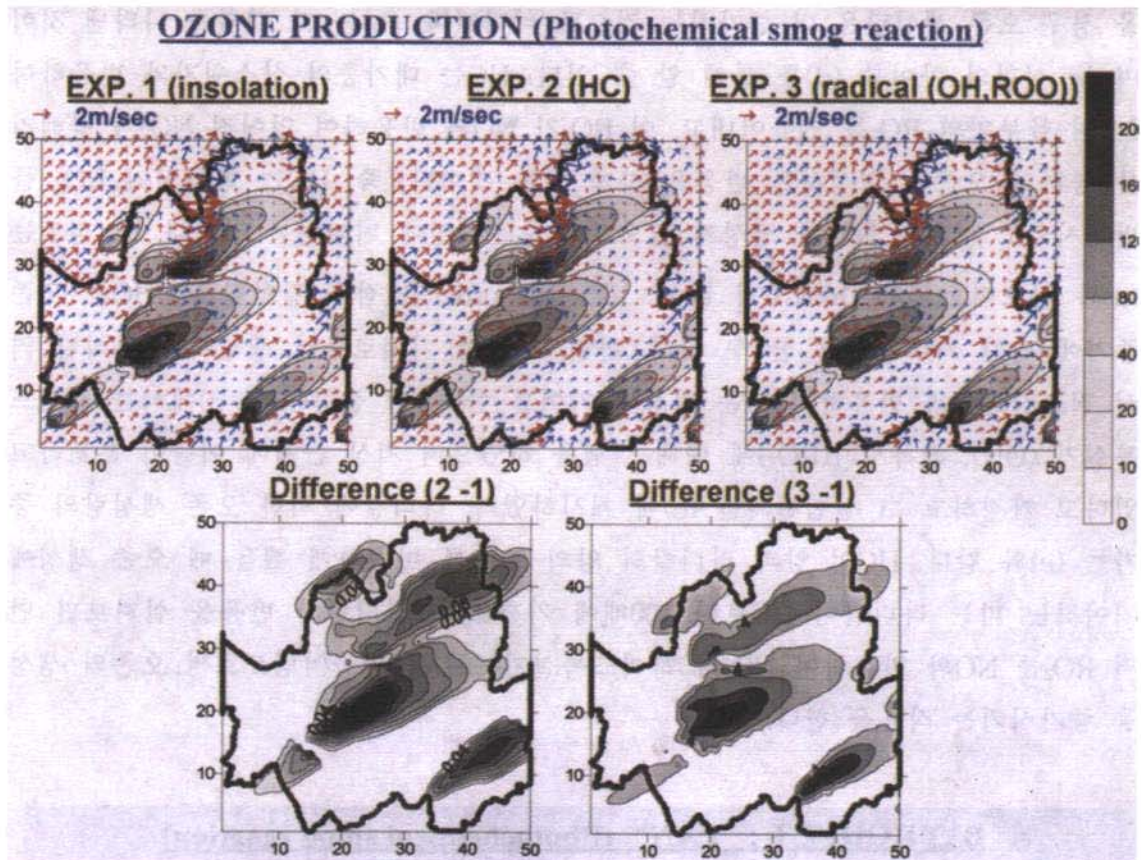


Fig. 3.5.20. Simulated horizontal ozone production field due to the emission of NO<sub>x</sub> from the elevated source by a) insolation effect, b) insolation + HC effect and c) insolation + radical effect, respectively. d) and e) represent the difference between b) and a), c) and a), respectively.

Fig. 3.5.20 (a), (b), (c)는 표 3.5.8 와 같은 조건하에 Exp. 1, 2, 3 세 실험에 대한 각각의 오존 생성 반응 결과를 나타낸 것이다. (d), (e)는 Exp. 1과 2, Exp. 1과 3의 차이를 각각 나타낸 것이며, 이를 통해 HC와 라디칼이 배경대기에 분포했을 때의 오존 생성량의 증가폭을 알 수 있다. 그리고, 그림에서 제시한 등치선의 단위는  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ 이다. 남서풍계열의 지상 바람이, 중립인 대기 안정도 상태에서 불기 때문에 elevated source로부터 배출된 질소산화물은 시간 경과에 따라 북동쪽으로 수송되면서 광화학 반응을 하였다. 먼저 (a)에서와 같이, 배출된 질소산화물(NO<sub>x</sub>)은 일사 작용만으로도 오존의 생성 반응을 가능케 하였다. 이는 앞서 언급했던 바와 같이 NO<sub>2</sub>의 광해리에 의해 생성된 산소원자가 산소분자와 결합하면서 오존을 만들어내기 때문이다. 따라서 NO<sub>2</sub>의 배출량과 일사량은 오존 생성량을 좌우할 수 있는 가장 중요한 요소로 작용할 것임을 판단할 수 있다. Exp. 2와 같이 배경대기에 HC가 분포했

### OZONE PRODUCTION (Photochemical smog reaction)

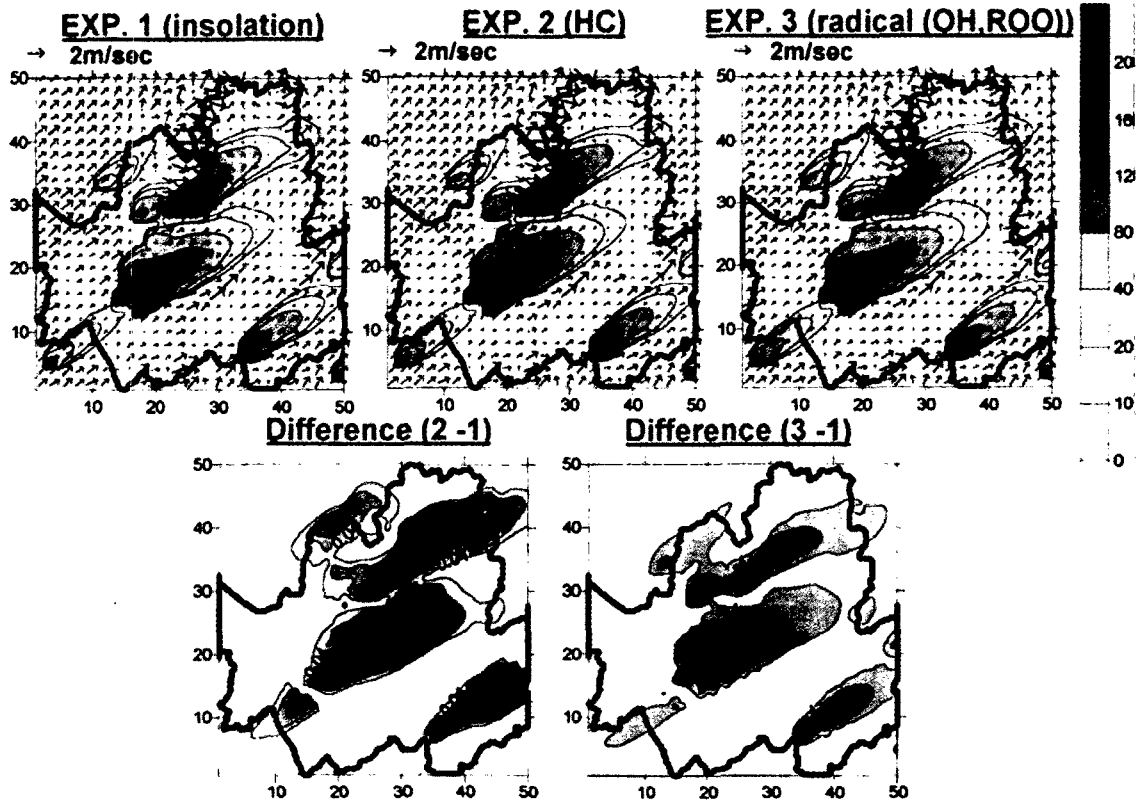


Fig. 3.5.20. Simulated horizontal ozone production field due to the emission of NO<sub>x</sub> from the elevated source by a) insolation effect, b) insolation + HC effect and c) insolation + radical effect, respectively. d) and e) represent the difference between b) and a), c) and a), respectively.

Fig. 3.5.20 (a), (b), (c)는 표 3.5.8 와 같은 조건하에 Exp. 1, 2, 3 세 실험에 대한 각각의 오존 생성 반응 결과를 나타낸 것이다. (d), (e)는 Exp. 1과 2, Exp. 1과 3의 차이를 각각 나타낸 것이며, 이를 통해 HC와 라디칼이 배경대기에 분포했을 때의 오존 생성량의 증가폭을 알 수 있다. 그리고, 그림에서 제시한 등치선의 단위는  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ 이다. 남서풍계열의 지상 바람이, 중립인 대기 안정도 상태에서 불기 때문에 elevated source로부터 배출된 질소산화물은 시간 경과에 따라 북동쪽으로 수송되면서 광화학 반응을 하였다. 먼저 (a)에서와 같이, 배출된 질소산화물(NO<sub>x</sub>)은 일사 작용만으로도 오존의 생성 반응을 가능케 하였다. 이는 앞서 언급했던 바와 같이 NO<sub>2</sub>의 광해리에 의해 생성된 산소원자가 산소분자와 결합하면서 오존을 만들어내기 때문이다. 따라서 NO<sub>2</sub>의 배출량과 일사량은 오존 생성량을 좌우할 수 있는 가장 중요한 요소로 작용할 것임을 판단할 수 있다. Exp. 2와 같이 배경대기에 HC가 분포했



을 경우 오존 생성량은 더 증가하는 것으로 나타났다. (b)는 그 결과를 나타낸 것이며 두 실험의 차이를 (d)를 통해 알 수 있다. HC는 대기중의 산소원자와 반응하여 2배의 몰부피의  $RO_2$ 를 만들어내고, 이  $RO_2$ 가 NO와 반응하여 얻어진  $NO_2$ 가 광해리를 통하여 오존을 형성하는 반응을 하게 되는 것이다. 즉, HC는 페록시기  $RO_2$ 를 발생시키고 이것이  $NO_2$ 를 생성케 함으로써 오존생성에 기여하는 것이다. 그 정도는 (d)와 같으며, (a)와 (b)에서의 값이  $10^1 \sim 10^2$  order인 점을 감안할 때 HC는 오존 증가에 약간 기여한다고 할 수 있다. 한편, 휘발성 기체로부터 생성되는 라디칼 역시 질소산화물과 반응하여 오존 형성에 기여를 한다. 이 실험(Exp. 3)에서는 하이드록실기(OH), 페록시기( $RO_2$ )에 대해 실험을 하였으며 지상 근처에 이들이 분포하고 있다고 가정하고 그 실험결과를 (c)에 제시하였다. 라디칼에 의한 오존 생성량의 증가는 (e)와 같다. HC의 양과 라디칼의 양의 분포를 비슷하게 했을 때 오존 생성에 기여하는 바는 라디칼이 HC보다 100배에 가까웠다. 라디칼의 반응을 살펴보면 먼저  $RO_2$ 는 NO와 반응하여  $NO_2$ 와 하이드록실기(OH)를 만들어냄으로써 오존의 생성을 증가시키는 작용을 한다.

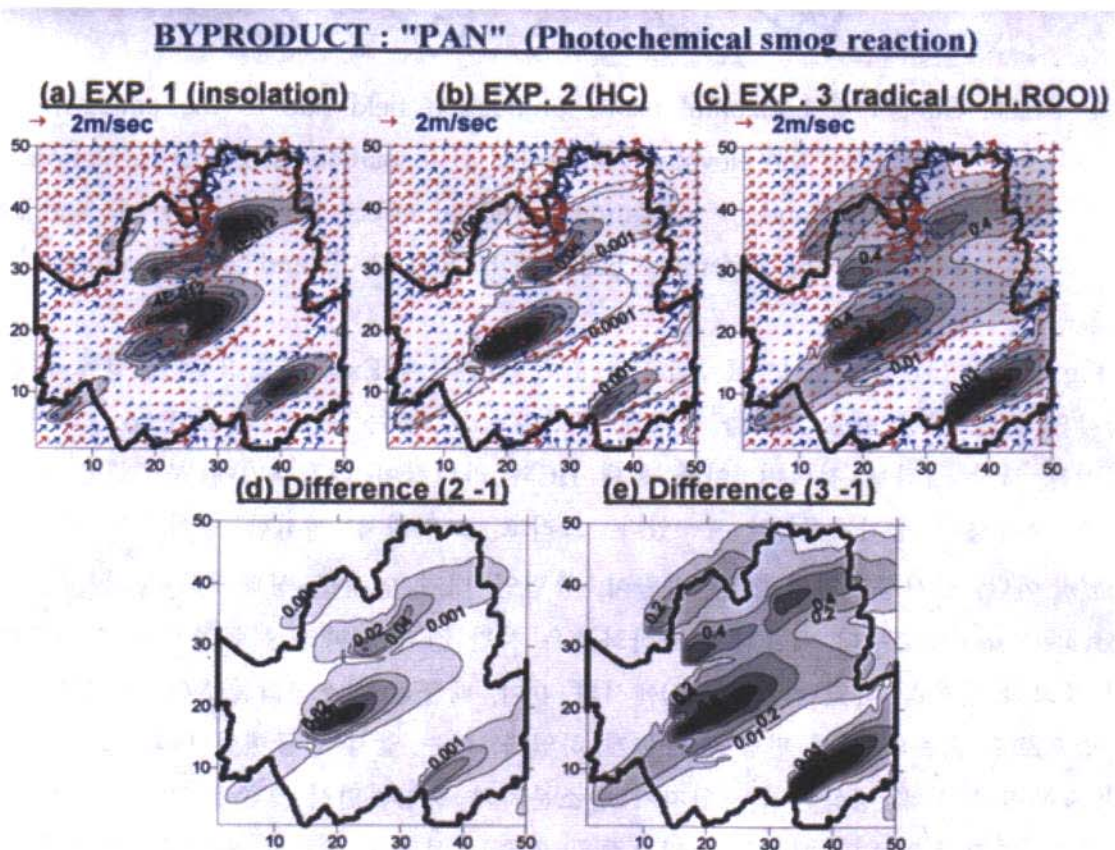


Fig. 3.5.21. Same as in Fig. 3.5.20 except for the PAN production field.

을 경우 오존 생성량은 더 증가하는 것으로 나타났다. (b)는 그 결과를 나타낸 것이며 두 실험의 차이를 (d)를 통해 알 수 있다. HC는 대기중의 산소원자와 반응하여 2배의 몰부피의 RO<sub>2</sub>를 만들어내고, 이 RO<sub>2</sub>가 NO와 반응하여 얻어진 NO<sub>2</sub>가 광해리를 통하여 오존을 형성하는 반응을 하게 되는 것이다. 즉, HC는 페록시기 RO<sub>2</sub>를 발생시키고 이것이 NO<sub>2</sub>를 생성케 함으로써 오존생성에 기여하는 것이다. 그 정도는 (d)와 같으며, (a)와 (b)에서의 값이 10<sup>1</sup>~10<sup>2</sup> order인 점을 감안할 때 HC는 오존 증가에 약간 기여한다고 할 수 있다. 한편, 휘발성 기체로부터 생성되는 라디칼 역시 질소산화물과 반응하여 오존 형성에 기여를 한다. 이 실험(Exp. 3)에서는 하이드록실기 (OH), 페록시기(RO<sub>2</sub>)에 대해 실험을 하였으며 지상 근처에 이들이 분포하고 있다고 가정하고 그 실험결과를 (c)에 제시하였다. 라디칼에 의한 오존 생성량의 증가는 (e)와 같다. HC의 양과 라디칼의 양의 분포를 비슷하게 했을 때 오존 생성에 기여하는 바는 라디칼이 HC보다 100배에 가까웠다. 라디칼의 반응을 살펴보면 먼저 RO<sub>2</sub>는 NO와 반응하여 NO<sub>2</sub>와 하이드록실기(OH)를 만들어냄으로써 오존의 생성을 증가시키는 작용을 한다.

**BYPRODUCT : "PAN" (Photochemical smog reaction)**

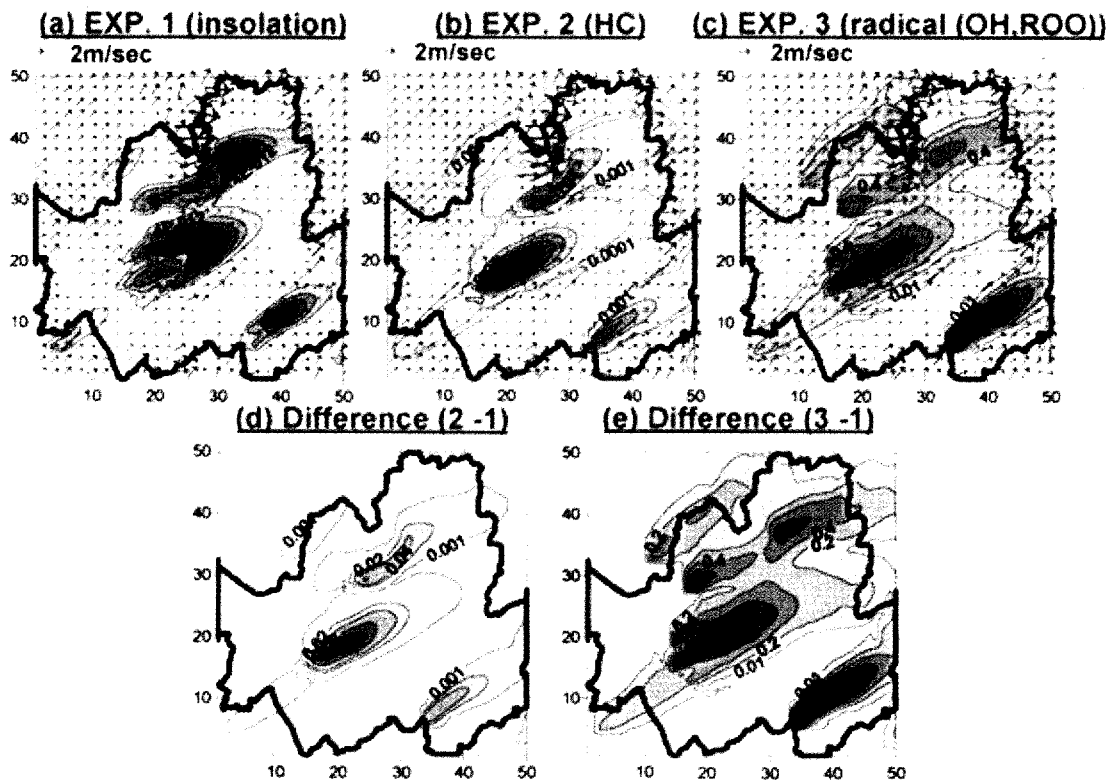


Fig. 3.5.21. Same as in Fig. 3.5.20 except for the PAN production field.



이 RO<sub>2</sub>는 O, OH, O<sub>3</sub>등이 HC와 반응하여 생성되기도 하기 때문에 대기중에 HC까지 분포하고 있다면 오존 생성 반응은 더 많이 일어날 수 있게 된다. 하지만 HC가 없다면 초기에 주어진 RO<sub>2</sub>만이 오존 생성을 위한 광화학 반응에 쓰이게 된다.

RO<sub>2</sub>는 NO와의 반응으로부터 NO<sub>2</sub>를 생성시켜 오존 생성반응을 돕는 한편, 이 NO<sub>2</sub>와 다시 결합하여 PAN (peroxyacetyl nitrate)과 같은 질산염 부산물을 만들어 내기도 한다. Fig. 3.5.21는 각 실험에 대한 PAN의 생성 결과를 나타낸 것이다. 오존 생성과 비교할 때 PAN의 생성량은 Exp. 1의 경우  $10^{-11} \sim 10^{-12} \mu\text{g}/\text{m}^3$ 로서 아주 미소량에 지나지 않았다. PAN의 생성을 위해서는 RO<sub>2</sub>와 NO<sub>2</sub>의 결합이 중요하며, 따라서 이들 화합물이나 이들을 생성시켜 줄 반응 물질이 필요하다. HC의 경우 O, OH, O<sub>3</sub>와 반응하여 RO<sub>2</sub>를 만들기 때문에 주변에 NO<sub>2</sub>가 배출되거나 분포하고 있다면 PAN의 생성은 많아지게 된다. Exp. 2와 같이 HC가 분포했을 때 PAN은  $10^8 \sim 10^9$ 배정도 증가했다. 두 결과의 차이에서도 알 수 있듯이 (d)에서의 등치선 값은 (b)에서의 값과 거의 일치하고 있다. 즉, Exp. 1에서의 PAN 생성은 거의 0에 가깝고 HC가 존재하면서 비로소 PAN의 생성이 활발해진다는 것이다. HC 대신 라디칼이 있을 때에도 PAN의 생성은 증가하였다. Exp. 3인 (c)의 결과에서 알 수 있듯이 RO<sub>2</sub>와 OH의 두 라디칼이 PAN 생성에 기여하는 바는 HC가 기여하는바 보다 10배 이상 크게 나타났다. 만약 초기의 RO<sub>2</sub>외에도 HC가 분포했다면 HC의 반응에 의해 유도되는 RO<sub>2</sub>가 NO<sub>2</sub>와의 반응을 통해 PAN 생성량을 증가시켰을 것이다.

한편 NO<sub>x</sub> (NO, NO<sub>2</sub>)가 수증기와 함께 반응하면 HNO<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub> 질산염을 각각 생성한다. 또한 NO는 하이드록실기 (OH)와 반응할 경우에도 HNO<sub>2</sub>의 질산염을 부산물로 만들어낸다. 이러한 질산염의 생성에 대한 각 실험 결과는 Fig. 3.5.22에 나타난바와 같다. (a)와 같이 Exp. 1에서는 NO<sub>x</sub>가 수증기와 함께 반응하여 HNO<sub>2</sub>를 생성하였다. 그러나, HC의 분포까지 포함한 경우의 질산염 생성의 변화는 다소 미약했다. 화학 반응식에서도 살펴볼 수 있듯이 HC로 인한 질산염의 생성은 몇가지 과정을 거친다. HC가 산소 원자와 결합하면서 만들어지는 RO<sub>2</sub>가 NO와 반응하면서 절반에 해당하는 물부피의 OH를 만들어내고, 이 OH가 NO와 반응하면서 질산염중 HNO<sub>2</sub>를 만들어내는 것이다. 이런 단계를 거쳐 얻어진 HNO<sub>2</sub> 생성량은  $0 \sim 0.004 \mu\text{g}/\text{m}^3$  정도로서, NO<sub>x</sub>가 수증기와 결합하면서 만들어내는 양의  $10^{-3} \sim 10^{-2}$  배 정도 되는 것으로 나타났다. RO<sub>2</sub>와 OH 라디칼은 HC에 비해 HNO<sub>2</sub>생성에 기여하는 바가 좀더 큰 것으로 나타났다. (c)에서 알 수 있듯이 (a)에서 보다 HNO<sub>2</sub>가 증가되었음을 판단할 수 있으며, (e)에서 그 양적인 차이를 확인할 수 있다. 그 증가량은 격자점마다 차이가 있지만  $0 \sim 3 \mu\text{g}/\text{m}^3$  정도였으며, 특징적인 것은 증가 정도가 오

염원 지점에서 멀리 떨어진 지점일수록 크게 나타났다는 점이다.

**BYPRODUCT : "NITRATE (HNO<sub>2</sub>)" (Photochemical smog reaction)**

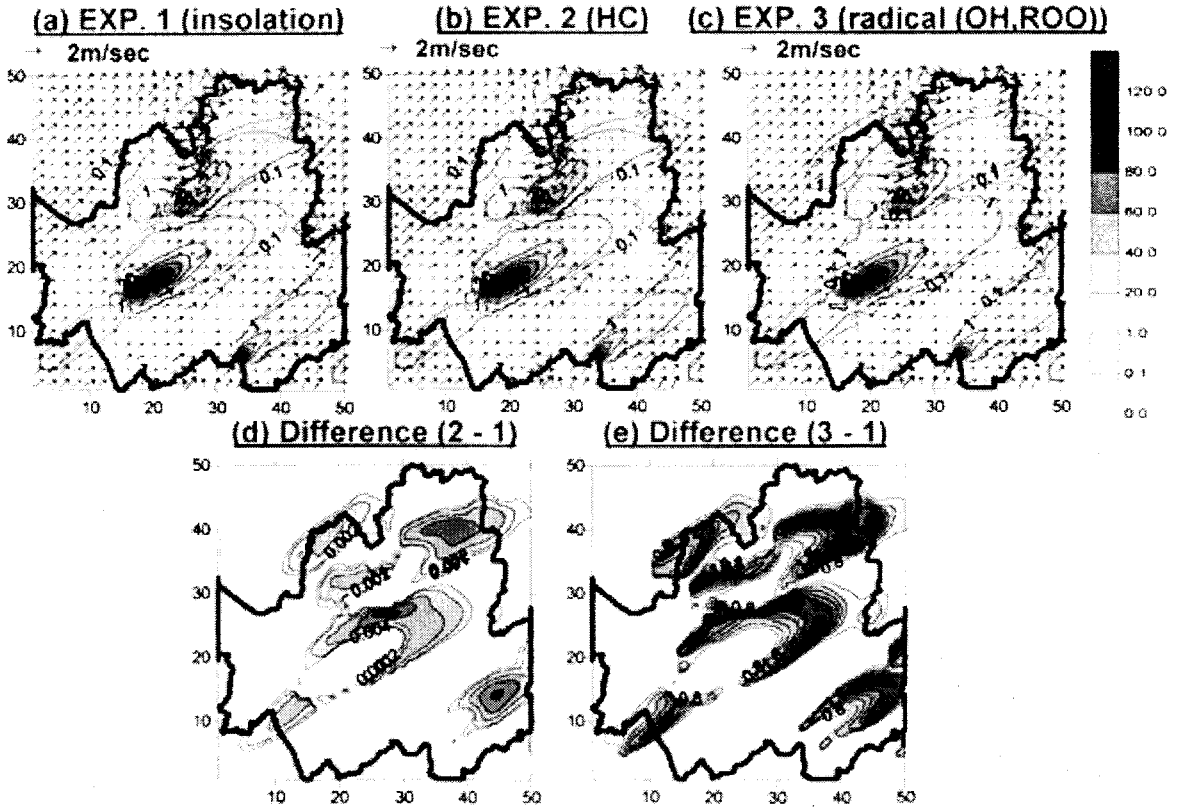


Fig. 3.5.22. Same as in Fig. 3.5.20 except for the HNO<sub>2</sub> production field.

정리하면 1994년 서울 지역의 elevated source에서 배출되는 NO<sub>x</sub>를 초기 조건으로 하여 이들이 바람장을 따라 수송되면서 광화학 반응을 통하여 생성하는 오존, HNO<sub>2</sub>, PAN등을 계산하였다. 실험 결과, 일사효과만으로도 NO<sub>2</sub>의 광해리에 의해 오존 생성이 가능했으며 일사량이 많을수록 오존의 생성이 활발하였다. 경계층 내 대기에 HC가 분포하였을 경우에는 오존생성이 증가하였으며, 이는 산소원자와 반응하여 얻어진 페드록시기(RO<sub>2</sub>)가 NO와 반응함으로써 NO<sub>2</sub>를 만들어 광해리를 돕는 과정에 의한 것이었다. 한편, HC 대신 라디칼 성분이 대기중에 분포하였을 경우의 오존 생성량의 변화는 HC효과에 의한 변화보다 10~100배 정도 더 크게 나타났다. 화학 반응 결과 오존 외에도 PAN (peroxyacetyl nitrate)와 HNO<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub>와 같은 질산염 화합물이 부산물로 생성되었는데 라디칼의 촉진 영향 역시 볼 수 있었다.

정리하면 광화학반응을 고려한 오존 생성 수치 실험에서 일사, 및 배경대기 조

건의 영향을 파악하기 위한 실험에서 일사, 대기 안정도와 오존 생성량간의 비례 관계를 확인하고 배경대기에 HC, 휘발성 기체등의 분포가 있을 경우 오존 생성의 촉진을 확인하였다.

이상의 결과를 요약하면 다음과 같다. WiTraK을 이용하여 서울시 3차원 진단 바람장을 계산하였다. 바람장은 서울 지역의 지형과 토지 이용도에 따른 지면 거칠기, 그날의 대기 안정도 효과등이 고려되었으며, AWS관측치와 오산 지방의 고층 바람, 온도 관측 자료를 초기값으로 이용하였다. 또한 오염물질 확산장과 광화학 스모그 반응을 고려한 오존생성 수치 실험을 위해 TRADI를 이용하였다.

실험 사례에 따라 격자 간격을 100m에서 600m까지 변동시켜가면서 기존 모델 보다 미세한 바람장을 모의하도록 하였고, 모델의 입력자료를 위해 서울시 지형고도와 토지 이용도를 조사하되 토지이용도는 농업지역(Field), 숲(Forest), 교외지역(Suburb), 시가지(City), 물(Water)의 5등급으로 분류하였다.

이 자료들을 이용하여 서울의 3차원 국지 순환 구조 실험을 실시하되 지형, 토지이용도와 대기 안정도가 미치는 영향을 살펴보았다. 그 결과 북한산, 관악산, 남산등의 산악지형은 풍향에 많은 영향을 주는데 풍상측에서는 공기의 발산구조가, 풍하측에서는 공기의 수렴구조가, 산정상에서는 풍속이 강화되어 나타났다. 지형효과에 의한 풍속 분포는 지형이 주변지역의 공기 순환 구조를 변화시키고 오염물질의 확산 방향이나 속도, 수렴을 지배한다는 점에서 중요함을 알 수 있었다. 토지 이용도 역시 풍속에 많은 영향을 주는데 도심지나 산지에서 풍속의 약화가 두드러진 반면 낮은 구조물들이 존재하지 않는 한강 지역바람이 주변 육지의 지역보다 상대적으로 강하게 부는 것도 모의되었다. 대기 안정도의 경우는 안정할수록 바람은 지형의 지배를 더 많이 받고 있음을 확인할 수 있었다. 그리고 도시화로 인한 지면 마찰의 증가가 바람장에 미치는 변동 실험에서는 거칠기 길이를 증가시킨 지역에서 주풍계열 바람에 역행하는 바람이 형성되는 것을 뚜렷이 볼 수 있었다. 여기서 토지 이용 변경이 가져오는 지면 마찰 증가는 국지적 기류의 흐름을 차단하여 도시내 대기오염 발생에 직접적 영향을 주는 환기 능력에 장애를 가져 올 수 있음을 예상할 수 있었다.

바람장 모의 결과를 검증하기 위해서 실제 관측 기기의 고도와 모델내 고도간의 차이와 모델내 안정도 관련 매개변수값간의 오차 가능성을 전제하고 AWS 관측 자료와 비교하였다. 그 결과 사례에 따라 다르게 나타났는데 1997년 4월 12일 사례 실험의 경우는 풍향은 10. 내외의 오차 범위에서 잘 모의되었으며 풍속은 최대오차 1m/s 내에서 관측치와 유사한 값을 모의해 내었다(오성남 등, 2000).

여기서 산출된 바람장이 오염원으로부터 방출된 오염물질 확산의 수평거리, 수

직거리, 확산속도등 분포에 절대적인 영향을 미치므로 이에 대한 비반응 물질의 단거리 수송 수치실험을 하였다. 풍속, 대기안정도와 지형이 확산 분포 수평 거리에 미치는 영향을 살펴보았다.

오염물질이 시간 변화에 따라 확산되어가는 실험외에도 오염물질이 배경대기 및 일사와 광화학반응을 일으킴으로써 경계층내에서 오존을 비롯한 광화학 스모그를 생성하는 실험을 실시하였다. 광화학반응을 고려한 오존 생성 수치 실험에서 일사, 및 배경대기 조건의 영향을 파악하기 위한 실험에서 일사, 대기 안정도와 오존 생성량간의 비례 관계를 확인하고 배경대기에 HC, 휘발성 기체등의 분포가 있을 경우 오존 생성의 촉진을 확인하였다.

### 3. 미세국지기후모델(MUKLIMO)를 이용한 미세 바람장 및 확산장 수치실험

앞서 언급한 대로 도시화는 열섬과 도시 표면의 거칠기 변화의 두 측면에서 국지적으로 저층의 바람에 현저한 변화를 가져온다. 이러한 도시의 미세 바람장에 대한 정보는 향후 전세계 인구의 60%가 5000명 이상이 거주하는 도시에 밀집될 것이라는 예측(Sievers and Zdunkowski, 1986)과 더불어 도시민의 생활 환경 개선에 미치는 영향이 매우 클 것으로 판단된다. 도시 바람장의 수치 모의에서는 도시의 캐노피(canopy) 특성 반영 여부가 매우 중요한데 1970년대에 이미 Hirt and Cook (1972)과 Pankrath (1975)에 의해 도시 캐노피가 도시 바람장에 미치는 영향에 대해 연구된 바 있다. 이 연구들은 모두 바람장 모의에 있어 유선함수 방법(stream function method)을 사용하였으며 교환계수를 결정하는데 있어 차이가 있었는데 Hirt and Cook (1972)의 방법은 Pankrath (1975)의 방법에 비해 상대적으로 몇가지 의문점을 보였기 때문에(Sievers and Zdunkowski, 1986), Pankrath (1975)의 연구를 토대로 하여 Sievers and Zdunkowski (1986)와 Sievers (1995)에 의해 바람장 수치 모의가 이어져 현재는 수 m격자 간격의 미세바람장을 모의할 수 있는 수치 모형이 개발된 상태이다. 한편 국내에서도 도시지역 바람장에 대한 여러 연구 (박영연과 이태영, 1990; 기상연구소, 1995; 이승우와 이동규, 1998)가 있어 왔으나 모두 수 km의 격자규모로 기상현상을 모의하는 모델이기 때문에, 수 m의 규모로 모의할 수 있는 미세 바람장을 모의할 수 있는 수치모형에 대해서는 지속적인 연구가 필요한 상황이다.

이에 이 연구에서는 독일에서 미세규모의 바람장 모의에 사용되고 있는 수치모형 (Sievers, 1995)을 이용하여 수 m격자규모로 미세 도시 바람장을 모의하되 토지이용변경에 따른 바람장 변화를 살펴보았다. WiTraK에서는 수백m의 해상도를 가지기 때문에 도시구조물로 인한 바람장 변동을 거칠기 변화로만 줄 수 있었으며 도시구조물을 일일이 고려할 수 없었다. 그러나 수십m 이하의 초고해상도 모델을 도입 운영함으로써 도시의 구조물들이 바람순환구조에 지면 마찰을 가하여 풍속을 현저히 약화시키고 불규칙한 난류를 발생시키는 현상에 대해 상세히 볼 수 있었다. 먼저 독립 건물 주변의 바람장에 대해 사전 실험을 하고 그리고 여의도 지역 약 1 km 영역에 대해서 10 m 해상도로 모의 실험을 실시하였다.

가. MUKLIMO 모델 역학 과정

실험에 앞서 모델에서 사용되는 조건과 지배 방정식을 보면 다음과 같다. 모델에서는 비발산 (non-divergent), 비압축 (incompressible) 인 중립 대기 (neutral atmosphere) 를 가정하며 지상의 온도는 모든 지역에서 상수로 동일하게 가정하며 연직 기온감율은 건조 기온감률을 사용한다. 기본 운동방정식은 다음과 같다.

$$\rho \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \rho_0 (\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} + \nabla \cdot \vec{J} = -\nabla p - \rho \nabla \Phi - 2\rho_0 \vec{\omega} \times \vec{V} \quad (1)$$

$\rho$  는 공기 밀도이고  $\rho_0$ 는  $\rho$ 의 평균 성분,  $\Phi$  는 지오펜텐셜,  $\vec{\omega}$  는 자전각속도,  $\vec{J}$  는 레이놀즈 텐서(Reynolds tensor),  $p$ 는 기압을 뜻한다. 위 방정식을 이용하여 비발산 조건을 만족하는 바람장을 계산할 때, 방정식을 풀기 위해서는 데카르트 좌표계에서 비발산 조건을 만족하도록 하면서 계산하는 방법과 좌표계를 변형시켜 기압성분  $p$ 를 제거하고 방정식을 시간 적분하는 유선함수방법등을 생각할 수 있다. 이 모델에서는 Sievers (1995)의 유선함수 방법(streamfunction method)을 3차원으로 확장하여 바람장을 계산하였다. 이 방법을 이용하면 2개의 유선함수 성분 (streamfunction component) 만으로 3차원 비발산 바람장을 묘사할 수 있다는 장점이 있다.

유선함수 성분은 다음 식에 의해서 계산되는데 2차원(x-z 평면)의 경우 (1)의  $u$ 와  $w$  예측방정식(prognostic equation)으로부터 기압성분  $p$ 를 제거하고 다음과 같은 소용돌이도 ( $\zeta$ ) 관계식(2)을 이용하여 소용돌이도 방정식 형태로 변환시킨다.

$$\zeta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2)$$

그리고, 소용돌이도식을 적분한 후 타원 미분방정식  $\nabla^2 \Psi = \zeta$ 을 계산하여 유선함수 ( $\Psi$ )를 얻어낸다. 그리고 위 과정에서 자동적으로 만족되는 비발산 조건 ( $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$ ) 으로부터 나오는 다음 식(3)에 의해 새로운  $u, w$ 를 결정한다.  $y-z$  평면에 대해서도 동일 방식을 적용하면 3차원 바람장이 계산된다.

$$u = \frac{\partial \Psi}{\partial z} ; \quad w = -\frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (3)$$

(1)의 레이놀즈 텐서  $\vec{J}$  의 모수화는 다음과 같다.

$$\vec{J} = -\rho_0 K_M (\nabla \vec{V} + \vec{V} \nabla) \quad (4)$$

$K_M$  은 난류 교환계수(turbulent exchange coefficient) 로서 중립대기조건에서 혼합길이 이론(Mixing length theory)에 의해 혼합길리와 연직바람 섞어에 비례하는

양으로 정리된다. 이때 혼합길이(mixing length)  $l$  은 Blackadar(1962)에 의해 다음 식으로 주어진다.  $l_0$  는 모델 각 층의 고도이고  $l_\infty$  는 Wu (1965)에 의해 중립대기에서 30m를 취하게 된다.

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_0} + \frac{1}{l_\infty} \quad (5)$$

여기에 수목의 영향을 고려할 경우 (1)식의 우변에는  $-c_d b \rho \vec{V} |\vec{V}|$  형태의 감속항이 더해지고 이로 인해 풍속이 감속되도록 되어진다. 이 감속항의  $c_d$ 는 항력계수(drag coefficient)로서 0.2 이며  $b$ 는 잎면적밀도(leaf area density,  $m^2/m^3$ )이다. 그리고 혼합길이 역시 아래 식으로 달라지면서 이것이 교환계수에 영향을 주어 바람장이 감속되어진다. 이 식에서  $k$  는 Von Karmann 상수이다.

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_0} + \frac{b}{k} \quad (6)$$

#### 나. 독립 건물 주변의 바람장 실험

바람은 자연적, 인위적 장애물에 의해 가장 영향을 많이 받는 기상요소로 알려져 있으며 기상연구소(1994)에서는 건물과 같은 인위적 장애물이 바람에 미치는 영향이 조사한 바 있다. 이 연구에서는 인공적 장애물의 높이, 너비, 길이 즉 외관비 변화에 따른 풍향 풍속의 변화특성을 조사하여 장애물 외관비 변화에 따른 바람의 변화 특성에 대한 다중 상관성을 수식으로 표현하여 관측소 주변의 장애물이 영향을 주는 풍향 풍속의 변화상태를 야외관측과 수치실험을 통해 추정하였다. 그리고 임은하 등(1996)은 바람 측정시 장애물이 미치는 영향을 3차원 METRI  $k-\epsilon$  모형을 이용하여 빌딩주위 바람장을 연구하였다.

한편 수치실험에 의한 장애물의 영향에 관한 국외 연구를 보면 Baskaran and Stathopoulos(1989)가 3차원 모형을 이용하여 건물 주변의 바람장을 수치실험하여 풍동실험결과와 유사함을 보였고 Zhang et al. (1993)은 TEMPEST(Trent et al., 1989)를 이용하여 건물 주변의 유입류의 특성을 수치모사한 결과 건물 주변의 바람장은 유입류의 특성에 매우 민감하게 반응한다는 결론을 얻었다. 이것은 Castro and Robins(1977)에 의하면 입방체 형태의 건물에 직각으로 들어오는 유입류에 의한 건물 주변의 바람장은 바람의 연직 시어와 난류강도에 영향을 받는다고 한 풍동 실험 결과를 뒷받침한 것이다. 기존 연구들을 바탕으로 현재까지 알려진 건물 주변 미세 바람장 구조에 대한 결과를 살펴보면 다음과 같다.

기상연구소 (1994)에 따르면 풍향변화의 최대값에 의한 풍향 진폭 일치거리 즉 장애물의 영향을 받지 않는 거리는 장애물 높이의 10배이고 장애물 너비의 5.2배이며 장애물 길이의 -0.5배로 감소한다고 알려져 있다. 즉 바람이 장애물의 영향을 받지 않는 거리는 그 장애물의 높이와 너비의 크기에 비례하고 그 장애물의 길이에 약 하나마 반비례하는 것이다. 풍속의 경우는 풍속변화의 평균적 분포가 장애물의 높이와 너비 및 길이가 증가할수록 풍하측에 영향이 미치는 거리가 모두 증가하여 나타났다. 그리고 이 연구에서는 건물 주변에서 관측장비가 설치될 수 있는 적정한 위치를 설정하기 위하여, 장애물의 풍하측 관측 안전거리인 풍속일치거리와 WMO의 권고 정밀도 0.5 m/s 이하 또는  $\pm 10\%$ 를 감안한 완화된 관측 가능거리 산출식을 유도하였다. 여기서 실제관측시 안전거리를 택하는 것이 이상적이나, 여건이 여의치 않을때는 완화된 거리를 택하여도 권고 정밀도를 초과하지는 않는다는 것을 알 수 있었다.

이상의 결과들을 바탕으로 독립 건물 주변의 미세 바람장 구조를 MUKLIMO를 이용하여 살펴보았다. 실험을 위해 설정한 모델의 수평범위는 300m × 300m으로 격자간격은 5m이고 연직층은 22개층으로 4m간격이다. 건물 크기는 남북방향으로는 40 m, 동서방향으로 20 m, 높이는 40m로 정하였다. 전체 모델 영역 300m에서 동서방향으로 20m의 빌딩 두께가 차지하는 비율은 약 7% 정도이고 전체 모델 높이 88m에서 빌딩 높이가 차지하는 비율은 약 50%가 되지 않도록 하였다. 그외 다른 실험 구성 내용은 다음 표와 같다.

Table 3.5.9. Summary of experiment conditions

	conditions
Coordinate	300 m × 300 m (grid : 60×60) 22 Layer (total height : 88 m, Z-level)
Axis Rotation	0 °
Ground Height	0 m
Forest	None
Roughness length	Ground surface ( z0ld, z0b ) : 0.1 m Building roof ( z0d ) : 0.1 m Building wall ( z0w ) : 0.05 m
Initial condition	Wind speed and direction at 10m level : 4 m/s, 270 ° mixing layer height : 1000m
Integration condition	time interval ( dtld ) : 1.0 sec total integration time ( minld ) : 600 min dtfact=0.4, imax=200, diffstat=0.01



참고로 여기서 사용된 거칠기 길이의 값은 0.1m 는 Farm land, 0.03 m는 Airport(runway area), 0.05 m는 Farm land( Few trees, summer time), Long grass, crops 의 경우에 해당한다고 한다. (Stull, 1988)

연직 2 m, 10 m, 18 m, 42 m 고도별 건물주변 미세 바람장결과를 보면 유입류가 빌딩을 만났을 때 두 갈래로 나뉘어 빌딩을 돌아 흐르는 것을 보인다. 그리고 상층으로 갈수록 건물의 영향이 작아지는 것을 볼 수 있고 건물 보다 높은 42 m 고도에서는 건물로 인한 장애 효과가 거의 없어지는 것을 볼 수 있었다.

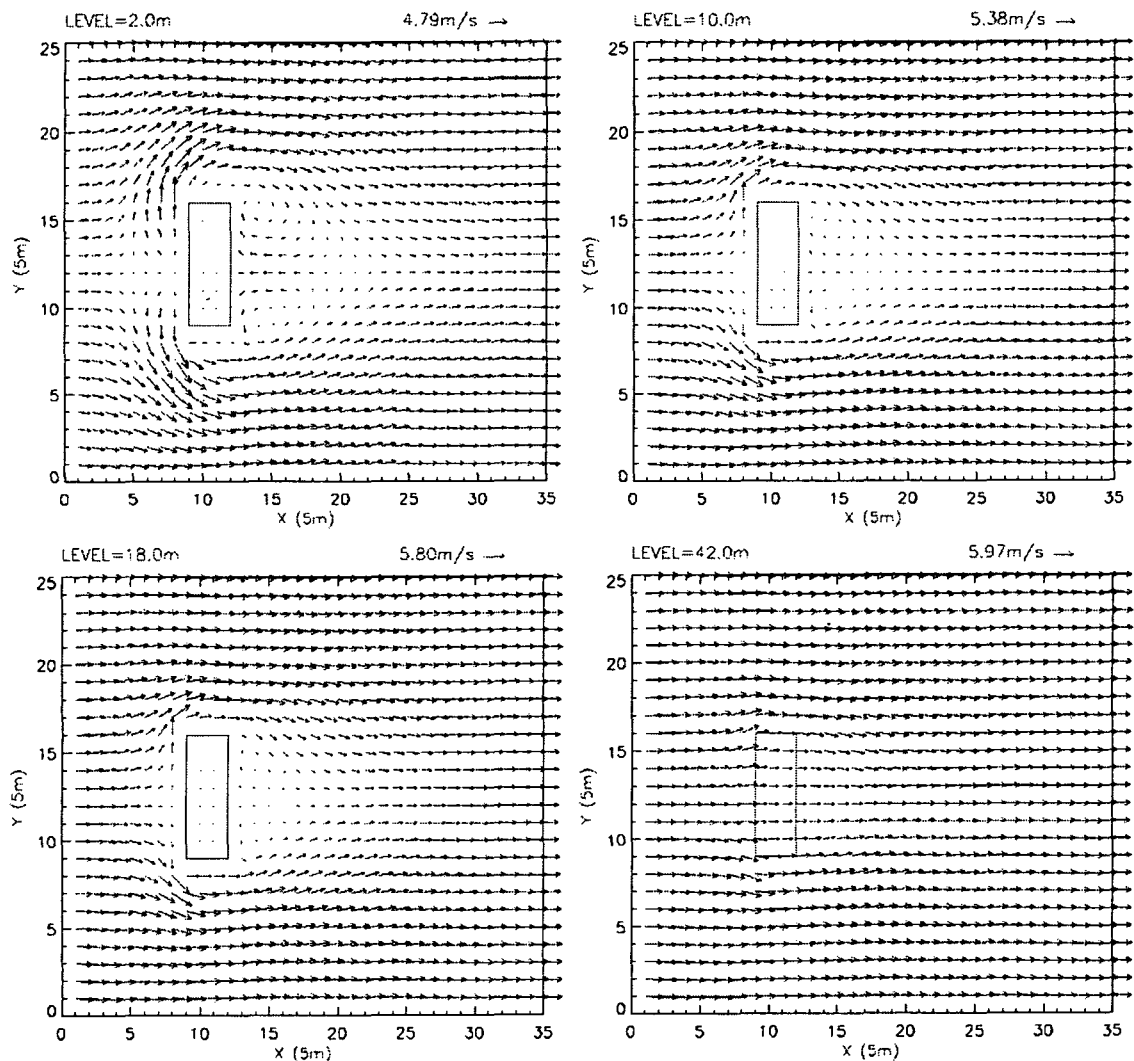


Fig. 3.5.23. Horizontal wind distribution at 2, 10, 18, 42m level.

건물 후방에는 건물 양쪽 모퉁이에 상승류를 갖는 상향 와동( elevated vortex ) 이 존재하는데 이것이 2 m 고도장에서 가장 뚜렷히 나타나고 상층으로 가면서 약 해지고 있다. 임은하 등(1996)에 의하면 이 상향와동은 건물 뒤 꼭대기에 낮은 정체 압이 생기고 결과적으로 상승류가 존재하며 건물의 양 옆으로 돌아온 흐름이 건물 후방으로 말려들면서 회전 성분을 갖게 되는데 이들의 상호 작용에 의해 형성된 것 이라 한다. 그리고 그림 우측 상단의 벡터는 그림 영역내 최대 풍속 값을 의미하는 데 상층으로 올라갈수록 풍속이 증가하는 것을 볼 수 있다.

그리고 건물 후면에 역순환이 존재하는 공동영역 (cavity zone)이 나타나는데 이 공동영역의 특징은 평균 풍속이 약하고 난류 강도가 강하며 오염입자들이 오래 머 무르며 상대적으로 낮은 압력이 일정하게 유지되는 영역이라고 알려져 있다. 이 공동영역이 건물 후면에서 어떤 양상으로 형성되는지 보기 위해 연직 단면을 그려보 았다. 빌딩 정 중앙의 바람구조의 연직단면을 보면 건물후방에는 공동 영역(cavity zone)역시 잘 모의되었는데 이를 보기에 앞서 건물 전면의 순환을 살펴보았다.

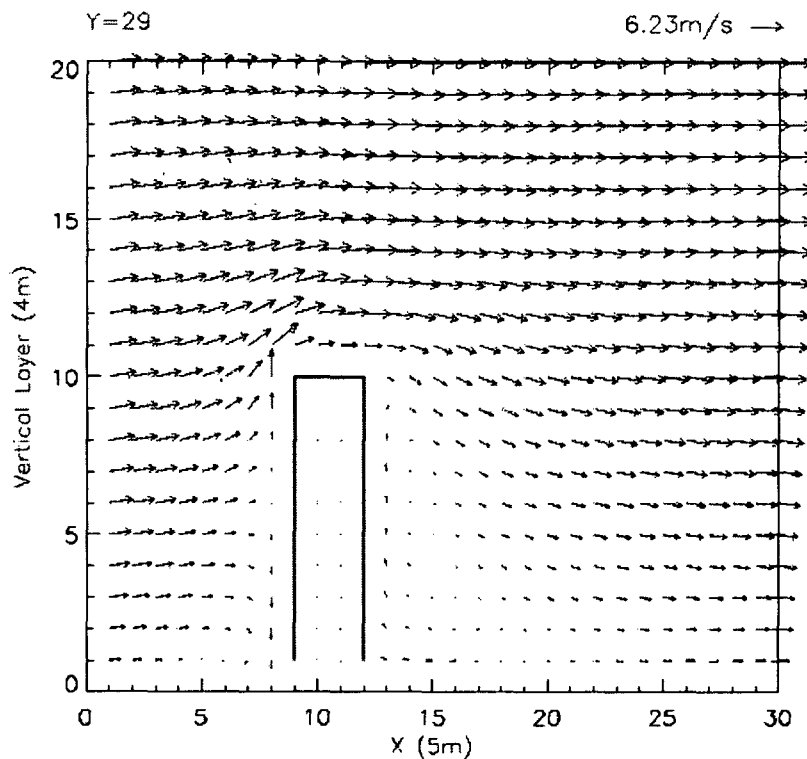


Fig. 3.5.24. Vertical wind distribution at the center of the building (Y=29). Stagnation point is 6th level and recirculation behind building appears from 19th point.

건물 전면에서는 지상으로부터 6번째 연직층 즉 지상 20m고도에서 정체점(stagnation point)이 나타나고, 이 정체점 고도 하층에 전면와동(frontal vortex)이라고 하는 작은 규모의 역순환영역(recirculation zone)이 나타났다. 정체점은 유입류가 고도에 따라 증가하면 건물의 앞면에서는 위로 갈수록 압력이 높아지며 이와 같은 압력차가 하향 흐름을 유발하는 데서 생긴다고 한다(임은하 등, 1996). 6번째 연직층에서 정체점이 형성된 것은 건물 높이의 60%에 해당하는 높이인데 이는 임은하 등(1996)의 연구 결과와 일치하는 것으로서 건물의 너비와 높이가 같은 경우에 정체점이 생기는 높이이다. 임은하 등(1996)의 연구 결과를 이용한다면 이 실험에서 건물의 너비가 증가하면 이 정체점의 높이가 낮아질 것임을 유추할 수 있다.

이 정체점 아래에 나타나는 전면 와동이 나타나는 한편 건물의 후면에서는 위로 갈수록 바람이 세지기 때문에 전면과는 반대 현상이 일어난다. Lighthill(1956)에 의하면 건물 후면에서의 상승류는 건물 전면의 하강류에 비해 매우 약하다고 한다. 이 상승류는 지표면 근처에 수평 방향으로 압력 경도를 형성하여 풍하측 먼 곳에서 건물의 후방으로부터의 공기 수렴을 유발한다. 따라서 건물 후방에 공동영역이라는 역순환이 존재하게 된다. 이 공동 영역의 특징은 평균 풍속이 약하고 난류 강도가 강하며 오염입자들이 오래 머무르며 상대적으로 낮은 압력이 거의 일정하게 유지된다. 임은하 등(1996)에 의하면 이 역순환이 시작되는 위치가 지면에서 건물의 2.3배 높이에 해당하는 지점으로 나타나는데 본 실험에서는 건물높이의 1.25배가 되는 50m의 지점에서 역순환이 시작되고 있다. 이러한 차이는 임은하 등(1996)에서는 건물의 크기가 건물 높이의 75%인데 이 실험에서는 50%로 다른데서 기인한다고 본다. 이 공동영역의 의미를 보면 첫째 대기오염의 측면에서 살펴볼 수 있다. 즉 건물의 옥상에서 오염물이 방출되면 이 오염물이 종관 바람에 의해 멀리까지 이류해 가는 것이 아니라 역순환에 의해 또다시 건물 주위로 몰려들어 건물 주위의 오염농도를 높일 수 있다. 두 번째는 관측소 주변에 높은 건물이 들어서면 풍하측에 바람 관측탑이 놓이게 될 때 장애물의 높이에 따라 종관 바람과는 반대 방향의 바람을 얻거나 풍속이 약한 엉뚱한 자료를 얻을 수 있기 때문에 이러한 미세 바람장 연구는 매우 중요하다고 할 수 있다.

다음으로는 단순한 형태의 건물외에 복잡한 빌딩 주변의 미세 바람장을 모의하여 보았다. 이를 위해 기상청 신청사를 모의 대상으로 하였으며 이때 현실적인 바람장 모사를 위해 먼저 동작 지점의 주풍을 조사하였다. 1999년 10월에 한정하여 동작지점의 AWS 시간 관측 자료를 조사한 결과 평균 풍속은 1.29 m/s이고 편차는 0.90 m/s 로 나타났다. 풍향별 빈도를 보면 주풍계열이 동풍, 남서, 북서풍으로 나타났는데 80° 풍향이 35회, 200° 풍향이 29회, 310° 풍향이 35회로 나왔다. 이 최빈

풍향값과 평균 풍속값을 10m 고도의 초기값으로 사용하여 계산을 하였다.

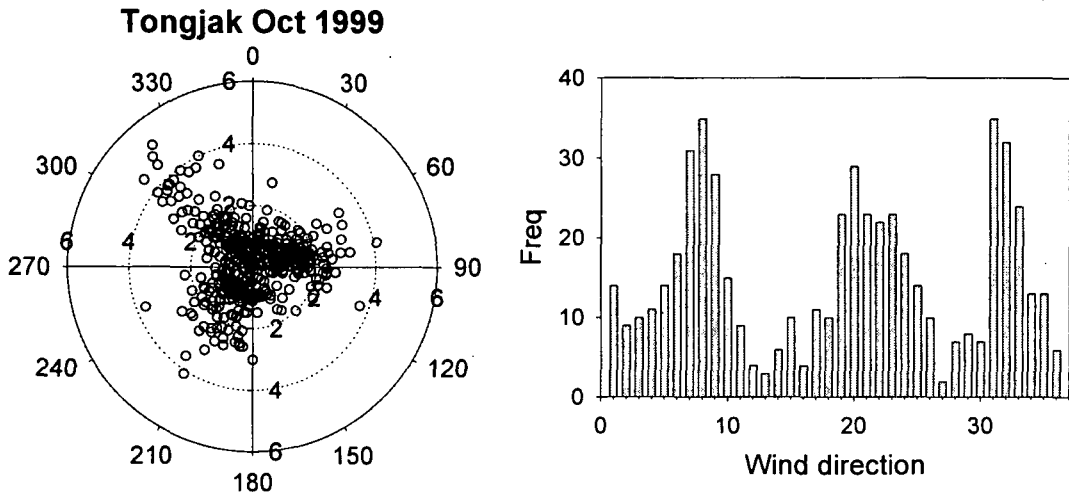


Fig. 3.5.25. Wind field of Tongjak AWS in October, 1999.

기상청 주변의 바람장을 모사를 위해 KMA 빌딩 구조를 간략히 구성하였는데 그 치수가 실제 값과 일부 차이가 날 수 있다. 남서쪽에는 14m로 낮은 층을 이루고 모든 사무실이 집중되어 있는 본 건물은 40.5m 와 46.3m로 나타내었고 옥상에 기상위성 수신 안테나가 설치된 탑의 규격을 5m 폭에, 높이가 13m 로 하였다. 그리고 건물 주변에는 어떤 장애물도 없다고 가정하였다.

모델의 좌표계는 수평방향으로 140×120 으로 5m 간격의 격자를 주었고 연직으로는 5m 간격의 21층 고도별 좌표계를 구성하였다. 그리고 다른 거칠기 길이 및 적분 시간등에 대한 조건은 앞의 단순형태의 건물 실험과 동일한 값을 사용하였다.

10 m 고도에 80도 풍향, 1.29 m/s 풍속값을 주어 계산된 2.5m 고도의 수평 바람장을 보면 다음과 같다. 단순형태의 건물 때 나타났던 것보다는 좀더 복잡한 기류의 순환이 발생함을 볼 수 있었다. 건물 뒤의 상향 와동이 잘 모사되고 있었으며 유입류가 들어오는 방향으로 건물이 계단모양의 요철이 있기 때문에 건물 앞에서 약한 와동 또한 생기는 것을 볼 수 있다. 여기서 동풍이 불 경우 이 건물 주변에서 풍속이 약하며 역순환이 생겨 오염 입자들이 오래 머무를 수 있는 영역을 예측해 볼 수 있다. 그리고 12.5m 고도의 수평바람장에서는 2.5m 고도장에서 뚜렷하던 건물 뒤와 앞의 와동이 약하게 나타났으며 전체적인 풍속값은 증가한 것을 볼 수 있다.

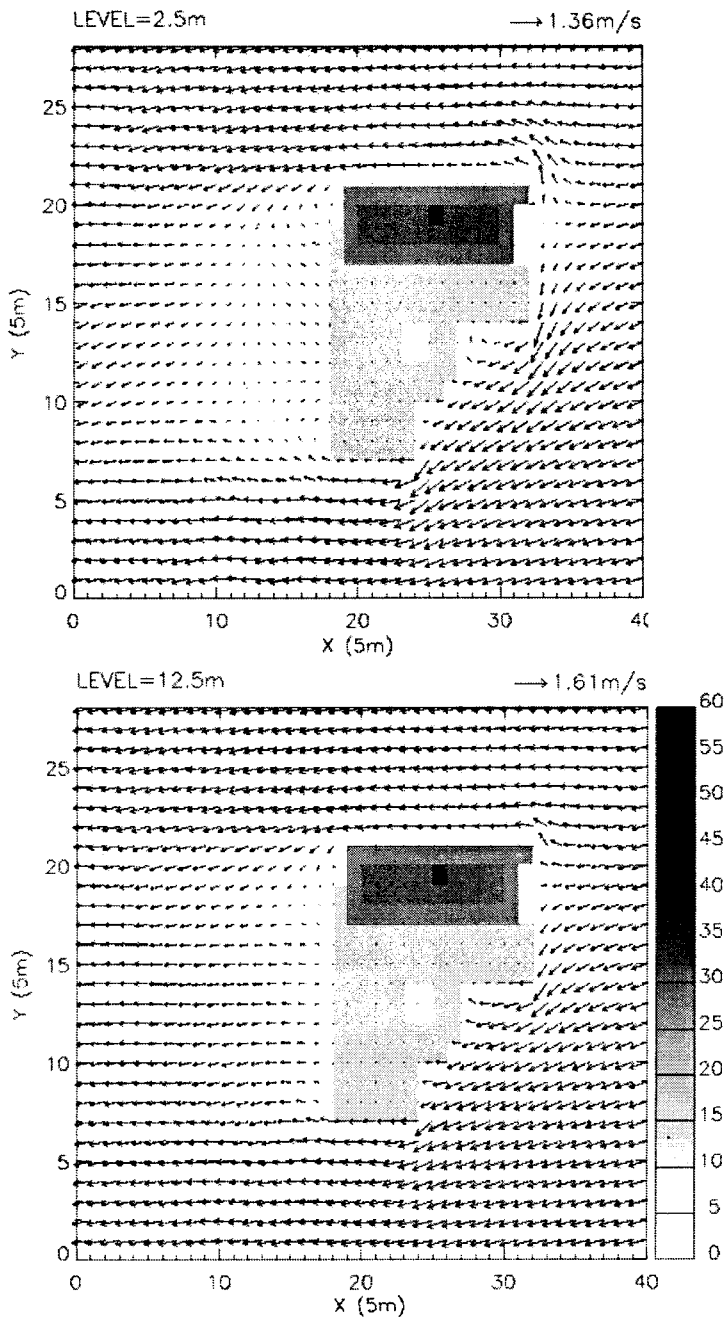


Fig. 3.5.26. Horizontal distribution of wind field around KMA building at 2.5m (upper) and 12.5m level(lower).

또한  $y=19$ 좌표를 기준으로 연직 바람 분포( $y=56$ 은  $y=19$ 를 의미함)를 보면 건물 후방에 역순환이 시작되는 지점이  $x=14$ 로 나타났다. 이는 앞서 단순 건물의 후방에서 나타났던 역순환은 건물 높이의 1.25배가 되는 지점에서 시작되었으나 여기서는 건물 높이를 45m.라고 할 경우 2.1배에 해당하는 지점에서 시작되는 것을 알 수 있다. 이런 경향은 임은하 등(1996)에서 보였던 건물 길이의 영향 조사 결과와 일치

하는 것이었다. 건물 전면에서는 계단식의 요철이 있음으로 인해 정체점을 뚜렷이 정하기가 어려웠으며 전면 와동 역시 단순 형태의 건물 앞에서 나타났던 것처럼 뚜렷이 확인할 수는 없었다.

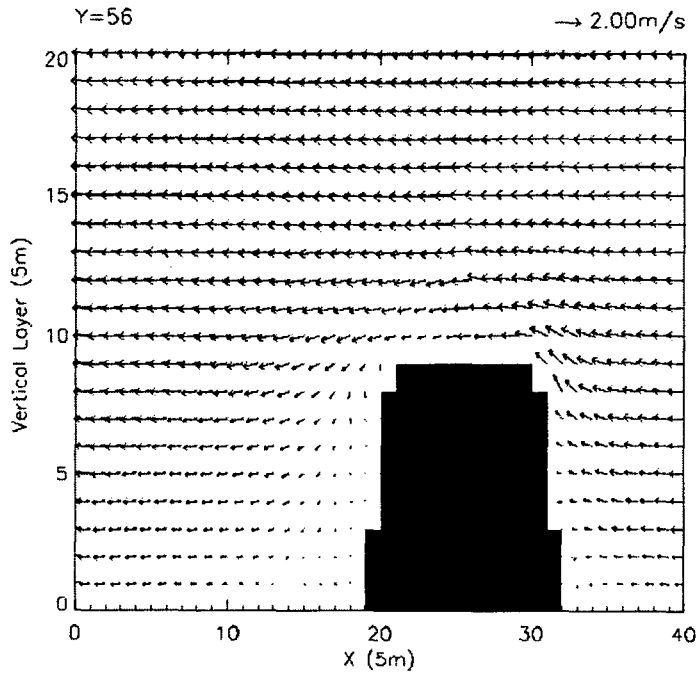


Fig. 3.5.27. Vertical wind distribution at the center of the building (Y=19).  
Recirculation behind the building appears from 19th point.

풍향을 200°으로 변경하였을 때 수평바람장을 보면 유입류에 대해서 건물 뒤쪽에 상향 와동이 생기는데 앞서 단순형태의 빌딩 뒤쪽 모퉁이에서 대칭적으로 나타났던 것과는 다르게 나타났다. 유입류 방향에 대해서 건물 앞쪽에 형성되는 정체점은 x=20 지점에서 형성되는 것을 볼 수 있다.

연직 단면에서 두드러지는 점은 빌딩이 가장 높은 높이가 46.3m인데 그 위에 위성 수신 안테나가 설치된 탑이 설치되어 있다. 이 수신탑의 높이가 옥상에서 13m 높이로 서있는데 이 탑의 영향이 80°인 실험 경우보다 200°의 초기 풍향일 경우 그 영향이 매우 큼을 볼 수 있었다. 그리고 그림의 단면은 유입류 200° 방향에 대해 70°방향의 것으로 직각이 되지 않기 때문에 건물 뒤쪽에 공동 영역이 잘 나타나지 않고 있다. 연직단면내 최대 풍속값을 보면 1.27 m/s 로서 앞서 80°풍향 실험에서는 최대풍속이 2.0 m/s 보다는 상당히 작은 값을 보이고 있다. 이는 앞의 실험에서는 연직단면이 80°유입류에 대해 10° 각도의 차이가 있는 연직 단면으로 동서방향의 풍속이 거의 그대로 반영이 되나 200°유입류에 대해 70° 각도의 차

이가 나는 이 경우엔 동서방향의 풍속이 감소되어 나타나는 데서 차이가 생긴 것으로 판단된다.

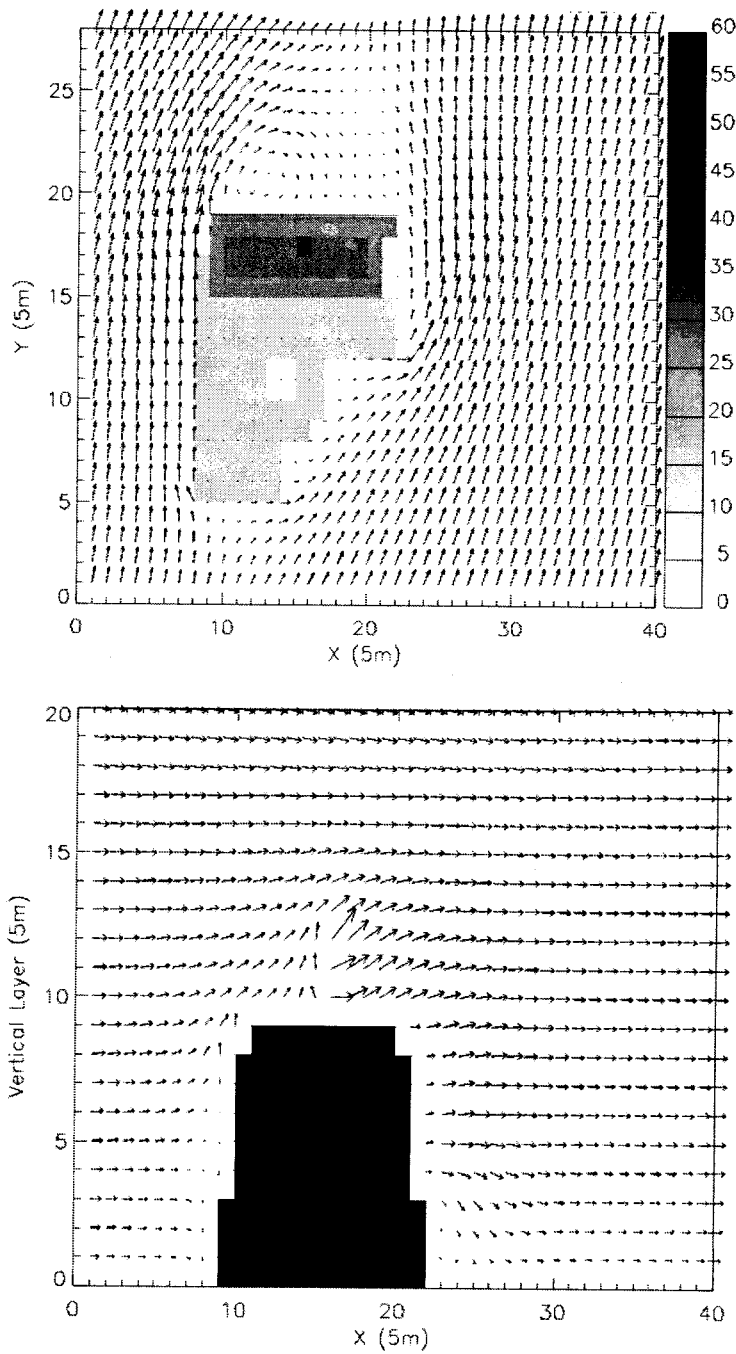


Fig. 3.5.28. Wind field around KMA building in horizontal direction(upper) and vertical direction at Y=17(lower). Initial wind speed is 1.29m/s and its direction is 200 deg.

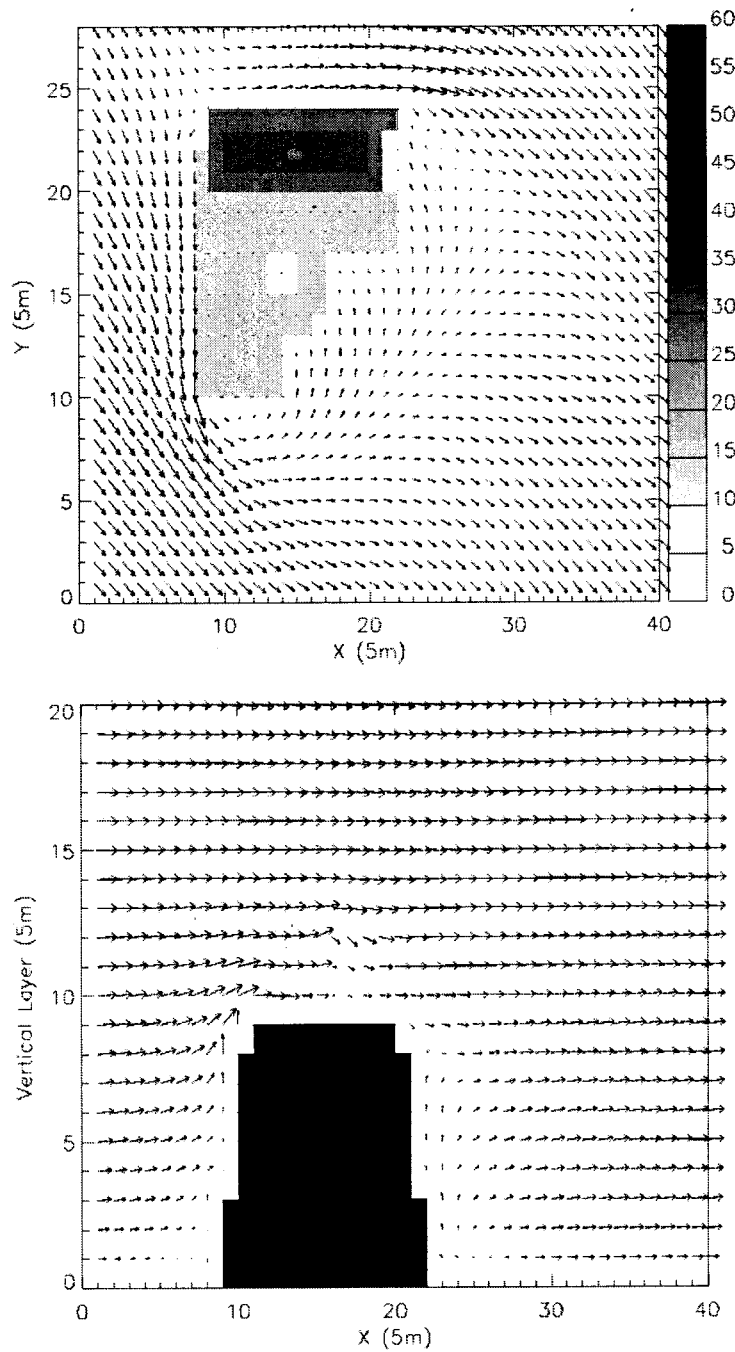


Fig. 3.5.29. Wind field around KMA building in horizontal direction(upper) and vertical direction at Y=22(lower). Initial wind speed is 1.29m/s and its direction is 310 deg.

그리고 지상 10m 고도에서 310도, 1.29 m/s를 초기값으로 주어 기상청 건물 주변 바람장을 모의한 수평 바람장을 보면 유입류에 대해서 건물 뒤편의 와동을 보면 앞



서 다른 실험들과 다른데 이는 건물 뒤쪽이 복잡한 형태라는 점에서 비롯되었다고 본다. 정체점은 유입류와 건물의 방향으로 인해 건물 북서쪽 모퉁이에 형성되는 것을 볼 수 있다.

연직 단면의 경우 위성 수신탑의 영향이 나타나고 있으며 건물 뒤쪽에 약한 상승 기류는 이 공동영역의 영향으로 보인다. 그러나 이 연직 단면은 유입류 310°에 대해서 40°의 각도를 이루는 면으로 건물 뒤쪽의 공동영역은 유입류 방향에 대해서 직각이 되지 않으므로 인해 잘 나타나지 않고 있다. 연직단면내 최대 풍속은 1.75 m/s로서 앞서 80°유입류의 실험경우보다는 작은 값을 보이는데 이 원인은 앞서 설명한 것과 동일하므로 생략한다.

이상의 실험 결과를 요약하면 다음과 같다. 독립건물 주변 미세 바람장 구조모의에서 기존 연구(임은하 등, 1996)에서 알려진 상향와동, 공동영역, 정체점, 건물 후방의 역순환 등이 본 연구에서 사용된 수치모형 MUKLIMO를 통해 잘 모사되는 것을 확인할 수 있었다. 상향와동, 공동영역, 정체점등이 잘 나타나는 가에 대한 실험이 수치모형이 독립건물 주변의 바람장 모사에 사용가능한가를 판별할 수 있는 척도중의 하나임을 안다면 이 결과는 이 MUKLIMO모형의 신뢰성과 실용성을 뒷받침해주는 점이라 할 수 있다. 또한 상향와동, 공동영역, 정체점의 모사를 통해 건물 옥상이나 주변에서 방출된 오염물질이 건물 주변에서 어떤 형태로 퍼져 나갈 것이며 그에 따른 농도는 어떻게 분포될 것인가에 대한 정보를 알 수 있었다. 그리고 바람 관측기기의 설치 장소에 대한 정보 역시 얻을 수 있다(임은하 등; 1996).

기상청 청사를 대상으로 한 실험에서는 단순히 직사각형 형태가 아닌 계단식의 요철이 많은 복잡한 형태의 건물 주변의 바람장에 대한 실용적인 정보를 얻을 수 있었다.

본 연구에서는 관측자료를 이용한 모델의 검증은 할 수 없었으나 관측 자료를 이용하여 실제 주풍을 조사하고 이를 실험 초기값으로 사용하여 가장 빈도가 높게 나타나는 바람장에서의 건물 주변 바람장에 대한 정보를 생산하였다. 이는 건물 주변 대기오염 예측과 바람 관측기기 설치 측면에서 활용될 수 있다. 이러한 현실적인 정보를 제공하여 도시 기상재해 예측을 위한 기초 정보로 활용될 수 있다고 생각된다. 아울러 이러한 모델을 이용한 미세 바람장 정보는 도시기상재해 평가를 위해 실용적으로 사용될 수 있다고 본다.

#### 다. 여의도 지역 미세 바람장 및 대기오염물질 확산 실험

독립 건물 주변 바람장 실험에 이어 여러개의 건물이 밀집되어 있는 지역에 대해서 미세 바람장을 계산하였다. 수 m격자규모로 모의하되 토지이용변경에 따른 바람장 변화를 살펴보았는데 실험 대상지역은 여의도로 선정하였다. 이는 여의도 지역에 많은 사무용 빌딩이 밀집되어 있으며 또한 1996년에 서울시의 환경친화적 도시시책의 일환으로 여의도 아스팔트 광장이 229,539 m<sup>2</sup> 면적의 시민 공원으로 조성되었는데 이 토지 변경이 이 지역 바람장 변화에 영향을 가져왔으리라는 판단에서였다.

현실적인 바람장 모의를 위해 자동기상관측장치(Automatic Weather Station)를 공원내에 설치하여 이 지역의 바람장 특성을 알아보았으며 이 값을 사용하여 공원 조성전과 후의 바람장 변화를 수치실험하였다. 그리고 이 바람장 변화가 오염물질 확산장에 미치는 영향에 대해서도 살펴보았다.

실험 대상지역인 여의도 공원 주변지역의 지형과 빌딩구조물의 위치를 Fig. 3.5.8에 제시하였다. 실험지역의 정북방향은 38.66° 회전되어 있으며 이는 그림 우측 하단에 표시하였다. 실험 영역은 연직방향으로 223 m 높이로 23층을 가지며, 수평 방향으로 1.5 km × 1.0 km의 규모로 격자 간격은 10 m이다. 연직층 간격은 지상으로부터 4 m, 7 m, 10 m, 15 m간격으로 점차 늘려가면서 구성하되 지표부근을 자세히 보기 위해 모델 하층을 상층보다 상대적으로 간격을 좁게 하였다.

그리고 여의도 지역의 고도 및 건물 고도 자료 제작을 위해 국립지리원의 1:5000 전자 지도를 사용하였다. 이 전자지도에 AutoCad를 사용하여 10m × 10m 해상도의 모델 격자를 겹치고 이 격자점에서 각 건물의 수평 위치를 구하였다. 그리고 각 건물의 높이는 건물 대장과 수작업을 통하여 구하였다. 그 결과 모델 영역내 구성된 빌딩 구조를 보면 여의도 남쪽 지역의 빌딩은 평균 50 m높이를 보이고 북쪽지역의 빌딩은 평균 약 30 m정도로 상대적으로 남쪽의 건물 고도가 높게 이루어져 있다. 여의도 남쪽 지역중 증권사 및 투자신탁 회사 빌딩이 밀집된 지역이 특히 건물 높이가 높았으며 모델 영역중 가장 높은 건물은 119 m의 럭키금성트윈타워였다.

지형은 전자지도와 서울시 교통지도를 참조하였고 그 결과 모델 영역은 5 m높이의 KBS 주차장, 12.7 m높이의 여의도지역, 11.2 m높이의 한강 시민 공원, 5 m높이의 강기슭, 그리고 한강(0 m)으로 구성되었다.

한편 실험을 위한 초기 조건으로는 거칠기 길이가 필요하다. 지표면 거칠기 길이는 0.1 m를 주었으며 건물 지붕의 거칠기 길이는 0.1 m, 그리고 건물 외벽의 거칠기 길이는 0.03 m를 주었다. 이 거칠기 길이는 지표면과 대기간의 운동량속의 계

산을 위해 필요한 값으로 소용돌이도 계산시 사용된다. 이 값들은 Stull (1988)의 연구를 참조하였다. 거칠기 길이값이 모델 결과에 대한 민감도를 보기 위해 몇 가지 실험을 한 결과 빌딩과 수목으로 인한 장애물이 바람장에 미치는 영향이 매우 크기 때문에 이 거칠기 길이의 효과는 상대적으로 매우 작아, 거칠기 길이는 1 cm나 5 cm를 주더라도 계산 결과 차이는 매우 근소함을 볼 수 있었다.

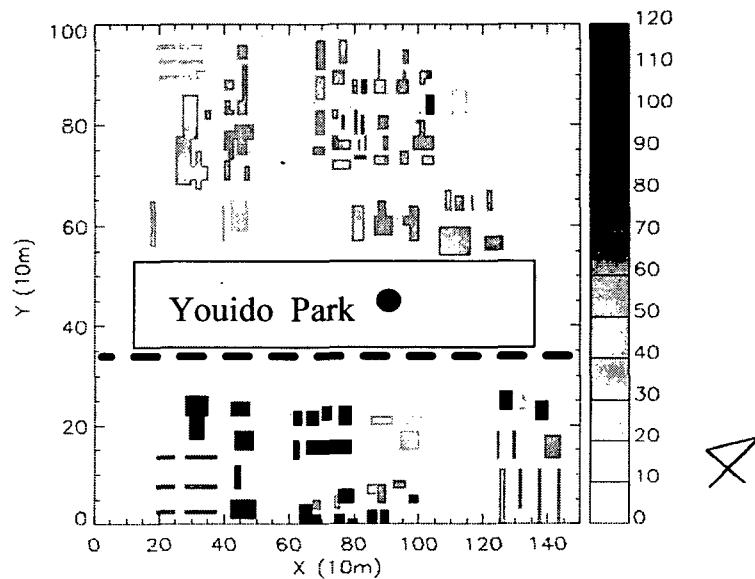


Fig. 3.5.30. The buildings in Youido. Scale bar means the building height(m) and dotted line means the emission source of line type in the diffusion experiment. Black dot shows the Automatic Weather Station.

초기 입력자료로 사용되는 바람자료는 관측된 기준고도의 풍향, 풍속이 사용되고 적분 간격은 1초로 60분간 적분하였다. 실험 대상지역의 수평규모가 매우 작음으로 인해 오염물질의 확산 적분시간은 바람장보다 상대적으로 짧게 취하였다.

실제 여의도 지역의 주풍계에 대한 바람장을 수치실험하기 위해 여의도 공원내 자동기상관측장치를 설치하여 바람의 특성을 조사하였다. 바람자료는 1분 평균자료로 10분 간격으로 생산되며 AWS의 높이는 4 m이다. 5월 관측자료를 가지고 10 ° 별로 풍향의 빈도를 조사해 보았다(Fig. 3.5.31).

그 결과 전반적으로 동풍계열이 가장 빈도가 많고 서북서 계열의 바람이 다음으로 빈번함을 알 수 있다. 풍속은 4 m/s 이하로 다른 서울시내 AWS 관측값보다 약

하였는데 이는 여의도 공원 AWS높이가 4 m 로 다른 관측소 AWS 높이보다 낮기 때문으로 생각된다. 10 °별 풍향을 보면 총 4099의 관측 빈도중에 16%를 보인 80 °방향이 가장 빈도가 컸고 그 다음으로 빈도가 큰 풍향은 90 °와 70 °였다. 70 °에서 110 °방향사이의 동풍계열의 풍향빈도는 전체의 52%를 차지하였다. 동풍계열의 풍속을 보면 다음과 같다. 95% 신뢰도 구간에서 70 ° 풍향의 풍속은 1.64 m/s (std: 0.80), 80 ° 풍향의 풍속평균은 1.60 m/s (std: 0.84) 90 ° 풍향의 평균 풍속은 1.48 m/s (std: 0.86) 이었다. 70 °, 80 °, 90 ° 풍향의 풍속을 보면 평균은 1.57 m/s (std: 0.84)을 보인다. 동풍계열 다음으로는 서풍이 빈도가 높았는데 280 °풍향인 경우가 최대 빈도를 보였다. 이상의 결과를 바탕으로 실제 여의도 실험 지역에서 5월에 주로 나타나는 바람으로는 동풍과 서풍계열임을 알 수 있었다.

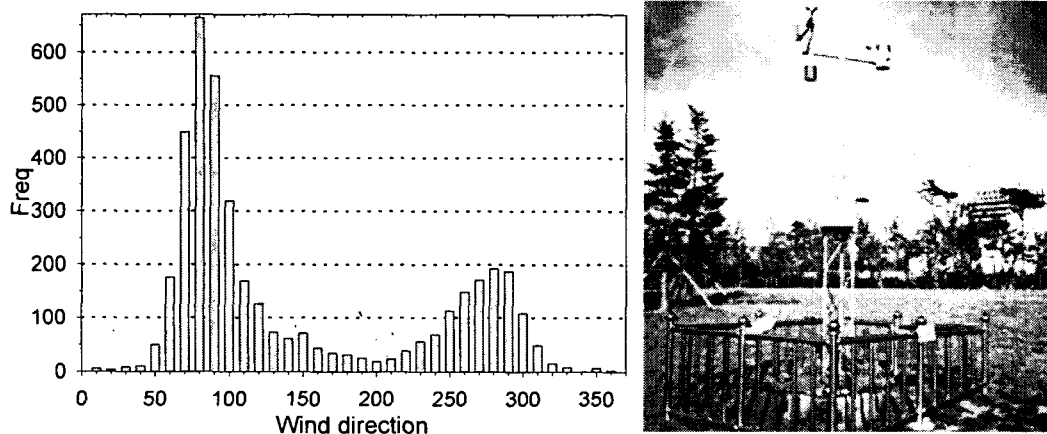


Fig. 3.5.31. Frequency of wind direction of Automatic Weather Station in Youido park on May, 1999.

따라서 실험 초기 풍향조건으로 동풍계열에서 최대빈도수를 나타낸 80 °와 서풍계열에서 최대빈도수인 280 °를 선택하였다. 그리고 풍속은 80 ° 풍향일 때의 평균값 ( $m$ )인 1.60 m/s와 표준편차 값 ( $\sigma$ ) 0.84 m/s를 이용하였다. 초기입력조건으로 풍속을 사용할때, 초기 풍속을  $m - \sigma$  (0.76 m/s),  $m$  (1.60 m/s),  $m + \sigma$  (2.44 m/s),  $m + 2\sigma$  (3.28 m/s) 로 변경해 가면서 여의도 공원의 수목의 존재여부에 따라 Table 3.5.2의 16가지 실험을 실시하였다. 이는 모델이 계산하는 풍속의 연직분포와 이에 미치는 공원 조성효과의 일관된 특성을 파악하기 위한 것이다. 공원 조성 효과를 보기 위해 실험 A 와 실험 C 에는 공원지역을 수목으로 가정하였으며 이와

비교하기 위한 실험 B와 실험 D에는 이 수목을 제거하였다. 수목의 조건으로는 높이는 0.1 m~10 m의 값으로 주었으며 잎면적 밀도는  $0.1 \text{ m}^2/\text{m}^3$ 으로 주었다.

Table 3.5.10. Summary of numerical simulations

Exp. No	Initial wind		Trees in Youido
	speed(m/s)	wind direction	Park
EX A1	0.76	80	YES
EX A2	1.60	80	YES
EX A3	2.44	80	YES
EX A4	3.28	80	YES
EX B1	0.76	80	NO
EX B2	1.60	80	NO
EX B3	2.44	80	NO
EX B4	3.28	80	NO
EX C1	0.76	280	YES
EX C2	1.60	280	YES
EX C3	2.44	280	YES
EX C4	3.28	280	YES
EX D1	0.76	280	NO
EX D2	1.60	280	NO
EX D3	2.44	280	NO
EX D4	3.28	280	NO

위 표에 따라 초기 풍속과 풍향을 달리하면서 실험한 연직 풍속 분포 변화를 살펴보았다. 연직 풍속 분포를 살펴보면 공원 상공, 공원 북쪽과 남쪽지역으로 나누어 각 지역 풍속의 면적 평균을 계산하였고 이를 연직층별로 제시한다.

초기 풍향이 동풍인 실험 A1 ~ 실험 A4 와 실험 B1 ~ 실험 B4 의 결과를 보면 (Fig.3.5.32) 초기 풍속이 강할수록 전체적으로 풍속 분포가 강하게 나타난다. 공원 조성 전에서 조성 후의 풍속을 뺀 값의 크기를 보면 초기 풍속에 비례하는 것을 볼 수 있다. 즉 공원 조성으로 인한 풍속의 감속 효과가 초기 풍속이 강할수록 이에 비례해서 나타나고 있다.

실험 A 와 실험 B 의 차이를 좀더 확실히 보기 위해 Fig. 3.5.32 의 우측에 실험 B1의 풍속값에서 실험 A1 의 풍속값을 제거한 그림을 작성하였는데 이를 "실험 B1 - A1"라 정하였다. 동일 방식으로, "실험 B2 - A2", "실험 B3 - A3", "실험 B4 - A4"의 그림을 작성하였다. Fig. 3.5.32(a) 와 3.5.32(b) 는 공원이 없을 경우 풍속이 증가할 것이라는 것을 의미하며 Fig. 3.5.32 (c) 는 반대로 상층에서 풍속이 감소할 것임을 의미한다. 지표부근의 공원 남쪽 지역 (Fig. 3.5.32(a)) 은 공원이 없을 경우 풍속이 모델내에서 연직적으로 증가하되 하층보다 상층에서 증가가 약간 컸으며 증가량은  $0.1 \text{ m/s}$  이하의 작은 양이었다. 공원 상공 (Fig. 3.5.32(b)) 의 경우는 공원이

없을 때 풍속은 지상에서 9층 (지상 44 m 고도) 이하의 모델 하층에 집중되어 뚜렷이 증가하는 것을 보이며 상층에서는 오히려 감속하는 양상이 매우 약하게 나타난다. 따라서 수목의 영향은 주로 모델 하층에 집중되어 나타나는 것을 볼 수 있었다. 공원 상공에서 공원이 없을 경우 풍속이 증가하되 최대증가값은 4개의 실험 모두 모델 3층 즉, 지상 6 m 고도에서 나타났는데 그 증가량은 "실험 B1 - A1"의 경우 0.55 m/s 로 나왔다. 그리고 "실험 B2 - A2"는 1.20 m/s, "실험 B3 - A3"는 1.85 m/s, "실험 B4 - A4"는 2.50 m/s로 나타났다. 이때 "실험 B1 - A1"의 0.55 m/s의 증가량을 동일 고도의 실험 B1 의 풍속으로 나누면 곧 지상 6 m고도에서의 공원 수목으로 인한 풍속의 감속 비율을 의미하는데 이 비율을 보면 47.5%로 계산되었다. 동일 방식으로 "실험 B2 - A2"와 실험 B2, "실험 B3 - A3"와 실험 B3, "실험 B4 - A4"와 실험 B4 의 비율을 계산하면 각각 47.3%, 47.3%, 47.4%로 나왔다. 이는 공원의 수목으로 인하여 모델 하층에서 풍속이 감속되는데, 지상 6 m고도에서는 수목이 없을 경우 나타나는 풍속의 약 47%정도가 감속된다는 것을 알려주는 것이었다. 이렇게 풍속의 감속이 일어나는 원인을 보면, 수목이 고려되는 경우 이 모델에서는 모델 방정식 (1)의 우변에 감속항이 첨가되어 바람장을 감속시키고 또한 윗면적 밀도로 인해 감소된 혼합길이가 난류교환계수를 감소시키게 되어 주어진 바람장을 감속시키게 되는 것이다.

한편, 공원 북쪽지역 (Fig. 3.5.32(c)) 은 모델 하층에서는 증가하나 상층에서는 감속하는 것을 보이는데 풍속의 증감량은 0.1 m/s이하의 작은 양이었다.

이상에서 언급된 바람장의 변화가 풍향의 변화에는 어떤 양상을 보이는가 살펴보기 위해 실험 C와 실험 D를 실시하였다. 그 결과 연직 풍속 분포를 Fig. 3.5.33 에 제시한다. 실험 C1 ~ C4, 실험 D1 ~ D4 역시 실험 A와 실험 B에서처럼 초기 풍속이 강할수록 전체적으로 연직 풍속이 강하게 나타났다. 그리고 공원의 수목을 고려하지 않은 경우와 고려한 경우의 풍속의 차이를 보면 여의도 공원 남쪽과 북쪽 지역의 풍속 변동량이 공원 상공보다 작게 나왔다는 점이 또한 Fig. 3.5.33의 결과와 동일하였다.

각 지역마다 자세히 살펴보면, 여의도 공원 상공 (Fig. 3.5.33(b)) 에서는 Fig. 3.5.32(b) 와 풍속의 변동이 동일한 패턴을 보였다. 그리고 공원이 없을 경우의 풍속의 증가량을 보면 "실험 D1 - C1"은 0.43 m/s, "실험 D2 - C2"는 0.94 m/s, "실험 D3 - C3"는 1.43 m/s 그리고 "실험 D4 - C4"는 1.93 m/s로 나왔는데 이는 "실험 B1 - A1"에서 "실험 B4 - A4"에서 나온 값보다 약 0.13 m/s ~ 0.63 m/s정도 작았다. 공원의 수목으로 인한 감속 영향은 Fig. 3.5.32(b) 에서와 동일하게 모델 하층에 집중되어 나타났고 그 최대 변동량은 모델 3층, 즉 지상 6 m고도에서 나타났다.

이때 "실험 D1 - C1"와 실험 D1, "실험 D2 - C2"와 실험 D2, "실험 D3 - C3"와 실험 D3, "실험 D4 - C4"와 실험 D4의 풍속 비율을 보면 각각 47.3%, 47.2%, 47.0%, 47.2% 로 나왔다. 여기서 풍향이 바뀌어도 수목으로 인한 풍속의 감속은 지상 6 m고도에서 수목이 없을 경우 풍속의 47%정도가 일어나는 것을 알 수 있었다.

공원 남쪽 지역 (Fig. 3.5.33(a))의 연직 풍속분포를 살펴보면 공원이 없을 경우 모델 상층에서는 풍속의 감속이 나타나고 하층에서는 풍속의 증가가 나타나는데 이는 실험 A 와 실험 B에서 보이던 패턴과는 다른 것이었다. 공원 북쪽 지역 (Fig. 3.5.33(c))에는 공원이 없다고 할 경우 모델 전층에서 풍속의 증가가 나타났고 그 증가량의 크기는 Fig. 3.5.32(c)에서보다 큰 것이었다.

실험 A ~ 실험 D에서 볼 때 초기 풍향에 대해서 풍상측에 해당하는 지역은 Fig. 3.5.32(a) 와 Fig. 3.5.33(c) 이고 풍하측에 해당하는 그림은 Fig. 3.5.32(c)와 Fig. 3.5.33(a)였다. 풍상측만 비교할 경우 실험 B와 실험 D가 모두 실험 A 와 실험 C보다 컸다. 이는 공원이 없을 경우 풍상측에서는 풍속이 증가할 것임을 알려주는 것이다. 반면 풍하측은 공원이 없을 경우 풍속이 반대로 감소하는데 이 풍속의 약화는 모델의 상층에서만 나타났으며 하층은 다른 경향을 보였는데 이에 대해선 자세한 조사가 필요하다고 생각된다.

Fig. 3.5.32(b)와 Fig. 3.5.33(b)에서 나온 모델 하층에서 집중되어 나타나는 풍속의 감속은 박영연과 이태영 (1990)에서도 볼 수 있었는데, 자세히 살펴보면 다음과 같다. 박영연과 이태영 (1990)은 수 km 해상도의 수치모델을 이용하면서 도시효과를 위해 지면거칠기 값을 주위지면보다 1.0m 증가시켜 실험하였다. 그 결과 도심에서 현저히 풍속이 약화되 10 m고도에서 가장 뚜렷하였고 이 약화정도 크기는 바람의 동서성분은 1.1 m/s, 남북성분은 0.5 m/s로 나왔다. 그리고 지면 거칠기 증가에 의한 바람장의 약화는 접지역전층이 있는 경우 약 200 m 고도까지, 혼합층의 경우는 600 m까지 나타난다고 하였다. 물론 이 연구의 수치모델과는 수평, 연직 해상도가 크게 차이나기 때문에 감속되는 정도를 바로 대응하여 비교하기는 힘들지만 이 풍속 약화는 그들의 연구에서도 모델 하층에 국한되어 나타난 것임을 볼 수 있었다. 이들의 연구외에도 지형을 고려한 중규모 바람장 모형에 대한 기타 다른 연구들을 보면 해륙풍이나 지형효과를 매우 뛰어나게 모사하고 있으나 모델 해상도가 수 km라는 점에서 볼 때 수 m 규모로 일어나는 미세 기상장을 파악하기에는 미흡하였다. 따라서 이 연구의 모형을 통해서 빌딩 및 공원등의 건축으로 인한 미세 규모의 바람장에 미치는 영향을 정량적으로 분석할 수 있는 가능성을 볼 수 있었는데 특히 모델 하층인 지상 부근의 낮은 고도에 집중되어 풍속이 현저히 약화됨을 알 수 있었다.

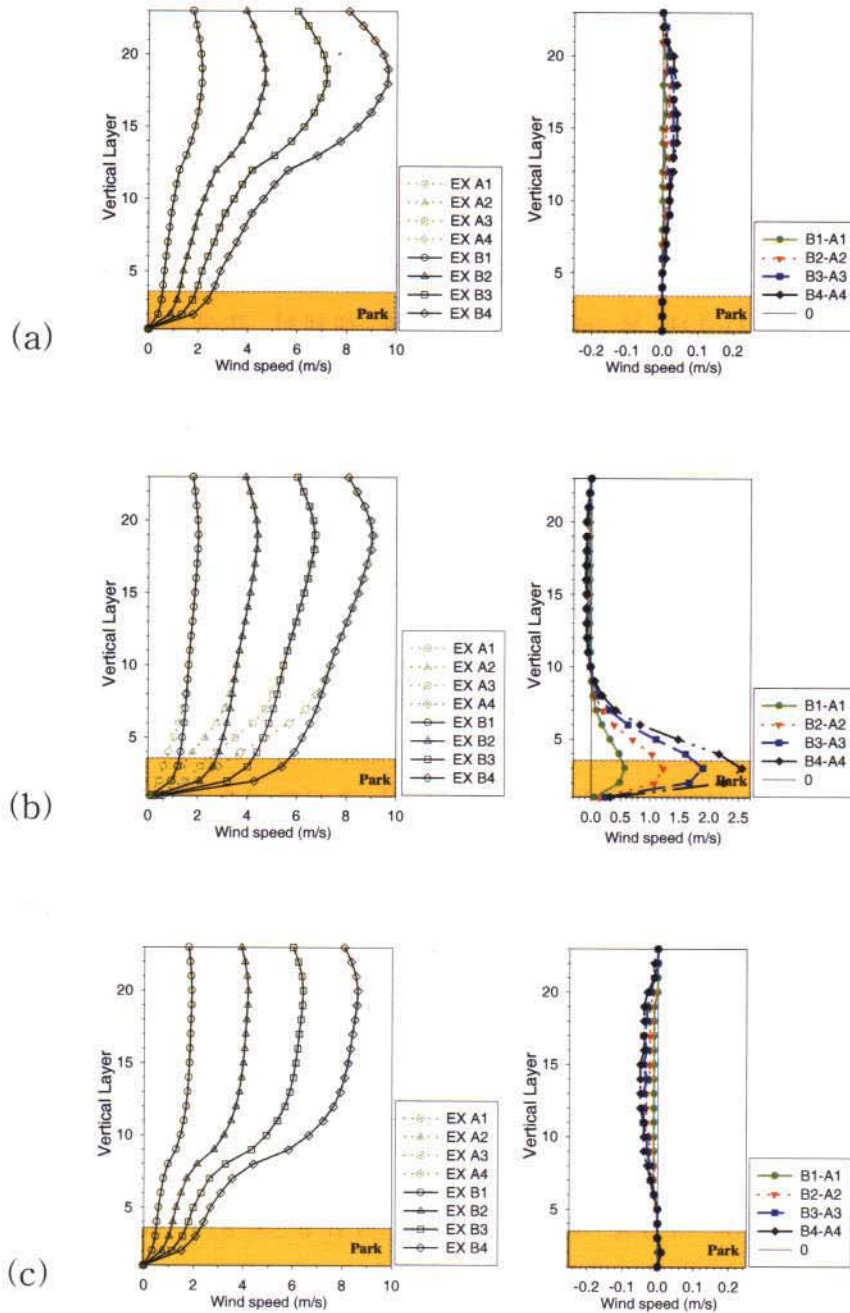


Fig. 3.5.32. Vertical distribution of wind speed (m/s) and the difference between experiment A and B in the southern area (a), Youido park (b) and the northern area (c) of Youido region.



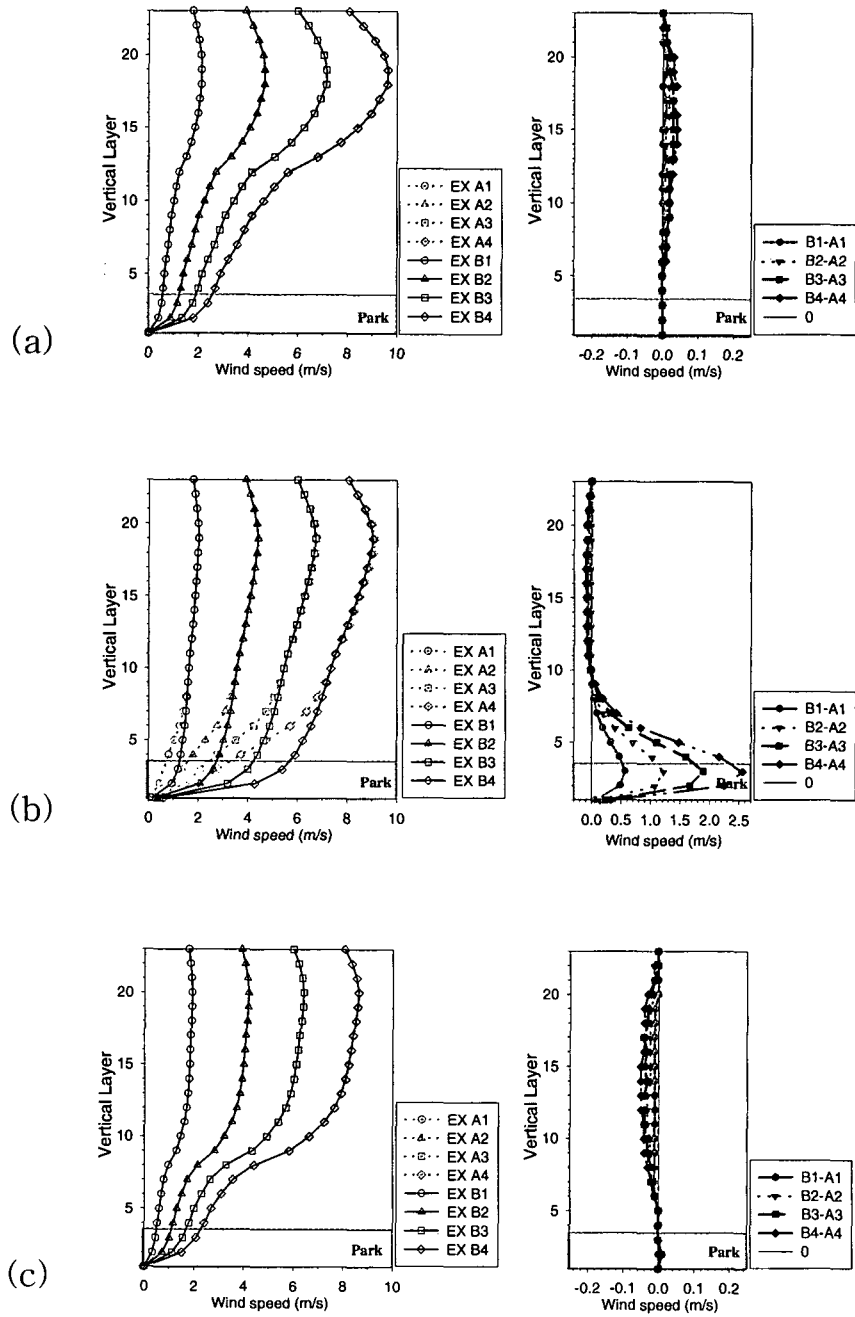


Fig. 3.5.32. Vertical distribution of wind speed (m/s) and the difference between experiment A and B in the southern area (a), Youido park (b) and the northern area (c) of Youido region.

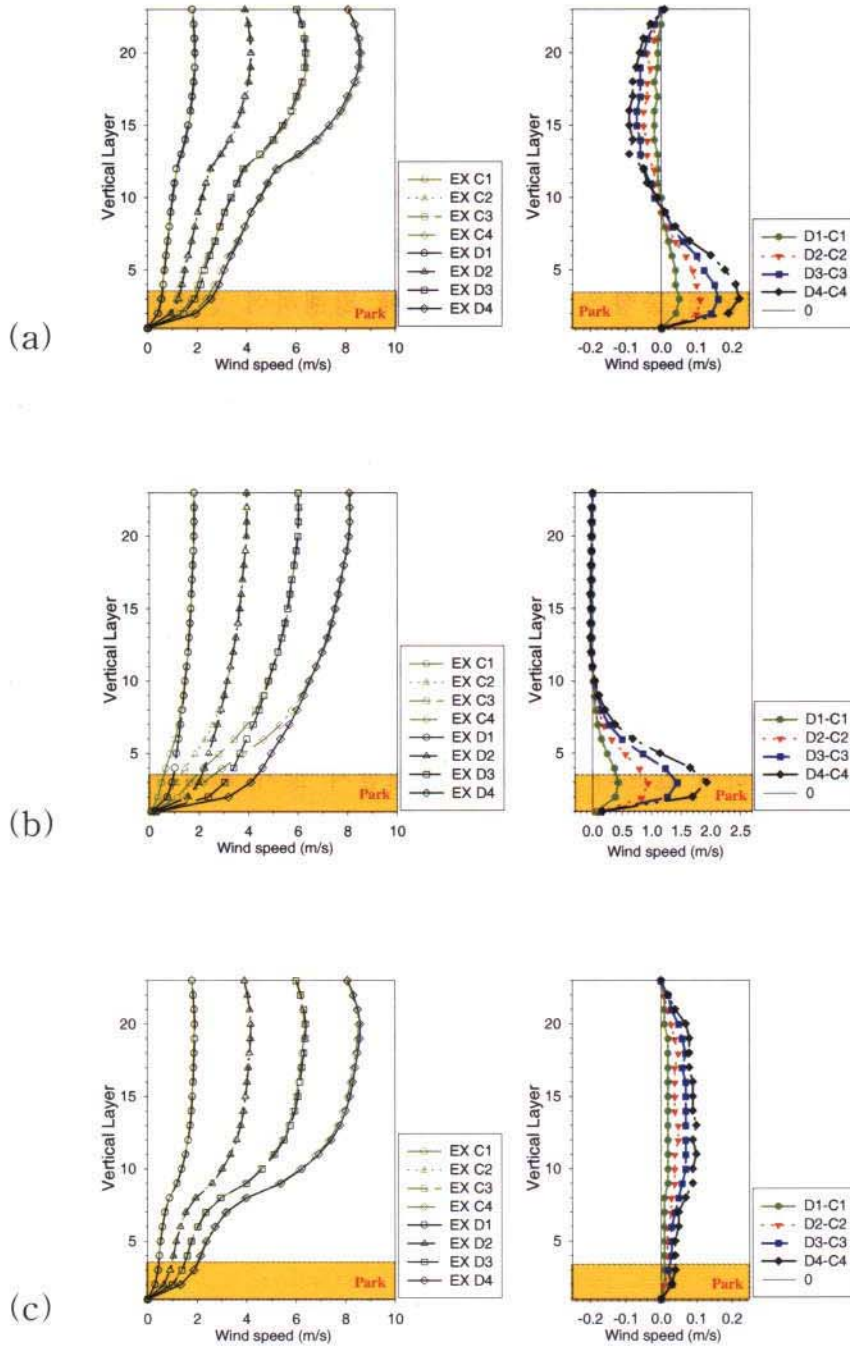


Fig. 3.5.33. Vertical distribution of wind speed (m/s) and the difference between experiment C and D in the southern area (a), Youido park (b) and the northern area (c) of Youido region.

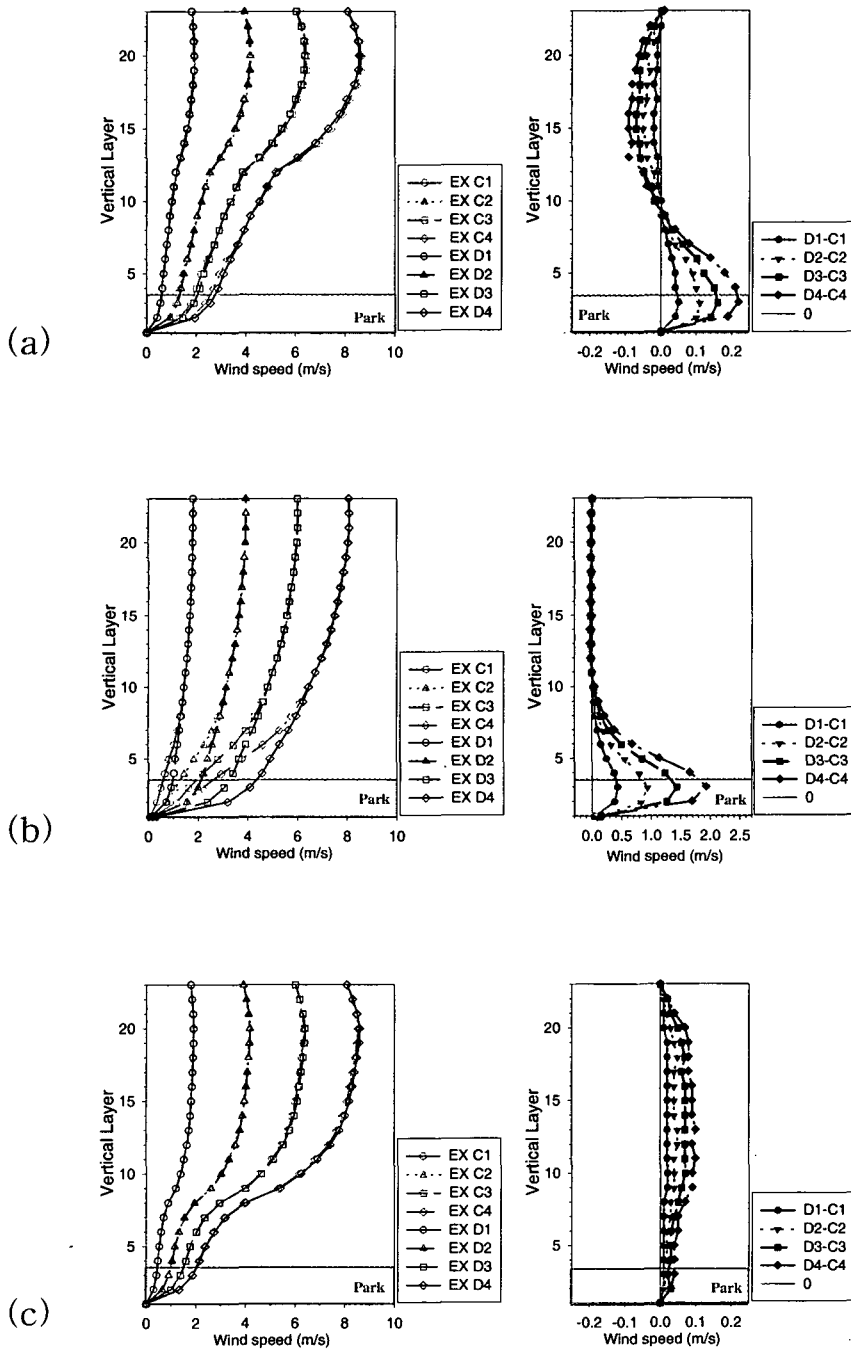


Fig. 3.5.33. Vertical distribution of wind speed (m/s) and the difference between experiment C and D in the southern area (a), Youido park (b) and the northern area (c) of Youido region.

연직 분포에 이어 바람장의 수평분포를 살펴보았다. 실험 A1에서 실험 A4의 실험결과 풍속만 다를 뿐 전체적인 수평바람장 패턴은 매우 흡사하였으므로 실험 A2의 지상 2 m와 26.5 m고도장만을 제시한다 (Fig. 3.5.34). 바람장은 2 m에서 26.5 m까지 각 고도에서 초기 80 ° 풍향 바람이 지배적으로 나타나고 전반적인 바람장은 고도별로 매우 흡사하였다. 다만 하층일수록 빌딩으로 인해 바람이 장애를 받는다는 점을 제외한다면 지배적인 풍향은 상층과 하층이 동일하게 나타나고 있었다. 다만 하층의 풍속이 상대적으로 약할 뿐이었다. 여기서 에크만층(Ekman layer)과 다른 지표층(surface layer)의 특징을 볼 수 있었는데 즉, 에크만층에서는 코리올리 효과에 의한 풍향의 회전이 연직으로 발생하나, 지표층에서는 지표응력(surface stress)이 일정하기 때문에 풍향은 이 지표응력에 평행하여 연직적으로 풍향의 변화는 없고 다만 풍속만 지표로 갈수록 감소하게 되는 것이다.

공원내 수목으로 인한 풍속의 감속 영향이 2 m고도 바람장에서 뚜렷하나 상대적으로 26.5 m 이상고도에서는 수목의 영향이 거의 나타나지 않는 것을 볼 수 있다. 이는 Fig. 3.5.32(b)에서 본 것처럼 수목으로 인한 감속이 모델 하층에 국한되어 있다는 것을 확인시켜 주는 것이었다.

2 m고도 바람장의 경우 빌딩, 수목이 없는 지역에서 강하고 건물 주변에서 약화되고 빌딩 밀집 지역사이의 바람은 매우 약하며 주풍계열과는 다른 양상을 보인다. 그리고 빌딩으로 인해 바람이 분리가 일어나고 장애물을 돌아서 흘러가는 것을 볼 수 있다. 그림은 제시하지 않으나 빌딩으로 방해받지 않기 시작하는 50m 이상의 고도장부터는 대체적으로 초기풍향의 바람이 나타났고 모델 전체 영역의 풍속 크기는 거의 동일하였다. 그림 우측 상단의 최대풍속을 살펴보면 2 m고도장은 2.53 m/s, 26.5 m고도에선 3.92 m/s로 나타났다. 26.5 m고도장의 최대풍속은 가장 하층인 2 m고도장 최대풍속과 약 1.4 m/s정도의 차이를 보이고 있다.

한편 실험 B2의 경우(Fig. 3.5.35) 지상 2 m고도의 바람장을 살펴보면 실험 A2와 뚜렷이 다른 점은 공원지역의 풍속이 매우 강화되었다는 점이다. 이는 앞서 Fig. 3.5.33(b)에서 이미 살펴본 바와 동일하였다.

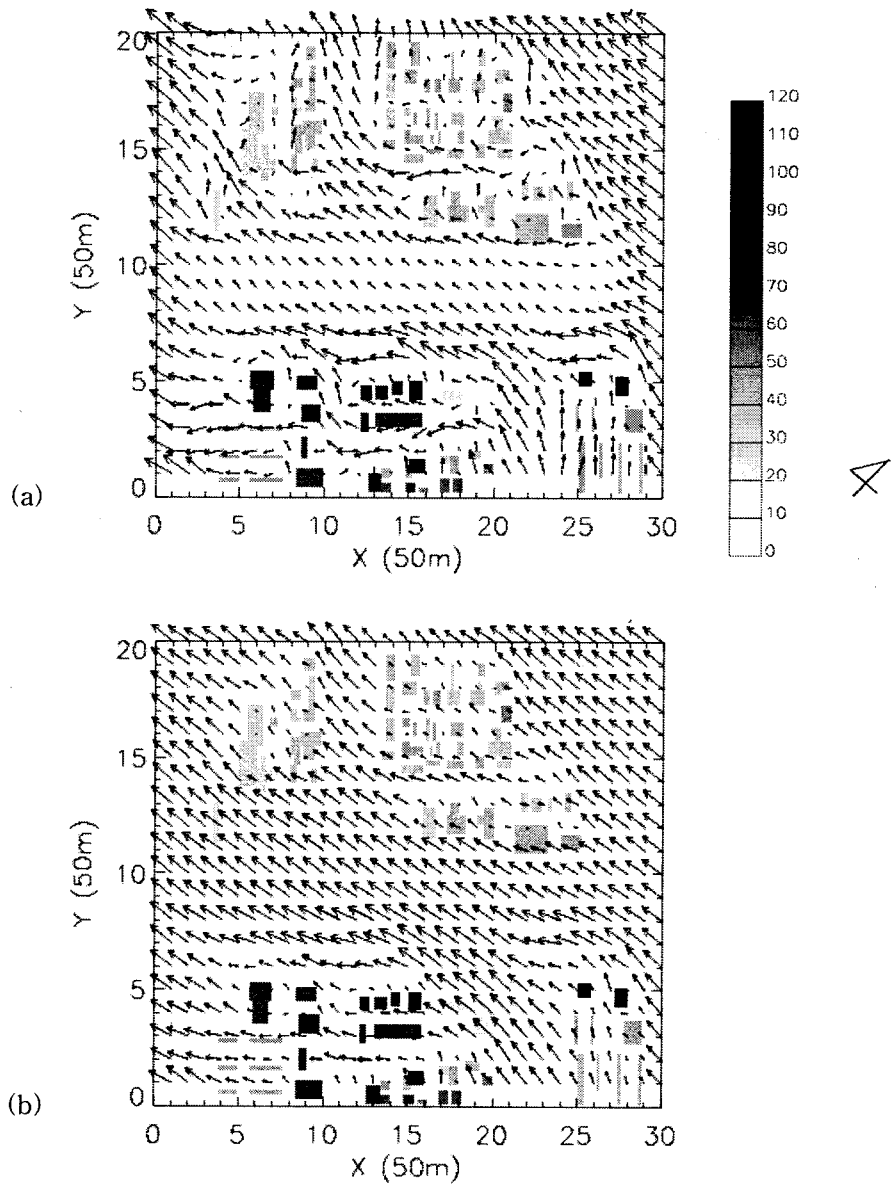


Fig. 3.5.34. Simulated horizontal wind velocity at 2 m (a) and 26.5 m (b) level above ground of EX A2. Scale bar represents the building height and the arrow above each panel shows maximum velocity.

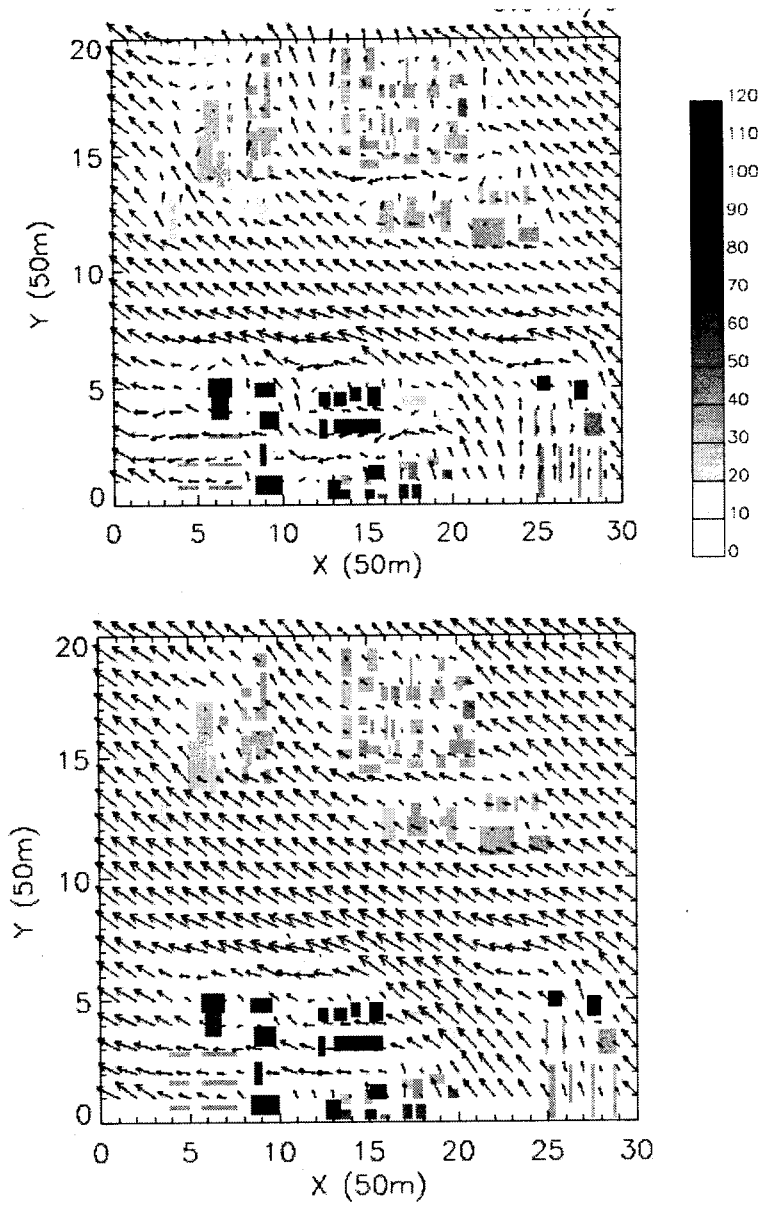


Fig. 3.5.35. Same as in Fig. 3.5.34 except for EX B2.

여기서 모의된 바람장은 지상에서 배출되는 오염물질의 수송과 확산에 직접적인 영향을 미치게 된다. 따라서 이 바람장 실험결과가 오염물질 확산장 분포에 미치는 영향을 알아보기 위해 여의도를 가로지르는 도로를 대상으로 가상의 선오염원을 실험하였다. 이 도로는 차량 통행량이 많기 때문에 차량 배기가스의 지속적인 배출원의 역할을 하고 있으며 바람장 조건에 따라 배출 물질의 확산 영향권이 달라지게 될 것을 예상할 수 있다. 선오염원의 폭은 10 m로 가정하고 오염물질의 배출량은 임의의 상수인 0.011 kg/s 값을 주었다. 바람장을 계산시 적분 간격은 1초로 60분간

적분하였으며 오염물질의 확산장 계산시 적분시간은 5분으로 하였다. 실험 대상지역의 수평규모가 매우 작음으로 인해 오염물질의 확산 적분시간은 바람장보다 상대적으로 짧게 취하였다.

실험 결과 확산 패턴은 대체적으로 모두 유사하였으므로 Fig. 3.5.36(a) 에 실험 A2를 제시하고 공원 조성이 선오염원의 확산 패턴에 미치는 영향을 보기 위해 실험 B2에서 실험 A2를 제거한 그림 (Fig. 3.5.36(b))을 제시한다. 지상 2 m 고도에서의 바람장과 확산분포로서 등치선 간격은 Fig. 3.5.36(a)는 100, 1000, 2500, 5000  $\mu\text{g}/\text{mm}^3$ , Fig. 3.5.14(b)는  $\pm 100$ ,  $\pm 500$ ,  $\pm 2000$   $\mu\text{g}/\text{mm}^3$  으로 붉은 색을 양의 편차, 파란 색은 음의 편차를 의미한다. 확산장 (Fig. 3.5.36(a)) 을 보면 풍하측으로 배출물질이 확산되는 것을 볼 수 있고 농도값은 상층으로 가면서 점차 작아지는 것을 볼 수 있었다. 풍하측으로의 확산 거리는 실험 A1에서 실험 A4로 가면서 점차 넓어졌으며 여기서 확산 수평범위가 초기 풍속에 비례하는 것을 확인할 수 있었다. Fig. 3.5.36(a)의 고농도인 5000  $\mu\text{g}/\text{mm}^3$  영역을 보면 도로에 평행하게 확산되어 가는 것이 아니라 부분적인 고농도 영역을 보이고 있다. 이는 실험 지역 남쪽에 위치한 투자신탁과 증권사 빌딩 밀집 지역을 중심으로, 동서로 위치한 남북방향의 도로의 영향으로 생각된다. 즉, 이 좁은 두 도로를 통해 북쪽으로 유입되는 바람이 선오염원의 바람과 합류하여 풍하측으로의 확산을 가속시켜 더 많은 물질이 수송된 것으로 판단된다.

그리고 Fig. 3.5.36(b) 를 살펴보면 풍하측으로 배출물질 농도의 양의 편차가 상대적으로 풍상측에는 농도의 음의 편차가 나타났다. 여기서 공원이 없을 경우 공원이 위치한 지역에 동풍이 강화되어 오염물질의 풍하측 확산을 가속시킨다는 것을 알 수 있다.

지상 2 m 에 이어 6 m, 12 m, 26.5 m 고도장의 경우 바람장과 확산장 분포를 살펴보았다. Fig. 3.5.36에서 나타났던 건물로 인한 기류의 흐름이 상층으로 가면서 동일하게 볼 수 있었으며 풍속이 강해지는 것을 알 수 있었다. 그리고 확산장과 이의 편차장 역시 상층으로 가도 동일한 양상을 볼 수 있었다.

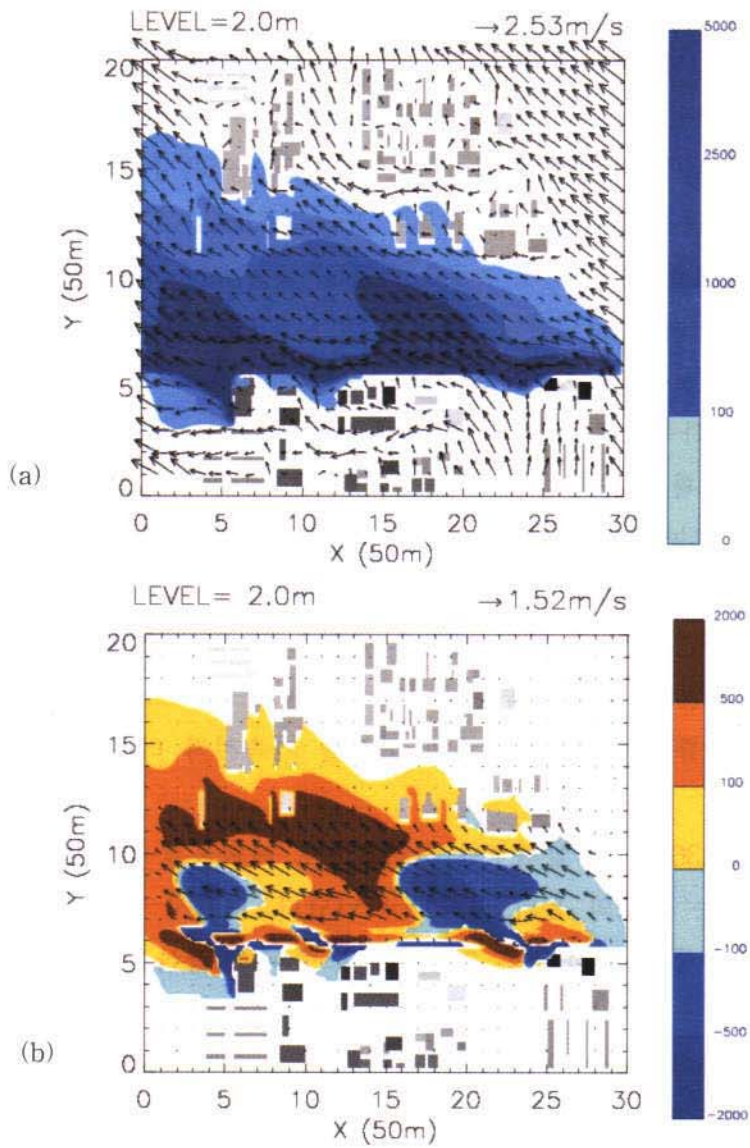


Fig. 3.5.36. Wind and pollutant diffusion field of EX A2 (a) and EX B2 - EX A2 (b) at 2 m level over the ground. Scale bar means the concentration ( $\mu\text{g}/\text{mm}^3$ ).



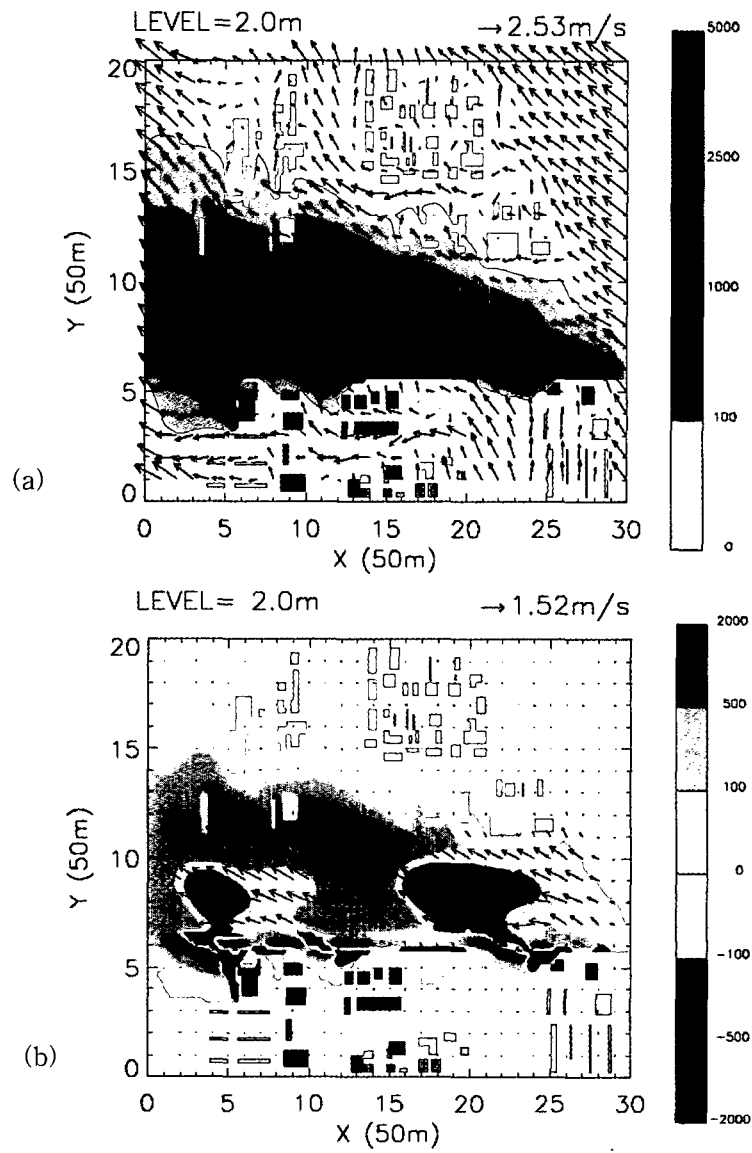


Fig. 3.5.36. Wind and pollutant diffusion field of EX A2 (a) and EX B2 - EX A2 (b) at 2 m level over the ground. Scale bar means the concentration ( $\mu\text{g}/\text{mm}^3$ ).

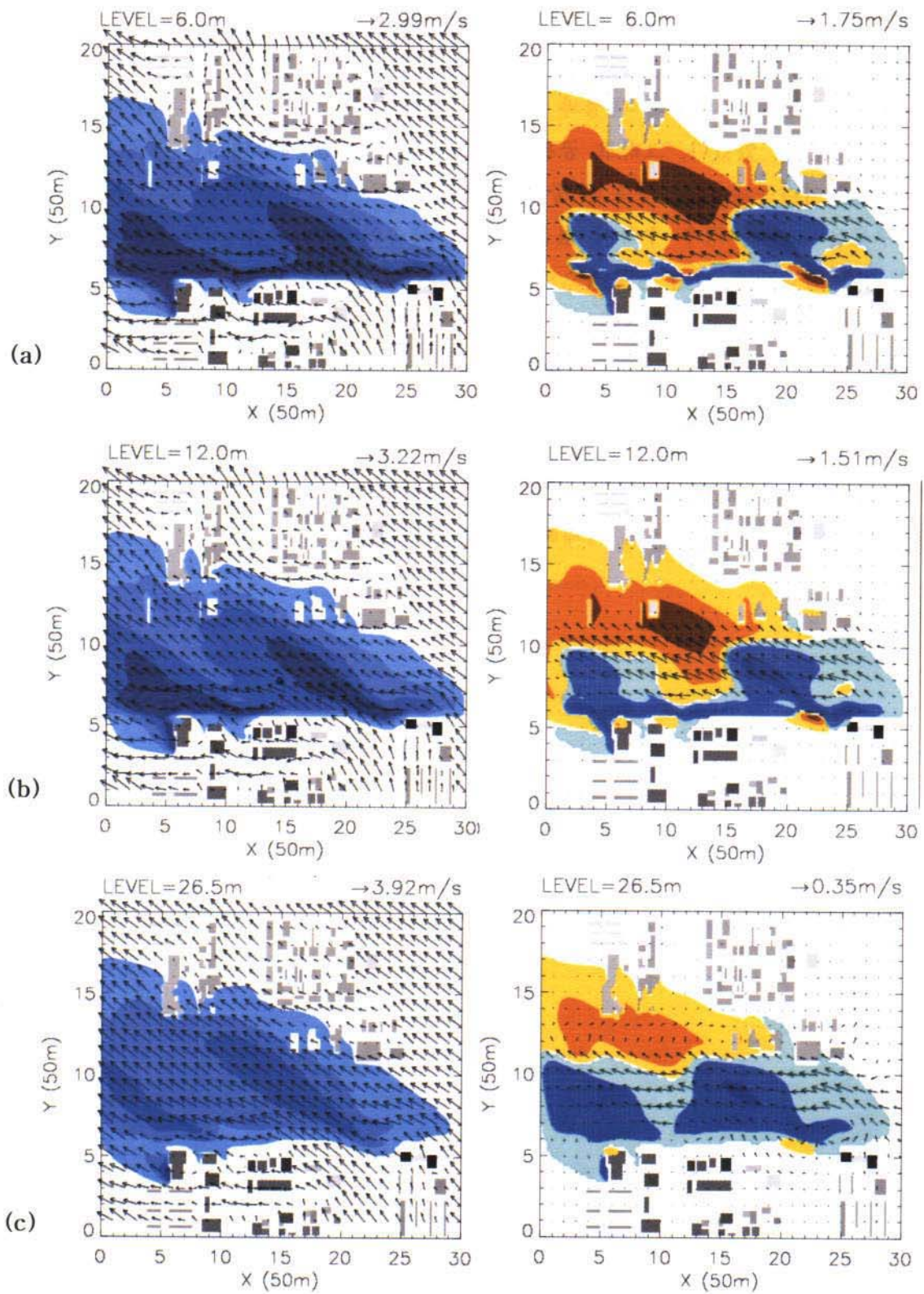


Fig. 3.5.37. Same as in Fig. 3.5.36 except for 6 m (a), 12 m (b) and 26.5m (c) level over the ground.

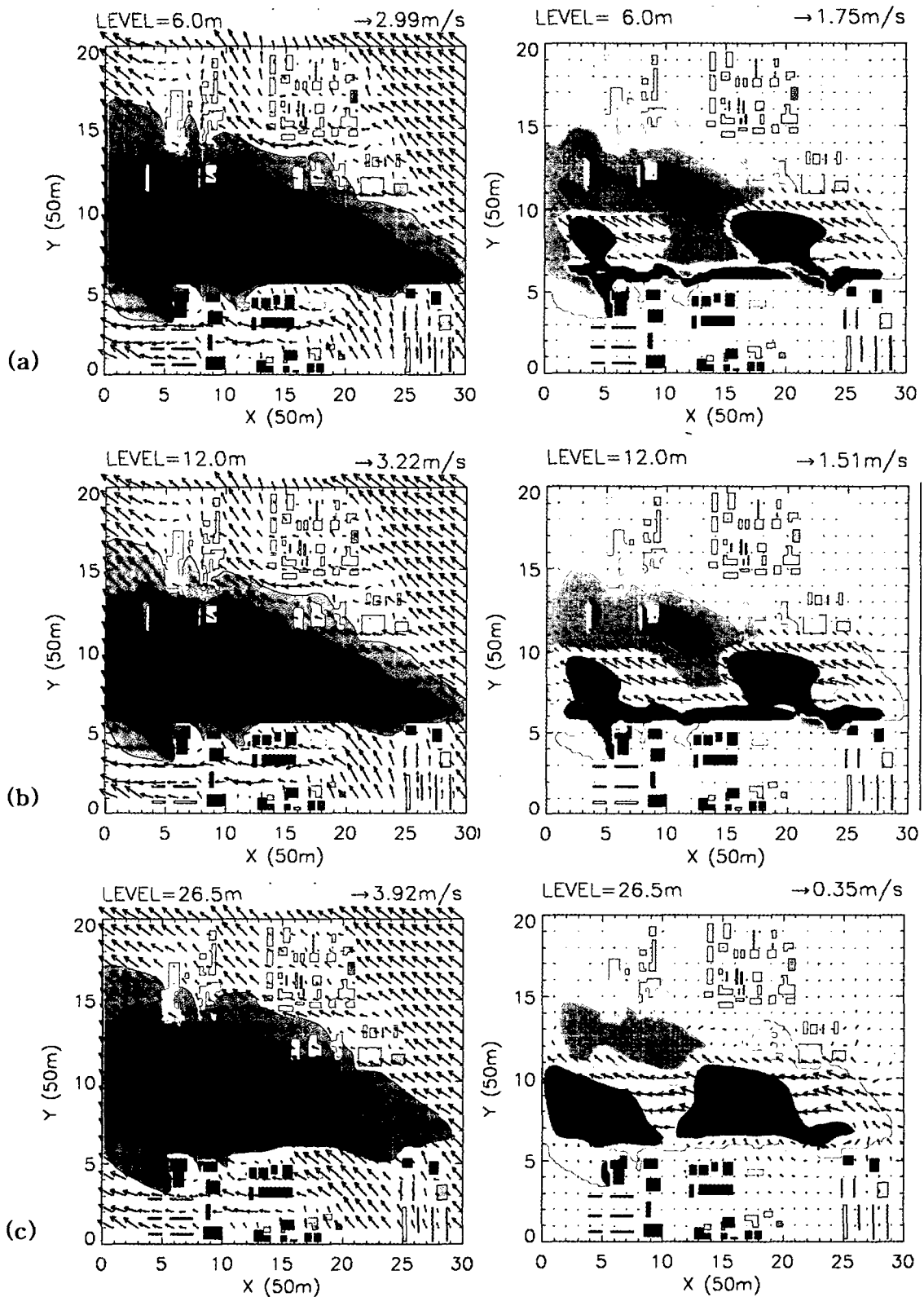


Fig. 3.5.37. Same as in Fig. 3.5.36 except for 6 m (a), 12 m (b) and 26.5m (c) level over the ground.

이상의 결과를 요약하면 다음과 같다. 여의도 지역의 주풍향은 80 °와 280 °이고 풍속은 평균값 1.6m/s로 나타났다. 이 모의에서는 중립대기의 바람 구조가 모의되었는데 지표층의 바람장의 특성과 빌딩으로 인한 바람장의 장애 효과가 잘 반영되는 것을 볼 수 있었다. 그리고 공원조성으로 인해 모델 하층에서는 뚜렷한 풍속의 감속이 일어나는데 이는 풍속과 풍향을 변화시켜도 동일한 양상을 보였다. 즉 공원 내 수목을 고려한 경우 수목이 없을 경우의 풍속이 지상 6 m 고도에서 최대 47% 정도까지 감속되는 것이 공통적으로 모사되었다. 그리고 이 풍속의 변화가 오염 물질 확산에 미치는 영향을 살펴보기 위해 선오염원 실험을 하였는데 그 결과 공원내 수목이 없을 경우 풍하측으로의 오염물질 확산량이 증가하는 것을 볼 수 있었다.

이 연구에서는 기존에 많이 운영되고 있는 수 km 격자 규모 해상도의 수치모형에서 도시효과를 주기 위해서 지면 거칠기 길이를 증가시켰던 방법외에도 수 10 m 격자 규모로 건물과 공원의 구조물의 구체적인 자료를 고려함으로써 도시효과로 인한 바람의 약화 정도를 좀더 자세히 분석할 수 있었다.

#### 4. 서울시 도시 열섬효과 분석

일반적으로 도시가 발달하고 팽창하면 인구의 증가, 각종 산업의 발달, 교통량의 증가와 같은 인위적 요인이 그 지역의 기후에 영향을 미치어 도시 특유의 기후 특성을 가지게 된다. 이러한 도시화에 따라 가장 현저한 기후 변화를 보이는 것으로는 기온 분포의 변화를 들 수 있다. 이는 주변교외지역보다 도시지역에 건축물의 증가로 인해 현저히 기온이 증가되는 현상으로 도시열섬현상이라고 불리워진다.

변화된 도시기후에 많은 관심을 가진 많은 연구자들에 의해 도시열섬효과와 관련된 연구들이 있어 왔는데 국내의 경우를 보면 서울을 중심으로 기온의 장기간 변동 및 수평 분포에 대한 특성을 밝히고자 하는 연구들이 있었다. (노재식, 1973; 이종범, 1978; 이현영, 1986; 조하만 등, 1988; 전영신 등, 1993; 백희정과 권원태, 1994; 부경은 등, 1999) 국외의 경우 역시 도시 열섬 현상의 분포 특성을 파악하는 것 외에도 그 형성 원인을 분석하고 (Asaeda et al., 1996; Ichinose et al, 1999) 열섬현상을 저감하고자 하는 시도(Avissar, 1996)에 대한 연구들이 활발히 진행되고 있다. 이러한 국내외 많은 연구가 있음에도 불구하고 도시 열섬 현상의 원인은 복잡이며 국지적 특성이 강하기 때문에 이에 대한 연구가 매우 어렵다고 알려져 있다.

특히 지금까지 도시 열섬효과는 단순히 쾌적한 생활환경조성을 위해 필요하다고 알려져왔는데 최근 대도시 열섬이 도시상공에 야기하는 수렴기류가 대류성 세포의 형성에 영향을 미친다는 미국 Houston 사례연구를 통해 이 것이 국지 대기 순환 변동 예측의 측면에서도 반드시 고려되어야 하는 중요한 기상현상임이 인식되고 있다. 이 열섬에 대한 연구는 또한 인구밀도가 높은 지역을 대상으로 하기 때문에 이 연구의 파급효과는 매우 클 것으로 생각된다.

따라서 이 단락에서는 기존 연구를 바탕으로 서울의 도시열섬현상 특성을 살펴보고 이의 원인을 조사하여 도시열섬현상을 완화할 수 있는 저감 방안을 찾고자 하였다. 먼저 서울시 도시화와 관련된 자료를 보면 다음 그림의 시가지와 가로망 변천 그림으로부터 그 급격한 도시화를 볼 수 있다. 그리고 이 도시 피복상태의 변화는 녹지 감소, 도로 포장율의 증가, 도시 하천의 변화등으로 주변 교외지역과는 다른 현저한 도시 열섬현상의 형성을 예상할 수 있다. 서울시 도시열섬효과 분석을 위하여 자동기상관측장치 (AWS) 기온 자료를 서울시 24개 지점과 서울 근교의 5개 지점에 대하여 수집 분석하였다. 분석기간은 1999년 1월에서 11월 까지이고 AWS 시간별 자료와 일 자료를 사용하였다.



Fig. 3.5.38. 서울의 시가지와 가로망 변천 (서울시 도시계획과 제공 자료)

자료 처리 과정을 보면 일평균기온은 10분 평균자료인 24시간 AWS 자료를 평균 하여 계산하였다. 기존에 제공되고 있는 AWS 일별자료의 일 평균기온은 일 8회 관측자료의 평균 (3시간 간격)인데 이를 24시간자료 모두를 사용한 일 평균 기온값과 비교하여 보았다. 이때 결측율이 10% 미만인 경우(하루 21회이상 관측자료 존재하는 경우)만 일 평균을 취하였다. 그 결과 시각별로 하루 24회 일평균한 값과 일 8회 관측자료의 평균인 AWS 일별자료의 일 평균 기온과는 거의 차이가 없음을 확인할 수 있었다. 일최저기온은 AWS 일별 자료에서 선택하여 사용하였다. 월 평균 기온은 1달을 30일로 놓은 경우 결측율이 10% 미만일 경우 즉 27일 이상인 지점의 값만 선택하여 월평균 기온으로 계산하였다.

여기서 결측율에 따라 월평균 기온 계산에 미치는 영향을 보고자 하여 다음과 같은 조사를 하였다. 1999년 10월의 강남과 서초의 한정된 경우(Fig. 3.5.39)에 대해서만 조사하였다. 이때 평균은 14.79 °C, 표준편차는 3.37 °C 이고 자료 결측에 따른 평균과 편차의 결과를 표에 제시하였다. 결측을 위해 삭제한 날짜는 임의로 정하였다. 이 경우 결측율이 10에서 30%로 증가할때의 평균기온값과 결측율 0%인 경우의 월평균 기온의 차이가 비례하여 증가하는 것은 아님을 알 수 있다. 이는 일 기온이 경향성을 가지고 있기 때문에 삭제한 날짜가 이 변동 경향의 어느 부분에 위치하느냐가 중요한 것으로 판단된다. 또는 추출한 지점이 소수이기 때문에 이의 영향도 있을 것이란 생각이 든다. 어찌되었든 이 경우 결측율이 20%이면 0.5 °C (14.79 °C - 14.29 °C) 의 차이가 생기므로 이 정도 차이도 매우 중요하기 때문에 결측율은 10%로 정하였다. 한편 결측율이 10%이면 0.15 °C 정도의 차이가 나는 것을 알 수 있었다. 그러나 이는 한 사례에 국한된 것으로 자료 결측율에 따른 월평균 기온의 변동에 관한 좀더 객관적인 조사가 요구된다.

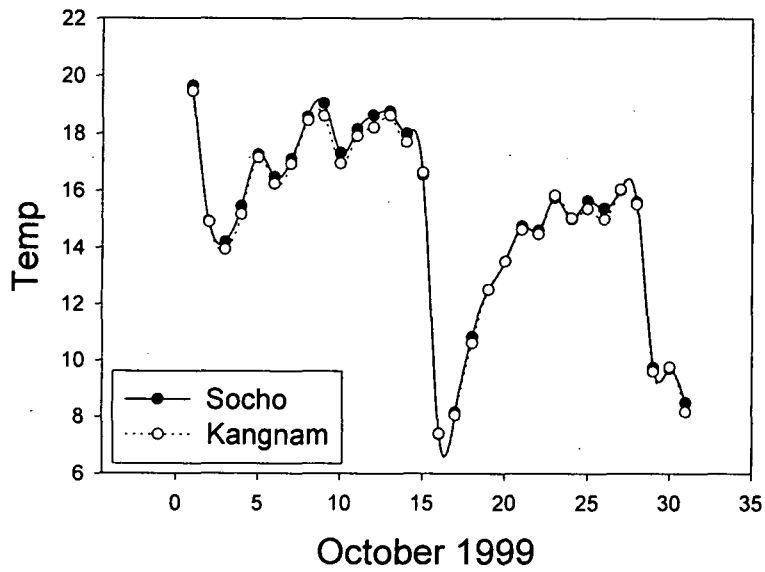


Fig. 3.5.39. Time series of daily mean temperature of Kangnam and Socho in October, 1999.

Table 3.5.11. Monthly mean temperature and standard deviation of Kangnam and Socho by the data missing rate

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4
월 평균에 사용된 일수	31일	28일 (결측율10%)	25일 (결측율20%)	22일 (결측율30%)
강남	14.79 (3.37)	14.64(3.50) 초순3일삭제 14.71(3.53) 하순3일삭제	14.29(3.52) 6일삭제	14.58(3.64) 9일삭제
서초	14.94 (3.41)	14.78(3.55) 초순3일삭제 14.85(3.58) 하순3일삭제	14.43(3.55) 6일삭제	14.72(3.67) 9일삭제

분석에 사용된 AWS 관측 위치는 다음과 같다. 서울시내 24개 지점과 서울 근교의 고양, 부천, 구리, 사능, 성남의 5개 지점이다.

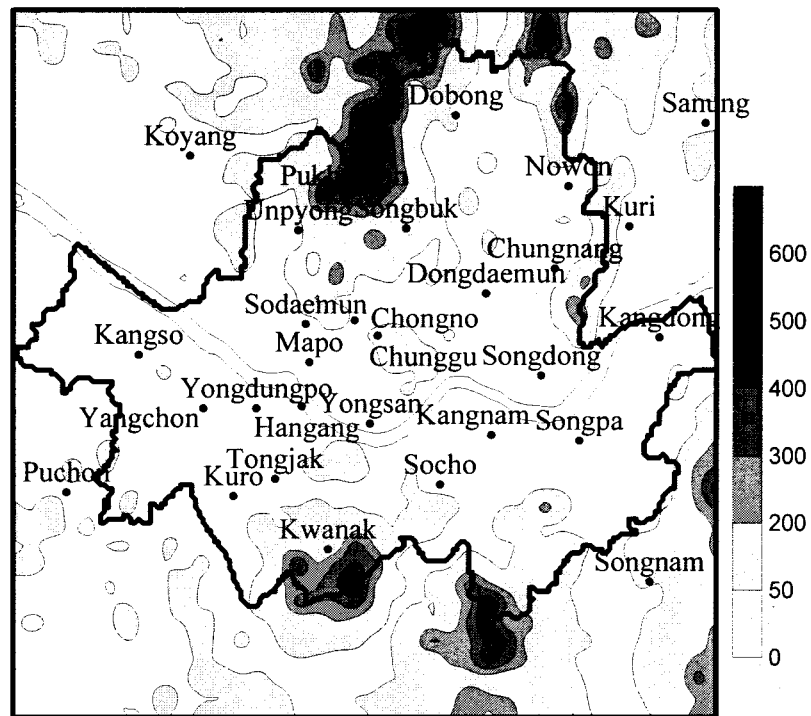


Fig. 3.5.40. The location of AWS. Scale bar means the height(m) of topography.

서울의 1999년 월 평균 기온 분포를 제시한다. 1일 24시간 관측 자료에서 결측율 10%미만인 날의 일평균기온 계산하되 이 일 평균 기온자료의 결측율이 10% 미만인 지점만 골라서 월평균을 계산한 것이다. 이 결측율 기준에서 월평균을 계산하면 분석기간중 1, 2, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11월만 월평균이 계산되었다. 기준그림의 등온선 간격은 0.5도 이며 최고 기온(정수값)의 영역은 양방향 빗금, 그 최고 기온 0.5인 영역은 한 방향 빗금을 칠하였다.



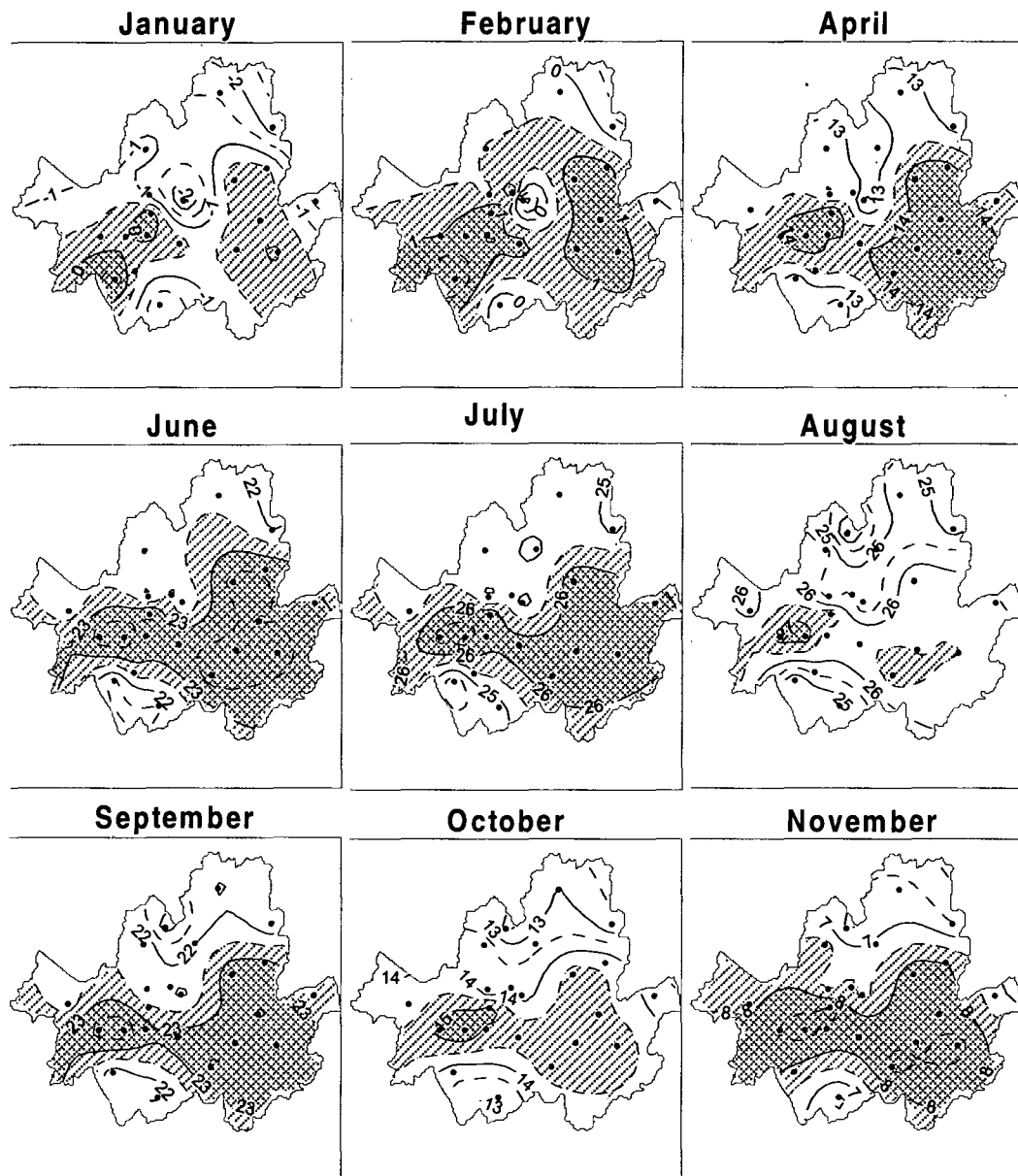


Fig. 3.5.41. Monthly mean temperature ( °C) in Seoul, 1999. Black dots designate AWS. Contour interval is 0.5 °C. Relative warm area is shaded.

그림을 보면 도심으로 갈수록 기온이 상승하는데 고온핵은 강북의 청량리지역, 강남구, 중랑의 강동구 지역, 영등포, 양천 일대에 형성되고 관악산과 북한산이 위치한 서울 외곽으로 가면서 기온이 감소하는 것을 공통적으로 볼 수 있었다. 그리고 청량리의 강북 도심지를 제외하면 대체적으로 한강 이남 지역의 기온이 한강이북 지역의 기온보다 높게 나타나고 있다. 동대문의 강북 도심지, 강남구, 중랑의 강동

구 지역, 영등포 일대에 형성된 고온핵은 부경은 등 (1999)의 결과와 동일함을 알 수 있다. 이러한 고온핵의 원인은 열용량의 차이로 알려져 있는데 즉 토양과 초지가 많은 교외지역은 도시지역 빌딩가보다 열용량이 상대적으로 적으므로 일사에 노출되면 도시지역보다 빨리 더워지고 일몰후 빠르게 냉각되는 반면 도심지는 열저장 효과로 인해 교외지역보다 가열 및 냉각시간이 지연되는데 야간에 열섬효과로 교외지역보다 상대적으로 기온이 높게 된다. 이로 인해 최저기온의 상승이 일어나고 이것이 평균 기온장에 반영되고 있음을 알 수 있다. 도시 피복의 효과로 인한 기온 상승외에 에너지 소비에 따른 영향을 보면 다음과 같다.

Ichinose et al. (1999)에 따르면 동경내에서 Otemachi, Shinjuku, Ikebukuro에서 상대적으로 고온역이 나타나는데 그 원인은 이 지역들에서 인위적인 열속 (heat flux)이 매우 크기 때문이라고 한다. 이 인위적인 열속은 사무실이나 호텔의 난방을 위한 에너지 소비를 들고 있다. 이 열섬효과는 여름보다는 겨울에 크게 나타나는데 이 원인은 여름에는 단파복사가 강하여 상대적으로 냉방으로 인한 인위적인 열속의 영향이 작지만 겨울에는 단파복사가 약하여 상대적으로 난방으로 인한 인위적인 열속의 영향이 커지기 때문이라고 한다. 더불어 온수 공급으로 인한 에너지 소비가 지금의 50%가 감소되고 냉방으로 사용된 에너지 소비의 100%가 감소된다면 지표 부근 기온은 0.5 °C 감소할 것이라고 하였다.

열섬 현상은 월평균 기온 분포외에도 월평균 최저기온 분포에서 더욱 확실히 볼 수 있다. 이에 따라 서울의 1999년 월별 최저기온 분포를 계산하되 계절을 대표할 수 있도록 1월, 4월, 7월, 11월 분포를 선택하였다. 사용된 최저기온의 평균값은 표에 나타내었다.

월별 최저 기온 역시 월별 평균기온 분포에서와 같이 도심으로 갈수록 기온 상승이 나타났는데 영등포, 양천, 일대의 고온핵이 청량리, 강남 지역보다 좀더 두드러지게 나타났다. 조하만등 (1988)의 결과와 비교해 볼 때 동대문, 종로일대의 강북 도심지와 강남 아파트촌, 강동구 일대가 고온 역이 나타났는데 본 결과에서는 기존 결과보다도 영등포쪽으로 고온역이 더 확대된 것을 볼 수 있다. 이는 부경은등 (1999)과 일치하는 결과이기도 하다. 한편 이현영(1989)의 도시열섬연구에서는 지표면 온도 분포에서 청량리, 여의도, 영등포, 가리봉, 잠원에 고온역이 나타났는데 이는 2회의 위성자료만을 가지고 분석한 결과이기 때문에 조하만 등(1988)에서 보인 고온핵의 분포와 약간 차이가 있었다.

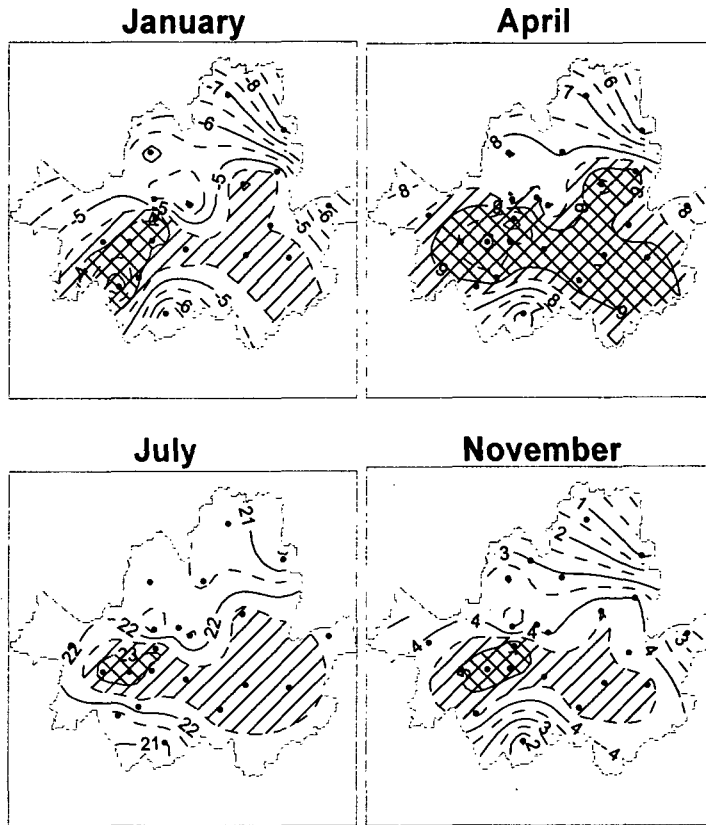


Fig. 3.5.42. Monthly mean distribution of daily minimum temperature ( °C) in Seoul, 1999. Black dots designate AWS. Contour interval is 0.5 °C. Relative warm area is shaded.

월별 평균 기온과 최저기온 분포에서 나타나는 고온핵의 원인으로서는 지표 피복 물질의 열용량의 차이에서 비롯한다고 알려져 있다. 여기서 최근 서울시 지표 피복 현황에 대한 연구 (박종화, 1992)를 살펴보았다. 이 연구에서는 최근 서울의 토지이용도분석을 위해 Landsat 자료를 가지고 22개 자치구별 도시녹지의 정량, 정성적 분포상태를 평가하기 위해 녹색식생지수를 계산하였는데 그에 따르면 1990년 현재 노원구가 가장 녹지상태가 양호하고 가장 녹지상태가 불량한 지역은 영등포구로서 평균 녹색식생지수가 낮은 구는 영등포구, 동대문구, 중구, 마포구, 성동구, 양천구, 구로구의 순으로 나타났었다. 그리고 강남이 강북보다 녹색식생지수가 낮았는데 이는 1980년대에 강남에는 대규모의 개발사업이 추진되어 넓은 녹지가 훼손되었고 반면에 강북에서는 개발사업이 상대적으로 활발하지 않아 산림식생이 상당히 양호해졌기 때문이라고 하였다. 1979년~1990년간 녹지상태의 변화를 보면 녹지가 가장 심각하게 훼손된 지역은 양천구, 강서구, 송파구 및 마포구의 순으로 주로 대규모

택지의 개발, 공항 및 쓰레기 매립장의 확장사업에 기인한다고 하였다. 이로부터 월별 평균기온장과 최저기온장에서 녹지면적의 감소가 두드러진 영등포구, 동대문구, 송파구에서 고온핵이 형성된 것을 보면 고온핵의 원인이 녹지면적의 감소와 깊은 연관성이 있음을 알 수 있다.

이 도시 피복의 효과외에 에너지 소비에 따른 영향 역시 중요한데 Ichinose et al. (1999)의 연구를 보면 동경내에서 신주쿠를 비롯한 몇몇 도심지에서 사무실이나 호텔의 에너지 소비로 인한 인공열 배출로 인한 고온핵 형성을 주장한 바 있다. 온수 공급으로 인한 에너지 소비가 지금의 50% 수준으로 감소되고 냉방으로 사용된 에너지 소비의 100%가 감소된다면 지표 부근 기온은 0.5. C 감소할 것이라고 하였다.

한편 이현영(1989)은 도시열섬이 형성되는 원인으로 산업체에서 발생하는 인공열을 들고 있으며 그 외 인구와 지표면복사온도가 선형관계를 보이는데 이 관계식은 자료의 67%를 설명하여 주는 것으로 미루어 도시열섬의 형성 원인은 단순하지 않다고 하였다.

Table 3.5.12. Monthly mean temperature of AWS in 1999

지점	월	빈도	평균	최고	최저	위치	지점	월	빈도	평균	최고	최저	위치
400	1	31	-0.23	4.0	-4.1	252 148	400	4	30	14.27	19.9	9.5	252 148
401						225 122	401	4	30	14.45	20.6	9.4	225 122
402	1	31	-1.63	3.1	-6.5	340 199	402	4	30	13.72	20.0	7.8	340 199
403	1	31	0.07	4.5	-4.0	298 145	403	4	30	14.39	20.4	9.4	298 145
404						66 190	404	4	30	13.08	18.8	8.6	66 190
405	1	31	-0.39	3.6	-4.2	100 162	405	4	30	14.2	19.8	9.6	100 162
406	1	31	-1.54	3.9	-6.9	233 315	406	4	30	13.28	20.1	7.0	233 315
407	1	31	-2.29	4.0	-8.1	292 278	407	4	30	12.83	21.3	5.7	292 278
408	1	31	0	4.1	-3.9	249 222	408	4	30	14.46	20.1	9.7	249 222
409	1	31	-0.41	3.8	-4.5	285 235	409	4	30	14.17	20.0	9.2	285 235
410	1	29	-0.57	3.2	-4.0	138 125	410	4	30	13.76	19.0	9.4	138 125
411	1	31	0.43	4.3	-3.2	156 186	411	4	30	14.58	19.8	10.5	156 186
412	1	29	-1.26	4.4	-5.8	154 206	412	4	30	12.89	19.6	7.8	154 206
413	1	31	-0.13	5.0	-4.6	278 179	413	4	30	14.24	21.0	8.5	278 179
414						207 256	414	4	27	12.61	18.7	7.9	207 256
415	1	30	-0.27	4.1	-4.0	188 154	415	4	30	14	19.5	9.5	188 154
416	1	31	-0.73	3.4	-4.7	150 255	416	4	30	13.3	18.6	8.6	150 255
417	1	31	0.88	4.5	-2.5	116 116	417	4	30	12.73	17.5	8.8	116 116
418	1	29	0.12	3.7	-4.0	152 163	418	4	28	13.98	19.5	9.4	152 163
419	1	31	-2.74	1.4	-6.2	192 200	419	4	27	12.2	18.3	7.8	192 200
508						180 208	508	4	30	13.5	19.2	8.9	180 208
509	1	31	-2.06	2.9	-7.1	166 88	509	4	30	12.25	19.1	6.1	166 88
510	1	31	-0.1	3.8	-3.7	128 162	510	4	30	14.39	19.7	10.2	128 162
540	1	31	-2.1	3.2	-7.5	93 294	540	4	30	12.7	19.6	6.5	93 294
541	1	31	-3.82	4.3	-11.1	364 311	541	4	30	11.84	20.3	3.9	364 311
544	1	31	-0.52	1.3	-5.1	28 118	544	4	30	14.18	19.9	8.6	28 118
569						324 257	569	4	29	13.1	19.8	7.3	324 257
572	1	31	-0.4	3.7	-4.3	335 71	572	4	30	14.04	19.8	9.0	335 71

Table 3.5.12. (Continued)

지점	월	빈도	평균	최고	최저	위치		지점	월	빈도	평균	최고	최저	위치	
400	7	31	26.25	30.4	22.8	252	148	400	11	30	8.4	13.0	4.7	252	148
401	7	31	26.45	31.4	22.9	225	122	401	11	30	8.63	13.6	4.8	225	122
402	7	31	26.14	30.4	22.4	340	199	402	11	30	7.11	12.4	2.6	340	199
403	7	31	26.28	30.7	22.7	298	145	403	11	29	8.68	13.4	4.7	298	145
404	7	29	25.15	29.3	21.8	66	190	404	11	30	7.87	12.5	4.1	66	190
405	7	31	26.76	31.0	23.3	100	162	405	11	30	8.55	12.8	5.0	100	162
406	7	31	25.42	30.4	21.4	233	315	406	11	30	6.7	13.2	1.3	233	315
407	7	31	24.86	30.6	20.4	292	278	407	11	28	6.46	13.7	0.8	292	278
408	7	28	26.44	30.5	22.8	249	222	408	11	30	8.37	13.3	4.5	249	222
409						285	235	409	11	30	8.01	12.9	4.1	285	235
410	7	31	25.5	29.1	22.3	138	125	410						138	125
411	7	31	26.49	30.4	23.2	156	186	411	11	28	8.75	12.9	5.7	156	186
412	7	31	24.86	30.0	21.0	154	206	412	11	30	7.3	12.8	3.1	154	206
413						278	179	413	11	28	8.28	13.5	4.2	278	179
414	7	27	24.87	29.1	21.4	207	256	414	11	30	7.12	12.1	3.1	207	256
415	7	31	26.22	30.4	22.8	188	154	415	11	30	8.27	12.6	4.7	188	154
416	7	31	25.36	29.3	22.0	150	255	416	11	30	7.75	12.1	4.1	150	255
417	7	31	24.06	27.4	21.2	116	116	417	11	30	7.85	11.6	4.7	116	116
418	7	31	26.04	30.4	22.8	152	163	418	11	30	8.33	12.5	5.2	152	163
419	7	31	24.71	29.4	21.3	192	200	419	11	30	7.33	11.8	3.9	192	200
420						174	273	420	11	30	6.4	11.3	3.0	174	273
508	7	30	25.43	29.7	22.0	180	208	508	11	30	7.65	12.5	3.9	180	208
509	7	31	24.81	29.3	20.9	166	88	509	11	30	6.32	12.0	1.4	166	88
510	7	30	26.82	30.8	23.5	128	162	510	11	28	8.73	12.8	5.4	128	162
540	7	28	25.33	30.2	21.3	93	294	540	11	28	7.10	12.9	1.9	93	294
541	7	31	24.85	29.8	20.4	364	311	541	11	30	5.10	13.0	-1.2	364	311
544	7	29	26.76	31.2	21.7	28	118	544	11	30	8.41	13.2	4.0	28	118
569	7	31	25.75	29.8	22.1	324	257	569	11	27	7.18	12.4	2.4	324	257

\*빈도: 월평균에 사용된 날수

한편 도시민의 생활에 장애를 초래하는 현상 중 하나인 열대야 사례에 대해 기온 수평 분포를 살펴보았다. 열대야란 어떤 지점의 일 최저기온이 25 °C 이상인 날을 뜻한다. 기온이 야간에도 25 °C 이하로 내려가지 않을 때에는 잠들기 어려우므로 더위를 표시하는 기후 통계값으로 사용된다. 열대야 분석을 위한 사례선정을 위해 99년 6-8월 여름철 종로 지점을 기준으로 삼았다. 이 종로 송월동 지점은 과거 서울의 대표적인 지상관측지점으로 사용된 지점이었기 때문이다. 일최저기온이 25도 이상인 경우는 종로지점(508)에서 1999년 7월 21일과 27일 2차례 있었으며 지점별 값은 표3.5.3에 제시하였다. 그리고 7월 21일에는 27일과는 달리 강수현상이 있었다.

Table 3.5.13. Temperature and precipitation of AWS station in 21, 27 July, 1999

지점	월	일	위치	평균	최고	최저	강수량	지점	월	일	평균	최고	최저	강수량
400	7	21	252 148	29.0	34.7	25.1	2.5	400	7	27	29.0	31.3	27.9	없음
401	7	21	225 122	29.3	36.1	25.4	5.5	401	7	27	29.2	31.7	28.2	
402	7	21	340 199	28.3	33.7	24.7	22.0	402	7	27	28.8	31.6	26.9	
403	7	21	298 145	28.9	35.3	24.5	1.0	403	7	27	29.0	31.2	27.2	
404	7	21	66 190	28.1	32.8	25.0	0.5	404	7	27	28.1	30.4	26.6	
405	7	21	100 162	29.8	34.1	26.6	2.0	405	7	27	30.2	32.5	28.6	
406	7	21	233 315	28.1	33.4	25.0	10.5	406	7	27	28.5	30.7	25.7	
407	7	21	292 278	27.6	35.4	23.6	16.0	407	7	27	27.1	29.7	23.6	
408	7	21	249 222	28.9	34.8	25.3	1.5	408	7	27	29.3	31.6	27.6	
409	7	21	285 235	25.2	28.7	22.9	30.0	409	7	27		30.6	28.1	
410	7	21	138 125	28.1	32.1	25.3	6.0	410	7	27	28.3	30.2	27.4	
411	7	21	156 186	29.0	33.8	26.0	6.5	411	7	27	29.6	31.4	28.8	
412	7	21	154 206	27.5	33.4	24.4	6.0	412	7	27	27.8	30.9	25.3	
413	7	21	278 179	28.6	34.5	24.1	0.5	413	7	27	28.8	32.2	27.0	
414	7	21	207 256	27.2	33.1	23.8	25.0	414	7	27	28.0	30.4	26.9	
415	7	21	188 154	29.1	34.3	25.8	2.0	415	7	27	29.0	30.8	28.1	
416	7	21	150 255	28.2	32.2	24.9	5.0	416	7	27	29.3	30.7	27.8	
417	7	21	116 116	26.8	31.0	24.0	4.0	417	7	27	27.0	28.8	26.5	
418	7	21	152 163	28.4	33.4	25.4	6.5	418	7	27	29.1	30.3	28.4	
419	7	21	192 200	27.3	34.5	23.4	0.5	419	7	27	27.1	29.0	26.3	
420	7	21	174 273	29.0	34.7	25.1	2.5	420	7	27	29.0	31.3	27.9	
508	7	21	180 208	28.2	33.3	25.2	2.5	508	7	27	28.2	30.4	27.3	
509	7	21	166 88	27.3	32.8	23.6	6.5	509	7	27	28.0	31.4	25.3	
510	7	21	128 162	29.5	33.4	26.4	7.5	510	7	27	29.9	31.6	29.2	
540	7	21	93 294	28.6	34.0	25.5	3.5	540	7	27	28.6	31.4	25.8	
541	7	21	364 311	27.3	33.5	24.0	13.5	541	7	27	27.8	30.2	23.6	
544	7	21	28 118	30.3	35.9	25.2	0.5	544	7	27	30.7	33.2	26.8	
569	7	21	324 257	28.1	34.4	24.6	16.5	569	7	27	28.7	30.4	26.7	
572	7	21	335 71	28.4	34.3	24.5	2.0	572	7	27	28.9	31.6	26.8	

이 두 열대야 사례일의 서울시 일 평균 기온과 최저기온 수평분포를 제시한다. 최저기온과 일 평균기온의 분포가 유사하며 대체적으로 강북보다는 강남지역이 상대적으로 고온을 보이고 있다. 일 평균기온과 최저기온 모두에서 고온 핵이 영등포, 양천부근에 집중되어 있다. 그리고 평균기온장에서 고온핵으로 나타난 서초 주변 강남일대의 고온핵이 최저기온장에서는 상대적으로 약하게 나타나는 것을 볼 수 있다. 최저기온장에서 21일에는 영등포 주변에 고온핵이 존재하고 용산까지 고온역이 확장되고 있는데 27일에는 21일보다는 최저기온 값도 높고 고온핵이 영등포와 용산 외에 서초의 강남일대 역시 고온 역이 나타난다. 그리고 27일에는 동대문과 중랑이 상대적으로 고온을 보인다. 은평과 북한산 역시 상대적으로 고온을 보이는데 이는

북한산의 경우 해발고도가 높기 때문에 최저기온 역시 낮을 것이라는 예상과는 다른 점이였다. 따라서 이에 대해서 좀더 자세한 조사가 필요하다.

그리고 이 열대야 사례기간동안 열섬효과를 조사하기 위해 서울 근교관측지점과 서울 도심지와 기온을 비교하였다. 서울에서 가장 가까운 고양, 사능, 부천, 구리, 성남의 5개 지점을 추가한 결과 기온과 최저기온 사례이다. 7월21일의 평균기온의 경우 고양, 사능, 부천, 구리, 성남보다 상대적인 고온을 보이고 있고 이는 성동, 송파의 기온과 비슷한 기온을 보이였다. 7월 27일의 평균기온의 경우 부천이 영등포 일대 고온핵과 유사한 값을 보였고 고양과 성남, 구리가 그 다음의 고온을 보였으며 사능이 가장 낮은 값을 나타내었다.

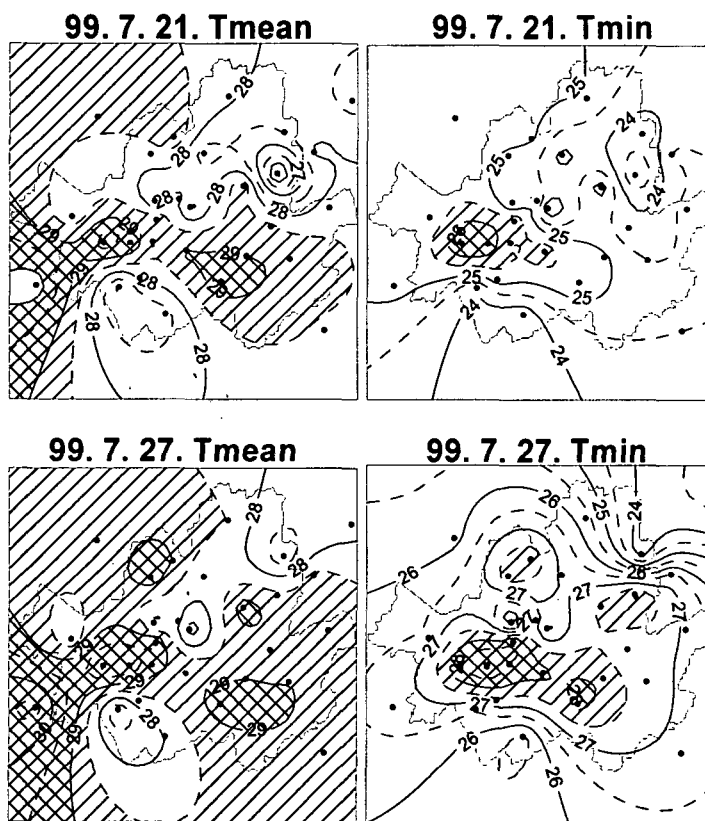


Fig. 3.5.43. Horizontal distribution of daily mean and minimum temperature ( °C) in Seoul, 21 and 27, July, 1999.

일 평균 기온과 최저기온 분석 다음으로 일교차를 조사하였다. 그 결과 21일과 27일의 일교차 패턴이 다른데 21일의 일교차가 27일보다 전반적으로 컸다. 그리고 일



교차가 큰 지역이 21일에는 노원과 중구, 성동, 송파, 서초의 강남일대인 반면 27일에는 관악, 도봉, 노원, 성동과 강동의 서울 외곽 지점이었다. 일교차가 가장 적은 지점은 21일과 27일 공통적으로 영등포 일대였다. 평균기온과 최저기온장에서는 이 두사례일의 차이가 적은 반면 일교차에서는 두 사례일의 차이가 매우 뚜렷한데 이 원인에 대한 조사를 위해 강수량을 분석해 보았다. 즉 보통 일교차는 일 최고기온과 최저기온간의 차이인데 이 최저기온은 일출전 시각의 값이 많기 마련이다. 그러나 강수현상으로 인한 기온 감소가 발생하여 이 강수시각 이후의 최저기온 값이 21일의 최저기온으로 기록된 것이라면 이 일교차 패턴의 원인을 21일의 강수의 영향 때문이라고 생각할 수 있기 때문이다.

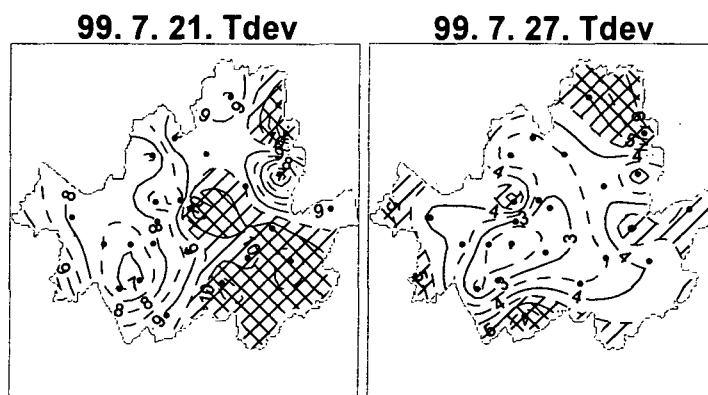


Fig. 3.5.44. Horizontal distribution of daily temperature range ( °C) in Seoul, 21 and 27, July, 1999.

기온 분석과 함께 두 사례일의 차이는 강수량에 있었다. 이 강수량 분포를 보면 1999년 7월 21일에는 중랑(409)지점에서 최고 30mm의 강수가 있었고 성북, 노원, 강동 지점이 다른 지역보다 강수가 많았다. 강수시각대를 보면 19시~24시로 기록되어 있고 일 최저기온의 시각은 5~7시로 나타났다. 여기서 앞서 일교차 패턴의 원인이 강수량의 영향은 아님을 알 수 있었다. 따라서 이 강수의 원인과 국지적인 분포 차이에 대해서는 종관적인 일기패턴을 비롯한 자세한 조사가 좀더 필요하다.

99. 7. 21. Prec

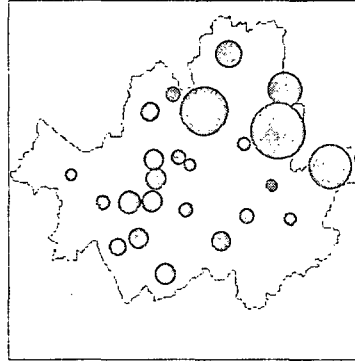


Fig. 3.5.45. Horizontal distribution of precipitation (mm) in Seoul, 21 July 1999.

이상에서 살펴본 도시열섬현상의 강도는 각 도시마다 다른데 이현영(1989)에 따르면 price 는 도시가 농촌보다 10~15 °C 높다고 하였으며 Matson 외(1987)은 2.6~6.5 °C 라고 하였다. 이 결과와 서울의 열섬 강도를 비교하기 위해 월별로 서울 근교관측지점과 서울 도심지사이의 기온을 비교하였다. 다음은 1999년 1월, 4월, 7월, 11월의 최저 기온 값으로서 왼쪽은 각 관측지점의 월별 최저기온을 나타낸 것이고 Seoul은 서울 24개 AWS 관측지점 값이며 Suburban은 고양, 사능, 구리, 부천, 성남의 5개 AWS 관측 지점이다. 오른쪽은 왼쪽 그림에서 서울의 24개 지점을 평균한 월별 최저기온의 평균과 표준 편차를 계산한 것이고 근교 5개 지점의 값이다. 오른쪽 그림에서 볼 수 있는 것처럼 대체적으로 근교의 관측 지점 기온이 서울 도심지보다 낮음을 알 수 있다.

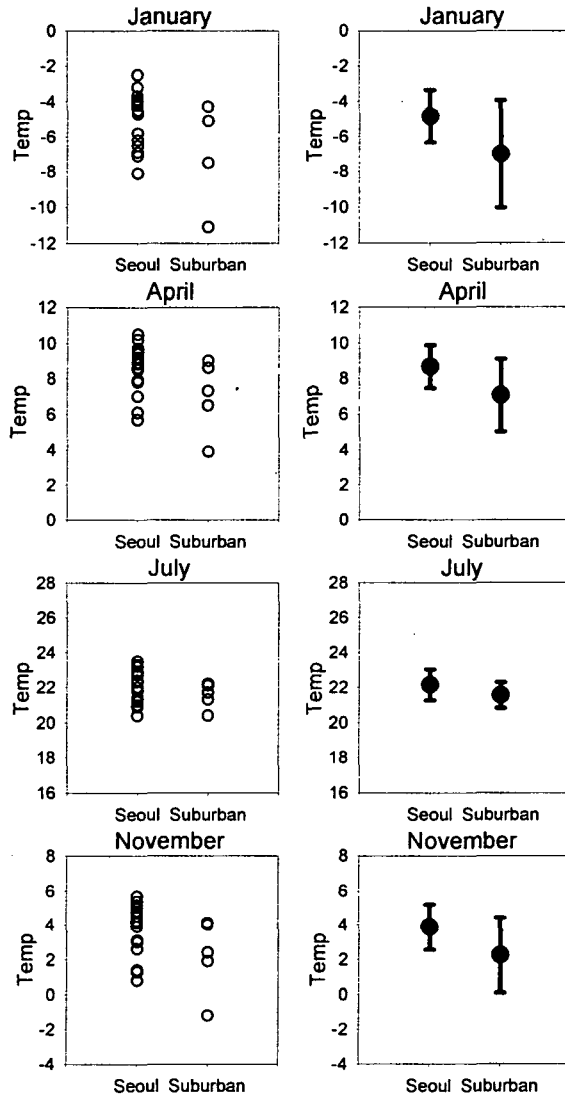


Fig. 3.5.46. Comparison of the monthly mean value of daily minimum temperature of AWS between Seoul and Suburban.

Seoul 24개 지점 평균 1월의 최저 기온은  $-4.84^{\circ}\text{C}$  (편차 1.48) 이고 근교의 5개 지점 평균 월 최저 기온은  $-7.0^{\circ}\text{C}$  (편차 3.05)로 서울이 근교보다  $2.16^{\circ}\text{C}$  높게 나타났다. 4월의 최저기온은 서울은  $8.66^{\circ}\text{C}$  (편차 1.21) , 근교는  $7.06^{\circ}\text{C}$  (편차 2.03)로 서울이  $1.60^{\circ}\text{C}$  높았다. 7월은 서울은  $22.13^{\circ}\text{C}$  (0.88), 근교는  $21.54^{\circ}\text{C}$  (편차 0.73)로 서울이  $0.59^{\circ}\text{C}$  높았다. 11월은 서울이  $3.86^{\circ}\text{C}$  (편차 1.32) 근교는  $2.24^{\circ}\text{C}$  (편차 2.15)로 서울이  $1.62^{\circ}\text{C}$  높았다. 서울이 근교보다 기온이 높게 나타나는 것은 공통적인데 1월이 가장 서울과 근교간의 기온 차이가 크고 다음으로 4월과 11월을 볼 수 있으며 7월이 가장 차이가 적었다.

한편 편차값만을 비교할 경우 7월이 상대적으로 다른 달보다 작게 나타나 지점간

차이가 7월이 가장 적음을 알 수 있었다. 여기서 열섬효과의 강도가 1월이 가장 크고 7월이 가장 작음을 알 수 있다. 이는 Ichinose et al. (1999)의 결과와 일치하는 것으로 그에 따르면 이 열섬효과의 원인을 인위적인 heat flux에는 사무실이나 호텔의 난방을 위한 에너지 소비를 들고 있다. 이 열섬효과는 여름보다는 겨울에 크게 나타나는데 이 원인은 여름에는 단파복사가 강하여 상대적으로 냉방으로 인한 인위적인 heat flux의 영향이 작지만 겨울에는 단파복사가 약하여 상대적으로 난방으로 인한 인위적인 heat flux의 영향이 커지기 때문이라고 주장한 바 있다.

근교 5개 지점의 최저 기온을 자세히 살펴보면 1월, 4월, 7월, 11월 공통적으로 성남이 가장 고온이고 사능이 가장 저온을 기록하였다. 성남 다음으로는 1월, 4월, 11월에는 부천이 고온이었고 7월에는 구리가 고온이었다. 여기서 서울 근교지역이면서 가장 도시화로 인한 기온 상승이 많은 지역은 성남과 부천, 구리로 생각되고 가장 도시화가 되지 않은 지역은 사능으로 판단된다.

여기서 서울 근교 도시인 부천, 고양, 성남, 구리의 기온이 서울 도심에 가까울 만큼 높은 원인을 이희연과 송종홍(1995)에서 찾아보았다. 그 결과 서울이 대도시화가 급속히 진전되면서 주변의 위성도시 및 근교지역을 흡수하여 도시군을 이루게 되는 대도시권화에서 그 원인을 찾을 수 있다. 1980년대에서 90년대로 들어오면서 서울의 오피스화와 주변의 인천, 경기도에 신흥 주거단지가 조성되면서 수도권 직주원격화현상이 두드러지게 나타났다고 한다. 산업입지가 광역화됨에 따라 통근지역의 분포도 광역화되고 있다고 한다. 이에 따라 1980년대에는 경기 서울로 통근율이 20% 이상인 지역이 20km 권내의 고양, 부천, 광명, 과천, 성남, 구리, 미금등에서 90년대에는 30km 권내로 확장되었다고 하는데 여기서 서울 주변의 위성도시의 기온 상승 원인을 유추할 수 있다.

다음은 열섬현상의 강도를 '자세히 살펴보기 위해 월별 최저기온과 월별 평균기온 분포에서 고온핵으로 나타났던 영등포의 기온을 사능과 비교하였다. 사능을 선택한 것은 고양, 부천, 구리, 성남에 비해 상대적으로 가장 도시화 영향이 배제된 지역으로 판단되었기 때문이다. 즉, Fig. 9에서 교외의 월별 최저 기온을 살펴보면 1월, 4월, 7월, 11월 공통적으로 성남이 가장 고온이고 사능이 가장 저온을 기록하였다. 성남 다음으로는 1월, 4월, 11월에는 부천이 고온이었고 7월에는 구리가 고온이었다. 고양, 부천, 구리, 성남의 기온이 사능보다 높은 것은 서울의 대도시화가 급속히 진전되면서 주변의 위성도시 및 교외지역을 흡수하는 대도시권 과정에서 그 원인을 찾을 수 있다(이희연과 송종홍,1995). 즉, 1980년대에서 1990년대로 들어오면서 서울의 오피스화로 통근지역의 분포가 광역화되면서 주변의 인천, 경기도에 신흥 주거단지가 조성되어 많은 인구가 거주하게 된 것이다. 따라서 서울도심지에서 북동쪽

으로 약 20km 거리에 위치한 사능을 도시화의 영향을 가장 덜 받는 지역으로 판단하여 이 지역을 서울 도심지와 기온차이를 비교하기 위한 근교 지점으로 선택하였다.

영등포와 사능의 기온비교는 영등포의 기온에서 사능의 기온을 제거한 값(이하,  $\Delta T_{u-s}$ )을 시각별로 조사하는 방법을 취하였다 (Fig. 10). 0600 LST와 2400 LST

에  $\Delta T_{u-s}$ 의 값이 매우 컸으나 1200 LST와 1800 LST에는 상대적으로 작게 나타

났다. 여기서 야간에 열섬현상이 두드러지고 일사가 강한 1200 LST와 1800 LST에는 상대적으로 약해지는 것을 볼 수 있었다.  $\Delta T_{u-s}$ 의 평균, 표준편차값을 보면

0600 LST에 평균은 5.19 °C (표준편차 2.85 °C), 1200 LST에는 평균값이 0.19 °C (표준편차 1.04 °C) 1800 LST에는 평균 1.71 °C(표준편차 1.92 °C), 2400 LST에는 평균 4.65 °C (표준편차 2.74 °C)를 나타내었다. 폴란드 로지지역의 열섬이 가장 발달한 0100 LST때 도심과 교외의 기온차이가 3~4 °C인 경우(Klysik and Fortuniak, 1999)와 비교해본다면 Fig. 10의 2400LST의 값과 거의 비슷함을 알 수 있었다. 그리고 로지의 경우 열섬 형성 시작시기의 도심과 교외의 기온차이는 1~2 °C였는데 이 역시 Fig. 10의 1800 LST값과 비슷하였다.

또한 정오에 영등포와 사능의 기온차이가 양과 음의 값이 나타나는데 그 절대값이 크지 않은 것은 Klysik and Fortuniak (1999)에 따르면 경계층내에 연직 대류 혼합이 활발하기 때문이라고 하였다. 그들에 따르면 일 최고기온의 경우 도심의 기온이 교외보다 낮은 경우가 있는데 이것은 도시지역이 빌딩으로 인해 지표의 대부분이 그림자로 덮이기 때문이라 하였다. 한편 건물 지붕은 주간 일사량을 흡수하여 지상 15-30m 고도에서 온난한 역전층을 형성시키는데 빌딩높이가 비슷할 경우 이 역전층은 더 명확히 형성되어 도심의 시가지에서 연직 혼합을 악화시키는 원인이 된다고 하였다.

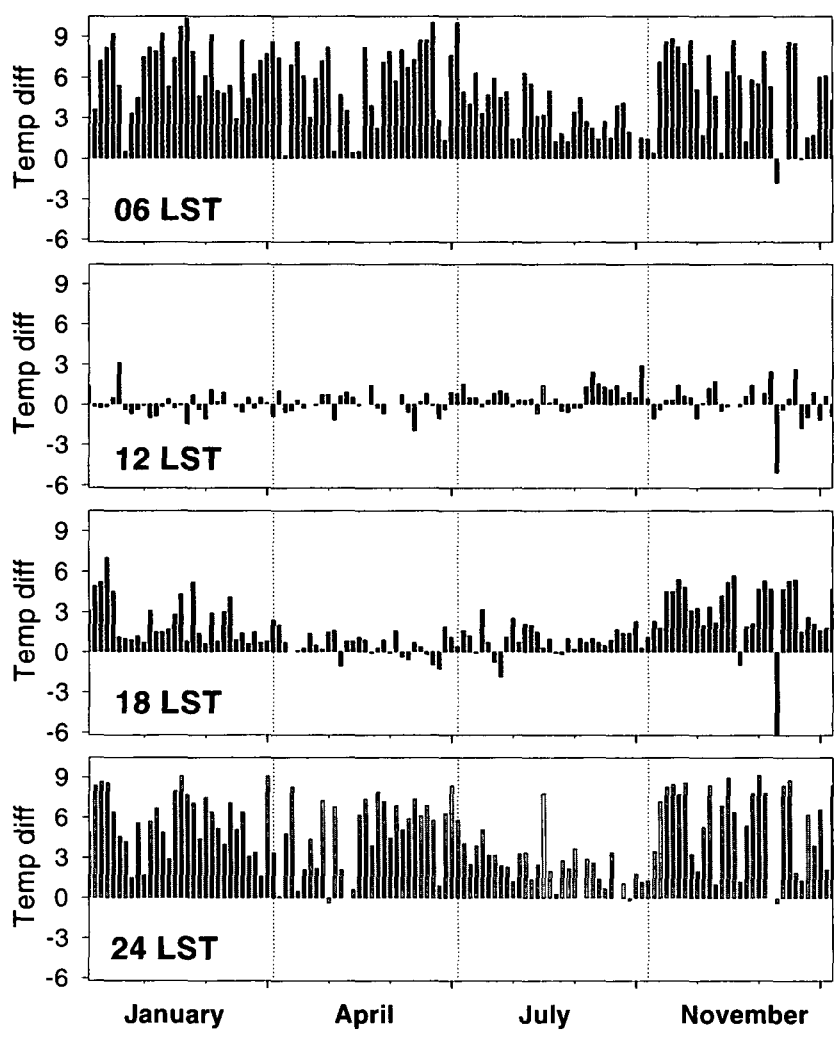


Fig. 3.5.47. Series of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Youngdungpo) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999.

Table 3.5.14. Mean value and standard deviation of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Youngdungpo) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999

$\Delta T_{u-s}$	06LST	12LST	18LST	24LST	wind speed	06LST	12LST	18LST	24LST
mean	5.19	0.19	1.71	4.65	mean	0.66	0.95	1.70	-0.89
std.dev.	2.85	1.04	1.92	2.74	std.dev.	0.80	9.27	1.10	12.86
min	-1.80	-5.10	-6.20	-0.40					
max	10.30	3.10	7.00	9.20					

$\Delta T_{u-s}$ 의 월별 변화율 보면 1월과 11월에 기온차이가 크고 7월이 가장 작는데 여기에는 우리나라의 계절적 기후 특성이 반영되었다고 생각된다. Klysiak and Fortuniak (1999)의 연구에서는 0100 LST의  $\Delta T_{u-s}$ 의 시계열을 보면 여름에 가장 값이 크고 겨울에 작았으나 본 연구에서는 2400 LST의 경우 1월과 11월에 크고 상대적으로 7월 여름에 작게 나타났다. 동일한 북반구임에 불구하고 이러한 차이는 한반도와 폴란드가 서로 다른 기압패턴으로 인해 영향받는데 기인한다고 본다. 즉 한반도는 겨울에는 차고 건조한 시베리아 기단의 영향으로 인해 난방을 위한 에너지소비 즉 인위적 요인의 증가로 도심과 교외의 기온차이가 두드러지나 여름에는 일사가 강하기 때문에 오히려 에너지 소비가 지역적으로 크지 않아 기온 차이가 작은 것으로 보인다. 그리고 여름철 몬순의 영향으로 운량이 많은 날이 다른 계절보다 많기 때문에 열섬효과가 상대적으로 약하게 나타났다고 본다. 그러나 폴란드는 겨울에 전선을 동반하는 기압계의 영향으로 야간에 운량이 많고 강풍이 부는 날이 빈번하여 11월에서 3월 사이에  $\Delta T_{u-s}$ 값이 작다고 한다. 그리고 겨울에  $\Delta T_{u-s}$ 가 음인 경우는 온난전선으로 인한 온난이류가 일어날 때 콘크리트의 열관성으로 인해 도시가 상대적으로 냉각 효과를 야기하게 되는 경우이며 이와 반대로 한랭 이류가 있을 때 도시의 열관성효과로 도시의 열섬현상이 더 커진다고 하였다.

한편,  $\Delta T_{u-s}$ 의 값은 선택한 지점에 따라 달라질 것이므로 이번에는 영등포가 아닌 고온핵이 나타났던 강남을 사능과 비교해 보았다(Fig. 3.5.48). 그 결과 Fig.3.5.47와 거의 유사한 양상을 보였는데 분석기간동안  $\Delta T_{u-s}$ 의 평균, 표준편차 값을 보면 0600 LST에 평균은 4.60 °C (표준편차 2.61 °C), 1200 LST에는 평균값

이 0.12 °C(표준편차 1.17 °C) 1800 LST에는 평균 1.58 °C(표준편차 1.81 °C), 2400 LST에는 평균 4.45 °C(표준편차 2.74 °C)를 나타내었다.

영등포와 사능간  $\Delta T_{u-s}$ 와 비교해 볼 때 강남과 사능간  $\Delta T_{u-s}$ 는 평균값이 0600 LST에 0.59 °C, 1200 LST에는 0.07 °C, 1800 LST 0.12 °C, 2400 LST에는 0.20 °C가 작게 나타났다. 여기서 대체적으로 강남의 기온이 영등포보다 약간 낮은 것으로 생각된다.

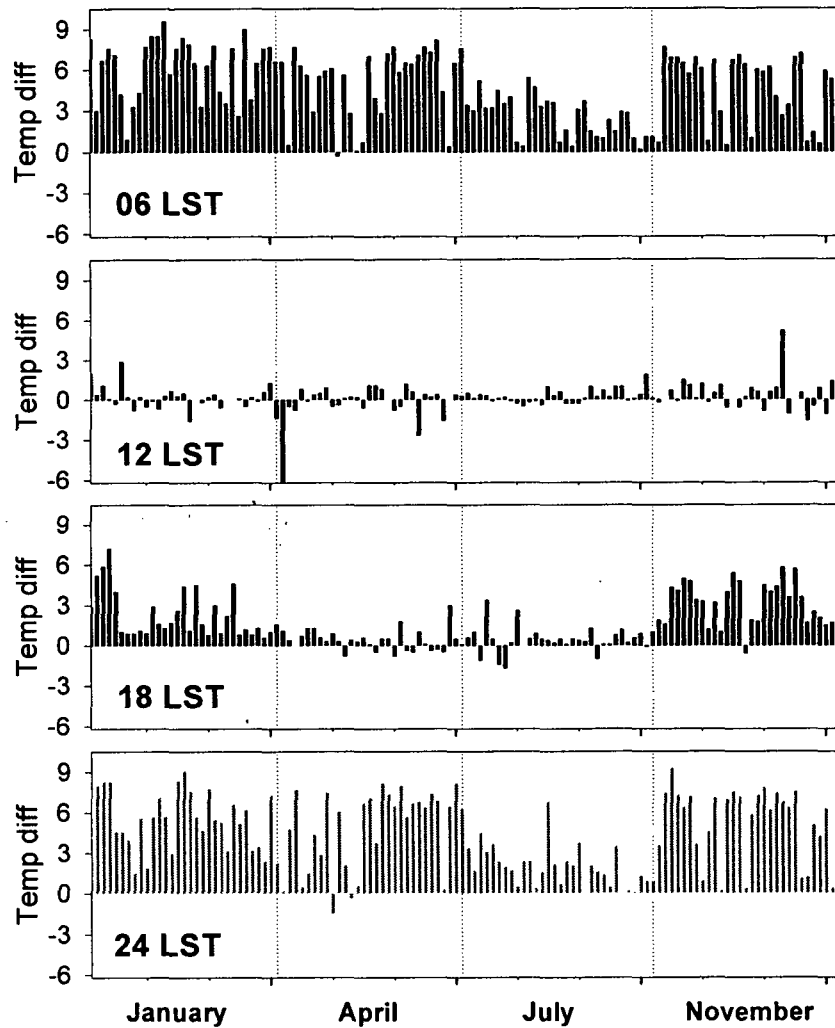


Fig. 3.5.48. Series of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Kangnam) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999.



Table 3.5.15. Mean value and standard deviation of daily temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Kangnam) and Suburb region (Sanung) for January, April, July and November 1999

$\Delta T_{u-s}$	06LST	12LST	18LST	24LST
mean	4.60	0.12	1.58	4.45
std.dev.	2.61	1.17	1.81	2.74
min	-0.30	-8.00	-1.70	-1.50
max	9.60	5.20	7.20	9.30

그리고 열대야 사례로 선정한 7월 21일 과 27일의 경우 도시 열섬 강도를 살펴보기 위해 영등포와 사능의 일최고기온과 최저기온의 차이를 보았다. 최고기온의 차이는 0.1 °C로 거의 동일한 반면 최저기온은 2.4 °C 영등포가 더 높았다. 27일은 영등포가 사능보다 최고기온이 2.1 °C높았고 최저기온은 1.2 °C 높았다. 7월 21일은 강수로 인해 운량이 많고 풍속이 약한 편이다. 운량이 많음으로 인해 기온차이도 작고 즉 도시 열섬 현상도 약한 것을 볼 수 있다. 27일의 경우를 보면 0600LST 이 0.6 m/s인 경우 풍속이 약하며 이 시각대에 확실히 열섬효과가 강해지는 것을 볼 수 있었다.

이 열대야 2사례를 보면 모두 운량이 많은 경우였으며 열섬효과는 확실히 볼 수 있었다. 열대야 경우에도 열섬효과는 나타나는 것을 볼 수 있다. 이 열대야의 형성은 이 운량으로 인해 장파복사가 경계층내에 차단되어 기온 상승을 유발하는 것으로 판단된다.

Table 3.5.16. Cloud amount, wind speed and temperature difference ( °C) of 0600, 1200, 1800, 2400 LST between the city center(Youngdungpo) and Suburb region (Sanung) for 21, 27 July 1999

21 July	108 송월동 전운량	사능 wind speed(m/s)	$\Delta T_{u-s}$ (영등포-사능)
0600 LST	10	1	2.7
1200 LST	9	1.5	1.3
1800 LST	5	1	0.7
2400 LST	9	0	2.9

27 July	108 송월동 전운량	사능 wind speed(m/s)	$\Delta T_{u-s}$ (영등포-사능)
0600 LST	9	0.6	4.1
1200 LST	10	3.6	0.5
1800 LST	7	3.7	1.4
2400 LST	9	3.0	1.1

앞에서 도시 열섬 현상의 원인을 이현영 (1989)의 결과를 인용하여 인구의 영향을 언급하였다. 이 결과를 바탕으로 도시 열섬 현상과 인구 밀도와와의 관련성을 서울시에 대해서 조사해 보았다. 서울 통계연보를 참조하여 구별 총 인구수를 구별 면적으로 나누어 인구 밀도를 계산하였다. 가장 인구 밀도가 높은 구는 27,926명 /km<sup>2</sup>으로 양천이며 가장 낮은 곳은 8,219명/km<sup>2</sup> 로 종로이다. 20,000명 /km<sup>2</sup> 을 넘는 구는 광진, 동대문, 중랑, 양천, 동작의 5개 지역이 나왔다. 여기서 인구 밀도와 고온핵과의 단순한 관계는 보기 힘들었다. 영등포, 송파의 경우 고온핵임에도 불구하고 인구 밀도가 높은 편은 아니었다. 이러한 결과가 나온 원인으로는, 인구 밀도 자료는 거주지에 제한된 주민 등록상의 통계치인 한편 거주 전용외에도 상업전용지역등의 교통량, 인구 이동이 많은 곳에서도 고온핵의 발생이 가능한데 이러한 상업전용지역등에 대한 자세한 조사가 없었기 때문으로 생각된다. 따라서 인구 밀도에 도시화로 인한 고온 효과를 나타낼 만한 다른 요인에 대한 추가적인 조사가 필요함을 알 수 있었다.

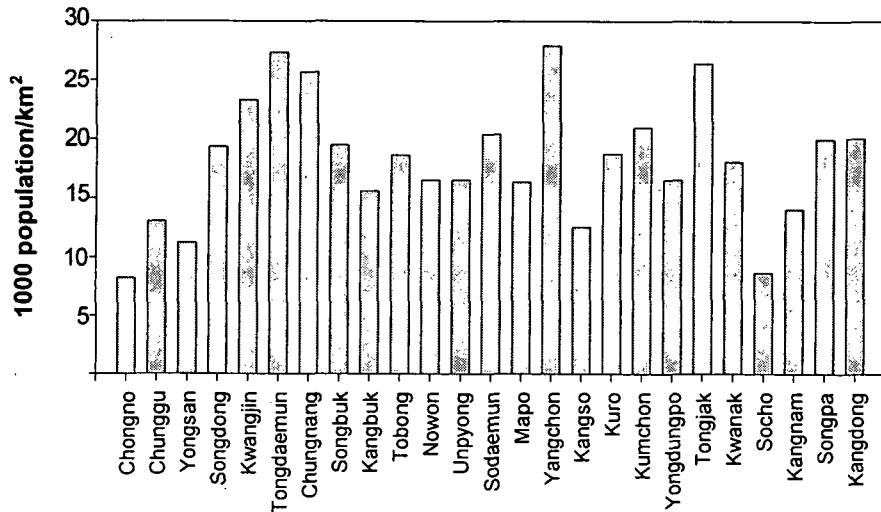


Fig. 3.5.49. The density of population in Seoul, 1997.

다음은  $\Delta T_{u-s}$ 에 미치는 기상장의 영향을 알아보기 위해 운량, 풍속과의 관계를 조사하였다(Fig. 3.5.50). 운량은 송월동 지점의 전운량을 사용하였으며 이 전운량이 영등포와 사능에도 해당된다고 가정하였다. 풍속은 사능자료를 사용하였다. 영등포와 사능간  $\Delta T_{u-s}$ 를 시각대별로 살펴보면 대체적으로 풍속이 약한 경우에 값이 크게 나타났고 상대적으로 운량의 영향은 크지 않은 것으로 나타났다. Klysik and Fortuniak (1999)도 역시 야간에 운량이 적고 풍속이 약할 때  $\Delta T_{u-s}$ 값이 최대로 커지지만, 운량의 영향은 풍속의 영향보다 상대적으로 적다고 하였다. 그리고 이  $\Delta T_{u-s}$ 를 약화시키는 것은 온호림이거나 풍속이 강할 때라 하였는데 본 분석에서는 0600 LST에 전운량이 5~8로 많은데도  $\Delta T_{u-s}$ 가 크게 나타나기도 하였다. 이는 운량자료가 송월동 관측에 기인한 것이라는 점에서도 비롯되었다고 보인다.

그리고 Klysik and Fortuniak (1999)에서는 도심과 교외의 기온차이가 일정값을 초과할 경우의 풍속을 조사하여 도시의 구조물이 열에너지를 가둘 수 있는 풍속조건을 조사하였는데, Fig. 6에서  $\Delta T_{u-s}$ 가 2.0 C 이상인 경우의 풍속값을 보면 0600 LST 와 2400 LST에서는 약 2 m/s 이하이어야 하고 1200 LST에서는 0.5 m/s, 1800 LST에서는 약 1.5 m/s로 나타났다. 여기서 야간에는 주간보다 상대적으로 풍속이 강하여도 도시내에 열에너지를 가둘 수 있어 도시 열섬을 형성할 수 있는 것을 알 수 있으며 이는 Klysik and Fortuniak (1999)와 동일한 양상이었다.

이상의 결과는 1, 4, 7, 11월 전 기간에 대한 것이며 다음은 각 월별로 분리하였을 경우에도 유사한 양상을 볼 수 있었다.

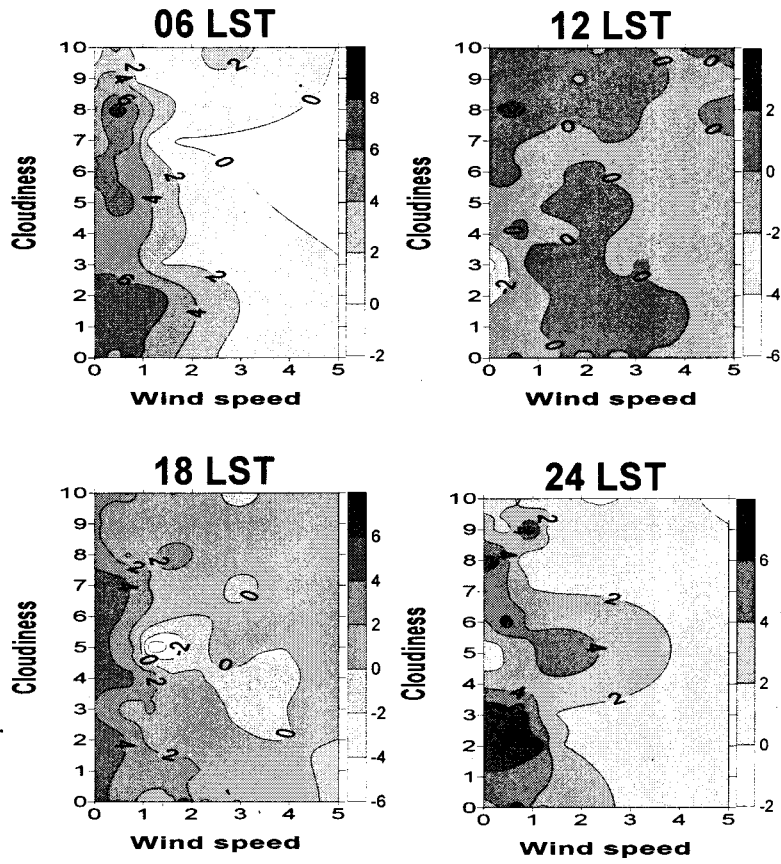
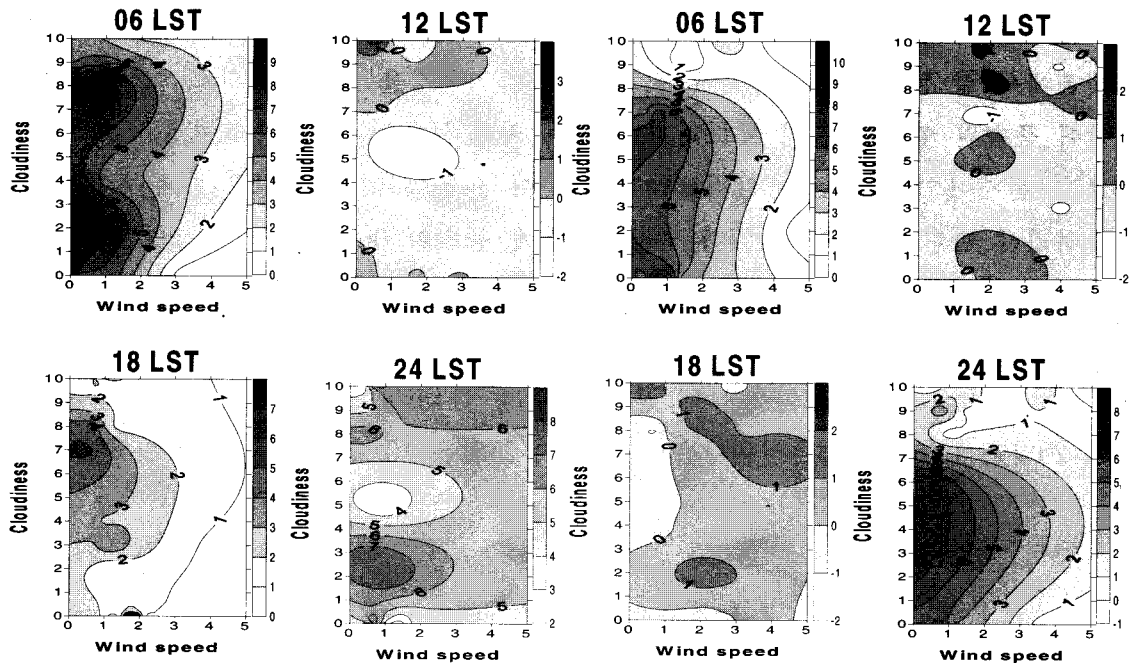


Fig. 3.5.50. Air temperature differences ( $^{\circ}$  C) between Youngdungpo and Sanung in relation to cloudiness and wind speed (m/s) at 0600, 1200, 1800, 2400 LST for January, April, July and November, 1999.

(a) January

(b) April



(c) July

(d) November

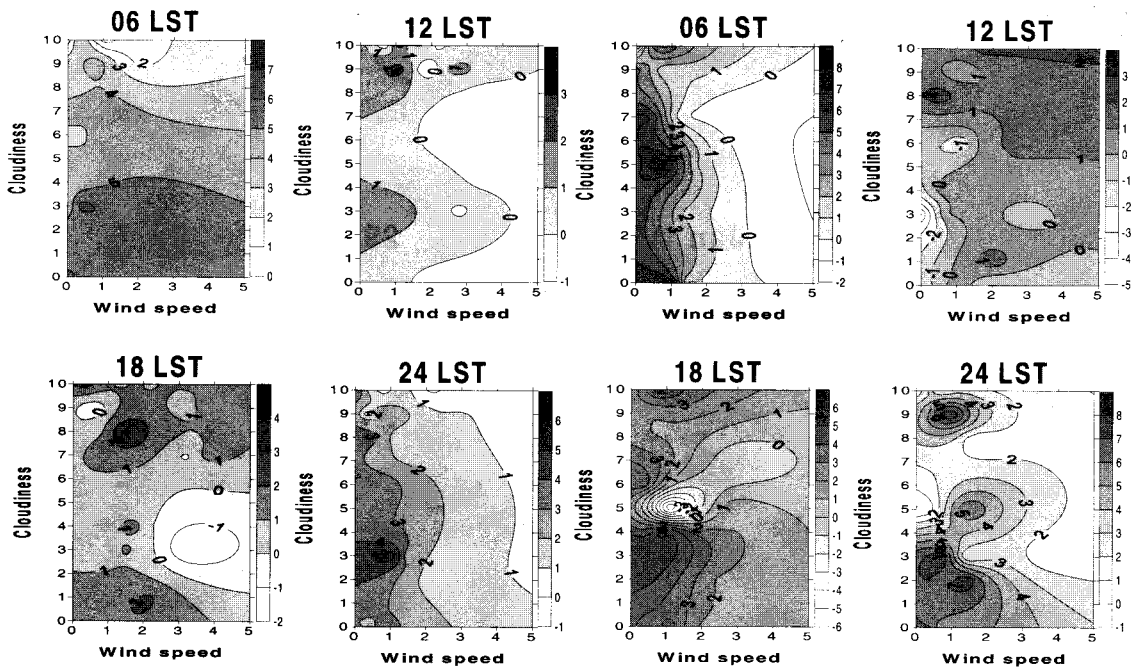


Fig. 3.5.51. Air temperature differences ( $^{\circ}\text{C}$ ) between city centre(Youngdungpo) and suburbs(Sanung) in relation to cloudiness and wind speed(m/s) at 0600, 1200, 1800, 2400LST for each month, 1999.

다음은 풍속에 따라 도시 기온 수평 분포 형태가 어떠한 차이를 보이는지 살펴보았다. 도시열섬은 겨울철에 가장 잘 두드러지게 나타나므로 1월을 선택하고 일 최저기온에서 잘 볼 수 있기 때문에 0600 LST의 기온장을 살펴보았다.

이때 풍속의 영향을 좀더 두드러지게 보기 위해 무풍인 날과 풍속이 1m/s 이상인 날로 구분지어 기온분포를 살펴보았고 풍속이 1 m/s 미만인 경우는 무풍인 날과 비슷하리라 판단되어 생략하였다. 0600 LST에 풍속이 0m/s 인 날은 1월 3일, 4일, 18일, 19일, 21일, 22일, 23일로 7일이었으며 이때 전운량은 3일, 4일, 18일은 0, 19일과 23일은 10, 21일은 3, 22일은 9이었다. 풍속이 1m/s 이상인 날은 1월 7일, 25일, 27일, 29일로 4일이었다. 이 때 풍속은 7일은 3.1m/s, 25일은 1.9m/s, 27일은 1.0 m/s, 29일은 1.2m/s 였고 전운량은 7일은 0 , 25일은 10, 27일은 4, 29일은 2였다.

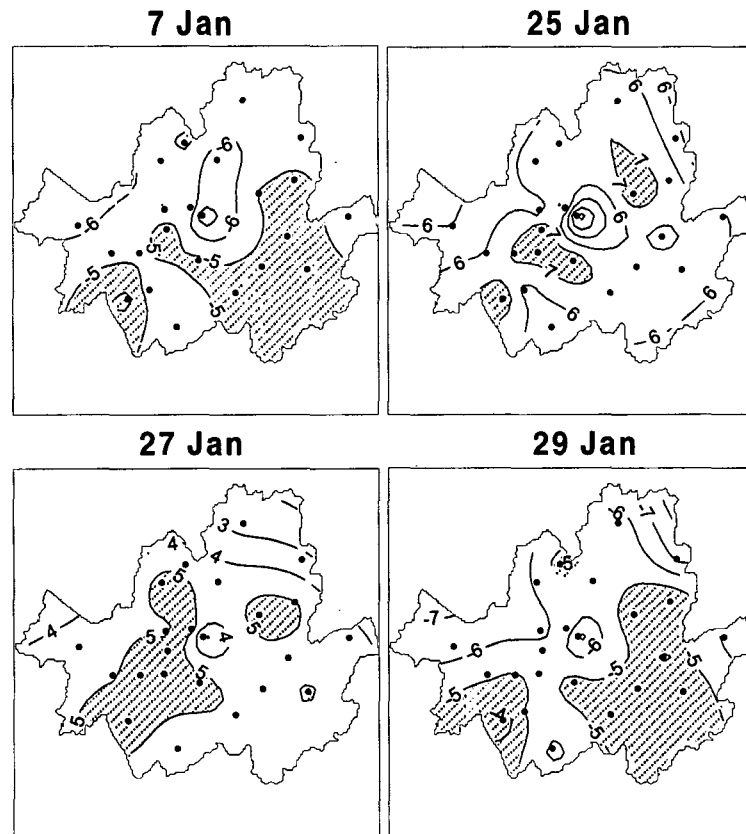


Fig. 3.5.52. Horizontal distribution of air temperature(°C) at 0600 LST in January, 1999 when the wind speed is greater than 1m/s.

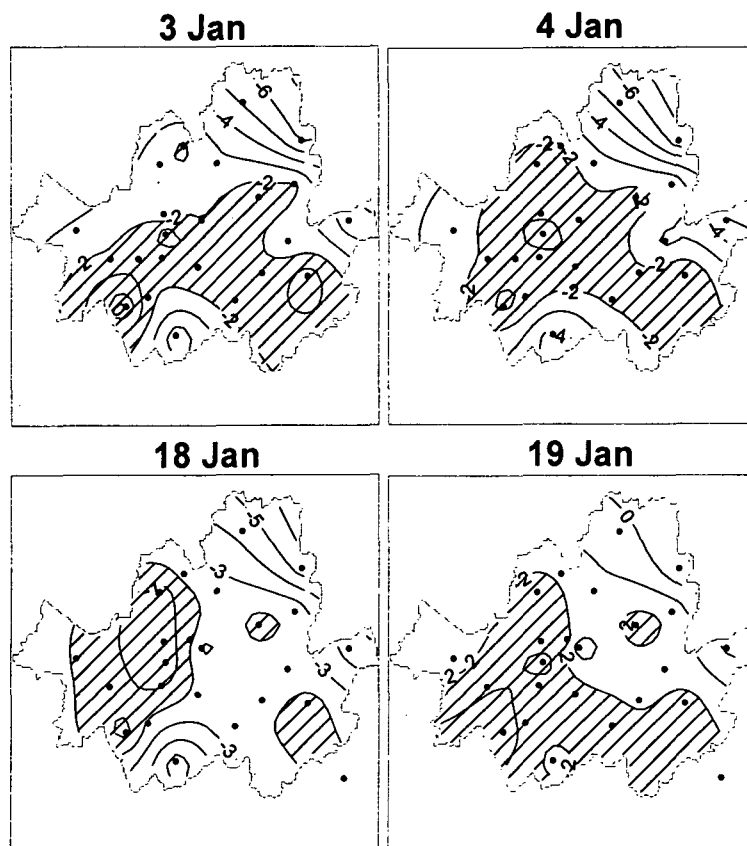


Fig. 3.5.53. Horizontal distribution of air temperature(°C) at 0600 LST in January, 1999 in the windless day.

Fig. 3.5.52에서 풍속이 1m/s 이상인 날을 보면 영등포, 강남, 청량리의 강북지점에 기온이 높은 것을 볼 수 있다. Fig. 3.5.53에는 무풍인 날을 보면 은평, 서대문, 마포의 서울 북서부지역의 기온이 Fig. 3.5.52보다 높은 것을 볼 수 있다. 그리고 Fig. 3.5.53인 경우 지점별 기온분포편차가 Fig. 3.5.52의 값보다 크다 이는 무풍인 경우 기온차가 서울도심과 외곽의 차이가 매우 크며 상대적으로 풍속이 강할 경우 대기의 혼합으로 인해 도심과 외곽의 기온차이가 상대적으로 작게 나타남을 알 수 있다.

1월 18일 경우 24개지점의 기온 평균은 -2.73 (표준편차 1.94), 19일은 1.80 (표준편차 1.30). 3일은 -2.63 (표준편차 1.99), 4일은 -2.71 (표준편차 2.07), 21일은 -6.63 (표준편차 2.38) 22일은 2.64 (표준편차 1.30), 23일은 4.53 (표준편차 1.19)이었다.

풍속이 1m/s 이상인 날을 보면 7일은 -5.36 (표준편차 0.89), 25일은 5.98 (표준편차 0.80), 27일은 4.45 (표준편차 1.17), 29일은 -5.62 (표준편차 1.67) 이었다.

이상의 결과를 평균을 취하여 공통적인 특성을 조사하여 보았다. 이를 위하여 풍속에 따른 기온 상승지역의 비교를 위해 풍속이 0m/s인 날 (1월 3,4,18,19,21,22,23일) 각각의 면적평균이 제거된 기온편차장을 가지고 7일 평균을 구한 뒤 여기서 면적평균값 0.21. C (표준편차 1.78) 을 제거한 최종 기온 편차장을 구하였다. 풍속이 1m/s 이상인 경우 (7,25,27,29일) 에 대해서도 동일한 방법으로 기온 편차장을 구하되 이때 제거한 4일의 면적평균값은 0.06 °C (표준편차 1.03)이었다.

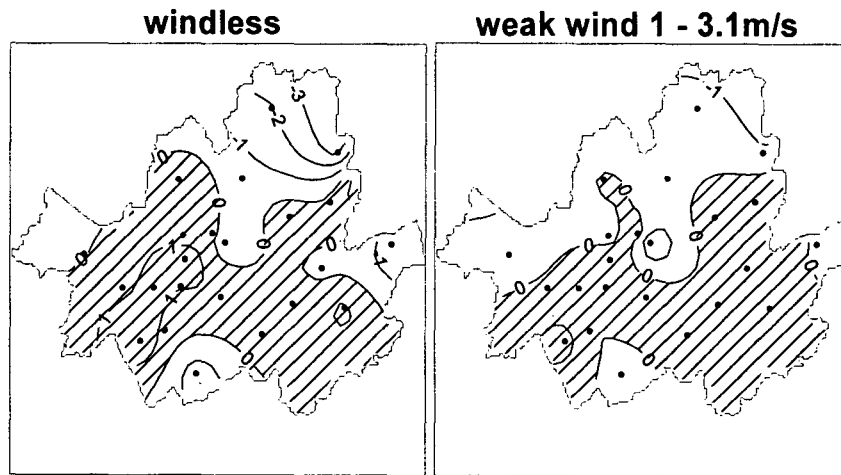


Fig. 3.554. Comparison of the horizontal distribution of air temperature anomaly (C) by wind speed at 0600 LST in January, 1999. The positive anomaly area is shaded.

Fig. 3.554을 보면 대체적으로 앞서 월별 평균 기온장과 최저기온장에서 나타났던 고온역과 패턴이 유사한데 무풍인 경우가 풍속이 1 m/s 이상인 경우보다 서대문, 마포를 비롯한 서울 북서부 지역의 기온이 상대적으로 높고 영등포와 마포일대의 고온핵이 좀더 강함을 볼 수 있다. 그리고 무풍인 경우가 풍속이 1 m/s 이상인 경우보다 도심과 서울외곽으로 가면서 기온차이가 크게 나는 것을 볼 수 있었는데 이는 표준편차를 보면 잘 알 수 있었다. 즉 무풍인 경우 표준편차는 1.78 °C로 풍속이 1 m/s 이상인 경우의 1.03 °C보다 크게 나타나 열섬현상이 더 뚜렷함을 잘 보여주고 있었다. 풍속이 강하면 대기의 혼합작용이 활발해지기 때문에 도심과 외곽의 기온 차이가 상대적으로 작아지는 것을 확인할 수 있다. 이 분석에서는 무풍인 경우 도 시내에 강한 고온핵이 여러개 형성되는 것을 보인 Klysik and Fortuniak (1999)의 분석결과와 일치하지는 않았지만 도심과 외곽의 기온차이가 심하게 나는 점은 동일하였다.



이상으로 도시열섬효과 분석 결과를 요약하면 다음과 같다. 도시의 온난역이 도시 형태와 지형의 영향을 받는 것으로 알 수 있었는데 1999년 월별 평균기온장에서는 동대문의 강북 도심지, 강남구, 중랑의 강동구 지역, 영등포 일대에 고온역이 나타났다. 이는 과거에 비해 양천, 영등포 일대로 고온역이 확장된 것으로 최저기온장에서는 1월, 4월, 7월, 11월 모두 고온핵이 영등포 일대에 집중되어 있는 것을 공통적으로 볼 수 있었다. 고온역은 기존 문헌을 토대로 볼 때 도시개발과 관련된 녹지면적감소와 깊은 연관성이 있는 것으로 판단된다. 열대야 사례로는 1999년 7월 21일과 27일을 선정하였는데 이때 가장 기온이 높은 곳 역시 영등포, 양천 일대로 나타났다. 이 두 사례에서는 일교차가 달랐으며 21일에는 강수가 발생하였는데 두 사례일의 차이에 대해서는 좀더 자세한 조사가 필요하였다.

한편 열섬강도 분석을 위한 서울과 교외의 기온 비교에서는 1월은 서울이  $2.16^{\circ}\text{C}$  높았으며 4월은  $1.60^{\circ}\text{C}$ , 7월은  $0.59^{\circ}\text{C}$ , 11월은  $1.62^{\circ}\text{C}$ 로 나타났고 0600LST에 매우 강하고 주간에 약함을 알 수 있었다.

도시열섬현상이 겨울이 크고 겨울이 작은 연변화에서는 복사량과 인공열의 영향을 정성적으로 볼 수 있었다. 이는 Ichinose et al. (1999)의 결과와 일치하는 것으로 열섬효과의 원인을 인위적인 heat flux에는 사무실이나 호텔의 난방을 위한 에너지 소비를 들 수 있었다. 열섬효과는 여름보다는 겨울에 크게 나타나는데 그 원인은 여름에는 단파복사가 강하여 상대적으로 냉방으로 인한 인위적인 heat flux의 영향이 작지만 겨울에는 단파복사가 약하여 상대적으로 난방으로 인한 인위적인 heat flux의 영향이 커지기 때문으로 판단된다.

또한 열섬강도는 풍속과 운량의 기상요인과 연관성이 있었는데 풍속이 약할수록 그리고 야간에 열섬이 더 잘 발달할 수 있음을 알 수 있었다. 이때 풍속에 비해 풍속에 비해 상대적으로 운량의 영향은 작게 나타났다. 열대야 관련 사례 분석에서는 선택한 사례일에 모두 운량이 많은 경우이었는데 여기서도 열섬현상을 확실히 볼 수 있었으며 운량으로 인한 장파복사 차단이 기온상승을 유발한 것으로 판단되는데 이에 대해선 추가적인 연구가 요구되었다.

## 5. 결 론

본 연구에서는 서울의 미세국지 기후 특성을 파악하고 예측하기 위해 미세 바람장과 도시 열섬 현상에 대한 연구를 실시하였다. 이를 위하여 미세국지기후모델을 도입 운영하여 한반도에 적합한 국지 기후 모델 운영기술을 보유하고 상세 규모의 기상정보 생산을 위한 도시 바람장과 대기오염 확산장 시뮬레이션 연구를 실시하였다. 먼저 미세국지 기후모델 (WiTraK) 을 이용하여 서울시 3차원 진단 바람장을 계산하였는데 입력 경계조건을 위해 서울시 지형고도와 5개 등급의 토지 이용도 자료를 작성하였다. 모의실험에서는 서울 지역의 미세 바람장에 미치는 지형과 토지 이용도에 따른 지면 거칠기, 대기 안정도의 영향을 분석하였다. 북한산, 관악산, 남산 등의 산악지형은 풍향에 많은 영향을 주는데 공기의 발산 수렴구조를 결정하였고 이러한 기류가 오염물질의 확산 방향이나 속도, 수렴을 지배하는 것을 알 수 있었다. 토지 이용도 역시 풍속에 영향을 주는데 도심지나 산지에서 풍속의 약화가 두드러진 반면 낮은 구조물들이 존재하지 않는 한강 지역바람이 주변 육지의 지역보다 상대적으로 강하게 부는 것도 모의되었다. 대기 안정도의 경우는 안정할수록 바람은 지형의 지배를 더 많이 받고 있음을 확인할 수 있었다. 그리고 도시화로 인한 지면 마찰이 바람장에 미치는 영향에 대한 수치실험에서는 지면 마찰의 증가가 국지적 기류의 흐름을 차단하여 도시내 대기오염 발생에 직접적 영향을 주는 환기 능력에 장애를 가져 올 수 있음을 예상할 수 있었다.

바람장 모의 결과의 검증에서는 사례에 따라 다르게 나타났는데 1997년 4월 12일 사례 실험의 경우는 풍향은 10. 내외의 오차 범위에서 잘 모의되었으며 풍속은 최대오차 1m/s 내에서 관측치와 유사한 값을 모의해 내었다(오성남 등, 2000).

그리고 광화학반응을 고려한 오존 생성 수치 실험에서는 일사, 및 배경대기 조건의 영향을 파악할 수 있었는데 일사, 대기 안정도와 오존 생성량간의 비례 관계와 배경대기에 HC, 휘발성 기체등의 분포가 있을 경우 오존 생성의 촉진을 확인할 수 있었다.

MUKLIMO를 이용한 여의도 지역의 미세 바람장 실험에서는 지표층의 바람장의 특성과 빌딩으로 인한 바람장의 장애 효과를 잘 볼 수 있었다. 공원조성으로 인한 모델 하층에서의 풍속 감속을 볼 수 있었는데 지상 6 m 고도에서 최대 47%정도까지 감속되는 것을 알 수 있었다. 그리고 이 풍속의 변화는 오염물질의 확산에도 영향을 미치었는데 공원내 수목이 없을 경우 풍하측으로의 오염물질 확산량이 증가하는 것을 볼 수 있었다.

서울시 도시열섬현상 분석을 보면 열섬분포가 도시 형태와 지형의 영향을 받고

있었으며 고온역은 동대문의 강북 도심지, 강남구, 중랑의 강동구 지역, 영등포 일대로 나타났다. 이는 과거에 비해 양천, 영등포 일대로 고온역이 확장된 것으로 기존 문헌을 토대로 볼 때 도시개발과 관련된 녹지 면적감소와 깊은 연관성이 있는 것으로 판단된다. 열대야 사례에서도 역시 가장 기온이 높은 곳은 영등포, 양천 일대로 나타났다.

한편 열섬강도 분석을 위한 서울과 교외의 기온 비교에서는 겨울이 크고 여름이 작은 연변화와 야간에 열섬현상이 강한 일변화를 볼 수 있었다. 또한 열섬강도는 풍속과 운량의 기상요인과 연관성이 있었는데 풍속이 약할수록 그리고 야간에 열섬이 더 잘 발달할 수 있음을 알 수 있었다. 이때 풍속에 비해 풍속에 비해 상대적으로 운량의 영향은 작게 나타났다.

이 연구에서 수행된 모델 실험과 AWS 관측 자료의 분석 결과는 서울시의 도시환기 능력을 높이고 바람장 변화를 최소화하며 녹지를 확보하는 방안을 제시함으로써 도시 열섬, 대기오염의 확산등 인위적 현상을 완화시키는데 활용될 수 있으리라 판단된다.

## 제 6 절 가용수자원 극대화를 위한 한반도 강수계의 구조 분석

### 1. 한반도 대설특성 및 운물리에 관한 연구

#### 가. 서론

우리 나라의 대설은 지역적인 편중성이 매우 심한 편이다. 이중 겨울철 대설빈도 적설량이 많은 영동지역과 울릉도 지역은 겨울철 적설량이 각각 연 강수량의 약 10%와 20% 이상을 차지하고 있는데 반하여, 타 지역은 연 강수량의 5% 내외를 차지하고 있을 뿐이다. 그러나 대설에 의한 경제 사회적 영향은 상당히 큰 편으로, 특히 대도시인 서울의 경우 갑작스런 대설시 교통 마비에 따라 큰 경제적 손실이 우려된다. 그러나 강설 현상은 그 공간 규모가 수 km에 불과하며, 시간 규모도 수시간을 넘는 일이 드물어 예보를 하기가 쉽지 않다. 특히 우리나라는 삼면이 바다로 둘러싸여 있으며, 좁은 지역에 복잡한 산악지역을 포함하고 있어, 지형에 의해 유도되는 국지적 대기 순환과 강수의 특징은 더욱 복잡하며, 저기압, 뇌우 등의 강수를 동반하는 종관규모 요란 또는 중규모 대류계 또한 지형의 영향을 받고 있다. 이중 여름철 호우는 재산 피해액의 약 70%를 유발하는 가장 중요한 기상재해로 다수의 연구가 행하여져 왔으나 겨울철 대설에 대한 연구는 상대적으로 적은 편이다.

따라서 본 연구는 REOF 분석을 통하여 강설 특성에 따라 한반도를 다섯 개의 강설 권역으로 나누어 종관적인 특징을 분석하고, 레이더 반사도 자료에서 강설강도를 추출하는 관계식을 유도하였으며, 미국 대기연구소에서 개발된 Clark-Hall 구름강우 모델을 도입하였으며, 한반도 구름자원 및 여러 기상분석 등 인공강우 시행을 위한 연구를 병행하였다.

한반도 대설의 종관적 특징의 파악 및 레이더를 이용한 강설 예보, 강설형성의 미세물리 연구는 강설예보의 정확도를 높일 뿐만 아니라, 운물리 발전에도 크게 기여하게 된다. 또한 한반도의 1인당 평균 강우량은 전세계 평균의 1/11이기 때문에 산업이 고도화되고 삶의 질이 향상됨에 따라 용수 수요가 급격히 늘어나 장차 물부족 현상은 갈수록 심화될 전망이다. 이러한 물 부족 현상의 하나의 해결책으로서 인공증우 기술은 필요하다.

## 나. 주성분 분석을 이용한 한반도 강설 지역 구분

### (1) 개요

강설 현상은 그 공간규모가 수 km에 불과하며, 시간규모도 수시간을 넘는 일이 드물어 예측하기가 쉽지 않다. 특히 한반도 지역은 복잡한 산악지형을 포함하고 있고, 삼면이 바다로 둘러싸여 있어 좁은 지역내에서도 복잡한 강설 형태를 보여준다. 따라서 지형에 의해 유도되는 국지적 대기순환과 저기압, 강수를 동반한 중관규모 요란 또는 중규모 대류계 또한 그 변동성이 크다. 우리 나라 겨울철 강설특성 또한 지역간 그 생성기작 및 강설량, 발생빈도 등에서 현저한 차이를 보이고 있으므로 한반도에서의 강설과정을 이해하기 위해서는 강설현상에 대한 체계적인 지역구분 및 이에 대한 연구가 필요하다.

기후의 공간구조를 해석하기 위한 기후특성의 분류나 기후특성에 따른 지역의 구분에 있어서 각종 통계적 방법이 적용되어왔다. 특히 강수특성의 지역구분에 있어서는 상관계수 등을 이용한 일반적 통계분석과 인자 분석(Factor analysis), 주성분 분석(Principal component analysis), 클러스터분석(Cluster analysis) 등이 적용되어 연구되고 있다(문영수, 1990). 이중 기상자료의 분석에 있어서는 자유도가 큰 역학계의 자유도를 최소화하면서 원래의 자료가 포함하고 있는 현상을 간단하게 묘사할 수 있는 경험적 직교함수(Empirical Orthogonal Function, EOF ; Kutzbach, 1967)가 많이 이용되고 있다. 이들 방법을 이용한 최근 해외 연구로는 Matsumoto (1989), Klein and Bloom(1987), Ogallo(1989), Walsh et al.(1982), Easterling(1989), Gregory(1989) 등을 들 수 있다.

국내에서 수행된 연구로는 클러스터 분석을 이용하여 강수지역 구분 연구를 수행하였는데(문영수, 1990), 강수의 양적 특성 및 연변화 특성을 이용하여 한반도를 5개의 강수지역으로 구분하였다. 강설지역 구분 연구로는 김성삼(1979)이 신적설이 10cm 이상인 강설의 기상조건 연구에서 강설지역을 영동지방, 내륙, 울릉도로 구분하여 강설시 저기압의 위치를 조사하였으나, 강설지역의 구분이 강설량 분포에 따라 임의적으로 이루어진 단점이 있다. 따라서 강수특성의 지역구분이 문영수(1990) 등에 의하여 체계적으로 이루어진 것에 반하여 강설현상에 대해서는 체계적인 지역구분이 이루어지지 않았다. 따라서 본 연구에서는 경험적 직교함수에 의하여 강설지역을 구분하고, 구분지역별 강설을 유발한 중관장의 시·공간적 변화 특성을 밝히고자 한다.

(2) 자료 및 연구방법

본 연구에서는 강설 지역구분을 위하여 전국 55개의 기상대 및 관측소에 대한 22년간(1974-1995)의 최심신적설 관측자료와 종관장 특성분석을 위하여 17년간(1979-1995)의 NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research)의 재분석자료가 사용되었다. 11월과 3월에도 눈이 내리는 경우가 발생하기는 하지만 그 빈도가 낮기 때문에 본 연구에서는 분석자료를 12, 1, 2월달로 한정하였다.

강설지역구분을 위하여 본 연구에서는 강수의 지배적인 공간분포를 정의하기 위하여 아주 유용한 Horel(1981)과 Richman (1986)의 방법을 따라 Rotated EOF분석방법을 채택하였다. 먼저 모든 관측소들 사이의 공분산 행렬(covariance matrix)에 기초하여 non-rotated EOF분석을 행하였다. 자료행렬  $X$ 는 공분산 행렬의 고유벡터 성분인 직교행렬  $W$ 를 이용하여  $X = Z\hat{W}$ 로 표현할 수 있다. 여기서  $Z$ 는  $[z_1, z_2, \dots, z_m]$ 이고  $\hat{W}$ 는  $[\hat{w}_1, \hat{w}_2, \dots, \hat{w}_m]^t$ 이다. 여기서 아래첨자  $m$ 은 관측소 개수,  $\hat{w}_i$ 는  $|\hat{w}_i| = 1$ 로 정규화된 고유벡터,  $z_i$ 는  $\hat{w}_i$ 에 대한 시간변화 함수이다.  $\hat{\cdot}$ 는 정규화된 벡터나 직교 행렬을 의미한다.  $Z$ 와  $\hat{W}$ 의 내적으로  $X$ 를 표현하는 방법을 비회전된 EOF분석이라 한다 (Akiyama 1981a).  $z_i$ 의 분산이  $\hat{w}_i$ 의 고유값  $\lambda_i$ 와 같기 때문에  $Z$ 는  $[\sqrt{\lambda_1} \hat{z}_1, \sqrt{\lambda_2} \hat{z}_2, \dots, \sqrt{\lambda_m} \hat{z}_m]$ 이다. 여기서  $\hat{z}_i$ 는  $z_i$ 의 분산이 1로 정규화되고  $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_m$ 이다.  $Z$  대신에  $\hat{z}_i$ 로 구성되어 있는 직교행렬  $\hat{Z}$ 를 이용하여  $X = \hat{Z}W$ 로 표현될 수 있는데, 여기서  $[\sqrt{\lambda_1} \hat{w}_1, \sqrt{\lambda_2} \hat{w}_2, \dots, \sqrt{\lambda_p} \hat{w}_p]^t$ 이다. 만일  $\hat{Z}$ 와  $W$ 의 부분행렬을 사용한다면  $X \cong \hat{Z}_p W_p$ 로 근사될 수 있다. 여기서  $p$ 가 모든 고유벡터의 수  $m$ 보다 작을 때,  $\hat{Z}_p = [\hat{z}_1, \hat{z}_2, \dots, \hat{z}_p]$ 이고  $W_p = [\sqrt{\lambda_1} \hat{w}_1, \sqrt{\lambda_2} \hat{w}_2, \dots, \sqrt{\lambda_m} \hat{w}_m]^t$ 이다. 비회전된 EOF의 해가 종종 해석하기 어렵기 때문에(Horel, 1981), 해의 회전이 종종 사용된다.

따라서 여기서는 varimax rotation법이 사용되었다. 따라서  $\hat{Z}_p$ 와  $W_p$ 는  $\hat{Z}_p^R = \hat{Z}_p \hat{T}$ ,  $W_p^R = \hat{T}^t W_p$  일때 직교행렬  $\hat{T}$  즉  $X = \hat{Z}_p^R W_p^R$ 에 의하여 회전된다. 벡터  $[a_1, a_2, \dots, a_p]^t$ 는  $W_p^R = [a_1, a_2, \dots, a_p]^t$ 로 정의한다. 여기서  $T$ 는 식 (1)을 극대화하는 직교행렬로 정의된다.

$$\frac{1}{p} \sum_{j=0}^p \left[ \frac{1}{m} \sum_{i=0}^m \{ a_{ij}^4 - \left( \sum_{j=0}^m \frac{a_{ij}^2}{m} \right)^2 \} \right], \quad (1)$$

여기서  $a_{ij}$ 는 벡터  $a_i$ 의 성분이다. 모든 성분에서 이 극대화가 일어나기 때문에 이 회전을 varimax법이라 부른다.  $a_i$ 는 REOF의  $i$ 번째 공간함수이고  $\hat{z}_i$ 는 REOF의  $i$ 번째 시간변화함수이다.  $i$ 번째 REOF  $\lambda_{Ri}$ 의 비율은 다음과 같이 정의된다.

$$\lambda_{Ri} = \left[ \frac{1}{m} \sum_{j=0}^m a_{ij}^2 - \left\{ \frac{1}{m} \sum_{j=0}^m a_{ij} \right\}^2 \right] / \sum_{j=0}^m \lambda_j \quad (2)$$

본 연구에서는 varimax 회전법을 이용하여 다섯 개의 고유벡터를 회전했다.

또한 REOF에 의하여 분류된 각 강설지역별 강설의 특성 및 이때의 종관장의 변화를 분석하기 위하여 각 지역별로 평균된 일별 신적설이 5cm이상인 경우를 선택하여 대설사례로 선정하여 이때의 기상장의 시·공간변화를 분석하였다. 종관장 분석을 위하여 사용된 자료는 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)의 재분석자료로, 기간은 이 자료가 유효한 1979년부터 1995년까지의 겨울철(12~2월)로 51개월이 사용되었다.

### (3) 한반도 강설지역 구분

#### (가) EOF에 의한 강설의 시공간 변동 분석

경험적 직교함수(EOF)에 근거하여 강설의 시공간 변동성이 분석되었다. Table 3.6.1은 모드 1, 2, 3, 4, 그리고 5에 의하여 설명된 분산을 보여준다. EOF의 첫 번째 모드는 전체 분산의 45%를, 두 번째 모드는 15%를, 세 번째 모드는 10%를, 네 번째는 6%, 그리고 다섯 번째 모드는 4%를 설명하고 있다.

Table 3.6.1. Eigenvalues and the accumulated variance.

Mode	Eigenvalue	Accumulated Variance(%)	Std. error
1	24.33	45.1	3.63
2	8.13	60.1	1.21
3	5.14	69.6	0.76
4	3.35	75.8	0.50
5	2.11	79.7	0.32

첫 번째부터 다섯 번째 모드까지의 공간 분포가 Fig. 3.6.1에, 시간변화가 Fig. 3.6.2에 제시되었다. 그림으로부터 고유함수의 첫 번째 모드가 한반도 전체에서 중심부에서 최대값을 갖는 양수임을 볼 수 있으며, 그 시계열 변화는 평균강수량과 유사하다. 분산의 변화로부터, 이는 중부의 강수변화가 다른 지역에서보다 상대적으로 더 크다는 것을 의미한다. 그리고 겨울철 한반도에서 강수는 1월 하순까지는 나날이 증가하고 있다. 이는 1월에 최대값을 보인 후 2월에 감소한다.

두 번째 모드는 한반도에서 강수의 공간분포에서 더욱 중요하다. 이 모드는 동서의 시소유형을 보여준다. 특히, 적설유형에 대하여 구분된 2지역을 보여준다. 이로부터 두 지역의 강수계(기작)가 서로 독립적임을 생각할 수 있다. 서부는 종종 시베리아 고기압의 확장시 한랭한 계절풍이 유입될 때 종종 강수를 가진다. 한랭한 공기는 온난한 해수면에 의하여 변질되고, 한반도의 서부지역에 강수를 유발하는 대

류운을 형성한다. 반면에, 한반도의 동부, 해안선을 따른 산악지역에서는 동풍이 존재할 때 강수를 가진다. 산맥에 의한 강제상승이 그 지역에서 강수를 유발한다. 두 번째 모드의 시간계수는 12월에 종종 발생하는 서쪽지역에서의 강수와 2월에 발생하는 동쪽 지역에서의 강수를 보여준다.

세 번째 모드는 남-북변동을 보여준다. 중동부와 남부는 각각 음수와 양수의 최대값을 가지고 있다. 이 모드의 시계열은 12월과 1월에 양수를 보여주고, 2월에 음수를 보여준다. 4번째 모드는 중남부의 강수가 다른지역(동부와 서부지역)보다 더 적음을 보여준다.

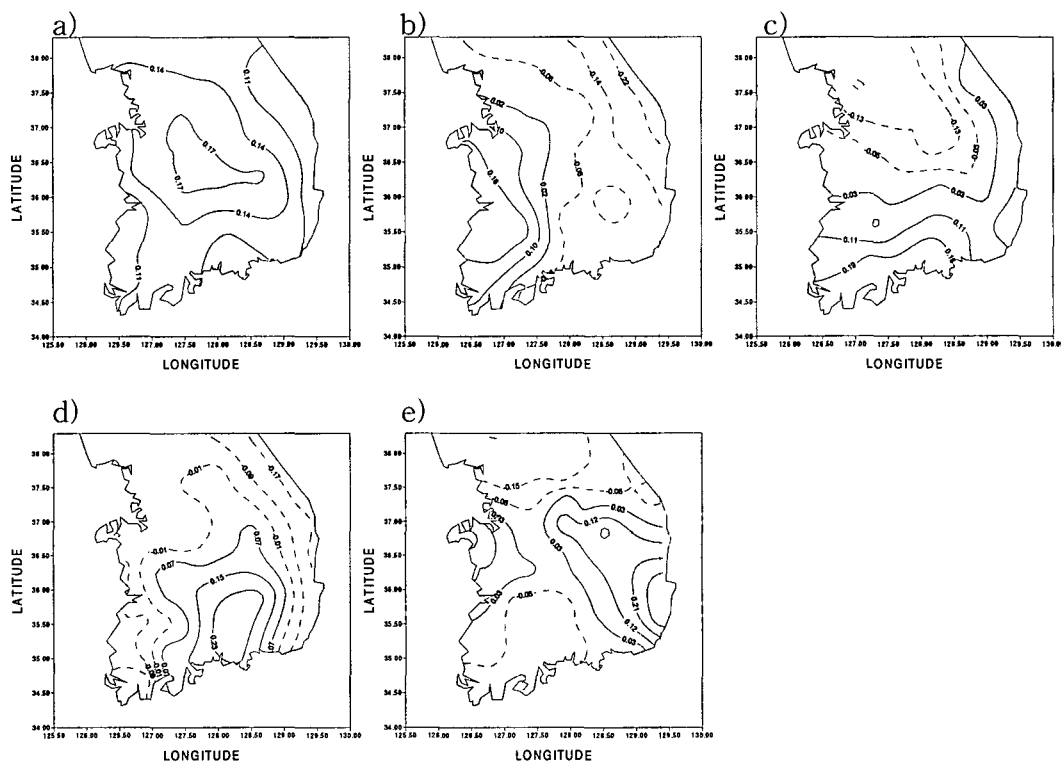


Fig. 3.6.1. Eigenfunctions of a) 1st, b) 2nd, c) 3rd, d) 4th, and e) 5th mode.

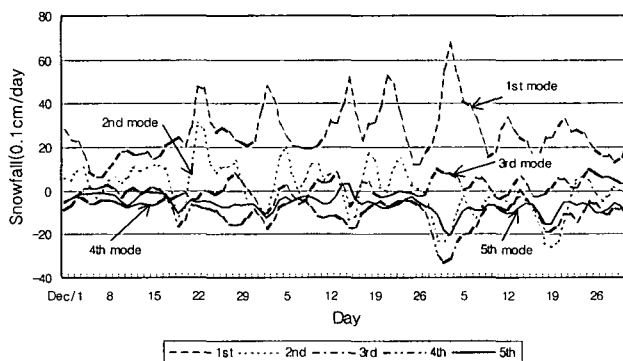


Fig. 3.6.2. Time coefficients of Eigenfunctions of each modes.



(나) REOF 분석에 의한 지역 구분

Fig. 3.6.3과 3.6.4는 1974년부터 1995년까지 일별 적설량 자료에서 계산된 5개 REOF의 시·공간함수를 보여준다. Fig. 3.6.3a에서는 영동지방에 가장 큰 가중이 나타남을 알 수 있다. 반대로 두 번째 모드로 대표되는 서해안 지역은 서해안의 해안가나 평야지대에 집중되어 있다. 첫 번째 모드는 전체 변동의 43.5%를 설명하는데 반하여 두 번째 모드는 이의 절반 수준인 22.2%를, 세 번째 모드는 18.5%를, 그리고 네 번째와 다섯 번째 모드는 각각 11.1%와 4.6%를 설명하고 있다. 이 분석을 통하여 우리는 중부 내륙지방에서의 강설이 서해안 강설에 못지 않은 가중을 가짐을 알 수 있다.

Fig. 3.6.3에 REOF 분석에 의하여 구분된 한반도의 강설지역이 제시되었다. 본 연구에서 한반도의 강설지역은 Fig. 3.6.5에 제시된대로 5지역으로 구분되었으며, 제 1지역은 동해안 지역, 제 2지역은 서해안 지역, 제3지역은 중부 내륙지방, 제4지역은 영남 중동부지역, 제5지역은 영남 남부지역이다.

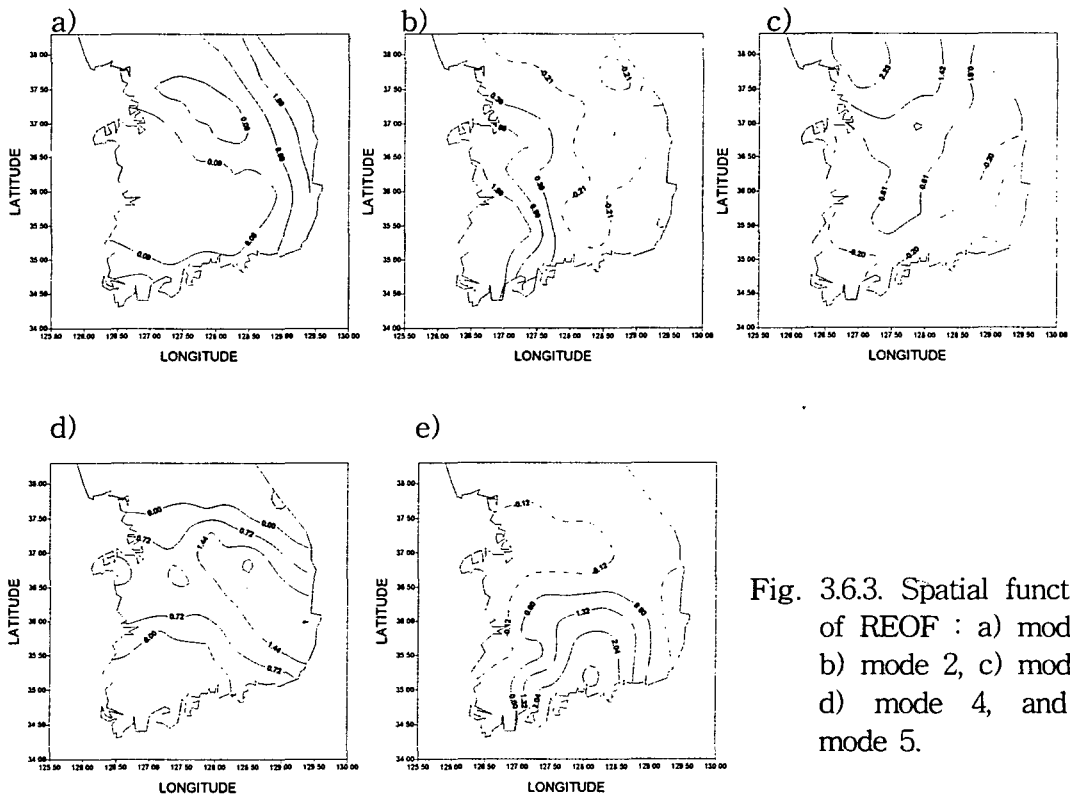


Fig. 3.6.3. Spatial functions of REOF : a) mode 1, b) mode 2, c) mode 3, d) mode 4, and e) mode 5.

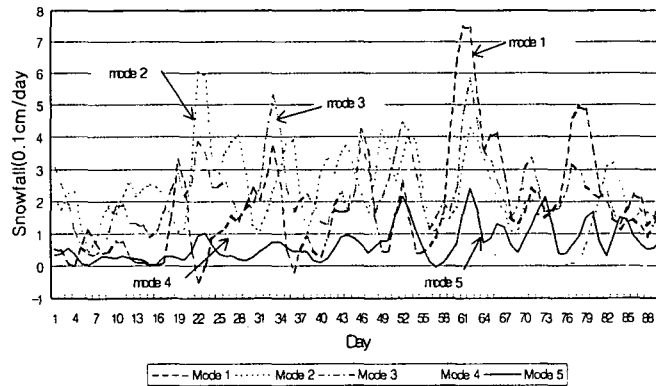


Fig. 3.6.4. Time coefficients of Eigenfunctions of each modes.

(4) 각 지역별 종관장의 시·공간변화

종관장 분석을 위하여 사용된 자료는 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research)의 재분석자료로, 기간은 이 자료가 유효한 1979년부터 1995년까지의 겨울철(12~2월)로 51개월이 사용되었다. 각 지역별 강설 특성을 비교하기 위하여 REOF 분석에 의하여 구분된 각 강설 권역별 적설량 평균을 구하여 분석에 사용하였다. 따라서 이후 모든 적설량은 지역 평균된 평균 적설량이다.

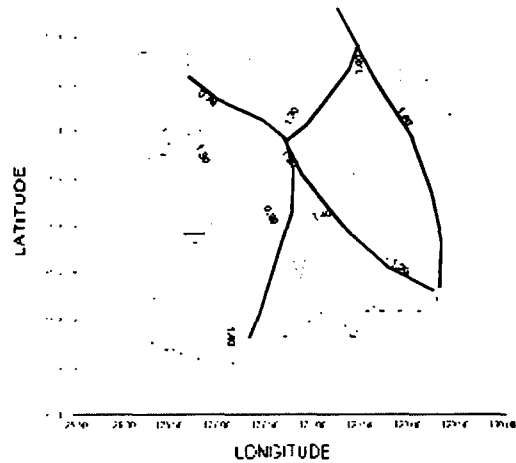


Fig. 3.6.5. Climatic regions of Korea based on snowfall data using REOF analysis.

Table 3.6.2에 각 지역별 대설의 발생빈도 및 평균 적설량이 제시되었다. Table 3.6.2에 의하면 이 기간 중 대설 사례는 우리가 흔히 경험하는 대로 1지역에서 57번으로 발생빈도가 가장 많았으며 적설량에서도 타 지역보다 월등히 많은 양상을 보였다. 제 2의 강설지역을 형성하는 2지역에서 대설 사례가 전부 37번 발생하였다. 특히 제 3지역에서는 26번의 사례가 발생하여 제 2지역에 못지 않은 제 3 강설권을 형성하며 또한 지역 평균 적설량은 오히려 제 2지역보다 많음을 알 수 있다 (7.5cm). 또한 10cm 이상의 적설 사례는 2지역에서 3번 발생하였고 그 평균량이 11.7cm이었음에 비하여 제 3지역에서는 5번 발생하여 평균 12.4cm의 눈이 내려 이

지역 적설에 대한 더 많은 연구가 행해져야 할 것이다. 4지역과 5지역은 발생빈도가 타 지역에 비하여 적게 나타났다. 그러나 제 1지역을 제외한 4개 지역에서 5cm 이상의 적설의 경우에 대한 평균적설량은 큰 차이를 보이지 않았다.

지역별 월별 대설의 발생분포를 보면, 제1 강설권을 형성하는 영동지방에서는 대설사례가 1월과 2월에 가장 많이 발생하며 제 2 강설권을 형성하는 서해안 지역은 12월에 가장 많이 발생한다. 그러나 1지역에서는 2월에, 2지역에서는 12월에 1월 다음으로 많은 발생빈도를 보여 발생빈도에서 약간의 차이를 보여주고 있다. 중부. 내륙지역과 영남 중동부지역에서는 1월에 각각 60%, 75% 가량의 발생빈도를 보여, 대부분의 대설사례가 1월에 발생함을 볼 수 있었다. 영남 남부지역은 가장 적은 대설 발생빈도를 보이고 있으며, 17년간 단 5차례만이 5cm이상의 적설을 보여주고 있다. 그러나 5번의 사례가 모두 2월에 발생하여 다른 사례들과 차이를 보였다.

Table 3.6.2. Occurrence frequency of heavy snowfall ( $\geq 5\text{cm}$ ) of each region classified by EOF analysis.

month region	Dec.	Jan.	Feb.	# of occurrence	mean depth (cm)
region 1	12(21%)	23(40%)	22(39%)	57	13.4
region 2	18(49%)	12(32%)	7(19%)	37	6.8
region 3	6(23%)	15(58%)	5(19%)	26	7.5
region 4	0	6(75%)	2(25%)	8	7.4
region 5	0	0	5(100%)	5	8.0

각 지역별로 대설이 발생한 경우의 종관장의 시·공간변화를 분석하기 위해 각 지역별로 대설이 발생한 날을 '당일', 대설이 있기 전날을 '전일', 대설이 있는 다음날을 '다음날'로 규정하여 각 사례의 전일, 당일, 다음날의 변수별 합성도를 만들어 분석하였다. 각 지역별로 다른 사례와 겹치는 날의 수는 제 1지역은 6회, 2지역은 9회, 3지역은 13회, 4지역은 7회, 5지역은 4회로 나타났으며, 3지역과 4지역, 4지역과 5지역 사이에 사례의 중첩이 많이 발생하였다. 합성도 작성 시 사례의 중첩에 의한 간섭을 배제하기 위하여 3지역 분석에서는 다른 사례와 중첩되는 사례를 제외하였으며, 4지역 분석에서는 3지역과, 5지역 분석에서는 4지역과 중첩되는 사례만을 선정하여 서로간의 중첩을 피하였다.

(가) 500 hPa 기온과 강수량과의 관계

한반도의 강설은 양 해안가에서 많이 나타나며, 시베리아 고기압이 강화되면서 내려오는 한랭한 북서기류가 해양을 지나면서 불안정해지고 이것이 서해안에 접근하여 눈을 내리는 경우와 온난 다습한 동해의 공기가 동해안에 자리한 저기압의 기류 방향에 따라 해안에 많이 유입되면서 불안정해져 발생하는 경우가 많다(송병헌, 1993). 이 사실은 기온이 강설현상에 대한 인자가 될 가능성이 있음을 시사하고 있다. 따라서 500 hPa 기온과 강설량과의 관계를 살펴보았다.

Fig. 3.6.6에 제 1지역에서의 강설계급별 dots 분포가 제시되어 있다. 적설량에 따른 기온의 분포를 보기 위하여 적설량을 30cm 이상, 20cm 이상, 10cm 이상, 5cm 이상의 4개의 등급으로 나누었다. Fig. 3.6.6에서 볼 수 있듯이 제 1지역에서는 적설량이 많은 경우 500 hPa에서 상대적으로 고온의 발생빈도가 많이 나타남을 알 수 있다.

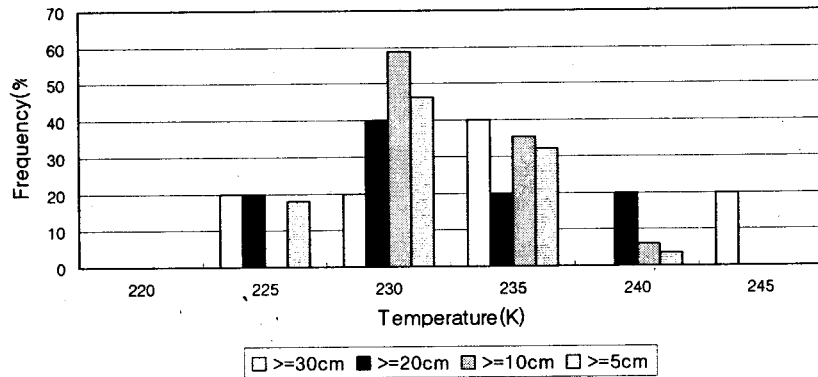


Fig. 3.6.6. Normalized histogram of 500 hPa temperature over Korea over region 1 for 4 categories of snowfall.

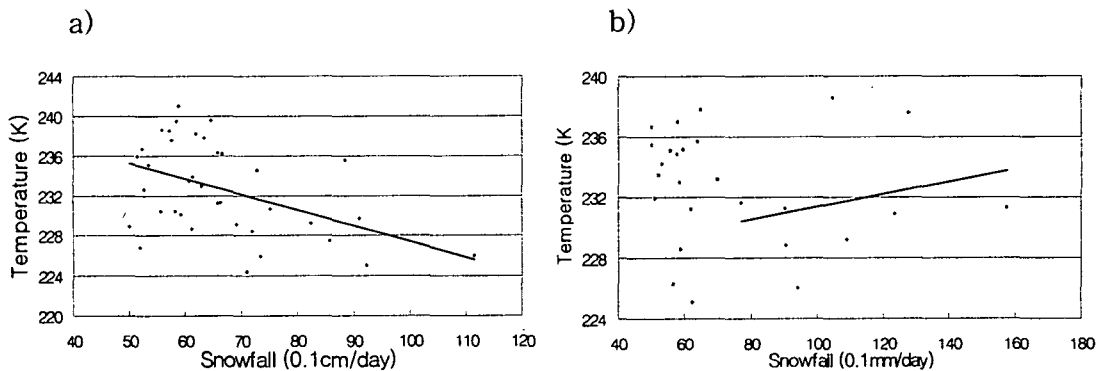


Fig. 3.6.7. The scatter diagrams for (a) region 2 and (b) region 3.

Fig. 3.6.7에 제 2지역에서 3지역까지의 500 hPa과 적설량과의 산포도가 제시되었다. 제 2지역에서의 강설의 경우(Fig. 3.6.7a) 제 1지역에서와는 달리 강설량과 기온과의 명확한 역상관 관계가 나타나고 있다. 이는 한랭한 북서기류의 유입이 서해안 지역에 강설을 유발한다는 기존의 연구결과를 잘 대변해주고 있다. 제 3지역(Fig. 3.6.7b)에서의 기온과 강설량과의 관계는 강설량이 적은 경우와 많은 경우에 서로 다른 양상을 보여주고 있다. 즉, 강설량이 많은 경우에는 기온과 강설량은 정의 상관 관계를 보여주나, 강설량이 적은 경우에는 특별한 상관관계를 보여주고 있지 않다. 제 4지역과 제 5지역의 경우는 자료의 양이 적고, 강설량과 기온과 특별한 관계를 보여주고 있지 않다(그림으로 제시하지 않음).

#### (나) 지표 기압장

공통점 : 전일 한반도 주변에는 지표의 등압선 간격이 넓어 지표 기압이 거의 균일한 상태이다. 강설이 내린 당일에는 등압선이 남북으로 서면서 등압선 간격이 조밀해지며 북풍계열의 바람이 한반도에 유입된다.

제 1지역(Fig. 3.6.8a)에서는 전일 ~ 당일까지 지표의 등압선 간격이 넓어 수평방향으로 기압차이가 거의 없다. 당일에는 북태평양 저기압이 발달하여 혀모양의 기압골이 동해상으로 창출하고 지표 기압선은 남북으로 선 상태이다. 전일에 비하여 등압선 간격은 조밀해진다. 다음날은 0000UTC까지 남북으로 서 있던 등압선은 점차 북서-남동 방향으로 놓이며 등압선 간격은 점차 넓어진다.

제 2지역(Fig. 3.6.8b)에서는 등압선은 전일부터 남북으로 선 상태로 지표 기압배치는 3일동안 거의 정체되어 있다. 제 3지역(Fig. 3.6.8c)에서는 전일 0000UTC 기압선은 남북으로 선 상태에서, 1024 hPa 선이 점차 서해상으로 이동하며 등압선 간격은 점차 넓어진다. 당일 0000UTC 지표의 수평방향 기압차이는 거의 없다. 그러나 등압선 간격은 점차 조밀해지며 등압선이 한반도 내에서 남북방향으로 서고(1200UTC), 북태평양 저기압이 점차 혀모양으로 동해상으로 창출한다. 이 저기압은 다음날 0000UTC 이후 점차 동쪽으로 후퇴한다.

제 4지역 및 제 5지역(Fig. 3.6.8d, e)에서는 전체적으로 비슷한 종관장을 보이고 있다. 이는 두 지역에 내리는 강설이 같은 종관장의 지배하에서 발생하기 때문으로 풀이된다. 전일 한반도 주변에는 지표의 등압선은 아주 넓다. 당일에는 한반도에 기압골이 형성되어 점차 분리되어 동쪽으로 이동하며, 기압골의 이동에 따라 등압선은 남북으로 선다. 다음날 1200UTC 이후 등압선은 동서방향으로 놓이며 등압선 간격은 점차 넓어진다.

Surface pressure fields of 5 snowfall regions

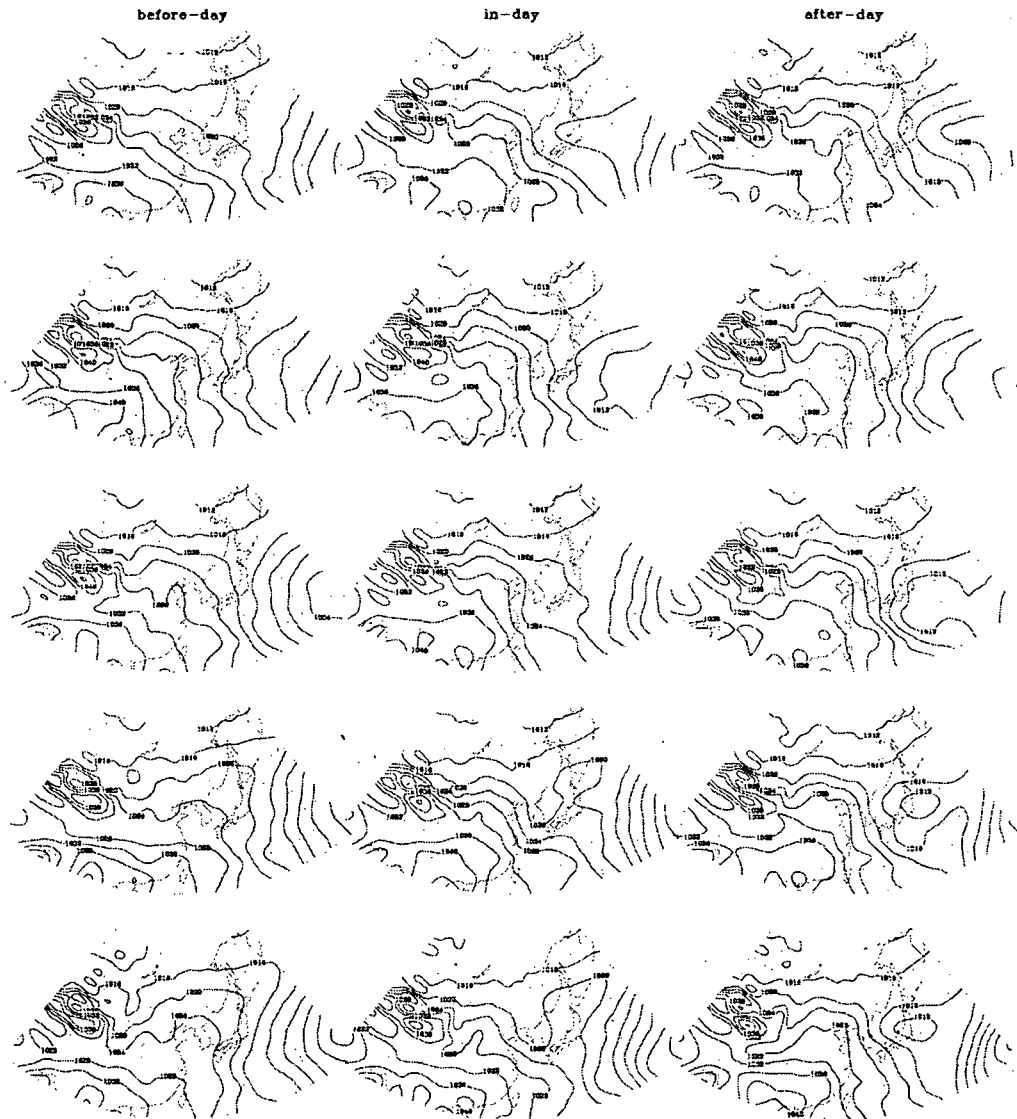


Fig. 3.6.8. Composite surface pressure maps for the 3-day periods of (a) region 1, (b) region 2, (c) region 3, (d) region 4, and (e) region 5.

#### (다) 700 hPa 기압변화

제 1지역(Fig. 3.6.9a)에서는 전일-당일 사이 한반도를 중심으로 2 hPa/24h의 약한 기압하강이 발생하였다. 그러나 당일-다음날은 서해를 중심으로 다시 약한 기압상승을 나타내었다. 제 2지역(Fig. 3.6.9b)에서의 전체적인 변화는 제 1지역에서 보여준 변화와 유사하다. 그러나 전일-당일의 기압 하강역이 보다 좁고 서해상에 집중되어 있다. 제 1지역과 2지역 강설의 경우는 전체 한반도 주변에 기압의 변화가 거의 없음을 알 수 있다. 이 결과는 이 지역들에서의 강설이 전선을 동반한 저기압의 통과보다는 국지적인 순환에 의하여 발생함을 보여준다.

제 4지역과 5지역(Fig. 3.6.9e)은 전체적으로 같은 변화 양상을 보여주고 있다. 즉 전일-당일에는 서해를 중심으로 한반도 서쪽에서는 기압 하강이, 일본 동해안을 중심으로 한반도 동쪽에서는 기압상승이 나타난다. 이 기압하강 지역은 점차 동쪽으로 이동하나 당일-다음날까지도 한반도 지역은 지속적인 기압하강을 보인다. 기압의 변동폭이 제일 큰 제 4지역에서는 최대 6 hPa/24h의 기압하강을 보인다. 이는 이 지역에서의 강설현상이 전형적인 기압골의 통과에 동반된 강설임을 보여준다. 제 3지역(Fig. 3.6.9c)에서는 제 1지역과 2지역(유형 I)과 제 4지역과 5지역(유형 II)의 중간 유형을 보여주고 있다. 즉 전체적인 기압 변화량은 적으나 기압하강지역의 한반도 통과 및 기압상승·하강지역의 위치는 유형 II와 유사하다.

#### (라) 850 hPa 온도 변화

제 1지역(Fig. 3.6.10a) 과 2지역(Fig. 3.6.10b) 강설의 경우 전일-다음날까지 한반도 부근 850 hPa에서 지속적인 온도 하강을 보여주고 있다. 온도 하강폭은  $-2^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ 으로 약하다. 전일-당일 한반도 서해부근에 중심을 둔 이 온도 하강역은 점차 동진하여 다음날 동해상으로 빠져나간다. 제 3지역(Fig. 3.6.10c)은 다른 지역들에서와는 달리 한반도를 중심으로 전일-당일 사이 약한 온도 상승( $2^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ )을 보인다. 다음날 이 온도 상승지역은 점차 동쪽으로 이동하고 한반도 상층에서는 약한 온도 하강을 보여준다. 제 4지역(Fig. 3.6.10d)에서의 경우 전일-당일 사이 한반도에서는 온도 변화가 거의 없다. 그러나 서쪽에서 다가오는 기온하강역이 한반도에 도달한 당일에서 다음날까지 한반도 상층에서는 급격한 온도하강( $-8^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ )이 발생한다. 제 5지역(Fig. 3.6.10e)에서는 전일-당일 동해에 최대  $4^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ 의 온도 상승역이 존재하여 한반도에서는 약한 기온상승이 일어난다. 그러나 당일-다음날은 최대  $-4^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ 의 기온 하강이 발생한다.

700 hPa pressure change ( $dT = 1$  day)

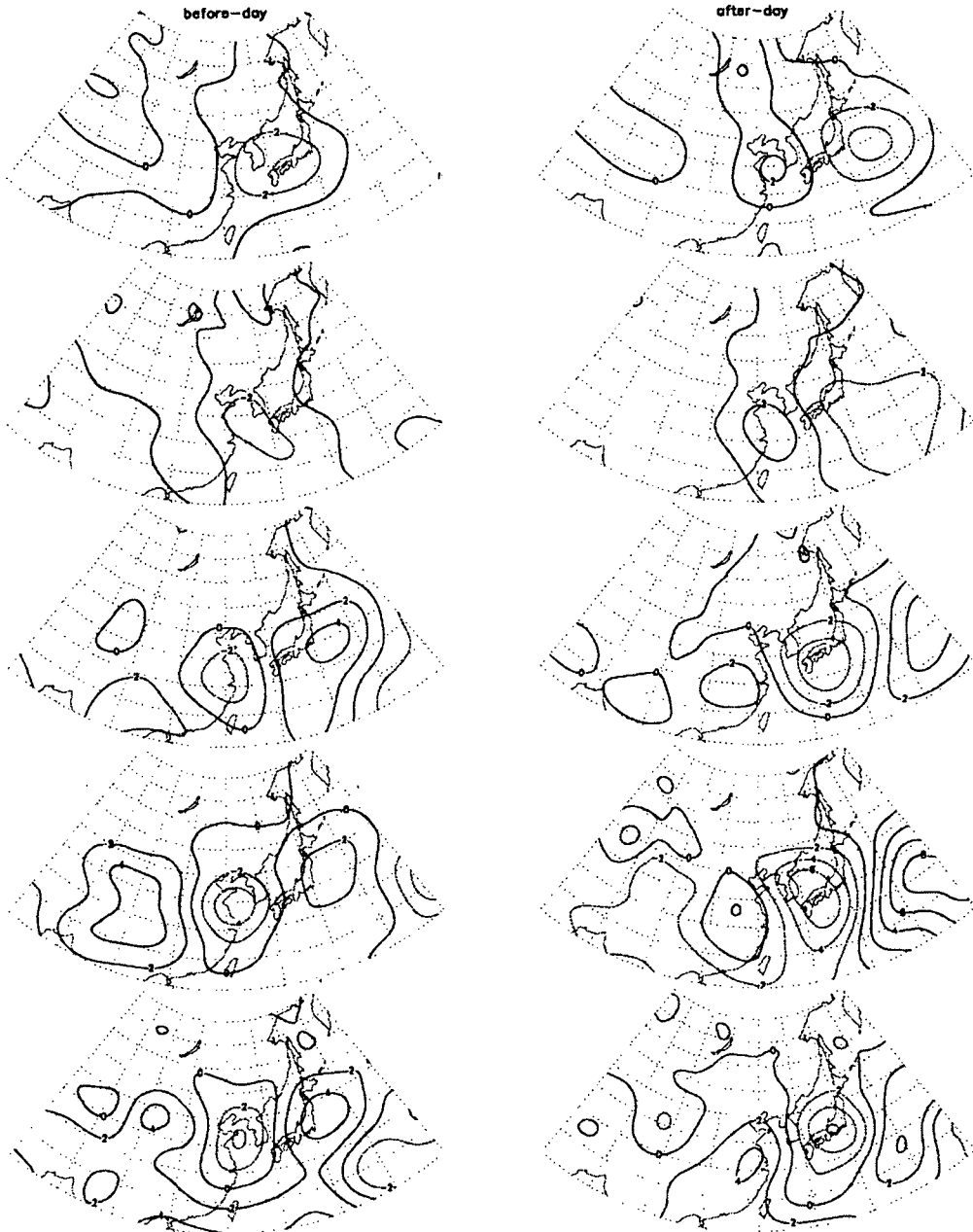


Fig. 3.6.9. Composite 70 hPa geopotential height change in 24 hour  $\Delta Z_{700}$  for 3-day periods of (a) region 1, (b) region 2, (c) region 3, (d) region 4, and (e) region 5.



850 hPa temperature change ( $dT = 1\text{day}$ )

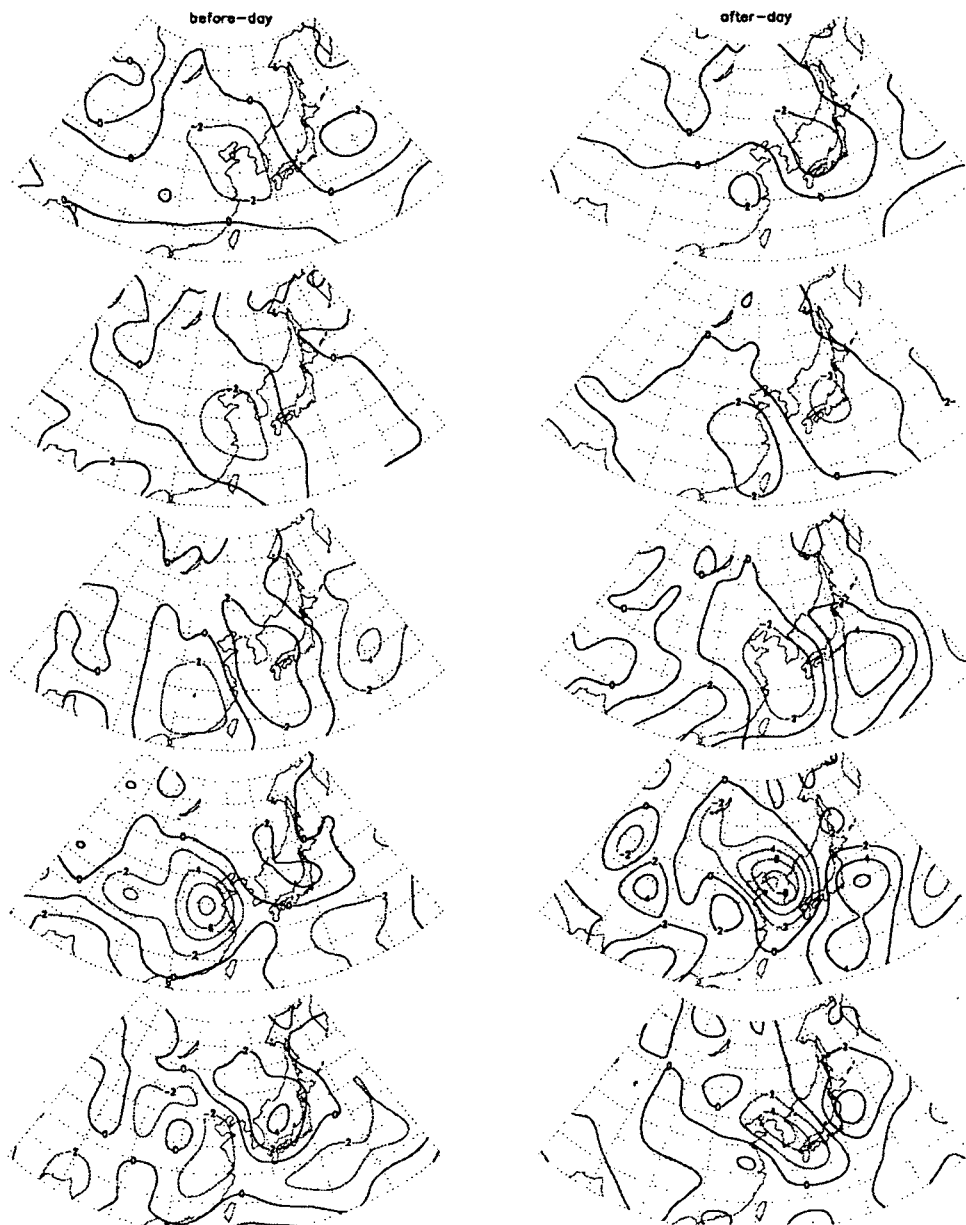


Fig. 3.6.10. Composite 850 hPa temperature change in 24 hour  $\Delta Z_{700}$  for 3-day periods of (a) region 1, (b) region 2, (c) region 3, (d) region 4, and (e) region 5.

## (5) 결론

한반도에서의 일별 신적설량과 그 변화특성에 의거한 REOF 분석에 의한 한반도 강설지역의 구분 및 각 구분 지역에 대설을 유발한 종관장의 시·공간 변화 특성 분석의 결과는 다음과 같다.

- a. 우리나라의 강설지역은 크게 5권역으로 구분된다. 제 1지역은 동해안 지역, 제 2지역은 서해안 지역, 제 3지역은 중부 내륙지방, 제 4지역은 영남 중동부 지역, 그리고 마지막으로 제 5지역은 영남 남부지역이다.
- b. 제 1지역에서는 각 월별로 비교적 고른 발생빈도를 보이고 있으나 1월과 2월에 보다 높은 발생빈도를 보인다. 제 2지역에서는 12월에, 제 3지역과 제 4지역에서는 1월에, 제 5지역에서는 2월에 가장 높은 발생빈도를 보이고 있다.
- c. 제 3지역에서는 22년간(1974-1995)간 5cm 이상의 신적설을 기록한 사례가 26번 발생하여, 37번 발생한 제 2지역보다는 그 발생빈도는 적으나 10cm 이상의 적설 사례는 2지역에서 3번, 3지역에서 5번 발생하였으며, 평균 적설량도 더 많아, 이 지역에 대한 더 자세한 연구가 있어야 할 것이다.
- d. 지표 기압장과 700hPa 지위고도, 850hPa 기온변화 분석 결과 제 1지역과 제 2지역은(유형 I) 종관장에서 큰 변화를 보이지 않았으며, 따라서 이 지역에서의 강설은 종관장 보다는 지역적인 규모의 요란에 의하여 영향을 받음을 알 수 있다. 그러나 제 4지역과 제 5지역(유형 II)에 적설이 발생한 경우의 종관장은 한랭한 기압골의 통과를 보여주고 있어 이 지역에서의 강설은 종관규모의 기압골의 영향을 받아 발생함을 보여준다. 제 3지역에서의 강설을 유발한 종관장은 유형 I 과 유형 II에서의 강설시의 중간적인 특성을 보여주고 있다.

## 다. 겨울철 한반도 서해안 대류 눈구름의 수치 실험

### (1) 서론

겨울철 서해안 지역에서 차가운 시베리아 기단 창출시 종종 강설이 나타난다. 이는 차갑고 건조한 기단이 따뜻한 서해상에서 많은 양의 수증기와 열을 공급받아 변질되는 과정에서 대류가 발생하여 적운형태의 눈구름이 형성되기 때문이다. 이 눈구름의 상부 기온은 Tbb 관측에 따르면  $-20^{\circ}\text{C}$  정도 (대략 2.5 km), 운저는  $-8^{\circ}\text{C}$  정도 (0.8 km)로 추정된다.

그동안 한반도의 강설 현상에 대하여는 종관 분석, 수치모델링 등 여러 분야에서 많은 연구가 진행되어왔다. 그러나 한반도에서 겨울철 대류 눈구름 형성과 관련된 미세물리에 대한 연구(모델링 및 관측)는 전무한 상태이다.

한편, 일본에서는 동해에서 발달하는 대류 눈구름에 대한 미세물리 구조의 관측 및 모델링이 진행되어 왔다. 관측 연구로서 Muarakami et al.(1994). 모델링 연구로서 Ikawa et al.(1991), Saito et al.(1996), Murakami et al.(1994) 등이다.

이 연구의 목적은 한반도에서 적용 가능한 구름강우 수치모델을 개발하고, 차가운 대륙성 고기압 창출시 대류 눈구름에 대하여 수치실험을 수행하여 모델의 정확도를 검증하고자 한다.

## (2) 모델 및 미세물리

### (가) 지배방정식

Clark(1977), Clark and Farley(1984), Clark and Hall(1991), Brientjes et al.(1994) 등에 의해 개발된 본 모델은 지형을 따르는 3차원, 시간종속, 비정수계, 비탄력적인 방정식계이다. 에너지와 습도방정식의 이류항의 수치방법은 한번의 보정단계를 통해 2차 정확도의 이류알고리즘 (Smolarkiewicz, 1984)이 사용된다. 본 모델의 현재 코드는 임의의 수만큼의 동지격자체계가 가능하며, 각 영역사이에는 쌍방교환되어 자료를 주고받는다. 또한 이 모델은 대규모 기상장으로부터 초기 및 경계자료를 제공받을 수 있으며, 작은 규모의 강수과정(구름규모)을 모의할 수 있다.

가장 바깥영역의 상하 경계조건은 바람장에 대해서는 free-slip이며, 모든 다른 열역학적 변수들은 zero-flux-type 조건이다. 상층로 진행하는 중력파의 반사를 제거하기 위하여 상층경계에서는 Raleigh damping과 Newtonian cooling의 스폰지층을 다중격자지역의 상층부에 위치시킨다. 모델의 양측면은 열린 경계조건이 사용된다 (Clark, 1977).

본모델의 미세물리방정식은 물과 얼음에 대하여 용적매개변수화 (Bulk parameterization)를 이용한다. 액상에 대하여 Clark(1979)에서 자세히 언급되어진 변형된 Kessler(1969)의 방법이 사용된다. 이방법에서 응결된 물은 구름입자와 비입자로 존재한다. 얼음에 대하여 Koenig and Murray(1976, 이후 K-M으로 기술)의 매개변수화 방식을 따른다. K-M매개변수화 방법은 빙정(ice crystal)이 초기에 비균질핵화 또는 물입자와 결착(riming)중에 깨어진 과정을 통해 형성되는 입자형태(유형 A)와 초기에 빗방울이 얼어 형성되는 입자형태(유형 B, graupel)로 구분한다. 결과적으로, 5개의 형태 즉, 1) 수증기, 2) 구름입자, 3) 빗방울, 4) 유형 A의 얼음입자, 그리고 5) 유형 B의 얼음입자로 모델의 hydrometeor는 구성된다. 다음의 열, 물, 그리고 얼음의 보존방정식에서 첨자  $j$ 는 상기 5개의 유형을 나타낸다.

$$\begin{aligned} \tilde{\rho} \frac{D\theta^*}{Dt} = & \frac{\tilde{\rho}L_{lv}}{C_p \tilde{T}} (C_{3d^2}) + \frac{\tilde{\rho}L_{iv}}{C_p \tilde{T}} (C_{jd^1} + C_{jd^2} + C_{jd^3})_{j=4,5} \\ & + \frac{\tilde{\rho}L_{il}}{C_p \tilde{T}} (C_{d^1} - C_{jd^6})_{j=4,5} + \frac{\tilde{\rho}L_{lv}}{C_p \tilde{T}} (C_{jd^6})_{j=4,5} \\ & + \nabla \cdot (\tilde{\rho}K_H \nabla \theta^*) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\tilde{\rho} \frac{Dq_v}{Dt} = -\tilde{\rho}(C_{jd^1})_{j=2,4,5} + \tilde{\rho}(C_{jd^2})_{j=3,4,5} - \tilde{\rho}C_{d^3} + \nabla \cdot (\tilde{\rho}K_H \nabla q_v) \quad (4)$$

$$\tilde{\rho} \frac{Dq_c}{Dt} = \tilde{\rho}(C_{jd^1})_{j=2} - 2\tilde{\rho}(C_{jd^6})_{j=2} - S_{ac} - S_c + \nabla \cdot (\tilde{\rho}K_H \nabla q_c) \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\rho} \frac{Dq_R}{Dt} = & -\tilde{\rho}(C_{jd^2})_{j=3} - \tilde{\rho}(C_{jd^4})_{j=3} + 2\tilde{\rho}(C_{jd^3})_{j=3} + \tilde{\rho}(C_{jd^6})_{j=4,5} \\ & + S_{ac} + S_c + \nabla \cdot (\tilde{\rho}K_H \nabla q_R) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{\rho} \bar{V}_{TR} q_R) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\rho} \frac{Dq_{iA}}{Dt} = & \tilde{\rho}(C_{jd^1} - C_{jd^2} - C_{jd^6})_{j=4} - \tilde{\rho}(C_{jd^6})_{j=2,3} + \tilde{\rho}(C_{d^3}) + \tilde{\rho}(C_{jd^4})_{j=4} \\ & + \nabla \cdot (\tilde{\rho}K_H \nabla q_{iA}) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{\rho} \bar{V}_{TA} q_{iA}) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \tilde{\rho} \frac{Dq_{iB}}{Dt} = & \tilde{\rho}(C_{jd^1} - C_{jd^2} - C_{jd^6})_{j=5} - \tilde{\rho}(C_{jd^6})_{j=2,3} + \tilde{\rho}(C_{jd^4})_{j=3,4} \\ & + \nabla \cdot (\tilde{\rho}K_H \nabla q_{iB}) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{\rho} \bar{V}_{TB} q_{iB}) \end{aligned} \quad (8)$$

구름입자의 응결/증발과정 동안 100 %의 상대습도가 유지된다는 물리적 가정을 이용하여  $C_{jd^1}$ 이 계산된다(자세한 symbol의 의미는 appendix의 symbol list 참조).

#### (나) 얼음입자 매개변수화

얼음입자 매개변수화는 K-M의 방식에 근거하며, 이미 설명한 바와 같이 두가지 형태로 얼음입자를 다룬다. 각각의 입자 유형은 혼합비와 수농도(단위 체적당 수) 등 두변수로서 표현된다. 수농도는 평균입자질량을 정의함으로써 혼합비와 다음과 같은 관계식을 갖게된다.

$$N_j m_j = q_j \tilde{\rho} \quad (9)$$

이것은 입자 질량  $m_j$  는 유형  $j$  입자의 전체 크기분포의 평균값을 의미한다.

이모델에서 고려된 얼음의 성장과정은 핵화(nucleation), 침착성장(depositional growth)과 승화, 결착 및 부착성장(accretional growth), 그리고 녹음(melting) 과정 등이다. 각각의 물리적 식은 아래와 같다.

#### ① 얼음입자의 heterogeneous sorption에 의한 유형-A 입자의 핵화( $C_d^3$ )

유형-A 얼음 입자는 이질핵화과정을 통하여 핵화된다. 초기에 유형-A 입자는 빗방울 입자의 동결에 의해 형성되는 유형-B에 비해 작은 크기를 가질 것이다. 새로

운 입자의 핵화과정은 K-M의 매개변수화를 따른다. 즉, 핵화는 기온이 0°C 이하이고 공기가 물에 대하여 포화상태 또는 기온이 어떤 임계값(-12°C)이하이고 공기가 얼음에 대하여 포화상태일 때 일어날 수 있다. 이러한 과정에 의해 형성되는 얼음 입자의 수는 기온의 함수로서 다음과 같다.

$$N_{IF} = A_{06} \text{EXP} \left[ \frac{\ln(10)}{A_{07}} \max((273.15 - T), 20) \right] \quad (10)$$

이 매개변수화과정은 -20°C에서 최고값을 갖도록(-20°C보다 온도가 낮을 때에는 -20°C와 같은 값으로 고정)설계되어 있다.  $A_{06}$ 와  $A_{07}$ 은 각각의 실험에서 요구되어지는 핵화율을 결정하는 조절상수들이다. 임의의 시간에 형성되는 빙정의 실제수는 또한 이미 존재하고 있는 빙정수에 의존한다.

$$\delta N_{IA} = \max[(N_{IF} - N_{IA}), 0] \quad (11)$$

새로이 핵화된 각각 입자에 대하여 구형이며 직경을 3, 질량을  $10^{-11}$ g으로 가정한다. 따라서, 유형-A 입자의 핵화율  $C_{d3}$ 는

$$C_{d^3} = \frac{\delta N_{IA} \times 10^{-11}}{\tilde{\rho}} \quad (12)$$

이다.

② 유형-A와 빗방울의 충돌에 의한 유형-B입자의 생성( $C_{jd4}$ ) $j=3,4$

유형-B입자의 생성은 0도 이하 조건에서 빗방울이 유형-A입자와 충돌하여 동결될 때 이루어진다. 그러므로 유형-B입자(groupel) 1개의 생성은 한 개의 유형-A 얼음입자와 한 개의 빗방울이 소멸되어 나타난 결과이다. 유형-B입자의 평균질량은 충돌하는 두가지 입자의 질량의 합이다. K-M에 의해 유도된 유형-B 입자의 생성율은 다음과 같다.

$$\delta N_{IB} = \frac{3\delta t N_0^{1/4} (\tilde{\rho} q_R)^{3/4}}{4A_{05}\rho_l} |V_{TR} - V_{TA}| N_{IA} E_{ii} \quad (13)$$

결과적으로, 유형-B의 핵화율은

$$C_{d^4} = \frac{\delta N_{IB}}{\tilde{\rho}} (m_3 + m_4) \quad (14)$$

이다.

③ 유형-A와 유형-B 입자의 침적(deposition) 및 결착(riming)에 의한 성장 ( $C_{dji}$ ) $j=4,5; i=1$  or 5

얼음입자는 각각 입자 유형들의 평균질량 또는 가능 수액량에 따라서 수증기의 확산 또는 결착에 의해서 성장한다. Koenig(1972)에 의해 수행된 상세한 계산에 근

거하여 입자의 성장률은 4개의 서로 다른 체제로 나누어진다.

결착과정이 진행되기 위해서 필요한 수액량( $q_c+q_R$ )이 매우 적거나 얼음입자의 크기가 매우 작을 때 첫 번째와 두 번째 체제에서의 얼음입자의 성장은 단지 수증기의 확산에 의해서만 발생한다. 이 체제에서 시간 증분당 질량의 변화는

$$\delta m_j = \delta t \left( \frac{q_v - q_{vis}}{q_{vs} - q_{vis}} \right) \alpha \left( \frac{m_j}{\bar{m}_j} \right)^\beta \quad (15)$$

이다.

얼음입자의 승화의 매개변수과정은 K-M의 접근방식과는 달리 Kessler(1969)의 빗방울 증발과정과 유사한 방법이 채택되었다. 현재의 승화과정은  $q_v < q_{vis}$  일 때, 식(13)을 이용한다.

세 번째 체제는 ( $q_c+q_v$ )가 특정 값 이상이고 직경이 50에서 600 사이일 때 확산과 부착(accretion)이 동시에 일어나 얼음입자가 빠르게 성장하는 단계이다. K-M의 방식에 따라,

$$\tan \phi = 1 + \frac{\ln[\tilde{\rho}(q_c + q_R)]}{10} \quad (16)$$

$$\text{이고 } \gamma = \delta t \alpha (5 \times 10^{-8})^\beta \quad (17)$$

으로 정의한다. 여기서  $\gamma$ 는 확산에 의한 질량의 성장률을 나타낸다. 그러면,

$$\delta m_j = \gamma \left( \frac{m_j}{5 \times 10^{-8}} \right) \quad (18)$$

이다.

입자들이 결착에 의해 성장할 때, 입자의 이심율은 점점 작아진다. 이에 따라 입자들은 원형의 형태로 변해가는 경향이 있으며, 결착에 의한 성장률이 가장 큰 값을 갖기 시작한다. 그러므로 직경이 600 보다 큰 네 번째 체제에서는 결착에 의한 장만이 일어난다. K-M의 방법에 따라서

$$\zeta = \gamma (2 \times 10^3)^{\tan \phi} \quad (19)$$

$$\text{이면, } \xi = \frac{\ln[\tilde{\rho}(q_c + r_R) \times 10^9 / \zeta]}{\ln[10^4]} \quad (20)$$

$$\text{이다. 그러면 } \delta m_j = \zeta (\bar{m}_j \times 10^4)^\xi \quad (21)$$

이 된다.

유형-A 및 유형-B의 성장률 계산은 분리하여 수행한다. 혼합비 및 질량의 항 표 시된 변화율은 다음과 같다.

$$(C_{jd})_{j=4,5; i=1 \text{ or } 5} = \delta r_j = \frac{N_j}{\rho} \delta m_j \quad (22)$$

여기서 첨자  $i$ 는 성장의 유형(확산 또는 부착)을 나타낸다. 이러한 값들은 열과 습

기방정식에서 사용되어진다.

여러 다른 체제에서 성장 또는 승화에 의한 잠열의 전달을 계산하는데 첫 번째와 두 번째 체제(수증기 침착)에서는 승화 잠열이 사용되고, 응결잠열은 세 번째와 네 번째 체제에서 사용된다. 비록 확산성장이 세 번째 체제에서도 일어나지만 이 방식에 의한 질량의 증가율이 결착에 의한 증가율보다 매우 작기 때문이다. 그러므로, 열과 습기의 보존식에서 세 번째와 네 번째 체제에서의 입자성장은 결착에 의해서만 일어나는 것으로 가정된다. 더욱이 결착에 의한 성장동안 수액의 감소는 단지 빗방울이 소진될 때까지 빗방울에서만 일어난다고 가정한다(실제로 결착은 구름 물 입자와 얼음 입자 사이에서도 일어나므로 결착과정의 매개변수화를 향상시킬 필요성이 있다).

④ 유형-A와 유형-B의 빗방울로 전환 (녹음과정,  $C_{jd6}$ ,  $j=4,5$ )

얼음입자는 주위기온이 0도 이상인 지역으로 낙하하거나 이류될 때 녹기 시작한다. 만일 입자의 평균 질량이  $10^{-8}g$  보다 작으면 녹음은 순간적으로 일어난다. 그러나 이러한 임계값을 넘으면, 녹음에 의한 질량의 변화는 다음식으로 표현한다.

$$\delta m_j = A_{10} \delta t (\bar{r}_j) (T - 273.15) [1 + A_{11} (-\bar{r}_j \sqrt{V_{Tj} \tilde{\rho}})^{1/2}] \quad (23)$$

여기서  $r_j$ 는

$$\bar{r}_j = \left( \frac{3q_{j\tilde{\rho}}}{3\pi n_j \rho_l} \right)^{1/3} \quad (24)$$

이다.

녹음과정에 따른 얼음입자 혼합비의 변화율은 다음과 같다.

$$(C_{jd^6})_{j=4,5} = \delta q_j = \frac{\delta n_j \delta m_j}{\tilde{\rho}} \quad (25)$$

여기서,  $\delta N_j = \frac{N_j \delta q_j}{q_l}$  (26)

이다.

녹음과정동안 평균 얼음입자의 크기는 변하지 않고 다만 수농도만 감소한다고 가정한다. 또한 녹은 얼음은 모두 빗방울로 전환된다고 가정한다.

(3) 사례선정

위의 모델을 이용한 수치모의를 하기 위하여 대륙성 고기압의 확장에 동반하여 군산지방을 중심으로 서해안에 시간당 0.1-1cm 가량의 눈이 내린 1997년 12월 1일을 사례로 선정하여 수치모의를 수행하였다. 사례일의 1200UTC 오산의 sounding

자료가 모델의 초기자료로 사용되었다. 바람조건은 전층에서 서풍, 10m/s로 설정하였다. 이는 일반적으로 대륙성 고기압 확장시 바람쉬어가 크지 않다는 관측사실에 근거하였다. 모델적분은 12시간동안 실시되었으며, 적분된 시간과 근접한 1997년 12월 2일 0804LST의 위성사진이 Fig. 3.6.11에 제시되었다. Fig. 3.6.11에서 서해에서 발생하고 있는 구름은 시간이 갈수록 발달하였다.

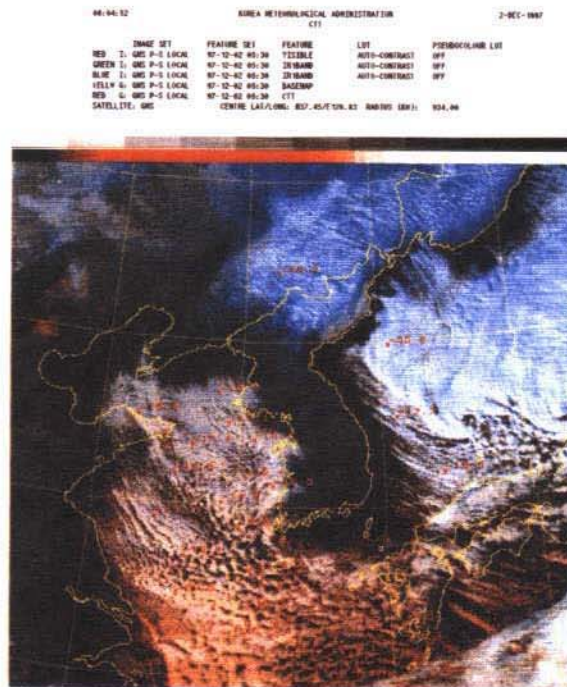


Fig. 3.6.11. Visible satellite image at 0804LST Dec. 2, 1997.

#### (4) 결과

##### (가) 혼합층 발달

Fig. 3.6.12는 해수면으로부터의 현열과 잠열 플럭스로 인한 혼합층의 발달에 대한  $\theta$ 와  $q_v$ 의 연직 profile을 보여주고 있다. 이 그림에서 적분시작 3시간 및 12시간 후의 평균 온위와 혼합비를 보여주고 있다. 따뜻한 해수면을 지나며 발생하는 온위의 증가와 서해에서의 증발에 의한 수증기의 양의 증가를 잘 보여주고 있다. 이 수증기의 증가는 약 3km 고도까지 확장되어 있다. 이 결과는 Murakami(1994)의 동해를 지나온 눈구름의 수치모의연구의  $q_v$  profile과 변화 양상과 유사하다. 이 연구에서 solid precipitation의 승화(증발)로 인한  $q_v$ 의 상승이 운저 아래의  $q_v$  field에 큰 변화를 일으켰다. 이것은 이전의 simulation과는 달리 이 layer에서 snow나 graupel에 의한 강한 승화 작용이  $q_v$  field에 변화를 일으켰음을 제시하고 있다.



자료가 모델의 초기자료로 사용되었다. 바람조건은 전층에서 서풍, 10m/s로 설정하였다. 이는 일반적으로 대륙성 고기압 확장시 바람쉬어가 크지 않다는 관측사실에 근거하였다. 모델적분은 12시간동안 실시되었으며, 적분된 시간과 근접한 1997년 12월 2일 0804LST의 위성사진이 Fig. 3.6.11에 제시되었다. Fig. 3.6.11에서 서해에서 발생하고 있는 구름은 시간이 갈수록 발달하였다.

```

01:04:52          KOREA METEOROLOGICAL ADMINISTRATION          2-DEC-1997
          CFI

IMAGE DT          FEATURE SET          FEATURE          LAT          PREDICTION LAT
REP 1: 080 P-6 LOCAL  97-12-02 08:30  VISIBLE          4018-CONTRAST  OFF
GREEN 1: 080 P-6 LOCAL  97-12-02 08:30  IR 6.6UM          AUTO-CONTRAST  OFF
BLUE 1: 080 P-6 LOCAL  97-12-02 08:30  IR 3.9UM          AUTO-CONTRAST  OFF
YELL 6: 080 P-6 LOCAL  97-12-02 08:30  BAGE30P
REP 6: 080 P-6 LOCAL  97-12-02 08:30  CFI
SATellite: 080          CENTRE LAT/LONG: 33.447 126.13  080705  (CR):  104.40
  
```

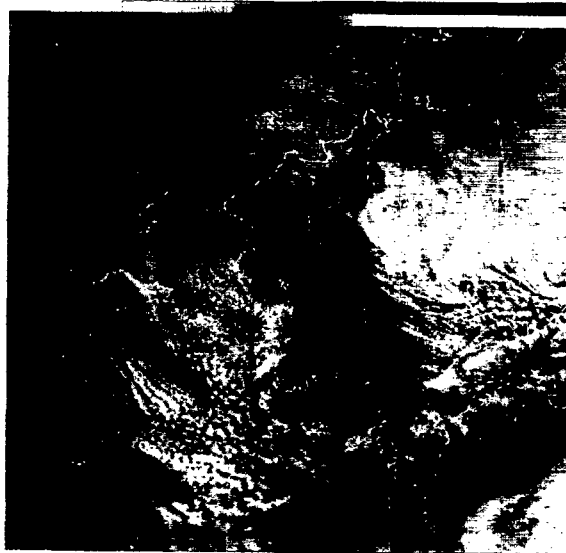


Fig. 3.6.11. Visible satellite image at 0804LST Dec. 2, 1997.

#### (4) 결과

##### (가) 혼합층 발달

Fig. 3.6.12는 해수면으로부터의 현열과 잠열 플럭스로 인한 혼합층의 발달에 대한  $\theta$ 와  $q_v$ 의 연직 profile을 보여주고 있다. 이 그림에서 적분시작 3시간 및 12시간 후의 평균 온위와 혼합비를 보여주고 있다. 따뜻한 해수면을 지나며 발생하는 온위의 증가와 서해에서의 증발에 의한 수증기의 양의 증가를 잘 보여주고 있다. 이 수증기의 증가는 약 3km 고도까지 확장되어 있다. 이 결과는 Murakami(1994)의 동해를 지나온 눈구름의 수치모의연구의  $q_v$  profile과 변화 양상과 유사하다. 이 연구에서 solid precipitation의 승화(증발)로 인한  $q_v$ 의 상승이 운저 아래의  $q_v$  field에 큰 변화를 일으켰다. 이것은 이전의 simulation과는 달리 이 layer에서 snow나 graupel에 의한 강한 승화 작용이  $q_v$  field에 변화를 일으켰음을 제시하고 있다.

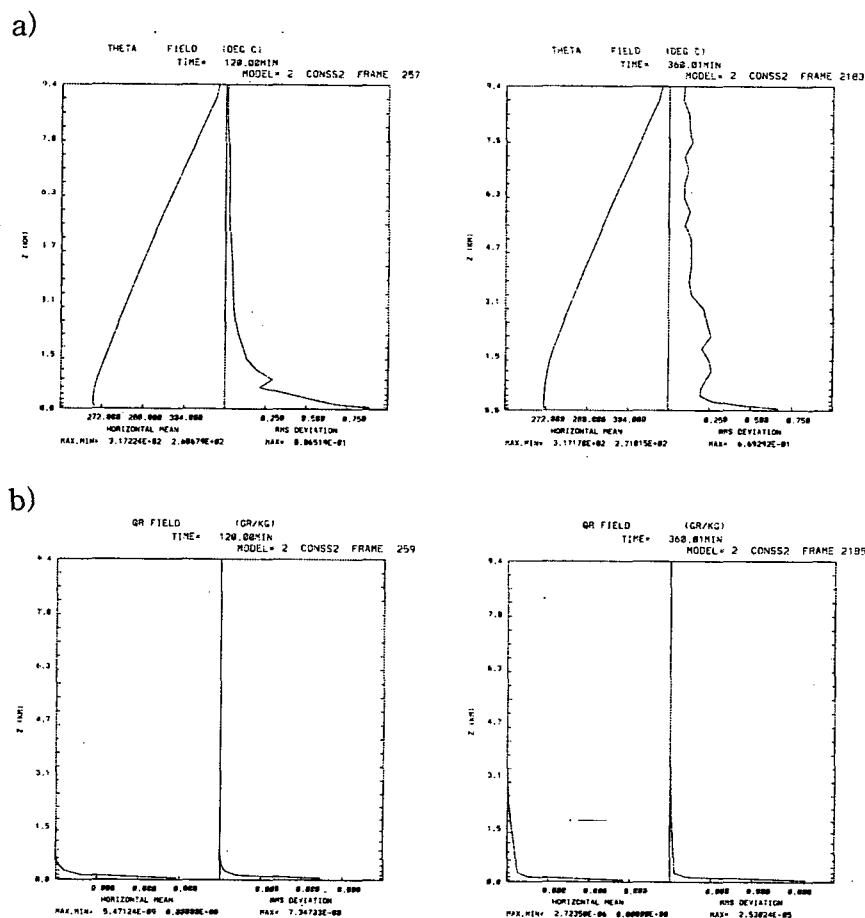


Fig. 3.6.12. Changes in vertical profiles of (a) potential temperature and (b) water vapor mixing ratio.

(나) 눈구름의 미세 물리구조와 강수 발생과정

Fig. 3.6.13은 1.44 km 고도의 수평면에서 12시간 후 이 모델의 UZ, QC, QR, Ni, Q-type A, Q-type B field를 도시하고 있다. 대류세포의 최대 연직속도는 6~7 m/s 범위이며, 상승세포 주변에 -1~-2m/s의 하강기류가 나타나고 있다. 대류세포의 수평규모는 약 4~6 km로 관측과 잘 부합한다. 이 고도에서 빗방울은 나타나고 있지 않다.

Fig. 3.6.14에서 Fig. 3.6.13의 각 변수들에 대한 X-Z 연직 단면도를 볼 수 있다. 각 대류세포에서의 깊은  $q_c$  영역을 가진 구름은 발달 또는 성숙단계에 있으며, 중층이나 하층에 오직 얇은  $q_c$ 를 가진 구름은 발달의 초기단계, 상층에서만 얇은  $q_c$ 가 나타나는 구름은 소멸단계에 있음을 의미한다.

모의된 눈구름에서는 오직 적은 양의 QR 만이 지표면 근처에서 나타났다. 실제로 QR은 drizzle형태로 본 모델에서 모의되었으며, 시공간적으로 승화된 운적들이 상호 부착, 응집되어 생성된다. 때때로 최대  $N_i$ 는 37개/ℓ에 달하며, 이때 고농도의 cloud ice가 cloud water과 공존한다.  $N_i$ 의 최대는 cloud top의 온도가 아주 낮기

나,  $q_c$ 가 아주 높은 지역에서는 발생하지 않는다. A유형 cloud ice의 최대값의 분포는 1.3g/kg 정도로 나타났으며, graupel(B유형)의 혼합비는 아주 적게 나타났다.

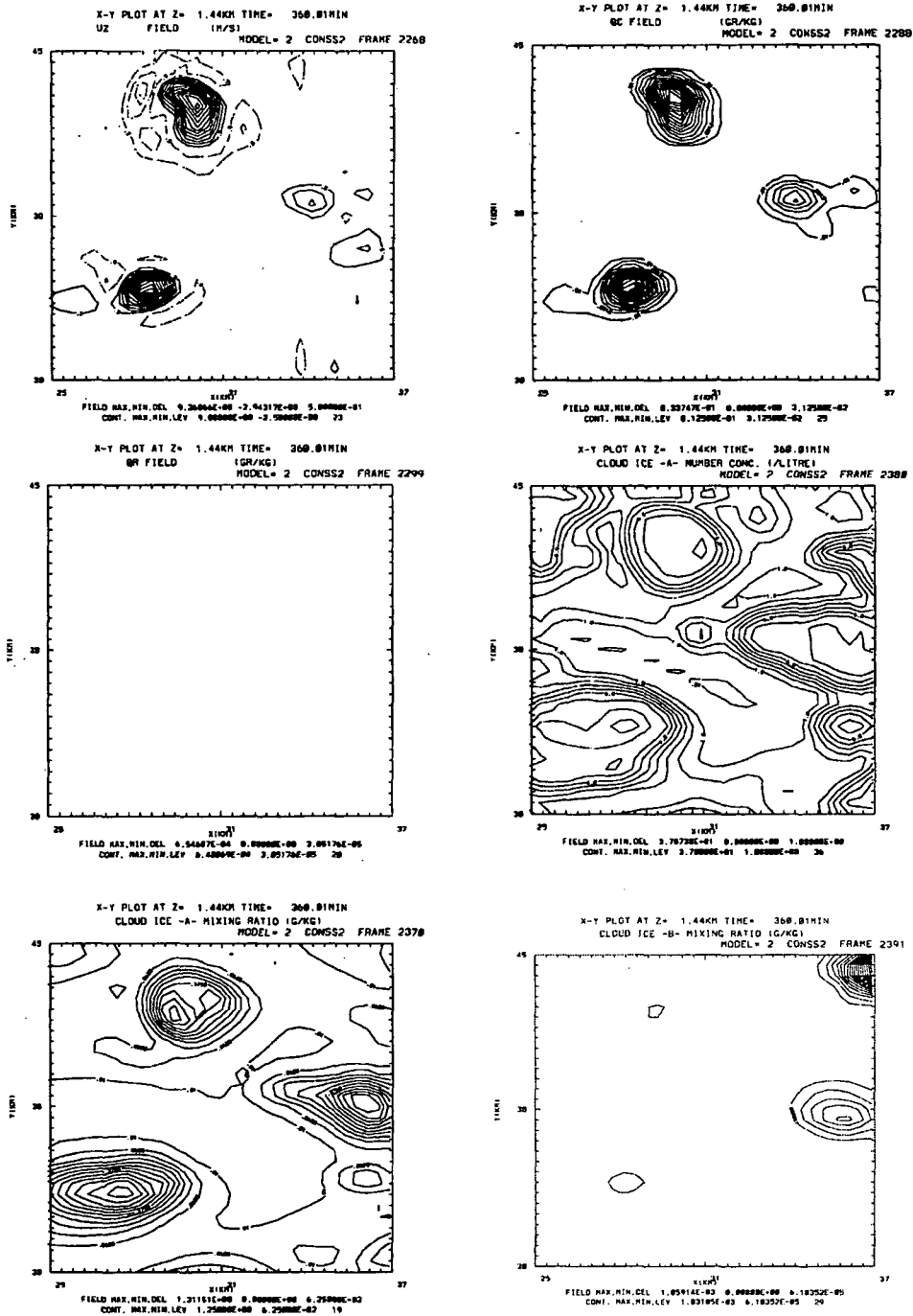


Fig. 3.6.13. Horizontal distributions of vertical velocity(UZ), cloud water mixing ratio(QC;g/kg), rain water mixing ratio(QR;g/kg), cloud ice number concentration (type A;/l), snow mixing ratio(Type-A;g/kg) and graupel mixing ratio (Type-B;g/kg) from second model(inner grid) at 12hours of simulation time.

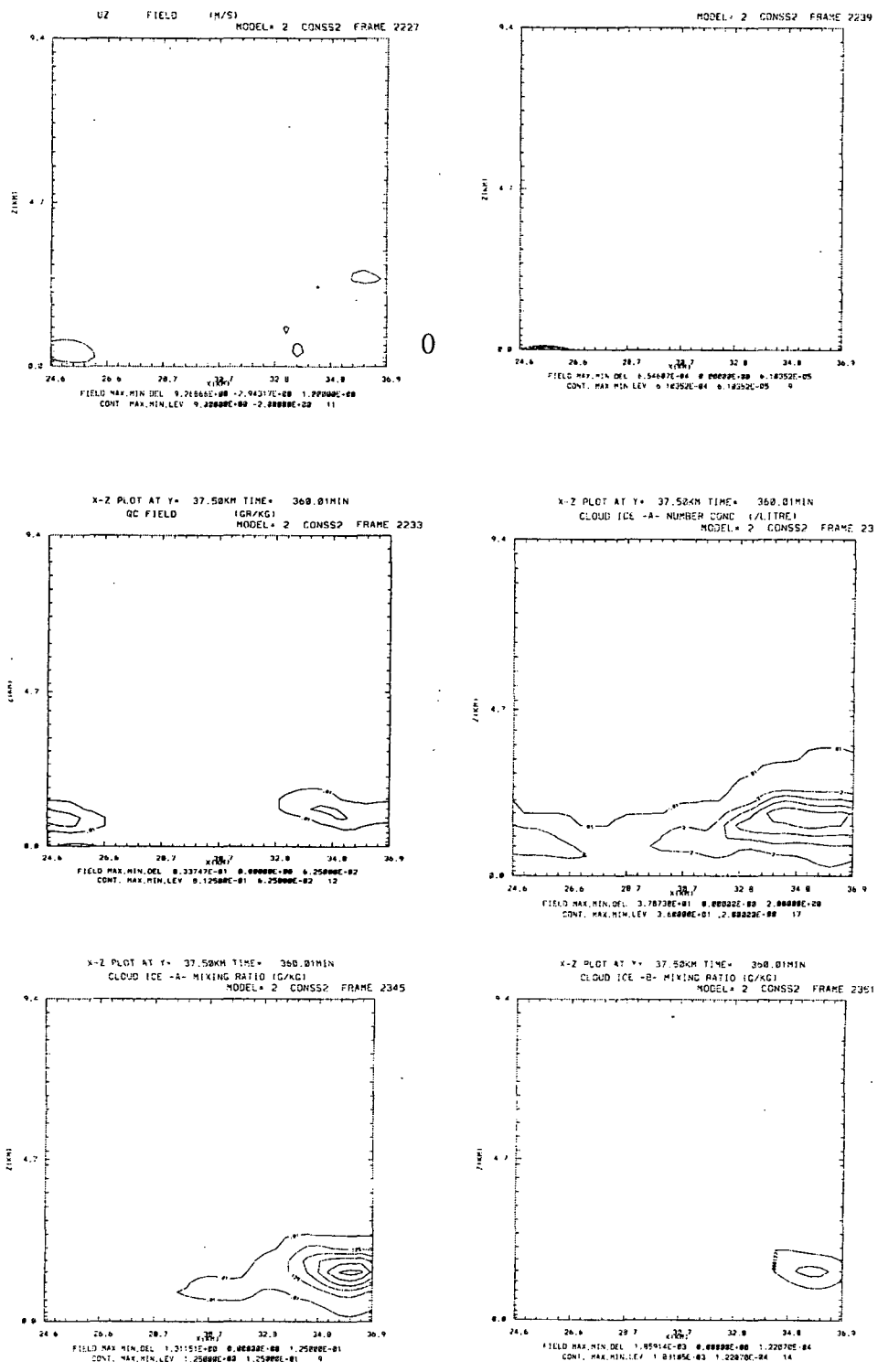


Fig. 3.6.14. The same as fig. 3.6.13 except for vertical cross sections

## (5) 고찰

일반적으로 snow cloud top의 최대 높이는 해안선 부근에서 가장 높으며, 이는 지형이나 해안과 육지 사이의 거칠기 차이로 인한 수렴 및 기온 차이 등에 의해 나타난다. liming이 심하게 되어 낙하속도가 큰 snow와 graupel 등이 먼저 강수로 떨어지고 liming이 적거나 상층에서 liming 되지 않은 snow crystal 은 산을 향해 drift 된다. 산에 접근함에 따른 snow crystal이 침강하고 산부근의 하강기류로 인해 점차적으로 눈구름의 top이 점차적으로 하강한다. graupel과 snow의 생성을 보면, graupel의 주 생성지역은 해양과 해안지역인 반면 snow의 주 생성지는 주로 해안 지역과 산악지역이다. 위에서 언급된 경향은 지표 강수에 대해 가장 적합한 것인데, 해양의 경우 강수입자, 특히 낙하 속도가 적은 눈 입자의 경우는 저 층에서 강한 승화 작용으로 인해 적용이 곤란하다. 반면 저층에서 공기는 상승운동에 의해 습윤화 되어 snow의 승화작용은 무시할 수 있다. 이러한 지형에 의한 효과를 고려하기 위해서는 지형자료가 필수적인 이번 실험에서는 지형자료는 고려되지 않았다. 향후에는 지형효과를 고려하여 서해와 한반도의 해안가에서 나타나는 효과도 고려될 것이다.

## 라. 레이더 자료를 이용한 강설량 추정 연구

### (1) 개요

최근에는 선진국을 선두로 강수예보에 직접 활용되는 각종 기상 장비 즉, 컴퓨터가 부착된 기상레이더, 기상위성 수신장비, AWS 등을 많이 설치하여 실시간적인 강수 현상을 감시하고 관측된 자료를 종합하여 단시간 강수예보에 활용하는 연구가 계속 진행되고 있으며 실제 실용화 단계에 있다(기상연구소, 1989).

기상 레이더는 강우뿐만 아니라 강설의 관측에도 유의한 기기이며, 겨울철 대설의 물리적 구조와 운동학적 특성을 밝히는데도 활용될 수 있다. 그러나, 레이더는 마이크로파를 이용한 원거리 탐측 기술을 응용한 장비이므로, 레이더에 의한 물리량의 계산 결과와 지상에서 직접 관측된 관측 값과는 많이 차이가 생기게 된다. 이런 차이의 해결은 레이더를 이용한 한반도 대설 형성의 물리적 구조를 파악하기 위한 연구에 선행되어야 하며, 강우에 대한 경우는 세계적으로 또한 국내에서도 이미 수행되어 있다. 반면, 강설의 경우는 강우에 적용되는 규정이나 물리적 요인에 많은 차이가 있어 세계적으로 연구된 사례가 적으며, 국내에서는 강설의 양과 빈도가 많지 않고, 자료가 부족한 관계로 연구 사례가 거의 없는 실정이다.

따라서 본 연구에서는 현재 관악산에 설치되어 가동 중인 기상레이더 DWSR-

88C (해발고도 630m, 중앙기상대)의 원시 자료를 처리하여 강설시 레이더에 의해 계산된 강설량과 각 관측점에서 관측된 강설량이 잘 비교될 수 있도록 적절한 Z-R ( $Z = A R^b$ ) 관계식을 산출하고자 한다.

## (2) 레이더에 의한 관측

### (가) 레이더의 원리

레이더는 송신 전파의 종류에 따라 전파를 단속적으로 발사하는 pulse파를 사용하는 것과 연속적으로 발사하는 지속파를 사용하는 것으로 나누어지며, 기상에서 이용되는 것은 pulse 형이다.

관측 원리는 전파의 직진성, 등속성, 산란성을 이용하여 안테나로부터 어느 방향에 집중하여 전자파를 발사하고, 그 목표물(target)에서 산란되어 되돌아오는 전자파(echo)를 다시 안테나로 수신하여 전자파의 왕복 시간과 안테나의 방향으로 목표물의 거리와 방위를 측정하는 것이다. 만일, 전자파를 발사하여 수신될 때까지 시간차를  $\Delta t$  라하고, 목표물까지의 거리를  $r$ 이라 할 때  $\Delta t$  는  $r$ 을 왕복하는데 걸리는 시간이므로 목표물까지의 거리를  $r$ 이라 할 때,  $\Delta t$ 는  $r$ 을 왕복하는데 소요된 시간이므로 전자파의 진행 속도를 광속  $c$ 라 하면,  $r = \frac{c \times \Delta t}{2}$  에 의해 목표물까지의 거리가 구해진다.

### (나) 레이더 방정식

기상 레이더는 기상목표물을 탐지하여 강수량을 정량적으로 계산하는데 레이더 수신기 내부에서는 레이더 방정식이 사용된다. 레이더로 수신되는 평균 전력은 송신전력, 레이더 파장, 안테나의 크기, 목표물의 성질 등에 의해 좌우된다. 이들의 관계를 나타내는 것이 레이더 방정식으로 1962년 Probert-Jones이 레이더 성능을 나타내는 parameter들과 수신 전력 및 반사 계수를 체계적으로 연구하여 레이더 방정식을 제안하였고, 이 방정식은 지금까지 공식적으로 사용하고 있다.

레이더 방정식을 유도하기 위해서는 몇 가지 가정이 필요한데 이것은 다음과 같다. 목표물의 입자는 구형이며, 그 크기가 파장에 비해 아주 작아 Rayleigh 산란을 하고, 이런 입자가 레이더 빔내에 균일하게 분포하여야 한다. 이런 가정을 바탕으로 구한 레이더 방정식은 다음과 같다.

출력  $P_r$  인 전파가 안테나로부터 방사될 때 거리  $r$ 만큼 떨어진 구형 목표물의 단면적에 부딪히는 전력은  $P/4\pi r^2$  으로 표시된다. 전파는 beam형태로 좁게 집중되므로 등방으로 방사되는 출력에 대한 beam 방향으로의 출력비는 안테나의 이득

으로 표시된다. 이 때 빔폭에 수직인 표면  $A_t$ 인 목표물이 받게 되는 출력  $P_\sigma$ 는 다음과 같다.

$$P_\sigma = \frac{P_t G A_t}{4\pi r^2} \quad (27)$$

이 때 목표물에 부딪힌 전력  $P_\sigma$ 가 모든 방향으로 방사되어 그 일부가 다시 유효 면적  $A_e$ 인 안테나로 되돌아오는 전력, 즉 수신전력  $P_r$ 은 다음과 같다.

$$P_r = P_\sigma \left( \frac{A_e}{4\pi r^2} \right) = \frac{P_t G A_t}{4\pi r^2} \left( \frac{A_e}{4\pi r^2} \right) \quad (28)$$

안테나의 유효면적이  $A_e = G \lambda^2 / 4\pi$  로 표시되므로 식(28)는 다음과 같이 정리될 수 있다.

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 A_t}{(4\pi)^3 r^4} \quad (29)$$

식(29)은 수직 단면적이  $A_t$ 인 독립된 입자에 의해 반사된 신호전력을 나타내고 있으며 또한 독립된 입자는 완전히 등방산란이라는 가정이 포함되어 있다. 그러나 대기 중의 빗방울이나 구름 입자는 가정한 바와 같이 등방으로 전파를 산란하지 못하므로 집합체로서의 목표물을 고려해야 한다. 따라서 반사된 전파를 산란시키는 목표물의 cross section을 라 하면 수신기로 되돌아오는 전력은 다음과 같이 된다.

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 A_t \sigma_i}{(4\pi)^3 r^4} \quad (30)$$

여기서  $\sigma_i$  에서  $i$ 는  $i$ 번째 입자를 나타낸다. 결국 수신신호의 세기는  $n$ 개의 입자들로부터 산란된 전력을 모두 합해야 하므로 이 때 평방 수신 전력은 다음과 같다.

$$\overline{P_r} = \frac{P_t G^2 \lambda^2 A_t}{(4\pi)^3 r^4} \sum_{i=1}^N \sigma_i \quad (31)$$

위의 식에서  $\sum_{i=1}^N \sigma_i$  는 직접 수신될 수 없는 값이며, 또한 beam 의 진행에 따른 부피도 거리가 멀어질수록 증가하므로 빔부피 내의 입자들의 개념을 고려해야 한다. 빔폭이  $\theta$ , 펄스 폭이  $h$ 인 빔이 거리  $r$  까지 진행했을 때 부피는  $\pi r^2 \theta^2 h / 8$  이므로  $\sum_{i=1}^N \sigma_i$  는 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\sum_{i=1}^N \sigma_i = \frac{1}{8} \pi r^2 \theta^2 h \sum_{vol.} \sigma_i \quad (32)$$

$\sum_{vol.} \sigma_i$  는 단위 면적에 대한 cross section의 합으로 레이더 반사도(radar reflectivity)로 알려져 있다(Jones, 1956)

Probert-Jones에 의하면 레이더 beam 내에 입자가 고르게 분포되어 있다는 가

정하에 식 (31)가 추출되었기 때문에 이 가정에서 발생하는 오차를 보정할 필요가 있다. 빔폭내에 전력이 Gaussian 분포를 가정하여 보정인자  $2\ln 2$ 를 사용해 식 (31)를 최후적으로 다음과 같이 변형하였다.

$$\overline{Pr} = \frac{Pt G^2 \lambda^2 \theta^2 h}{512 (2\ln 2) \pi^2 r^2} \sum_{\text{tot.}} \sigma_i \quad (33)$$

식 (33)에서 후방 산란 단면적  $\sigma$ 는

$$\sigma = 64 \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \left( \frac{D_0}{2} \right)^6 \quad (34)$$

으로 표현된다. 여기서  $D_0$ 는 대기 중에 존재하는 강수 입자의 직경이고,  $K$ 는 유전율로 목표물이 수적일 때  $|K|^2 \approx 0.93$ , 빙정일 때  $|K|^2 \approx 0.23$  이다. 단위 체적 속에 있는 직경  $D_i$  인 강수 입자의 총 수를  $N$ 이라 하면,

$$\sum_{i=1}^N \sigma_i = 64 \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_{i=1}^N \left( \frac{D_i}{2} \right)^6 \quad (35)$$

$$\overline{Pr} = Pt \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi^3) r^4} 64 \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_{i=1}^N \left( \frac{D_i}{2} \right)^6 \pi \left( \frac{r\theta}{2} \right) \frac{h}{2} \frac{1}{2\ln 2} \quad (36)$$

이다. 여기서,  $\sum_{i=1}^N \left( \frac{D_i}{2} \right)^6$  는 레이더 반사도(reflectivity factor)로서  $Z$ 로 표시하며,  $Z$ 는 다음과 같다.

$$Z = \sum D^6 = \int_0^\infty D^6 N(D) dD \quad (37)$$

$$\overline{Pr} = \left[ \frac{Pt \pi^3 G^2 \theta^2 h}{512(2\ln 2) \lambda^2} \right] \frac{Z |K|^2}{r^2} \quad (38)$$

따라서, Probert-Jones의 레이더 방정식은 식 (38)과 같으며, 본 연구에 수행되는 관악산 레이더 DWSR-88C의 각 상수는 다음과 같다.

Table 3.6.3. The characteristics of radar in Kwanak mountain.

항 목	기 호	상 수
안테나이득계수	G	43dB
방출전력	Pt	250kW = 2.5 × mW
안테나의 주사폭	$\theta$	1.2° = 0.0209 radians
펄스 폭	h	6 × 10 <sup>2</sup> m, 2μs 파장
레이더 파장	$\lambda$	5.6cm (C밴드)
유전계수	K  <sup>2</sup>	0.93(강우), 0.23(강설)



따라서, 레이더 장비의 특성에 따른 상수는 C를 식 (38)에 대입하면  $\overline{Pr}$  과 목표까지의 거리 r을 측정하면 반사도 Z가 산정된다.

(다) Z-R 관계식

식 (37)에서 반사계수 Z는 산란체의 단위체적내에 존재하는 물방울의 직경과 개수에 따라 결정되는 값이므로 Fig. 3.6.15와 같이 강수강도, 즉 강수율을 결정하는 요인이기도 하다 (Marshall and Palmer, 1948). 대기 중의 물방울의 분포는 다음과 같이 지수 함수적으로 표현된다.

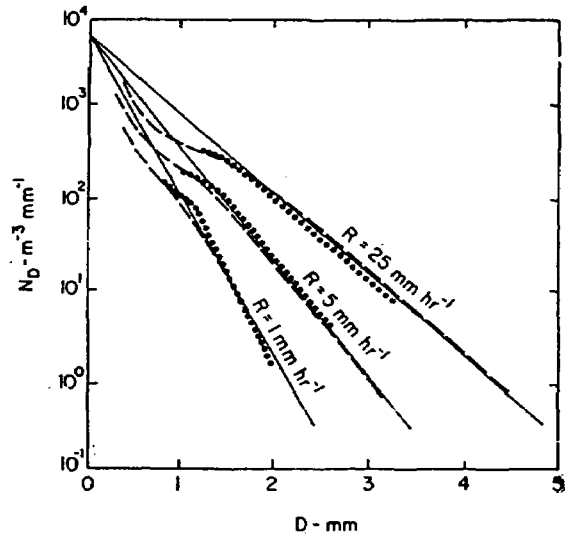


Fig. 3.6.15. Marshall and Palmer drop-size distribution functions compared with the results of Laws and Parsons. From Marshall and Palmer (1948).

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \tag{39}$$

$$\lambda = 4.1 R^{-0.21} \tag{40}$$

여기서, N(D)은 단위 체적 내에 존재하는 직경 D+dD인 물방울의 개수이며,  $N_0$ 와  $\lambda$ 는 물방울의 분포를 결정하는 인자들이다.

따라서, 연직방향의 대기 운동이 없다고 가정하면 강우강도 R과 직경 D사이에는 다음과 같은 관계가 성립된다.

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 V_t(D) dD \tag{41}$$

$$V_t = 1420 D^{\frac{1}{2}} \tag{42}$$

여기서,  $V_t$ 는 직경이 Dmm인 강우의 terminal velocity(cm/s)로써 위와 같이 표현될 수 있다 (Spilhaus, 1948). 따라서, 위의 두 식에 Marshall-Palmer의 지수형 수적 분포의 크기를 대입하면 Z와 R의 관계에는 다음과 같은 관계식을 구할 수 있다.

$$Z = A R^{\beta} \tag{43}$$

대기 중에 존재하는 물방울의 크기 분포는 어떤 규칙성이 있어 표준적으로는 Marshall-Palmer의 분포를 추정하여 유도한  $Z = A R^{\beta}$ 를 사용하고 있다. 그러나 실제로는 강수의 형태에 따라 그 값에 많은 차이를 보이고 있으며, 표준적으로는 다음과 같은 식을 사용하고 있다.

$$Z = 200 R^{1.6} \quad (\text{층상우의 경우}) \quad (44)$$

$$Z = 31 R^{1.71} \quad (\text{지형성 뇌우의 경우}) \quad (45)$$

$$Z = 48 R^{1.37} \quad (\text{뇌우성 강우의 경우}) \quad (46)$$

이상은 강우를 대상으로 한 경우이며, 강우를 대상으로 한 규정이나 물리적 요인으로는 ice hydrometeors에 대한 Z-R 관계를 결정하기는 여러 가지 어려움이 있다(Smith, 1984). 먼저 레이더는 수적에 대한 반사도 factor인  $Z_w$ 에 대해 측정될 수 있도록 calibration 되어 있다. 그래서 ice particle 에 대한  $Z_i$ 는  $Z_w$ 에 대해 다음과 같은 식이 성립한다.

$$Z_i = \left( \frac{|K_i|^2}{|K_w|^2} \right) Z_w \quad (47)$$

snowflake는 구와는 아주 다른 모양을 가지므로 설편의 크기가 Rayleigh scattering을 만족하는 크기라면 아이스와 같이 유전율이 약한 입자로 구성된 불규칙한 입자의 back scattering cross section은 같은 질량을 가지는 구의 직경으로 취급할 수 있다(Marshall and Gunn, 1952). 그러므로 입자의 정확한 모양은 별로 중요한 문제가 아니며, 만약 이미 알려진 ice hydrometeor의 구에 해당하는 직경을 사용하면  $|K_i|^2$ 은 0.176이 된다.

상당직경에 관한 연구는 때때로 melted drop의 직경을 사용하고 있으며, 이 경우  $|K_i|^2$ 은 0.208로 바뀌게 되어  $Z_w$ 와  $Z_i$  사이의 관계는 아래와 같은 식이 성립한다.

$$Z_i = 0.224 Z_w \quad (48)$$

강설에 대한  $Z_w - R_s$ 에 대한 관계식은 아래의 식들을 표준으로 사용하고 있다.

$$Z_w = 1780 R_s^{2.21}, Z_i = 399 R_s^{2.21} \quad (\text{Skehon and srivastava, 1970}) \quad (49)$$

$$Z_w = 2000 R_s^2 \quad (\text{WMO, 1985}) \quad (50)$$

$R_s$ 는 강설강도를 강우강도에 상당하는 값으로 환산한 것이며, 그 단위는 mm/hr이다.

### (3) 자료 및 방법

본 연구는 관악산 기상레이더 강우에코 강도(dBZ)와 각 관측소에서 우설량계로 측정된 실측 강설량의 비교를 통해 적절한 Z-R 관계식을 산출하기 위해 다음과 같은 자료를 사용하였다.

- 관악산을 중심으로 반경 50km이내의 중앙 기상대 산하 측후소 및 관측소에  
서의 3시간마다 누적된 강설량 자료
- 관악산 기상레이더로 관측된 강우에코 강도(dBZ) 자료
  - 200×200pixel, 매 5분 간격의 PPI(Plan Position Intensity) 자료

강설에 대한 Z-R 관계식을 추정하기 위한 레이더 자료의 추출 기간은 관악산 레이더 시스템의 송신 출력이 비교적 안정하다고 판단되는 90년대 이후인 1995년에서 1997년까지 중 강설이 존재하는 날을 선정하였다.

관악산의 레이더는 5분 간격으로 관측하므로 매 5분마다의 레이더 에코 강도는 순간의 강설강도를 1시간 동안의 강설 강도 값으로 환산값이라 할 수 있다. 또한 레이더 에코강도(dBZ)를 각 관측소에서 3시간마다 관측되는 강설량과 비교하기 위해서는 3시간 동안의 누적 레이더 강설강도를 환산하여야 한다. 이는 3시간 동안의 생성되는 36개의 반사도(dBZ)를  $Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ 으로 환산하여 3시간에 대해 누적 평균하여 1시간 동안의  $Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ 을 산출한다.

#### (4) 결과 및 토의

1995년부터 1997년 동안 겨울철 대설 기간 동안 관악산 기상 레이더의 반사도 자료와 관악산 레이더를 중심으로 비교적 강설의 반사도가 안정적일 것으로 판단되는 반경 50km이내에 포함되는 8개의 관측소에서의 실제 강설량을 비교하여 강설에 대한 Z-R 관계식을 도출하였으며, 그 결과는 Fig. 3.6.16과 같다.

Fig. 3.6.16에 나타낸 바와 같이 관악산 레이더의 반사도를 통해 산출한 강설에 대한 Z-R 관계는 어떤 특징적인 분포를 보이지 않았다. 이는 5분 동안 생산되는 레이더 자료에 반해, 지상 우설량계는 겨울철 3시간 간격으로 관측되므로 여기서 많은 오차를 발생하는 것으로 나타났으며 보다 적절한 Z-R 관계식을 산출하기 위해서는 겨울철에도 1시간 또는 그 이하의 단위의 특별 관측이 선행되어야 할 것으로 판단된다.

그리고, 강설의 반사도는 강우에 비해 아주 약하므로, 그 관측시 큰 오차가 발생할 수 있으며, 건조한 강설인지 습윤한 강설인지에 따라 그 반사도가 5~50배 이상 차이가 나므로(Battan, 1973) 강설의 타입에 따른 사례 분류 등으로 보다 세부적인 연구가 필요할 것으로 본다.

또한 지형 에코가 효과적으로 제거되었다 하더라도 레이더 자료는 여전히 관측 오차를 포함하므로, 보다 정확한 레이더 강설량을 추정하기 위해서는 관측지점마다의 고유한 Z-R의 관계식을 고려하는 것도 바람직할 것이다.

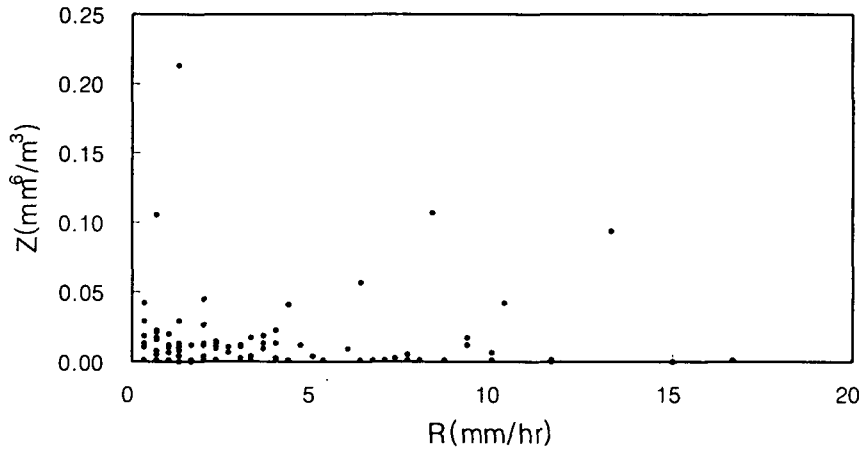


Fig. 3.6.16. Z-R equation using by radar in Kwanak (1995~1997).

#### 마. 한반도에서의 인공증우 가능성에 대한 연구

##### (1) 개요

세계 곳곳에서는 인구 증가와 잦은 가뭄으로 인한 수자원의 부족으로 극심한 곤란을 겪고 있다. 우리 나라 역시 1994년 여름 극심한 무더위와 더불어 가뭄을 겪은 적이 있으며, 1996년 봄에는 남부지방 주요 댐의 저수율이 30% 정도 수준에 머물러 식수와 공업 용수 부족 등을 초래하였다.

이러한 상황에서 인공강우를 통한 증우는 가뭄 피해 경감 대책으로 여러 나라에서 긍정적인 평가를 받으며 수행되고 있다. 세계기상기구(WMO) 자료에 의하면 수자원을 확보하기 위한 인공증우는 10개국에서 실용화되어 있으며, 미국, 호주, 중국, 이스라엘, 태국 등에서는 매년 실시되고 있다. 1995년부터 기상연구소에서도 현재의 가뭄을 극복하고 물 부족 사태를 대비하기 위하여 지상실험과 항공실험을 통한 인공강우 기술 개발을 시도하고 있다 (WMO, 1994).

보통 한랭구름에 적용되는 강수 발달 이론은 Bergeron-Findeisen 과정이다. 이 이론은 동일 온도에서 물에 대한 포화 수증기압이 얼음에 대한 포화 수증기압보다 높기 때문에 생기는 과냉각 수적의 증발에 의한 빙정의 성장을 설명하고 있다. 과냉각 수적과 빙정이 공존하는 층에서는 두 입자 주위의 수증기압 차이에 의해 과냉각 수적에서 빙정으로 수증기의 확산이 일어난다. 그 결과 수적은 증발하는 반면에 빙정은 수증기의 침착에 의해 성장하는데 이를 Bergeron 강수 과정이라고 한다.

구름은 형성되어 있으나 강수가 없는 경우를 조사해 보면 구름이 얇거나 수명이 짧으며, 또는 이 두 조건이 동시에 해당되는 경우가 많다. 이와 같은 구름의 경우에는 인위적으로 구름의 역학 과정을 조정하여 강수를 증대시킬 수 있다. 강수 증가를

위한 역학 과정의 조절 방식에는 정역학적 방식(static mode)과 동역학적 방식(dynamic mode)이 있다(Young, 1993). 정역학적 방식은 씨뿌림이 구름의 미세 물리 구조에 영향을 주어 이 효과가 바로 증우를 가져오도록 하는 방법으로 과냉각 구름의 강수 효율(precipitation efficiency)을 증가시키는 데 있다. 이 방식의 기본 가설은 과냉각 구름에 옥화은이나 드라이 아이스를 투입하여 적정 농도의 빙정을 형성하면 Bergeron-Findeisen 과정에 의하여 이들 빙정이 강수 입자로 성장한다는 것이다.

동역학적 방법은 과냉각 구름에 많은 양의 안정한 빙정핵이나 드라이아이스와 같은 냉매(coolant)의 투여에 의한 구름의 급속한 빙정화(glaciation)를 유도하여 이에 따른 잠열 방출이 상류 기류를 더욱 발달케 하여 구름을 성장시킴으로서 증우를 가져오는 방법이다.

이 연구는 한반도에서의 인공강우 가능성을 조사하기 위하여, 먼저 연강수량이 비교적 적은 안동지역을 선택하여 이 지역에서의 강수량 및 운량 분포, 위성자료, 고층 관측자료등을 인공강우 조건에 맞는지 분석하는 것이다. 우선, 한반도에서 강수분포 및 강수강도 분포, 인공강우 적정 운정온도 일수를 분석하여 계절별 분포 특성을 파악하며, 고층 자료를 이용하여 계절별 구름이 형성될 수 있는 고도 및 가강수량의 분포를 추정한다. 마지막으로, 안동지역에서 계절별, 풍향별 강수분포를 기상청 AWS 및 소백산 남, 북 사면에 설치한 7개의 우량계 자료로부터 분석하고자 한다.

## (2) 우리 나라의 강수 특성

우리 나라의 연평균 강수량은 500~1500 mm이며, 전국적으로 볼 때 비교적 습윤한 지역에 속한다. 그러나 강수의 계절적 분포, 지역적인 차이, 강수 유형, 강수량의 연변화 등에 따라 현저한 특색을 보인다. 특히 강수량의 계절적 분포가 균등하지 않고 1년 강수량의 대부분이 여름철에 집중되고 겨울의 강수는 매우 적다. 이러한 특징은 우리 나라에만 나타나는 것이 아니고 아시아 몬순 지대의 공통적인 특징이다. 6, 7, 8월을 여름철이라 할 때 연강수량에 대한 여름 강수량의 백분비는 40-60% 정도나 된다. 반면에 봄철의 우량은 연 강수량의 15%정도에 불과하다 (김광식 등, 1973).

여러 가지 기상 요소 중 가장 변화가 심한 것은 강수량이다. 우리 나라의 강수량의 변화는 그 중에서도 심한 편에 들고 있다 (김광식 등 1973). 우리 나라에서 벼농사에 필요한 우량을 약 1,000 mm라 할 때 연 강우량이 1,000 mm이하였던 해는 대략 8년에 한번 정도, 700 mm이하였던 해는 35년에 한번 정도 나타났다 (기상연구소, 1997).

우리 나라에서 가장 강수량이 많은 최다우 지역은 제주도, 남해안 및 섬진강 유역 일대로 연 강수량이 1,400 mm 이상을 나타내고 있다. 이 지역은 해안 및 섬으로서 해양의 영향을 크게 받고 소백산맥과 노령 산맥에 의한 지형의 영향이 크며, 장마

전선과 중국 양자강 유역에서 발생하여 우리 나라로 이동하는 저기압의 진로에 해당하기 때문이다. 1,300 mm 내외의 한강 중상류, 중부 동해안 지역은 양자강과 중국 대륙으로부터 이동해 오는 저기압이 태백산맥과 차령산맥의 영향을 받아 제 2의 다우지역을 형성하고 있다. 울릉도 및 중부 동해안의 강수량이 비교적 많은 것은 다른 지역에 비해 강설량이 많기 때문이다(기상연구소, 1997).

900 mm 내외의 연강수량을 갖는 대구 지역은 지형상으로, 동쪽은 태백산맥, 서쪽과 북쪽은 소백산맥, 남쪽은 해안 산맥 등으로 막혀있는 분지로서 습한 바람이 이 일대에 도달하기 전에 비가 내리게 되므로 건조한 바람만 불게 되어 남한 제 1의 소우 지역을 이루고 있다. 이렇게 국토가 좁은데 비하여 강수량의 지역적 차가 크고 강수량의 변화 변동이 큰 것은 홍수나 가뭄을 빈번히 일으키는 원인이 된다(기상연구소, 1997).

Fig. 3.6.17은 1980~1994년 15년간의 기상청 강수자료를 이용하여 전체 강수량을 총분석일수(강수일+무강수일)로 나눈 평균 일강수량 분포이다. 가장 강수량이 많은 지역은 대관령을 포함한 태백산맥으로, 최고 4.5의 값을 보였으며, 남부지방의 해안가를 따라서도 큰값을 보였다. 연평균 강수량에서와 마찬가지로 노령산맥, 소백산맥의 동쪽에 위치하고 있는 경상북도 부근이 2.7 mm의 최소값을 보이는 과우 지역으로 나타났다.

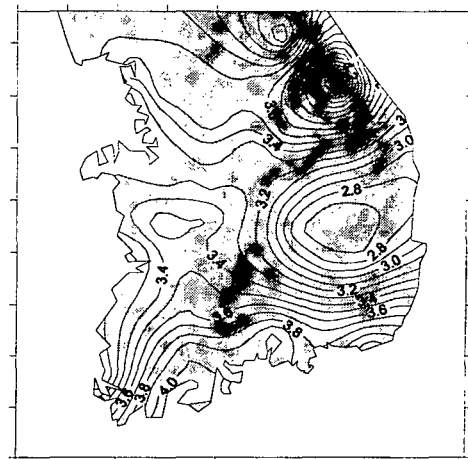


Fig. 3.6.17. Distribution of daily mean precipitation.

Fig. 3.6.18은 1980년~1994년의 강수자료로부터 총강수량을 총강수일수로 나눈 값이다. Fig. 3.6.17의 분석으로부터는 과우 지역과 다우지역을 파악할 수 있는데 반해, Fig. 3.6.18로부터는 각 지역마다의 상대적인 강수 강도를 파악할 수 있다. 남부 지방에서의 강수강도가 14 (mm/일강수일) 이상으로 가장 큰 것을 알 수 있고, 그 중에서도 특히 지리산, 덕유산, 가지산으로 둘러싸인 지역이 전국에서 가장 평균강수강도가 크게 나타났다. 장마기간동안 이러한 특징이 두드러졌는데, 장마전선이 남북으로 진동할 때 주변의 높은 산맥에 의해 강제 상승되는 효과에 의한 것으로 생각된다. 노령산맥 부근의 중부지방에서는 강수 강도의 값이 작았다.

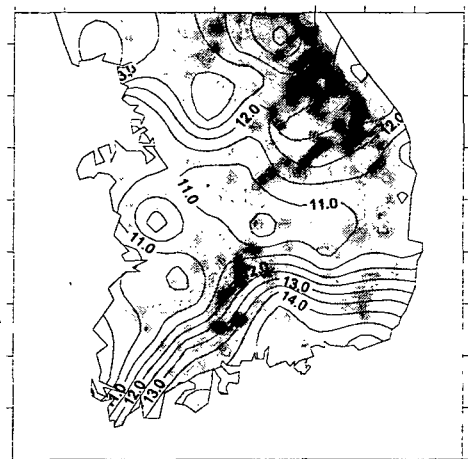


Fig. 3.6.18. Distribution of mean rainfall intensity.

### (3) 인공강우에 적합한 구름 분석

우리 나라는 중위도 편서풍대에 위치하고 있어 주 1회 정도 기압골이 통과하며, 이때 비교적 구름의 양이 많아 다른 나라에 비해 인공강우 실험에 좋은 환경이라 할 수 있다. 우리 나라는 1년에 평균 80일에서 108일정도 비가 온다. 구름은 평균 운량 7.5 이상인 날이 110일에서 170일 정도이고, 2.5미만인 날은 50일에서 106일 정도로 들을 합치면 구름 낀 날은 1년에 평균 200일이 넘는다 (기상연구소, 1997).

강수 현상은 대기 중에 빙정핵이 충분히 존재할 때 일어나고 부족할 때는 일어나지 않는다. 구름에서 인위적으로 강수의 싹(precipitation embryo)을 만드는 방법으로 흡습성 분말이나 미세한 물방울을 뿌리는 방법도 있지만, 특히 혼합구름에서는 드라이 아이스를 뿌리거나 액체 공기, 액체 프로판 가스 등을 분사하여 급냉각시키면 빙정화시킬 수 있다. 씨뿌리기 물질과 관련하여 인공 구름 빙정을 만들기 위해 개발된 가장 진보된 기술은 단위 g당 많은 수의 요오드화 은(AgI) 입자를 구름에 살포하는 것이다(기상연구소, 1997).

AgI의 활성화에 따른 적정구름의 조건은 층이 두꺼운 대류운으로 운정온도가  $-10^{\circ}\text{C} \sim -30^{\circ}\text{C}$  사이이고, 운저 온도는  $-5^{\circ}\text{C}$  이하의 구름으로 구름내에  $-12^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$ 의 온도층이 존재하여야 한다. 과냉각된 구름은 자연 빙정핵(IN)에 의해 빙결되기 전에 적어도 5분 내지 10분 정도 과냉각 상태를 유지한 채 존재하여야 한다. 그 외에 구름의 수함량이 높고 구름 중심부의 온도가 주위 대기 보다  $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$  정도 높아 상승류가 지속적으로 유지되어야 하며 주위 대기의 상대 습도는 80-90%로 높아야 한다(Dennis, 1980).

구름 내의 온도 분포가 중요한 것은  $-5^{\circ}\text{C}$  부근에서부터 AgI가 활성화하여 잠열을 방출하여 구름의 상승기류를 강화시켜 생성된 빙정을  $-12^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$  층으로 이송시키게 된다. 이송된 빙정은 착빙 현상에 의해 성장하며 또 다른 구름 입자들과 충돌로 인하여 부서져서, 작은 얼음 조각에서 분리되어 나온 핵이 IN으로 작용하는 증식 과정을 하게 된다.  $-12^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$ 의 온도층이 특별히 중요한 것은 이 온도 부근에서, 빙정에 수증기가 승화되어 달라붙는 착빙(riming) 기준에 도달하는데 필요한 시간이 최소화되기 때문이다(Dennis, 1980).

적정 구름의 형태는 두터운 층적운(Sc)이며, 중층운(2~7 km)으로 고적운(Ac)나 고층운(As)도 적합하다. 그 외에 지형적 영향으로 산맥의 풍상측에 형성된 층적운이나 강한 대류 현상에 의해 발생된 적운 등이다. Bergeron(1949)과 Ludlam(1955)은  $0^{\circ}\text{C}$  이하 고도까지 연장되어 있는 지형성 구름은 상승 기류를 따라 AgI 연소기로 지속적인 씨뿌리기를 하면 강수를 증가시킬 수 있는 이상적인 대상 구름이란 점을 지적한 바 있다. 대륙성 구름에 비해 해양성 구름이 보다 쉽게 강수를 형성한다.

이것은 CCN의 발생원에 따른 입자 크기 분포의 차이로 대기 미립자 중 해양성 입자가 대륙성에 비해 크기 때문이다. 대류성 구름에 지형성 구름이 포함되거나, 전선 등에 관련된 넓은 층운이 포함되면 더욱 좋다.

Fig. 3.6.19는 1980년~1994년의 기상관측소 운량자료를 이용하여 일평균운량을 구한 것이다. 지리산, 덕유산을 포함하는 소백산맥 부근에서 최고 5.9의 큰 값을 보였고, 노령산맥, 소백산맥의 동쪽지역에서 4.9 이하로 일평균 운량값이 가장 작았다.

앞에서 언급한 것과 같이 인공강우를 수행하기 위한 적정구름의 조건은 층이 두꺼운 대류운으로 운정온도가  $-10^{\circ}\text{C} \sim -30^{\circ}\text{C}$  사이이고, 운저 온도는  $-5^{\circ}\text{C}$  이하의 구름으로 구름내에  $-12^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$ 의 온도층이 존재하여야 한다. 그러나 우리의 아직 국내에서는 구름 내부의 3차원 구조를 조사할수 있는 기자재가 없을 뿐 더러, 연직 온도 구조도 오산, 광주, 포항, 제주도에 위치한 고층 기상 관측소에서 하루에 두 번(09시, 21시) 관측된다. 그 결과 인공강우에 적합한 구름을 정확히 가려내고, 분석하기가 어렵다. 다만, 위성자료를 이용해 운정온도를 구하는 정도만이 가능하다.

이 연구에서는 1996년 12월~1997년 11월의 1년치 GMS위성자료를 이용해 Cloud Top Brightness Temperature를 추출해 내고, 그 결과를 분석하였다. Fig. 3.6.20은 이 자료들 가운데, 09시 자료만을 가지고, 운정온도가  $-10^{\circ}\text{C} \sim -30^{\circ}\text{C}$ 였던 날의 일수를 구한 것이다. 태백산맥과 소백산맥, 노령산맥의 따라 빈도수가 뚜렷하게 컸다. 특히, 대관령 부근에서 1년중 100일 이상의 적정 운정온도 일수를 보였고, 다음으로, 지리산과 덕유산 정상에서 90일 정도로 큰 빈도수를 보였다.



Fig. 3.6.19. Distribution of the daily mean cloud amount.

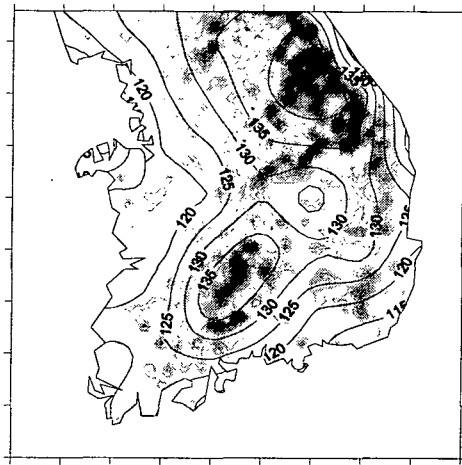


Fig. 3.6.20. Frequencies of the day of appropriate cloud top temperature for cloud seeding experiment.



우리 나라에서 인공강우가 필요한 지역, 가능한 지역 등을 구분하기 위한 기초자료 제공을 위해, 지금까지의 강수량, 강수 강도, 운량, 적정 운정온도 빈도수등의 분석 결과를 정리하였다 (Fig. 3.6.21). 우선 연평균으로 볼 때, A지역은 운량이 많았고, 강수량이 전국에서 가장 컸으며, 적정운정온도 빈도수도 아주 컸던데 에 비해, 강수강도는 보통이었다. B지역의 경우는 전국적으로 강수량이 최소를 보여, 가장 과우한 지역으로 나타났으며, 운량도 적었고, 강수강도 역시 약했지만, 운정온도 빈도수는 다른 지역에 비해 컸다.

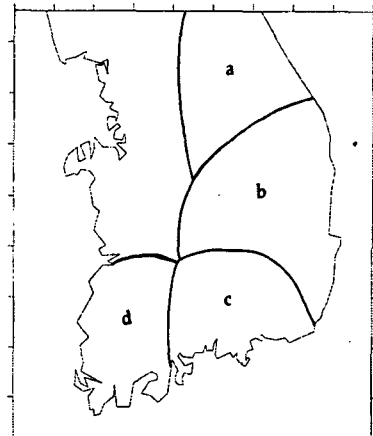


Fig. 3.6.21. Regional division of precipitational characteristics.

C지역의 경우는 지리산, 덕유산, 가지산으로 둘러싸인 지형적인 특성 때문에, 강수 강도가 가장 컸으며, 강수량도 많았다. D지역의 경우는 운량이 다른 어떤 지역보다도 탁월하게 많았고, 적정 운정온도 빈도수도 아주 컸던데 반해, 강수량은 보통 수준이었고, 강수강도 역시 약했다.

이로부터, B지역의 경우는 전국에서 가장 과우한 곳이므로, 인공강우가 가장 필요한 곳이다. 연평균 운량이 다른 지역에 비해서 작은 편이지만, 인공강우에 적합한 운정온도 빈도수도 크므로, 이 지역에 대한 상세 기상자료 분석을 통해, 적합한 기상 조건만 찾는다면, 다른 지역에 비해서, 인공강우의 효용성이 아주 크다고 볼 수 있겠다. D지역의 경우는 운량과 적정 운정온도 빈도수가 다른 지역에 비해서 탁월하게 높는데 반해, 강수량은 많지 않으므로, B지역 다음으로 인공강우가 효율적으로 이루어지지 않을까 사료된다.

#### (4) 고층 기상 관측자료 분석

우리 나라에서는 오산, 광주, 포항, 제주의 네 곳에서만 하루 두 번 고층기상 관측을 하므로 대기의 연직구조와 그 변화를 충분히 파악하기는 어렵다. 그럼에도 불구하고, 강수현상의 유무와, 구름의 발생, 성장, 소멸 등의 과정이 대기의 연직 안정도, 온도구조, 수분 분포 구조에 좌우되므로, 1991년-1995년 09시 오산 고층기상 관측자료를 이용하여 평균 상승응결고도, 가강수량, 대류응결고도 등을 조사하였다.

##### (가) 상승응결고도 (Lifting Condensation Level, LCL) 분석

Fig. 3.6.22는 계절별 상승응결고도의 계급별 빈도수를 분석한 것이다. 상승응결고

도란 지상 부근의 불포화 습윤공기덩이가 어떠한 원인에 의하여 치올려졌을 경우 단열냉각에 의하여 수증기가 포화상태에 달하여 응결이 시작되는 고도를 말한다. 1000-950mb인 경우가 760일(전체 분석일의 4/9)로 나타나 가장 빈도수가 컸다.

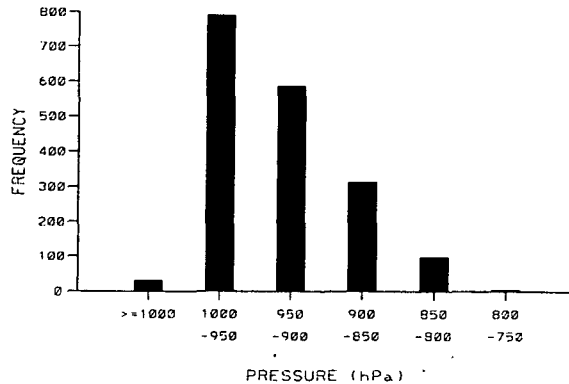


Fig. 3.6.22. Frequencies of LCL in each value.

(나) 가강수량(precipitable water) 분석

가강수량이란 어떤 일정 대기층이나 대기 중에 함유되어 있는 수증기가 전부 응결한다고 가정하였을 경우의 물의 양을 깊이(mm)로 표시한 것으로서 두 기준기압면 사이의 기압차를  $\Delta P$ (mm), 그 사이에 있는 기층의 평균 비습을  $q$ (g/kg)라고 하면, 가강수량  $W_p$ (mm)는

$$W_p = \sum 0.010 \times q \times \Delta P$$

로 계산된다.  $\sum$ 는 지상으로부터 대기의 상층한계까지의 총합을 의미한다. 비습  $q$ 는 고도가 증가함에 따라 감소하여 약 300 mb 고도에서는 거의 0에 가까우므로  $\sum$ 의 상한은 통상 300 mb면 고도가 된다. 지구대기의 연평균 가강수량은 열대해양에서는 약 45 mm, 극지방에서는 약 7 mm로서 평균 25 mm 정도이다. 한편, 전지구 표면에 대한 연강수량은 평균 1,000 mm정도가 되므로 대기 중의 수증기는 1년간에 약 40회(1,000 ÷ 25) 교체되는 셈이다.

Fig. 3.6.23은 앞에서의 고층관측자료를 이용하여, 가강수량의 계급별 빈도수를 계절별로 분석한 것이다. 먼저 전체적으로는 0.5~1.0 cm에서 480회 이상으로 가장 큰 빈도수를 보였고, 가강수량 값이 커질수록 그 빈도수가 감소했다. 계절별로 두드러지게 그 분포가 다른데, 먼저, 봄철의 경우(Fig. 3.6.23a)는 0.5~1.0 cm에서 가장 큰 빈도수를 보이는 등, 앞의 그림과 비슷한 분포 곡선을 보였다. 여름철의 경우 (Fig. 3.6.23b) 다른 계절에 비해서 가강수량값들이 컸으며, 1.5 cm이상의 큰 계급값들을 나타냈다. 그리고 그 빈도수도 60일 안팎으로 비슷했다. 가을철의 경우(Fig. 3.6.23c)

에도 0.5~2.5 사이에서 빈도수가 크고, 봄철과 겨울철 (Fig. 3.6.23d)에 비해서는 대기가 수분을 많이 포함했음을 알 수 있다.

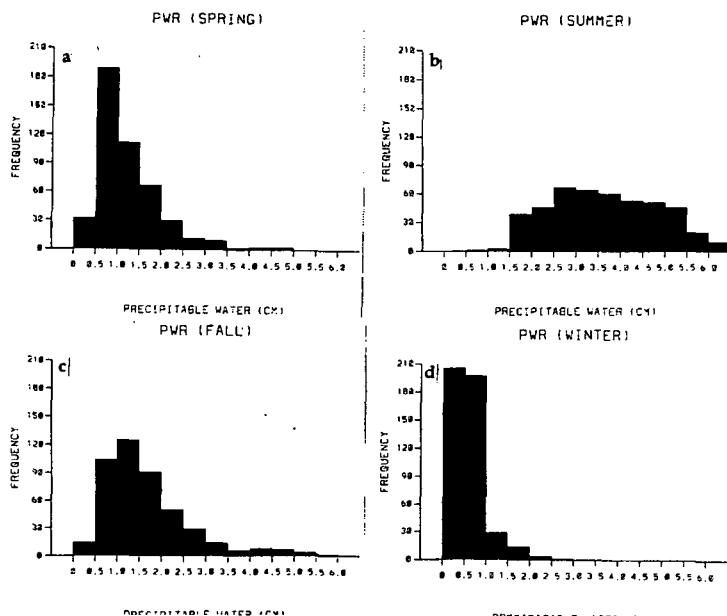


Fig. 3.6.23. Frequencies of Precipitable water in each value in (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter.

(다) 대류응결고도(Convective Condensation Level, CCL) 분석

지표 부근의 공기가 지표의 가열로 에너지를 받은 후 단열적으로 상승하여 포화에 이르는 고도를 대류응결고도라 한다. 이 고도는 보통 지표가열에 의해 생기는 적운형 구름의 운저고도가 된다. 지표 부근의 공기가 이 고도에 이르면 그 후에는 해당 공기가 자동적으로 계속 상승하게 된다. 고층관측자료를 이용해서 각 CCL의 계급값별 빈도수를 조사하였다. 그 분석 결과 400~500 mb 사이에서 가장 큰 빈도수를 보였다 (Fig. 3.6.24).

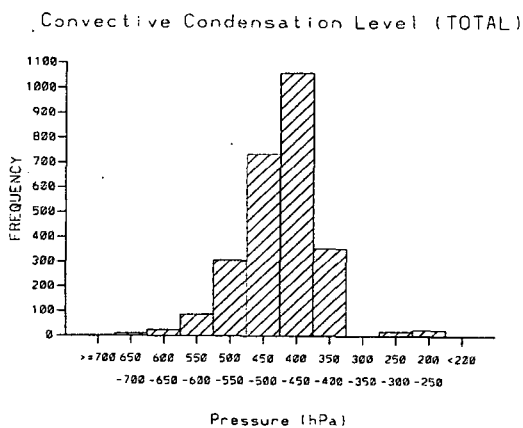


Fig. 3.6.24. Frequencies of CCL in each value.

(라) 평균 혼합비와 대류응결고도 사이의 상관관계 분석

Fig. 3.6.25는 앞에서 구한 대류응결고도(Convective Condensation Level)와 연직층에 대한 평균 혼합비(Mean Mixing Ratio) 사이의 상관관계를 보기 위해 계절별로 분석일수에 대해 분석한 것이다. 가로축은 대류응결고도값(hPa)이고, 세로축은 평균혼합비값(g/kg)이다.

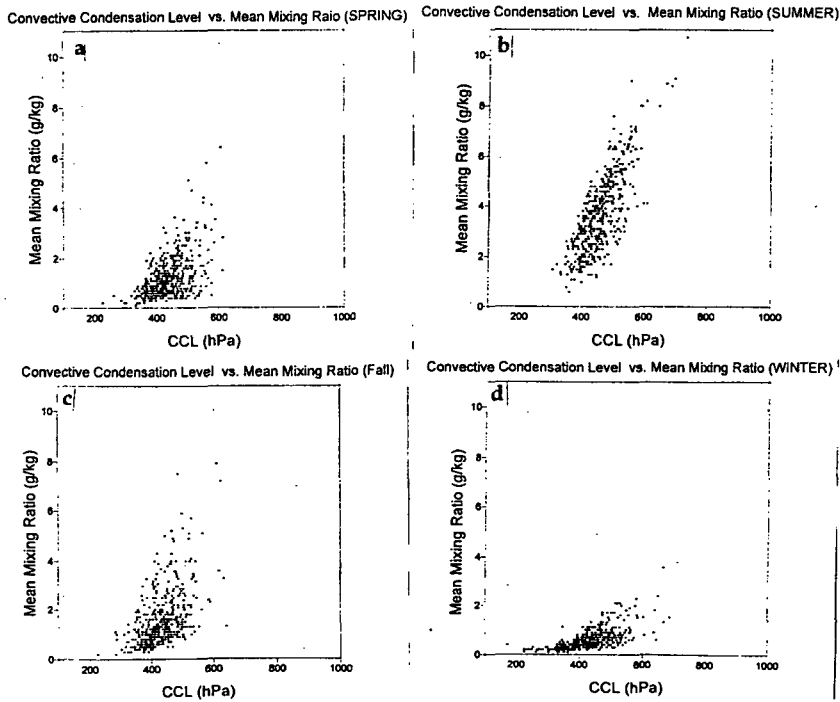


Fig. 3.6.25. Correlation between the precipitable water and mean mixing ratio in (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter.

Fig. 3.6.25에서 보면, 두 값들 사이에는 전체적으로 양의 상관관계가 있음을 알 수 있다. 뿐만 아니라, 상관관계 기울기를 크게 세 가지로 나눌 수 있다. 즉, 이것은 같은 양의 수분을 포함하더라도 대류응결고도, 즉 적란운의 운저고도가 다를 수 있음을 의미하는 것이다. 이렇게 상관관계 기울기가 세 가지로 나뉘는 원인을 찾기 위해 각 계절별로 분석한 결과, 여름철의 경우 (Fig. 3.6.25b) 가장 큰 양의 상관관계 기울기가 나타나고, 봄철 (Fig. 3.6.25a)과 가을철 (Fig. 3.6.25c)의 경우에 그 다음 큰 기울기가, 겨울철의 경우 (Fig. 3.6.25d)에 가장 작은 기울기 값들을 나타냈다. 이로부터, 여름철에는 상층의 수분량이 많더라도, 적란운이 나타날 수 있는 운저 고도는 다른 계절에 비해서 높고, 수분량이 증가하더라도, 운저고도가 크게 낮아지지 않음을 알 수 있다. 이에 반해, 겨울철의 경우는 평균혼합비가 0~2g/kg이 대부분이지만, 작은 수분량에 비해 대류응결고도가 낮고, 또한 수분이 조금만 증가하더라도,

운저고도는 크게 낮아지는 것이다. 이것은 여름철의 경우는 수분은 많지만, 모든 연직층에 걸쳐 온도가 다른계절에 비해 높기 때문에, 지표면 근처에서 상승한 공기덩어리의 방출된 응결잠열로 얻은 부력이 주변 대기의 온도보다 높기 위한 고도가 다른 계절보다 훨씬 높기 때문이고, 겨울철의 경우는 상층대기의 다른 계절에 비해 낮기 때문에, 적은 양의 수분을 가진 지표면 근처 공기덩어리가 조금만 상승하더라도, 방출된 응결잠열로 주변대기보다 가벼워 질 수 있는 고도에 도달하게 되기 때문이다. 즉, 인공강우 측면에서 본다면 두 계절모두 장단점을 가지므로, 여름철에는 높은 운저고도를 고려해야하고, 겨울철에는 운저고도는 낮지만, 적은 수분량을 고려하는 등 각 계절에 맞는 방법을 모색해야 할 것이다.

#### (5) 안동지역 상세 기상자료 분석

앞에서는 우리 나라에서의 인공강우 가능성을 타진하기 위하여 여러 가지 기상자료들을 거시적으로 분석하였으나. 그러나, 인공강우 실험은 한반도 전역이 아니라, 훨씬 더 좁은 영역을 대상지역으로 설정하고, 이곳에 집중적으로 수행되므로, 대상지역이 선정되면, 상세한 기상자료를 이용하여, 지형, 국지적 순환 등의 지역적 특성을 고려한 대상지역에 맞는 인공강우 조건을 찾아야 할 것이다.

이 연구에서는 앞에서의 분석결과로부터, 우리나라에서 가장 과우한 안동지역을 대상 지역으로 하여, 상세한 강수분포, 수함량 분포등을 분석하였다.

##### (가) 자동기상관측시스템(AWS) 및 우설량계 강수 자료 분석

이 분석에 이용된 자료는 대상지역 (Fig. 3.6.26) 내에 위치한 43개 지점의 기상청 자동기상관측시스템 강수자료 (1993년~1997년)와 기상연구소에서 소백산 부근에 설치한 7개의 우설량계 관측자료, 같은 기간의 850 hPa 09시 고층 바람 자료이다.

계절별 평균 일누적 강수량을 조사한 결과, 봄철의 경우 (Fig. 3.6.26a)는 일평균 2 mm 정도로 소백산맥의 서쪽에 위치한 원주 부근이 다른 지역에 비해 강수량이 많았다. 그렇지만, 다른 계절에 비하여 지역에 따른 차이가 뚜렷하지 않다. 여름철의 경우(Fig. 3.6.26b)는 지형의 영향이 훨씬 뚜렷하여, 전체적으로 산맥의 서쪽에서 강수량이 많으며, 춘천과 영주사이, 또 안동, 춘양을 잇는 대상모양으로 상대적으로 큰 값이 나타났다. 가을철의 경우 (Fig. 3.6.26c)에도 지형의 영향이 약하게 나타나는데, 제천과 문경을 잇는 산악을 포함하여 그 서쪽에서 약간 더 큰 값을 보였다.

풍향과 지형 효과가 강수량 분포에 미치는 영향을 조사하기 위해 오산 고층 바람 자료를 이용하여 풍향별로 평균 누적 강수량을 구한 결과(Fig. 3.6.27), 주풍이 동풍 계열인 경우(Fig. 3.6.27a) 산맥의 동쪽에서 서쪽에 비해 많은 강수가 내린 것을 알

수 있고, 서풍일 경우(Fig. 3.6.27b)는 이와 반대로 산맥의 서쪽에서 더 많은 강수량이 나타나 지형에 의한 강제 상승이 강수발달에 영향을 미친다는 결론을 내릴 수 있다. 남풍과 북풍의 경우에는 동쪽 사면과 서쪽 사면사이의 차이는 아니지만, 산맥의 정상부근에서 상대적으로 큰 강수량 값을 보였다 (그림으로 제시하지 않음).

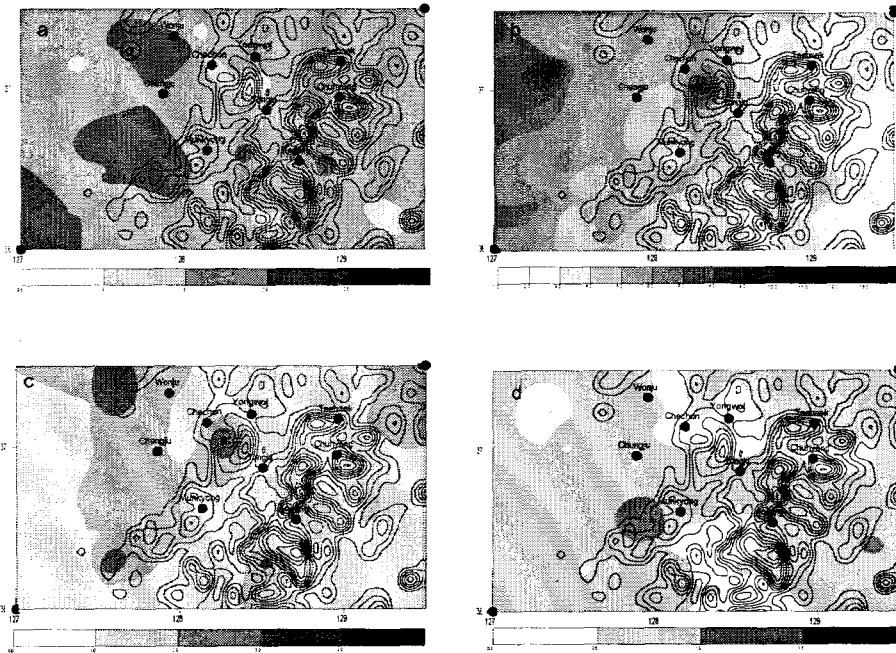


Fig. 3.6.26. Daily mean precipitation using the AWS data in (a) spring, (b) summer, (c) fall, and (d) winter with topography of the target area.

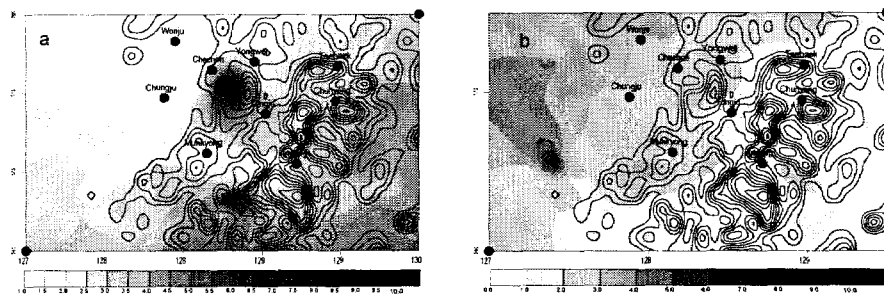


Fig. 3.6.27. Daily mean precipitation using the AWS data in (a) easterly and (b) westerly.

(나) 운형 자료 분석

구름 내에 인위적으로 응결핵이나 빙결핵을 투입하여 강수를 유발시키려면 증수 가능성(seedibility)을 지닌 적당한 구름을 먼저 선정해야한다. 적정 구름의 형태는 중층운이나 층적운으로 알려져 있으며 지형성 구름이나 강한 대류로 발생한 적운등도 포함된다(기상연구소, 1997). 따라서 인공 강우 실험을 위한 기초 자료로서, 실질적으로 대상지역 상공에 나타나는 구름의 형태, 출현 빈도에 관한 기본 조사를 수행하였다.

분석에 사용된 자료는 1995-1997년 안동(136), 제천(221) 기상관측소에서 관측된 3시간 간격의 운형자료이다. 먼저, 12시 관측값을 대표값으로 하여 운형별 빈도수를 계산하였다 (Table 3.6.3). 같은 시간대에 두 종류이상의 운형이 관측될 때도 있는데, 이런 경우에는 각각의 운형 빈도수에 포함시켰다.

전체적으로 안동의 운형별 빈도수가 제천에 비해 월등히 크다는 것을 알 수 있다. 두 지역 모두, 사계절 모두 Sc형의 빈도수가 가장 높았으며, 계절별로는 여름철에 안동이 108일, 제천이 46일로 가장 큰 빈도수를 보였다. 다음으로 큰 빈도수를 보인 운형은 두 지역 모두 Ci, As순이었다. 표에는 제시되지 않았지만, 구름이 없는 일수가 안동은 356일, 제천은 827일로 산맥을 사이에 두고 두 지역의 운형 및 운량 분포에서 큰 차이를 보였다.

Table 3.6.4. Frequencies of occurrence for each cloud type.

	안 동 (136)										제 천 (221)									
	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
봄	66	0	2	20	42	18	91	16	8	0	17	0	1	5	15	8	41	8	0	0
여름	67	0	1	26	48	26	108	26	65	0	10	0	2	8	11	11	46	8	13	2
가을	58	2	1	20	27	14	98	19	17	0	10	0	1	4	12	4	38	5	4	0
겨울	44	0	1	9	20	13	51	12	1	0	12	0	2	2	6	7	30	7	0	0
Total	235	2	5	75	137	71	348	73	91	0	49	0	6	19	44	30	155	28	17	2

(6) 요약

인공강우란 구름 층은 형성되어 있으나 대기 중에 응결핵 혹은 빙정핵이 적어 구름 방울이 빙방울로 성장하지 못할 때 인위적으로 인공의 구름씨를 뿌려 특정지역에 강수를 유도하거나, 과냉각 수적을 자연적인 상태보다 빨리 동결시켜 잠열 방출에 의한 구름내부의 상승류가 강화되어 자연적인 강우량에 비해 더욱 많은 강수를 유발하는 것이다. 인공 강우를 실시함으로써 인위적으로 강수량을 증가시키는 것은 기상분야에서 가뭄의 피해를 경감시키는 수단이 될 수 있다.

이 연구에서는 한반도에서의 인공강우 가능성을 타진하기 위하여 강수량, 운량,

위성자료, 고층 관측자료 등의 기상자료를 이용하여 중규모, 중관규모적 특징을 분석하였다. 특히, 강수 자료 분석 결과, 가장 강수량이 많은 지역은 대관령을 포함하는 태백산맥이었고, 남부 지방의 해안가를 따라서도 큰 값을 보였다. 그러나, 소백산맥의 동쪽에 위치하고 있는 안동댐 유역은 평균 2.7 mm로 가장 과우한 지역으로 나타나, 전국에서 가장 인공강우가 필요한 지역으로 나타났다.

남부 지방에서의 강수 강도가 14 (mm/일강수일) 이상으로 가장 큰 것을 알 수 있고, 그 중에서도 특히 지리산, 덕유산, 가지산으로 둘러싸인 지역이 전국에서 가장 평균강수강도가 크게 나타났다. 장마기간동안 이러한 특징이 두드러졌는데, 장마 전선이 남북으로 진동할 때 주변의 높은 산맥에 의해 강제 상승되는 효과에 의한 것으로 생각된다. 노령산맥 부근의 중부지방에서는 강수 강도의 값이 작았다.

우리 나라에서 인공강우가 필요한 지역, 가능한 지역 등을 구분하기 위한 기초자료 제공을 위해, 지금까지의 강수량, 강수 강도, 운량, 적정운정온도 빈도수 등을 분석한 결과, 안동댐 지역은 연평균 운량이 다른 지역에 비해서 작은 편이었고, 인공강우에 적합한 운정온도 빈도수는 컸기 때문에, 이 지역에 대한 상세한 기상자료 분석을 통해 적합한 기상조건만 찾는다면 다른 지역에 비해서 인공강우의 효율성이 아주 크다고 볼 수 있다.

고층 자료를 분석한 결과, 상승응결고도(LCL)는 1000~950 mb인 경우가 분석일의 4/9로 가장 높게 나타났으며, 봄철과 겨울철은 1000~850 mb 사이에서 빈도수가 고르게 분포하였으며, 여름철에는 1000~900 mb인 경우가 대부분을 차지했다. 대류응결고도(CCL)는 계절별 큰 차이를 보이지 않았으며, 400~500 mb 사이에서 가장 큰 빈도수를 보였다. 평균 혼합비와 대류응결고도 사이의 상관관계는 여름철 크고, 겨울철에 가장 작은 값들을 나타냈다. 이는 여름철에는 상층의 수분량이 많더라도, 적란운이 나타날 수 있는 운저 고도는 다른 계절에 비해서 높음을 그리고, 겨울철의 경우는 작은 수분량에 비해 대류응결고도가 낮음을 의미한다. 따라서, 인공강우 실험시 여름철에는 높은 운저고도를 고려해야하고, 겨울철에는 운저고도는 낮지만, 적은 수분량을 고려하는 등 각 계절에 맞는 방법을 모색해야 할 것이다.

이 안동 지역내에 위치한 43개의 자동기상관측시스템 자료와 이 연구를 위해 소백산맥 북서쪽 사면, 남동쪽 사면을 따라 설치된 7개의 우설량계로부터 얻은 자료를 이용해 상세한 강수분포를 조사한 결과, 이 좁은 지역 내에서도 주풍의 방향에 따라 강수분포가 뚜렷하게 차이가 나는 것을 알 수 있었다 이것은 높은 산악이 위치하고 있기 때문에 바람의 세기, 방향에 따라 강제 상승되는 방향, 정도가 달라지기 때문인 것으로 생각된다. 안동지역의 유형은 사계절 모두 Sc형이 가장 많았으며, 계절별로는 여름철에 가장 큰 빈도수를 보였다. 다음으로 큰 빈도수를 보인 유형은 두 지역 모두 Ci, As순이었다.



## 2. 한반도 전선성 강수계의 구조 분석

### 가. 서론

구름은 지구의 복사평형에 중요한 역할을 하며, 대기 대순환 모델에서 빙정의 정확한 위치 및 양에 대한 정보는 현재와 미래의 기후를 정확히 모의하는데 필수적이다. 또한 구름 변수들의 체계적인 관측은 모델의 검증에 꼭 필요하다. 강수발달과정에 대한 정확한 정보는 국지적으로 발생하는 집중호우 등의 악기상 예보 정확도 향상에 기여하며, 강수 구름 내 과냉각 수적의 분포에 대한 정보는 기상조절 실험 시 비씨를 살포할 위치를 정해준다. 또한 이들 정보는 강수량 예측 모델의 입력자료로 활용되며, 레이더 반사도-강수량 관계식 산출에도 이용될 수 있다. 이와같은 정확한 구름 및 강수계의 발달과정에 대한 정보의 필요성에도 불구하고, 상대적으로 작은 시공간 규모 때문에 이들에 대한 정보는 많이 알려지지 않고 있다. 이러한 구름 자료에서의 오차는 강수량을 비롯한 각종 수치예보 결과의 정확도 저해 요인이 되고 있다.

중규모 이하 미세 규모까지 구름 및 강수계의 내부구조 규명에 있어서 레이더의 효용성을 잘 알려져 있다. 따라서 근래 이 분야에서 많은 연구가 도플러 레이더 관측자료 및 수치모델을 이용하여 수행되고 있다. 그러나 대부분의 연구는 적도 지방에서의 강수현상을 대상으로 하고 있으며, 특히 우리나라에서는 한반도 상에 출현하는 전선에 동반된 강수시스템의 구조에 대한 다수의 모델 연구가 있으나, 관측자료의 부족으로 인하여 관측자료를 이용하여 비구름 내부 구조를 분석한 연구는 거의 수행된 바 없다.

1997년 말 도입되어 1998년부터 운영되고 있는 기상연구소의 연구용 기상레이더는 그간 강수계의 미세물리 및 역학구조 분석의 한계였던 관측자료의 부족을 상당부분 해소시킬 것으로 기대되고 있다. 아직까지는 운영기간이 짧아 분석에 필요한 충분한 자료를 확보하지는 못한 실정이나, 현재까지 생산된 자료의 분석으로도 전선성 강수계에 대하여 많은 점을 이해할 수 있으리라 기대된다.

따라서 본 연구에서는 한반도에서 대표적인 전선성 강우사례를 선택하여 레이더 자료에 근거하여 그 구조를 분석하며, 특히 연직단면관측자료(RHI) 분석을 통하여 구름 내부의 물리적 구조 특성에 대한 이해를 증진시키고자 한다.

### 나. 자료 및 분석 방법

1998년 10월 12일 남부지방을 통과하며 남부와 충청 지방에 비를 내린 이동성 저기압에 수반된 비구름의 특성이 분석되었다. 분석에는 기본적으로 전국 기상대 및 관측소에 관측된 중관 기상관측자료 및 오산과 광주에서 관측된 고층기상관측자료가 사용되었으며, 전선이 이동 및 발달을 잘 보여주는 GMS 위성에서 관측된 수증기 영상이 보조 자료로 이용되었다. 강수계의 내부구조 분석에는 연구용 도플러 기상레이더에서 관측된 강수계의 수평다층관측(VOLUME) 및 연직단면관측자료(RHI)가 포함되었다. 수평다층관측은 도플러 관측모드에서 작동하여 관측 반경 120 km의 자료를 생산하였다.

비구름 관측에 사용된 레이더 장비는 기상연구소가 보유하고 있는 3.2 cm 파장의 이동식 X-밴드 이중 편파 도플러 레이더로 청주 국제공항(1217.50° E, 36.73° N)에서 관측되었다. Table 3.6.4에 연구용 레이더의 사양이 제시되었다.

Table 3.6.4. Technical characteristics of transportable Doppler Radar of METRI/KMA.

Frequency	9400 MHz
Peak power	200 kW
Pulse width	0.5 $\mu$ sec 1.0 $\mu$ sec
Pulse Repetition Frequency (PRF)	
Intensity	500 PPS
Velocity	2000 PPS
Radar range	
Intensity	240 km maximum
Velocity	120 km maximum
Velocity limits (3X unfolding)	42 m/sec
Antenna gain	45.1 dB
Antenna beam width	~ 1.1 degree
Antenna diameter	2 m

대상 사례기간 중 충청 지방에 많게는 40 mm/일 이상의 비가 내렸으며, 거제에서는 12일 100 mm 이상의 강우량이 기록되었다. 이 때 전국 기상대 및 관측소에서 관측된 일 강수량이 Fig. 3.6.28에 제시되었다.

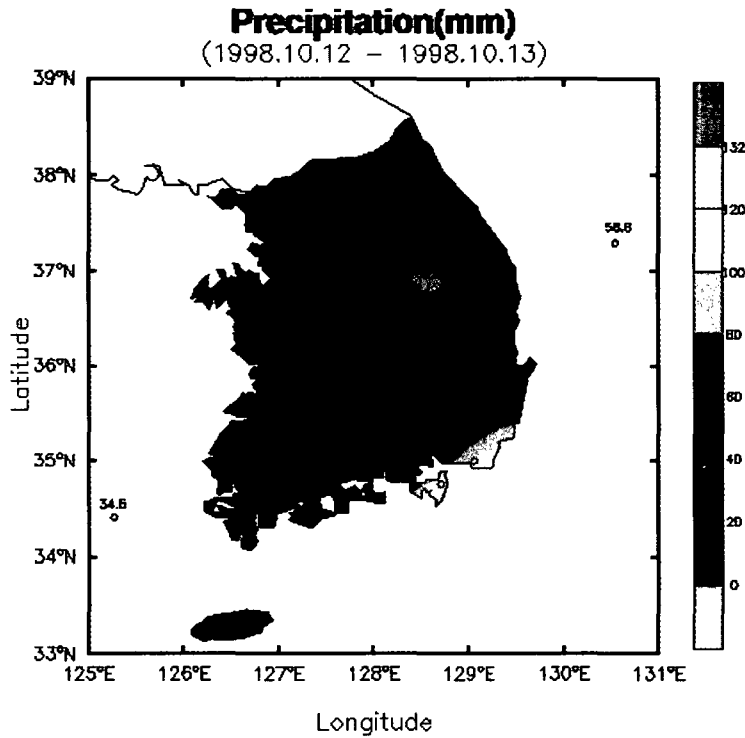


Fig. 3.6.28. Accumulated rainfall amount over Korea from 12 to 13 Oct. 1998.

#### 다. 기상 개황

##### (1) 위성자료 분석

분석 영역을 통과한 상층 단파 및 지표 한랭전선과 관련된 강수현상은 한반도에서는 빈번히 발생하는 현상으로, 위성에서 관측된 수증기 영상에서 전선의 이동 및 발달 상황을 개략적으로 알 수 있다. 대기 하층에는 수증기의 양이 많으며, 자연적인 변동량 또한 크기 때문에 대기 하층의 수증기는 자료 해석에 오류를 일으킬 위험이 높다. 따라서 위성에서의 수증기 영상은 수증기의 양이 상대적으로 적은 대기의 중상층 600~300 hPa의 수증기를 탐지하고 있다. 수증기 영상은 대기 중 수증기의 이동 상황을 잘 보여주며, 특히 하강지역에 대한 정보를 제공하기 때문에 전선 분석에 유용하게 이용될 수 있다. 여기서는 적외 영상은 제시하지 않았으나, 전선 통과 후에도 dry intrusion 지역에서의 하층운에 의하여 강수는 지속되었다. 적외 영상과 수증기 영상의 차이는 주로 대기 하층에 위치한 구름과/또는 한랭전선 후면기단의 상대적으로 낮은 기온에 의하여 유발된 것으로 보인다.

Fig. 3.6.29는 GMS에서 관측된 수증기 영상으로 사례로 선정된 저기압이 점차 발

달하며 서해를 지나 한반도를 통과하여 12일 한반도를 빠져나가는 모습이 잘 나타나 있다. 이 영상은 수증기 영상으로 전선 통과와 양상은 잘 보여주고 있으나, 대기 하층의 구름에 대한 정보는 제공하지 않기 때문에 지표에서의 실제 전선의 위치를 추정하기 위해서는 지표자료에 의한 보다 상세한 분석이 필요하다.

11일 0600 UTC(Fig. 3.6.29a)에 저기압은 발달 단계 중 2번째의 앞 모양 구름을 형성하고 있다. 이 저기압은 1200 UTC(Fig. 3.6.29b)에는 전선이 S-형으로 굴곡하면서 머리 부분의 구름이 더욱 발달한다. 11일 18시(Fig. 3.6.29c)에 저기압은 콤마 형태로 발달하기 시작하며, 한랭전선 후면 및 온난전선 전면에서 건조공기의 하강에 의하여 구름 가장자리가 선명하게 나타난다. 12일 0000 UTC(Fig. 3.6.29d)에 저기압 머리부근에서 건조공기의 유입이 더욱 발달하면서 구름대는 콤마형으로 발달하였다. 콤마 구름의 머리 부분은 더욱 발달하고, 12일 0600 UTC(Fig. 3.6.29e)에 저기압은 완전히 발달하였으며, 건조공기의 유입에 의한 구름 없는 지역(cloud free region)을 확실히 볼 수 있다. 이후 저기압은 머리부분의 구름만을 한반도 중부지방에 남기고 점차 약화되며 이동한다(Fig. 3.6.29f).

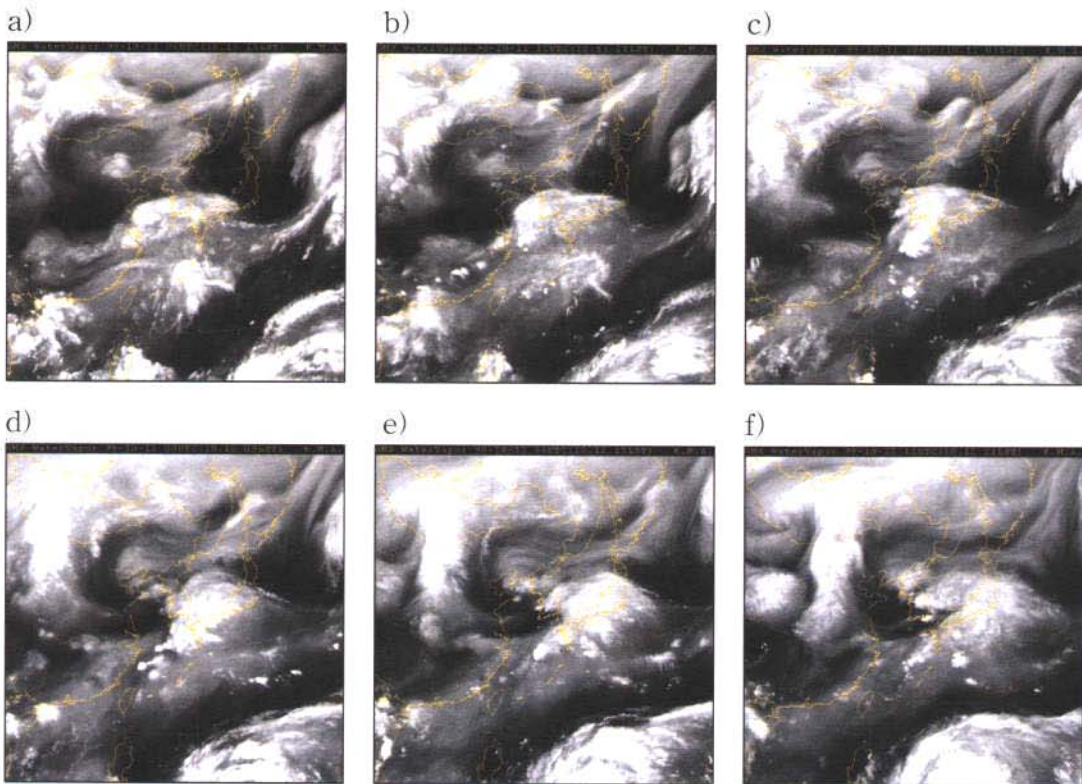


Fig. 3.6.29. GMS water vapor satellite imagery at a) 0600 UTC, b) 1200 UTC, c) 1800 UTC on 11 October, d) 0000 UTC, e) 0600 UTC, and f) 1200 UTC on 12 October 1998.

달하며 서해를 지나 한반도를 통과하여 12일 한반도를 빠져나가는 모습이 잘 나타나 있다. 이 영상은 수증기 영상으로 전선 통과와 양상은 잘 보여주고 있으나, 대기 하층의 구름에 대한 정보는 제공하지 않기 때문에 지표에서의 실제 전선의 위치를 추정하기 위해서는 지표자료에 의한 보다 상세한 분석이 필요하다.

11일 0600 UTC(Fig. 3.6.29a)에 저기압은 발달 단계 중 2번째의 잎 모양 구름을 형성하고 있다. 이 저기압은 1200 UTC(Fig. 3.6.29b)에는 전선이 S-형으로 굴곡하면서 머리 부분의 구름이 더욱 발달한다. 11일 18시(Fig. 3.6.29c)에 저기압은 콤마 형태로 발달하기 시작하며, 한랭전선 후면 및 온난전선 전면에서 건조공기의 하강에 의하여 구름 가장자리가 선명하게 나타난다. 12일 0000 UTC(Fig. 3.6.29d)에 저기압 머리부근에서 건조공기의 유입이 더욱 발달하면서 구름대는 콤마 형태로 발달하였다. 콤마 구름의 머리 부분은 더욱 발달하고, 12일 0600 UTC(Fig. 3.6.29e)에 저기압은 완전히 발달하였으며, 건조공기의 유입에 의한 구름 없는 지역(cloud free region)을 확실히 볼 수 있다. 이후 저기압은 머리부분의 구름만을 한반도 중부지방에 남기고 점차 약화되며 이동한다(Fig. 3.6.29f).

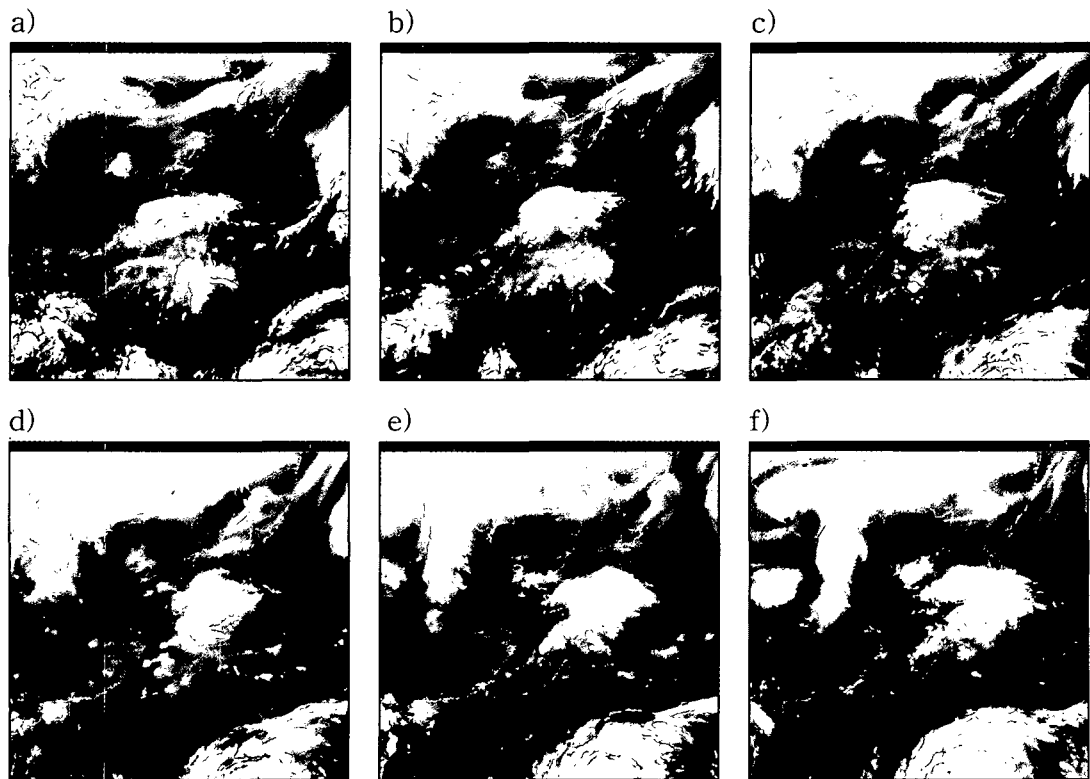


Fig. 3.6.29. GMS water vapor satellite imagery at a) 0600 UTC, b) 1200 UTC, c) 1800 UTC on 11 October, d) 0000 UTC, e) 0600 UTC, and f) 1200 UTC on 12 October 1998.

(2) 고층자료 분석

고층기상자료는 전선 통과 시 기압과 기온, 풍속 등 기상요소의 급변과 고도에 따른 풍향 변화에 의하여 전선의 위치에 대한 정보를 줄 수 있다고 알려져 있다. 흔히 한랭전선의 통과 시 기압은 하강하다가 상승하게 되며, 풍속이 증가하고 기온이 하강하게 된다 (홍성길, 1992). 그러나 실제 대기에서는 이렇듯 뚜렷한 변화를 보이는 경우는 매우 드물며, 여러 기상요소가 상반되는 변화를 보이는 등, 복잡한 변화 양상을 보이는 경우가 많다. 본 분석에서는 광주 지방의 고층기상관측자료에서 이러한 징후를 찾고자 하였다. 사례 기간 동안 광주에서 관측된 고층기상관측자료 중 700 hPa 이하의 표준 등압면 자료를 선별하여 Table 3.6.5에 제시하였다.

Table 3.6.5에 의하면, 등압면 상에서 기온의 변화와 풍속의 변화에서 전선 통과에 대한 대략적인 시간을 추정할 수 있다. 각 등압면 상에서의 지위고도는 흔히 알려진 바와는 달리 전선이 통과했다고 추정되는 시간 내내 지속적으로 하강하고 있다. 기온과 풍속은 거의 전 층에서 11일 1200 UTC와 1800 UTC 사이에 또는 1800 UTC와 12일 0000 UTC 사이에 가장 급격한 변화를 보이고 있다. 온도는 급하강을 하고, 풍속은 증가하였는데, 증가된 풍속은 12일 0600 UTC부터 사이에 급격히 하강하기 시작한다. 이로서 시스템은 광주 지방에서 11일 1200 UTC 이후에 영향을 주기 시작하여 1200 UTC에는 영향권에서 벗어났음을 알 수 있다.

Table 3.6.5. Upper-air data observed at Kwangju on 11 and 12 October 1998. Data at several standard pressure levels (1000, 925, 850, 700 hPa) is presented. Observation was carried out 4 times a day with 6 hours interval.

Date (mm/dd hh)	Pressure (hPa)	g.p.h (m)	Temp. (deg.)	Dew -point (deg.)	Wind speed (m/s)	Date (mm/dd hh)	Pressure (hPa)	g.p.h (m)	Temp. (deg.)	Dew -point (deg.)	Wind speed (m/s)
10.11 00	1000	219	18.6	15.7	2.0	10.11 00	850	1602	12.8	0.8	5.5
10.11 06		226	21.4	15.4	3.5	10.11 06		1608	12.8	0.8	8.5
10.11 12		216	20.4	14.4	4.5	10.11 12		1599	10.6	8.3	10.5
10.11 18		214	17.4	16.5	3.0	10.11 18		1582	9.8	8.5	16.5
10.12 00		197	16.4	15.8	5.5	10.12 00		1572	10.6	9.6	15.5
10.12 06		183	17.4	16.8	5.5	10.12 06		1562	12.8	12.3	17.0
10.12 12		169	18.8	17.9	3.5	10.12 12		1552	14.0	13.6	9.0
10.12 18		169	18.6	17.9	1.0	10.12 18		1552	13.0	11.7	7.0
10.11 00	925	884	16.2	8.2	6.0	10.11 00	700	3196	1.2	-8.8	10.0
10.11 06		897	17.0	7.0	8.0	10.11 06		3209	1.0	-6.0	9.0
10.11 12		882	15.6	11.2	9.5	10.11 12		3193	3.2	2.9	6.5
10.11 18		876	12.8	11.9	10.5	10.11 18		3177	3.0	1.0	7.5
10.12 00		857	13.6	12.8	10.0	10.12 00		3176	5.0	3.8	10.5
10.12 06		845	15.0	14.4	11.5	10.12 06		3177	5.8	5.1	11.0
10.12 12		838	16.4	16.0	8.5	10.12 12		3175	4.6	-2.4	11.5
10.12 18		838	16.6	16.1	4.5	10.12 18		3165	5.0	-5.0	13.0

### (3) 종관 기상 자료 분석

한 지점에서의 강수량의 시계열자료는 그 지역에서의 전선 통과 시간에 대한 정보를 준다. 이 사례기간 중 저기압 중심이 한반도 중남부 지방을 통과하였으며, 한반도는 전체적으로 전선의 머리 부분의 지배를 받았다. 이중 전선의 머리 부분의 중심에 위치한 청주와 이보다 조금 남쪽 지방에서 부여를, 그리고 부여의 남동쪽에 위치하며, 12일 100 mm/일 이상의 강수량을 보인 거제를 선택하여 12일에서 13일까지의 시간별 강수량을 도시하였다. 특히 보령 지방은 레이더 연직 반사도 자료가 제공되어 뒤에 보다 자세한 분석 결과가 제시되었다.

청주지방(Fig. 3.6.30a)은 강수계의 머리 부분에 위치하여 강수계가 빠져나가는데 상대적으로 긴 시간이 소요되었다. 전선 머리 부분은 계속적으로 전선 진행방향의 뒤쪽으로 구름대가 발달하는 지역으로, 위성사진에서도 볼 수 있듯이 전체 시스템이 빠져나간 뒤에도 계속 생성된 구름으로 인하여 충청지방에는 꽤 오랫동안 구름대가 머물렀다. 시간당 강수량도 최대 10 mm 내외로, 여러 시간동안 거의 고른 강수량을 보였다.

이에 비하여 부여지방(Fig. 3.6.30b)은 전선 통과에 따른 강수량상을 확실히 보여주고 있다. 강수는 수 시간 내에 집중적으로 내렸으며, 전체 강수계가 지나간 13일까지 내린 총 강수량 53.5 mm 중 47 mm가 1600 LST부터 2200 LST까지의 6시간 내에 내렸다. 이 강수는 전선 머리가 통과함에 따라 내린 강수로, 20-21시 사이에 시간당 최대 강수량 17.0 mm를 보였으며, 이후 수 시간 내에 강수가 종료하였다.

거제 지방(Fig. 3.6.30c)은 강수계 통과 기간('98.10.11 - 12) 중 전국에서 가장 많은 일 강수량(112.3 mm)을 보인 지역으로, 전선 통과 시부터 적외 영상에서 나타나는 한랭전선 후면에 나타난 대류운(그림으로 제시하지 않음)에 의하여 지속적인 강수를 보였으며, 특히 2100 LST 위성 영상(Fig. 3.6.29f)에서 강하게 보이는 대류성 구름에 의하여 2300 LST까지 많은 비가 내렸다.

종관 자료에서 파악하기 어려운 지표에서의 저기압 통과 시간을 보다 자세히 추정하기 위하여 사례 당일 전국의 시간별 지표 강수량 자료를 Fig. 3.6.31에 도시하였다. Fig. 3.6.31에서 등 강수량 선의 간격은 시간에 따라 다르나, 모든 시간대에 같은 강수량에 대해서는 같은 농도의 음영을 적용하여, 강수량의 음영에 의하여 강수량의 차이를 구별할 수 있도록 하였다.

한반도에서의 강수는 12일 0100 LST에 남서 해안으로부터 시작되고 있으며, 점차 내륙 지방으로 이동하면서 강수량이 서서히 증가하고 있다. 위성 영상과 지상 강수량을 종합하면 한반도를 통과하며 기압계가 발달함에 따라 새벽에 온난 기단의 영역에서 남서해안으로부터 비가 내리기 시작하였으며, 0800 LST(Fig. 3.6.31h) - 1000 LST(Fig. 3.6.31i)에는 지표 한랭전선이 통과하며 한반도 남부지방에 남서-북동 방향으로 강수대

가 형성된 것으로 추정된다. 이후에 중부 지방과 남부지방에 내린 강수는 서로 다른 메카니즘에 의한 것으로, 중부지방은 저기압의 중심부근의 구름에 의하여, 그리고 남해안 지역은 한랭전선 후면의 구름에 의하여 비가 내린 것으로 생각된다.

한반도를 통과할 당시 전선은 성숙단계까지 발달하지 못하여 그다지 많은 강수를 내리지 않았으며, 한반도에 내린 강수는 대부분 저기압 중심 부근의 대류운 또는 한랭전선 후면의 대류구름에서 내린 것으로 보인다. 저기압은 한반도를 통과하며 점차 발달하며, 전선의 머리 부분에서 후면으로 계속적으로 발달한 구름이 중부지방에, 한랭전선 후면에서 발달한 구름이 거제를 비롯한 남해안 지역에 비를 내렸다. 따라서 이번 분석에서는 지표에서 한랭전선의 통과에 따른 변화는 분석하기 어려웠다.

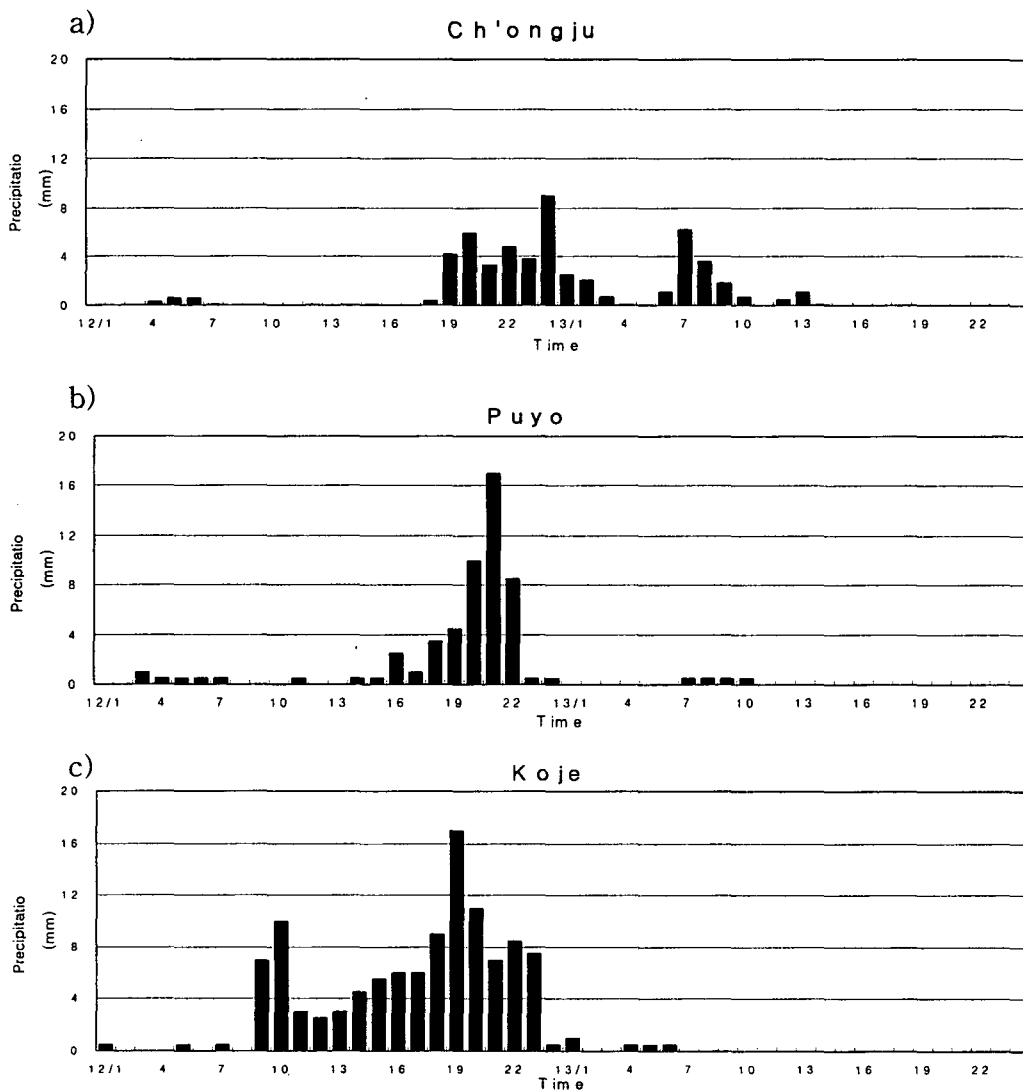


Fig. 3.6.30. Time series of hourly precipitation at a) Cho'ngju, b) Puyo, and c) Koje on 12 October 1998.



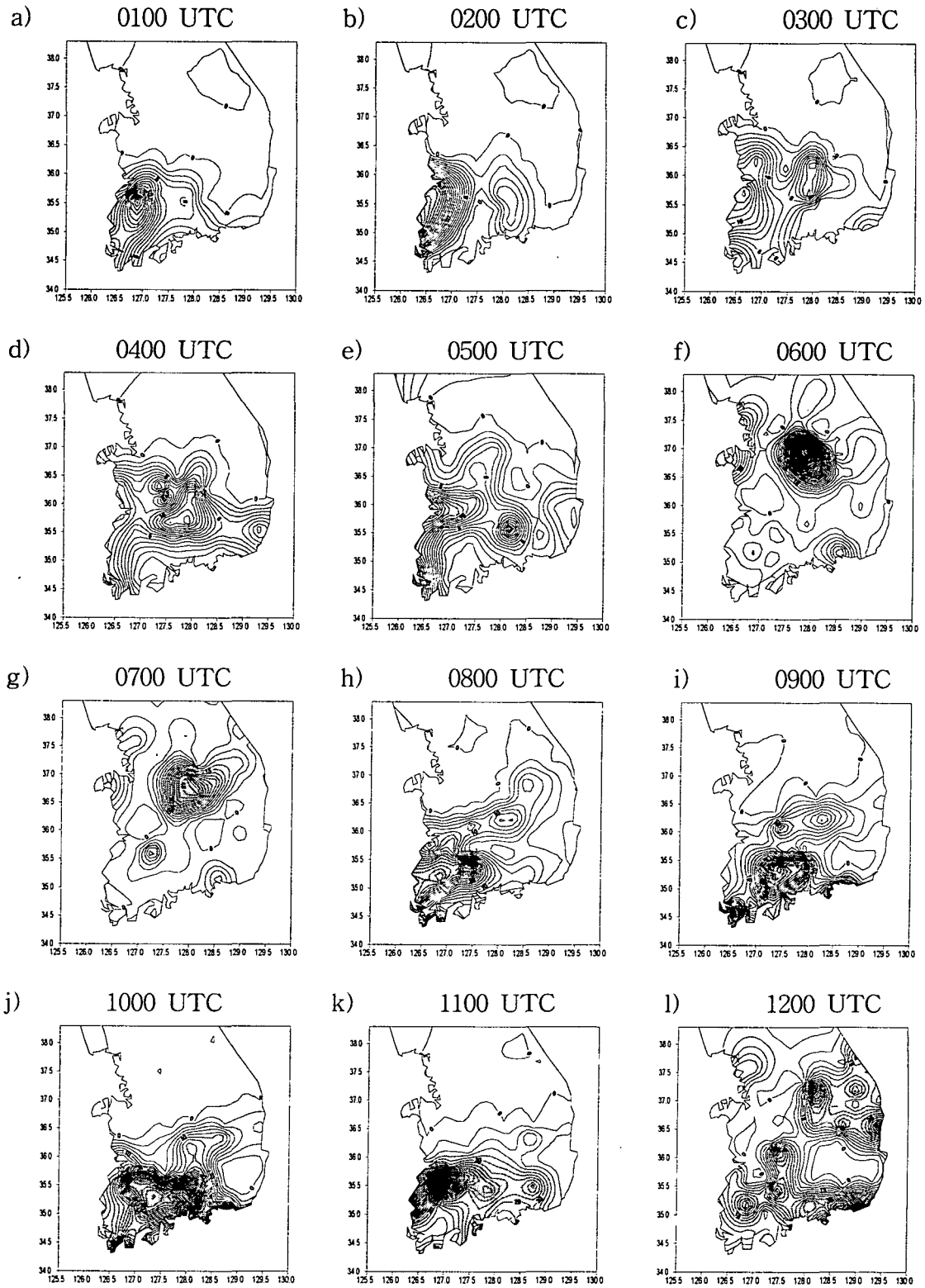


Fig. 3.6.31. The spatial distribution of hourly precipitation from 0000 LST to 2400 LST on 12 October 1998.

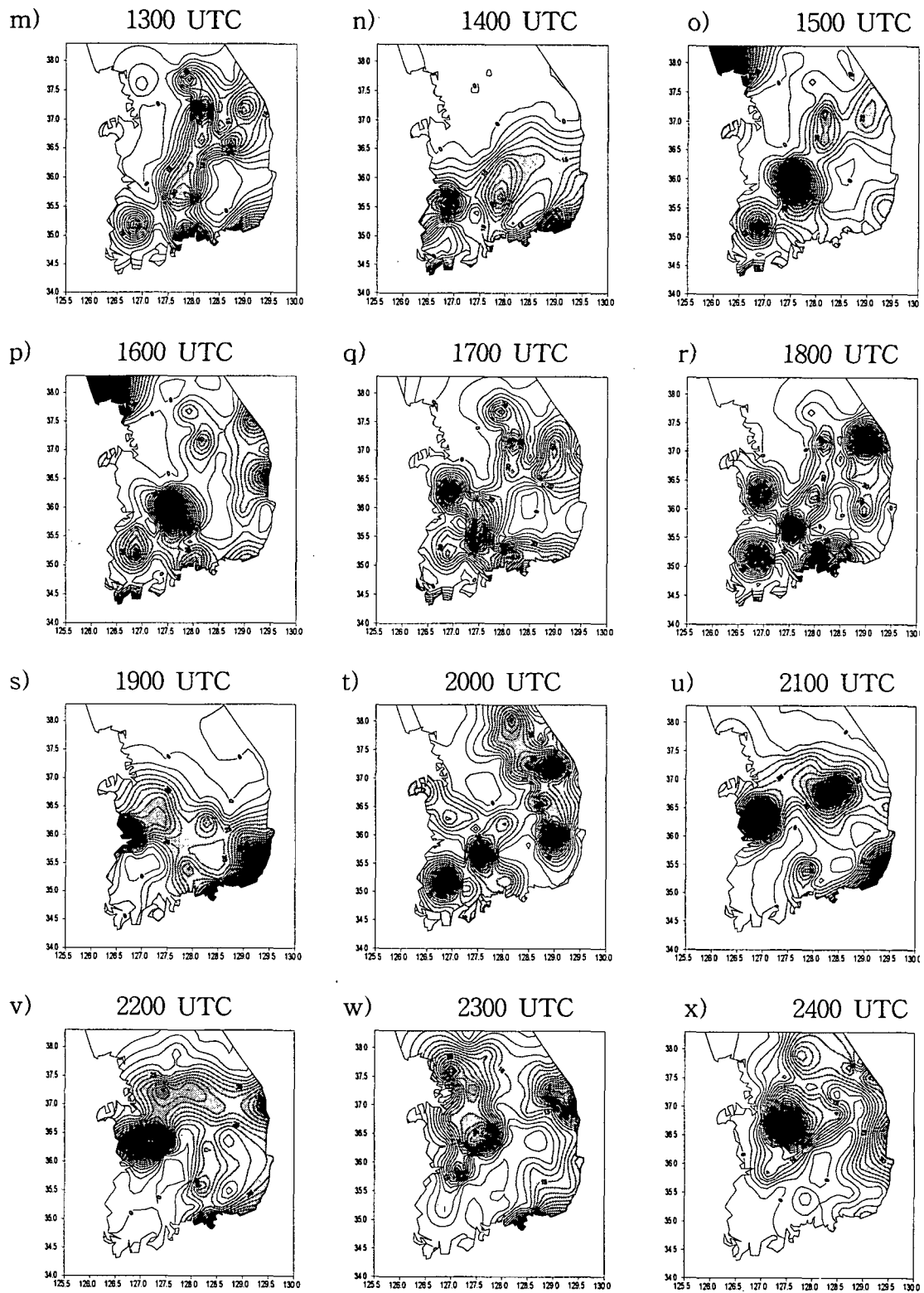


Fig. 3.6.31. (Continued.)

라. 레이더 자료 분석

이 기간 중 레이더에 의한 수평 다층(VOLUME)관측과 연직 단면(RHI)관측이 일부 수행되었다. 관측은 레이더 설치지인 청주공항에 비가 내린 14시경에 시작되었으며, 13일 09시 10분까지 계속되었다. 1730 LST부터 2015 LST까지는 결측되어, 완전한 분석을 행할 수 없었다. 차기 분석에서는 관측자료가 보강되어, 보다 자세한 분석을 할 수 있을 것으로 기대된다.

(1) 반사도의 수평분포

반사도의 수평분포를 보기 위하여 레이더를 중심으로 방위각과 시선방향의 극 좌표에서 취득된 레이더 자료를 3차원 직각좌표 상의 각 격자점 값으로 내삽하여 등고도 평면에서의 반사도(CAPPI)를 표출하였다. 레이더 자료의 좌표변환은 보편적으로 널리 사용되는 Cressman(1959)의 가중함수를 이용하였다. 이 방법에서는 각각의 격자점을 중심으로 영향구 내의 관측 값들이 거리에 대한 Cressman의 가중함수에 따라 각각의 격자점에 영향을 주게된다. Cressman의 weight function을 이용한 내삽법이 식 (51)과 (52)에 제시되었다.

$$G = \frac{\sum D_i W_i}{\sum W_i} \tag{51}$$

$$W(D_i) = \begin{cases} \frac{R^2 - D_i^2}{R^2 + D_i^2} & (D_i \leq R) \\ 0 & (D_i > R) \end{cases} \tag{52}$$

$G$  : 직각좌표 격자점에서 내삽되는 값

$D_i$  : 극좌표상에서  $i$  점의 값

$W$  : Cressman weight

$R$  : 영향구의 반경(보통은 격자간격)

그러나 본 분석에서는 최순희(1996)의 방법을 따라 Cressman의 방법을 변형하여 영향구의 경계에서의 값이 0이 되지 않도록 하였다. 이 결과로 해당 격자점의 특성이 최대한 보존되었으며, 영향구의 경계에서의 값도 격자점 값에 반영되었다.

Fig. 3.6.32에 1998년 10월 12일 1555LST에 레이더로 관측된 강수에코의 1 km 등고도 평면에서의 반사도가 제시되었다. 이 높이는 지표 근처에서의 레이더 자료의 오염을 피하면서 실제 강수와 가장 유사한 강수 패턴을 보기위하여 선택되었다.

Fig. 3.6.32에서 레이더 설치지를 중심으로 서남서에서 동북동 방향으로 주변보다 강한 에코대가 나타나고 있다. 따라서 Fig. 3.6.32에 보이는 AB선( $245^{\circ} - 65^{\circ}$ )을 따라 연직단면관측(RHI)이 수행되었다. 이 시간에는 충청지방에서 지표에서의 강수가 시작되는 단계로, Fig. 3.6.32에 보이는 에코는 CAPPI 자료가 분석 가능한 2114 LST 이후에는 전 영역에서 더 강해졌으며, 레이더 설치지를 중심으로 보다 북동쪽으로 이동하였다.

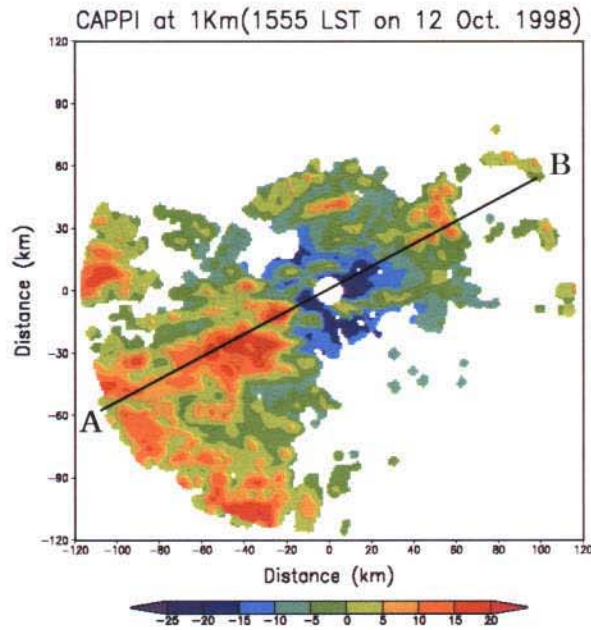


Fig. 3.6.32. Radar reflectivity at 1 Km at 1555 LST, 12 October 1998.

## (2) 반사도의 연직 분포

Fig. 3.6.33에 이 사례 기간동안 관측된 RHI 자료의 예로 충청 지방에 강수가 있었던 약 4시간동안의 자료 중 7장의 그림을 선택하여 제시하였다. 관측이 불규칙한 시간 간격으로 수행되었고, 중간에 약 3시간의 결측이 있어 시스템을 이해하는데 어려움이 있으나, 관측된 자료만으로도 강수계의 내부 구조에 대하여 많은 정보를 얻을 수 있었다. 단면도 상에서 A 지역은 구름 머리 내부의 대류에 의한 구름이 계속적으로 발달하는 지역이며, B 지역은 구름 머리의 북서쪽 가장자리에 위치하고 있다. 이 시간대에 관측 단면에서 강수계는 약 48 km/h의 속도로 동진 하고 있다.

연직 단면도 상에 나타난 대략적인 특징을 보면, 강수계 내에는 수평규모 약 10 ~ 20 km의 대류 세포들이 시스템 내부에 존재하고 있다. 레이더 영상에서 대류세포는 연직으로 발달한 반사도가 높은 영역에 의하여 쉽게 인식할 수 있다. 레이더

Fig. 3.6.32에서 레이더 설치지를 중심으로 서남서에서 동북동 방향으로 주변보다 강한 에코대가 나타나고 있다. 따라서 Fig. 3.6.32에 보이는 AB선( $245^{\circ} - 65^{\circ}$ )을 따라 연직단면관측(RHI)이 수행되었다. 이 시간에는 충청지방에서 지표에서의 강수가 시작되는 단계로, Fig. 3.6.32에 보이는 에코는 CAPPI 자료가 분석 가능한 2114 LST 이후에는 전 영역에서 더 강해졌으며, 레이더 설치지를 중심으로 보다 북동쪽으로 이동하였다.

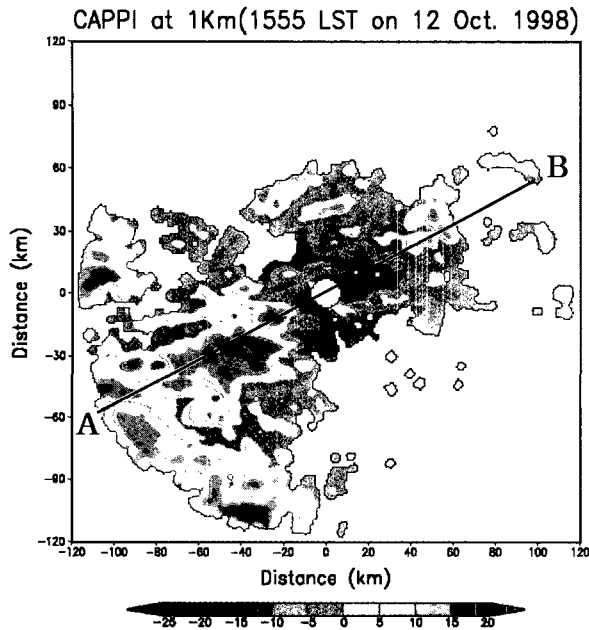


Fig. 3.6.32. Radar reflectivity at 1 Km at 1555 LST, 12 October 1998.

## (2) 반사도의 연직 분포

Fig. 3.6.33에 이 사례 기간동안 관측된 RHI 자료의 예로 충청 지방에 강수가 있었던 약 4시간동안의 자료 중 7장의 그림을 선택하여 제시하였다. 관측이 불규칙한 시간 간격으로 수행되었고, 중간에 약 3시간의 결측이 있어 시스템을 이해하는데 어려움이 있으나, 관측된 자료만으로도 강수계의 내부 구조에 대하여 많은 정보를 얻을 수 있었다. 단면도 상에서 A 지역은 구름 머리 내부의 대류에 의한 구름이 계속적으로 발달하는 지역이며, B 지역은 구름 머리의 북서쪽 가장자리에 위치하고 있다. 이 시간대에 관측 단면에서 강수계는 약 48 km/h의 속도로 동진 하고 있다.

연직 단면도 상에 나타난 대략적인 특징을 보면, 강수계 내에는 수평규모 약 10 ~ 20 km의 대류 세포들이 시스템 내부에 존재하고 있다. 레이더 영상에서 대류세포는 연직으로 발달한 반사도가 높은 영역에 의하여 쉽게 인식할 수 있다. 레이더

반사도의 특성에서 이미 전체적인 시스템은 대류 단계를 지나 층운 단계에 있음을 알 수 있다. 녹는 고도(0°C 층)에서 발달하고있는 밝은 띠(Bright Band, 이후 BB)는 구름이 층운으로 발달하고 있음을 알려주는 강한 지시자(index)로 약 4 km 높이에 녹는 고도가 존재하고 있다. 수평적으로 균일하고 강수가 상대적으로 정상상태에 이르는 층운에서 녹는 고도에서 설편의 부착에 의한 입자의 크기 증가와 얼음과 눈이 녹아 반사도가 증가하는 것이 그 주된 이유이다(Goke and Waldvogel, 1997)

강수 입자에 의하여 대류권계면의 높이를 대략적으로 추정할 수 있는데, 레이더 후방으로 대류가 발달한 지역에서는 9~10 km에 이르며, 레이더 중심에서는 7~8 km 정도이다. 이는 12일 1200 UTC(2100 LST)에 오산에서 관측된 고층기상관측자료에 의하면 각각 270 hPa과 400 hPa 정도에 해당하는 고도이다. 구름 머리 지역은 한랭전선 전면의 온난한 공기와 온난전선 전면의 한랭한 공기가 상승하는 지역으로 온난한 공기에 의하여 구름 꼭대기를 형성하는 것이 일반적이다. 대류세포는 한 개가 단독적으로 발달하기도 하고, 여러 개의 대류세포가 합쳐져서 발달하기도 한다. 이 대류세포 사이에 상승공기를 상쇄하는 하강기류가 존재하게 되는데, 대류세포 사이에 성층권으로부터 내려온 건조공기에 의하여 파란 건조영역이 나타나고 있다.

1700 LST(Fig. 3.6.33a)에 레이더 서쪽으로 여러 개의 대류 세포가 보이는데, 이들 대류세포는 Atlas(1997)에 의한 초기 층운기를 지나 2차 층운기로 발달하고 있다. 그는 강수계의 발달을 대류기, 전이기, 초기 층운기, 2차 층운기로 나누어, 대류기를 지나 강수량이 증가하는 시기를 초기 층운기로 보았으며, 강수량의 최대 강수량을 지나 강우가 약해지는 시기를 2차 층운기로 분류하였다. 초기 층운기와 2차 층운기는 레이더 반사도에서 특징적인 차이를 보이는데, 2044 LST(Fig. 3.6.33e)에서 보이는 현저한 가로방향의 BB가 2차 층운기의 특징이다. 각 발달단계의 전이에 소요되는 시간은 중간 결측에 의하여 추정하기 어려웠다. 1732 LST(Fig. 3.6.33d)까지 초기 층운기에 있던 강수계는 관측이 다시 재개된 2044 LST(Fig. 3.6.33e)에는 2차 층운기로 전개되었으며, 녹는 고도 위쪽으로는 약 10 km의 수평 규모를 갖는 성층권으로부터의 건조공기의 유입이 약 10 km 간격으로 나타나고 있다. 시간이 지나면서 층운 지역에서는 상층에서의 하강기류에 의하여 건조 영역이 증가한다. 이때 위성 영상에서 보면 충청지방에서는 구름머리의 중심이 빠져나가고 있다.

VOLUME 관측이 연직 단면 관측과 같은 시간대에 수행되지 못하였기 때문에 제시된 RHI 관측 시간대의 수평관측자료를 제시하지는 못하였다. 그러나 시스템에 대한 이해를 돕기 위하여 RHI 관측시간과 가장 가까운 시간대의 VOLUME 자료 중 고도각 2° 에서의 자료를 Fig. 3.6.34에 제시하였다. 남동과 북서 방향에서는 지형에 의한 blocking 때문에 에코가 나타나지 않았다.

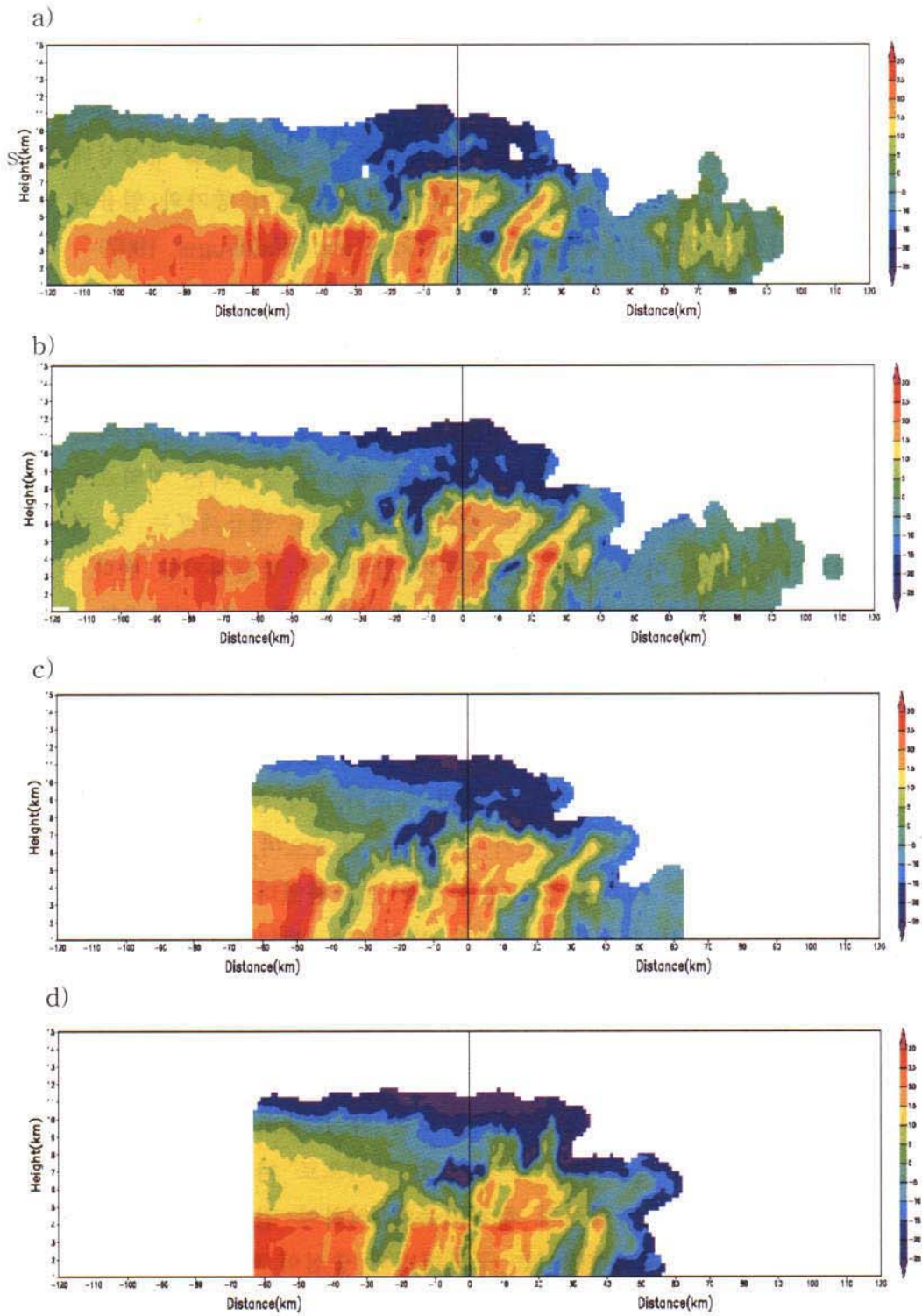


Fig. 3.6.33. Vertical cross section (RHI) of reflectivity at (a) 1700 LST, (b) 1711 LST, (c) 1715 LST, (d) 1732 LST, (e) 2044 LST, (f) 2050 LST and (g) 2055 LST 12 Oct. 1998 along the A-B line on Fig. 3.6.32.

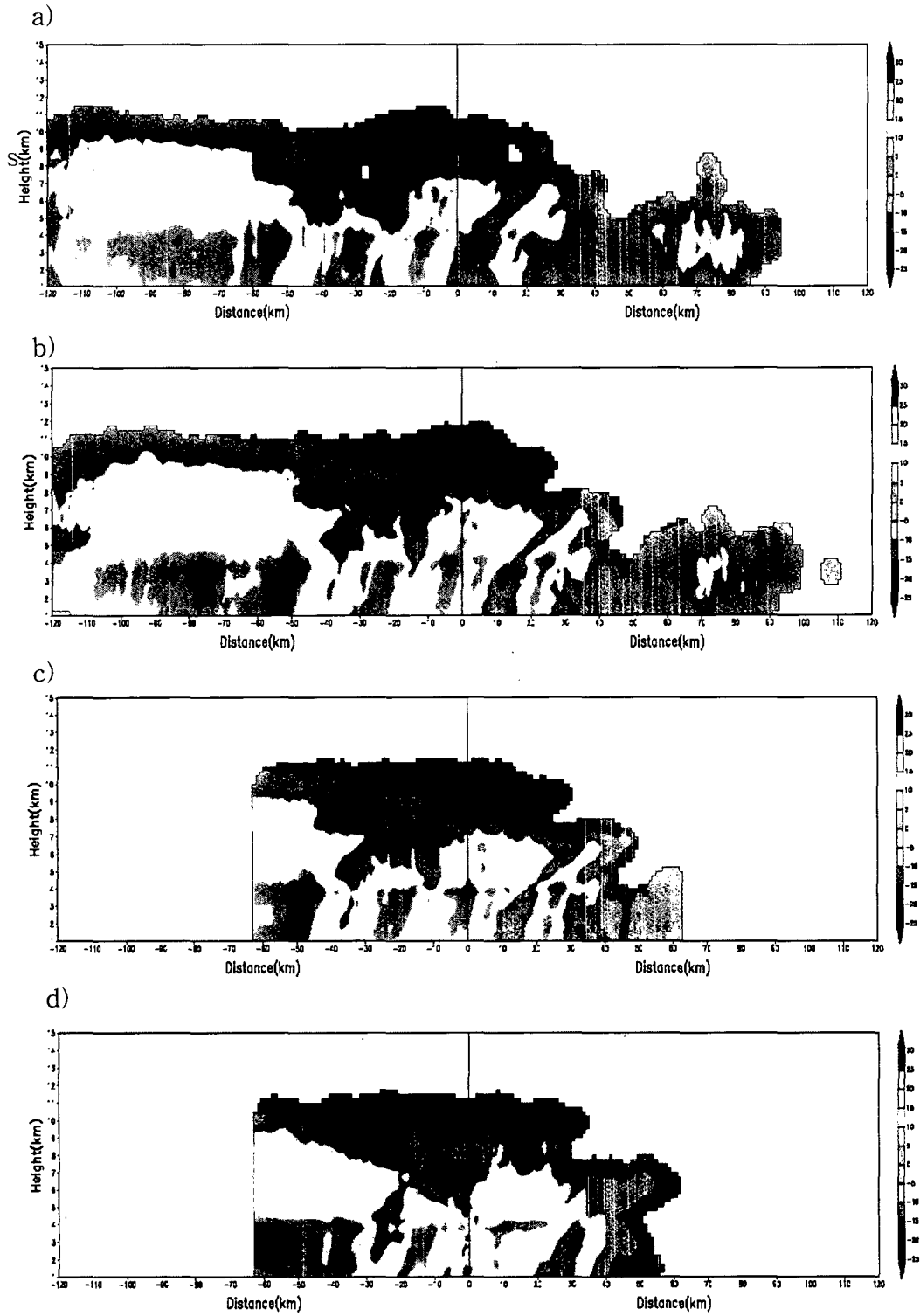


Fig. 3.6.33. Vertical cross section (RHI) of reflectivity at (a) 1700 LST, (b) 1711 LST, (c) 1715 LST, (d) 1732 LST, (e) 2044 LST, (f) 2050 LST and (g) 2055 LST 12 Oct. 1998 along the A-B line on Fig. 3.6.32.



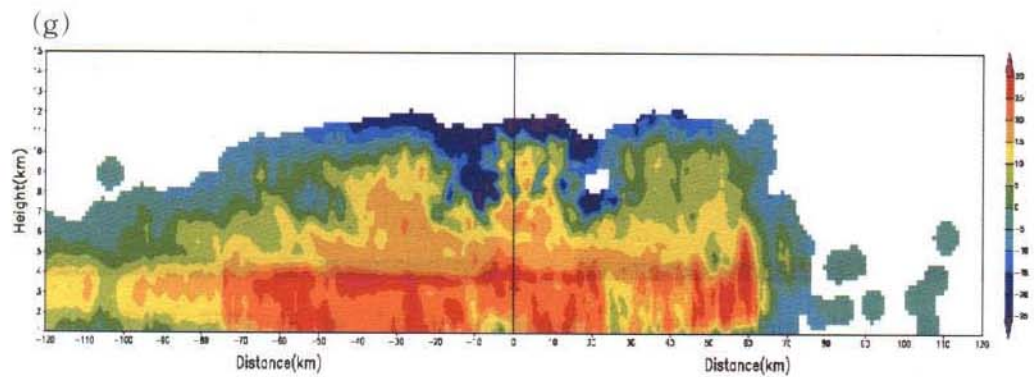
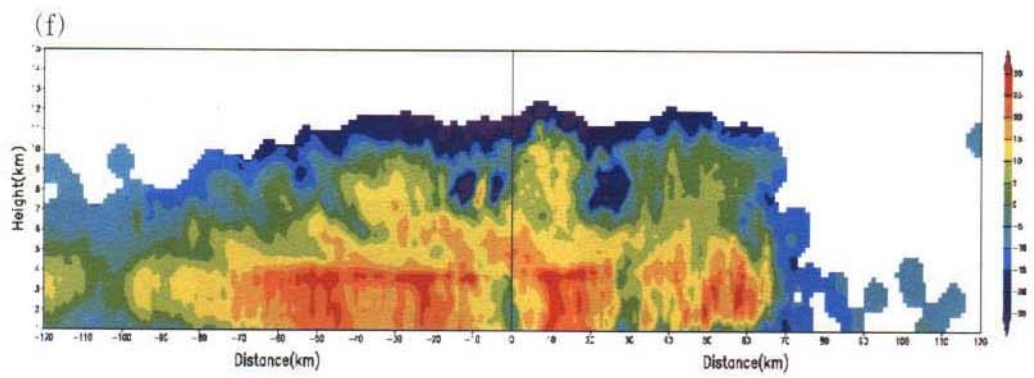
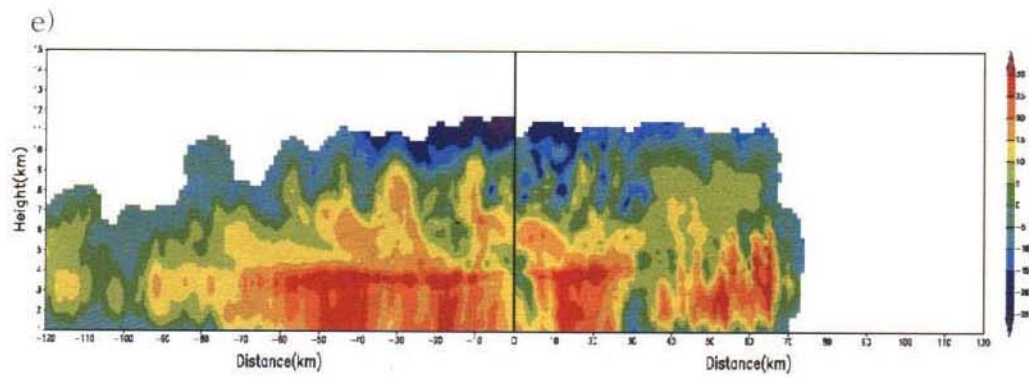


Fig. 3.6.33. (Continued.)

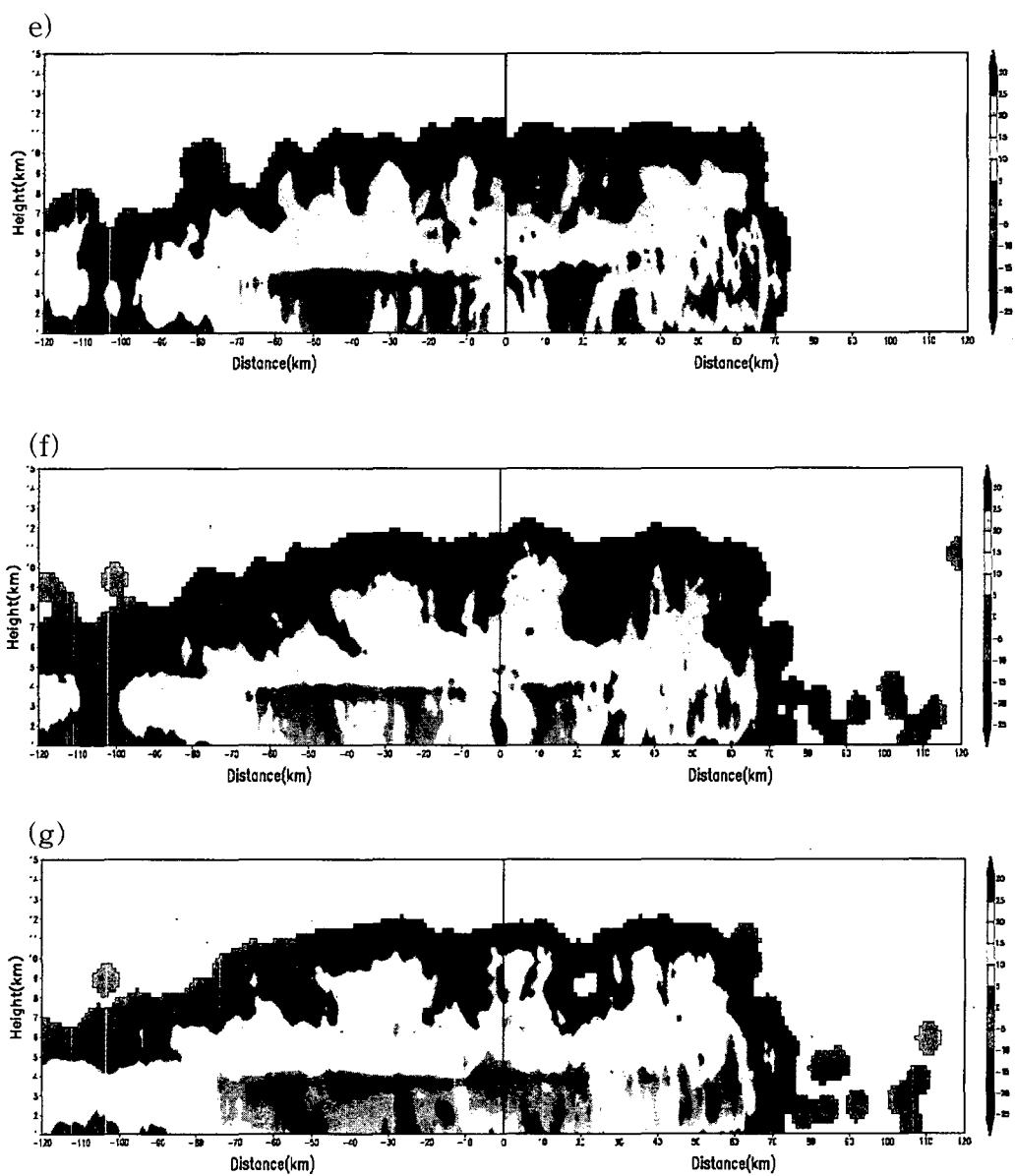
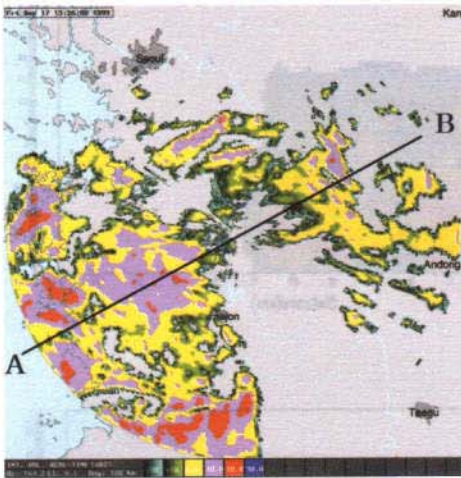
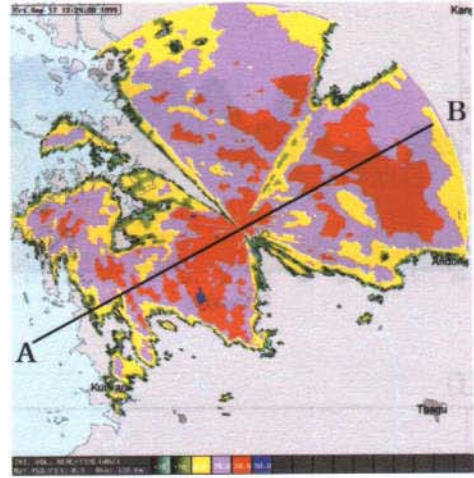


Fig. 3.6.33. (Continued.)

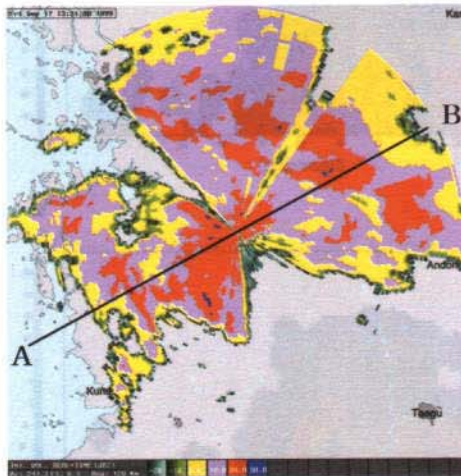
a) 1555 LST



b) 2114 LST



c) 2125 LST



d) 2200 LST

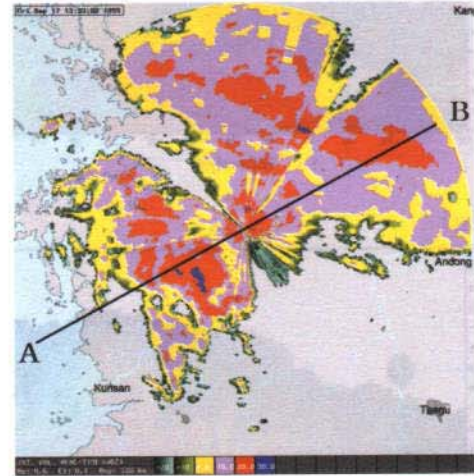


Fig. 3.6.34. PPI images at the elevation of  $2^\circ$  at a) 1555 LST, b) 2114 LST, c) 2125 LST, and d) 2200 LST.

Fig. 3.6.35은 Fig. 3.6.32의 각 시간대에 레이더 설치 지점에서 연직으로 관측된 반사도와 입자들의 도플러 속도를 보여준다. 여기에서 바람의 수평성분은 고려되지 않았으며, 도플러 속도는 강수 입자의 레이더 시선방향의 속도 성분만을 나타내는 것으로, 구름 내부의 바람장과는 구별되어야 한다.

Fig. 3.6.35에 의하면 최대 입자 낙하속도가 나타나는 고도는 강수계가 발달할수록 하강하고 있다. 초기 층운기에 있는 Fig. 3.6.35a, b에서는 최대 입자 낙하속도는 밝은 띠가 나타나는 4 km 고도 부근에서 나타나고 있다. 최대 속도는 5~7 m/s이며, 2차 층운기로 발달할수록 입자의 낙하속도는 증가하며, 최대 낙하속도가 나타나는 고도가 낮아져 Fig 3.6.35c, f, g에서는 3 km 고도에서 낙하속도의 최대 값이 나타나고 있다. Fig. 3.6.35d, e는 대류세포 사이의 하강역이다. 높은 고도에서는 설편

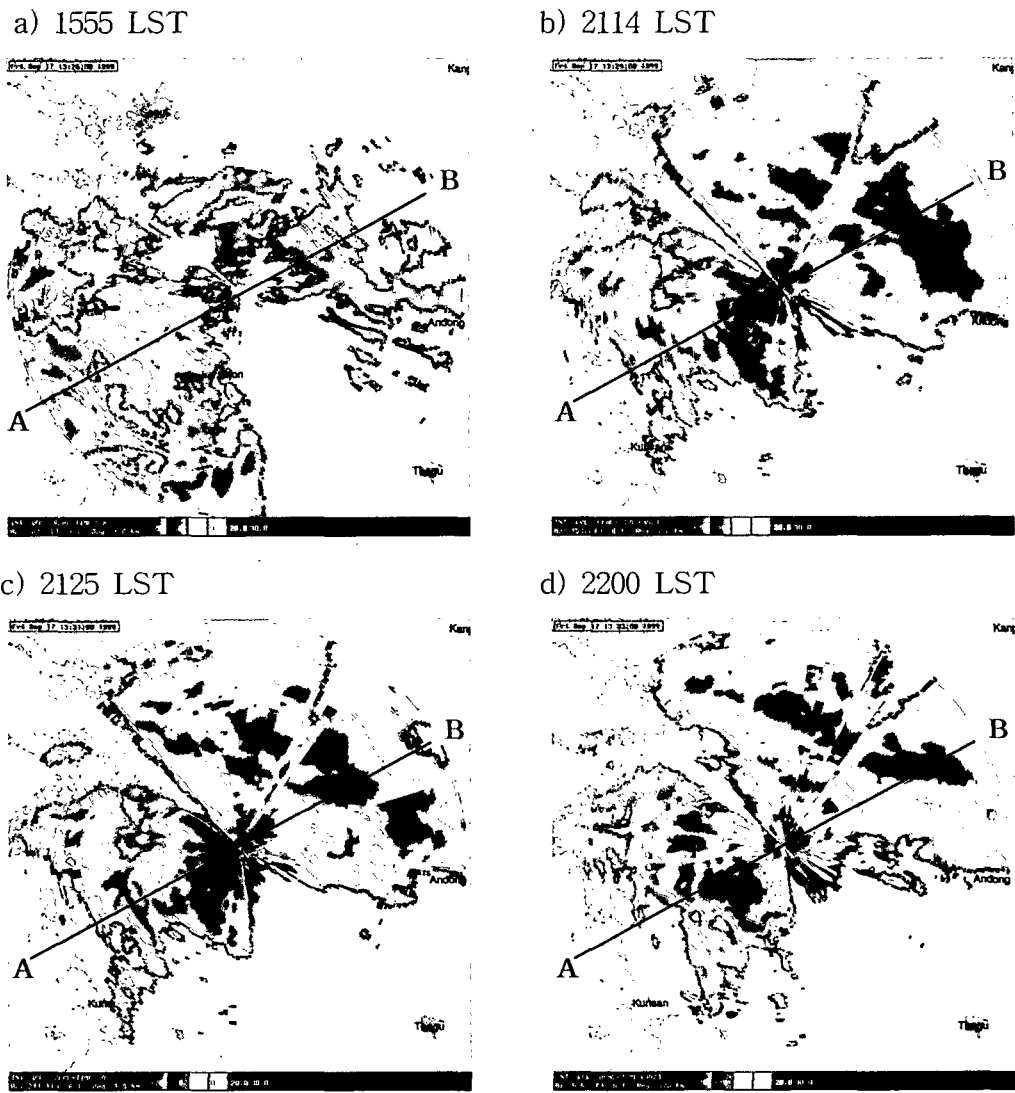


Fig. 3.6.34. PPI images at the elevation of  $2^\circ$  at a) 1555 LST, b) 2114 LST, c) 2125 LST, and d) 2200 LST.

Fig. 3.6.35은 Fig. 3.6.32의 각 시간대에 레이더 설치 지점에서 연직으로 관측된 반사도와 입자들의 도플러 속도를 보여준다. 여기에서 바람의 수평성분은 고려되지 않았으며, 도플러 속도는 강수 입자의 레이더 시선방향의 속도 성분만을 나타내는 것으로, 구름 내부의 바람장과는 구별되어야 한다.

Fig. 3.6.35에 의하면 최대 입자 낙하속도가 나타나는 고도는 강수계가 발달할수록 하강하고 있다. 초기 층운기에 있는 Fig. 3.6.35a, b에서는 최대 입자 낙하속도는 밝은 띠가 나타나는 4 km 고도 부근에서 나타나고 있다. 최대 속도는 5~7 m/s이며, 2차 층운기로 발달할수록 입자의 낙하속도는 증가하며, 최대 낙하속도가 나타나는 고도가 낮아져 Fig 3.6.35c, f, g에서는 3 km 고도에서 낙하속도의 최대 값이 나타나고 있다. Fig. 3.6.35d, e는 대류세포 사이의 하강역이다. 녹색 고도에서는 설편



의 부착으로 큰 입자가 생성되며, 이 입자가 녹아 하강하면서 병합과정에 의하여 더 큰 입자를 형성하게 되고, 따라서 낙하 속도가 증가하게 된다. 이는 녹는 고도 바로 아래에서 레이더 반사도를 감소시키는 원인이 된다. 그러나 너무 커진 입자는 낙하하면서 다시 작은 입자들로 쪼개지게 되며, 입자의 낙하속도는 다소 증가하게 된다. 그러나 본 레이더는 입자의 낙하속도를 과대 관측하는 경향이 있다. 이는 앞으로 연구를 통하여 정량적으로 개선하여야 할 것으로 생각된다.

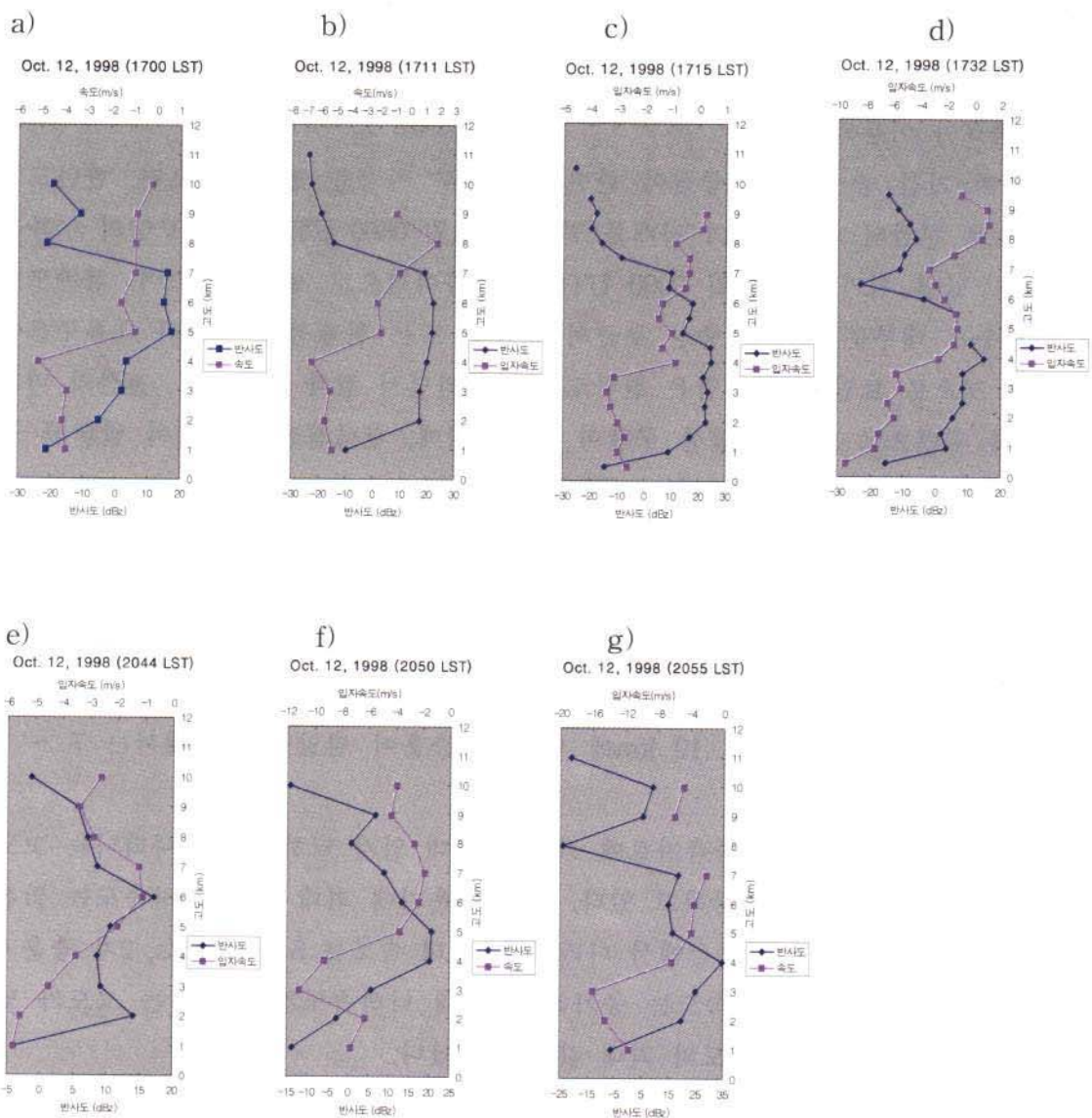


Fig. 3.6.35. As in Fig. 3.6.33 except for vertical profiles of Radar reflectivity and Doppler velocity.

의 부착으로 큰 입자가 생성되며, 이 입자가 녹아 하강하면서 병합과정에 의하여 더 큰 입자를 형성하게 되고, 따라서 낙하 속도가 증가하게 된다. 이는 녹는 고도 바로 아래에서 레이더 반사도를 감소시키는 원인이 된다. 그러나 너무 커진 입자는 낙하하면서 다시 작은 입자들로 쪼개지게 되며, 입자의 낙하속도는 다소 증가하게 된다. 그러나 본 레이더는 입자의 낙하속도를 과대 관측하는 경향이 있다. 이는 앞으로 연구를 통하여 정량적으로 개선하여야 할 것으로 생각된다.

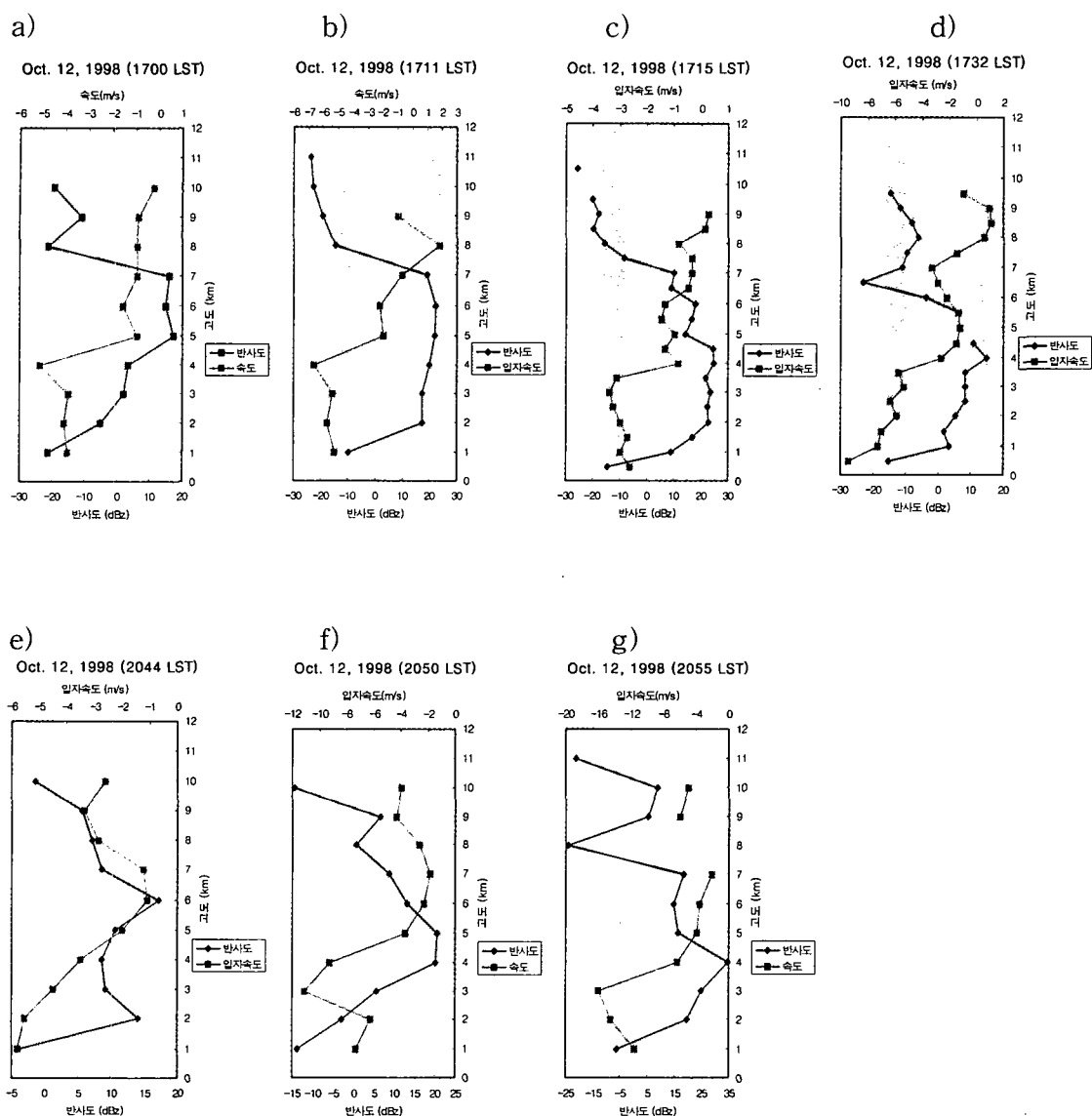


Fig. 3.6.35. As in Fig. 3.6.33 except for vertical profiles of Radar reflectivity and Doppler velocity.

## 마. 결론

한반도 전선성 강수계의 3차원 구조 분석을 위한 첫 단계로 전선성 강수계의 연직 구조의 특성이 분석되었다. 이를 위하여 한랭 전선을 동반한 전형적인 가을철 이동성 저기압인 1998년 10월 12일 사례를 선정하여 분석하였다. 분석에는 전국 기상대 및 관측소에서 관측된 종관 기상관측자료와 GMS 위성에서 관측된 수증기 영상 및 연구용 도플러 레이더에서 관측된 수평다층관측(VOLUME) 및 연직단면관측(RHI) 자료가 이용되었다.

이 사례 기간 중 저기압 중심이 한반도 중남부 지방을 통과하였으며, 한반도는 전체적으로 전선의 머리부분의 지배를 받았다. 11일 0600 UTC에 잎 모양의 구름을 형성하고 있던 저기압은 12일 0000 UTC에는 콤파형으로 발달하였으며, 한반도에 내린 강수는 대부분 저기압 중심 부근의 대류운 또는 한랭전선 후면의 대류구름에서 내린 것으로 보인다. 저기압은 한반도를 통과하면서 점차 발달하며, 전선의 머리부분에서 후면으로 계속 발달한 구름이 중부지방에, 한랭전선 후면에서 발달한 구름이 남해안 지방에 비를 내렸다.

레이더 연직 단면도 상에 나타난 특징을 보면, 강수계 내에는 수평규모 약 10 - 20 km의 대류 세포들이 시스템 내부에 존재하고 있다. 레이더 반사도의 특성에서 1700 LST에 전체적인 시스템은 이미 대류 단계를 지나 층운 단계에 있음을 알 수 있다. 강수 입자에 의하여 대류권계면의 높이를 대략적으로 추정할 수 있는데, 대류가 발달한 지역에서는 9 ~ 10 km에 이르며, 층운이 발달한 지역에서는 7 ~ 8 km 정도였다.

연직방향의 도플러 속도 관측자료에 의하면 최대 입자 낙하속도가 나타나는 고도는 강수계가 발달할수록 하강하고 있다. 초기 층운기에 최대 입자 낙하속도는 밝은 띠가 나타나는 4 km 고도 부근에서 나타나며, 최대 속도는 5 ~ 7 m/s, 2차 층운기로 발달할수록 입자의 낙하속도는 증가하며, 최대 낙하속도가 나타나는 고도가 낮아져 3 km 고도에서 낙하속도의 최대 값이 나타났다.

강수계통과시 강한 비는 주로 강수계 내부에 나타나는 수평규모 약 10 km 정도의 대류 세포가 발달하여 내리게 되며, 강수 발달 단계 중 초기 층운단계에서 강수량이 가장 많이 나타나는 것으로 보인다.

## 제 7 절 조석·파랑 등 해상기상정보 생산기술 개발

### 1. 조석 및 기상조건에 따른 실시간 해수면 예보체계 구축

황해는 뚜렷한 해류가 없고 수평적 해수순환이 느려 해수순환 및 해수면 변동은 주로 조석과 기상조건에 의해 지배를 받는다. 특히 경기만에 위치한 인천은 조차가 최대 8.9m에 이르며, 황해와 접해있는 서쪽경계를 제외하면 육지로 둘러 쌓여 있고 수심이 낮아 바람 및 기압에 의한 해수면 변동이 큰 지역이다(Youn et al, 1998). 강한 북서 계절풍과 태풍은 한반도 서해안에 강한 해일을 일으켜 해수범람으로 인한 연안침수, 방조제 유실, 해빈 소멸등 많은 해난재해를 야기시키고 있다. 지난 97년 8월에는 백중사리와 태풍의 영향으로 인천, 군산, 목포등 서해연안에 해수범람이 일어나 194억원에 이르는 재산피해가 발생하였다(기상연구소, 1998). 이 연구에서는 이러한 해수면 변동에 의한 해난재해를 최소화하기 위해 해양 수치모델 및 실시간 조위관측 시스템을 이용하여 서해연안의 단기 해수면 변동을 예보하고자 한다.

조석과 해일은 그 규모가 수천 km에 달하여 정확한 해수면 예보모델을 구성하기 위해서는 서해, 남해, 동해를 포함하는 광역 모델을 구성하여 전반적인 조석 및 해일 예보모델을 수립하고 광역모델에서 계산된 자료를 경계자료로 사용하여 관심지역으로 점점 세밀한 격자로 구성된 협역모델을 구성하여야 한다. 이 연구에서는 2차원 POM(Princeton Ocean Model, Mellor, 1996)을 사용하여 황해의 전반적인 조석을 재현하는 모델을 구성하였다. 연구해역은 북위 24.5° -41.0° , 동경 117.25° -129.5° 까지이며 동서(x)방향은 1/4° , 남북(y)방향은 1/5° 간격으로 48×82 개의 격자로 구성하였다. 조석에 대한 경계조건은 Choi(1980)의 결과를 사용하였고 수심자료는 정(1998)의 자료를 사용하였다. 모델에서 계산된 값은 50개 지점의 조석 관측치를 잘 재현하였고 M2, S2 분조의 경우 모델 영역내에서 4개의 무조점을, K1, O1 분조의 경우 2개의 무조점을 연구해역에서 재현하고 있어 기존의 연구결과(Ogura, 1993; Choi, 1980, 이와 정, 1996)와 좋은 일치를 보인다. 등조차도의 크기 또한 기존결과와 큰 차이를 보이지 않아 구성된 모델이 황해의 전반적인 조석의 진폭 및 전파양상을 잘 재현함을 확인하였다.

신뢰도가 확인된 조석모델에 바람 및 기압자료를 입력장으로 사용하여 기상조건에 의한 해수면 변동을 재현하였다. 압력과 바람장 모두 일본 기상청(JMA)에서 계산된 6시간 간격의 분석자료를 사용하였고(Na and Seo, 1998) 모델 입력시에는 시간에 대해 내삽하여 사용하였다. 1997년 태풍위니 기간동안의 이러한 조석과 기



상조건이 동시에 고려된 모델은 서해연안의 해일을 잘 재현하였으며 특히 해일의 최대 피크의 발생시간 및 크기를 비교적 정확히 계산하였다. 또한 서해상에서 나타나는 조석과 기상조의 상호작용에 의한 짧은 주기의 진동도 나타나고 있어 관측 자료의 분석을 통해 알려진 결과와 잘 일치하고 있다.

본 연구에서 사용된 SL-CMT 음파수위계는 액체의 수위(높이)를 상단부의 기준점부터 액면까지의 거리를 측정하는 시스템으로 기존의 음파수위계가 갖는 음속 보상 구간의 한계, 공기 성분변화의 영향 등의 보상이 매우 철저하여 측정 범위가 매우 크면서도 측정 범위 전구간에서 수위 측정오차를 최소화 한(최대 측정 오차 =  $\pm 10\text{mm}$ ) 음파 수위계이다(농어촌진흥공사, 1997). 또한 다양한 측정모드로 수십 분의 일초 사이에 변하는 순간수위 측정은 물론 맥동하는 수위 및 평균 수위도 측정할 수 있다. SL-CMT 음파 수위계는 음파 펄스 발진기, 음파 펄스수신기, 제어부, 지시부 및 출력부로 구성되어 있고 현지 측정 및 원격 측정이 가능하여 컴퓨터와 연결시킬 수 있으며 수위 기록계에도 연결시킬 수 있다. 설치시에는 경사형으로 설치할 수도 있어 다양한 지형, 지물에 맞게 설치할 수도 있다. Fig. 7.3.1은 인천 해양경찰청 전용 부두내에 설치된 조위계의 설치장면을 보여 준다.

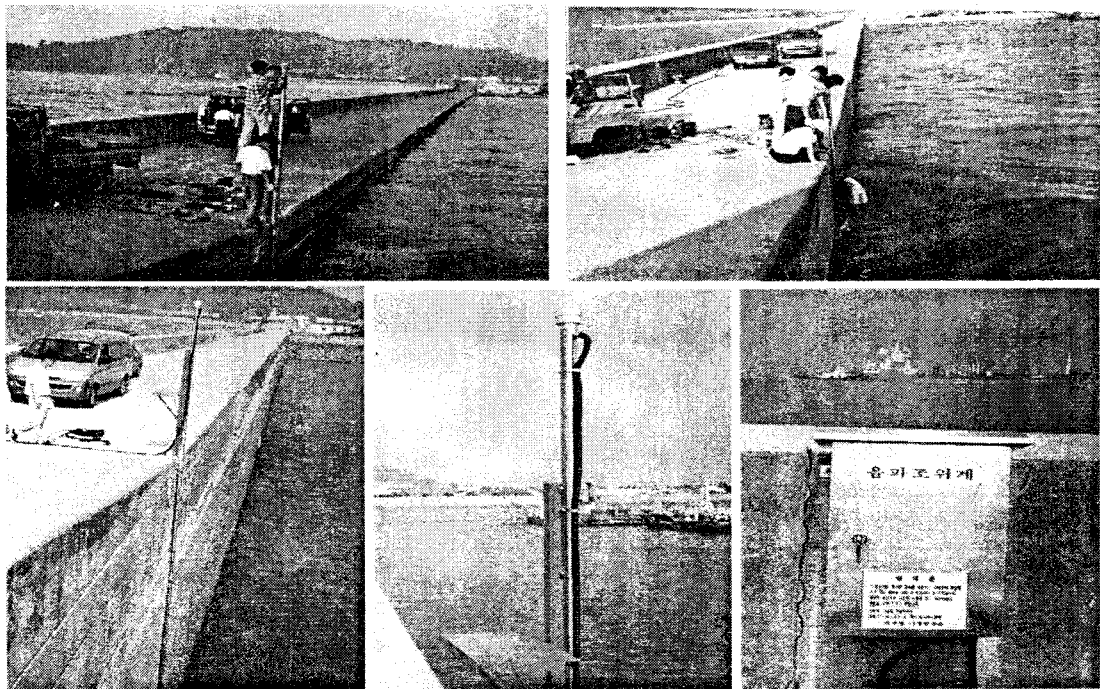


Fig. 3.7.1. Construction scene of the sonic level meter on pier at the Incheon marine police department

음파수위계에서 관측된 값은 해면으로부터 기준점까지의 거리를 측정한 값이

다. 이를 인천의 약최저저조면을 기준으로 한 조고로 환산해 주어야 한다. 먼저 기준면 설정을 위해 음파수위계에 인접한 지역에 표측자를 설치하여 6일 동안(9월 23-25, 9월 28-30) 조고를 목측 관측하였다. 목측 관측 방법은 고조나 저조 시간을 기준으로  $\pm 30$ 분 동안은 매 10분마다 1분씩 3분간 연속관측을 수행하였고 고조와 저조에서 30 분 이상 차이가 나는 곳은 매 30분마다 관측을 수행하였다. 이러한 방법으로 관측된 목측관측치를 음파 수위계 관측치와 비교하여 두 관측치의 차이를 최소로 하는 환산식(식 1)을 도출하였다. 식 1을 통해 계산된 음파 수위계 관측치는 약최저저조면 기준의 조고를 의미한다.

$$\eta_{abs} = 1233.5 - \eta_{obs} \quad (1)$$

여기서  $\eta_{obs}$ 는 음파수위계에서 관측된 값이고  $\eta_{abs}$ 는 인천의 약최저저조면 기준의 조고가 된다. 보정이 완료된 음파수위계 관측값의 신뢰도를 확인하기 위해 1998년 12월 24일과 1999년 3월 27일에 목측관측을 수행하였고 이를 음파 수위계 측정값과 비교하는 검증작업을 수행하였다. 검증결과는 Table 3.7.1. 과 같다.

Table 3.7.1. Comparison between observed elevations by eyes0 and sonic level meter. Where RMSE, AM mean root mean square error and absolute mean error.

날짜	RMSE (cm)	AM (cm)
1998. 11. 06.	6.3	4.7
1998. 12. 24.	3.0	2.5
1999. 03. 17.	5.7	4.3

검증결과의 시계열 분석을 살펴보면 98년 12월 24일의 경우는 전반적으로 작은 오차를 보이며 98년 11월 6일과 99년 3월 17일의 경우 고조와 저조시에 관측기간동안의 평균적인 오차를 보이지만 유속이 강하고 해면 변화가 심한 곳에서는 10 - 20 cm 에 달하는 큰 오차의 피크가 나타난다(Fig. 3.7.2. (a), (c)). 이는 단기간에 큰 해면 변화가 나타나기 때문에 목측관측시 발생할 수 있는 오차로 추정된다. (Fig. 3.7.2. (a), (b))

1988년 11월부터 1999년 5월 까지 약 7개월 간의 자료를 사용하여 조화 분석을 수행하였다. 55개의 주요분조에 대한 진폭(Amplitude) 과 위상(Phase)을 계산하

였다. 계산 결과는 Table 3.7.2.에 제시하였다. 여기서 위상은 그리니치 기준의 값이다.

현재 5월 이후의 자료는 QC(Quality Check)중에 있으며 QC가 완료되고 1년 자료가 확보되면 더 많은 조화 상수(총 61개)에 대한 정보를 얻을 수 있을 것이다. 이러한 조화상수를 사용하면 관측지역에서의 예보조위의 생산이 가능하고 관측조위에서 예보조위를 뺀 차이는 기상조건에 대한 해수면 변동 즉 실시간 해일 정보를 얻을 수 있다.

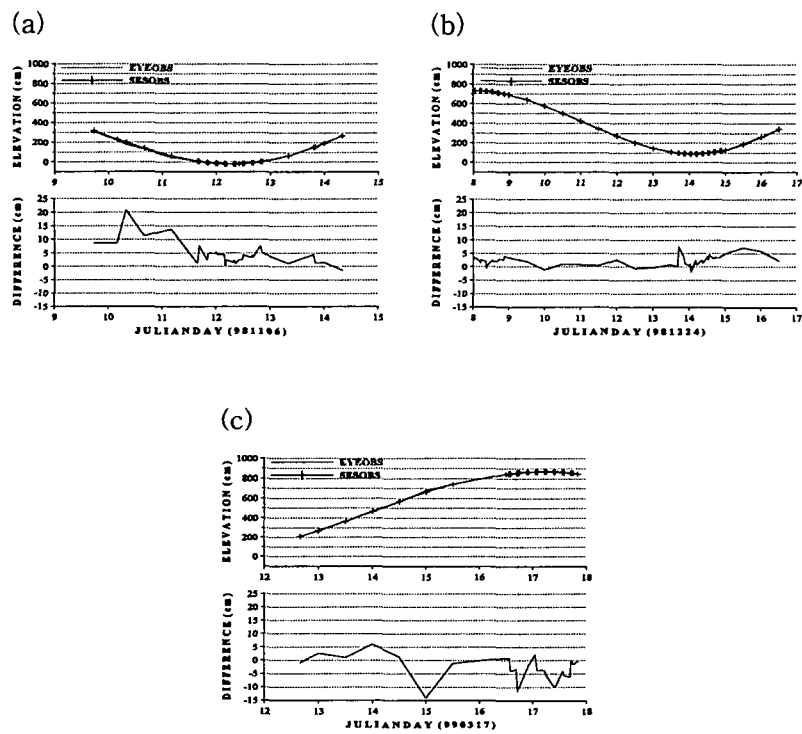


Fig. 3.7.2. Comparison between observed elevations by eyes and sonic level meter

Table 3.7.2. Amplitudes (cm) and phases (degree referred to Greenwich) of 55 tidal constants on pier at the Incheon marine police department.

MAJOR CONSTITUENTS					NSIG= 55
NO	NAME of Major Constituents	SPEED( °/hour)	H (cm)	G (degree)	
	ZO				
	SSA				
1	MM	0.000000	449.1478	0.000	
2	MSF	0.0821373	8.4942	64.598	
3	MF	0.5443747	1.8049	317.064	
4	2Q1	1.0158958	2.5709	222.514	
5	SIG1	1.0980331	2.8902	235.147	
6	Q1	12.8542862	0.3812	68.430	
7	RO1	12.9271398	1.6158	37.429	
8	O1	13.3986609	4.4473	222.543	
9	MP1	13.4715145	0.6963	169.474	
10	M1	13.9430356	27.1218	257.864	
11	CHI1	14.0251729	1.1742	109.524	
12	P1	14.4920521	1.1157	301.634	
13	K1	14.5695476	0.7395	224.281	
14	PHI1	14.9589314	11.9139	296.728	
15	TH1	15.0410686	38.0954	296.510	
16	J1	15.1232059	0.4365	295.430	
17	SO1	15.5125897	0.3193	329.999	
18	OO1	15.5854433	1.9879	355.145	
19	OP1	16.0569644	2.4029	124.170	
20	OQ2	16.1391017	0.1878	20.975	
21	MNS2	27.3416965	0.1838	175.960	
22	2N2	27.4238337	2.8329	167.844	
23	MU2	27.8953548	4.0223	59.190	
24	N2	27.9682084	11.2767	176.602	
25	NU2	28.4397295	50.4288	96.954	
26	OP2	28.5125831	10.2119	87.135	
27	M2	28.9019669	2.8356	59.499	
28	MKS2	28.9841042	281.6558	118.206	
29	LAM2	29.0662415	1.3671	240.693	
30	L2	29.4556253	6.3477	114.259	
31	S2	29.5284789	12.8024	117.882	
32	K2	30.0000000	109.0896	175.744	
33	MSN2	30.0821373	30.8003	173.531	
34	KJ2	30.5443747	3.8235	358.136	
35	2SM2	30.6265120	0.9868	109.738	
36	MO3	31.0158958	5.0962	36.200	
37	M3	42.9271398	4.3159	172.960	
38	SO3	43.4761563	1.7112	332.384	
39	MK3	43.9430356	2.7858	264.268	
40	SK3	44.0251729	2.5022	263.474	
41	MN4	45.0410686	1.1472	291.382	
42	M4	57.4238337	1.3528	73.503	
43	SN4	57.9682084	5.3289	93.950	
44	MS4	58.4397295	0.9720	173.754	
45	MK4	58.9841042	5.5677	165.406	
46	S4	59.0662415	1.6598	164.729	
47	SK4	60.0000000	1.1831	241.855	
48	2MN6	60.0821373	0.8773	239.819	
49	M6	86.4079380	1.1561	15.498	
50	MSN6	86.9523127	2.8841	35.561	
51	2MS6	87.4238337	1.0223	85.467	
52	M6	87.9682084	4.0545	92.273	
53	2MK6	88.0503457	1.5110	103.458	
54	2SM6	88.9841042	0.7508	155.276	
55	MSK6	89.0662415	0.7106	148.401	

영상표출 및 전송시스템에 대한 대략적인 순서도는 Fig. 3.7.3 과 같다. 상습침수지역에서 조위계에 의해 관측된 실시간 해수면 정보는 모뎀을 통해 기상연구소 해양기상연구실에 있는 실시간 조위 예보 시스템에 저장된다(현재 인천 해양경찰청 전용 부두에 조위계 1기 운영 중). 직렬포트(RS-232)로 들어온 자료들은 하루단위의 파일로 만들어지며, 데이터 베이스화 되어 Windows NT Server Internet Information Server를 통해 웹(<http://www.realinfo.metri.re.kr>)에 게시 된다. 조석 예보모델인 Task2000(Bell, 1998)이 서버측 컴퓨터에서 실행되어 실시간 조석 예보자료가 생성되고 CGI(Common Gateway Interface)를 통해 영상표출시스템으로 전달된다. TASK2000에 의해 계산된 조석 예보값과 실측값의 차이인 해일이 그래프로 표현되어 해수면의 특이 변동 상황을 모니터링 하게 된다.

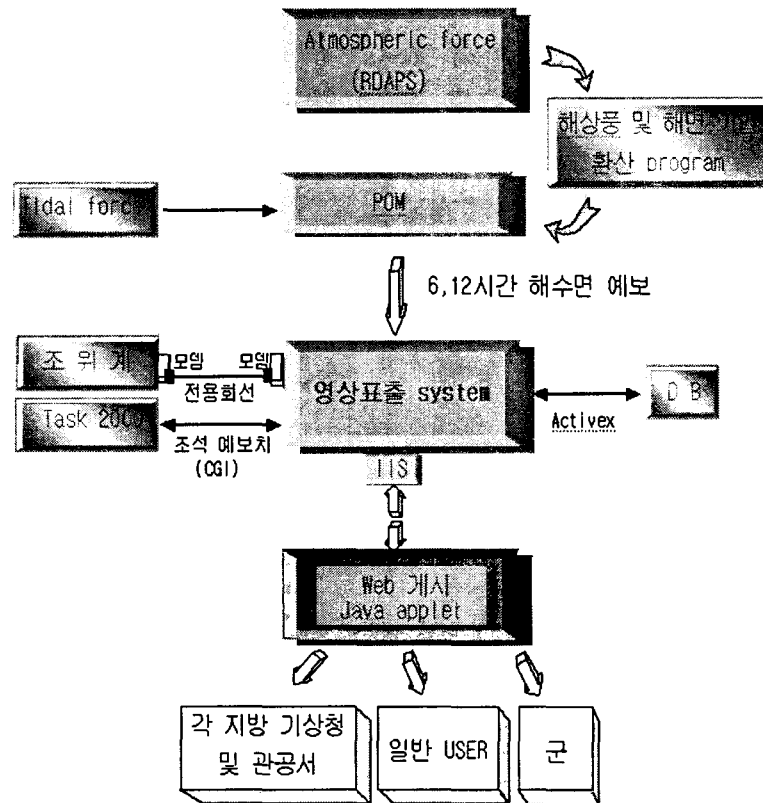


Fig 3.7.3. Flowchart of the Real Time Sea Level Prediction System

Fig 3.7.4 는 인천 해양경찰청 전용부두에서 관측된 해수면정보, 예보조위, 해일을 모니터링하고 있는 상황을 보여 주며 이러한 정보는 1분마다 갱신된다. 표위의 그림들은 인천에 가장가까운 덕적도 부이의 바람, 파랑, 공기온도, SST(해수표층수온), 해면기압에 대한 정보를 보여준다. 바람과 해면 기압은 해수면 변동에 직

접적인 영향을 미치므로 이상해수면 변동연구에 유용한 정보로 사용될 수 있다.

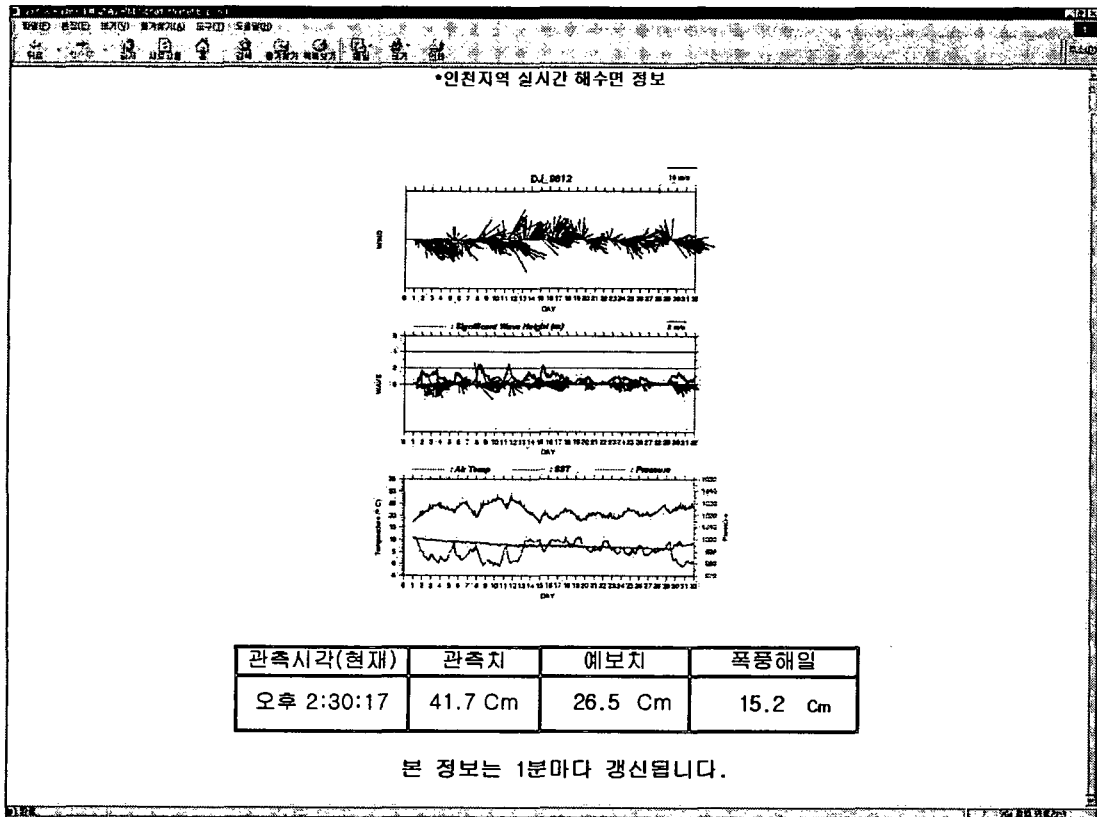


Fig. 3.7.4. The real time sea level informations at Incheon and Buoy information at DuckJuck Island are being provided on the Realinfor Web site

또한 관측이 이루어지지 않는 지역은 다음절에서 구성된 조석 및 해일 예보 모델의 결과를 사용하여 특정 지역의 입체적인 해수면 정보가 통계자료와 함께 영상으로 처리되고 Java applet과 VRML(Vertual Reality Modeling Language)을 사용하여 웹에 게시되어 모든 수요자들에게 정확한 정보를 신속히 제공할 계획이다. 이 연구의 최종 목표는 한국 기상청(KMA)의 지역 예보모델에서 계산된 기압 및 바람을 해수표층 경계조건으로 사용하여 조석과 기상조건에 의한 단기(6시간 또는 12시간)해수면 예보를 하는 것이지만 RDAPS 자료의 처리 과정상의 문제 때문에 먼저 일본 기상청의 해상풍 및 해면기압 분석자료를 사용하여 기상조와 조석이 동시에 고려된 해수면 변동을 재현하는 모델을 구성하였고 이를 실시간 조위 관측자료와 연계해서 영상표출 시스템을 구성하고 인터넷과 기상청 인트라넷을 통해 해수면 변동과 관련된 정보를 수요자들에게 제공하는 시스템을 구축해 보았다. 구성된 모델의 격자 간격이 20 km 이상으로 실제 관측 위치와는 어느 정도 거리 차이가 있는 것을 고려하면 조석 및 해일 모델 결과는 비교적 좋은 결과를 보였다. 특히 이상해수면 변화는 기압 및 바람에 의해 야기된 기상조와 조석의 복합적인 효과에

의해 발생하고 있어 정확한 해수면 예보를 위해서는 조석 및 기상조를 동시에 고려하는 모델을 구축하여야 함을 확인할 수 있었으며 태풍해일 모델 결과와 함께 인천해양경찰청 전용부두에서의 조위관측결과는 덕적도 부이 자료와 함께 영상표출 시스템(NT Server)을 통해 Internet에 게시되어 실시간 해수면 정보, 해수면 예보치, 해일 예보치 등 해수면 변화와 관련된 모든 정보를 관련기간 및 기타 수요자들이 쉽게 접근할 수 있도록 하였다. 앞으로 중규모 해양기상 접합모델을 개발하여 단기 폭풍해일 예보 모델을 구축할 것이며 Java applet과 VRML을 사용하여 해양기상 자료를 2차원 그래프, 3차원 동영상으로 표출하는 동적인 홈페이지를 만들어 훨씬 풍부하고 다양한 종류의 해양 기상 정보를 웹에 게시할 계획이다.

## 2. 조석정보 및 예측정보 표출 시스템

본 연구에서는 이제까지 제공받은 모든 자료들을 종합하여 일차로 가장 신뢰성 있는 것으로 추정되는 자료들만 추려내어, 이들 자료들을 대상으로 자료의 검토와 육안으로 원인을 확인할 수 있는 누락 중복 오타 등 단순 입력 오류에 대한 오류 수정 후 시험 조화분석이 수행되었으며 계속 잔여치 수정 방식의 오류 수정과 조화분석을 반복 수행하였다. 최종적으로 상당한 오류 부분이 제거되었다고 판단되는 자료를 본 연구의 기초 자료로 정하였으나 아직 약간의 오류가 존재하고 있을 가능성은 있다. 조석예보체계 수립을 위한 일본의 자료는 KODC를 경유하여 JODC로부터 입수되었다. 제공된 일본의 조석자료는 기상청, 지역방재센터 그리고 각 지방자치 단체 등 여러 기관에서 관측된 것으로 자료의 신뢰성에 대한 자료도 없을 뿐만 아니라 해면의 기준면도 확실하지 않았다. 이들 자료는 아무런 수정 없이 그대로 사용하였다.

중국 및 타이완의 해면자료는 하와이대학의 해면자료센터(University of HawaiiSea Level Center ; UHSLC)의 것을 내려받아 사용하였다. 이들 자료는 UHSLC에서 정리한 신뢰성 검토와 기준면에 관한 자료들과 함께 제공되었으나 실제 분석 결과 자료의 질과 기준면에 대해 충분한 신뢰성이 있다고는 판단되지 않았다. 그러나 이들 자료 역시 충분한 보조 자료가 없는 현재 상황에서는 다른 수정 없이 있는 그대로 사용하였다.

조석자료에 대한 조화분석은 년 단위로 평균해면과 60개 분조에 대하여 수행되었다. 1년간의 조석자료 중 1개월 이상의 결측이 있는 경우는 분석에서 제외하였으며, 1개월 이내의 결측인 경우에는 전해 또는 다음 해의 자료를 추가하여 분석대상은 1년간의 자료가 되도록 하였다.

Table 3.7.3은 현재 가용의 모든 자료들에 대한 분석 결과 중 전체 해면 변위와 잔여치(관측치와 조화분석 결과로부터 추정된 해면과의 차이)의 표준편차를 보인 것이다. 잔여치의 전체 변위에 대한 비는 전체 해면 변위 중 조석이 차지하는 비를 뜻하는 것으로 잔여치의 표준편차가 전체변위의 표준편차의 10% 이내면 조석이 우세한 해역에서 대체로 무난한 관측 및 분석이라고는 하나 절대적인 것은 아니다. 인천은 대체로 7-8%를 보이나 1986년에 17%, 1987년에 12% 그리고 1993년에 13% 등 특정 해에 큰 값을 보이고 있다. 이해의 기상 상황이 평년과 특별한 차이가 없다면 약간 특이한 현상으로 자료의 질에 대한 재검토가 필요하다. 안흥은 7.7%로 전국 22개항 중에서 가장 작은 값을 보이며 년 변화도 별로 없는 가장 안정된 항구이다. 보령 9.5%, 군산 11% 등 대체로 10% 내외이며 남쪽으로 갈수록 점점 더 커져 11 - 13% 정도를 보인다.

그리고 전체 해면 변위의 년 변화에서 목포의 경우 영산강 하구인 금호 방조제 등의 영향으로 1m 내외에서 1981년에 1.1m로 커지며 다시 1991년에 1.13m 커지며 그 이후 계속 증가하여 1998년에는 1.18m에 이른다. 그리고 군산의 경우 역시 금강 하구인 수문 조조의 영향이 그대로 해면 변위에 나타나 1994년을 경계로 그 이전에 비해 10cm의 증가를 그리고 1995년에 다시 10cm의 증가를 보이고 있다.

남해안은 서해안에 비해 큰 값을 보이나 여전히 조석 성분이 우세함을 나타내며, 부산 가덕도 등에서는 20% 가까이 되어 조석외에 다른 성분이 해면 변위에서 차지하는 비율이 높음을 알 수 있다. 동해안은 울산이 40% 그리고 그 외의 전체 항들이 모두 50% 이상의 비를 보여 해면 변위의 주성분이 조석이 아님을 알 수 있다.

전국 22개 표준항의 가용의 모든 자료들에 대해 년단위의 조화 분석이 실시되었으며 그 결과는 조석체계 구축을 위한 기본 자료로 사용되었다. 본 보고서에는 비교적 장기 자료가 축적되어 있고 해면 변위에서 조석이 차지하는 비중이 큰 서남해안의 인천 군산 목포 그리고 부산의 주요 분조들의 조화상수의 년변화 만을 Table 7.3.4a-d에 제시한다.

Sa분조는 1년 주기의 분조로 계절에 따른 해면변화를 총체적으로 보이는 분조이다. 인천의 경우 20cm 정도이며 조차가 남쪽으로 내려갈수록 작아지며 부산에서는 11cm 그리고 동해안에서는 11 - 15 cm 내외를 보인다. Sa 분조의 지각은 연중 최고해면이 나타나는 시간을 보이는데 대략 춘분을 기점으로 하여 지각을 그대로 날짜로 간주하여 더한 날이 최대 평균 해면을 보이는 날로 보아도 큰 무리는 없다. 인천의 경우 130도는 8월 초를 의미하며 이 역시 남쪽으로 갈수록 점점 늦어져 목포는 인천에 비해 대략 최고 평균해면이 9일 지연되어 나타나는 것으로 보인다. M2 S2 등 해면 변위에 중요한 분조들의 진폭의 년 변화는 인천 1% 부산 1.5%



이며, 군산과 목포의 경우 3 - 7% 로 전체 자료에 대한 변화는 큰 것으로 보이기  
 는 하나 방조제 건설에 따른 조석체계변화의 영향을 고려하면 비교적 안정되어있다  
 고 볼 수 있다. 지각은 인천에서 8-9분으로 비교적 큰 편이다. 기본적으로 년평균  
 해면, 월평균해면 그리고 일 평균해면의 변화가 분석되었으며 그 결과는 대부분 TIPS  
 에 수록될 예정이며 본 보고서에는 년 평균해면의 변화만 제시한다. Table 3.7.5에  
 는 22개 표준항의 년평균해면의 년 변화가 제시되어 있다. 여수에서 1967년, 목포에  
 서 1983년 그리고 대흑산도에서 1980년에 기준면을 조정 한 흔적이 보이며 동해안을  
 제외하고는 년 변화가 대체로 1% 내외로 그리 크지는 않으며 군산이나 목포 등 조  
 석체계가 심각히 변경된 항을 제외하고는 특이한 현상은 보이지 않는다.

인천의 평균해면은 우리나라의 수준 기준면으로 해면 관측 및 유지에 다른 어떤  
 항 보다 주의를 기울여야할 필요가 있다. 현재 인천의 평균해면은 1943-44년 2개년  
 에 관측된 자료를 분석한 결과(Shigeo, 1960)에 근거하여 464cm로 설정되어있으며  
 이 분석의 결과는 그 이후 인천의 각종 해면 및 예보의 기준이 되었고 지금까지 이  
 어져오고 있다. Table 3.7.5의 인천항 년 평균해면의 변화를 보면 지난 39년(1960 -  
 1998)간의 평균은 456cm로 현재 설정된 평균해면에 비해 8cm가 낮으며 그동안 한  
 번도 464cm를 넘은 적이 없었으나 1998년 만 466cm를 기록하였다. 이는 매우 특별  
 한 경우로 앞으로 더 검토해야할 사항이다.

전체 22개 표준항 중에서 년 고극조위가 의미가 있는 남 서해안의 17개 항에 대  
 한 매년 고극조위를 산출하여 Table 3.7.6에 제시하였다. 년 고극 조위는 제공된 매  
 시간별 해면자료를 spline 보간법으로 1분단위의 자료로 정리하여 년최고 해면을  
 산정하였다. 국립해양조사원에서 발표된 매순간 관측치로부터 산정된 극치와 비교  
 하면, 최대 5cm 평균 2cm 의 차이가 있는 것으로 나타났다. 1997년 8월의 해일 피  
 해시의 자료를 비교해 보면 인천의 경우 국립해양조사원의 발표에는 1008cm였으나  
 보간법으로 산정된 값은 1011cm이며, 보령의 경우는 847cm에 대하여 847cm로, 군  
 산 내항에서는 798cm에 대하여 793cm로, 그리고 목포의 경우는 535cm에 대하여  
 535cm로 산정되었다. 보간법으로 산정된 극치가 상당히 현실성이 있는 것으로 보여  
 본 연구에서 그대로 사용하였다.

서해안의 경우 년고극해면의 최대값은 전부 1997년에 출현하였으며 그 차이도 예년  
 에 비해 상당히 큰 편으로 1997년이 특별한 경우였음을 알 수 있다. 그러나 남해안  
 의 경우 년 고극조위의 최대값은 1997년이 아닌 다른 해에 출현하고 있어 해면 변  
 화의 특성이 서해안과 매우 다름을 알 수 있다.

Table 3.7.3. Annual. variation of the standard deviation of signal and residual(unit : m)

Port \ Year	1960			1961			1962			1963			1964			1965			1966		
	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S
Inchon	2.346	0.178	0.076	2.354	0.189	0.080	2.345	0.190	0.081	2.338	0.172	0.074	2.310	0.149	0.065	2.303	0.164	0.071	2.276	0.166	0.073
Anhung																					
Poryung																					
Gunsan	1.651	0.203	0.123	1.665	0.244	0.146	1.620	0.212	0.131										1.660	0.292	0.176
Gunout																					
Wido																					
Mokpo	1.025	0.142	0.139	1.032	0.135	0.131	1.027	0.144	0.140	0.996	0.132	0.133	1.006	0.137	0.136	1.015	0.133	0.131	1.020	0.146	0.143
Daehuck																			0.836	0.144	0.172
Chujado																					
Cheju													0.619	0.077	0.125	0.640	0.096	0.150	0.618	0.101	0.163
Soguipo																					
Wando																					
Komoondo																					
Yosu															0.839	0.133	0.158	0.836	0.105	0.126	
Tongyung																					
Kadukdo																					
Pusan				0.353	0.069	0.195	0.357	0.062	0.172	0.343	0.064	0.187	0.347	0.076	0.220	0.347	0.096	0.277	0.347	0.085	0.246
Ulsan															0.168	0.064	0.380	0.184	0.079	0.428	
Pohang																					
Muckho																					
Sockcho																					
Ullungdo																					

Remarks : SSD ; standard deviation of tota signal, RSD ; standard deviation of residual, R/S ; the ratio of RSD to SSD

Table 3.7.3. (continued)

Port \ Year	1967			1968			1969			1970			1971			1972			1973		
	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S
Inchon	2.251	0.158	0.070	2.229	0.155	0.070	2.236	0.168	0.075	2.241	0.159	0.071	2.251	0.166	0.074	2.277	0.172	0.076			
Anhung																					
Poryung																					
Gunsan	1.647	0.194	0.118	1.641	0.183	0.112	1.629	0.237	0.145							1.642	0.205	0.125			
Gunout																					
Wido																					
Mokpo	1.012	0.132	0.130	0.999	0.130	0.130	1.010	0.142	0.140				1.013	0.144	0.142	1.014	0.161	0.158	1.015	0.136	0.134
Daehuck	0.860	0.117	0.136	0.849	0.104	0.123				0.840	0.116	0.139	0.847	0.118	0.139	0.833	0.142	0.170	0.812	0.126	0.156
Chujado																					
Cheju	0.612	0.082	0.133	0.620	0.104	0.167	0.608	0.100	0.164	0.607	0.106	0.174	0.607	0.088	0.145	0.607	0.088	0.146	0.610	0.086	0.140
Soguipo																					
Wando																					
Komoondo																					
Yosu	0.837	0.108	0.129	0.824	0.084	0.102	0.822	0.092	0.111	0.818	0.101	0.124	0.843	0.092	0.109	0.818	0.090	0.110	0.820	0.092	0.113
Tongyung																					
Kadukdo																					
Pusan	0.352	0.070	0.200	0.350	0.091	0.262	0.339	0.073	0.215	0.340	0.081	0.239				0.344	0.083	0.242	0.339	0.068	0.201
Ulsan	0.185	0.066	0.356	0.179	0.061	0.340							0.187	0.068	0.362	0.170	0.067	0.391	0.160	0.064	0.400
Pohang																			0.108	0.064	0.594
Muckho													0.150	0.076	0.508	0.133	0.072	0.539	0.120	0.063	0.526
Sockcho																					
Ullungdo																					

Remarks : SSD ; standard deviation of tota signal, RSD ; standard deviation of residual, R/S ; the ratio of RSD to SSD

Table 3.7.3. (continued)

Port \ Year	1974			1975			1976			1977			1978			1979			1980		
	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S
Inchon				2.289	0.180	0.079	2.295	0.163	0.071	2.316	0.142	0.061	2.311	0.170	0.074	2.345	0.190	0.081	2.319	0.179	0.077
Anhung																					
Poryung																					
Gunsan	1.667	0.154	0.092	1.685	0.152	0.090	1.685	0.154	0.091	1.708	0.166	0.097	1.728	0.200	0.116	1.712	0.209	0.122	1.630	0.218	0.133
Gunout																			1.776	0.188	0.106
Wido																					
Mokpo	1.016	0.141	0.139	1.019	0.132	0.130	1.024	0.144	0.141	1.037	0.175	0.168	1.038	0.135	0.130	1.038	0.138	0.133	1.045	0.142	0.136
Daehuck	0.792	0.096	0.121	0.818	0.098	0.120	0.839	0.109	0.130	0.901	0.103	0.115	0.888	0.115	0.130	0.874	0.106	0.121	0.868	0.100	0.116
Chujado																					
Cheju	0.613	0.099	0.162	0.612	0.079	0.128	0.611	0.113	0.185	0.629	0.105	0.167	0.608	0.089	0.146	0.609	0.134	0.220	0.590	0.138	0.233
Soguipo																					
Wando																					
Komoondo																					
Yosu	0.826	0.092	0.111	0.832	0.081	0.097	0.838	0.093	0.110	0.849	0.085	0.100	0.844	0.083	0.098	0.840	0.094	0.112	0.841	0.095	0.113
Tongyung							0.681	0.145	0.213	0.682	0.095	0.140	0.672	0.068	0.101	0.671	0.079	0.118			
Kadukdo										0.489	0.079	0.163	0.483	0.070	0.144	0.483	0.084	0.174			
Pusan	0.343	0.074	0.217	0.346	0.073	0.212	0.348	0.072	0.208	0.352	0.072	0.205	0.343	0.064	0.187	0.347	0.072	0.208			
Ulsan	0.170	0.065	0.381	0.166	0.074	0.444	0.168	0.065	0.387	0.182	0.069	0.378	0.182	0.069	0.378	0.178	0.067	0.380	0.175	0.065	0.372
Pohang	0.123	0.067	0.546	0.117	0.071	0.610	0.103	0.072	0.699	0.116	0.069	0.589	0.090	0.057	0.639				0.254	0.226	0.889
Muckho	0.126	0.067	0.531	0.126	0.066	0.525	0.114	0.068	0.590	0.120	0.058	0.482	0.103	0.054	0.523	0.117	0.065	0.558	0.122	0.065	0.533
Sockcho	0.136	0.077	0.564	0.134	0.066	0.489	0.123	0.066	0.541	0.128	0.059	0.461	0.110	0.055	0.502	0.132	0.066	0.503	0.134	0.066	0.494
Ullungdo																0.164	0.075	0.455	0.124	0.073	0.590

Remarks : SSD ; standard deviation of tota signal, RSD ; standard deviation of residual, R/S ; the ratio of RSD to SSD

Table 3.7.3. (continued)

Port \ Year	1981			1982			1983			1984			1985			1986			1987		
	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S
Inchon	2.345	0.162	0.069	2.325	0.158	0.068	2.293	0.162	0.071	2.267	0.169	0.074	2.255	0.196	0.087	2.246	0.384	0.171	2.215	0.272	0.123
Anhung																			1.643	0.141	0.086
Poryung																1.786	0.142	0.079	1.837	0.336	0.183
Gunsan	1.694	0.177	0.104	1.681	0.152	0.090	1.685	0.155	0.092	1.646	0.178	0.108	1.621	0.167	0.103	1.632	0.161	0.098	1.631	0.166	0.102
Gunout	1.767	0.174	0.099	1.741	0.154	0.088	1.760	0.206	0.117	1.728	0.331	0.191	1.714	0.218	0.127	1.691	0.246	0.145	1.692	0.154	0.091
Wido													1.542	0.120	0.078	1.539	0.116	0.075	1.538	0.151	0.098
Mokpo	1.103	0.143	0.130	1.123	0.130	0.116	1.115	0.144	0.129	1.114	0.139	0.125	1.110	0.139	0.125	1.113	0.142	0.128	1.106	0.138	0.125
Daehuck	0.866	0.102	0.118	0.860	0.087	0.102	0.856	0.100	0.117	0.848	0.085	0.100	0.845	0.095	0.113	0.845	0.098	0.116	0.842	0.098	0.117
Chujado										0.739	0.097	0.131	0.737	0.096	0.130	0.740	0.094	0.127	0.732	0.095	0.130
Cheju	0.605	0.088	0.146	0.608	0.080	0.131	0.605	0.089	0.147							0.595	0.080	0.135	0.590	0.080	0.135
Soguipo													0.664	0.079	0.119	0.660	0.078	0.118	0.651	0.078	0.120
Wando							0.903	0.134	0.148	0.895	0.114	0.128	0.891	0.114	0.128	0.886	0.112	0.126	0.875	0.116	0.133
Komoondo				0.795	0.312	0.393	0.758	0.082	0.108	0.753	0.072	0.096	0.752	0.079	0.104	0.747	0.077	0.102	0.739	0.082	0.111
Yosu	0.839	0.101	0.120	0.834	0.084	0.101	0.824	0.108	0.132	0.811	0.079	0.098	0.809	0.090	0.111	0.800	0.092	0.114	0.794	0.095	0.119
Tongyung	0.666	0.070	0.104	0.661	0.064	0.097	0.656	0.079	0.121	0.648	0.064	0.098	0.647	0.072	0.112	0.641	0.074	0.115	0.635	0.071	0.112
Kadukdo	0.479	0.069	0.143				0.475	0.099	0.208	0.468	0.069	0.148	0.465	0.089	0.192	0.460	0.070	0.153	0.455	0.075	0.164
Pusan	0.343	0.065	0.189	0.348	0.061	0.176	0.346	0.074	0.213	0.338	0.061	0.182	0.339	0.068	0.200	0.333	0.070	0.210	0.328	0.071	0.218
Ulsan	0.166	0.061	0.367	0.173	0.059	0.340	0.180	0.066	0.364	0.170	0.062	0.367	0.173	0.067	0.388	0.170	0.068	0.402	0.158	0.064	0.407
Pohang	0.128	0.086	0.676	0.160	0.124	0.777				0.159	0.129	0.811	0.218	0.194	0.889	0.126	0.069	0.545	0.158	0.132	0.835
Muckho	0.122	0.061	0.496	0.129	0.064	0.498	0.133	0.063	0.471	0.126	0.062	0.486	0.139	0.066	0.477	0.136	0.074	0.543	0.129	0.054	0.419
Sockcho	0.214	0.178	0.831	0.196	0.154	0.790	0.207	0.163	0.786	0.173	0.124	0.720	0.197	0.143	0.726				0.131	0.067	0.512
Ullungdo	0.119	0.074	0.624	0.133	0.076	0.568	0.133	0.063	0.477	0.147	0.069	0.473	0.155	0.074	0.479	0.137	0.082	0.601	0.162	0.087	0.534

Remarks : SSD ; standard deviation of tota signal, RSD ; standard deviation of residual, R/S ; the ratio of RSD to SSD

Table 3.7.3. (continued)

Port \ Year	1988			1989			1990			1991			1992			1993			1994		
	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S
Inchon	2.248	0.171	0.076	2.247	0.169	0.075	2.270	0.239	0.105	2.288	0.185	0.081	2.280	0.174	0.076	2.284	0.299	0.131			
Anhung	1.633	0.123	0.075	1.633	0.124	0.076	1.649	0.130	0.079	1.659	0.128	0.077	1.662	0.124	0.074	1.685	0.132	0.079	1.704	0.126	0.074
Poryung	1.770	0.125	0.071	1.778	0.126	0.071	1.796	0.136	0.076	1.808	0.125	0.069	1.817	0.125	0.069	1.831	0.148	0.081	1.852	0.158	0.085
Gunsan	1.581	0.176	0.112	1.589	0.173	0.109	1.621	0.165	0.102				1.657	0.170	0.102	1.658	0.165	0.099	1.753	0.182	0.104
Gunout	1.682	0.156	0.093	1.680	0.124	0.074	1.704	0.125	0.074	1.728	0.158	0.092	1.740	0.127	0.073	1.753	0.120	0.069	1.782	0.116	0.065
Wido	1.519	0.154	0.101	1.528	0.138	0.090	1.539	0.135	0.088	1.554	0.126	0.081	1.555	0.114	0.073	1.555	0.244	0.157	1.575	0.138	0.088
Mokpo	1.096	0.133	0.121	1.094	0.131	0.120	1.088	0.127	0.117	1.133	0.138	0.122	1.148	0.121	0.106	1.147	0.129	0.112	1.164	0.148	0.127
Daehuck	0.839	0.094	0.112	0.836	0.096	0.115	0.843	0.099	0.117	0.852	0.099	0.116	0.853	0.088	0.104	0.861	0.104	0.121	0.867	0.095	0.109
Chujado	0.732	0.079	0.108	0.727	0.087	0.120	0.728	0.087	0.119	0.741	0.088	0.119	0.737	0.073	0.100	0.737	0.088	0.119	0.738	0.087	0.118
Cheju	0.603	0.068	0.113	0.602	0.081	0.134	0.605	0.080	0.133	0.613	0.081	0.132	0.609	0.067	0.109	0.604	0.074	0.122	0.601	0.077	0.127
Soguipo	0.660	0.083	0.125	0.656	0.074	0.113	0.656	0.072	0.110	0.668	0.082	0.122	0.664	0.062	0.094	0.665	0.070	0.105	0.666	0.075	0.113
Wando	0.875	0.098	0.112	0.868	0.090	0.104	0.868	0.092	0.107	0.882	0.094	0.107	0.882	0.132	0.150	0.887	0.091	0.103	0.887	0.093	0.105
Komoondo	0.743	0.072	0.097	0.739	0.079	0.107	0.739	0.076	0.102				0.752	0.066	0.088	0.755	0.077	0.101	0.753	0.079	0.105
Yosu	0.806	0.079	0.098	0.797	0.090	0.113	0.802	0.082	0.102	0.817	0.086	0.105	0.815	0.072	0.088	0.822	0.082	0.100	0.821	0.083	0.101
Tongyung	0.649	0.113	0.175	0.639	0.075	0.118	0.636	0.070	0.110	0.653	0.076	0.117	0.650	0.063	0.098	0.657	0.071	0.108	0.659	0.073	0.110
Kadukdo	0.482	0.165	0.343	0.459	0.107	0.234	0.459	0.088	0.192	0.471	0.073	0.155	0.467	0.065	0.139	0.472	0.080	0.170	0.471	0.078	0.165
Pusan	0.336	0.085	0.254	0.329	0.072	0.220	0.327	0.065	0.199	0.339	0.070	0.206	0.334	0.063	0.187	0.339	0.067	0.199			
Ulsan	0.306	0.260	0.851	0.170	0.069	0.406	0.168	0.067	0.399	0.180	0.065	0.361	0.164	0.061	0.371	0.186	0.076	0.407	0.207	0.071	0.346
Pohang	0.205	0.165	0.808	0.123	0.072	0.583	0.128	0.066	0.512				0.112	0.062	0.555	0.120	0.067	0.556	0.114	0.069	0.610
Muckho	0.124	0.066	0.529	0.131	0.069	0.529	0.138	0.071	0.516	0.139	0.062	0.444	0.123	0.063	0.514	0.125	0.069	0.554	0.124	0.074	0.595
Sockcho	0.144	0.067	0.464	0.656	0.072	0.110	0.656	0.074	0.113	0.668	0.082	0.122	0.664	0.062	0.094	0.131	0.071	0.545	0.130	0.074	0.569
Ullungdo	0.116	0.064	0.554	0.153	0.067	0.439	0.135	0.077	0.565	0.111	0.068	0.609	0.143	0.073	0.512	0.120	0.088	0.732	0.121	0.079	0.650

Remarks : SSD ; standard deviation of tota signal, RSD ; standard deviation of residual, R/S ; the ratio of RSD to SSD

Table 3.7.3. (continued)

Port \ Year	1995			1996			1997			1998			Mean		
	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S	SSD	RSD	R/S
Inchon				2.328	0.153	0.066				2.338	0.149	0.064	2290	0.184	0.080
Anhung	1.712	0.125	0.073	1.714	0.129	0.075	1.717	0.141	0.082	1.704	0.131	0.077	1.672	0.129	0.077
Poryung	1.866	0.410	0.220	1.872	0.133	0.071	1.876	0.127	0.068				1.824	0.174	0.095
Gunsan	1.840	0.165	0.090	1.853	0.154	0.083	1.851	0.171	0.092				1.676	0.184	0.110
Gunout	1.804	0.119	0.066	1.811	0.124	0.068	1.817	0.133	0.073				1.743	0.165	0.095
Wido	1.558	0.189	0.122	1.563	0.189	0.121	1.534	0.254	0.166				1.546	0.159	0.103
Mokpo	1.177	0.117	0.099	1.184	0.116	0.098	1.183	0.120	0.102				1.070	0.137	0.128
Daehuck	0.873	0.093	0.106	0.878	0.097	0.111	0.878	0.225	0.257				0.852	0.108	0.127
Chujado	0.745	0.084	0.113	0.743	0.079	0.107	0.747	0.083	0.111				0.737	0.087	0.118
Cheju	0.601	0.073	0.121	0.599	0.072	0.120	0.607	0.076	0.125				0.608	0.089	0.146
Soguipo	0.670	0.073	0.109	0.664	0.068	0.102	0.668	0.069	0.104				0.662	0.074	0.112
Wando	0.893	0.091	0.102	0.889	0.085	0.095	0.890	0.090	0.101				0.885	0.103	0.117
Komoondo	0.757	0.078	0.103	0.755	0.071	0.094	0.753	0.076	0.102				0.753	0.092	0.122
Yosu	0.827	0.085	0.103	0.823	0.083	0.101	0.823	0.078	0.095				0.823	0.090	0.110
Tongyung	0.667	0.076	0.114	0.665	0.068	0.102	0.667	0.070	0.105				0.657	0.078	0.119
Kadukdo	0.470	0.082	0.175	0.472	0.068	0.143	0.474	0.065	0.137				0.471	0.083	0.176
Pusan	0.334	0.066	0.198	0.342	0.062	0.182	0.342	0.061	0.180				0.343	0.071	0.209
Ulsan	0.153	0.064	0.415	0.165	0.058	0.352	0.163	0.057	0.352				0.177	0.072	0.406
Pohang	0.085	0.060	0.704	0.116	0.061	0.529	0.113	0.061	0.543				0.135	0.093	0.687
Muckho	0.104	0.063	0.607	0.123	0.063	0.510							0.126	0.065	0.517
Sockcho	0.110	0.062	0.563	0.129	0.061	0.478	0.131	0.067	0.511				0.147	0.089	0.605
Ullungdo	0.109	0.063	0.577	0.143	0.066	0.461	0.143	0.074	0.518				0.135	0.073	0.542

Remarks : SSD ; standard deviation of tota signal, RSD ; standard deviation of residual R/S ; the ratio of RSD to SSD

Table 3.7.4a. Annual variation of harmonic constants at Incheon

Year	S <sub>a</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1960	0.177	135.7	2.909	122.4	1.098	180.6	0.514	104.9	0.308	176.2	0.384	297.3	0.288	257.9	0.118	289.7
1961	0.220	112.1	2.918	124.1	1.106	182.1	0.506	105.2	0.318	179.3	0.388	297.3	0.296	257.9	0.116	292.7
1962	0.278	130.2	2.919	137.3	1.105	195.7	0.492	116.2	0.313	190.8	0.397	304.9	0.280	263.1	0.108	301.0
1963	0.220	134.8	2.937	138.6	1.123	197.2	0.505	117.2	0.316	194.2	0.400	303.5	0.293	264.9	0.116	300.0
1964	0.206	130.0	2.932	138.3	1.118	196.3	0.510	115.1	0.326	193.1	0.397	304.8	0.292	264.7	0.108	303.2
1965	0.200	132.5	2.937	138.3	1.133	196.0	0.521	115.2	0.317	194.3	0.404	304.9	0.294	266.1	0.114	304.0
1966	0.229	134.4	2.918	137.9	1.126	195.8	0.531	116.2	0.318	192.5	0.393	305.8	0.287	266.2	0.112	300.5
1967	0.217	126.1	2.908	137.3	1.124	194.8	0.525	116.0	0.313	191.0	0.395	304.9	0.281	265.8	0.106	298.5
1968	0.197	141.1	2.881	137.3	1.131	194.8	0.532	118.9	0.310	191.8	0.397	304.2	0.290	265.3	0.104	300.0
1969	0.215	121.8	2.893	137.5	1.126	195.4	0.521	119.6	0.310	192.1	0.389	304.7	0.287	266.7	0.112	298.2
1970	0.186	139.8	2.901	137.7	1.137	194.7	0.495	117.6	0.314	191.0	0.393	305.3	0.291	265.8	0.109	298.4
1971	0.224	132.9	2.899	137.7	1.131	195.7	0.490	115.7	0.311	191.2	0.398	305.6	0.284	267.0	0.109	297.3
1972	0.179	132.7	2.918	137.6	1.135	195.3	0.503	115.0	0.312	190.8	0.386	304.7	0.285	266.8	0.110	299.9
1973																
1974																
1975	0.266	147.1	2.859	138.5	1.116	196.4	0.521	118.1	0.304	192.0	0.392	306.6	0.285	267.5	0.112	293.1
1976	0.209	123.0	2.848	139.2	1.090	197.3	0.516	119.0	0.298	195.5	0.385	305.3	0.281	266.0	0.114	298.7
1977	0.227	129.6	2.864	138.8	1.103	197.3	0.507	121.0	0.291	194.0	0.384	305.7	0.275	267.6	0.110	301.1
1978	0.180	125.5	2.862	139.7	1.095	198.0	0.495	120.1	0.311	196.1	0.392	305.3	0.281	267.1	0.117	296.6
1979	0.232	130.6	2.902	139.4	1.106	197.3	0.496	120.7	0.313	197.8	0.384	305.6	0.273	267.9	0.117	298.4
1980	0.198	134.7	2.877	138.8	1.110	196.7	0.505	118.4	0.290	195.1	0.384	304.7	0.284	265.7	0.112	301.5



Table 3.7.4a. (continued)

Year	S <sub>a</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1981	0.185	134.0	2.932	138.5	1.131	196.8	0.511	117.4	0.333	192.1	0.382	306.1	0.286	267.7	0.116	301.8
1982	0.189	132.3	2.936	138.7	1.137	197.2	0.510	115.7	0.315	195.1	0.385	306.2	0.285	267.7	0.109	302.3
1983	0.206	120.2	2.904	138.0	1.128	196.6	0.526	116.0	0.318	193.6	0.393	305.5	0.291	268.1	0.108	303.4
1984	0.190	140.6	2.890	138.8	1.129	196.1	0.538	117.9	0.318	192.3	0.388	306.2	0.278	266.2	0.104	303.7
1985	0.186	140.4	2.885	138.9	1.151	196.5	0.543	120.3	0.314	193.0	0.389	306.2	0.285	267.2	0.112	303.6
1986	0.134	102.2	2.848	140.9	1.146	202.0	0.557	126.2	0.286	198.7	0.395	308.8	0.282	268.7	0.096	305.7
1987	0.175	133.8	2.841	143.4	1.146	203.2	0.478	126.5	0.302	198.7	0.384	312.2	0.279	274.8	0.094	317.5
1988	0.222	118.8	2.899	137.6	1.156	194.7	0.489	120.1	0.330	192.3	0.393	306.4	0.290	267.4	0.109	301.1
1989	0.201	133.3	2.895	138.1	1.156	195.7	0.500	117.1	0.328	192.5	0.384	306.9	0.291	267.3	0.110	303.0
1990	0.220	117.4	2.907	138.1	1.138	197.5	0.500	115.5	0.318	198.3	0.391	306.8	0.287	267.6	0.108	297.2
1991	0.189	132.5	2.905	138.4	1.156	197.1	0.516	117.2	0.296	193.4	0.388	306.6	0.287	268.9	0.105	300.4
1992	0.147	130.0	2.879	140.6	1.132	200.3	0.512	120.0	0.314	198.9	0.390	308.0	0.277	268.2	0.110	297.4
1993	0.194	120.9	2.849	144.4	1.117	202.3	0.516	122.5	0.330	201.0	0.384	308.3	0.283	273.0	0.103	302.7
1994																
1995																
1996	0.217	132.3	2.874	133.2	1.118	191.3	0.515	113.9	0.306	187.7	0.390	303.9	0.276	264.7	0.110	298.8
1997																
1998	0.247	135.2	2.889	134.6	1.126	193.1	0.509	114.0	0.316	191.8	0.396	304.7	0.285	264.6	0.116	298.5
Mean	0.205	130.01	2.895	137.7	1.126	195.9	0.512	117.4	0.313	192.9	0.391	305.5	0.285	266.6	0.110	300.3
S.D.	0.029	8.94	0.028	4.13	0.017	4.37	0.017	4.30	0.011	4.83	0.006	2.62	0.006	3.08	0.005	4.57
Max	0.279	147.1	2.937	144.5	1.157	203.3	0.578	126.5	0.333	201.1	0.405	312.3	0.297	274.8	0.118	317.6
Min	0.134	102.3	2.841	122.5	1.090	180.7	0.478	104.9	0.287	176.3	0.382	297.3	0.274	257.9	0.095	289.8

Table 3.7.4b. Annual variation of harmonic constants at Gunsan

Const Year	S <sub>a</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1960	0.175	123.9	2.038	89.6	0.687	145.9	0.372	67.1	0.184	136.5	0.304	280.3	0.242	239.8	0.098	274.3
1961	0.133	171.9	2.048	93.2	0.721	150.3	0.340	69.7	0.177	143.6	0.324	283.9	0.254	238.5	0.086	268.7
1962	0.133	136.5	2.006	106.0	0.702	161.4	0.344	84.7	0.200	155.4	0.307	288.3	0.224	247.0	0.089	288.3
1963																
1964																
1965																
1966	0.190	133.6	2.087	101.3	0.761	155.0	0.384	79.0	0.204	150.3	0.330	286.8	0.239	247.8	0.093	284.9
1967	0.263	122.0	2.105	101.7	0.750	155.3	0.372	79.2	0.210	153.2	0.331	288.3	0.246	248.3	0.091	280.2
1968	0.204	153.3	2.108	100.6	0.767	154.2	0.376	82.3	0.207	152.1	0.339	286.8	0.255	248.3	0.092	277.2
1969	0.162	144.2	2.099	103.0	0.758	157.2	0.372	86.3	0.210	149.7	0.338	289.2	0.238	251.7	0.090	280.8
1970																
1971																
1972	0.188	130.2	2.098	102.6	0.736	157.2	0.329	81.1	0.221	151.1	0.317	288.5	0.244	250.4	0.088	280.5
1973	0.143	85.0	2.078	102.2	0.733	155.2	0.351	80.5	0.166	149.3	0.315	287.8	0.229	247.0	0.079	270.5
1974	0.203	123.4	2.092	100.8	0.740	156.2	0.382	78.8	0.208	153.8	0.333	287.3	0.243	247.9	0.095	277.7
1975	0.231	151.2	2.094	99.6	0.744	154.2	0.379	81.0	0.192	147.7	0.332	287.2	0.245	246.6	0.098	275.2
1976	0.174	124.5	2.088	102.1	0.732	157.3	0.366	81.0	0.196	151.6	0.331	288.0	0.243	247.6	0.099	276.6
1977	0.333	148.1	2.097	101.1	0.728	157.2	0.353	83.5	0.201	157.0	0.323	286.4	0.231	248.5	0.095	279.5
1978	0.226	97.0	2.107	102.5	0.752	157.9	0.373	83.1	0.206	157.0	0.326	286.7	0.240	247.4	0.099	271.2
1979	0.200	119.0	2.101	103.7	0.733	159.7	0.362	81.0	0.224	153.4	0.309	290.4	0.234	248.3	0.094	287.4
1980	0.184	166.4	1.999	107.8	0.701	164.7	0.333	86.9	0.221	161.9	0.309	289.2	0.244	250.3	0.103	286.3

Table 3.7.4b. (continued)

Year	Sa		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1981	0.213	136.3	2.113	102.1	0.729	158.0	0.352	77.1	0.216	149.8	0.318	289.0	0.239	247.1	0.090	279.7
1982	0.208	130.0	2.114	101.8	0.743	157.1	0.358	78.6	0.210	152.9	0.322	287.2	0.248	248.7	0.097	280.8
1983	0.207	126.8	2.134	101.3	0.747	158.0	0.375	78.6	0.212	153.4	0.330	287.5	0.251	249.7	0.084	282.1
1984	0.196	138.5	2.083	102.1	0.757	158.4	0.381	79.5	0.199	154.8	0.318	288.0	0.236	247.8	0.086	284.4
1985	0.229	134.4	2.062	102.4	0.747	157.4	0.374	81.4	0.194	150.9	0.320	288.0	0.235	247.4	0.086	284.5
1986	0.185	139.6	2.098	99.2	0.757	153.6	0.371	81.1	0.212	148.2	0.325	286.6	0.249	247.8	0.093	282.2
1987	0.191	143.0	2.105	98.6	0.744	154.0	0.363	80.4	0.199	149.4	0.331	285.2	0.245	245.4	0.092	279.7
1988	0.193	134.7	2.022	102.2	0.751	156.2	0.335	81.7	0.220	150.7	0.322	288.1	0.245	249.7	0.092	280.4
1989	0.208	138.8	2.033	102.6	0.748	157.7	0.338	80.5	0.205	153.2	0.320	288.5	0.245	248.3	0.087	281.5
1990	0.206	131.2	2.067	102.9	0.754	158.3	0.349	77.5	0.212	153.0	0.322	288.1	0.244	249.1	0.093	281.1
1991	0.164	141.4	2.029	100.5	0.755	155.9	0.402	77.7	0.190	147.0	0.332	286.2	0.238	249.2	0.094	282.3
1992	0.168	142.8	2.086	100.1	0.743	156.6	0.375	75.5	0.208	156.7	0.325	286.6	0.238	246.8	0.094	277.4
1993	0.188	126.1	2.070	98.1	0.739	154.3	0.373	78.2	0.192	149.5	0.326	284.8	0.245	247.0	0.097	276.8
1994	0.155	116.5	2.167	96.6	0.792	152.3	0.397	78.8	0.229	153.9	0.332	284.2	0.247	246.0	0.102	277.0
1995	0.169	132.4	2.263	94.0	0.841	148.8	0.395	73.3	0.242	150.0	0.339	283.7	0.252	247.0	0.108	272.6
1996	0.202	132.8	2.272	93.8	0.855	149.5	0.410	74.4	0.234	147.7	0.345	284.3	0.245	245.8	0.098	278.0
1997	0.183	124.2	2.269	94.6	0.855	150.9	0.410	74.5	0.243	148.9	0.343	283.6	0.244	244.7	0.100	275.7
1998																
Mean	0.194	133.4	2.098	100.4	0.752	155.7	0.368	79.3	0.208	151.3	0.326	286.9	0.243	247.4	0.094	279.3
S.D.	0.037	16.5	0.065	3.80	0.037	3.70	0.021	4.19	0.02	4.42	0.012	2.09	0.007	2.59	0.006	4.70
Max	0.333	171.2	2.272	107.8	0.856	164.8	0.410	86.9	0.243	161.9	0.345	290.4	0.255	251.7	0.108	288.3
Min	0.133	85.1	1.999	89.6	0.687	146.0	0.329	67.1	0.166	136.5	0.304	280.3	0.224	238.5	0.079	268.7

Table 3.7.4c. Annual variation of harmonic constants at Mokpo

Year	S <sub>a</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1960	0.169	142.6	1.231	54.7	0.356	111.6	0.220	41.4	0.109	108.2	0.309	263.7	0.246	228.9	0.092	261.6
1961	0.152	143.3	1.242	54.0	0.362	109.3	0.218	40.4	0.109	109.4	0.316	264.2	0.252	227.2	0.093	263.0
1962	0.240	162.6	1.224	68.0	0.359	122.8	0.214	50.6	0.112	121.6	0.311	271.2	0.245	235.4	0.084	273.2
1963	0.117	122.7	1.205	68.0	0.361	123.8	0.218	52.2	0.111	121.9	0.311	270.4	0.241	236.5	0.089	276.0
1964	0.150	148.2	1.226	68.7	0.373	124.2	0.217	48.9	0.112	121.9	0.311	273.0	0.252	235.0	0.090	275.2
1965	0.158	139.8	1.234	67.9	0.378	123.7	0.231	50.2	0.113	123.2	0.319	271.6	0.252	236.0	0.094	275.9
1966	0.184	134.7	1.239	67.9	0.379	124.2	0.235	51.9	0.110	121.7	0.318	271.5	0.249	236.0	0.096	274.8
1967	0.206	140.9	1.234	67.8	0.386	123.8	0.233	50.4	0.109	118.1	0.317	271.4	0.249	234.9	0.088	274.8
1968	0.171	150.3	1.227	66.6	0.382	122.7	0.232	52.1	0.111	119.7	0.322	270.0	0.247	233.9	0.085	274.6
1969	0.170	131.9	1.239	67.4	0.387	123.3	0.231	55.9	0.108	120.1	0.316	270.0	0.253	235.4	0.095	275.6
1970																
1971	0.157	136.4	1.235	67.2	0.388	123.2	0.215	48.3	0.110	119.2	0.319	270.8	0.248	234.9	0.088	272.3
1972	0.156	140.7	1.235	67.0	0.385	123.1	0.228	47.7	0.101	120.2	0.314	269.8	0.248	235.0	0.084	273.5
1973	0.169	126.2	1.228	68.3	0.376	124.3	0.226	52.3	0.110	122.2	0.319	270.8	0.254	235.2	0.089	271.6
1974	0.170	135.8	1.223	68.0	0.380	124.8	0.226	51.1	0.115	122.7	0.314	270.5	0.251	234.6	0.088	272.0
1975	0.202	149.8	1.219	68.2	0.372	124.4	0.230	52.3	0.102	120.7	0.312	271.3	0.248	234.6	0.087	269.7
1976	0.165	134.1	1.222	67.4	0.374	124.0	0.229	51.5	0.108	124.0	0.311	270.9	0.250	235.3	0.090	269.7
1977	0.203	144.0	1.226	65.6	0.373	121.4	0.230	54.1	0.086	126.4	0.314	269.7	0.248	236.7	0.086	270.0
1978	0.178	143.6	1.236	67.1	0.376	123.7	0.230	53.2	0.118	128.2	0.316	269.8	0.254	236.0	0.093	266.3
1979	0.178	143.5	1.238	67.2	0.376	123.7	0.230	64.5	0.116	121.3	0.314	266.3	0.250	341.5	0.094	266.4
1980	0.199	147.1	1.248	65.0	0.387	121.0	0.231	46.0	0.106	122.7	0.315	268.9	0.243	234.1	0.096	271.9

Table 3.7.4c. (continued)

Const Year	Sa		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1981	0.180	139.9	1.328	56.2	0.423	109.3	0.252	36.3	0.129	111.5	0.309	263.4	0.243	228.2	0.099	262.1
1982	0.185	138.1	1.363	54.0	0.446	107.4	0.259	36.3	0.125	103.6	0.316	261.4	0.251	227.0	0.094	262.8
1983	0.187	134.0	1.355	54.0	0.444	108.0	0.262	33.7	0.128	107.7	0.320	261.4	0.251	227.8	0.093	260.9
1984	0.173	142.8	1.361	52.6	0.453	105.7	0.272	34.8	0.123	101.9	0.316	260.6	0.245	225.8	0.092	264.2
1985	0.190	135.4	1.363	53.4	0.453	106.7	0.271	36.8	0.126	103.2	0.318	261.0	0.247	226.0	0.093	263.2
1986	0.166	142.1	1.371	52.6	0.461	106.9	0.269	36.5	0.130	101.6	0.322	260.8	0.251	225.6	0.095	263.4
1987	0.164	143.4	1.370	52.8	0.450	107.5	0.261	37.4	0.127	102.7	0.323	260.3	0.250	225.4	0.094	263.9
1988	0.198	125.6	1.350	52.9	0.449	106.9	0.250	35.9	0.132	104.6	0.319	260.9	0.249	225.9	0.091	262.9
1989	0.187	141.0	1.350	53.1	0.451	106.9	0.252	34.6	0.125	101.7	0.313	260.9	0.247	225.4	0.090	261.4
1990	0.171	138.2	1.346	53.6	0.442	108.0	0.258	33.6	0.126	103.8	0.313	261.6	0.243	226.6	0.089	260.3
1991	0.117	149.2	1.396	44.7	0.464	97.7	0.276	24.2	0.142	99.4	0.307	255.7	0.240	221.7	0.096	251.4
1992	0.181	130.6	1.405	42.8	0.471	94.1	0.283	22.3	0.126	93.9	0.310	255.0	0.230	219.5	0.093	250.7
1993	0.202	140.7	1.393	42.5	0.469	93.8	0.284	24.8	0.121	92.7	0.313	255.2	0.238	221.2	0.089	248.0
1994	0.147	116.5	1.406	39.4	0.473	90.2	0.289	23.1	0.145	86.0	0.306	252.9	0.235	219.9	0.088	251.2
1995	0.111	138.2	1.425	37.9	0.477	87.3	0.278	18.8	0.131	85.0	0.304	251.8	0.236	219.0	0.095	246.3
1996	0.180	143.1	1.428	37.5	0.477	87.6	0.281	18.4	0.132	85.3	0.308	252.1	0.229	217.5	0.092	250.3
1997	0.171	138.0	1.425	38.4	0.478	89.0	0.278	19.8	0.142	88.4	0.308	252.2	0.233	217.4	0.094	247.2
1998																
Mean	0.173	139.2	1.300	57.6	0.415	112.0	0.247	40.5	0.119	110.1	0.315	264.4	0.246	229.4	0.091	264.8
S.D.	0.026	8.52	0.078	10.63	0.043	12.67	0.024	11.71	0.013	13.01	0.005	6.83	0.007	6.34	0.003	9.23
Max	0.240	162.6	1.428	68.7	0.478	124.8	0.289	55.9	0.145	128.2	0.323	273.0	0.254	236.7	0.09	276.0
Min	0.111	116.5	1.205	37.5	0.356	67.3	0.214	18.4	0.086	85.8	0.304	251.8	0.229	217.4	0.084	246.3

Table 3.7.4d. Annual variation of harmonic constants at Pusan

Const Year	S <sub>a</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1960																
1961	0.095	115.6	0.412	225.9	0.191	263.8	0.075	215.0	0.056	259.5	0.044	139.3	0.018	98.9	0.014	140.4
1962	0.123	161.0	0.414	237.6	0.194	274.9	0.075	224.6	0.053	268.3	0.042	146.7	0.016	114.1	0.014	146.1
1963	0.126	150.8	0.398	238.1	0.186	275.3	0.075	227.1	0.050	269.4	0.046	144.5	0.015	100.8	0.011	149.1
1964	0.114	155.2	0.407	237.9	0.189	275.2	0.077	221.6	0.056	271.9	0.044	146.4	0.017	100.1	0.012	141.6
1965	0.080	144.5	0.408	238.0	0.194	275.5	0.076	226.1	0.054	270.9	0.043	144.3	0.018	105.8	0.015	142.0
1966	0.116	128.3	0.404	238.3	0.190	275.5	0.078	226.8	0.053	268.1	0.046	144.3	0.016	108.2	0.010	134.2
1967	0.164	153.6	0.409	239.1	0.193	275.9	0.080	227.5	0.055	268.8	0.046	144.6	0.016	108.6	0.013	143.3
1968	0.141	158.2	0.404	238.5	0.194	275.8	0.082	227.2	0.057	266.8	0.045	140.9	0.017	101.6	0.011	151.9
1969	0.107	124.4	0.408	240.1	0.191	277.0	0.075	230.6	0.053	269.6	0.048	147.1	0.017	99.3	0.014	144.7
1970	0.107	150.4	0.404	238.6	0.193	274.8	0.077	230.7	0.054	270.5	0.046	142.1	0.016	105.2	0.012	146.5
1971	0.155	136.3	0.406	236.9	0.191	274.9	0.076	226.5	0.055	267.7	0.047	142.5	0.015	102.7	0.012	136.5
1972	0.097	140.5	0.403	238.1	0.192	275.6	0.075	225.9	0.051	267.3	0.047	144.4	0.018	114.4	0.012	160.8
1973	0.115	144.6	0.397	236.0	0.190	273.6	0.076	224.7	0.052	263.8	0.044	147.7	0.016	113.7	0.014	149.4
1974	0.102	131.2	0.399	235.5	0.188	273.2	0.079	224.2	0.050	267.1	0.044	143.2	0.015	108.3	0.013	146.2
1975	0.130	157.3	0.397	236.1	0.187	273.6	0.077	226.2	0.051	265.9	0.043	142.7	0.015	111.9	0.012	146.2
1976	0.118	139.0	0.399	236.3	0.188	274.3	0.078	225.5	0.050	267.4	0.045	143.5	0.015	105.9	0.012	141.5
1977	0.135	150.2	0.399	236.2	0.187	274.8	0.075	227.6	0.051	268.6	0.043	142.4	0.016	103.7	0.013	148.4
1978	0.090	137.6	0.400	235.8	0.185	274.1	0.075	226.2	0.051	267.5	0.046	141.3	0.016	100.9	0.014	139.5
1979	0.120	130.7	0.397	235.8	0.186	273.0	0.073	225.6	0.050	265.6	0.044	142.1	0.015	103.4	0.013	151.2
1980																

Table 3.7.4d. (continued)

Const Year	Sa		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		P <sub>1</sub>	
	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g	H	g
1981	0.100	147.2	0.400	235.7	0.187	273.1	0.074	224.4	0.053	266.5	0.043	142.1	0.015	103.3	0.005	87.8
1982	0.121	136.2	0.408	235.5	0.190	273.4	0.077	224.0	0.055	266.1	0.044	142.2	0.017	107.5	0.004	99.3
1983	0.132	135.4	0.403	235.3	0.187	272.8	0.078	223.6	0.052	265.2	0.045	143.1	0.016	103.5	0.004	91.1
1984	0.111	146.8	0.401	236.2	0.189	272.5	0.080	223.7	0.054	264.9	0.046	141.3	0.016	99.4	0.006	90.6
1985	0.126	138.7	0.400	236.0	0.190	273.7	0.079	227.4	0.053	264.7	0.046	142.3	0.016	101.4	0.004	75.2
1986	0.108	142.1	0.400	236.9	0.188	274.1	0.078	230.0	0.053	265.5	0.044	144.6	0.015	105.2	0.005	77.4
1987	0.090	149.0	0.396	237.4	0.182	274.7	0.075	230.4	0.052	268.1	0.045	145.6	0.016	103.8	0.003	68.7
1988	0.136	137.7	0.392	235.6	0.185	272.1	0.070	225.5	0.052	264.3	0.044	142.9	0.016	106.5	0.005	104.6
1989	0.121	145.0	0.390	235.9	0.184	272.1	0.071	223.8	0.051	263.2	0.043	144.4	0.016	105.9	0.005	82.5
1990	0.118	133.5	0.389	235.2	0.182	272.3	0.073	223.3	0.051	263.7	0.042	144.8	0.016	110.4	0.004	73.5
1991	0.139	151.2	0.390	236.4	0.185	273.4	0.077	222.4	0.051	264.3	0.043	143.7	0.016	109.7	0.005	66.8
1992	0.103	143.8	0.394	234.7	0.180	272.4	0.080	223.7	0.052	262.2	0.043	143.7	0.015	105.6	0.006	70.3
1993	0.114	124.9	0.395	236.0	0.184	273.4	0.078	225.1	0.050	264.1	0.042	144.7	0.016	105.8	0.005	52.8
1994																
1995	0.047	114.8	0.394	236.5	0.181	273.4	0.078	225.3	0.051	265.9	0.042	142.2	0.015	106.0	0.007	69.9
1996	0.115	144.8	0.396	237.3	0.180	273.9	0.073	227.9	0.051	266.1	0.043	141.6	0.016	100.5	0.006	62.9
1997	0.100	136.8	0.398	236.8	0.182	274.5	0.074	225.4	0.049	267.8	0.042	144.3	0.014	103.3	0.004	59.1
1998																
Mean	0.114	141.2	0.401	236.5	0.188	273.8	0.077	225.6	0.053	266.5	0.045	143.6	0.016	105.4	0.013	145.6
S.D.	0.021	11.40	0.006	2.26	0.004	2.14	0.003	2.91	0.002	2.61	0.002	1.86	0.001	4.28	0.002	5.07
Max	0.164	161.0	0.414	240.1	0.194	277.0	0.082	230.7	0.057	271.9	0.048	147.7	0.018	114.4	0.015	160.8
Min	0.047	112.8	0.389	225.9	0.180	263.8	0.070	215.0	0.049	259.5	0.042	139.3	0.014	98.9	0.013	134.2

Table 3.7.5. Interariation of annual mean sea levels(unit : m).

Port \ Year	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
Inchon	4.6333	4.5911	4.5256	4.5299	4.6060	4.5741	4.5852	4.6175	4.5589	4.5874	4.5873	4.5971	4.5899	-	-
Anhung	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Poryung	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gunsan	3.3350	3.3797	3.4044	-	-	-	3.3987	3.3667	3.3527	3.4463	-	-	3.4190	3.4278	3.3582
Gunout	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wido	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mokpo	2.1950	2.1925	2.1505	2.1280	2.1460	2.1058	2.1326	2.1147	2.0995	2.1482	-	2.1761	2.1456	2.1495	2.1630
Daehuck	-	-	-	-	-	-	1.7260	2.0605	2.0708	-	2.0869	2.0835	2.0520	2.0872	2.1056
Chujado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cheju	-	-	-	-	1.1694	1.3710	1.4611	1.3864	1.3532	1.4249	1.4073	1.4210	1.4465	1.3948	1.4656
Soguipo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wando	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Komoondo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yosu	-	-	-	-	-	2.0424	2.0760	2.0751	1.8012	1.8215	1.7947	1.7906	1.8172	1.8150	1.8353
Tongyung	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kadukdo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pusan	-	0.7635	0.5760	0.5994	0.6461	0.6165	0.6076	0.6314	0.5938	0.6184	0.6130	0.6158	0.6287	0.6286	0.6579
Ulsan	-	-	-	-	-	0.3084	0.2930	0.2952	0.2832	-	-	0.3391	0.3626	0.3571	0.3475
Pohang	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3021	0.3278
Muckho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1945	0.1747	0.1636	0.1647
Sockcho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3141
Ullungdo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



Table 3.7.5. (Continued)

Year Port	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989
Inchon	4.5273	4.5778	4.6037	4.5587	4.5014	4.5158	4.5287	4.5279	4.5348	4.5187	4.5398	4.5280	4.4567	4.5599	4.5817
Anhung	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.4858	3.4912	3.5539
Poryung	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.1998	4.0670	3.8016	3.8528
Gunsan	3.3726	3.2519	3.3156	3.2968	3.3916	3.2666	3.4073	3.4208	3.4666	3.4185	3.4525	3.4641	3.5276	3.5199	3.5729
Gunout	-	-	-	-	-	3.3720	3.3843	3.3747	3.5666	3.6503	3.6538	3.6221	3.6518	3.6573	3.6591
Wido	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.3424	3.3621	3.3669	3.3760	3.4089
Mokpo	2.1813	2.1520	2.1337	2.1270	2.1271	2.1203	2.1433	2.1192	2.3518	2.3368	2.3364	2.3483	2.3450	2.3211	2.3614
Daehuck	2.1160	2.0929	2.0931	2.0543	2.1329	1.8316	1.8752	1.8597	1.8804	1.8823	1.8791	1.8810	1.8913	1.8901	1.9067
Chujado	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.7820	1.7289	1.6990	1.7081	1.7030	1.7261
Cheju	1.4438	1.3931	1.3721	1.4626	1.4743	1.4837	1.5011	1.4794	1.4949	-	-	1.4837	1.5094	1.4788	1.5163
Soguipo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5261	1.5281	1.5625	1.5437	1.5801
Wando	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0409	2.0320	2.0418	2.0460	2.0415	2.0391	2.0593
Komoondo	-	-	-	-	-	-	-	1.7118	1.7430	1.7083	1.7206	1.7257	1.7265	1.7299	1.7559
Yosu	1.8457	1.8261	1.8016	1.7925	1.7904	1.7162	1.7814	1.7522	1.8152	1.7968	1.8090	1.8184	1.8200	1.8146	1.8519
Tongyung	-	1.4301	1.4168	1.4137	1.4210	-	1.4272	1.4236	1.4479	1.4334	1.4351	1.4413	1.4478	1.4483	1.4729
Kadukdo	-	-	-	-	0.9470	-	0.9532	-	0.9762	0.9608	0.9737	0.9658	0.9658	0.9548	0.9844
Pusan	0.6880	0.6747	0.6460	0.6426	0.6446	-	0.6202	0.6175	0.6429	0.6402	0.6439	0.6615	0.6646	0.6722	0.6892
Ulsan	0.3375	0.2958	0.3137	0.3137	0.3244	0.2963	0.3059	0.3020	0.3311	0.3213	0.3143	0.3224	0.3216	0.3285	0.3363
Pohang	0.3119	0.2723	0.1199	0.1092	-	0.1282	0.1389	0.1270	-	0.1333	0.1323	0.1452	0.1328	0.1419	0.1637
Muckho	0.1570	0.1690	0.1289	0.1246	0.1251	0.1303	0.1496	0.1398	0.1630	0.1607	0.1442	0.1755	0.1663	0.1746	0.1843
Sockcho	0.3240	0.2924	0.1688	0.1707	0.1797	0.1657	0.2111	0.1851	0.2134	0.2014	0.1988	0.2263	0.2048	0.1973	0.1575
Ullungdo	-	-	-	-	0.2169	0.1427	0.1228	0.1856	0.2076	0.1876	0.2323	0.1244	0.1768	0.2133	0.2377

Table 3.7.5. (Continued)

Port \ Year	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	Mean	SD
Inchon	4.6039	4.5620	4.5462	4.5544	-	-	4.5737	-	4.6597	4.563	0.037
Anhung	3.5715	3.5797	3.6017	3.5086	3.5416	3.5691	3.5804	3.5675	3.5923	3.554	0.037
Poryung	3.8542	3.8506	3.8523	3.8919	3.9725	3.8656	3.8487	3.8685	-	3.886	0.041
Gunsan	3.5504	3.5388	3.5244	3.4984	3.3169	3.3891	3.4135	3.4407	-	3.415	0.077
Gunout	3.6737	3.7056	3.6939	3.6207	3.6555	3.6164	3.6150	3.6368	-	3.601	0.104
Wido	3.3932	3.3931	3.3959	3.3610	3.3863	3.3445	3.3721	3.3559	-	3.374	0.020
Mokpo	2.3613	2.3608	2.4297	2.3681	2.3932	2.3207	2.3446	2.3751	-	2.230	0.105
Daehuck	1.8999	1.9073	1.9068	1.9023	1.9391	1.9205	1.9141	1.9127	-	1.963	0.105
Chujado	1.7190	1.7325	1.7365	1.6945	1.7191	1.6936	1.6910	1.7286	-	1.719	0.023
Cheju	1.5157	1.5233	1.5360	1.4941	1.5420	1.5210	1.5204	1.5556	-	1.456	0.072
Soguipo	1.5755	1.5890	1.6105	1.5821	1.6147	1.5873	1.5867	1.6205	-	1.577	0.029
Wando	2.0476	2.0693	2.0699	2.0317	2.0515	2.0293	2.0371	2.0518	-	2.046	0.012
Komoondo	1.7430	-	1.7734	1.7423	1.7573	1.7355	1.7454	1.7725	-	1.739	0.017
Yosu	1.8359	1.8591	1.8662	1.8393	1.8531	1.8214	1.8282	1.8457	-	1.838	0.078
Tongyung	1.4489	1.4647	1.4756	1.4483	1.4592	1.4311	1.4386	1.4557	-	1.442	0.017
Kadukdo	0.9642	0.9759	0.9825	0.9530	0.9742	0.9422	0.9513	0.9748	-	0.965	0.010
Pusan	0.6642	0.6973	0.7015	0.6725	-	0.6624	0.6618	0.6856	-	0.648	0.035
Ulsan	0.3043	0.3155	0.3272	0.2892	0.2489	0.3059	0.2780	0.2932	-	0.313	0.024
Pohang	0.1488	-	0.1701	0.1553	0.1465	0.1315	0.1365	0.1556	-	0.170	0.065
Muckho	0.1719	0.1741	0.1980	0.1796	0.1867	0.1766	0.1687	-	-	0.163	0.020
Sockcho	0.1580	0.1589	1.6105	0.2153	0.2255	0.2140	0.2110	0.2226	-	0.207	0.045
Ullungdo	0.2080	0.1953	0.1682	0.0986	0.1069	0.1854	0.1302	0.1342	-	0.172	0.042

Table 3.7.6. Interannual variation of annual maximum sea levels(unit : cm)

port year	Inchon	Anhung	Po ryung	Gunsan	Gunsan (out)	Wido	Mokpo	Dae hucksan	Chujado	Cheju	Soguipo	Wando	Komoon do	Yosu	Tong yung	Kaduck do	Pusan
1960	952.37			729.55			450.11										
1961	964.59			735.76			442.00										178.79
1962	941.38			725.30			438.94										149.21
1963	949.92						429.27										149.53
1964	954.38						430.37			281.49							167.00
1965	981.14						431.17			297.07							183.22
1966	971.11			759.24			442.95	404.86		4			430.44				157.66
1967	941.86			734.09			428.08	412.18		317.90			440.07				159.06
1968	931.43			736.82			423.91	418.49		292.17			440.07				153.09
1969	951.34						442.75			305.88			390.59				150.32
1970	944.71						413.07			307.91			391.47				151.28
1971	957.81						432.08	409.94		312.36			398.01				160.09
1972	969.47			729.79			444.04	407.41		310.13			412.96				177.11
1973							435.13	397.91		304.13			396.59				177.11
1974				744.74			446.07	398.19		300.16			403.20				157.02
1975	970.79			736.79			432.24	407.05		323.50			411.15				170.51
1976	951.32			719.22			426.01	408.92		303.02			416.96				174.28
1977	941.42			727.48			434.76	423.02		305.87			397.94	314.15			157.75
1978	969.57			750.97			437.39	425.74		307.57			402.91	313.88			154.18
1979	953.25			746.75			437.39	448.05		297.13			402.48	318.61			161.86
										343.06			395.43	317.32	225.26		158.02

Table 3.7.6. (continued)

Port year	Inchon	Anhung	Po ryung	Gunsan	Gunsan (out)	Wido	Mokpo	Dae hucksan	Chujado	Cheju	Soguipo	Wando	Komoon do	Yosu	Tong yung	Kaduck do	Pusan
1980	971.88			720.18	741.70		440.55	391.32		304.56				398.27			
1981	954.16			735.57	763.98		467.65	390.93		303.86				405.30	305.43	214.16	151.33
1982	946.01			741.00	758.28		462.51	400.73		314.34				394.11	310.02		151.62
1983	954.43			742.79	762.42		482.21	392.09		309.43		433.08	370.21	407.15	315.08	220.52	156.17
1984	970.04			749.56	775.12		493.60	416.24	366.67			469.08	370.04	396.00	318.18	223.99	159.01
1985	958.04			744.98	769.25	692.03	479.80	389.64	354.62		315.03	425.40	359.29	393.09	308.55	221.64	150.03
1986	934.11			724.35	747.35	693.49	492.12	399.39	357.71	301.32	318.55	431.44	360.88	386.36	307.24	214.22	
1987	955.00	716.22		747.16	763.99	700.38	492.57	402.64	377.59	322.00	328.01	439.30	371.34	396.01	322.85	247.17	166.00
1988	962.93	721.22	792.38	739.62	773.62	698.14	491.17	404.00	359.41	302.27	321.76	440.18	375.00	395.63	317.87	255.19	159.28
1989	953.86	720.27	817.94	786.36	784.85	704.96	479.93	392.29	353.63	310.31	329.31	434.07	371.52	396.26	318.00	219.08	160.06
1990	953.72	728.53	795.22	741.54	752.52	703.61	482.17	401.83	349.02	308.59	331.05	434.51	371.11	398.46	315.91	220.05	155.40
1991	949.50	729.40	796.22	744.02	774.24	698.27	495.57	393.36	355.77	310.65	324.06	438.36		408.35	321.77	224.71	168.16
1992	958.39	735.48	813.57	752.71	785.35	702.62	507.05	393.38	348.21	310.98	324.53	432.54	372.00	405.41	319.01	225.43	161.03
1993	967.88	721.19	821.98	742.73	766.41	698.71	507.27	401.09	351.00	306.12	327.63	426.12	361.15	401.32	315.25	214.92	151.42
1994		729.19	824.20	739.50	767.04	700.00	506.69	399.09	345.57	304.34		429.21	361.26	387.88	307.22	211.45	
1995		727.28	794.49	744.50	757.39	727.00	513.70	402.41	350.00	301.64	324.72	431.40	366.91	392.12	312.70	210.67	149.05
1996	972.28	748.19	822.77	775.90	783.56	705.16	517.50	410.54	349.35	304.33	327.24	433.93	367.51	397.03	317.07	218.92	158.00
1997	1011.8	791.25	847.47	793.28	806.15	735.00	535.22	424.11	358.91	311.46	338.00	430.88	373.08	395.32	318.80	221.19	157.48
1998	982.73	741.95															
1999																	

전년도에 기본 틀이 구축된 조석정보 및 예보체계(Tidal Information and Prediction System ; TIPS)가 대폭 보강되었다. 현재까지 구축된 TIPS는 기상연구소의 실무자들에게 전수되어 현재 실용성에 대한 검토를 하고 있으며 실무자들의 요구에 따라 계속적인 보강이 이루어질 것이다. 금년도 본 연구의 중요 결과 중의 하나인 조석 통계자료는 차기 년도에 모두 TIPS에 수록되어 해일예보의 현장 실무자들이 손쉽게 각 항의 조석자료들을 참조할 수 있게 될 예정이다. TIPS의 구조와 운용법은 이미 전년도 보고서에 언급되었으므로 금년도에 추가 보강된 부분에 대해서만 언급하기로 한다.

#### 가. 북한의 남포 및 원산항의 추가

일제시대에 산출된 자료이기는 하나 현재 국립해양조사원의 조석표에도 사용되고 있는 자료를 사용하여 TIPS에서 예보 가능하도록 추가하였다.

#### 나. 일본 및 중국해안으로의 예보 가능 영역 확장

JODC로부터 입수된 일본의 조석관측자료와 UHSLC로부터 내려받은 중국 및 대만의 자료들을 분석하여 그 결과를 이용하여 조석 가능 영역을 한반도 주변해역으로 확장하였다. Fig. 3.7.5는 TIPS에서 한반도 주변 해역에서 예보 가능한 항들을 보여준다. 현재 일본 24개항, 중국 동해안 8개항 그리고 대만 2개항에 대한 예보가 가능하며 1년 이상의 장기간 관측자료나 신뢰성 있는 조화상수만 입수되면 예보 가능한 항의 추가가 가능하도록 되어 있다.

중국과 일본의 경우 입수된 해면자료를 검토하여 입력 오류 등과 같이 명백한 오류 외에는 아무런 수정을 가하지 않고 그대로 사용하였다. 특히 해면 절대값의 기준이 되는 기준면의 설정이 통일되지 않아 해면 절대값에 대해서는 의문이 있을 수 있으나 평균해면을 기준으로 한 상대 해면은 충분히 이용 가능할 것이다. 그리고 일본의 경우는 우리와 같이 표준시를 +9시간을 사용하나 중국 동해안은 +8시간으로 우리나라와는 1시간의 차이가 난다. TIPS에서는 모두 우리나라의 +9시간으로 통일하였다. 즉 중국의 경우도 예보되는 해면은 중국 현지 시간이 아니라 135° E를 기준으로 하였다.

#### 다. 비표준항의 조석예보 기능 추가

Fig. 3.7.6은 비표준항에 대한 예보 항 선택 화면이다. 비 표준항으로 인근 표준항과의 평균해면차, 조고비 및 조시차의 개정수가 있는 200여개 항에 대하여 개정수를 이용하여 조위의 개략치를 예보할 수 있도록 기능을 확장하였다. 개정수는 조석

표에 수록된 값을 사용하였다.

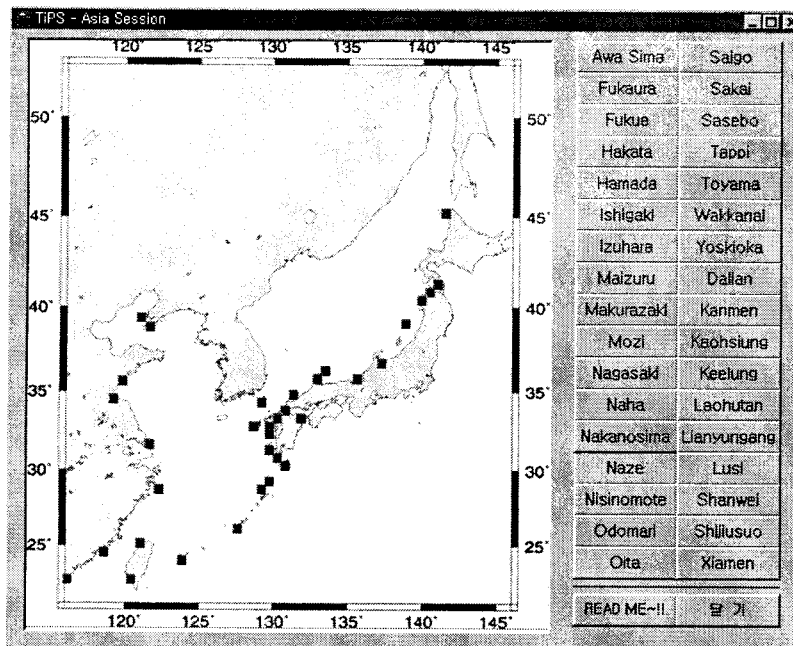


Fig. 3.7.5. Harbor selection window for the tidal prediction along the coast of Japan and China

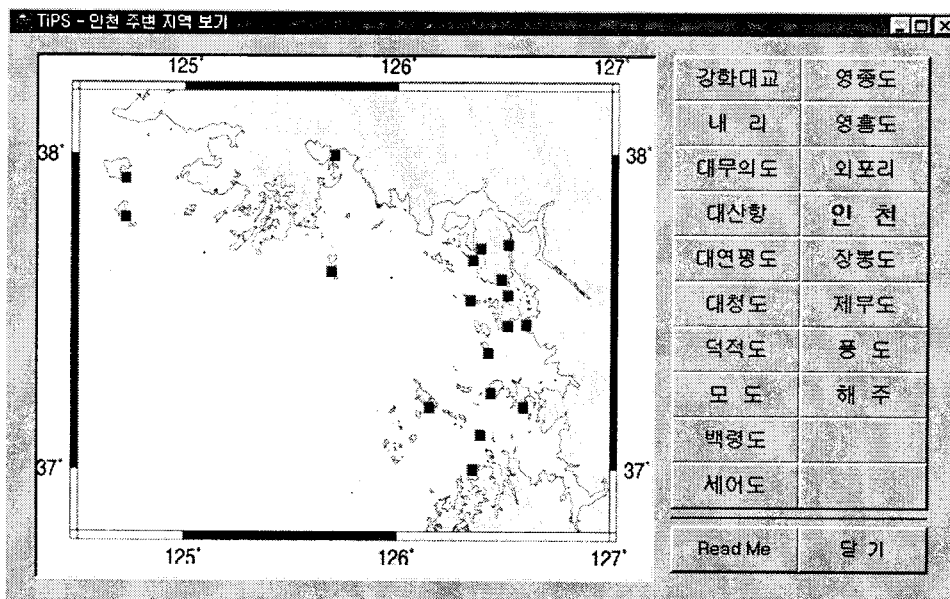


Fig. 3.7.6. Harbor selection window for the tidal prediction at the non-standard harbor

라. 윗면 확대 기능 추가

해일예보의 실무자들이 예보 현장에서 참조할 수 있도록 22개 표준항에 대해 예보 화면의 윗 부분을 확대하고 이 곳에 기존의 자료를 분석한 확률 분포 해면과 각종 이론적 해면을 표시할 수 있도록 하였다. Fig. 3.7.7은 윗면 확대 기능을 보인 것이다. 그리고 윗면 확대창에서는 예보된 조석 곡선의 실제 값을 쉽게 보기 위하여 마우스를 예보창 안에 위치시키면 시간과 해면값이 숫자값으로 표시되도록 하였다.

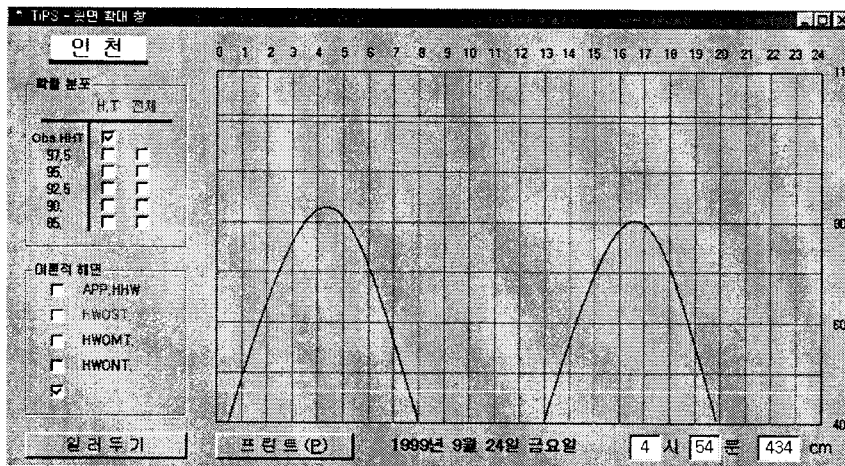


Fig. 3.7.7. Enlarged upper half part of prediction w

3. 조석 수치모델

본 연구에서 사용하고 있는 수치모델은 기본적으로 Blumberg and Mellor (1987)의 3차원 (2차원 가능), 정압, 비선형, 연안해양 순환모델이다. 이 모델은 수직 난류점성계수에 대해 Mellor and Yamada(1982)의 level 2½ Turbulent closure model이 이용되어 (Galperin et al., 1988에 의해 수정) 수직혼합 현상을 현실적 매개 변수로 제공하며, 장파의 전파를 재현하는 자유표면을 제공한다는 장점을 갖고 있다. 수평적으로는 curvilinear orthogonal 좌표계를 사용하며 본 연구에서는 구면 좌표계로 사용하였고, 수직적으로는 sigma 좌표계를 사용하여 불규칙한 해저지형을 용이하게 표현한다. 본 연구에서는 2차원과 3차원모델을 각각 적용하여 모델의 적용성을 검증하였다.

Blumberg(1992)가 초기모델을 수정하여 반음해법(semi-implicit scheme)을 사용하는 'ECOM-si'을 개발하였는데 이 새로운 version이 본 연구에 사용되었으며, 운동방정식에서 순압경도력 (barotropic pressure gradient)과 연속방정식에서 순압 속도의 발산을 음해법으로 계산하고 있다 (Casulli, 1990). 이러한 방법은 해수면을 구하기 위해 시간적분을 할 때 매 적분시마다 해수면에 대해 선형 대칭성 5개 주대 각 행렬이 만들어져 적분시간 간격에 대한 제약을 줄이며 preconditioned conjugate gradient method를 이용하여 효과적으로 풀 수 있게 한다. 수직 마찰항은 음해법으로 푼다. 수평적 이류항이 반음해법에서 양해법적으로 취급되고 있지만 이류항을 계산하는 시간증분은 수립자의 속도에 역비례한다. 본 연구에서는 시간적분의 증분을 CFL 기준으로 하였다.

3차원 모델로 사용할 때에 해저면에서의 경계조건은 해저면 격자의 수평속도의 수직적 차이에서 해저면 응력을 구하고 있다. 즉, 응력은 quadratic drag law를 이용하여 해저상  $z_d$  높이에서 logarithmic bottom layer를 모델에 결합시킨다. 견인 상수는  $C_d = \max[C_z, 0.0025]$ 로 주어지며,  $C_z = [k/\ln(z_d/z_o)]^2$ ,  $k=0.4$ ,  $z_d=H\Delta\sigma/2$ ,  $H$ 는 수심,  $\Delta\sigma$ 는 수직격자 간격,  $z_o$ 는 bottom roughness parameter이다. 2차원의 경우로 적용할 때에는  $C_d = 0.0025$ 로 고정하였다. 개방경계에서는 각 분조의 진폭과 위상이 주어지며 이때 조석력은 초기조건으로부터의 전이과정을 부드럽게 하기 위하여 2 조석주기 동안에 걸쳐 분조의 진폭을 서서히 높이는 ramping up 기법을 사용하였다. 개방경계의 접선방향 속도와 수온, 염분에 대하여는 zero-gradient 조건을 사용하였다.

본 연구에서는 우선적으로 모델의 적용성을 검증하기 위하여 동해, 동중국해 및 북서태평양 일부를 포함하는 광역에 대해 2차원 모델을 수립하여 조석 수치실험을 하였으며, 다음으로 황해역에 대해 3차원 모델을 구성하여 순압적인 경우와 경압적인 경우에 대한 모델반응을 검증하였다. 연안역에 대해서는 서해안의 금강하구를 중심으로 미세 격자의 모델을 운용하였다.

수치모델의 영역은 광역으로  $115^\circ - 143^\circ$  E,  $20^\circ - 52.3^\circ$  N 범위이고, 격자간격은 황해모델과 동일하게  $0.125^\circ$  E x  $0.1^\circ$  N (약 11 km x 11 km)이며 격자수는 223 x 323 개이다 (Fig. 3.7.8). 광역모델의 수심자료는 황해모델의 수심자료를 사용하고 그 외 지역에서는 ETOPO5 (NOAA, 1986, ftp site: 128.11.151.16)의 5분 간격의 수심자료를 기본으로 하여 내삽하였으며, 200 m 미만의 대륙붕해역에서는 기존에 국내에서 알려진 수심분포 (Choi, 1990; Kang et al., 1991) 및 해도상의 수심과 차이가 많은 곳이 나타나 국내의 자료와 해도의 수심을 참조하여 편집하였다 (기상연구소, 1998).



광역에 대한 모델은 2차원모델이 사용되었으며 주요 4개 분조 ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ )에 대한 수치실험을 하였다. 각 분조에 대해 해저면 마찰계수는  $C_d = 0.0025$ 로 설정하였다. 개방경계에서의 tidal forcing은 Topex/Poseidon 자료를 이용한  $0.5^\circ$  격자의 전구모델로부터 (Andersen et al., 1995; <http://podaac.jpl.nasa.gov/cdrom/tide/Models/CSR3.0>) 개방경계 격자에서의 값으로 내삽하여 각 분조의 진폭과 위상을 입력하였다. 초기에 속도와 해면이 zero인 상태에서 운용된 모델은 약 10 주기 후에는 준 정상상태에 도달하였으며, 16주기후의 결과를 분석하였다.

우리 나라 해역에서 3차원 모델이 잘 적용되는지 시험하기 위하여 Fig. 3.7.9와 같은 황해모델 격자를 구성하였다. 격자간격은 동서로  $0.125^\circ$ , 남북으로  $0.1^\circ$ 로 하여 약 11 km 이다. Kang et al.(1991)이 사용한 모델수심을 기본으로 내삽에 의해 수심분포(기상연구소, 1998)를 구성하였으며, 양자강 천퇴주변과 우리나라 서남해안을 따라 수심의 경사가 큰 지역이 있고, 해저 지형상 골은 우리나라 쪽으로 치우쳐 있다. 동중국해의 대륙사면에서 수심을 140 m로 고정하여  $M_2$  분조에 대해 3차원모델을 구성하였다.

수직적으로는 11개의 sigma level로 구성하였으며, 겨울철의 경우로 볼수 있는 밀도가 균질한 경우와 봄철(4월) 및 여름철(6월) 황해의 대표적 수온약층구조를 초기조건으로 사용한 경압적 진행모델(baroclinic progressive model)을 실험하였다. 성층해수에 대한 실험에서는 염분은 균일하게 하고 수온구조를 변화시켜 밀도구조를 대신하였다. 모델의 해저면 마찰계수는  $C_d = \max(0.0025, C_2)$ 로 하였으며, 여기서  $C_2$ 를 구하기 위하여  $z_0 = 0.1$  cm 하였을 때 가장 좋은 결과를 보였다. 이때 수심 54 m 보다 깊은 곳에서는  $C_d = 0.0025$ 가 된다. 개방경계에서의 tidal forcing은 광역모델 결과와 Choi(1980), Kang et al.(1991)의 결과들을 이용하여 진폭과 위상을 결정하여 입력하였다. 모델은 각 분조의 30 주기까지 운용하여 마지막 주기의 결과를 분석하였다.

또한 보다 자세한 영역의 국지해역을 살펴보기 위해서 금강하구를 중심으로 1 km x 1 km 간격의 격자로 80 x 90 개의 격자망을 구성하였다 (Fig. 3.7.10).  $M_2$  분조에 대해 2차원 조석모델을 운용하였으며, 모델에 입력된 수심은 기존의 해도를 참조하였다 (Fig. 3.7.11). 해저마찰계수는 광역모델의 경우와 같으며 개방경계의 tidal forcing은 황해모델 결과와 관측치를 참조하여 결정하였다.

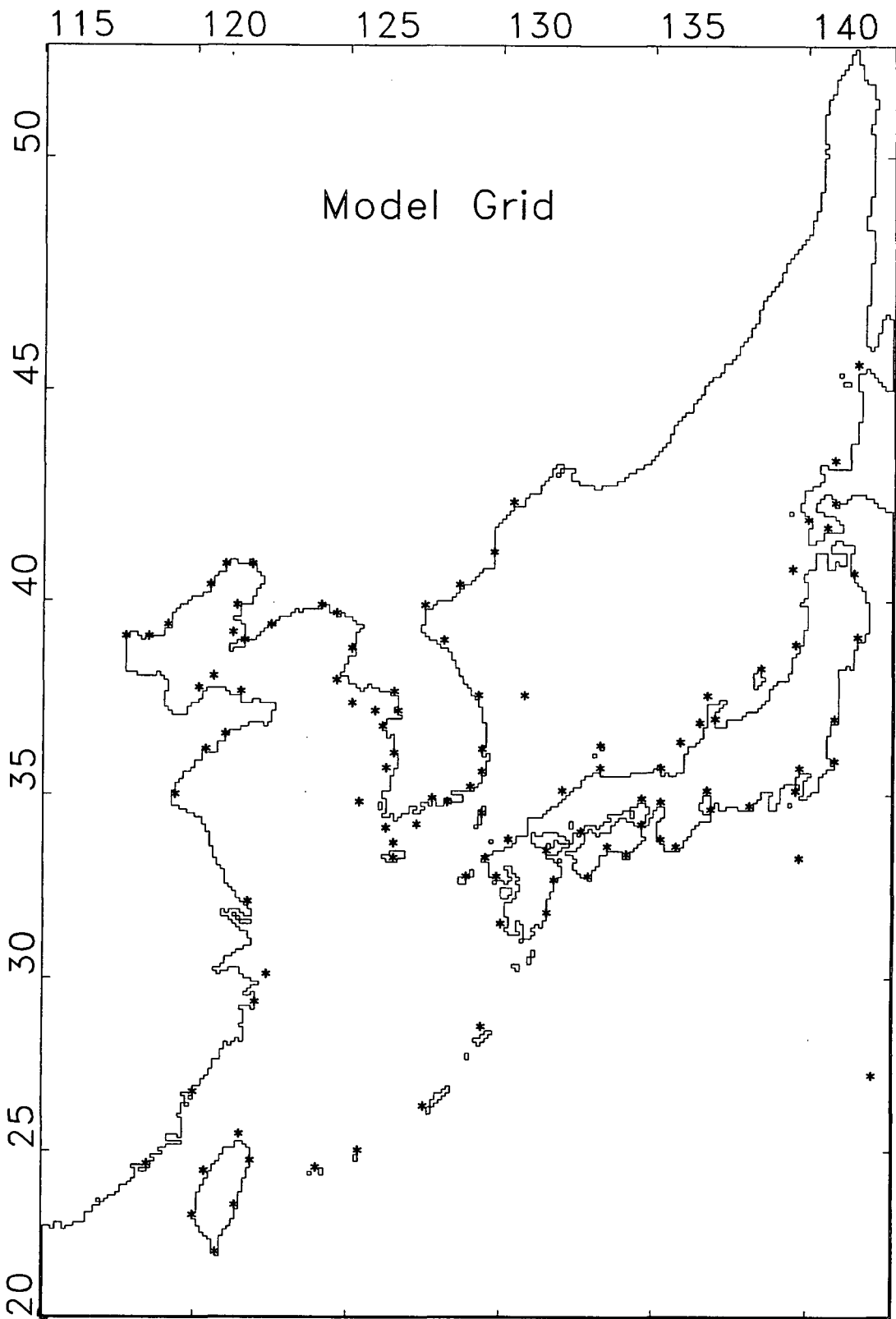


Fig. 3.7.8. Grid system of large area model. Symbol \* denotes the tide sites.

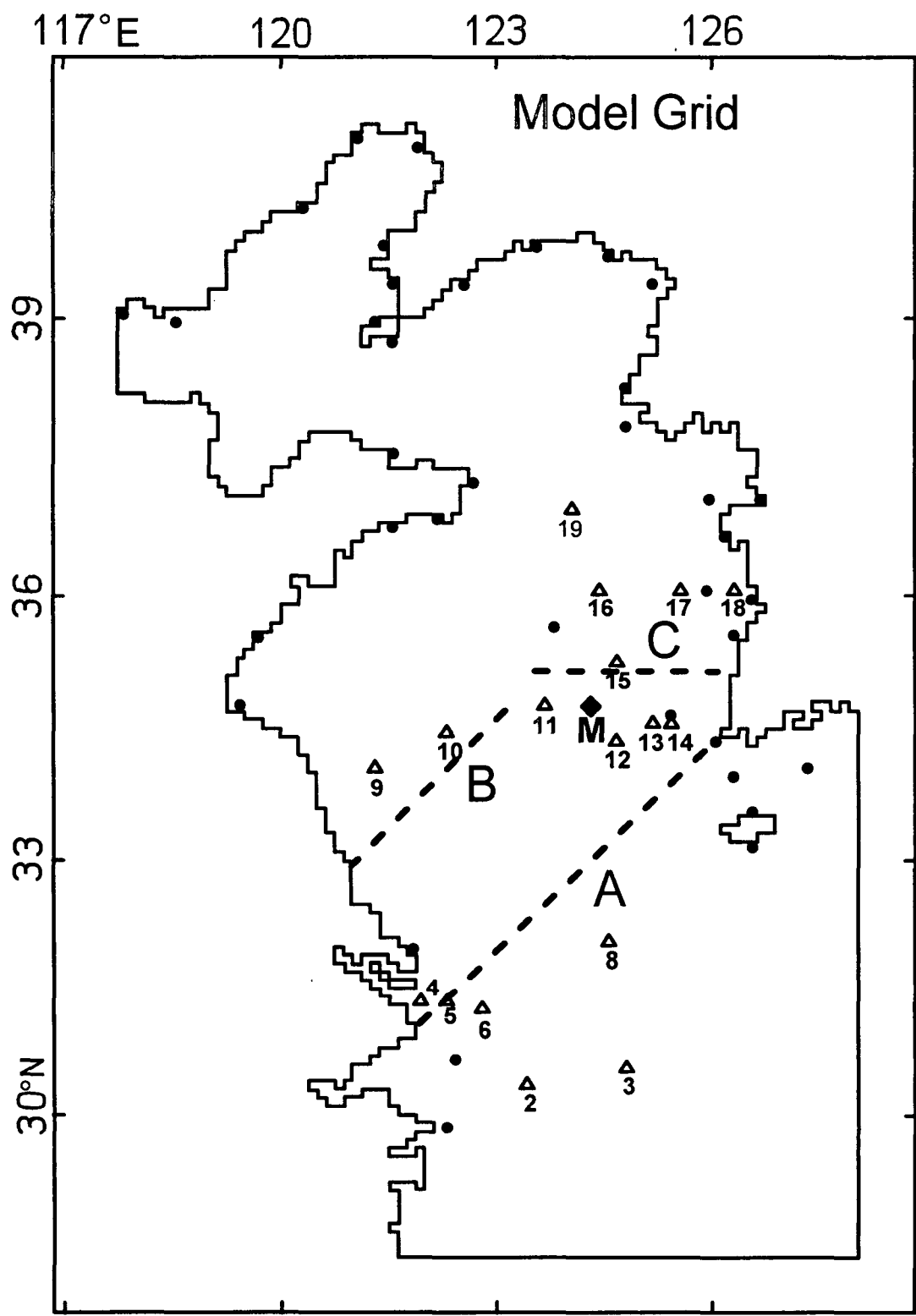


Fig. 3.7.9. Grid system of the Yellow Sea area.



Fig. 3.7.10. Grid system of fine grid coastal model.

# Kunsan offshore Topography

(81 x 90, 1km)

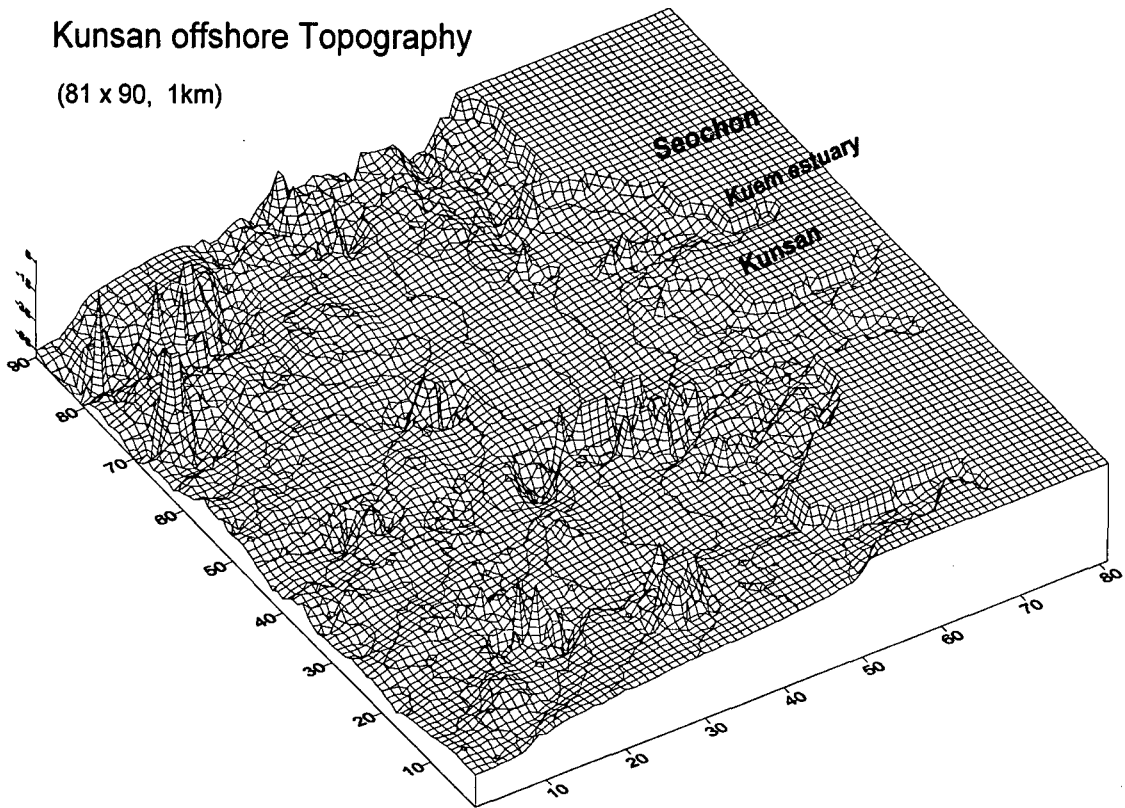


Fig. 3.7.11. Perspective view of fine grid coastal model topography.

#### 4. 조석모델 결과 및 검정

가. 광역모델 (동해 및 동중국해)

##### (1) 주요 4개 분조 모델결과의 문제점

기상연구소(1998)에 의해 수행된 기존의 연구에서 모델로 재현된 황해, 동중국해 및 동해의  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $O_1$ ,  $K_1$  분조의 조석구조는(윤과 이, 1999) 기존의 연구결과들 (Choi, 1980 and 1990; Kang et al., 1991, Ogura, 1933, Nishida, 1980)의 결과와 유사한 조석구조를 보였다. 황해에서 반일주조는 4개의 무조점이 나타나고 대한해협 입구에 1개의 무조점이 나타난다. 다만 연해주 해역에서 반일주조의 무조점이 발달하지 않은 점은 기존의 결과와 다르다. 이는 동해북부 및 연해주와 사할린사이 해역의 수심이 현실적으로 구성되지 못하였거나 Tartary 해협 개방경계에서 조화상수가 적절히 입력되지 못하여 발생한 결과로 사료되어, 본 연구에서는 이를 개선하고자 하였다. 계산된 각 분조의 조화상수는 104개 지점 (Fig. 3.7.8 '\*')의 관측조석조화상수와(Choi, 1980; JMA, 1987) 비교했을 때 좋은 상관관계를 보였으나(기상연구소, 1998).  $S_2$  분조의 모델조석 진폭이 관측진폭보다 높고, 모델조석의 위상은 관측위상보다 약  $20^\circ - 30^\circ$  정도 빠르다. 이러한 위상차이와 진폭차이는 북서 태평양과 동중국해사이 대륙사면의 수심이 현실적으로 구성되지 않았거나, 개방경계에서 입력된 분조의 위상이 관측 조석과 다름으로 인하여 발생한 것으로 사료된다. 관측조화상수와 큰 차이를 보이는 지점들은 주로 우리 나라 남해안과 일본의 내만에 위치하였는데, 이는 모델수심을 내삽하는 과정에서 적절한 수심이 입력되지 않아 발생한 것으로 판단된다.

모델에서 재현된  $O_1$ ,  $K_1$  분조의 조석구조도 기존의 연구결과들 (Choi, 1980 and 1990; Kang et al., 1991, Ogura, 1933, Nishida, 1980)의 결과와 유사하며, 두 분조는 서로 유사한 구조였다. 계산된 각 분조의 조화상수를 관측치와 비교했을 때 (기상연구소, 1998) 두 반일주조 모두 모델 위상은 관측위상과 매우 좋은 상관관계를 보였지만, 모델조석 진폭이 관측진폭보다 높았다.

##### (2) 모델결과 개선

기상연구소(1998)와 윤과 이(1999)의 연구에서 나타난 반일주조와 일주조 모델조석의 진폭이 관측조석보다 전반적으로 크게 재현된 현상은 다음의 원인들에 의한 것으로 해석된다. 1) 관측위치가 주로 연안역이어서 수심이 수치모델 격자에서 현실적으로 적용되지 못한 효과, 2) 분조별 해저면 마찰계수의 부적절한 선정, 3) 독립조석의 효과 무시. 본 연구에서는 이상의 요소들에 대한 모델의 반응을 시험하였다.

#### (가) 수심수정

연안역의 만과 해협 등의 수심을 수정하기 전과 후 수행된  $M_2$ ,  $S_2$  분조의 모델결과와 관측치를 비교하면 각각 Fig. 3.7.12, Fig. 3.7.13과 같다. 모델수심을 수정하기 전의 결과에 비해 진폭과 위상이 크게 차이 났던 비교점이 수정되었고 전반적으로 진폭과 위상 비교의 상호관계 정도가 개선되었다.

$K_1$  분조의 경우도 모델수심의 수정 전과 후의 결과를 관측 조석과 비교해 보면 모델조석의 진폭과 위상이 개선되어 관측 조석과의 상관관계가 개선되었음을 알 수 있다 (Fig. 3.7.14).

#### (나) 해저마찰계수 조정

모델수심을 수정한 후에도  $S_2$  분조와  $K_1$  분조의 경우 모델 진폭이 관측진폭에 비해 상당히 크게 재현되어 모델 결과의 개선이 효과적이지 않다. 일반적으로 각 분조는 현장 조석의 일부분이다. 분조의 운동에너지가 상대적으로 작은 경우는 에너지가 큰 분조의 조류에 의한 해저면 마찰효과가 background 마찰로 작용한다. 즉, 에너지가 가장 큰  $M_2$  분조는 다른 분조에 의한 background 마찰력이 작으나 에너지가 상대적으로 작은  $S_2$ ,  $O_1$ ,  $K_1$  분조는  $M_2$  분조에 의한 background 마찰력이 크게 될 것이다. 따라서 에너지가 작은 분조의 경우는 해저면 마찰력을 상대적으로 높여 주어야 한다.

본 연구에서는 각 분조를 단독으로 적용하여 수치모델을 시험하였으므로 다른 분조들의 background 마찰력 효과가 포함되지 않았다. 이를 시험하기 위하여  $K_1$  분조를 대상으로 해저면 마찰계수 조정에 대한 수치모델의 반응을 시험하였다. Fig. 3.7.15는 해저면 마찰계수  $C_d = 0.004$ 로 입력하고 수평점성계수를 7배 변화시켰을 경우이다. 먼저  $C_d = 0.0025$ 로 입력하여 수행된 경우인 Fig. 3.7.14b와 비교하면 모델진폭이 관측진폭에 다소 수렴되었으나 (즉, 해저마찰력의 증가로 모델 진폭이 감소되는 결과를 보임) 전반적으로 마찰계수의 조정이 모델 결과의 개선에는 도움이 되지 못함을 알 수 있다. Fig. 3.7.15a, b를 비교하면, 수평 마찰계수의 변화도 모델진폭 감소에 별 영향을 주지 못함을 알 수 있다.

#### (다) 독립조석 효과

황해에서의 기초력에 의한 독립조석은 태평양에서 전파되어 오는 조석에 비해 진폭이 평균적으로 3% 미만인 것으로 추정되어져 왔다. 최근 Kang et al.(1998)에 의하면 독립조석은 전파되어오는 조석 진폭의 5% 정도까지 됨을 보여 주었다. 이러한 독립조석의 진폭은 독립조석의 위상이 전파되어 온 조석의 위상과 차이를 보일 때에는 모델조석 결과에 큰 영향을 줄수 있을 것이다. 본 연구에서 모델영역 내에서 독립조석이 모델결과의 개선에 얼마나 영향을 주는지

검정하기 위하여 ECOM-si 모델의 code를 수정하여 기초력을 포함하는 모델로 수정하였으며, 기초력은 Kang et al.(1998), Foreman et al.(1993)이 제시한 바를 이용하였다.

기조력이 포함된 모델을  $K_1$  분조에 대해 운용한 결과를 관측조석과 비교하면 Fig. 3.7.16와 같다. 기조력이 포함되지 않은 경우인 Fig. 3.7.14, Fig. 3.7.15와 비교해 보면 모델조석의 진폭이 관측조석에 수렴하여 상관관계가 크게 향상되었으며, 특히 모델 조석의 큰 진폭 부분이 많이 감소하였다. 이 경우 모델조석과 관측조석의 비교에서 분산도는 오히려 증가하는 경향을 보여 이에 대한 원인은 차후 검토할 과제이다.



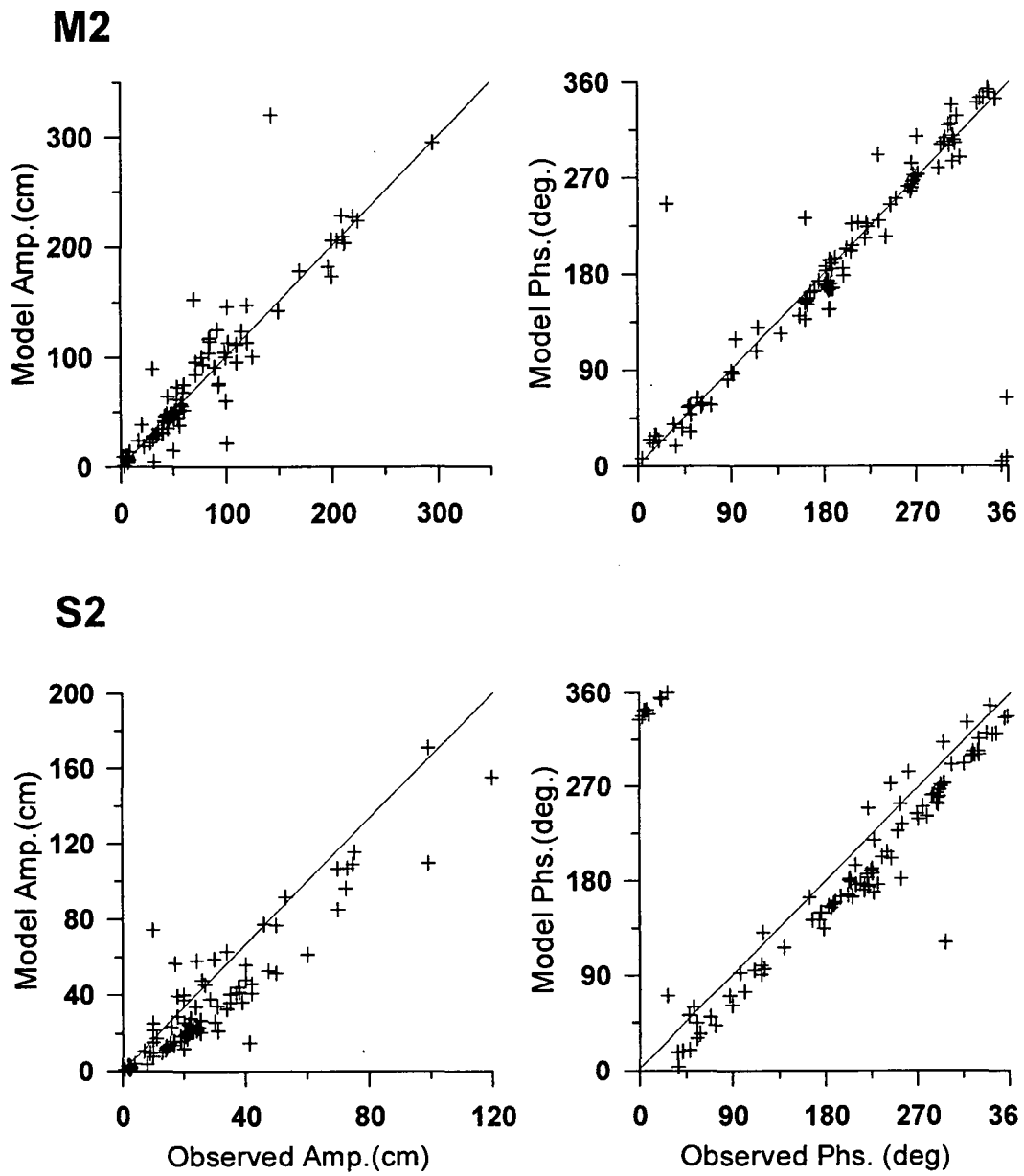


Fig. 3.7.12. Comparison between model and observed amplitude and phase of the  $M_2$  and  $S_2$  tides in large area model before model depth correction.

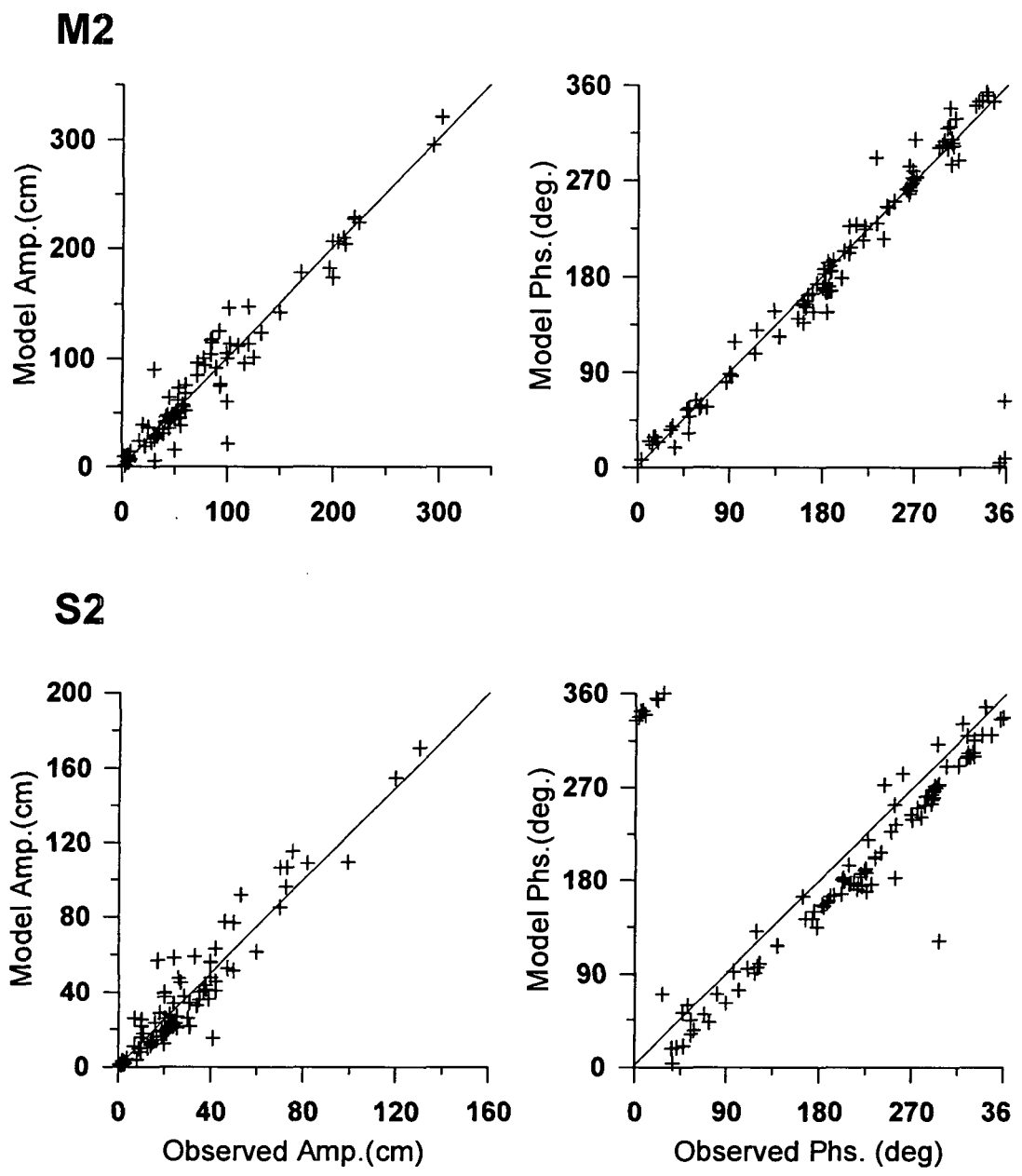


Fig. 3.7.13. Comparison between model and observed amplitude and phase of the  $M_2$  and  $S_2$  tides in large area model after model depth correction.

# K1

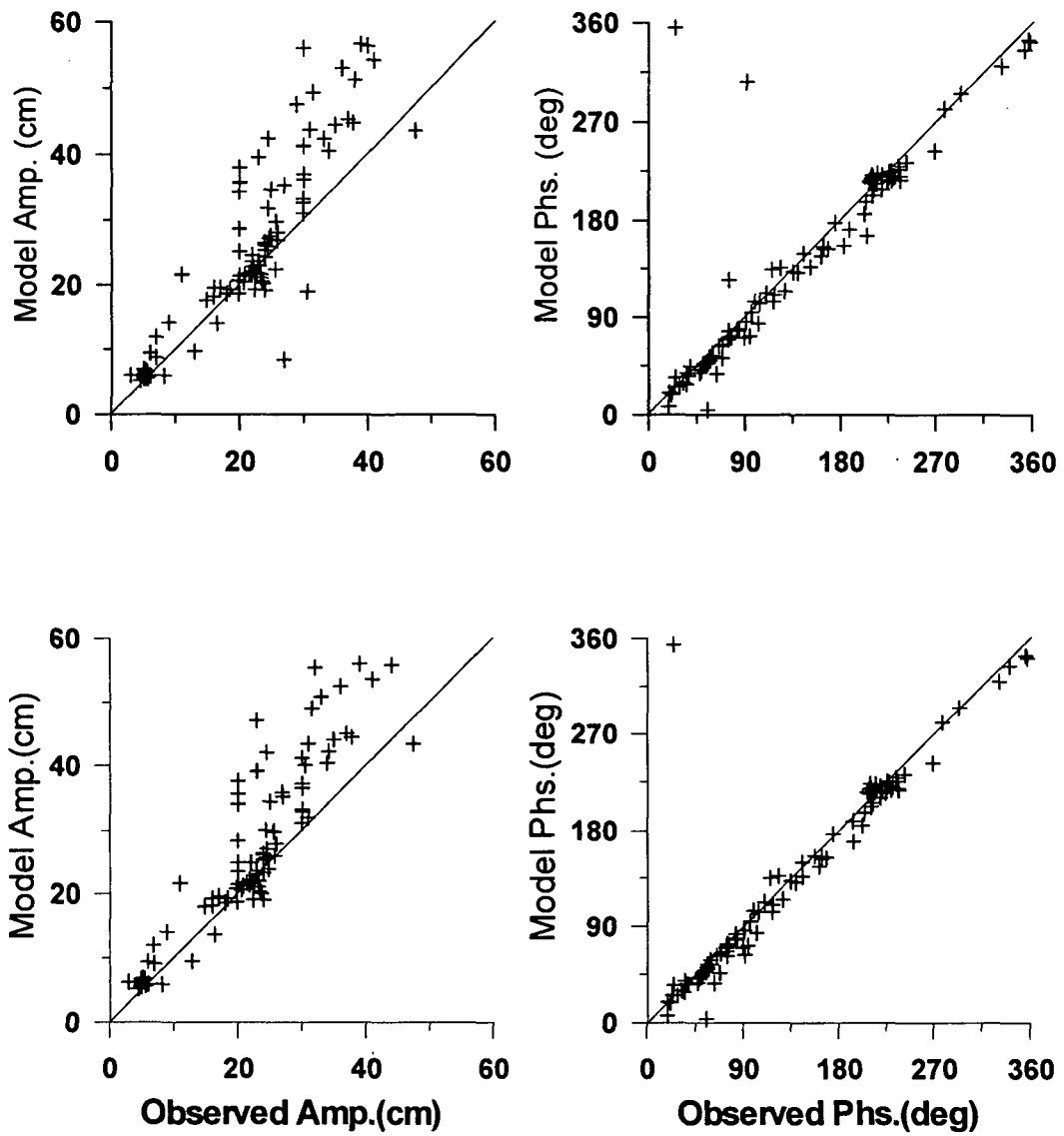
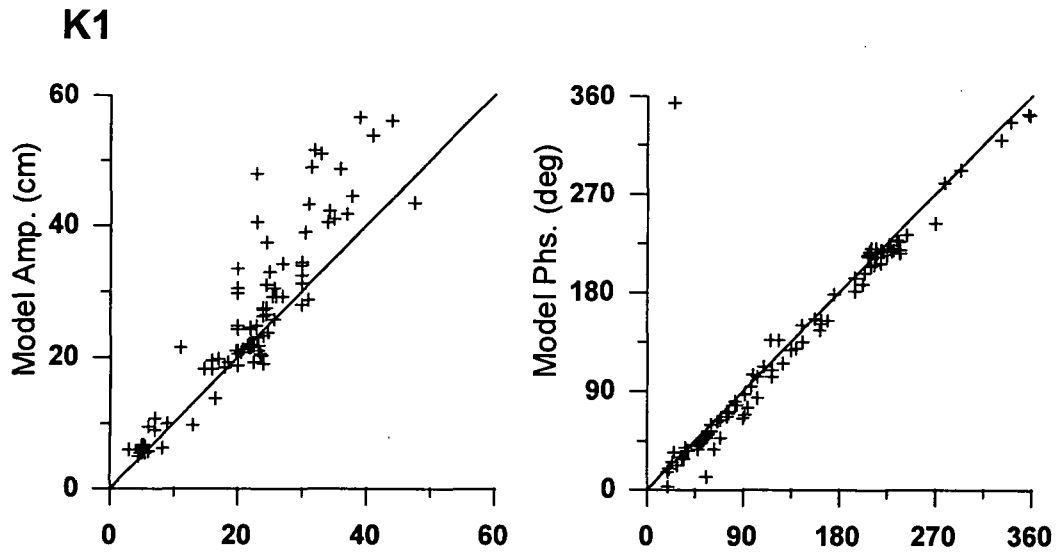
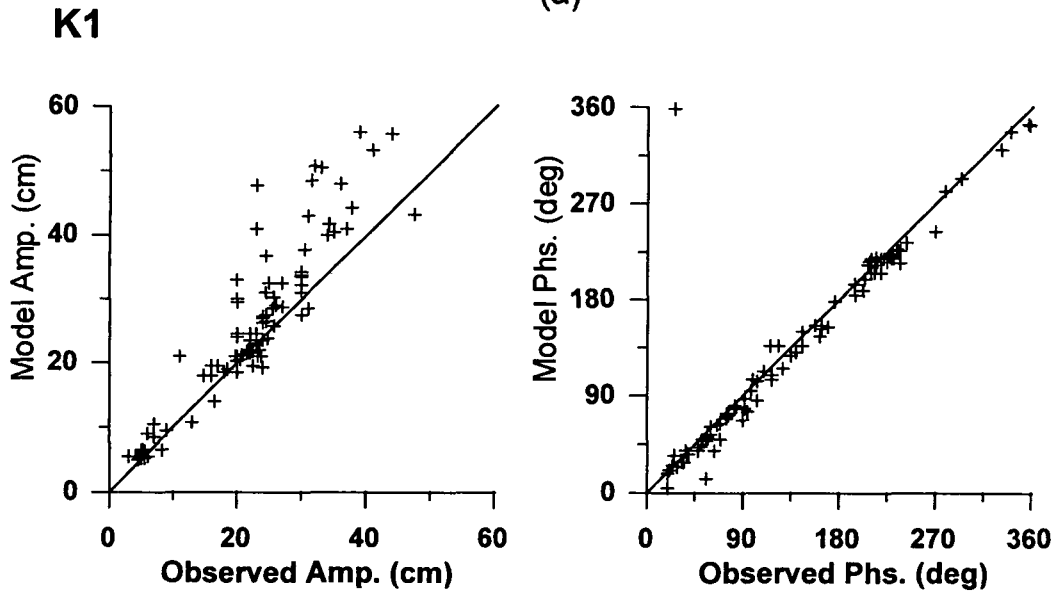


Fig. 3.7.14. Comparison between model and observed amplitude and phase of the K<sub>1</sub> tide in large area model before (upper) and after (lower) model depth correction.



(a)



(b)

Fig. 3.7.15. Comparisons between model and observed values of the K1 tide amplitude and phase for the case of  $Cd=0.004$  with different horizontal eddy viscosity. Viscosity in (b) is seven times larger than in (a).

## K1 with yeepk1.m6a(-tgf)

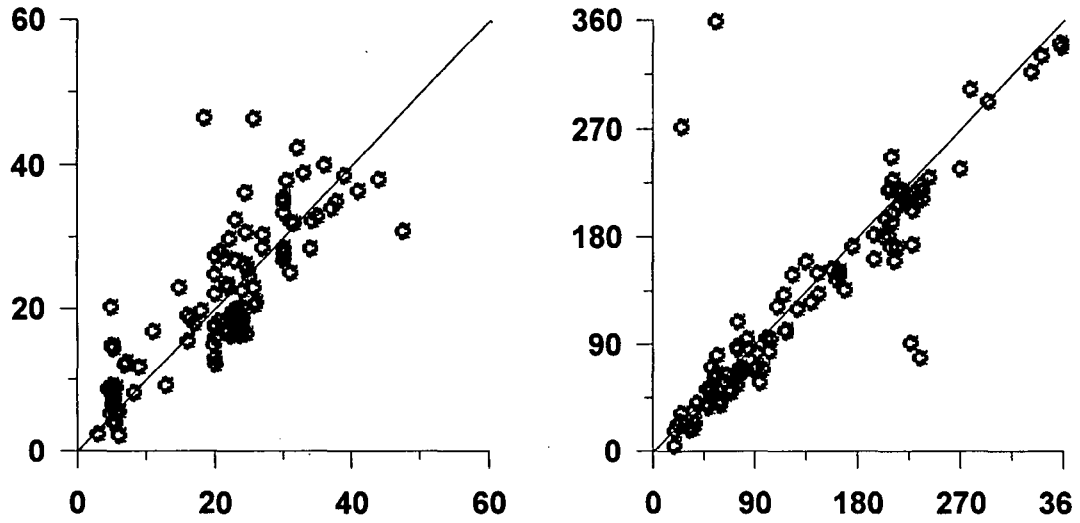


Fig. 3.7.16. Comparison between model and observed amplitude and phase of the  $K_1$  tide in large area model with tide-generating force.

## 나. 황해모델 (3차원 모델)

광역모델의 일부인 황해역에 대하여 (Fig. 3.7.9 참조)  $M_2$  분조를 대상으로 균질 해양과 성층해양의 경우에 대한 3차원 조석 수치실험을 하였다. 연구결과는 윤과 이 (1999), Lee and Beardsley(1999)가 발표되었다. 본 보고서에서는 이를 간략히 요약하여 서술한다.

모델조석에 의한 등진폭선과 등조시선은 기존의 수치모델연구 결과와 (Choi, 1980, 1990, 1997; Woo et al., 1994; Kang et al., 1991) 잘 일치한다. 모델  $M_2$  분조의 조화상수와 관측된 조화상수를 비교했을 때 수치모델 격자가 상대적으로 큼에도 불구하고 진폭과 위상의 비교는 좋은 일치를 보이는데 전체 비교점에 대한 관측치와 모델조석 진폭 및 위상과의 평균차이와 표준편차는  $2.0 \pm 9.2$  cm와  $0.68 \pm 6.9$ 도 이다(Lee and Beardsley, 1999). 관측치와 큰 차이를 보이는 진폭과 위상을 제외하면 진폭과 위상의 평균차이와 표준편차는 동향류에서  $-3.7 \pm 7.3$  cm/s와  $-3.4 \pm 14.7$ 도, 북향류에서  $-2.2 \pm 7.4$  cm/s와  $3.2 \pm 8.9$ 도이다. 이러한 조류의 진폭과 위상비교치는 매우 좋은 일치를 보여 사용된 수치모델이 황해에서 조류를 잘 재현하고 있음을 의미하며, 우리 나라 주변해역의 조석연구에 상기 모델이 적합함을 의미한다.

균질 해수의 경우에 잔차류가 잘 발달한 곳이 3지역으로 볼 수 있다. 첫째 지역은 한국 남서단 주변인데, 5 cm/s 이상의 잔차류가 서해안을 따라 북쪽으로 흐른다. 둘째 지역은 양자강 천퇴 주변으로서 2 cm/s 정도의 약한 잔차류가 넓게 분포하며 황해로부터 남서쪽으로 흘러간다. 셋째 지역은 북위 30도에서 34도까지 중국연안을 따라 발달한 천해역인데, 이곳에서는 잔차류가 전반적으로 외해 쪽을 향한다. 첫째와 둘째 지역에서 잔차류가 흐르는 방향을 보고 있는 관측자의 오른쪽에 수심이 얇은 지역이 있다. 이러한 잔차류 방향은 Huthnance(1973)에 의해 제시된 해저 지형적 잔차류 형성 기작과 일치하여, 상기 기작이 이 지역의 잔차류 형성에 중요한 역할을 함을 의미한다.

봄철의 약한 성층을 초기조건으로 하여 수행한 수치모델에서 양자강 천퇴 주변에서 잔차류의 크기가 균질 해수의 경우에 비해 증가하였으며, 천퇴의 남쪽 기슭에 작은 규모의 와류가 나타났다. 조석주기 평균된 표층수온분포에서는 양자강 천퇴위와 우리 나라 서해안을 따라 상대적으로 수온이 낮다. 이러한 찬 표층수는 주변해수와 전선을 형성하며 잔차류의 크기를 증가시킨다. 이 전선의 위치는 Beardsley et al. (1983)이 제시한 조류혼합에 의한 조석전선의 위치와 유사하다. 성층 조석잔차류 발생에 대한 동역학적 설명은 Chen and Beardsley

(1995)에 의해 제시되었으며, 성층으로 인한 수직난류 점성계수의 감소, 수직 혼합에 의한 조석 전선역의 수평적 밀도차 및 순압적 조류와 내부조류(internal tidal current)의 비선형적 상호작용으로 설명되었다(Lee and Beardsley, 1999).

조석 잔차류에 의한 황해의 순환은 반시계 방향으로 구성되고 있다. 잔차류의 크기가 균질 해수의 경우 2 cm/s - 5 cm/s 정도이고 성층조건 하에서는 9 cm/s 이상으로 증가하는 지역도 있어 황해순환에 잔차류가 최대 약 40 %까지 기여하고 있는 것으로 판단할 수 있다. 이러한 조석 잔차류는 황해의 물질순환 연구와 오염물질의 이동과 확산에 기여할 것으로 예측된다. 황해역에 대한 모델 적용 연구결과는 보다 자세히 분석 정리되어 Journal of Geophysical Research Vol. 104(C7)에 'Influence of stratification on residual tidal currents in the Yellow Sea'라는 제목으로 게재되었다 (Lee and Beardsley, 1999).

#### 다. 세밀격자 연안모델

모델에서 재현된  $M_2$  분조의 진폭과 위상 분포는 Fig. 3.7.17과 같다. 진폭은 연안쪽으로 증가하며 위상은 북쪽으로 증가한다. 모델영역내의 고군산군도, 위도 주변과 해안선의 굴곡에 따라 등진폭선과 등조시선이 변화를 보인다. 위상과 진폭의 분포에서 금강하구, 만경강 및 동진강 하구, 곰소만 내로 전파되는 조석을 알 수 있다.

모델조석의 진폭과 위상을 관측조석과 비교해 보면 (Fig. 3.7.18), 평균적으로 모델조석의 진폭이 관측조석보다 약 2.5 cm 작게 재현되었으며, 위상과 진폭의 편차는 2 cm, 3 deg. 정도이다. 이러한 결과는 세밀격자의 연안역 모델에서도 모델의 적용성이 우수함을 뜻한다. 이러한 연안역 조석모델 적용성을 바탕으로 연안역의 폭풍성 해일예보와 강으로부터의 담수유출이 해면변동과 연안역 해수순환에 미치는 영향 등을 연구할 계획이다.

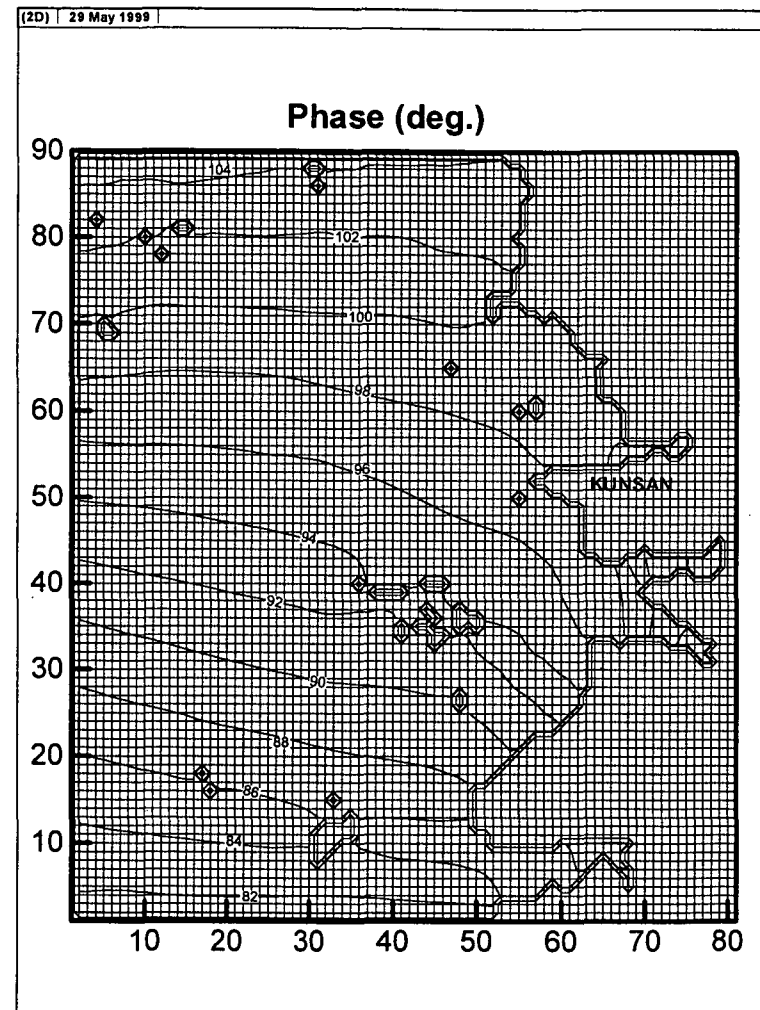
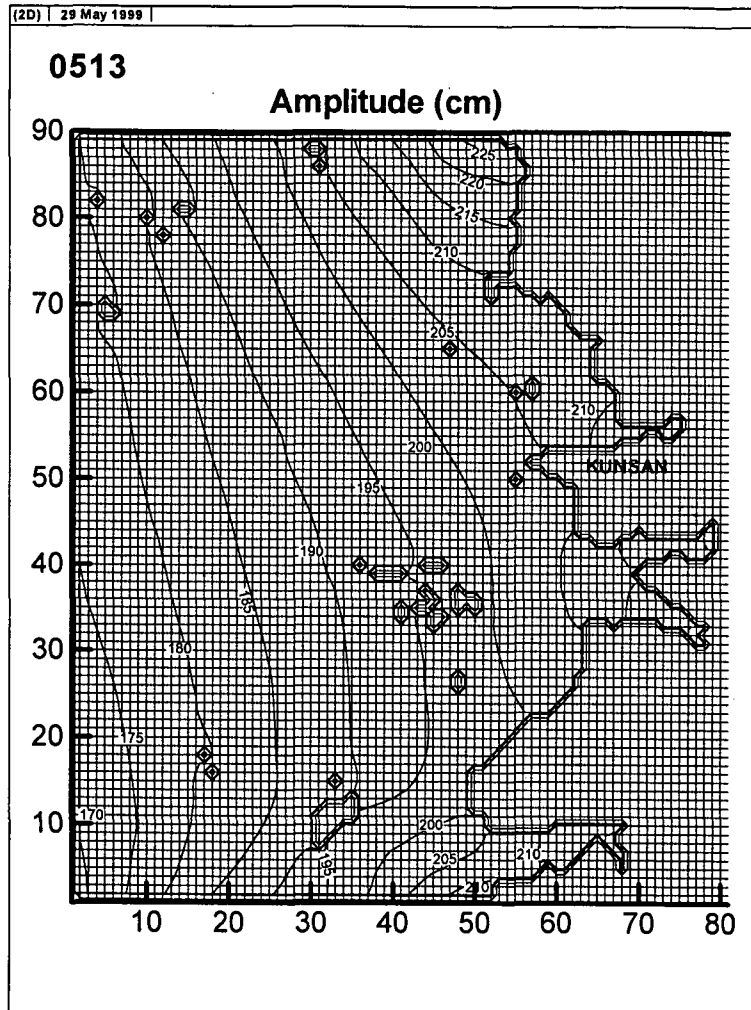


Fig. 3.7.17.  $M_2$  co-phase and co-amplitude charts calculated from the fine grid coastal model. The phase relative to  $135^\circ$  E is used.



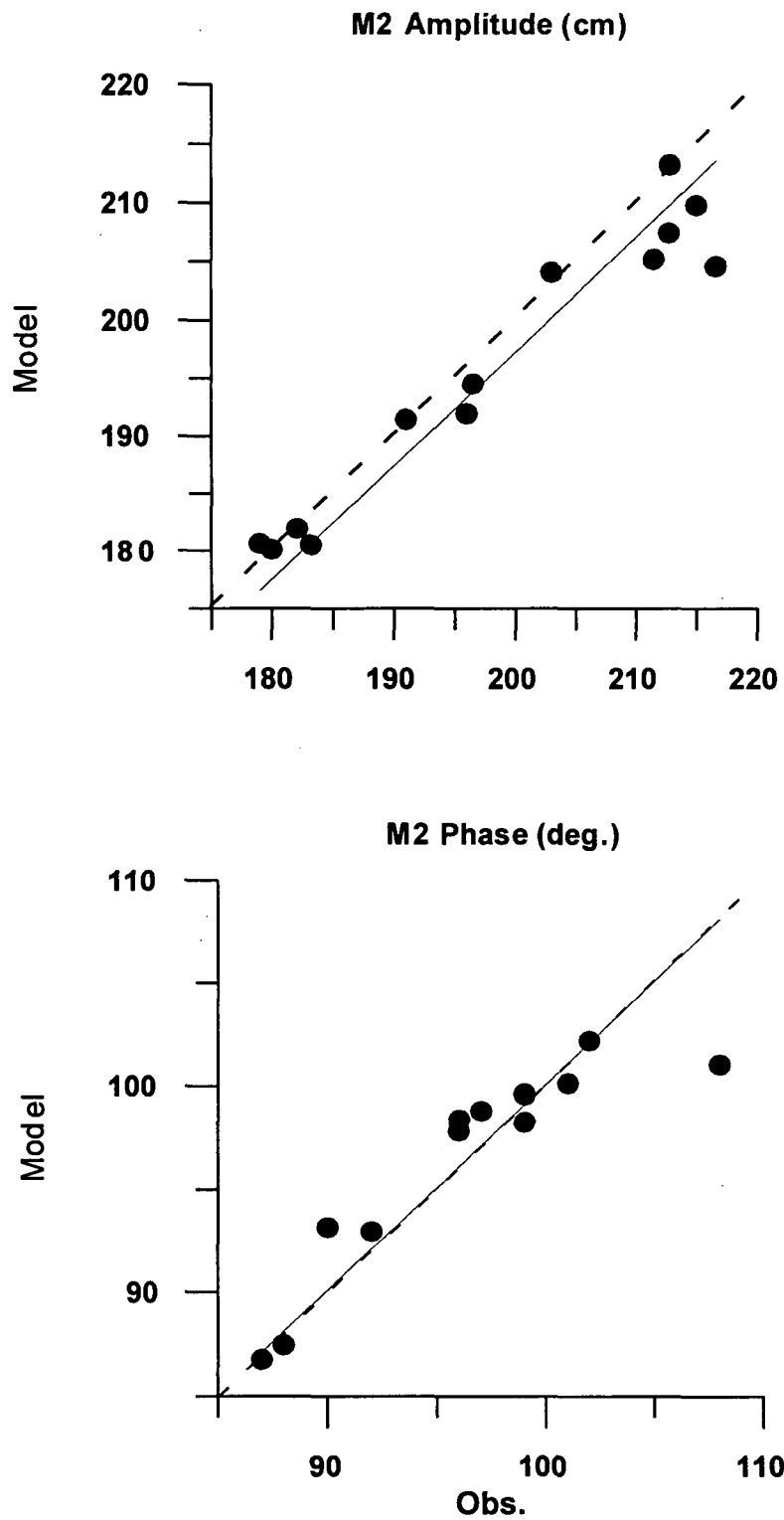


Fig. 3.7.18. Comparison between the model and observed values of amplitude and phase of the M2 tide within the coastal model. Station locations are shown in Fig. 3.7.17.

## 5. 파랑·조석·해일 예측시스템

파랑·조석·해일 예측시스템은 크게 관측된 조석자료를 조화분석하여 구하는 조위 예측과 수위예측모델에 의한 해일과 파랑예측의 두 과정으로 나누어진다(Fig. 3.7.19). 실시간 해수면의 예측은 이 두 과정에서 예측된 조석과 해일을 합하여 산출한다. 조위예측과 해일·파랑예측의 상세한 과정은 다음과 같다.

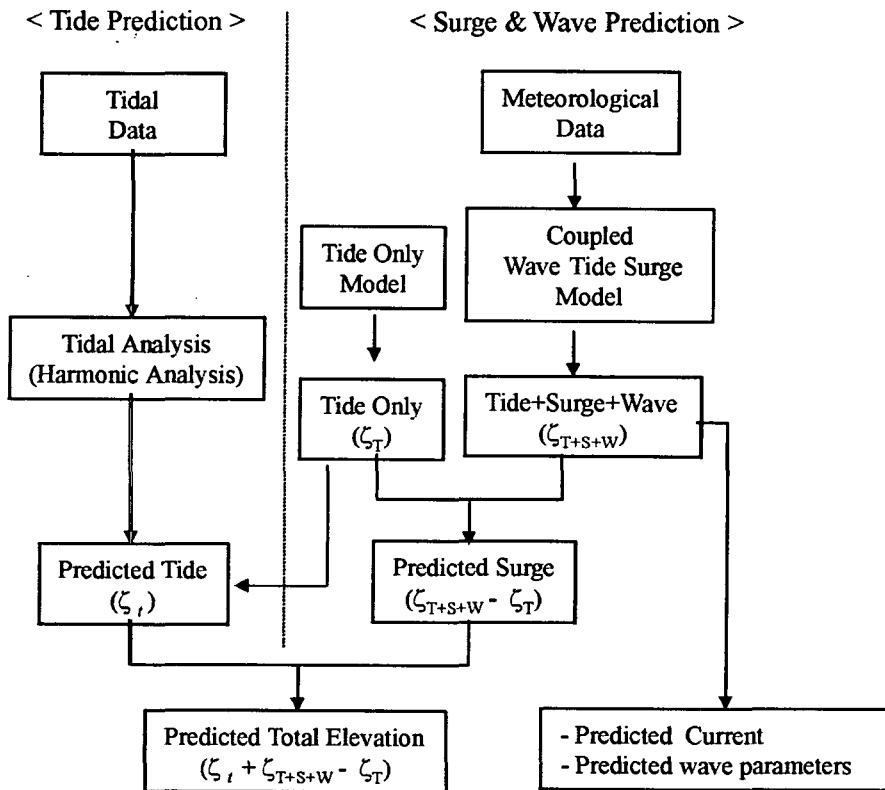


Fig. 3.7.19. The schematic diagram of surge and tide prediction system (STIPS)

### 가. 조위예측

우리 나라 연안의 검조소에서 관측된 1 시간 간격으로 된 365일의 조위 자료로부터 조화분석에 의해 64개의 분조를 계산하여 이를 재합성하여 예보 조위를 생성한다(Easton, 1977). 64개의 분조는 최소자승법(least square

method)에 의해 구해지며, 이 때 행렬의 계산은 Gauss - Siedel 반복법 (Kuo, 1972)이 사용된다. 64개의 분조를 합성하여 예보조위를 얻는 계산식은 다음과 같다(Dronkers, 1964).

$$h(t) = S_0 + \sum_{n=1}^{64} f_n h_n \cos[\omega_n t + (V_n + u_n) - x_n] \quad (1)$$

여기서  $h(t)$ 는 예보조위,  $S_0$ 는 365일 간의 평균해면,  $f_n$ 는 기조력의 장주기 (18.6년) 성분을 고려하여  $h_n$ 을 보정하는 변수,  $h_n$ 는 각 분조의 진폭,  $\omega_n$ 는 각 분조의 각속도,  $V_n$ 는 각 분조의 위상,  $u_n$ 는 기조력의 장주기 성분을 고려하여  $V_n$ 을 보정하기 위한 변수, 그리고  $x_n$ 는 각 분조의 지각을 의미한다..

연안의 실측 조석자료가 있는 경우는 이상과 같은 방법으로 예보 조위를 구할 수 있지만 연안 관측 조석자료가 없는 곳에서는 이런 방법만으로는 예보조위를 구하는 것은 불가능하다. 따라서 본 연구에서는 조석수치모델을 통하여 모든 격자점에서의 주요분조의 진폭과 위상을 구하여 이 값으로부터 모든 격자점에서의 예보조위를 구하였다. 사용된 주요분조는  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $K_2$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ,  $N_2$ 의 8개이다. Fig. 3.7.20은 조석수치모델로부터 구한 8개 분조의 진폭과 위상의 분포를 나타낸다. Fig. 3.7.21은 모델로부터 계산된 8개 분조의 분조의 진폭과 위상을 관측값과 비교한 그림으로 모델의 결과가 관측값과 잘 일치하고 있다. Fig. 3.7.22는 Fig. 3.7.21에 사용된 관측지점을 나타낸다.

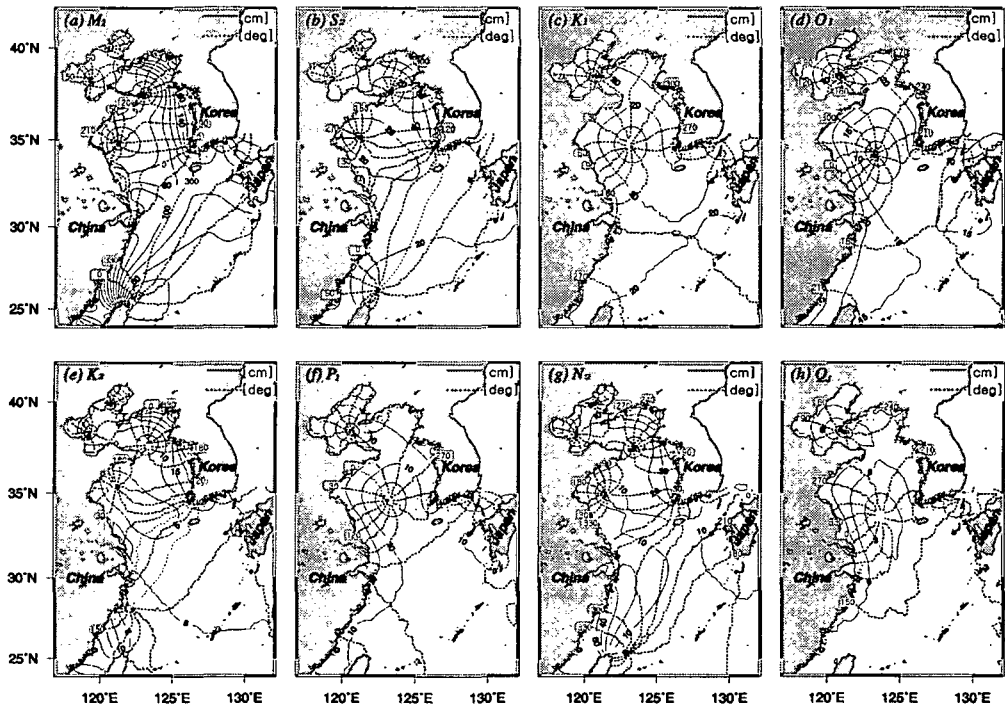


Fig. 3.7.20. Lines of coamplitude (solid line) in cm and cophase (broken line) in degree (referred to 135°E) for (a)  $M_2$ , (b)  $S_2$ , (c)  $K_1$ , (d)  $O_1$ , (e)  $K_2$ , (f)  $N_2$ , (g)  $P_1$ , and (h)  $Q_1$  tides computed from tidal model

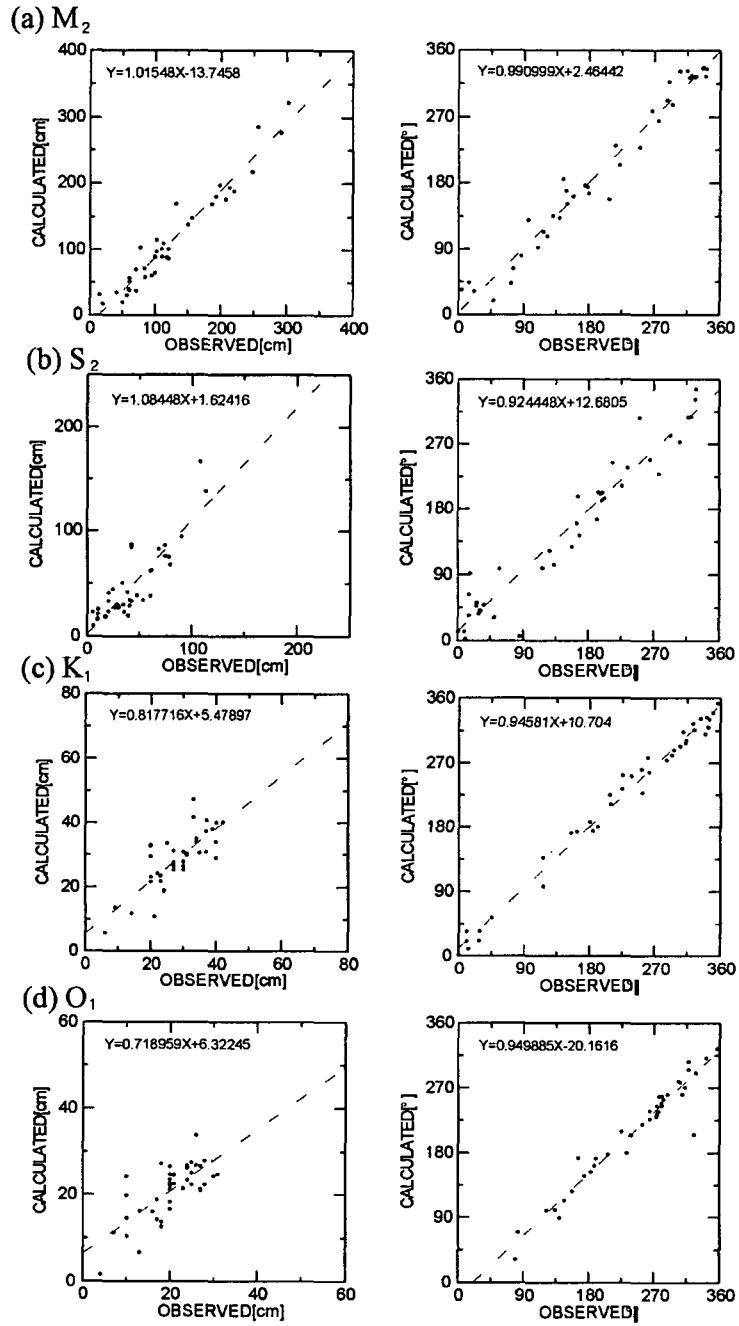


Fig. 3.7.21. Comparison between calculated and observed values of amplitudes and phase for 4 tidal constituents, (a)  $M_2$ , (b)  $S_2$ , (c)  $K_1$ , (d)  $O_1$  at 39 grid points

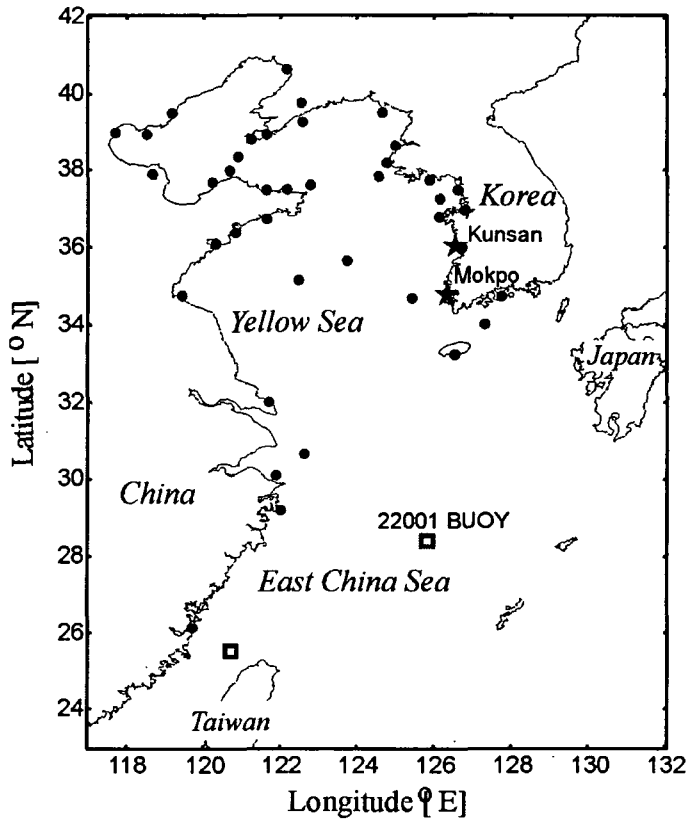


Fig. 3.7.22. Selected grid points (●) at which the observed and calculated harmonic constants are compared. Points where the time series of elevation is shown in Fig. 7.3.32 and Fig. 7.3.33 are denoted by (★).

일반적인 경우에 관측된 조위 자료를 조화분석하여 구한 예보 조위는 64개의 분조가 사용된다. 그러나 조석수치모델로부터 구한 예보 조위는 위에서 언급한 8개의 분조만이 사용되었기 이것을 이용한 조위의 예측에는 오차가 수반된다. 현실적으로 모델 수행시 8개 분조 이상에 대해 외해에서의 경계조건에 사용되는 진폭과 위상에 대한 정보를 얻는다는 것은 힘들다. 따라서 중요분조(8개)만 고려한 조위 예측치와 64개의 분조를 고려한 조위 예측치 사이에는 평균 15%, 최대의 경우는 20%의 차이를 감수하여야 한다(Fig. 3.7.23). 따라서 본 연구에서는 조석 관측치가 있는 지역에서는 비교적 오차가 적은 관측 자료로부터 조위 예측치를 구하고 그 외 지역에서는 모델의 결과를 인근 관측자료와 비교·보정하여 조위예측를 수행하였다. Fig. 3.7.24는 서해안의 목포와 군산에서 관측된 조위자료, 예보조위 그리고 두 값의

차이를 나타낸 그림이다. 그림에서 조위자료와 예보조위 비교적 두 값이 잘 일치하고 있지만 두 값의 차이, 즉 조석 외의 요인에 의해 발생한 해일의 진폭이 최대 80cm 정도 나타나고 있다. 따라서 실질 해수면을 예측하기 위해서는 예측된 조위값에 해일의 부분을 계산해서 더해주어야 한다.

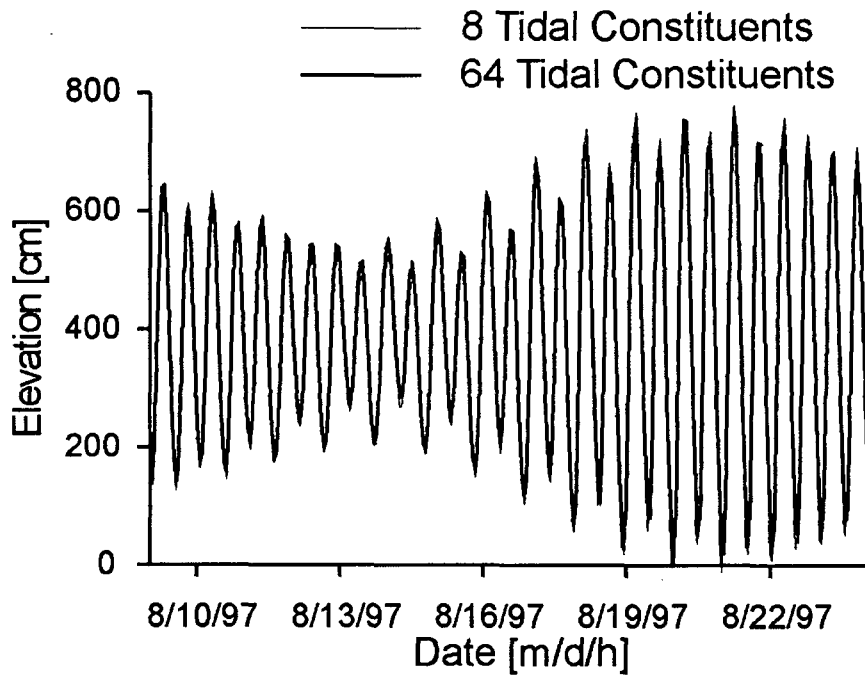


Fig. 3.7.23. The comparison of elevations computed from using 8 and 64 tidal constituents at Kunsan.

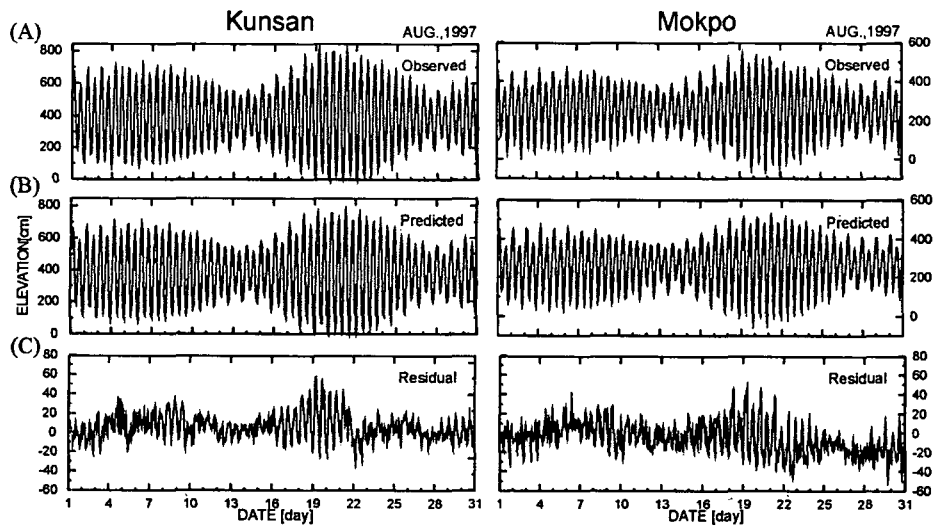


Fig. 3.7.24. Time series of (a) observed tidal level, (b) predicted tidal level, and (c) residual level during August, 1997 at Kunsan and Mokpo.

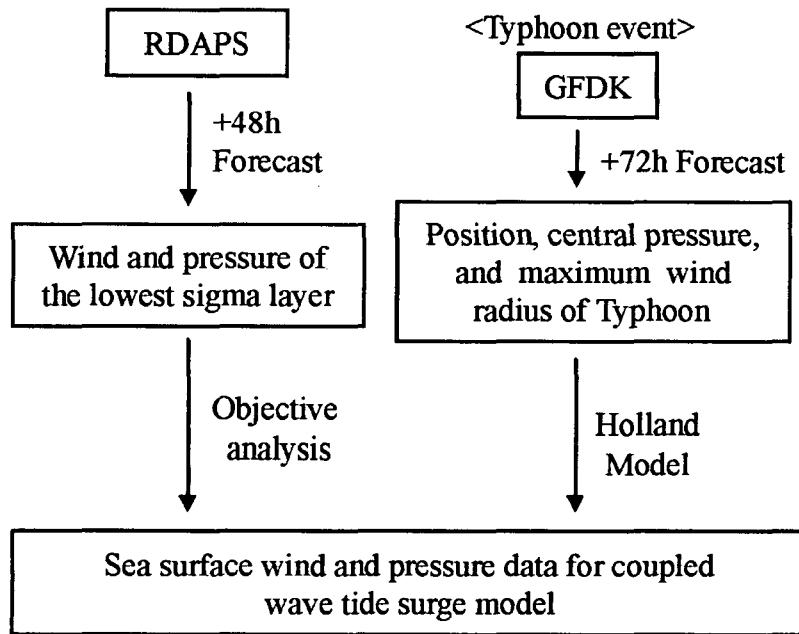


Fig. 3.7.25. The schematic diagram on processes to make sea surface wind and pressure for use of numerical model.



#### 나. 해일·파랑 예측

본 연구에서는 파랑·조석·해일의 상호 작용을 고려할 수 있도록 경계조건에 조위와 기상요소에 의한 변위, 그리고 해표면에서는 파랑이 고려된 해표면 응력을 사용한 파랑·조석·해일 혼합모델을 사용하였다. 조위의 관측자료가 있는 지점에서는 파랑·해일·조석 혼합모델을 수행 결과에서 조석모델의 결과를 제거하여 구한 해일에 의한 변위를 조화분석된 예측조위와 더하여 실질 해수면을 예측함으로써 해수면 예측의 정확도를 향상시켰다.

파랑·조석·해일 혼합모델에 사용되는 해수면의 기압과 바람 자료는 기상청의 제한지역예보시스템(RDAPS)으로부터 1일 2회 산출하는 48시간 예보결과(기상청, 1996)와 태풍 통과시에 기상청의 태풍모델(GFDK)에서 산출되는 태풍의 중심기압과 위치, 최대풍속의 자료(기상청, 1998)를 이용하여 구한 기압과 바람의 예측자료가 이용된다(Fig. 3.7.25). 조석·해일 예측시스템은 기상자료의 산출 시스템과 동일한 1일 2회 예측을 수행한다. Fig. 3.7.26(a)는 태풍 출현시에 실시간으로 해일을 예측하기 위한 시스템의 구조를 나타낸다. 태풍모델로부터 산출된 72시간의 예보풍과 예보기압, 그리고 24시간 전의 분석풍과 분석기압자료를 이용하여 파랑·조석·해일 혼합모델이 수행된다. 24시간전의 분석된 바람과 기압자료는 파랑·조석·해일 혼합모델에서 바람이 주어진 영역에서 충분히 발달할 수 있도록 하기 위하여 사용된다. 조석모델은 기상자료가 필요없기 때문에 기상모델과 같이 수행되며, 계산된 조위와 파랑·조석·해일 혼합모델로부터 계산된 수위의 차이를 구하여 해일의 부분을 예측한다. 관측지점에서 조화분석에 의해 구해진 조위예측치와 계산된 해일 예측치를 더하면 최종적인 실질 해수면이 구해진다. 한편, 태풍이 출현하지 않을 때(Fig. 3.7.26(b))는 RDAPS로부터 48시간 동안 예측된 기상자료가 사용되며, 그 후 과정은 태풍 출현시의 절차와 동일하다.

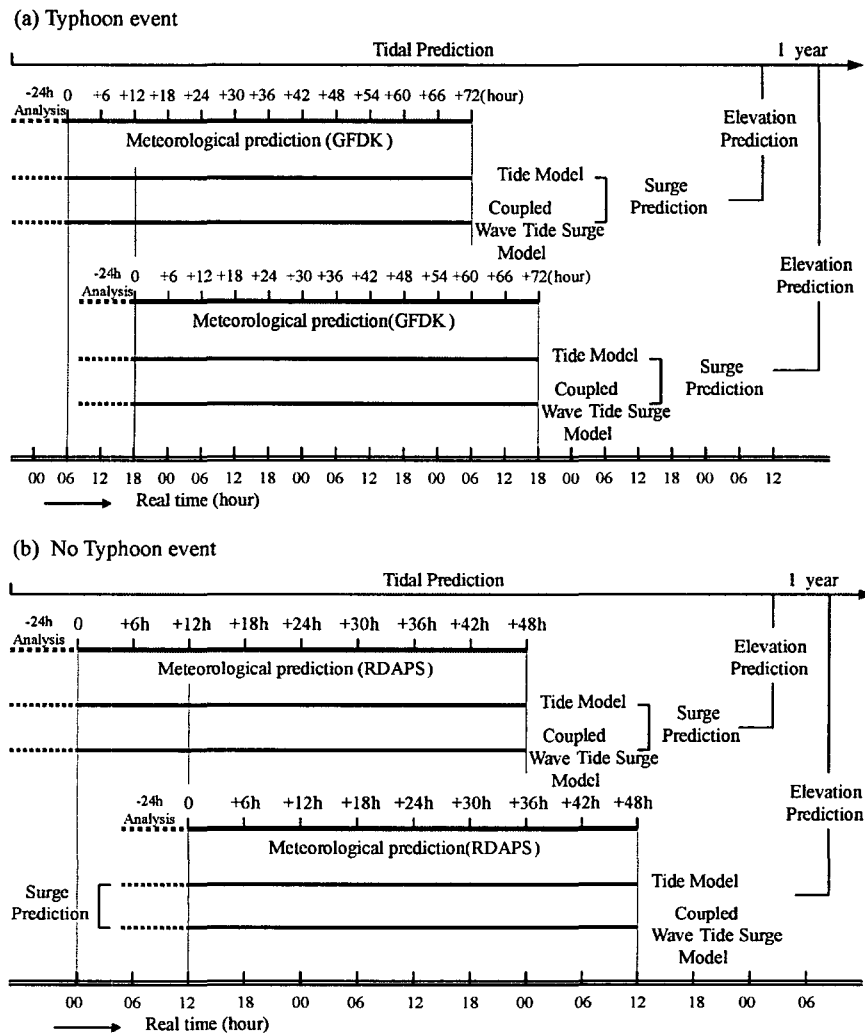


Fig. 3.7.26. The schematic diagram to predict real-time sea level from STIPS for (a) typhoon event and (b) No typhoon event.

다. 기상입력자료

파랑·해일·조석 혼합모델에 사용되는 해수면 기압과 바람 자료는 해일예측의 정확도를 결정하는 중요한 요소이다. 본 연구에서는 기상청의 RDAPS로부터 생성된 최하층 예보풍과 기압자료와 태풍모델(GFDK)에서 산출되는 태풍의 위치, 중심기압, 최대풍속의 정보로부터 마찰력을 포함한 지균풍을 가정하여 계산한 기압과 해상풍이 사용되었다(Fig. 3.7.25). RDAPS의 자료는 해일·조석 혼합모델의 격자체계로 동화시키기 위하여 객관분석을 수행하였다(Shepard, 1968). 태풍모델(GFDK)로부터 산출되는 3시간 간격의 중심기압, 기압의 위치

그리고 최대풍속반경은 태풍의 이동속도를 고려하여 1시간 간격으로 내삽하여 사용되었다. 태풍모델의 결과를 이용하여 기압의 분포를 계산하는 Holland(1980) 모델의 식은 다음과 같다.

$$P(r) = P_c + (P_n - P_c) e^{-\frac{A}{r^B}} \quad (2)$$

여기서  $P$ 는 태풍 중심에서 거리  $r$ 인 지점에서의 기압,  $P_c$ 는 태풍의 중심 기압,  $P_n$ 는 태풍지역 밖에서의 기압(ambient pressure),  $A, B$ 는 조절 변수이다. 위의 기압 분포로부터 경도풍(gradient wind)은 다음과 같이 계산된다.

$$W(r) = \sqrt{\frac{AB(P_n - P_c)e^{-\frac{A}{r^B}}}{\rho_a r^B} + \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{rf}{2}} \quad (3)$$

여기서  $W$ 는 반경  $r$ 에서의 경도풍,  $\rho_a$ 는 공기밀도,  $f$ 는 코리올리 계수이며 해상풍에 해면 마찰을 고려하여 약 30%의 속도 감속과 바람의 방향이 약 30도 정도 태풍의 중심쪽으로 편향되도록 하였다. 또한 북반구에서 태풍권의 바람은, 태풍의 이동방향에 대하여 우측은 태풍의 이동속도가 더해져 바람이 더욱 강해지며, 좌측은 태풍의 이동속도가 기압 분포에 의해 발생하는 바람을 상쇄시켜 바람이 약해지기 때문에 기압분포로 계산된 경도풍에 태풍의 이동 속도를 고려해 주었다. Fig. 3.7.27은 1997년 태풍 '위니'가 Fig. 3.7.22에 표시된 일본 22001 부이를 지나갈 때 Holland(1980)의 모델을 이용하여 구한 기압과 해상풍의 분포를 관측값과 비교한 그림으로 비교적 실제값에 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. Fig. 3.7.28은 본 연구의 적용시기인 태풍 '위니'가 우리나라 근처를 통과한 1997년 8월 17일부터 19일까지 RDAPS부터 산출된 해상풍과 압력의 분포를 나타낸 그림이며 Fig. 3.7.29는 같은 시기 Holland 모델로부터 산출된 해상풍과 해면압력의 분포이다.

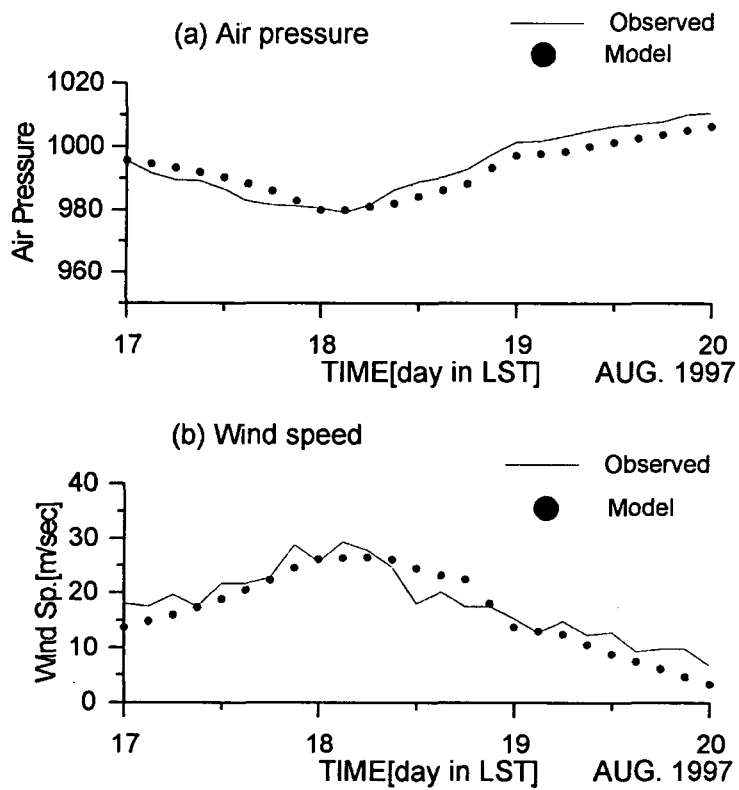


Fig. 3.7.27. Comparison between calculated and observed values of (a) air pressure and (b) wind speed at 22001 buoy.

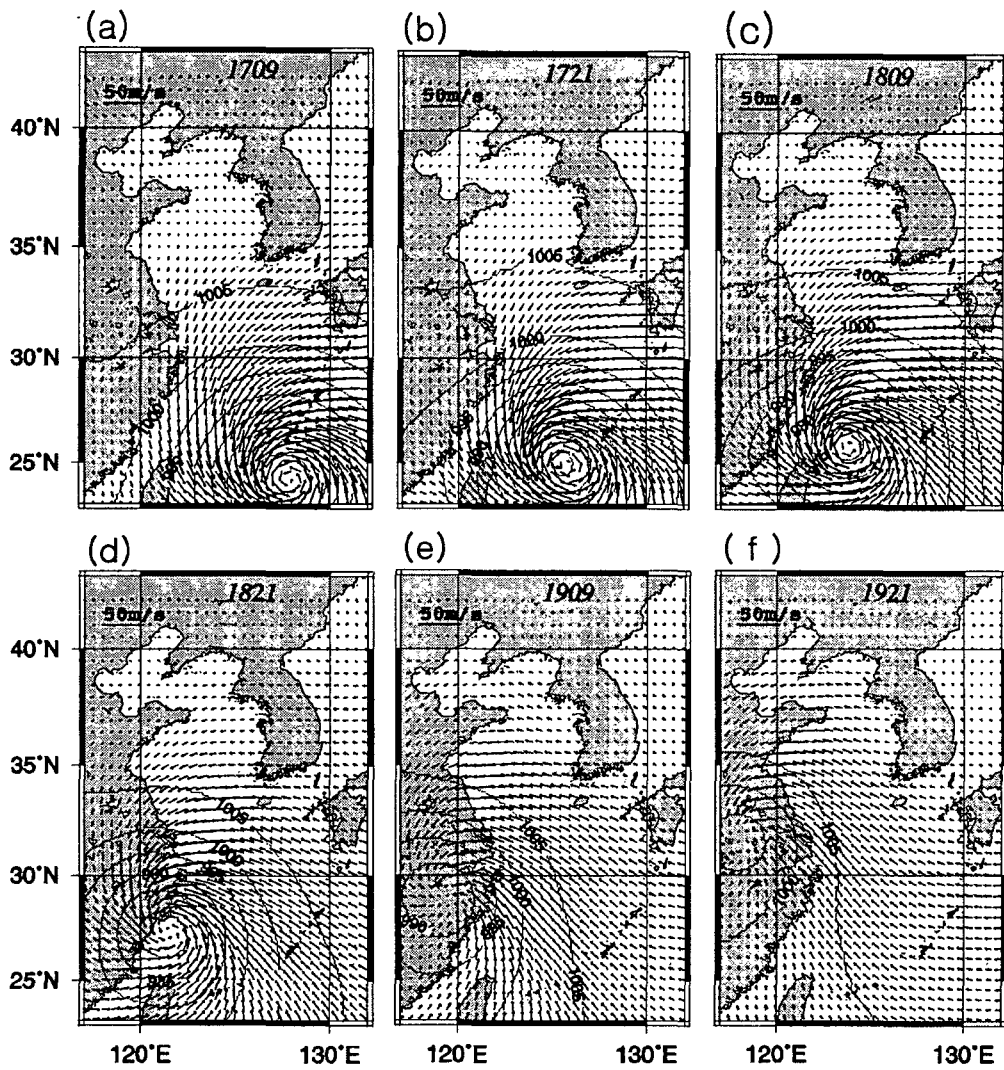


Fig. 3.7.28. The wind and pressure fields obtained by objective analysis of the lowest sigma layer wind fields from RDAPS (기상청, 1996) during typhoon Winnie event.

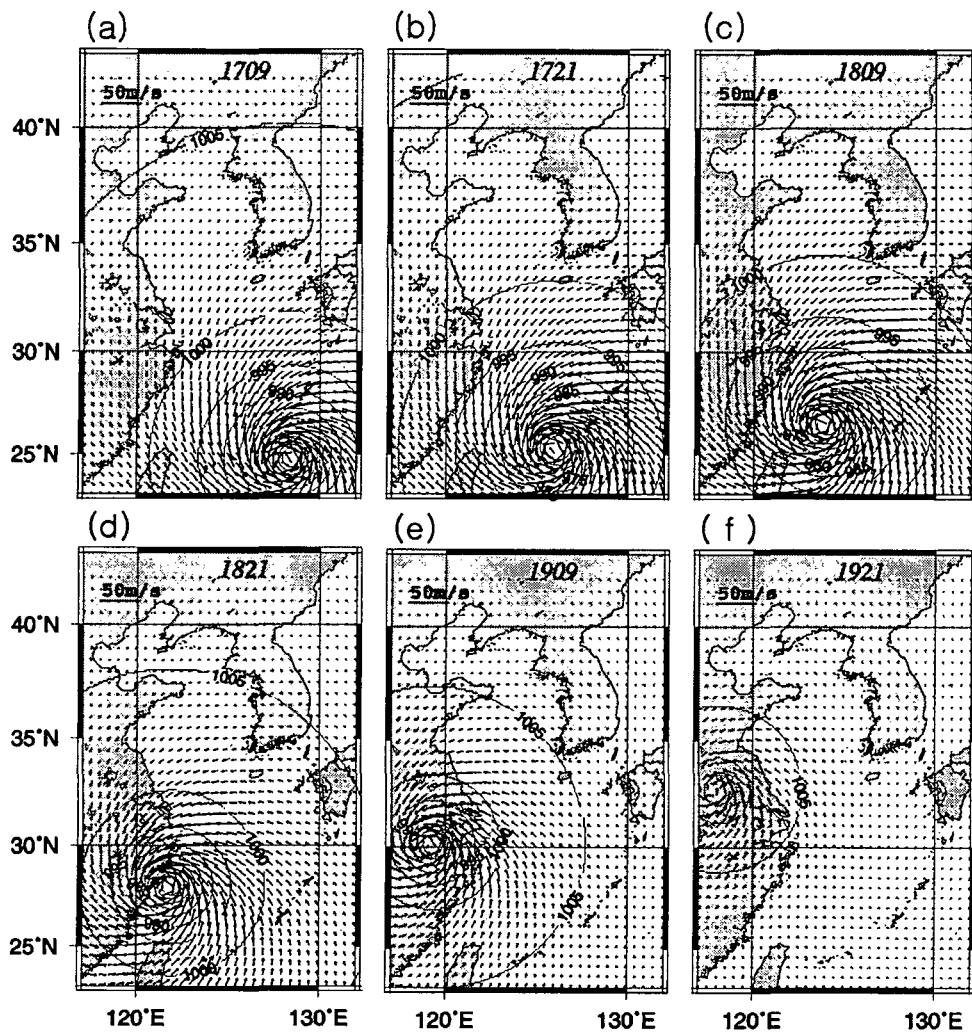


Fig. 3.7.29. The wind and pressure fields obtained by Holland model (Holland, 1980). Locations, center pressure, and maximum wind speed obtained from DFDK typhoon model(기상청, 1998) are used for the calculation of wind and pressure fields.

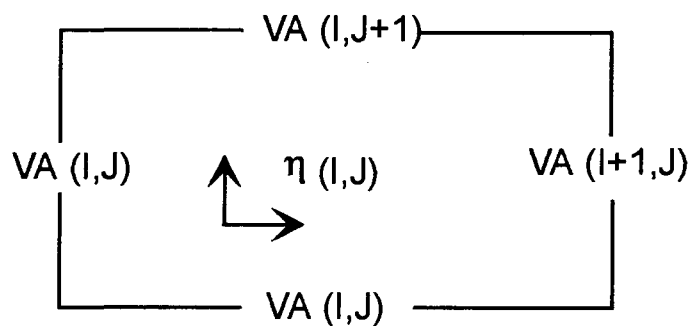


Fig. 3.7.30. Grid system of Princeton Ocean Model (POM).

## 6. 파랑·조석·해일 혼합모델

본 연구에서 사용된 파랑·조석·해일 혼합모델은 수심이 급격히 변화하는 연안역에 대한 연구를 위해 설계된 프린스턴 해양모델(POM)과 수위변화와 해류의 영향을 고려할 수 있는 제 3세대 파랑모델 WAVEWATCH-II를 근간으로 하고 있다. 모델 영역은 우리나라 서해와 남해 그리고 동중국해를 포함하는 117°E-132°E, 23°N-42°N이다. 두 모델의 결합 과정을 보면, 먼저 파랑모델은 분석자료로부터 미리 계산된 수위와 해류 자료를 고려하여 파랑이 고려된 해표면 응력을 계산한다. 이 값은 POM에 입력되어 수위와 해류를 계산하며, 계산된 해류와 수위값은 다시 파랑모델에 사용된다. 이러한 절차로 파랑모델은 네 번의 시간간격마다, POM은 두 번의 시간간격마다 서로의 정보를 교환한다.

### 가. 프린스턴 해양모델(POM)

프린스턴 모델의 격자체계는 Arakawa C 격자로서 각 격자의 중앙에 해수면 높이( $\eta$ )와 수온과 염분 혹은 보존성 물질 등을 배치하고 격자의 왼쪽 경계에 동서방향의 유속, 격자의 아래쪽에 남북방향의 유속을 배치한 형태로 되어있다(Fig. 3.7.30). 모델에 사용된 연속방정식과 운동방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} = \\ F_x + fVD - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} - \langle wu(-1) \rangle \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} = \\ F_y - fUD - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} - \langle wv(1) \rangle \end{aligned} \quad (6)$$

여기서, 연산자와 변수 등은 다음을 의미한다.

$\eta(x,y,t)$  : 조위,

$D$  : 총수심,

$H(x,y)$  : 평균 해수면 깊이,

$(U,V)$  : 수직 적분하여 평균한 수평 속도 성분,

$\omega$  : 수직 속도 성분,

$\rho$  : 물의 밀도,

- $g$  : 중력 가속도,  
 $f$  : 코리올리 계수,  
 $F_x, F_y$  : 수평 난류 점성항의  $x, y$  성분,  
 $P_a$  : 해면 기압,  
 $\tau_x, \tau_y$  : 해표면 응력(sea surface stress)의  $x, y$  성분,  
 $\langle wu(-1) \rangle, \langle wv(-1) \rangle$  : 해저 마찰력(bottom stress)의  $x, y$  성분.

해저 마찰력은 다음식으로 표현되며, 마찰계수( $k$ )는 0.0025를 사용하였다.

$$\begin{aligned} \langle wu(-1) \rangle &= kU\sqrt{U^2 + V^2} \\ \langle wv(-1) \rangle &= kW\sqrt{U^2 + V^2} \end{aligned} \quad (7)$$

바람은 내삽하여 한시간 간격으로 사용되며 파랑으로부터 드레그 계수의 계산은 Janssen (1991)의 방법이 사용되었다. 파랑에 의존하는 드레그 계수는 아래식으로부터 계산된다.

$$\tau_a = C_D u_{10}^2, \quad (8)$$

$$C_D = \frac{k}{\log[10/z_0]}, \quad (9)$$

$$z_0 = \frac{\alpha \tau_a}{g \sqrt{1 - \frac{\tau_{aw}}{\tau_a}}}, \quad (10)$$

$$\tau_{aw} = \rho_w \int \omega \gamma (F \cdot \cos(\theta - \phi)) df d\theta, \quad (11)$$

여기서  $k$ 는 Karman 상수,  $z_0$ 는 해표면 거칠기 길이(surface roughness length),  $\tau_{aw}$ 는 파랑에 의해 발생된 응력(wave-induced stress),  $a$ 는 총응력, 그리고  $F$ 는 스펙트럼 에너지 밀도(spectral density)를 나타낸다.

외해 경계조건에서는 8개 주요분조( $M_2, S_2, K_1, O_1, K_2, P_1, Q_1, N_2$ )의 합성된 조위가 입력되며 해면에서는 식 12과 같은 방법으로 기압의 영향이 고려되었다.

$$\eta = \frac{P_n - P_a}{g} \quad (12)$$



수직적으로 적분된 기본 방정식에서 수치안정조건( $\Delta t$ )은 다음과 같다 (Blumberg and Mellor, 1987)

$$\Delta t \leq \frac{1}{C_t} \left( \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2} \quad (13)$$

여기서,  $C_t$ 는  $2(gH)^{1/2} + U_{max}$ 로 표시되며,  $U_{max}$ 는 예상되는 최대 평균 속도,  $\Delta x$ 는  $x$  방향의 격자 간격,  $\Delta y$ 는  $y$  방향의 격자 간격이다. 본 연구에서는  $x, y$ 의 격자간격이 각각  $1/12^\circ$ 이고 최대 수심 1000m이므로 가능한 시간간격은 약 30초 이내여야 하며 통상적으로 이 조건의 70~80%를 사용하므로 본 연구에서는 20 초로 정하였다.

#### 나. 제 3세대 파랑모델(WAVEWATCH-II)

WAVEWATCH-II는 바람입력항, 파랑의 비선형 상호작용, 그리고 마찰력과 백파에 의한 분산작용을 고려하여 파랑의 성장과 소멸을 재현할 수 있는 제 3 세대 파랑모델로서 파랑에 대해 시·공간적으로 변화하는 해류의 영향을 고려할 수 있는 것이 특징이다. 평균흐름( $U$ )에 대해 파랑은 에너지 스펙트럼 형태로 표현될 수 있다. 그 스펙트럼의 요소는 파의방향( $\theta$ ), 파수( $k$ ), 절대주파수( $\omega$ ), 상대주파수( $\sigma$ )로 정의되며, 만약 흐름이 시·공간적으로 천천히 변화한다면 그 요소들은 다음과 같은 분산-도플러(dispersion-Doppler) 관계식을 가진다

$$\sigma = (gk \tanh kd)^{1/2} = \omega - K \cdot U \quad (14)$$

여기서  $K$ 는 크기와 방향을 가지는 파수벡터이다. WAVEWATCH-II에서 고려된 기본 스펙트럼은 작용밀도스펙트럼(action density spectrum),  $N(\omega, \theta, \phi, \lambda, t)$  이며 다음과 같은 기본방정식을 따른다(Tolman, 1991).

$$\frac{\partial N}{\partial t} + (\cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} [c_\phi \cos \phi N] + \frac{\partial}{\partial \lambda} [c_\lambda N] + \frac{\partial}{\partial \omega} [c_\omega N] + \frac{\partial}{\partial \theta} [c_\theta N] = s \quad (15)$$

$$c_\phi = \frac{d\phi}{dt} = \frac{c_g \cos \theta + U_\phi}{R} \quad (16)$$

$$c_\lambda = \frac{d\lambda}{dt} = \frac{c_g \sin \theta + U_\lambda}{R \cos \phi} \quad (17)$$

$$c_w = \frac{d\omega}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial t} + k \cdot \frac{\partial U}{\partial t} \quad , \quad (18)$$

$$c_\theta = \frac{d\theta}{dt} = \frac{c_g \tan \phi \sin \theta}{R} - \frac{1}{k} \left[ \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + k \cdot \frac{\partial U}{\partial m} \right] \quad , \quad (19)$$

$$c_g = n \frac{\sigma}{k} \quad , \quad n = \frac{1}{2} + \frac{kd}{\sinh 2kd} \quad , \quad (20)$$

여기서  $S$ 는 파에너지 발생과 분산에 대한 원천항,  $m$ 은  $\theta$ 에 수직인 좌표계,  $R$ 은 지구반경,  $d$ 는 평균수심,  $c_g$ 는 군속도,  $c_\phi$ ,  $c_\lambda$ , 그리고  $c_\theta$ 는 각 공간 방향에 대한 전파속도를 나타낸다

원천항  $S$ 는 선형 바람입력항  $S_{in,l}$ , 지수형 바람입력항  $S_{in,e}$ , 파의 비선형상호작용항  $S_{nl}$ , 백파에 의한 분산항  $S_{ds}$ , 마찰력에 의한 분산항  $S_{bot}$ 으로 구성되어 있다. 선형 바람입력항은 Cavalieri and Melanotte (1981)에 의해 제시된 다음과 같은 식을 이용하였다.

$$S_{in,l}(f_r, \theta) = 80 \frac{2\phi}{ng^2} \left[ \frac{\rho_a}{\rho_w} \right]^2 U_* \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]^4 X \quad , \quad (21)$$

$$U_* = U_{10} \sqrt{(0.8 + 0.065 U_{10}) 10^{-3}} \quad , \quad (22)$$

$$X = \exp\left[-\left(\frac{f_r}{f_{PM}}\right)^{-4}\right], \quad f_{PM} = \frac{g}{28U} \quad , \quad (23)$$

지수형 바람입력항은 바람과 파랑의 상호작용을 고려하는 Jassen(1991)의 식이 사용되었다.

$$S_{in,e}(f_r, \theta) = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{U_*}{c}\right)^2 \max[0, \cos(\theta - \theta_w)]^2 \sigma F(f_r, \theta) \quad , \quad (24)$$

비선형상호작용항은 Hasselmann and Hasselmann(1985)의 방법을 따르며, 백파에 의한 분산항은 Jassen(1991)에 의해 개발된 관계식을 이용하였다.

$$S_{ds}(f_r, \theta) = -2.25 \sigma \hat{k}^4 E^2 \left[ \frac{k}{\hat{k}} + \left(\frac{k}{\hat{k}}\right)^2 \right] F(f_r, \theta) \quad . \quad (25)$$

마찰력에 의한 분산항은 다음과 같은 Madsen et al.(1988)의 방법이 이용되었다

$$S_{bot}(f_r, \theta) = -\frac{8}{3\pi} f_w u_{b,r} \frac{n-0.5}{d} F(f_r, \theta) \quad , \quad (26)$$

## 7. 1998년 8월 백중사리 기간의 적용

파랑·조석·해일 예측시스템을 이용하여 1997년 8월 백중사리 시기에 태풍 '위니'가 우리 나라 근처를 통과한 때의 수위와 파랑을 예측하였다. 태풍 위니는 대만 근처를 지나 중국에 상륙하여 우리 나라에는 직접적인 영향을 주지 않았으나 이 시기가 연중 가장 수위가 높은 백중사리 기간과 겹쳐 서해안 일대의 많은 침수 피해가 발생하였다(오 등, 1997). 이 기간의 해수면 예측에 사용된 바람장과 기압장은 기상청 태풍모델(GFDK)로부터 예보된 태풍진로, 중심기압, 최대풍속의 자료부터 산출된 자료이며, 1997년 8월 17일 03시부터 12시간 간격으로 2일간 해수면 예측을 수행하였다. 태풍의 이동경로 및 예측된 경로는 Fig. 7.3.31에 나타내었다. 태풍의 예측 결과를 보면 대체로 약 12시간까지는 비교적 정확하게 태풍의 경로와 세기를 예측하고 있지만 그 이후에는 많은 오차를 수반하고 있다. Fig. 3.7.32는 군산과 목포에서 17일 03시, 17일 15시, 18일 03시 그리고 18일 15시에 각각 72시간 동안 해일을 예측한 그림으로 전체적으로 예측된 해일과 관측값이 매우 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 특히, 예측된 결과에는 약 12간격의 주기를 보이는 해일의 변동이 관측값과 매우 잘 일치하고 있어 조석과 해일이 상호작용의 효과를 잘 반영하고 있다. 그러나, 17일 03시에 예측된 해일은 24시간 이후부터는 관측값과 비교적 큰 차이가 나타나는데, 이것은 Fig. 3.7.31(a)에서 나타난 바와 같이 잘못 예측된 태풍의 경로 및 세기에 의해 발생된 것으로 추정된다. 조석과 해일을 포함한 총수위의 예측값과 관측값을 비교한 Fig. 3.7.33에서도 예측된 위상과 수위가 관측값과 매우 잘 일치함이 나타난다. Fig. 3.7.34는 1997년 8월 18일 03시 예측된 6, 18, 30, 그리고 42시간후의 해일의 분포를 나타낸 그림으로 태풍이 중국 연안에 도착할 때에 이 지역에 1m이상의 큰 해일이 발생된 것으로 추정된다. 또한 태풍이 통과한 지역에는 음의 해일이 나타난다. 해일에 의한 유속벡터를 나타낸 Fig. 3.7.35로부터 중국연안의 높은 해일은 태풍에 의해 발생된 대만해협 방향의 강풍의 영향으로 추정된다.

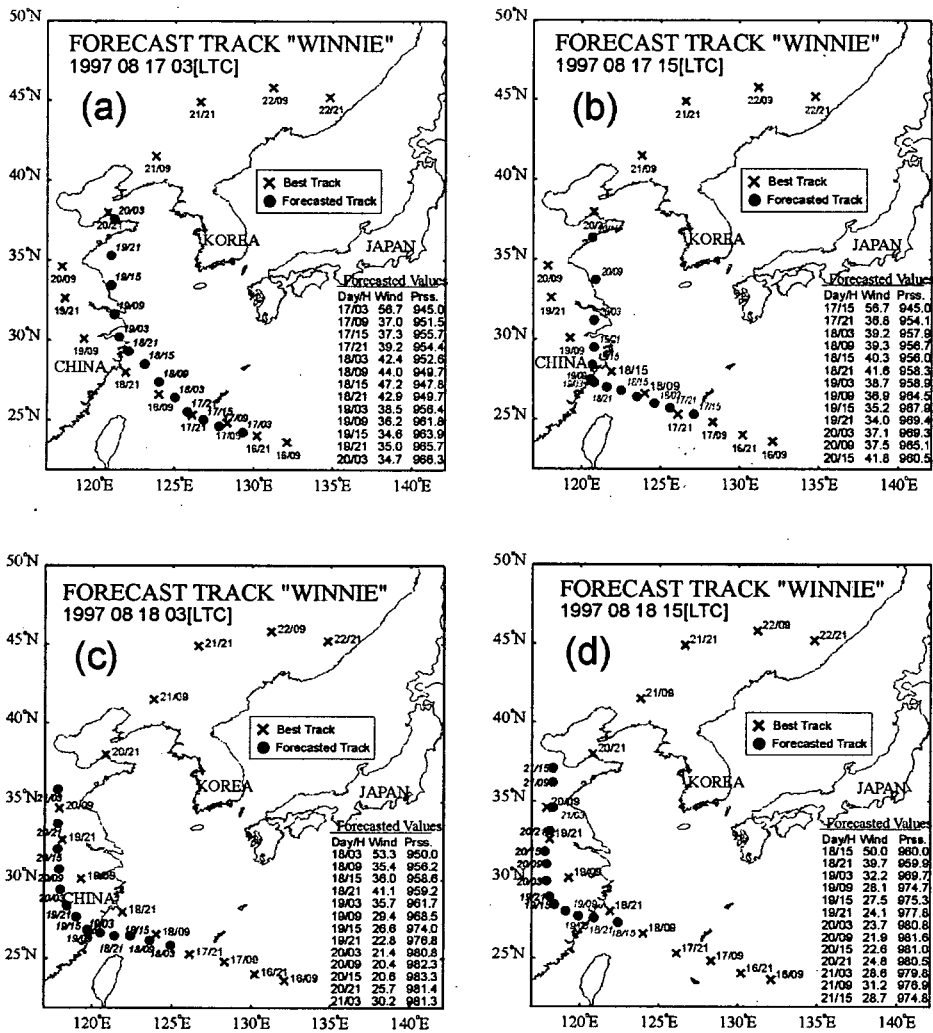


Fig. 3.7.31. Real track and forecasted track of the typhoon Winnie (9712). The symbol x and circle denotes the position of the typhoon center at 00day/00hour in LST. Forecasted values represent 60-hour predicted maximum wind speed and ceter pressure of typhoon obtained by GFDK typhphon model at (a) 03 LST Aug. 17, (b) 15 LST Aug. 17, (c) 03 LST Aug. 18, and (d) 15 LST Aug. 18, 1997.

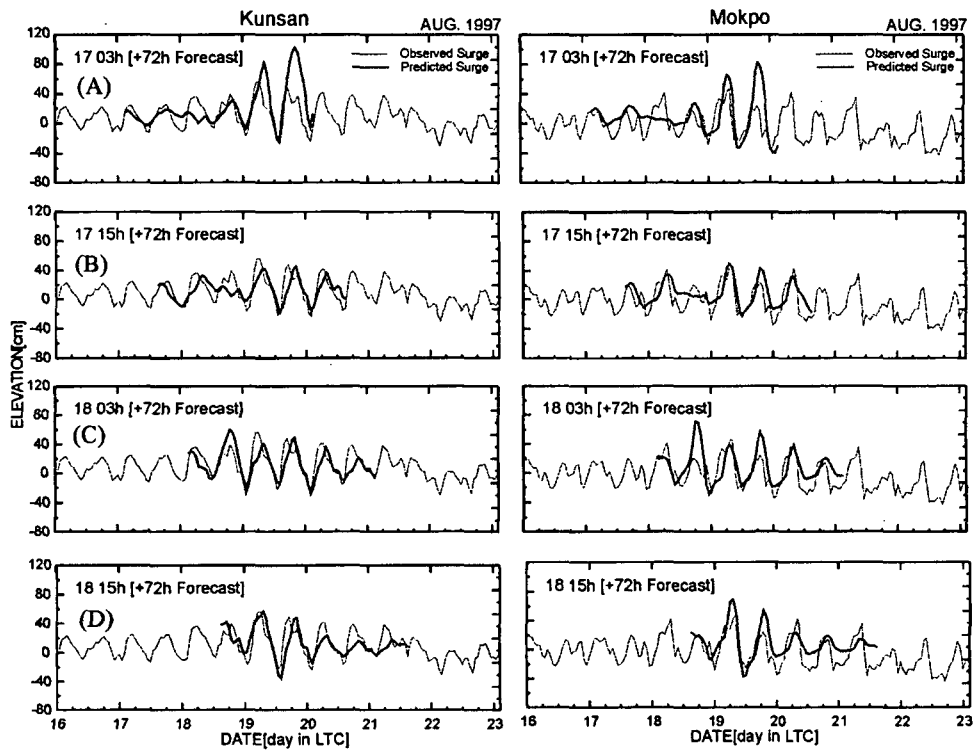


Fig. 3.7.32. Comparison between observed and predicted surge at Kunsan and Mokpo at (a) 03 LST Aug. 17, (b) 15 LST Aug. 17, (c) 03 LST Aug. 18, and (d) 15 LST Aug. 18, 1997.

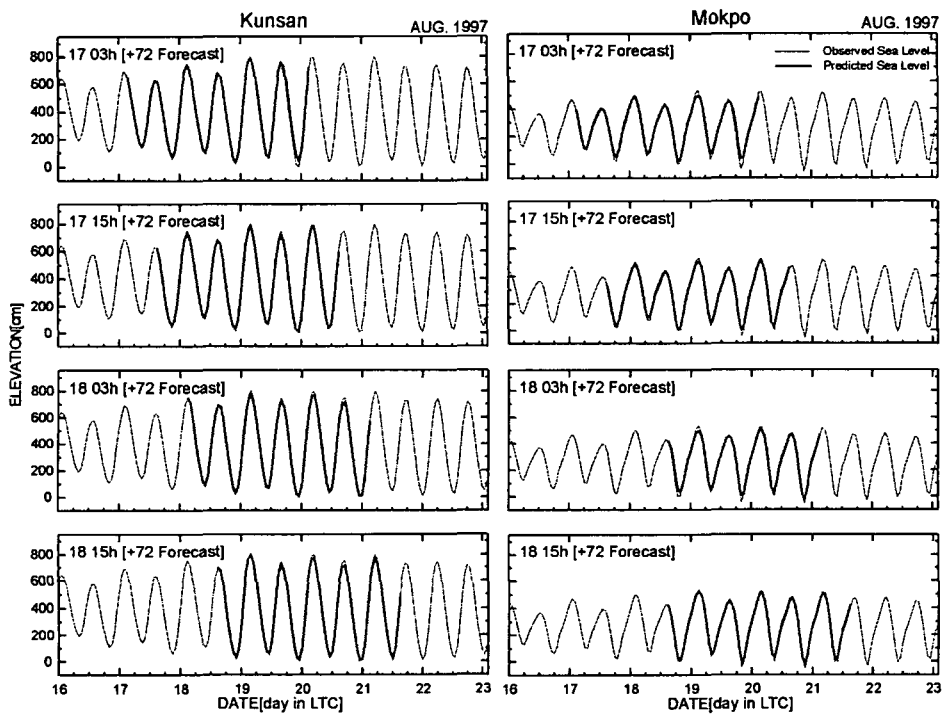


Fig. 3.7.33. Comparison between observed and predicted total sea level at Kunsan and Mokpo at (a) 03 LST Aug. 17, (b) 15 LST Aug. 17, (c) 03 LST Aug. 18, and (d) 15 LST Aug. 18, 1997.

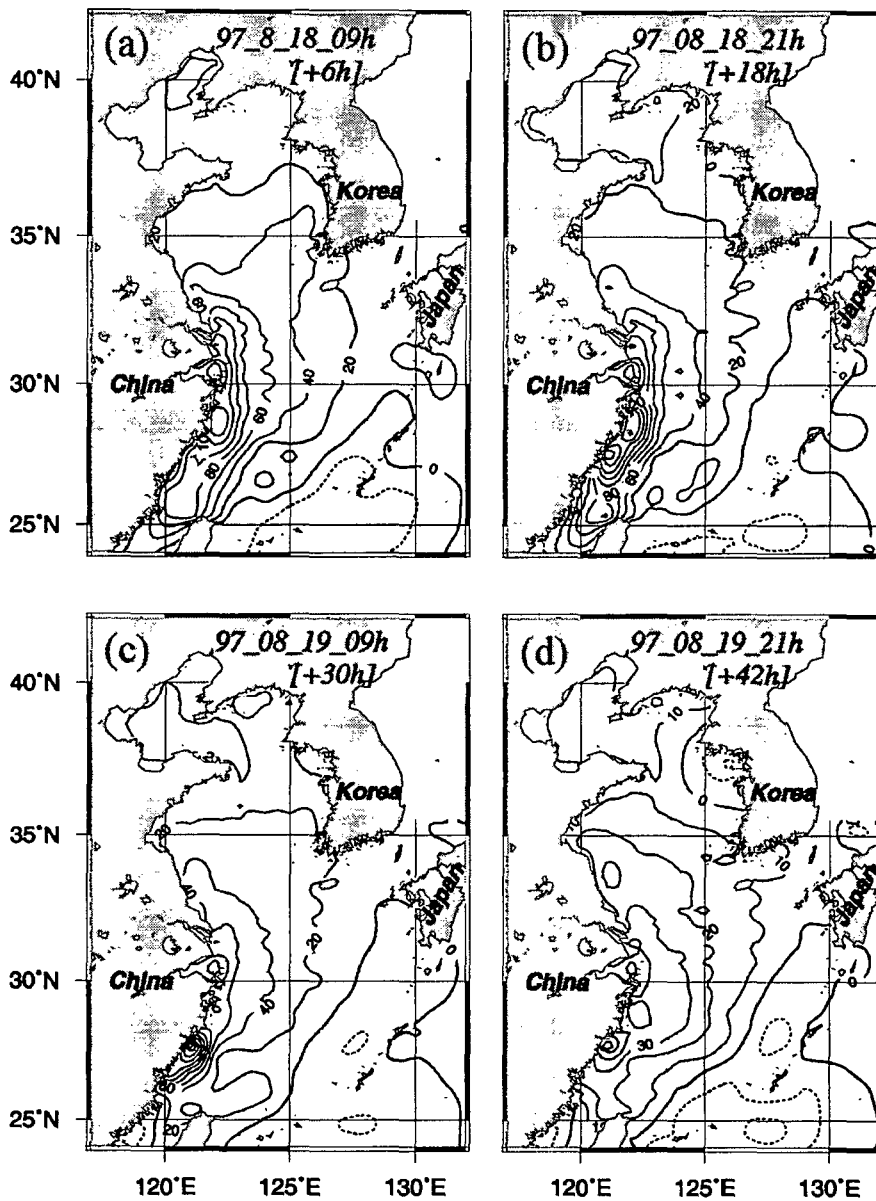


Fig. 3.7.34. Distributions of surge level after (a) +6h, (b) +18h, (c) +30h, and (d) +42h, which are predicted by the coupled wave·tide·surge model at 18 LST Aug. 17, 1997.

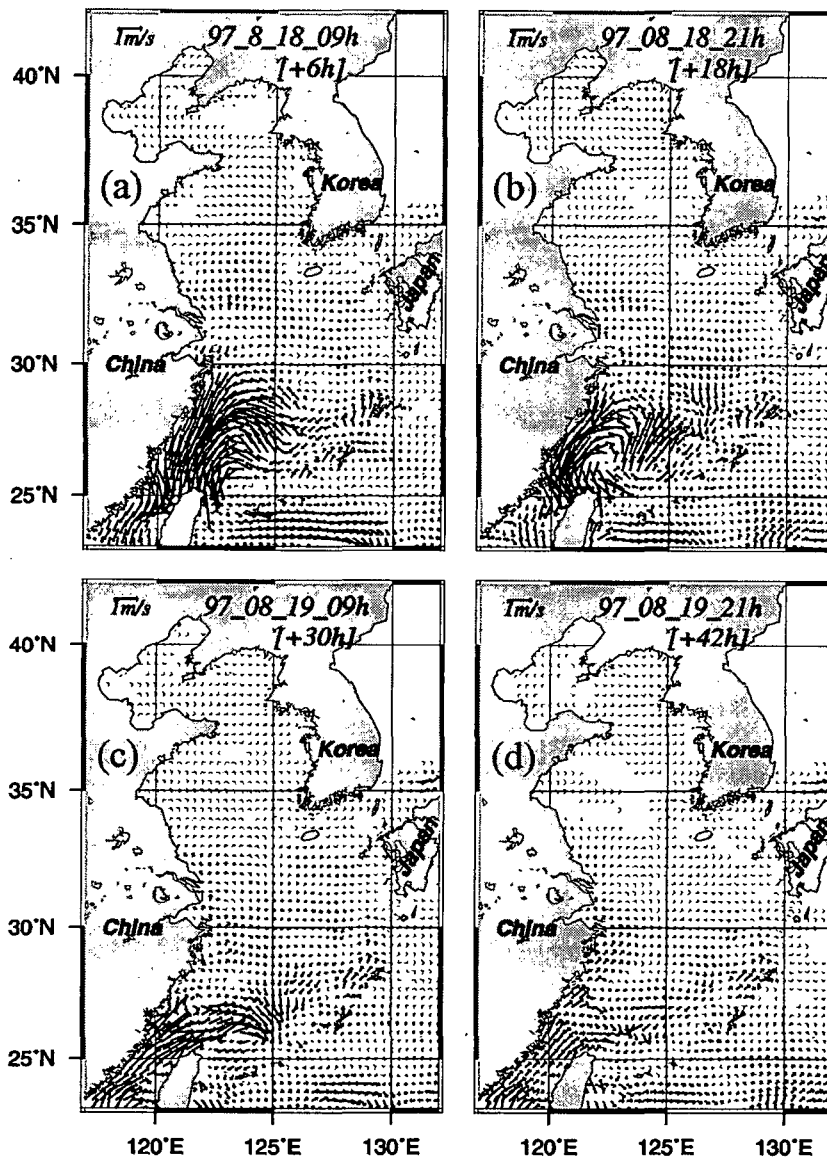


Fig. 3.7.35. Distributions of surge currents after (a) +6h, (b) +18h, (c) +30h, and (d) +42h, which are predicted by the coupled wave-tide-surge model at 18 LST Aug. 17, 1997



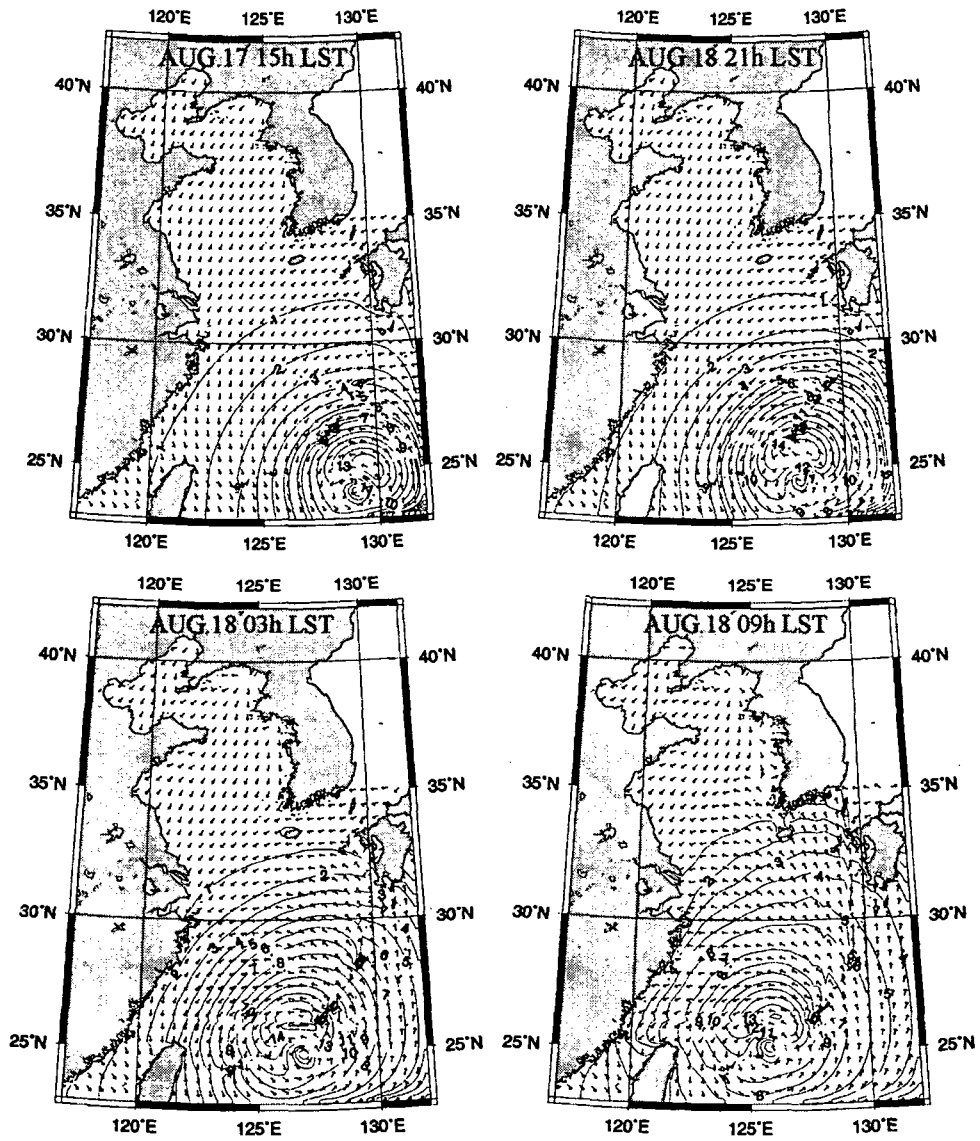


Fig. 3.7.36. Sequence of forecasted significant wave heights considering currents

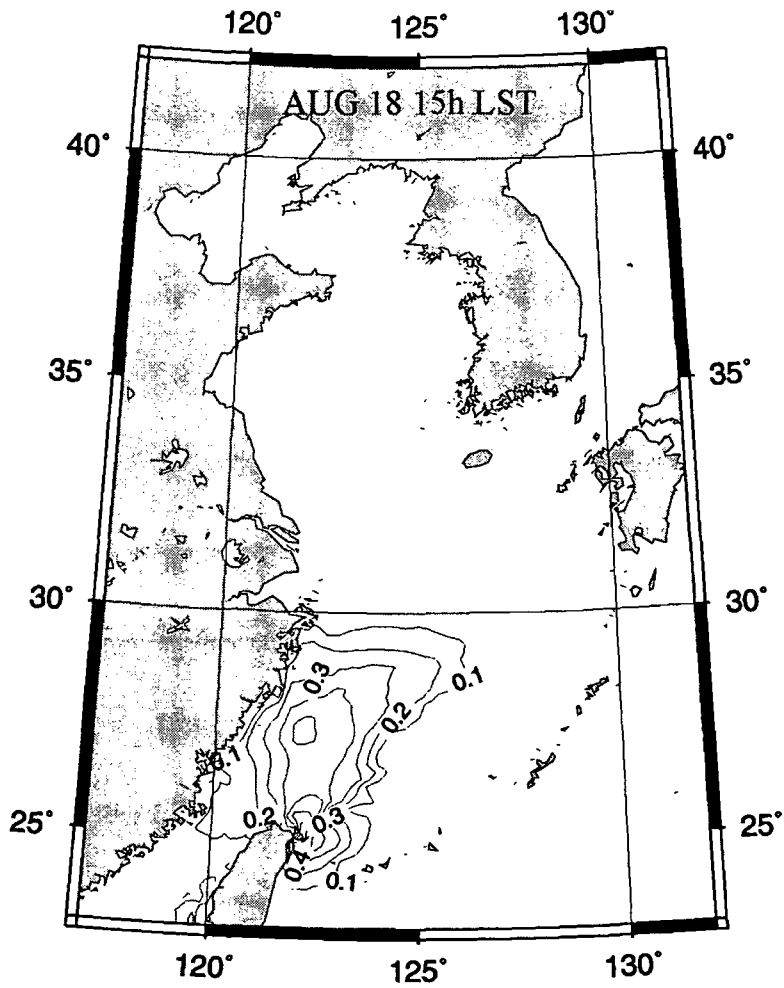


Fig. 3.7.37. The difference of significant wave height between coupled and uncoupled model

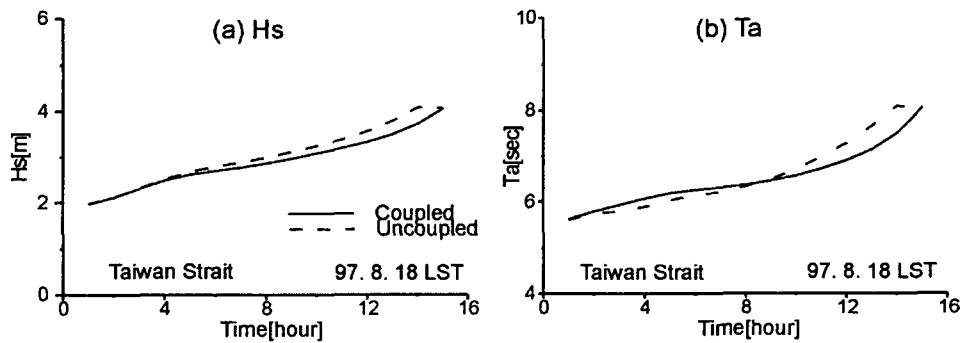


Fig. 3.7.38. Comparisons between coupled model and uncoupled model for

(a) significant wave height and (b) mean period for at Taiwan Strait.

태풍 통과시기의 파랑분포를 보면(Fig. 3.7.36) 태풍중심에서 12m 이상의 높은 파도가 발생하고 있으며 파향은 태풍의 눈을 중심으로 반시계방향으로 회전하는 형태를 나타낸다.Fig. 3.7.37은 1997년 8월 18일 06시(LST)에 해일에 의한 해수유동을 고려한 경우와 고려하지 않은 경우의 파고의 차이를 나타낸 그림으로 타이완 북쪽 지역에서 약 0.4 이상의 차이를 나타낸다. 파의 절대주기는 타이완 해협에서 약 1초의 차이를 나타내었다(Fig. 3.7.38). 해류에 의한 파랑스펙트럼의 변화는 그 영향이 크게 나타나는 타이완 해협에서 에너지가 북동방향으로 이동되는 경향이 나타났다(Fig. 3.7.39).

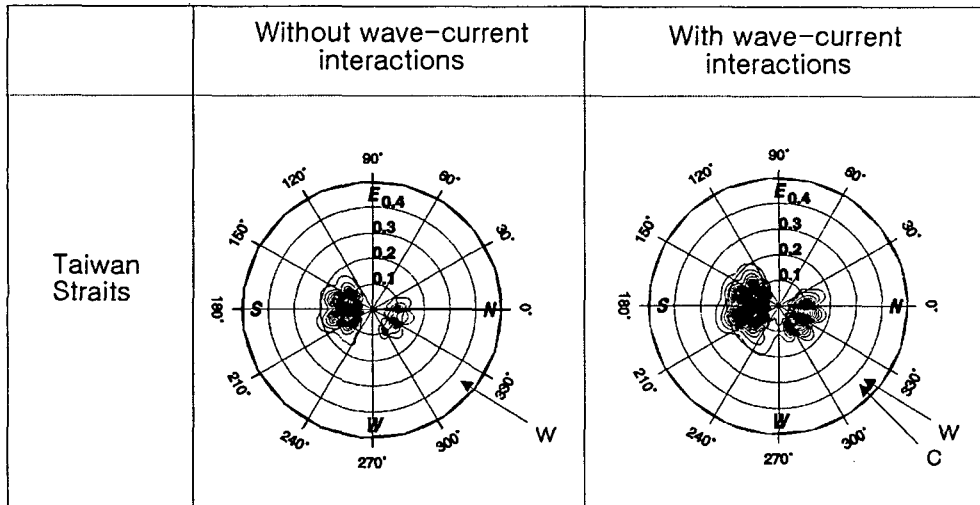


Fig. 3.7.39. Comparisons between forecasted two-dimensional wave spectra considering currents and not considering at Taiwan Straits. W and C denotes the direction of wind and current, respectively.

## 제 8 절 장마집중 감시기술

### 1. 지역집중야외고층관측

#### 가. 집중관측 준비사항

##### (1) 장비도입

기상청에서는 KORMEX 관측을 목적으로 이동식 고층기상관측장비 1종(Upper Air Meteorological Processing System)을 '98년 초 도입하였으며 장비의 인수와 검수 등 제반 업무는 기상청 관측담당자의 주관하에 수행되었고 기상연구소에 장비를 설치하였다. 장비는 Upper Air Meteorological Processing System, MeTech Processor, UHF Preamplifier, UHF Antenna, Navaid Antenna, Navaid Antenna/Coupler, GPS Receiver, HOST computer 등으로 구성되어 있다. 이 장비는 '98 KORMEX 관측기간 중 강릉대에서 사용되었다.

##### (2) 연구원 회의

###### (가) 일시: '98. 1.20

장소: 관측관 실장실

참가자: 이천우 실장, 오재호 실장, 김일웅 과장, 이희훈 과장, 정갑태 과장, 박원우 과장, 최경석 서기관, 서정갑 서기관, 박정규 서기관, 임용근 사무관, 최치영 서기관(간사) 등 장마집중관측 실무위원 및 관계자.

토의사항: '97 KORMEX 장비도입 실적, '98 KORMEX 장비 도입 및 소모품 구입 계획, 도입예정장비의 추진 업무 분담, '97 KORMEX 예비관측의 문제점, '98 KORMEX 관측 일정 및 관측요소, '99 KORMEX 예산안 협의

###### (나) 일시: '98. 3.27 ~ 3.28

장소: 국방과학연구소

참가자: 공주대학교 소선섭 교수, 기상연구소 오재호 실장, 정준석 연구사, 이문근, 최주호, 석광원 국방과학연구소 관계자

토의사항: KORMEX 고층관측 업무 협의 및 관측장소 답사 출장, 국방과학연구소가 보유한 Air 사의 고층관측 장비 사용 문제, 관측 요원들의 출입(보안) 및 숙·식 문제 논의

(다) 일시: '98. 4.24

장소: 경주 조선포텔

참가자: KORMEX 실무위원 및 관계자 15 명

토의사항: KORMEX 집중관측 신장비 운영 교육 문제 협의

(라) 일시: '98. 6.24

장소: 기상청 3층 강당

참가자: 관측관, 관측담당관, 위성담당관, 레이더담당관, 응용기획과장, 항공  
기상과장, 전산운영담당관, 수문기상연구실장, 예보연구실장, 류상  
범 연구관, 최영진 연구관, 권원태 연구관, 최준태 연구사.

토의사항: KORMEX 계획에 따른 관측 현황 파악, 자료수집 체계 파악 및  
문제점 토의, KORMEX 관측 현황, 관측자료 수집 방법 및 연구  
소 자료 이관 문제

(마) 일시: '99. 5.10

장소: 기상청 1층 중회의실

참가자: 관측관, 관측담당관, 위성담당관, 레이더담당관, 응용기획과장, 항공  
기상과장, 전산운영담당관, 장비과장, 예보연구실장, 황승언, 임은  
하, 김용상, 서은진

토의사항: '99 관측 일정, 고층 및 레이더의 인력 및 저장 장치 지원, 자료  
수집, 관측요원의 격려

(바) 일시: '99. 8.12 ~ 8.13

장소: 포항 기상대 및 제주 고층 레이더 관측소

참가자: 기상연구소장, 예보연구실장, 포항 기상대 및 제주 고층레이더 관측  
소 직원 각 18명

토의사항: '99 관측 결과 보고, 자료 수집

### (3) 관측 훈련 교육 및 장비 교육 실시

#### (가) 1998년 KORMEX 훈련 캠프

-기간 : '98. 2.19 ~ 2.21 (총 3일)

-장소 : 한국수자원공사 연수원 (합숙 훈련)

-교육참여기관

공 군(6명) 김영철 수치예보실장, 전희택, 최경호, 양진영, 류경남, 고대호

부경대(5명) 변희룡교수, 임병환, 임장호, 한상은, 진수경

공주대(10명) 소선섭교수, 박지선, 노연화, 류진아, 원성희, 유혜숙,

이정심, 전영아, 조미현, 최윤정

강릉대(6명) 최 효교수, 황동익, 김진열, 김남원, 이재성, 정광범

연세대(4명) 신철수, 김동균, 지관영, 이희춘

기상청(2명) 이천우 관측관, 전준모

기상연구소(8명) 홍성길 기상연구소장, 오재호 예보연구실장, 홍 윤 해양기상

연구실장, 권원태 연구관, 정준석, 정성훈, 박광호, 조영숙

교육내용

- KORMEX 현황 및 전망
- KORMEX 자료 관리
- 장비운영 이론 실습
- 고층관측실습(비양)
- 공군의 기상업무 및 고층관측 업무 소개
- 교육 시간표(Table 3.8.1.)

교육교재 발간(Fig. 3.8.1.)

교육 장비

- DIGICORA-II (MW15)RAWIN System
  - 제작회사 : VAISALA 사 (핀란드)
  - 존데형식 : RS-80/GPS (핀란드)
- Intellisonde RAWIN System
  - 제작회사 : AIR 사 (미 국)
  - 존데형식 : IS-5A-1680HS(미 국)
- W-9000 RAWIN SYSTEM
  - 제작회사 : VIZ 사 (미 국)
  - 존데형식 : 1524L/Loran-C(한 국)

Table 3.8.1. Time table of training camp for field observation in 1998

교시 월일	1	2	3	4	5	6	7	8		
	09:00 - 09:50	10:00 - 10:50	11:00 - 11:50	13:00 - 13:50	14:00 - 14:50	15:00 - 15:50	16:00 - 16:50	17:00 - 17:50		
2.19 (목)	등 록	환 영 사 <홍성길> 격 려 사 <이천우>	교육소개 <정준석>	KORMEX현황 및 전망 <오재호 실장>		KORME X 고층 관측 및 자료 처리 <변희룡 교수>	KORMEX의 자료관리  <권원태 박사>			
2.20 (금)	고층관측업무 개요 - 관측업무 현황 소개 <홍 운 실장>		장비운영 이론 및 실습 (Visala사) - 장비 설치 및 점검 - 존데·기구 점검 및 비양 준비 - 문제점 발생시 응급조치 요령 <김 준 박사>		장비운영 이론 및 실습 (Air사) - 장비 설치 및 점검 - 존데·기구 점검 및 비양 준비 - 문제점 발생시 응급 조치 요령 <정성훈>					
2.21 (토)	실습(비양) 종합 (Visala사 + Air사) - 장비운영 및 존데점검 - 가스주입 및 기구비양 - 관측자료 점검 및 감시 <김 준 박사, 정성훈 공동>			- 실습강평 - 기념촬영 등						

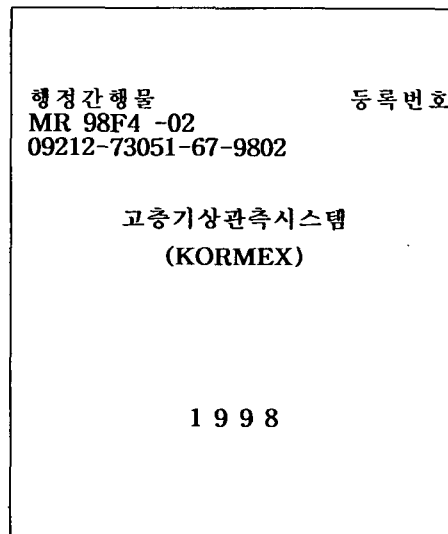


Fig. 3.8.1. Cover of KOREMEX report.

(나) 1999년 KORMEX 1차 훈련 캠프

-기간: '99. 2. 3 ~ 2. 7 (총 5일)

-장소: 부산대학교

-목적: '98년도에 실시한 집중 야외 고층 관측에서 관측요원들의 장비 운영 미숙으로 결측을 하는 경우가 많아 이에 대한 보완 대책으로 '99년도 집중 야외고층 관측 실시 전 충분한 비양 실습 등 운영 교육을 통하여 양질의 관측자료를 생산함은 물론 악기상 예상시 야외 연구 관측을 대비하여 기동성 있게 장비를 활용하고자 하였다.

-장비운용 실습 개요: '99년도 집중 야외 고층 관측 기간동안 운영하게 될 고층 관측 시스템 (Intelli-RAWIN System, GL-5000P RAWIN System)의 운영전반(시스템 구성, 존데의 특성, 시스템 설치, 운영 프로그램 등)을 비양 실습 위주로 하며, 관측운영 및 장비 이상시 응급조치 등을 통하여 장비 운영 능력을 극대화 시키고자 한다.

-교육내용:

- 교육소개 및 장비이론, KORMEX 현황 및 전망, 장비설치 및 비양 실습
- 관측운영 및 장비 이상시 응급조치, 교육시간표 (Table 3.8.2.)

교육장비

1) Intelli-RAWIN System (제작사: AIR사 / 미국)

① 주요구성

- Radio Theodolite Antenna 1set
- Ground station or Handbook computer 1set

② 사용존데 및 발룬

- 존데: IS-5A-168- MODEL, Tunable, High Stability
- 발룬: TA-500(500g)



**Table 3.8.2.** Time table of training camp for field observation in 1999

교시 월일	1	2	3	4	5	6	7
	09:00 - 09:50	10:00 - 10:50	11:00 - 11:50	13:00 - 13:50	14:00 - 14:50	15:00 - 15:50	16:00 - 16:50
2.5(금)	교육 소개 및 장비이론 <정준석>		KORMEX 현황 및 전망 “특강” <오재호 >	장마시 해양의 역할 “특강” <안중배>	야외 관측실험 “특강” <김유근>	동아시아 문순 “특강” <하경자>	설치 작업 및 비양 실습 <남효원>
2.6(토)	장비 설치 및 비양 실습 <남효원>		장비 설치 및 비양 실습 <김용상>		장비 설치 및 비양 실습 <황승연>		
비 고	2.6(토) 18:00~ 연구원회의 개최 - 실험 결과 및 장비 운영에 관한 집중 토의 - KORMEX 집중 야외 고층 관측 계획에 관한 설명 및 토론						

2) GL-5000p System (제작사 : 진양공업주식회사 / 한국)

① 주요구성

- Local 및 Tele-Antenna 1set
- METECH Processor 및 computer 1set
- Base MET Station (소형 AWS) 1set

② 사용존데 및 발룬

- 존데: 진양-1524L MODEL, 403MHz Loran-C Navaid R.T.U
- 발룬: 진양 1000g

(다) 1999년 KORMEX 2차 훈련 캠프

-기간: '99. 5. 4 ~ 5. 7 (총 4일)

-장소: 공주대학교

-목적: '98년도 1차 관측시 공주대학교에서는 안흥에 위치한 국방과학 연구소에서 실시하였으나 금년에는 서울대학교 공동기기원의 장비를 대여하게 되었고 관측장소도 충남 서천으로 변경됨에 따라 사전 장비 운영에 대한 교육이 필요하다. 또한 지난해 관측요원들의 장비운영 미숙으로 결측을 하는 경우가 많아 이에 대한 보완 대책으로 '99년도 집중 야외 고층 관측 실시 전 충분한 비양 실습등 '99년도 2차 훈련캠프를 통하여 야외관측에 대비하여 기동성 있게 장비를 활용하고자 하였다.

-장비운용 실습 개요: '99년도 집중 야외 고층 관측 기간동안 운영하게 될 고층 관측 시스템 (Intelli-RAWIN System 2기)의 운영전반(시스템 구성, 존데의 특성, 시스템 설치, 운영 프로그램 등)을 비양실습 위주로 하며, 관

측운영 및 장비 이상 시 응급조치 등을 통하여 장비 운영 능력을 극대화 시키고자 하였다.

-교육내용

- 교육소개 및 장비이론
- KORMEX 현황 및 전망
- 동아시아 몬순
- 장비설치 및 비양 실습

-교육장비

- Intelli-RAWIN System (제작사: AIR사 / 미국)

① 주요구성

- Radio Theodolite Antenna 1set
- Ground station or Handbook computer 1set

② 사용존데 및 발룬

- 존데: IS-5A-168- MODEL, Tunable, High Stability
- 발룬: TA-500(500g)

(라) 신 고층관측장비의 운영 교육(1차)

일시: '98. 3.24 ~ 3.27

장소: (주)진양공업

참가자: 박광호, 정성래 외 3명

교육내용: 고층관측장비(GL-500P)의 제작사인 (주)진양공업 교육장에서 교육 실시

(마) 신 고층관측장비의 운영 교육(2차)

일시: '98. 5.11 ~ 5.16

장소: 강릉대학교

참가자: 오재호 예보연구실장, 정준석 연구사, 박광호, 김연옥, 진양공업(주) 안태규 차장 외 2명, 강릉대학교 최효 교수 외 9명, 강릉지방기상청 천광인 예보과장 외 2명, 강릉대학교 학생 9명

교육내용: KORMEX 집중관측 기간동안 강릉대학교에서 운영하게 될 신장비 (GL-5000P)에 대한 운영교육(시스템설명, SONDE의 특성, 시스템 설치, 운영 프로그램, 기타 응급조치 사항 등) 및 비양 실습을 실시

(4) 야외집중관측 실시

(가) '98 지역집중 야외고층관측 실험

- 관측기간: '98. 6.25 ~ 7.4 (10일간 실시)
- 관측지점: 강릉, 대전, 안흥, 부산 등 4개 장소 및 기상청 고층관측소
- 관측시각: 1일 4회 (03, 09, 15, 21시) 관측
- 참가 단체 및 참여인원(총 38인)
  - 대전 (공군 제73기상전대) : 5인
  - 안흥 (공주대, 국방과학연구소) : 12인
  - 부산 (부경대) : 6인
  - 강릉 (강릉대, 진양공업주식회사) : 15인

(나) '99 지역집중 야외고층관측 실험

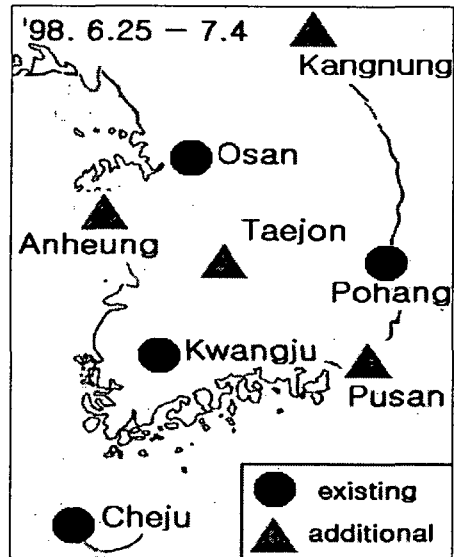
- 관측기간: '99. 6.26 ~ 7.5 (15일간 실시)
- 관측지점: 강릉, 대전, 서천, 부산 등 4개 장소 및 기상청 고층관측소
- 관측시각: 1일 4회 (03, 09, 15, 21시) 관측
- 참가 단체 및 참여인원(총 29인)
  - 대전 (공군 제73기상전대) : 5인
  - 서천 (공주대) : 10인
  - 부산 (부산대) : 6인
  - 강릉 (강릉대, 진양공업주식회사) : 8인

나. 관측 개요 및 결과

(1) 1998년도 관측 개요 및 결과

(가) 관측 개요

- 관측 개요
  - 관측기간: '98. 6.25.09시 ~ 7.5.03시 (LST)
  - 관측지점: 강릉, 대전, 안흥, 부산 (Fig. 3.8.2.)
  - 관측변수: 기압, 기온, 이슬점온도, 풍향, 풍속



**Fig. 3.8.2.** Location of existing and additional rawinsonde stations

- 관측기간 날씨 현황

25일에 전국적으로 비가 시작되어 비교적 많은 비가 왔다. 6.25~7.5까지 관측지점 부근의 강수일수 및 강수량을 보면, 대전(9일, 304.0mm), 광주(8일, 271.0mm), 서울(7일, 269.1mm), 서산(9일, 255.5mm), 부산(7일, 244.9mm), 강릉(6일, 104.7mm)를 각각 나타냈으며, 강릉을 제외한 전지역에서 비교적 많았다. 관측기간은 10일 밖에 되지 않지만 그 기간 중 장마의 시작 시기를 포함하고 있고 악기상 현상이 많이 발생하여 이번 관측기간은 본래의 관측 목적에 부합되게 선정되었다고 사료된다.

- KORMEX 집중 관측 장비

관측소별로 관측에 사용된 관측 장비와 레윈존데, 풍선, 개스 등의 내역은 Table 3.8.3에 나타나 있다.

Table 3.8.3. Upper-air observation system deployed at each station.

관측지점	관측팀	사 용 장 비	소 모 품		
			Sonde	Balloon	Gas
강릉	강릉대	GL-5000P(진양/VIZ) 예보연구실	진양 1524L	1,000g	헬륨47ℓ
			총소요량	1	
대전	공군	DIGICORA-II (GPS/Vaisala) 항공우주연구소	Vaisala RS-80-15G	500g	헬륨47ℓ
			총소요량	1	
안흥	공주대	IS-5A-RCR/77 (GPS/AIR) 국방과학연구소	AIR IS-5A-40××G	1,000g	헬륨47ℓ
			총소요량	1	
부산	부경대	IS-5A1-MET (Intellisonde/AIR) 수문기상연구실	Intellisonde IS-5A-1680HS	500g	헬륨47ℓ
			총소요량	1	

(나) 관측결과

- 관측결과

강릉, 안흥, 부산, 대전에서 6월 25일 09:00 LST부터 7월 5일 03:00 LST 까지 6시간 간격의 관측에서 얻은 고도별 기온, 노점, 상대습도, 풍향, 풍속 자료를 이용하여 각각의 연직분포를 살펴보았다. 기온, 노점 자료를 통하여 상층의 습윤 정도를 알 수 있었고, 풍향과 풍속 자료를 이용하여 바람의 수직구조를 파악하기에 용이한 자료를 생산하였다. 4개 지점의 관측소에서 시행한 비양 횡수, 관측 횡수, 결측 횡수와 자료 상태 등을 정리하였다(Table 3.8.4). 각 관측 시간별 날씨를 명기하여 참고가 되도록 하고 4개 관측소의 서로 다른 형식인 원시 자료를 분석이 용이하도록 형식을 통일시켜 정리하였다.

Table 3.8.4. Results of intensive field upper-air observations

관측장소	관측요원	관측장비	시험비양	재비양	관측횟수	결측횟수
대전 (공군 제 73기상전대)	5인	Vaisala사 Digicora-II	2회	3회	31회	9회
안흥 (공주대, 국방과학연구소)	12인	AIR사 77GPS/TMT	1회	2회	37회	3회
부산 (부경대)	6인	AIR사 Intelli	2회	2회	35회	5회
강릉 (강릉대, 진양공업(주))	15인	진양 GL-5000P	2회	10회	39회	1회
계	38인	4 Set	7회	17회	142회	18회

- 관측지점별 관측상황일지

① 장소: 대전(공군 제73기상전대 ; N36.18, E127.13, 고도:145m )

요원: 김영철 중령 외 4명

장비(항공우주연): Digicora-II(MW15) RAWIN System/ Vaisala사/ GPS방식

관측시각 (6/25)	지상 관측 자료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	-	-	-	-	-	-	-
09시	1011.0	22.0	0	0	비	57.4	관측 시작
15시	1008.7	24.0	220	2.0	비	22.3	
21시	1006.7	23.0	190	3.0	비	55.8	

관측시각 (6/26)	지상 관측 자료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1005.6	23.0	200	2.0	비	60.5	
09시	1007.0	21.0	200	3.0	비	44.2	
15시	1008.2	23.0	200	4.0	비	40.4	
21시	1009.8	21.0	230	1.0	비	48.3	

(6/27): 장비의 이상으로 결측

(6/28): 장비의 이상으로 결측

관측시각 (6/29)	지상 관측 자료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시							결측
09시	1011.0	25.0	0	0	맑음	29.8	
15시	1009.2	30.0	30	1.0	맑음	19.6	
21시	1009.7	25.0	320	1.0	맑음	25.9	

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	(6/30) 기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1009.9	23.0	0	0	맑음	13.9	
09시	1009.3	24.0	0	0	흐림	47.6	
15시	1007.7	24.0	0	0	비	49.8	
21시	1004.9	22.1	0	0	비	48.6	

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	(7/1) 기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1002.1	23.0	0	0	비	49.6	
09시	1002.2	22.0	210	2.0	비	23.7	
15시	1005.0	21.0	190	3.0	비	15.4	
21시	1007.9	21.0	220	3.0	비	100.9	

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	(7/2) 기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1009.4	22.0	0	0	흐림	18.0	
09시	1007.5	21.6	0	0	비	49.4	
15시	1007.9	24.4	310	1.0	비	49.0	
21시	1006.9	23.7	130	1.0	흐림	49.3	

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	(7/3) 기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1006.4	24.3	170	3.0	비	49.2	
09시	1010.3	22.0	200	4.0	비	19.1	
15시	1012.5	23.0	240	1.0	흐림	17.8	
21시	1012.3	22.0	0	0	흐림	12.3	

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	(7/4) 기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1013.4	20.0	0	0	비	37.6	
09시	1014.7	23.0	0	0	흐림	47.5	
15시	1013.4	28.0	0	0	맑음	43.2	
21시	1013.8	24.0	0	0	맑음	47.7	

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	(7/5) 기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1015.0	22.0	0	0	맑음	45.8	관측종료

결측 : 9회 (주원인 ⇒ 장비의 이상으로 부품 교체함)

② 장소: 안흥(공주대/국방과학연구소; N36.41, E126.10, 고도:70m)

요원: 소선섭 교수 외 9명, 국방과학연구소 (신홍우, 석광원)

장비(국방과학연): 77GPS · TMT System/AIR사/GPS방식

관측시각 (6/25)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시							
09시	1000.0	19.2	171	11.5		7.0	관측시작
15시	1003.0	21.4	91	1.2	비	8.5	
21시							결 측

관측시각 (6/26)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시							결 측
09시	1000.6	20.3	221	7.8		30.2	
15시	991.2	18.4	220	9.1		6.0	
21시	1003.3	18.1	213	8.5		7.3	

관측시각 (6/27)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1003.8	17.5	178	2.5		7.9	
09시	1005.1	23.3	180	3.0		6.9	
15시	1006.5	19.8	195	0.5		6.0	
21시	1006.2	20.8	184	7.8		13.7	

관측시각 (6/28)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1008.8	23.2	234	1.0		23.0	
09시	1004.3	23.2	360	2.0		9.3	
15시	1002.4	27.6	304	6.0		6.9	
21시	1007.4	21.0	299	3.9		13.1	

관측시각 (6/29)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1014.4	19.5	252	1.6		17.1	
09시	1006.1	26.0	335	1.2		7.1	
15시	1004.5	28.5	300	3.5		10.8	
21시	1002.7	23.1	360	3.3		7.5	



관측시각 (6/30)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1002.3	23.8	274	0.6		8.3	
09시	999.9	23.0	127	4.6		5.9	
15시	999.8	23.9	116	6.2		6.1	
21시	1000.7	22.1	302	2.7		51.1	

관측시각 (7/1)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	994.9	21.3	176	16.9		7.0	
09시	996.0	20.8	252	7.1		7.3	
15시	1000.0	21.5	278	5.4		7.5	
21시	999.0	20.0	254	5.9		6.5	

관측시각 (7/2)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1000.7	19.4	181	10.5		9.1	
09시	1000.2	20.8	161	5.1		531	
15시	1005.0	21.0	234	5.6		7.3	
21시	996.7	20.1	198	18.1		7.6	

관측시각 (7/3)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시							결측
09시						351	
15시	1007.8	21.2	230	4.1		24.0	
21시	1004.0	20.1	274	1.7		6.9	

관측시각 (7/4)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1007.8	21.8	345	1.6		5.3	
09시	1010.4	22.0	34	1.6		10.7	
15시	1007.0	22.5	319	5.4		17.6	
21시						11.7	

관측시각 (7/5)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1012.0	18.4	10	3.8		6.4	관측종료

결측: 3회(원인 ⇒ 2회; 강풍으로 비양실패, 1회; 컴퓨터하드 이상)

③ 장소: 부산(부경대학교 ; N35.75, E129.63, 고도:4m)

요원: 변희룡 교수 외 5명

장비(수문연): Intelli-sonde RAWIN System/ AIR사/ Radio Theodolite방식

관측시각 (6/25)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시							
09시	1019.8	22.0	260	0.5	비		관측시작
15시	1008.5	23.7	280	1.0	비	32.7	
21시							결 측

관측시각 (6/26)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시							결 측
09시	1009.2	24.0	250	3.2	비		결 측
15시	1009.0	24.4	250	4.5	비		결 측
21시	1009.1	23.6	260	4.5	비	936.3	

관측시각 (6/27)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1008.6	25.2	250	4.0	흐림	13.8	
09시	1013.9	24.0	250	1.0	흐림	246.6	
15시	1009.5	25.4	230	2.0	비	517.6	
21시	1010.5	23.6	0	0	비	338.9	

관측시각 (6/28)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1010.3	23.3	180	1.0	흐림	33.9	
09시	1008.9	23.6	270	1.0	흐림	220.8	
15시	1006.5	25.2	240	3.0	흐림	232.7	
21시	1007.8	24.2	255	1.0	흐림	85.6	

관측시각 (6/29)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1009.6	24.0	0	0	맑음	26.6	
09시	1008.2	26.9	0	0	맑음	15.7	
15시	1007.2	27.5	240	3.0	맑음	12.0	
21시	1009.5	24.4	240	1.0	맑음	67.3	

관측시각 (6/30)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1008.8	20.9	250	1.0	맑음	40.2	
09시	1005.8	24.1	240	1.7	흐림	13.4	
15시	1008.7	24.3	0	0	비	13.8	
21시	1009.7	24.7	110	0.8	비	893.2	

관측시각 (7/1)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1003.5	25.3	240	4.0	흐림	24.6	
09시	1004.5	25.5	260	5.0	맑음	394.0	
15시	1003.5	26.0	260	5.0	맑음	13.3	
21시	1006.3	24.0	280	0.5	맑음	17.2	

관측시각 (7/2)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1006.4	23.6	270	4.0	맑음	36.0	
09시	1007.7	23.3	270	0.5	흐림	12.9	
15시	1007.8	27.1	260	1.0	흐림	80.1	
21시	1012.2	24.7	260	4.0	비	162.0	

관측시각 (7/3)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1007.3	25.2	280	4.0	흐림	25.2	
09시	1005.0	25.3	280	2.0	흐림	712.7	
15시	1008.3	30.1	280	0.5	맑음	95.1	
21시	1011.8	25.7	280	0.5	흐림	56.3	

관측시각 (7/4)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1012.7	24.8	240	1.0	흐림	25.2	
09시	1012.7	26.5	270	1.0	흐림	12.6	
15시	1011.9	29.8	260	1.3	맑음	13.4	
21시	1020.4	24.5	260	2.8	흐림	240.9	

관측시각 (7/5)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1013.8	24.9	210	0.1	맑음	34.7	관측종료

결 측 : 5회 (주원인 ⇒ 장비의 이상, 운영 미숙)

④ 장소: 강릉(강릉대학교 ; N37.80, E128.90, 고도:60m)

요원: 최 효 교수 외 14명, 진양 기술팀(안태규, 최보현, 진해석)

장비(예보연): GL-5000P System/ 진양공업사/ LORAN-C방식

관측시각 (6/25)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	-	-	-	-	-	-	-
09시	1005.9	20.6	0	0	비	33.5	관측시작
15시	1004.8	20.8	0	0	비	56.1	
21시	1002.6	20.3	0	0	비	96.1	

관측시각 (6/26)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	997.1	19.8	0	0	비	65.4	
09시	996.9	21.1	0	0	흐림	39.7	
15시	996.8	28.1	248	1.5	흐림	596.8	
21시	998.4	24.3	252	0.7	구름많음	57.6	

관측시각 (6/27)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1000.1	25.7	66	0.8	구름많음	233.8	
09시	1000.9	28.7	280	0.5	구름조금	23.7	
15시	1000.0	34.5	209	1.0	구름조금	14.1	
21시	1001.0	27.8	257	1.8	구름조금	14.3	

관측시각 (6/28)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1001.0	27.5	98	0.8	구름많음	12.7	
09시	1001.9	27.5	43	0.3	흐림	11.1	
15시	1001.4	29.8	304	0.2	흐림	25.1	3차비양 (17시51분)
21시	1001.8	24.8	276	0.7	구름조금	18.8	

관측시각 (6/29)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1002.5	25.0	238	1.0	구름조금	30.3	
09시	1003.3	31.1	183	1.6	구름조금	170.2	
15시	1000.8	32.7	35	1.2	맑음	40.5	3차비양 (16시57분)
21시	1001.7	26.2	0	0	맑음	24.7	

관측시각 (6/30)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1001.5	25.2	360	1.4	맑음	51.1	
09시	1002.7	26.3	284	0.7	구름조금	22.9	
15시	1000.6	26.5	260	0.6	흐림	46.5	
21시	1000.2	22.8	0	0	비	820.2	3차비양 (23시15분)

관측시각 (7/1)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	997.3	22.4	305	0.7	비	86.0	
09시	995.3	23.9	5	0.6	흐림	17.0	2차비양 (10시21분)
15시	996.0	23.8	314	0.3	흐림	31.6	
21시	998.6	22.2	257	2.0	구름많음	11.9	

관측시각 (7/2)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	998.8	22.0	280	0.1	구름조금	98.5	
09시	1000.3	24.4	258	0.6	구름많음	2.5	
15시	997.3	26.9	270	0.7	구름많음	15.5	
21시	998.3	23.9	0	0	구름조금	24.6	

관측시각 (7/3)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	998.0	23.7	247	0.8	구름조금	63.6	
09시	1000.9	27.5	0	0	흐림	26.0	
15시	1002.2	29.8	188	0.5	흐림	-	2차비양 결측
21시	1003.5	25.9	0	0	흐림	63.9	

관측시각 (7/4)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1004.3	24.5	245	0.6	구름많음	16.0	
09시	1006.3	31.1	244	1.1	구름조금	30.9	2차비양 (09시25분)
15시	1004.7	33.2	269	1.8	구름조금	29.8	
21시	1005.5	26.5	286	0.7	구름조금	8.5	

관측시각 (7/5)	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(°C)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1006.0	25.9	243	1.7	맑음	19.4	관측종료

결측: 1회 (주원인 ⇒ 정전)

(다) 관측 수행시 특이사항

강화의 관측을 담당하기로 했던 서울대학교 팀이 학교 사정상 참여를 포기하였고, 환율 급등으로 인하여 소모품 공급에 차질이 생겼기 때문에 강화의 관측은 계획에서 삭제되었다. 원주의 관측을 담당하기로 했던 연세대학교 팀이 관측 시작 직후 장비가 고장을 일으켜 복구 불능한 상태가 되었기 때문에 원주 관측을 취소하였다. 관측팀 중 3인의 예비만 지원하도록 되어 있는 예산으로는 관측팀의 숙식을 해결하기 어려워 원주, 강화팀을 위해 책정되었던 예산을 안흥, 부산, 강릉팀의 운영으로 전용하고, 제주, 포항의 고층기상반의 관측 능력 향상을 위해 지원하였다. 실제로 안흥, 부산, 강릉팀은 각각 약 20명의 인원을 동원하여 관측을 실시하였다.

강릉대와 안흥에서의 결측률이 가장 낮았는데, 이는 강릉대에서 사용한 고층기상 관측 장비(GL-5000P(진양/VIZ))의 제작사인 진양공업(주)에서 별도로 직원을 파견하였기 때문에 비상 사태와 기기 고장 등의 발생 하에서도 비교적 안정적으로 운영이 가능하였고, 안흥에서는 국방과학연구소 담당 직원이 관측기간 동안 자신의 연구소 소유의 관측 장비에 대한 감독을 하였기 때문에 좋은 결과를 낼 수 있었다. 따라서 관측기간 동안의 1인 이상의 전문 관리요원의 파견이 필요하다고 본다.

강릉대의 관측 장비의 경우 비가 올 때 관측 성공률이 떨어졌으며 다른 관측지점에서도 비슷한 의견을 보였다. 부경대의 경우 역시 비가 올 때 문제가 많이 발생하였으며, 실험 초기에 관측 장비의 완전한 초기화에 어려움이 많았던 탓에 결측률이 높았다. 실험에 참가하였던 관측 요원들은 이번 실험을 통하여 차기년도 자료 생산을 위한 충분한 기술을 축적했다고 본다. Fig. 3.8.3은 4곳의 관측소 가운데 한 곳인 부경대에서의 관측 장면이다.

(라) 문제점 및 대책

최초로 실시된 '98년도 집중관측 실험에서는 관측장비의 다양화(4종)로 인한 장비 운영기술의 부족이 문제점으로 지적되었으며 그에 따른 전문 인력 배치의 필요성이 대두되었다. 어려운 문제지만 가능하면 동종의 관측장비 확보가

필요하며, 각 기관에서 운영하고 있는 장비를 임대(보험처리, 무료)하여 관측하기 때문에 어려운 점(고장시 대처방안 등)이 많았다. 따라서 각 관측 지점별 운영요원 1명 이상의 파견이 필요(연구소, 지방청)하다고 생각되었다. 관측요원들의 대우가 충분치 못했다는 것이 지적되었다. 이번 관측 실험은 대부분 각 대학교의 학생의 참여를 바탕으로 관측지점별 10명이 넘는 인원이 동원되는 대규모적인 것으로서 예상보다 운영에 어려운 점이 많았다. 특히 공주대에서 주관한 안흥에서의 관측 실험은 장소가 국방과학연구소라는 군사 지역에서 진행되었고 실험에 참가한 요원은 모두 여학생들이었기 때문

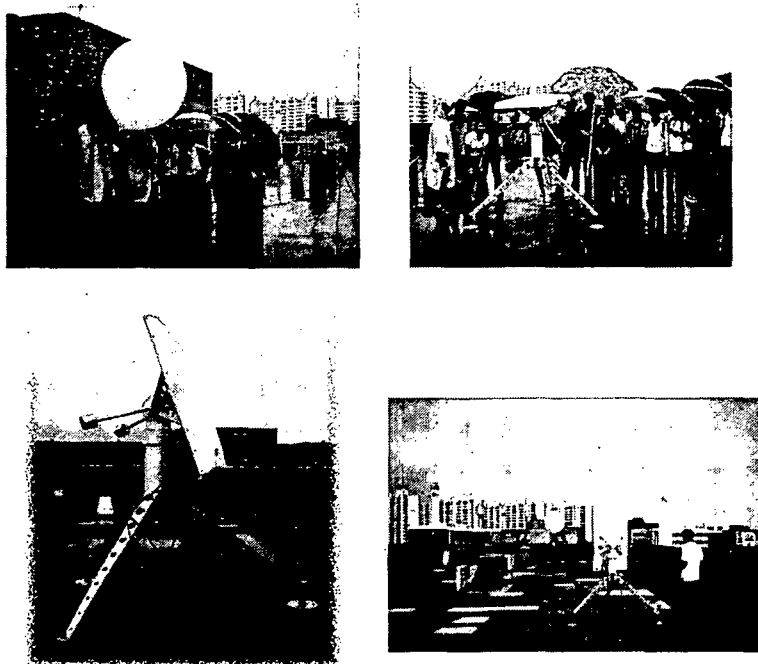


Fig. 3.8.3. Upper-air observation at Pukyung National Univ.

에 숙식 문제, 보안, 신변보호 문제 등으로 인한 비용이 예상보다 많이 소요되었다. 장비 운영교육을 중심으로 한 “훈련교육 캠프”를 강화하는 것이 요구된다. 한 장소에서 하는 방안과 각 관측지점별 순회 교육을 하는 방안, 관측 실시기간 즈음하여 훈련캠프를 집중적으로 실시하는 방안이 강구되어야 하겠다. 또한 차기년도에 실시할 예정인 집중관측을 위해 관련 기관(항공우주연구소, 국방과학연구소, 국립환경연구원, 공군 제73기상전대 등 관련 기관, 관측참여팀)들과의 지속적인 관계 유지가 필요하다고 사료된다.

## (2) 1999년도 관측 개요 및 결과

### (가) 관측 개요

#### - 관측 개요

- 관측기간: '99. 6.26.09시 ~ 7.6.03시 (LST)
- 관측지점: 강릉, 대전, 서천, 부산
- 관측변수: 기압, 기온, 이슬점온도, 풍향, 풍속

#### - 관측기간 날씨 현황

26일 제주지방에 장마전선의 영향으로 10~30mm의 비가 내렸으나, 강원 지방은 비교적 맑은 날씨를 나타냈다. 28~29일 장마전선은 제주도 남쪽해상에 위치하고 있었으나 화북지방에서 발달하고 있던 상층 고기압이 우리나라 부근에 정체함에 따라 중부지방은 장마전선의 영향을 받지 못했다. 전남 및 경남과 제주 지방은 장마전선의 영향으로 10~100mm의 비가 내렸고, 그밖의 지방은 고기압영향으로 구름많이 낀 날씨에 일최고기온이 30℃가 넘는 기온 분포를 나타냈다. 장마기간의 평균 기온은 22.2℃로 같은 기간 동안의 평년보다 조금 낮았으며, 지역차가 컸다. 서울·경기지역과 강원 북부에서는 평년기온이 평년보다 조금 높은 분포를 보였으나, 중부 이남 지역에서는 평년보다 조금 낮은 분포를 보였다. 평균기온의 평년 편차는 -2.9℃(남해) ~ 1.6℃(서울)의 분포로 전국적으로 약 -0.6℃였다. 30일 고기압 영향으로 구름 조금끼는 날씨를 나타냈다. 7월초 장마전선은 서쪽에서 접근하는 저기압의 영향으로 제주도 부근해상에 위치하면서 제주도를 포함한 남해안 지방에 영향을 주어 2일에는 통영에 강수량 156.3mm를 기록하였고 장마전선은 차차 중국 화북 지방과 일본 남쪽 먼바다로 이동하였다.

#### - KORMEX 집중 관측 장비

관측소별로 관측에 사용된 관측 장비와 레윈존테, 풍선, 개스 등의 소모품 내역은 Table 3.8.5.에 나타나 있다.



**Table 3.8.5.** Upper-air observation system deployed at each station.

관측지 점	관측팀	사 용 장 비	소 모 품		
			Sonde	Balloon	Gas
강 룡	강릉대	GL-5000P(진양/VI Z) 예보연구실	진양 1524L	1,000g	헬륨47 ℓ
			총소요량	1	
대 전	공 군	DIGICORA-II (GPS/Vaisala) 항공우주연구소	Vaisala RS-80-15G	1000g	헬륨47 ℓ
			총소요량	1	
서 천	공주대	IS-5A1-MET (Intellisonde/AIR) 서울대 공동기기원	AIR IS-5A-1680HS	1,000g	헬륨47 ℓ
			총소요량	1	
부 산	부산대	IS-5A1-MET (Intellisonde/AIR) 수문기상연구실	AIR IS-5A-1680HS	500g	헬륨47 ℓ
			총소요량	1	

(나) 관측결과

- 관측결과

강릉, 대전, 서천, 부산에서 6월 26일 09:00 LST부터 7월 6일 03:00 LST까지 6시간 간격의 관측에서 얻은 고도별 기온, 이슬점 온도, 상대습도, 풍향, 풍속 자료를 이용하여 각각의 연직분포를 살펴보았다. 기온, 이슬점 온도 자료를 통하여 상층의 습윤 정도를 알 수 있었고, 풍향과 풍속 자료를 이용하여 바람의 수직구조를 파악하기에 용이한 자료를 생산하였다. 4개 지점의 관측소에서 시행한 비양 횡수, 관측 횡수, 결측 횡수와 자료 상태 등을 정리하였다(Table 3.8.6.). 각 관측 시간별 날씨를 명기하여 참고가 되도록 하고 4개 관측소의 서로 다른 형식인 원시 자료를 분석이 용이하도록 형식을 통일시켜 정리하였다.

**Table 3.8.6. Results of intensive field upper-air observations**

관측장소	관측요원	관측장비	시험비양	재비양	관측횟수	결측횟수
대전 (공군 제73기상전대)	5인	Vaisala사 Digicora- II	2회	4회	40회	0회
서천 (공주대)	10인	AIR사 Intelli	2회	2회	40회	0회
부산 (부산대)	6인	AIR사 Intelli	2회	10회	37회	3회
강릉 (강릉대,진양공업(주))	8인	진양 GL-5000P	2회	3회	40회	0회
계	29인		8회	19회	157회	3회

- 관측지점별 관측상황일지

① 장소: 대전(공군 제73기상전대 ; N36.18, E127.14, 고도:132m )

요원: 김영철 중령 외 4명

장비(항공우주연): Digicora- II(MW15) RAWIN System/ Vaisala사/ GPS방식

【 관측일 : '99. 6.26 】

관측 시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	-	-	-	-	-	-	-
09시	1011.2	21.0	0	0	흐림	16.4	관측 시작
15시	1008.4	28.0	150	1.0	흐림	56.0	
21시	1008.8	24.0	310	2.0	흐림	90.1	

【 관측일 : '99. 6.27 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1010.0	21.0	0	0	흐림	39.5	
09시	1010.9	22.0	0	0	흐림	17.2	
15시	1009.5	30.0	90	1.0	맑음	56.1	
21시	1009.6	24.0	0	0.0	맑음	42.8	

【 관 측 일 : '99. 6.28 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1011.1	17.0	0	0	맑음	54.1	
09시	1010.2	20.3	0	0	흐림	99.5	
15시	1008.8	28.2	310	1.0	맑음	102.2	
21시	1007.5	22.7	0	0	흐림	80.7	

【 관 측 일 : '99. 6.29 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1006.9	21.7	0	0	안개	23.0	
09시	1006.8	25.0	40	8	맑음	32.7	
15시	1007.1	42.0	80	3	맑음	233.5	
21시	1006.2	26.0	64	0	맑음	226.3	

【 관 측 일 : '99. 6.30 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1009.0	17.0	97	0	맑음	17.4	
09시	1010.4	20.0	0	0	맑음	109.0	
15시	1008.9	30.0	300	1	맑음	38.2	
21시	1009.4	23.0	0	0	맑음	65.1	

【 관 측 일 : '99. 7. 1 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1009.5	18.0	0	0	흐림	71.2	
09시	1009.8	20.8	0	0	맑음	6.2	
15시	1007.5	24.3	90	4.0	흐림	35.7	
21시	1006.6	21.7	40	3.0	흐림	51.2	

【 관 측 일 : '99. 7. 2 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1004.6	18.9	70	6.0	비	800.0	
09시	1002.6	20.0	110	4.0	비	31.4	
15시	1003.8	21.0	70	6.0	비	7.7	
21시	1003.2	21.0	60	4.0	비	23.2	

【 관 측 일 : '99. 7. 3 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1005.0	19.0	30	2.0	맑음	19.9	
09시	1029.8	28.0	60	3.0	맑음	36.7	
15시	1007.8	29.0	130	2.0	맑음	16.9	
21시	1008.5	23.0	0	0	맑음	64.5	

【 관 측 일 : '99. 7. 4 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1010.8	19.0	0	0	맑음	112.3	
09시	1012.1	21.4	0	0	흐림	33.2	
15시	1009.5	28.4	260	1	흐림	19.3	
21시	1010.9	23.7	310	3	흐림	58.0	

【 관 측 일 : '99. 7. 5 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1010.9	19.0	0	0.0	흐림	20.0	
09시	1013.0	22.0	100	1.0	맑음	33.6	
15시	1029.8	28.0	30	3.0	맑음	13.5	
21시	1011.8	23.0	310	1.0	맑음	15.6	

【 관 측 일 : '99. 7. 6】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1013.1	19.0	0	0	맑음	50.4	관측종료

결 측 : 0회

② 장소: 서천 (공주대학교; N36.03, E126.39/19.7m)

요원: 소선섭 교수 외 9명

장비(서울대공동기기원): Intellisonde System/ AIR사/

【 관 측 일 : '99. 6.26 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	-	-	-	-	-	-	-
09시	1004.8	22.0	330	1.0		30.3	관측시작
15시	1003.6	26.0	190	2.0		17.2	
21시	1003.8	22.0	190	2.0		16.0	

【 관 측 일 : '99. 6.27 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1004.1	21.0	230	1.0		463.0	
09시	1005.4	23.0	300	1.0		17.8	
15시	1004.3	26.0	200	3.0		14.5	
21시	1004.3	23.0	270	1.0		243.7	

【 관 측 일 : '99. 6.28 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1004.0	20.0	300	1.0		12.6	
09시	1003.5	23.0	320	0.0		249.0	
15시	1002.8	24.0	190	3.0		10.8	
21시	1001.4	23.0	270	0.0		12.6	

【 관 측 일 : '99. 6.29 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1000.3	22.0	80	3.0		16.3	
09시	1000.8	26.0	330	1.0		14.3	
15시	999.0	31.0	230	2.0		17.9	
21시	1000.9	24.0	190	2.0		91.9	

【 관 측 일 : '99. 6.30 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1002.1	21.0	210	1.0		24.4	
09시	1003.8	24.0	210	2.0		11.3	
15시	1004.3	25.0	160	3.0		19.1	
21시	1004.4	23.0	210	1.0		13.0	

【 관 측 일 : '99. 7. 1 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1003.1	20.0	310	2.0		11.0	
09시	1003.8	22.0	20	2.0		14.3	
15시	1001.1	24.0	20	1.0		12.1	
21시	999.8	20.0	0	2.0		45.2	

【 관 측 일 : '99. 7. 2 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	996.6	20.0	240	2.0		87.6	
09시	995.6	21.0	210	3.0		17.9	
15시	996.6	24.0	310	2.0		21.1	
21시	997.8	22.0	290	2.0		16.7	

【 관 측 일 : '99. 7. 3 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	999.7	21.0	300	2.0		16.9	
09시	1002.6	24.0	40	7.0		12.9	
15시	1002.8	28.0	220	2.0		12.6	
21시	1002.3	23.0	170	1.0		14.0	

【 관 측 일 : '99. 7. 4 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1005.5	21.0	150	3.0		12.8	
09시	1006.6	22.0	160	3.0		163.0	
15시	1005.1	25.0	180	4.0		12.0	
21시	1005.3	23.0	230	0.0		11.7	

【 관 측 일 : '99. 7. 5 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1005.1	21.0	320	0.0		427.1	
09시	1006.9	25.0	240	2.0		13.3	
15시	1005.5	28.0	200	3.0		12.6	
21시	1005.7	23.0	240	1.0		13.5	

【 관 측 일 : '99. 7. 6 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1006.4	22.0	110	0.0		14.1	관측종료

결 측 : 0회

③ 장소: 부산 (부산대학교 ; N35.14, E129.04/144m)

요원: 안중배 교수 외 5명

장비(수문연):Intelli-sonde RAWIN System/ AIR사/ Radio Theodolite방식

【 관 측 일 : '99. 6.26 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
09시							관측시작 결측
15시	990	21.4	NE	3	흐림	18.1	
21시	990	19.0	SSE	3	흐림	39.6	

【 관 측 일 : '99. 6.27 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	989	16.8	S	2	맑음	51.6	
09시	991	22.6	NNE	2	맑음	578.2	
15시	991	25.2	S	2.5	맑음	11.3	
21시	990	21.8	N	2	흐림	265.3	

【 관 측 일 : '99. 6.28 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	990	21.6	N	1.8	맑음	93.6	
09시	991	22.8	NE	1.5	흐림	58.4	
15시	990	25.1	SW	1.3	흐림	14.6	
21시							결측

【 관 측 일 : '99. 6.29 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시							결 측
09시	984	19.8	N	7.3	비	169.9	
15시	984	20.2	NE	3.0	비	81.1	
21시	987	20.8	NE	3.0	흐림	12.4	

【 관 측 일 : '99. 6.30 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	989	19.0	SW	1	맑음	99.5	
09시	991	23.2	NE	1	맑음	16.2	
15시	991	24.5	E	5	맑음	80.1	
21시	992	21.8	N	2	맑음	99.6	

【 관 측 일 : '99. 7. 1 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	992	20.0	S	2	흐림	34.1	
09시	992	21.2	NE	3	흐림	90.6	
15시	991	21.9	NNW	1.4	흐림	31.3	
21시	990	20.0	NEE	1.5	흐림	122.5	

【 관 측 일 : '99. 7. 2 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	987	19.6	NNW	4.1	비	432.1	
09시	985	20.4	N	5.5	비	89.1	
15시	983	24.1	SW	1.0	흐림	325.4	
21시	985	20.8	SE	3.0	비	96.4	

【 관 측 일 : '99. 7. 3 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	986	19.6	NE	0.5	흐림	236.6	
09시	990	21.2	SE	3.0	흐림	27.1	
15시	991	25.2	N	5.0	맑음	28.5	
21시	992	20.4	W	5.0	맑음	35.2	



【 관 측 일 : '99. 7. 4 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	993	20.4	NW	7.0	흐림	38.8	
09시	993	21.2	NW	4.0	흐림	334.3	
15시	992	23.4	SW	1.1	맑음	24.5	
21시	993	20.4	NWW	4.1	맑음	20.1	

【 관 측 일 : '99. 7. 5 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	993	20.6	NW	5.9	흐림	19.5	
09시	994	21.8	NW	4.7	흐림	360.9	
15시	993	22.7	NW	4.0	흐림	15.8	
21시	994	20.8	NS	4.8	맑음	478.6	

【 관 측 일 : '99. 7. 6 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	993	20.4	SE	3	흐림	77.2	관측종료

결 측 : 5회

④ 장소: 강릉 (강릉대학교 ; N37.46, E128.52/17m)

요원: 최 효 교수 외 6명, 진양 기술팀(안태규)

장비(예보연): GL-5000P System/ 진양공업사/ LORAN-C방식

【 관 측 일 : '99. 6.26 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	-	-	-	-	-	-	-
09시	1001.9	30.5	175	0.7	맑음	62.8	관측시작
15시	999.7	35.9	330	2.9	맑음	35.5	
21시	1000.7	27.0	243	1.0	맑음	41.1	

【 관 측 일 : '99. 6.27 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1001.3	23.1	318	0.3	맑음	33.5	
09시	1001.6	29.5	266	0.7	맑음	81.6	
15시	995.5	36.9	1	0.7	맑음	145.4	
21시	1000.6	26.4	210	0.1	맑음	166.5	

【 관 측 일 : '99. 6.28 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1000.9	26.8	194	1.7	맑음	76.8	
09시	1003.4	30.0	111	0.3	맑음	84.1	
15시	1002.3	27.2	346	0.7	흐림	54.5	
21시	1002.1	22.7	256	0.0	흐림	58.1	

【 관 측 일 : '99. 6.29 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1001.6	20.1	297	0.7	안개	381.5	
09시	1003.4	22.7	298	2.0	흐림	15.8	
15시	1002.7	24.0	91	1.8	흐림	71.8	
21시	1003.0	21.4	297	0.2	흐림	57.1	

【 관 측 일 : '99. 6.30 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1003.6	21.6	275	0.2	흐림	90.0	
09시	1004.7	26.4	352	1.6	흐림	321.2	
15시	1003.9	25.1	301	1.0	흐림	32.4	
21시	1005.2	20.7	239	0.0	흐림	62.5	

【 관 측 일 : '99. 7.1 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날씨		
03시	1004.6	21.4	295	0.0	흐림	103.9	
09시	1004.9	22.3	22	0.3	흐림	32.7	
15시	1002.8	24.9	1	1.0	흐림	11.4	
21시	1002.8	22.3	278	0.0	흐림	20.5	

【 관 측 일 : '99. 7. 2 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1001.1	21.3	255	0.2	흐림	65.7	
09시	1001.4	22.3	309	1.6	흐림	50.6	
15시	1000.7	23.6	298	1.0	흐림	22.7	
21시	1001.2	21.9	316	0.0	흐림	13.4	

【 관 측 일 : '99. 7. 3 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1001.8	21.2	91	0.4	흐림	30.7	
09시	1003.5	23.1	288	0.6	흐림	224.6	
15시	1004.0	26.2	209	2.0	맑음	108.6	
21시	1005.1	22.4	211	0.1	흐림	45.1	

【 관 측 일 : '99. 7. 4 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1005.1	19.6	236	0.0	흐림	77.2	
09시	1006.2	22.1	321	0.0	흐림	56.7	
15시	1005.3	25.9	57	1.5	흐림	56.3	
21시	1006.5	21.1	260	0.4	맑음	44.9	

【 관 측 일 : '99. 7. 5 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1007.3	20.5	254	0.2	흐림	70.7	
09시	1007.7	24.3	289	1.5	맑음	32.0	
15시	1007.6	24.2	109	1.6	흐림	49.3	
21시	1007.7	19.8	229	0.3	흐림	57.6	

【 관 측 일 : '99. 7. 6 】

관측시각	지 상 관 측 자 료					최종기압 (hPa)	비고
	기압(hPa)	기온(℃)	풍향(°)	풍속(m/s)	날 씨		
03시	1007.3	17.9	246	0.3	흐림	162.8	관측종료

결 측 : 1회 (주원인 ⇒ 정전)

Fig. 3.8.4는 4곳의 관측소 가운데 한 곳인 대전 공군 제73기상전대에서의 관측

장면이다.

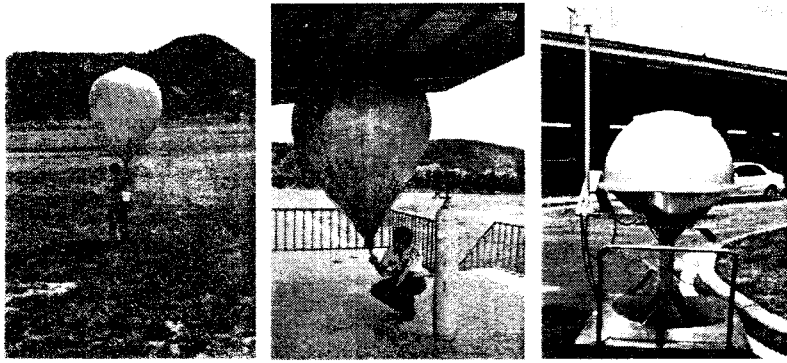


Fig. 3.8.4. Upper-level observation at TAEJON

## 2. 지상정밀관측

### 가. 관측 시스템

본 연구에 사용된 에디 공분산 시스템의 구성은 다음과 같다.

#### (1) 주요 센서들

연직 바람 성분, 기온, 수증기 밀도의 변동을 측정할 수 있는 3차원 초음파 풍향 풍속계 (Three Dimensional Sonic Anemometer, CSAT3), 개회로 수증기 농도 측정기 (Ultraviolet Krypton hygrometer, KH20), 미세선 열전대 (Fine Wire Thermocouple, FW05)로 에디 공분산 시스템을 구성하였다.

#### - CSAT3 초음파 풍속계

a. CSAT3은 서로 직교하지 않는 3개의 축상에서 풍속과 음속을 측정하는 3차원 초음파 풍속계이다. 여기서 측정된 값들로부터 서로 직교하는 풍속과 온도를 계산할 수 있다. CSAT3은 평균 수평 바람의 속도와 방향, 또는 수평바람과 연직 바람의 평균으로부터의 변동분을 측정하는데 이용된다. 이 변동분을 이용하면 운동량 플럭스를 계산할 수 있다. 연직 바람의 변동분과 온도 혹은 습도의 변동분간의 공분산(covariance)을 구하면, 현열 및 잠열플럭스도 알 수가 있다. CSAT3의 단자는 젓지 않도록 밀봉되어 있어 전천후용으로 사용할 수 있으나 만약 물방울이 단자 바로 위에 머물게 되면 초음파 펄스를 산란시켜 측정된 바람 자료는 정확하지 않게 된다. 단자의 표면이 마르게 되면 다시 제대로 된 측정이 이루어지게 된다.

#### b. 측정 원리

CSAT3은 직교하지 않는 3개의 축 끝에 달려 있는 6개의 단자가 서로 초음파 펄스를 주고받는데 걸리는 시간을 측정하여 풍속과 음속을 측정하게 된다. 그 측정된 풍속은 직교하는 바람의 성분 즉,  $u$ ,  $v$ ,  $w$ 로 변환된다. 음속은 직교하지 않는 3개의 축에서 구한 평균값으로 주어진다. 측정속도는 1Hz에서 60Hz까지 프로그램을 바꿔 측정할 수 있다. 신호가 일정하게 들어오는 경우, 풍속 측정시의 잡음의 표준 편차는  $u$ 와  $v$ 성분이 약 1mm/s이고,  $w$  성분이 0.5mm/s, 그리고 음속  $c$ 가 1mm/s(또는 0.002°C)이다. 이 잡음은 표본율(sample rate)에 의해 영향을 받지 않는다. 바람 측정시 차감(offset)은 -30°C에서 50°C사이의 운영 범위에서  $\pm 4 \text{ cm}^{-1}$ 보다 작다

#### c. 산출신호

CSAT3은 SDM, RS-232 또는 아날로그 출력 장치를 이용하여 자료 재생(retrieval) 장치에 자료를 산출한다. 모든 출력 신호는 2개의 scan 지연(delay)을 갖고 있다.

풍속 측정의 범위와 분해능은  $\pm 65.535\text{m/s}$ (또는  $\pm 30.0\text{m/s}$ ) 내에서 측정이 가능하며, 이 범위 내에서 자동 설정된다. 최소 유효 bit는  $2\text{mm/s}$ 당 0.25이다. 음속은 300에서  $366\text{m/s}$ ( $-50^\circ\text{C}$ 에서  $60^\circ\text{C}$ 의 경우) 범위 내에서 측정 가능하며 최소 유효 bit는  $1\text{mm/s}$ ( $0.002^\circ\text{C}$ )이다. 아날로그 출력단자의 수는 네 개이며 전압의 범위는  $\pm 30\text{V}$ 이고, 그 분해능은 약  $2.4\text{mV}$ 이다. 아날로그 범위와 분해능은  $\pm 30\text{m/s}$  범위 내에서  $u, v$ 를 측정할 경우에는, 최소 유효 bit가 15이고,  $\pm 60\text{m/s}$ 내에서는 최소 유효 bit가  $30\text{mm/s}$ 이다.  $w$ 가  $\pm 8\text{m/s}$  범위 내에서 측정되면 최소 유효 bit는  $4\text{mm/s}$ 이다. 음속의 경우, 300에서  $366\text{m/s}$ ( $-50^\circ\text{C}$ 에서  $60^\circ\text{C}$ )내에서 측정 가능하고 최소 유효 bit는  $16\text{mm/s}$ ( $0.026^\circ\text{C}$ )이다.

#### d. 몸체의 제원

측정 경로 길이는 수직으로  $10.0\text{cm}$ , 수평으로  $5.8\text{cm}$ 이며, 수평을 기준으로 직경이  $0.64\text{cm}$ 인 단자가 각각  $60^\circ$ 를 유지하고 있다. 단자의 직경을  $0.64\text{cm}$ 이고, 단자의 mounting 팔의 직경은  $0.84\text{cm}$ 이다.

#### e. 전력 요구량

약  $10\text{--}16\text{VDC}$ 를 필요로 한다. 전류의 경우,  $60\text{Hz}$ 로 측정할 경우는  $200\text{mA}$ ,  $20\text{Hz}$ 의 경우는 약  $100\text{mA}$ 가 소요된다.

#### f. 작동원리

CSAT3은 서로 마주보고 있는 단자쌍이 서로 초음파 펄스를 주고받음으로써 풍속과 음속을 측정하게 되는데 그 원리는 다음과 같다. 각 축에 달려 있는 단자쌍은 서로 반대편에 1개씩 초음파 신호를 발신한다. 첫 번째로 발신된 신호의 비행 시간은 다음 식으로 구해진다.

$$t_0 = \frac{d}{c + u_a}$$

그리고 두 번째 즉 반대 방향으로 발신된 신호의 비행 시간은 다음 식으로 구해진다.

$$t_b = \frac{d}{c - u_a}$$

여기서  $t_0$ 는 단자간의 기상 축을 따라서 첫 번째 신호가 비행한 시간이고,  $t_b$ 는 반대편 단자가 보낸 신호가 도달하는데 걸린 시간이다.  $u_a$ 는 단자 축을 따라서 부는 바람이며,  $d$ 는 두 단자간의 거리,  $c$ 는 음속을 나타낸다. 따라서 풍속  $u_a$ 는 위 두 식을 이용하면 구할 수 있다. 그런데 이 풍속은 직교하지 않는 축을 기준으로 구해진 것이므로 이것을 다시 좌표 변화하여 직교 풍속을 구하면 그것이 결국 사용자가 필요로 하는 값이 된다.

온도의 경우는 위의 두 식을 이용하여 음속을 구한 후, 다음과 같은 관계식으로부터 구해진다.

$$c^2 = r_d R_d T_s = r_d R_d T (1+0.51q)$$

여기서  $c$ 는 음속,  $r_d$ 는 부피가 일정할 때의 비열에 대한 일정 압력 하의 건조 공기에 대한 비열의 비,  $R_d$ 는 건조 공기의 기체 상수,  $T_s$ 는 초음속 가온도(sonic virtual temperature),  $T$ 는 기온 그리고  $q$ 는 비습이다.

이런 과정을 통해서 구해지는 자료는, 보다 진보된 디지털 신호 처리법을 이용하여 일반 상업용 풍속계보다 자료의 값은 정확하고 적은 노이즈를 발생시킨다. 또한 이 방법은 보다 빨리 신호를 추적할 수 있으며, 신호의 상태와 기기의 수행 능력 상태를 보여준다. 풍속계가 한 단자에서 초음파 신호를 보내면 반대편 단자가 받은 신호를 기록한다. 시스템의 수행을 최적화하기 위해 CSAT3은 오직 제한된 시간 범위 내에서 받은 신호를 찾는다. 시스템의 수행을 최적화하기 위해 CSAT3은 오직 제한된 시간 범위 내에서 받은 신호를 찾는다. 그 범위의 정확한 시작과 끝 시간은 단자간의 거리와 관측되는 현재 풍속과 음속의 상태에 따라 결정된다.

전력이 올라가거나 신호의 유실이 있는 뒤에서 CSAT3은 한 모드(mode)를 입력하게 되는데 여기서는 각 단자쌍에 대해 경로를 실험하게 된다. 이것을 “취득(acquire)” 모드라 하는데 정상적으로 자료가 출력되기 전 약 10초 동안 이루어진다. 이러한 지연(delay)은 부분적으로 일어나는데 그것은 풍속계가 단자쌍들의 최근 반응 상태에 대한 기록 특히, 풍속과 음속에 대한 과거 기록이 없기 때문이다. 이 모드 하에서 풍향계는 매우 넓은 시간 범위에 걸쳐 탐색하여 단자가 받은 신호의 정확한 도착 시간을 구한다.

일단 풍향계가 신호를 얻게 되면, 부착된 알고리즘을 이용하여 “실행 변수(execution parameter)”와 가장 최근에 측정된 초음파 비행 시간을 이용하여 탐색 범위의 시작과 끝 시간을 조정한다. 이 조정원리는 다음과 같다. 즉, 주어진 시간 내에 공기 이동의 역학(dynamics)의 일정량 이상의 공기 움직임으로부터 비행 시간이 변하지 않도록 하는 것이다. 이 알고리즘을 이용하면 시간 범위의 폭이 가장 좁도록 만들어, 고정된 보다 넓은 범위와 비교할 때 전체 전력 소비는 적게 하면서 보다 높은 주파수로 측정이 이뤄진다.

- 개회로 수증기 농도 측정기 (KH20)

본 연구에서 수증기 밀도를 측정하기 위해 사용한 KH20은 source tube에 krypton 가스가 함유되어 있다는 점을 제외하고는 Lyman- $\alpha$  습도계와 유사한 고속 반응 기기로 100Hz의 주파수 반응을 가진다.

a. 수증기 플릭스 측정 방법

KH20에 사용된 krypton 램프는 123.58 nm의 주선과 116.49 nm의 부선을 방사한다. 이 두 파장은 수증기와 산소 분자에 의해 흡수된다. 아래의 방정식은 수증기와 산소 분자에 의한 흡수를 항으로 한 습도계 신호를 표현한 것이다.

$$V_h = V_{o1} \exp(-xk_{w1}\rho_v - xk_{o1}\rho_o) + V_{o2} \exp(-xk_{w2}\rho_v - xk_{o2}\rho_o)$$

여기서  $V_h$ 는 습도계로부터의 신호 전압,  $V_{o1}$ 과  $V_{o2}$ 은 흡수가 없을 때의 주선과 부선 신호,  $x$ 는 습도계의 경로,  $k_{w1}$ 과  $k_{w2}$ 는 주선과 부선에 대한 수증기 흡수 계수,  $k_{o1}$ 과  $k_{o2}$ 는 주선과 부선에 대한 산소 분자 흡수 계수, 그리고  $\rho_v$ 와  $\rho_o$ 는 수증기와 산소의 밀도이다.  $V_{o1} \gg V_{o2}$ 이고  $k_{w1} \sim k_{w2}$ 이라면, 하나의 수증기 흡수 계수를 사용하여 위의 식을 아래와 같이 변형할 수 있다.

$$V_h = V_{o1} \exp(-xk_w\rho_v) [\exp(-xk_{o1}\rho_o) + (V_{o2}/V_{o1})\exp(-xk_{o2}\rho_o)]$$

$(V_{o1}/V_{o2}) \rightarrow 0$  이므로,

다시

$$V_h = V_o \exp(-xk_w\rho_v) \exp(-xk_o\rho_o)$$

와 같이 근사할 수 있다.

위의 근사식을 자연로그 변형하고  $\rho_v$ 에 대해 전개하면

$$\rho_v = \frac{\ln V_h}{-xk_w} - \frac{\ln V_o}{-xk_w} + \frac{k_o}{-k_w} \rho_o \quad (3.8.1)$$

이다.

레이놀즈 평균을 적용하면, 연직 바람 성분과 수증기 밀도의 공분산은 다음과 같다.

$$\overline{w'\rho_v'} = \overline{w\rho_v} - \overline{w} \overline{\rho_v} \quad (3.8.2)$$

위의 식에 (정밀1)을 대입하면

$$\overline{w'\rho_v'} = \frac{\overline{w(\ln V_h)} - \overline{w} \overline{\ln V_h}}{-xk_w} + \frac{k_o}{-k_w} (\overline{w\rho_o} - \overline{w} \overline{\rho_o}) \quad (3.8.3)$$

이다. 여기서  $\ln V_o$ 는 상수임을 유의하라.

위 식의 첫 번째 항은 수증기 플럭스이고 두 번째 항은 산소 분자 보정이다. 산소 분자의 밀도는 직접적으로 측정되지 않는다. 그러나 이상기체법칙을 사용하여 측정 변수 항으로 표현할 수 있다. (아래 식)

$$\rho_o = \frac{PC_oM_o}{RT} \quad (3.8.4)$$

여기서  $P$ 는 대기압,  $T$ 는 기온,  $C_o$ 는 산소 분자 농도,  $M_o$ 는 산소 분자량, 그리고  $R$ 은 보편 기체 상수이다. (3.8.3)에 위의 식을 대입하면



$$\begin{aligned} \overline{w' \rho_v'} &= \frac{\overline{w(\ln V_h)} - \overline{w} \overline{\ln V_h}}{-x k_w} \\ &+ \frac{k_o}{-k_w} \frac{C_o M_o P}{R} [\overline{w T^{-1}} - \overline{w} \overline{T^{-1}}] \end{aligned}$$

이다.

(3.8.2)와 유사하게 위 식의 첫 번째 항 분자를

$$\overline{w'(\ln V_h)'} = \overline{w(\ln V_h)} - \overline{w} \overline{\ln V_h}$$

과 같이 변형하고 전형적인 플럭스 평균 시간 (typical flux averaging period) 동안 대기압은 변하지 않으므로 최종적으로 다음과 같이 잠열 플럭스를 표현할 수 있다.

$$\begin{aligned} LE &= L_v \overline{w' \rho_v'} \\ &= L_v \frac{\overline{w'(\ln V_h)'}}{-x k_w} + L_v \frac{k_o}{-k_w} \frac{C_o M_o P}{R} \overline{w'(T^{-1})'} \end{aligned} \quad (3.8.5)$$

만약 위 식의 두 번째 항에서 온도의 역수 대신에 온도와 연직 바람 성분의 공분산으로 산소 분자 보정을 표현할 수 있다면 계산이 더 편리할 것이다. 이것을 염두에 두고 다음과 같이 (3.8.3)식을 표현하자.

$$\overline{w' \rho_v'} = \frac{\overline{w'(\ln V_h)'}}{-x k_w} + \frac{k_o}{-k_w} (\overline{w' \rho_o'}) \quad (3.8.6)$$

이상기체법칙 식 (3.8.4)에서 알 수 있듯이 산소 분자 밀도의 변동은 기압과 온도 변화에 의해 생긴다. 이러한 산소 분자 밀도의 변동은 (3.8.4)를 일차미분 하여 근사할 수 있다.

$$\rho_o' = \left[ \frac{C_o M_o}{RT} \right] P' - \left[ \frac{C_o M_o P}{RT^2} \right] T'$$

전형적인 플럭스 평균 시간 동안 밀도의 변동이 매우 작기 때문에 위의 식을 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\rho_o' = - \left[ \frac{C_o M_o P}{RT^2} \right] T'$$

위 식을 (3.8.6)식에 직접 대입하고 기화 잠열을 곱해 주면 최종적으로 아래의 식을 얻을 수 있다.

$$LE = L_v \frac{\overline{w'(\ln V_h)'}}{-x k_w} + L_v \frac{k_o}{-k_w} \frac{C_o M_o P}{RT^2} \overline{w' T'} \quad (3.8.7)$$

(정밀7)식이 본 연구에서 수증기 (잠열) 플럭스를 측정하는데 사용한 식이다.

## b. 수증기 밀도의 분산

수증기 밀도의 분산을 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\sigma_{\rho_v}^2 = \frac{\sum (\rho_v - \bar{\rho}_v)^2}{N} = \frac{\sum (\rho'_v)^2}{N} = \overline{(\rho'_v)^2} \quad (3.8.8)$$

여기서  $\rho_v$ 는 순간적인 수증기 밀도,  $\bar{\rho}_v$ 는 평균 수증기 밀도, 그리고  $\rho'_v$ 은 순간적인 수증기 밀도의 평균 편차이다. 따라서 수증기 밀도의 변동은

$$\rho'_v = \rho_v - \bar{\rho}_v$$

와 같다. 이식과 (3.8.1)을 (3.8.8)에 대입하고 적당히 변형하면 다음과 같은 식을 얻을 수 있다.

$$\begin{aligned} \overline{(\rho'_v)^2} = & (-xk_w)^{-2} \left\{ \overline{[(\ln V_h)']^2} + \frac{2xk_o C_o M_o P}{R} \overline{(\ln V_h)' (T^{-1})'} \right. \\ & \left. + \left( \frac{xk_o C_o M_o P}{R} \right)^2 \overline{[(T^{-1})']^2} \right\} \end{aligned} \quad (3.8.9)$$

이식은 수증기 밀도의 변동과 그와 동시에 발생하는 산소 분자 보정을 설명한다. 산소 분자 보정을 나타내는 (정밀9)식의 두 번째 항과 세 번째 항은 계산하기가 거추장스럽지만 아래와 같이 단순한 형태로 간단화할 수 있다.

(정밀4)식을 (정밀1)식에 대입하고 미분하면 다음과 같은 식을 이끌 수 있다.

$$\rho'_v = \frac{(\ln V_h)'}{-xk_w} - \frac{k_o}{-xk_w} \left[ \frac{C_o M_o P}{RT^2} \right] T'$$

여기서  $T$ 는 절대온도이다. 이식을 (정밀8)식에 직접 대입하고  $T^{-4}$ 를 가지는 마지막 항을 무시하면 최종적으로 다음 식을 얻을 수 있다.

$$\overline{(\rho'_v)^2} = \frac{\overline{[(\ln V_h)']^2}}{(-xk_w)^2} - \left[ \frac{2C_o M_o P}{RT^2} \right] \left[ \frac{k_o}{x(-k_w)^2} \right] \overline{T'(\ln V_h)'} \quad (3.8.10)$$

수증기 밀도의 표준 편차를 구하기 위해서는 (3.8.10)에 제곱근하면 된다.

#### 나. 좌표 변환

관측지가 평평하지 않고 경사가 져 있거나 초음파 풍향 풍속계가 기울어져 있는 경우,  $w \neq 0$ 이 된다. 따라서 이에 따른 보정이 필요하다. 이렇게 관측지의 경사

나 기기 자체의 기울어짐에 따라 발생하는 오차는 적당한 좌표 변환을 통해 쉽게 보정할 수 있으며 본 연구에서는 Wesely (1970)가 제시한 다음과 같은 좌표 변환식을 사용하였다.

$$\begin{aligned}\overline{w' \rho_v'} &= \overline{w' \rho_v'}_i \cos \theta - \overline{u' \rho_v'}_i \sin \theta \cos \Sigma - \overline{v' \rho_v'}_i \sin \theta \sin \Sigma \\ \overline{w' T'} &= \overline{w' T'}_i \cos \theta - \overline{u' T'}_i \sin \theta \cos \Sigma - \overline{v' T'}_i \sin \theta \sin \Sigma \\ \cos \theta &= \frac{(\overline{u^2} + \overline{v^2})^{0.5}}{(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})^{0.5}} \\ \sin \theta &= \frac{\overline{w}}{(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})^{0.5}} \\ \cos \Sigma &= \frac{\overline{u}}{(\overline{u^2} + \overline{v^2})^{0.5}} \\ \sin \Sigma &= \frac{\overline{v}}{(\overline{u^2} + \overline{v^2})^{0.5}}\end{aligned}$$

여기서 아래첨자  $i$ 는 보정전의 공분산 값이다.

#### 다. 관측 결과 분석

산림 지역내에서의 에너지 수지는 나지나 자유 수면에서의 에너지 수지 보다 훨씬 복잡한 형태로 이루어진다. 첫째, 현열 속, 잠열 속, 순복사와 같은 플럭스들이 canopy내에서는 공간적으로 변한다. 따라서 지표-대기 모델에서 canopy층의 에너지 수지를 고려하기 위해서는 canopy 꼭대기에서 순복사, 잠열 속, 현열 속의 측정이 필요하다. 둘째, canopy내의 광합성과 이산화탄소 교환으로 인해 canopy내에서의 열 저장은 물리적인 열 저장과 생화학적 열 저장을 고려해야 한다. 마지막으로 canopy 내의 잠열 속은 증발작용 뿐만 아니라 증산작용에 의해 생긴다.

Fig. 3.8.5는 좌표 변환을 한 잠열, 현열, 순복사, 토양열 플럭스의 시계열로 1998년 11월과 1999년 1월의 경우를 비교하였다. 이들 지표 플럭스값들은 대체적으로 규칙적인 일 변화를 보여 주고 있으며, 이러한 일 변화는 각 시간대로 평균한 Fig. 3.8.6에 뚜렷이 나타난다. 또, 이러한 일 변화 형태는 McNaughton and Black (1973)의 전나무 지역에서의 에너지 수지 일 변화 형태와도 잘 일치한다.

산림 canopy내의 다양한 환경에서의 온·습도, 풍속의 변화를 알아보기 위해 취주 거리(fetch, 31m 높이), 군락권 경계층 내(within canopy boundary layer, 24m 높이) canopy 바로 위(16m 높이), 그리고 수목 내(9m 높이)에 각각 온·습도계와 풍속계를 설치하여 시간에 따른 변화를 월별로 조사하였다.

Fig. 3.8.7은 canopy 내의 시간에 따른 온도 변화를 살펴본 것으로, 1998년 11월, 1999년 1월, 5월, 7월의 기간동안 4개층의 평균 온도와 31m 높이와 9m 높이의 온도 차이의 시계열을 나타낸 것이다. 또, 각 기간 동안의 일변화 특성을 살펴보기 위하여 매월의 평균 일변화 양상을 Fig. 3.8.8에 각각 나타내었다. 같은 기간동안

평균 수증기압과 역시 두 층간의 수증기압 차이를 Fig. 3.8.9에 그리고, 각각의 월 평균 일변화를 Fig. 3.8.10에 나타내었다. 기온의 일변화 양상은 네달 모두 비슷하지만, 일변화 범위, 즉 일교차는 모두 달라 5월에 가장 큰 값을 보였다. 두 층간의 온도 차이는 야간에는 음의 값을 주간에는 양의 값을 보이는 형태가 11월, 1월, 5월 모두 나타났고 5월에 가장 뚜렷하였다. 그러나 7월에는 거의 모든 시간대에 양의 값을 보여 다른 계절과 분명한 차이를 보였다. 한편, 두 층간의 온도 차이는 계절에 따라 큰 차이가 없었지만, 7월에 그 차이가 가장 작게 나타났다. 수증기압의 경우에는 계절별 차이가 뚜렷하여 겨울을 대표하는 1월의 경우에는 그 값도 적고 일변화 폭도 크지 않지만, 11월, 5월, 7월의 경우에는 일변화 특성이 뚜렷이 나타났고 계절에 따른 차이를 보였다. 두 층간의 수증기압 차이도 계절에 따라 그 값의 차이가 커 온도 변화와는 다른 특성을 보여 주었다.

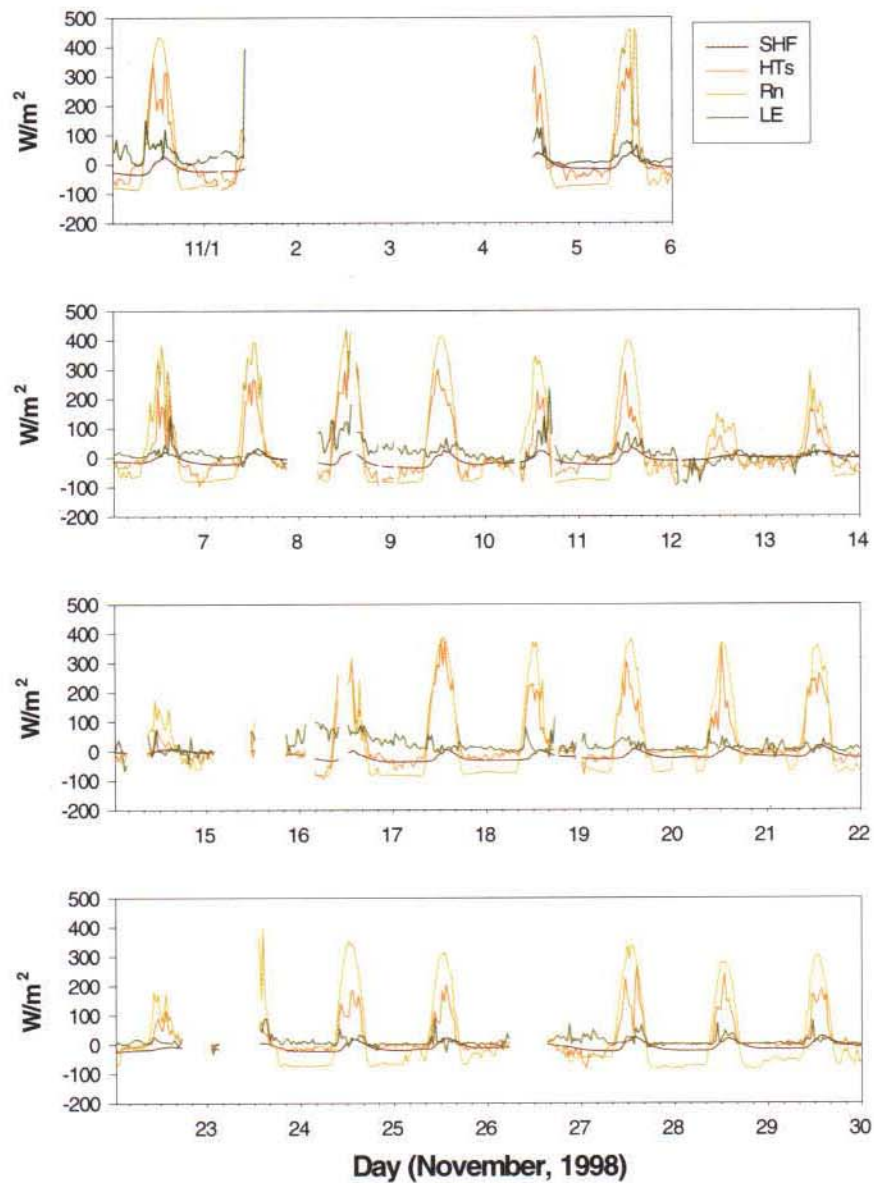


Fig. 3.8.5. Time series of corrected latent heat flux, sensible heat flux, net radiation and soil heat flux at Kwangnung for November, 1998 and January, 1999.

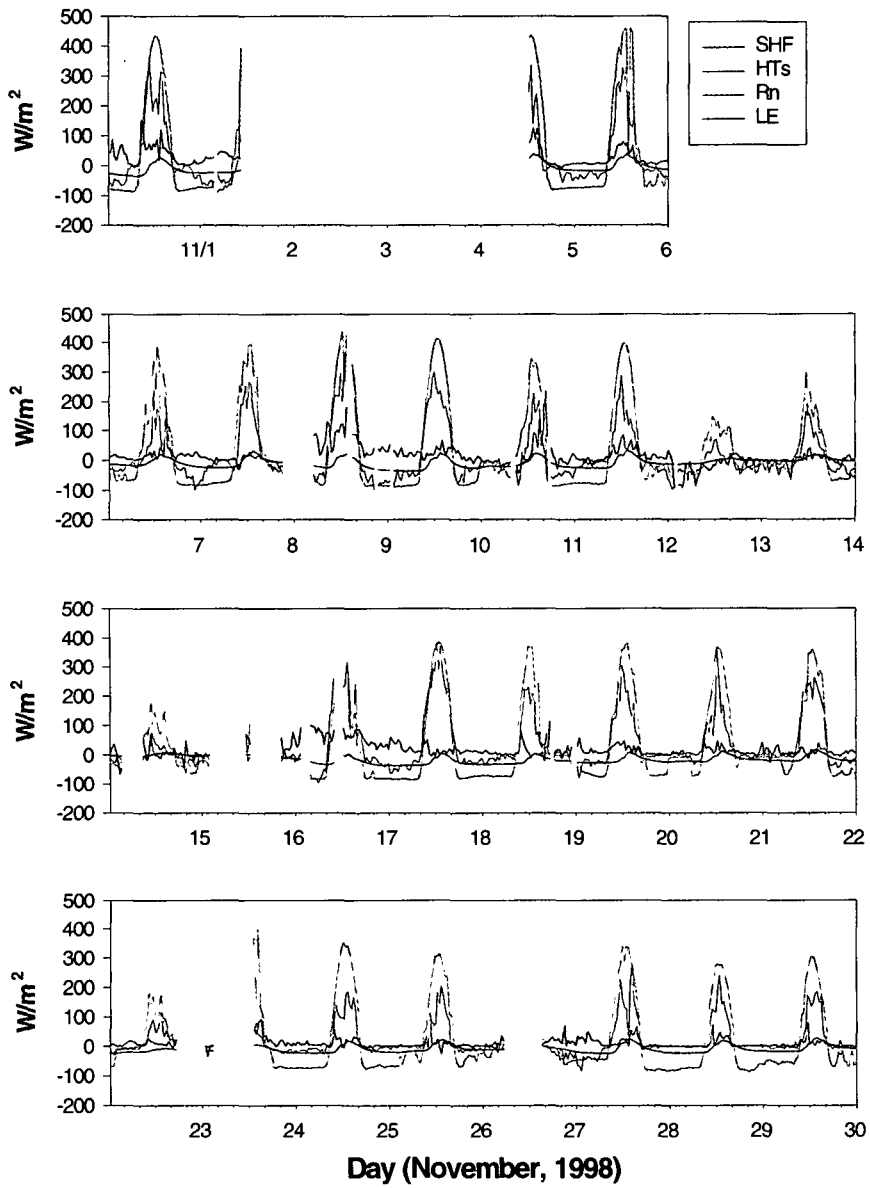


Fig. 3.8.5. Time series of corrected latent heat flux, sensible heat flux, net radiation and soil heat flux at Kwangnung for November, 1998 and January, 1999.

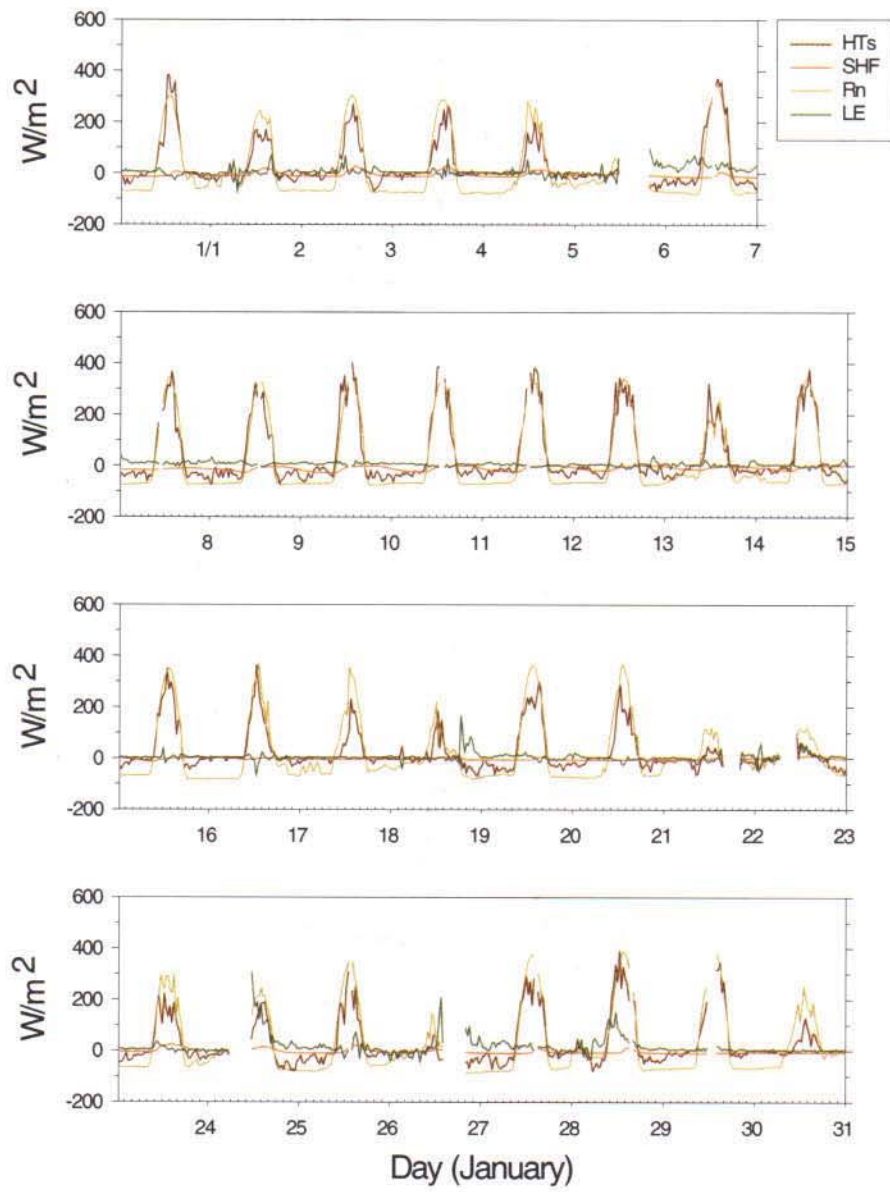


Fig. 3.8.5 Continued.

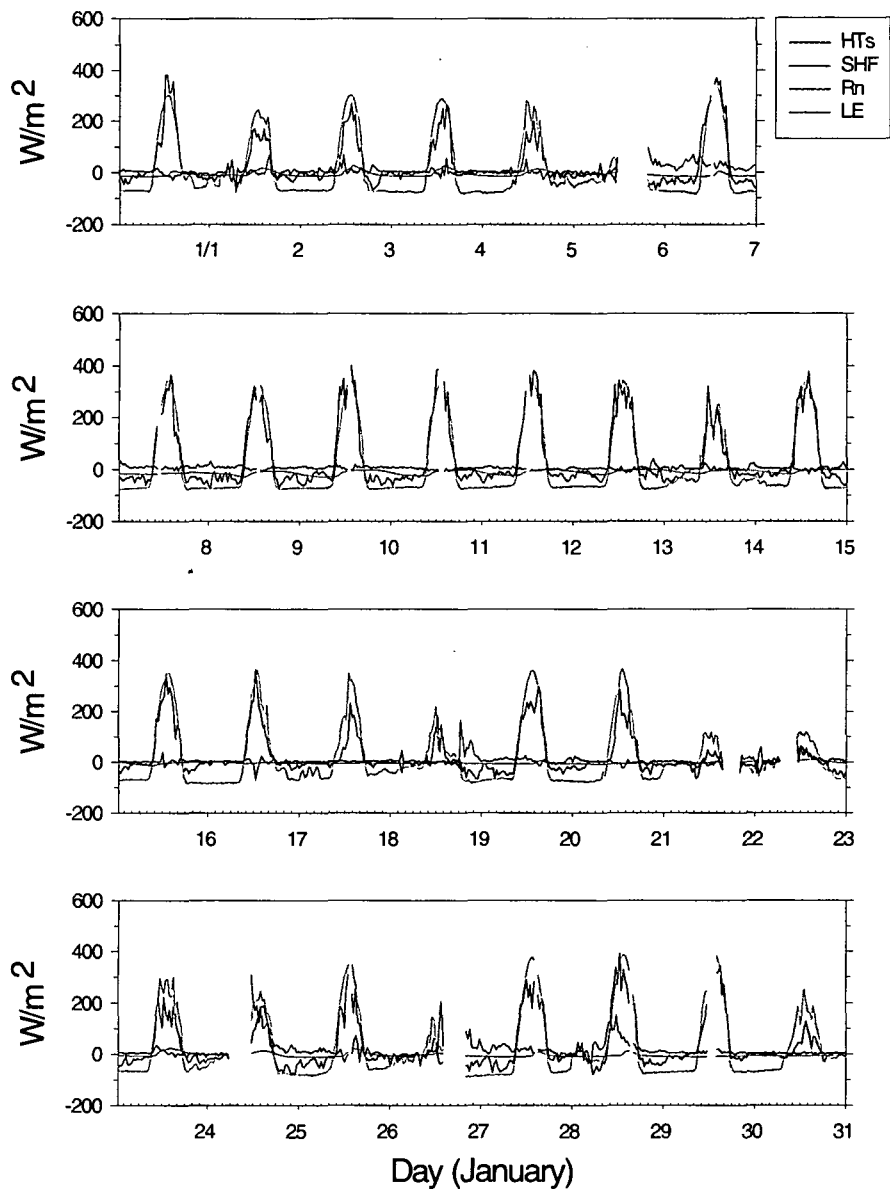
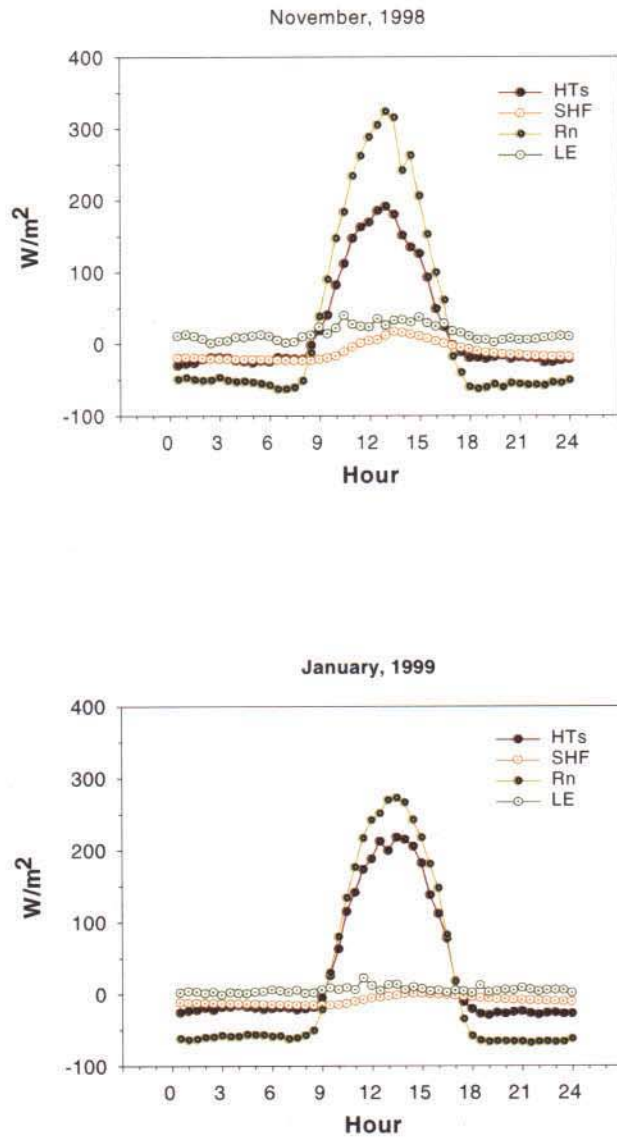
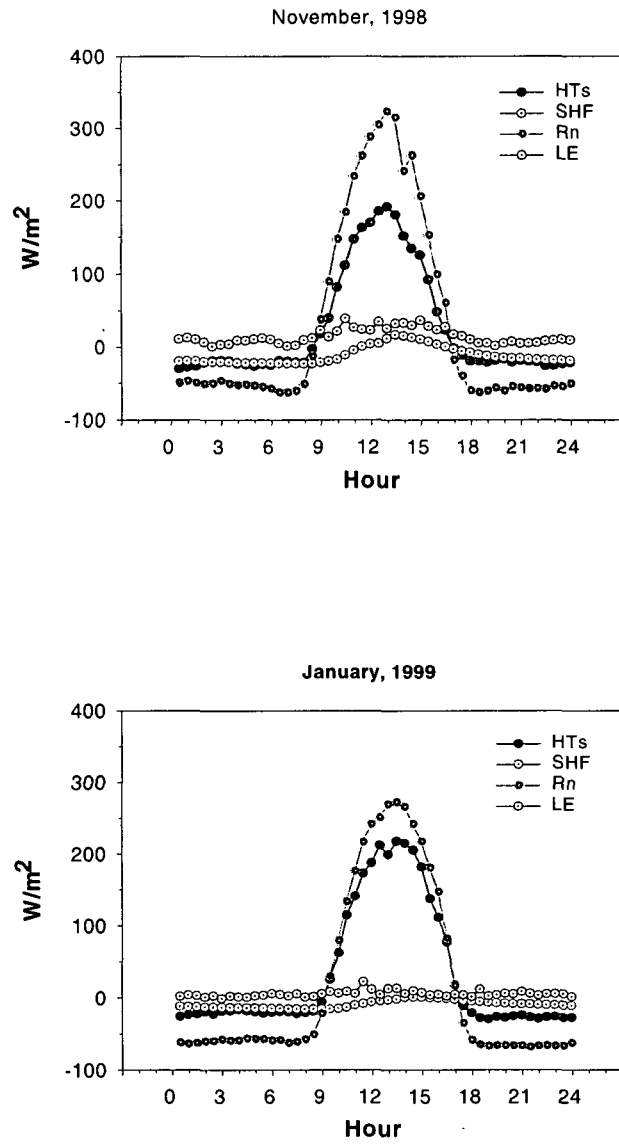


Fig. 3.8.5 Continued.





**Fig. 3.8.6.** Monthly averaged diurnal variation of latent heat flux, sensible heat flux, net radiation and soil heat flux at Kwangnung for November, 1998, and January, 1999.



**Fig. 3.8.6.** Monthly averaged diurnal variation of latent heat flux, sensible heat flux, net radiation and soil heat flux at Kwangnung for November, 1998, and January, 1999.

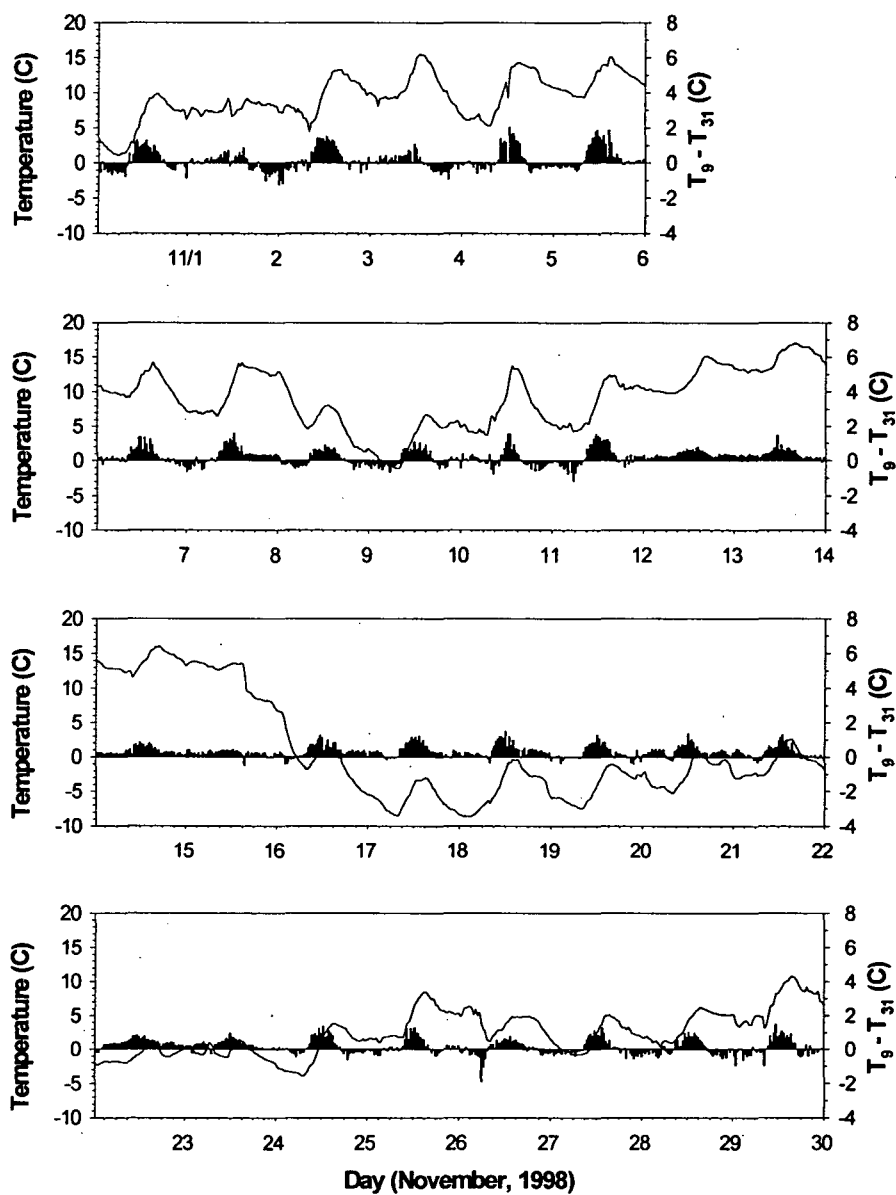


Fig. 3.8.7. Time series of four layer mean temperature and temperature difference between 31m height and 9m height at Kwangnung for November, 1998, January, May, and July 1999.

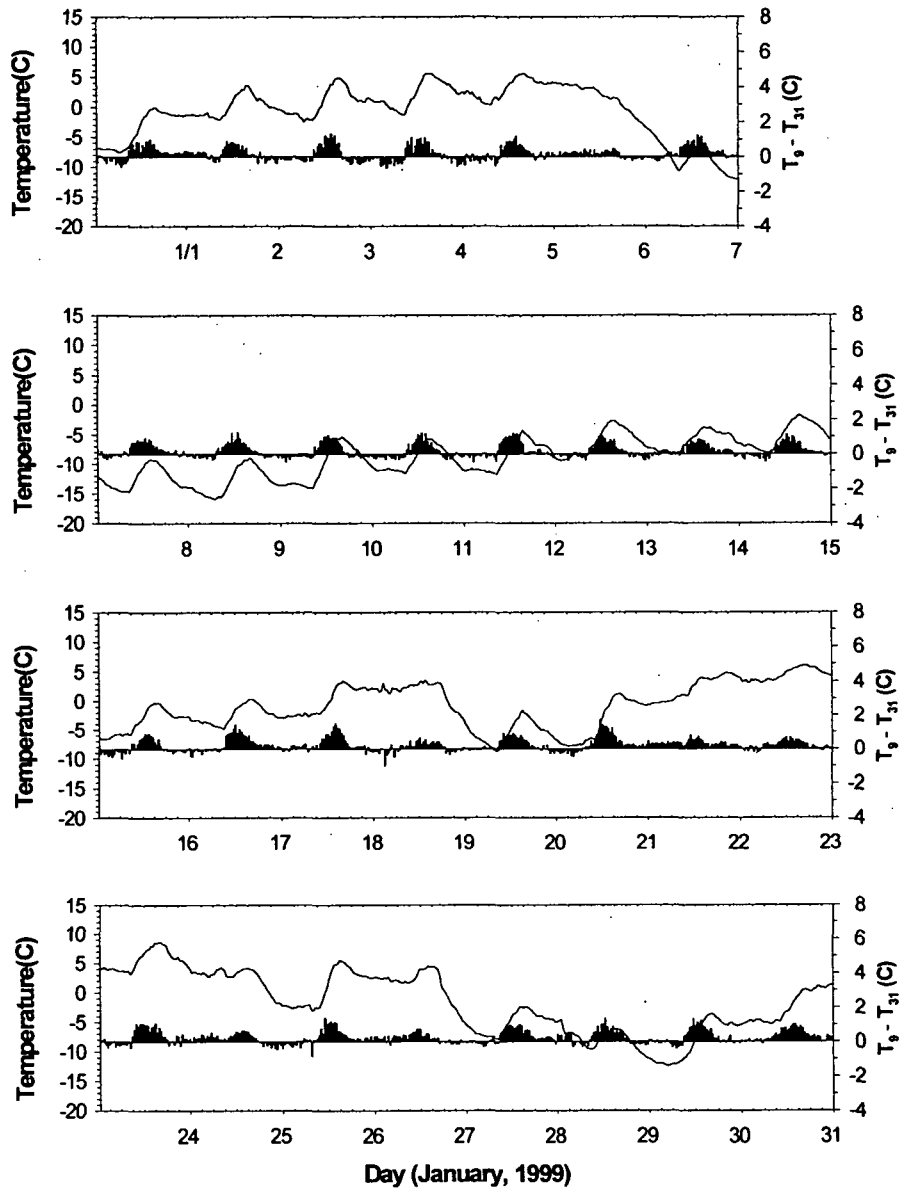


Fig. 3.8.7. Continued

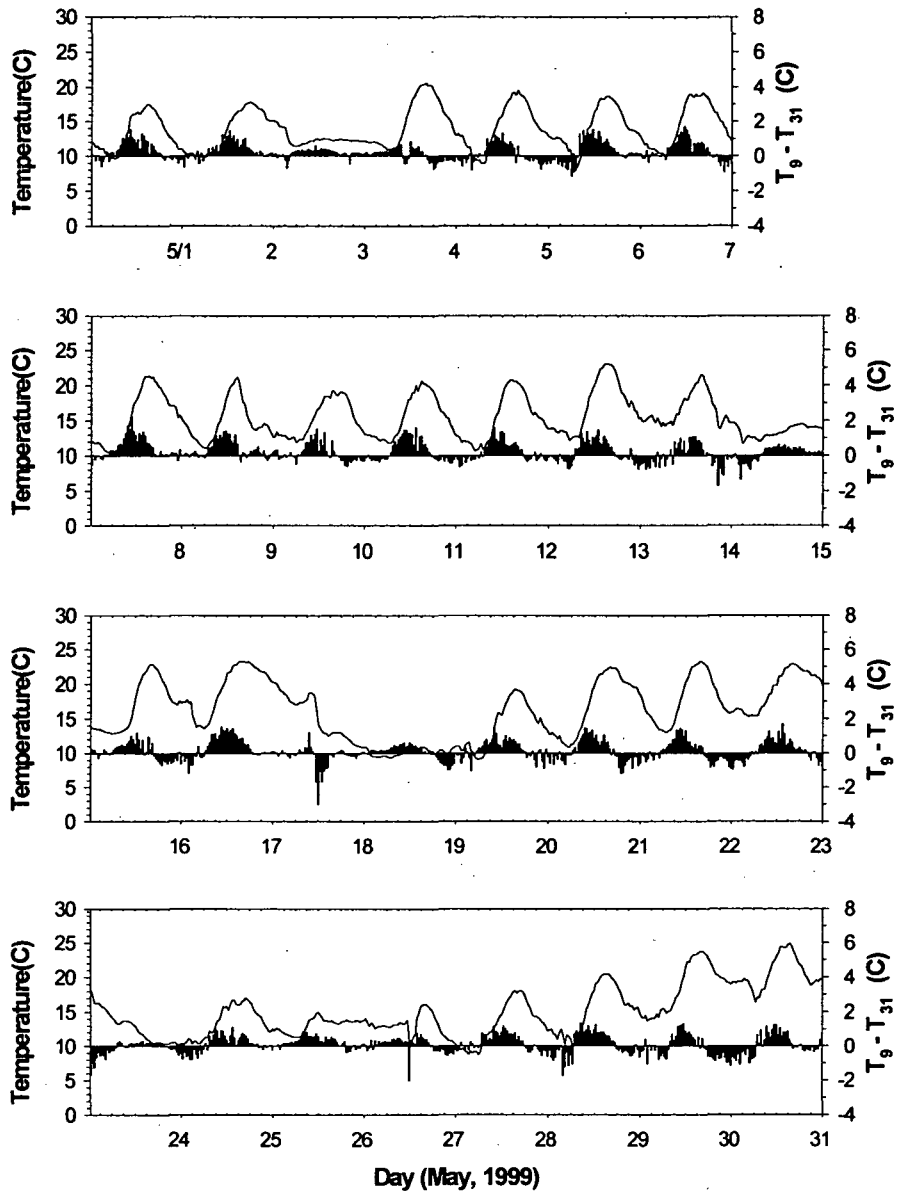


Fig. 3.8.7. Continued

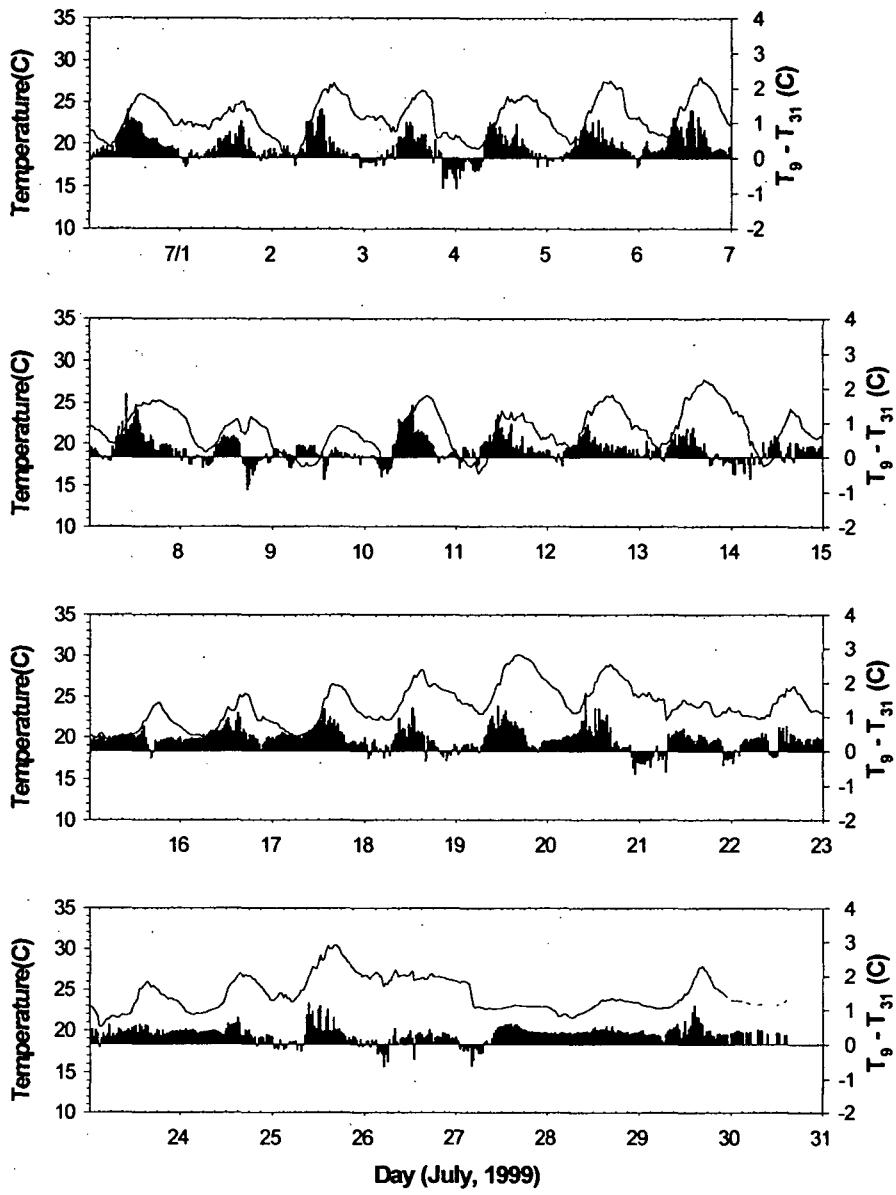


Fig. 3.8.7. Continued

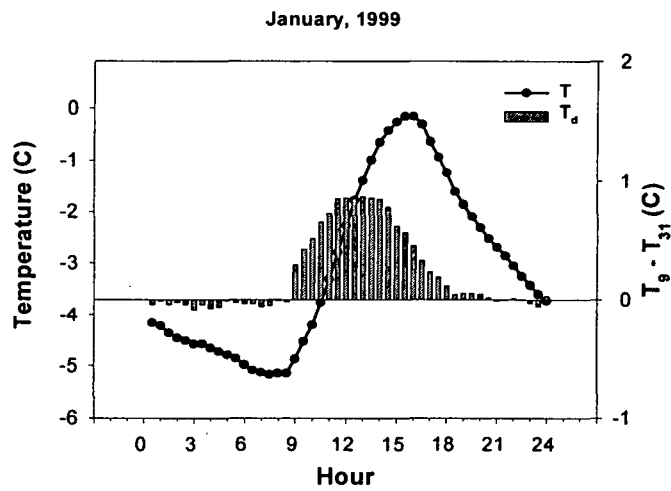
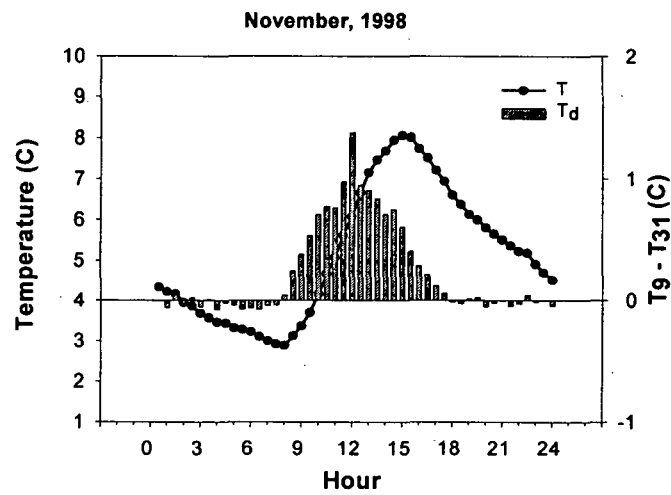


Fig. 3.8.8. Monthly averaged diurnal variation of four layer mean temperature and temperature difference between 31m height and 9m height at Kwangnung for same period.

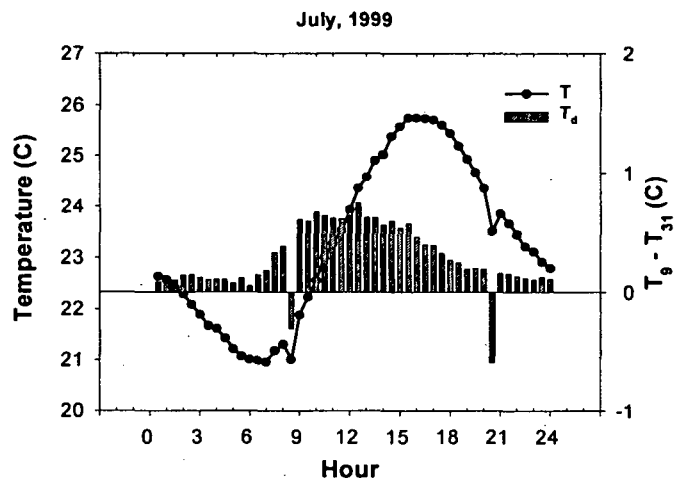
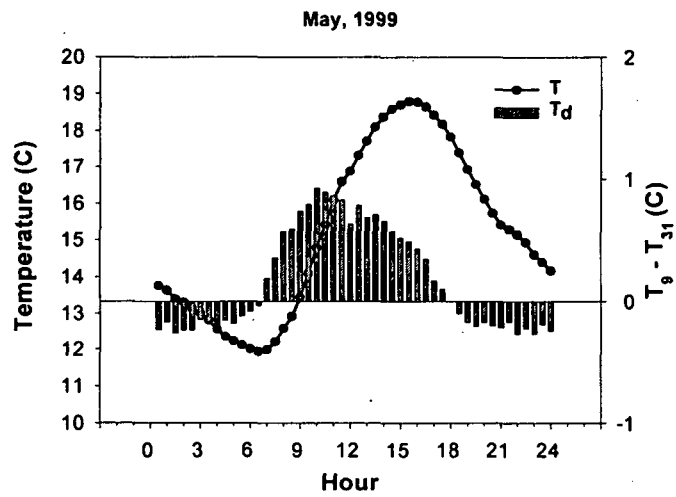


Fig. 3.8.8. Continued



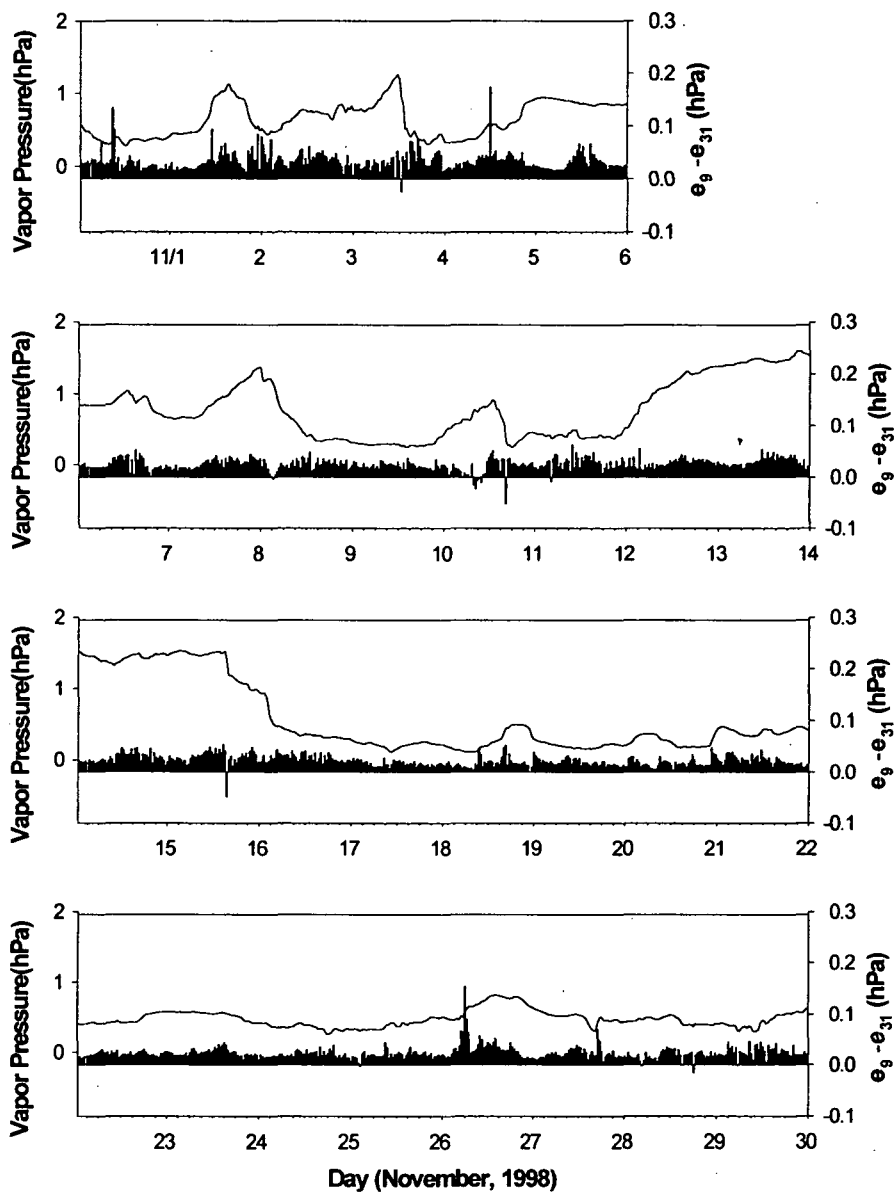


Fig. 3.8.9. Same as Fig. 3.8.7 except for vapor pressure.

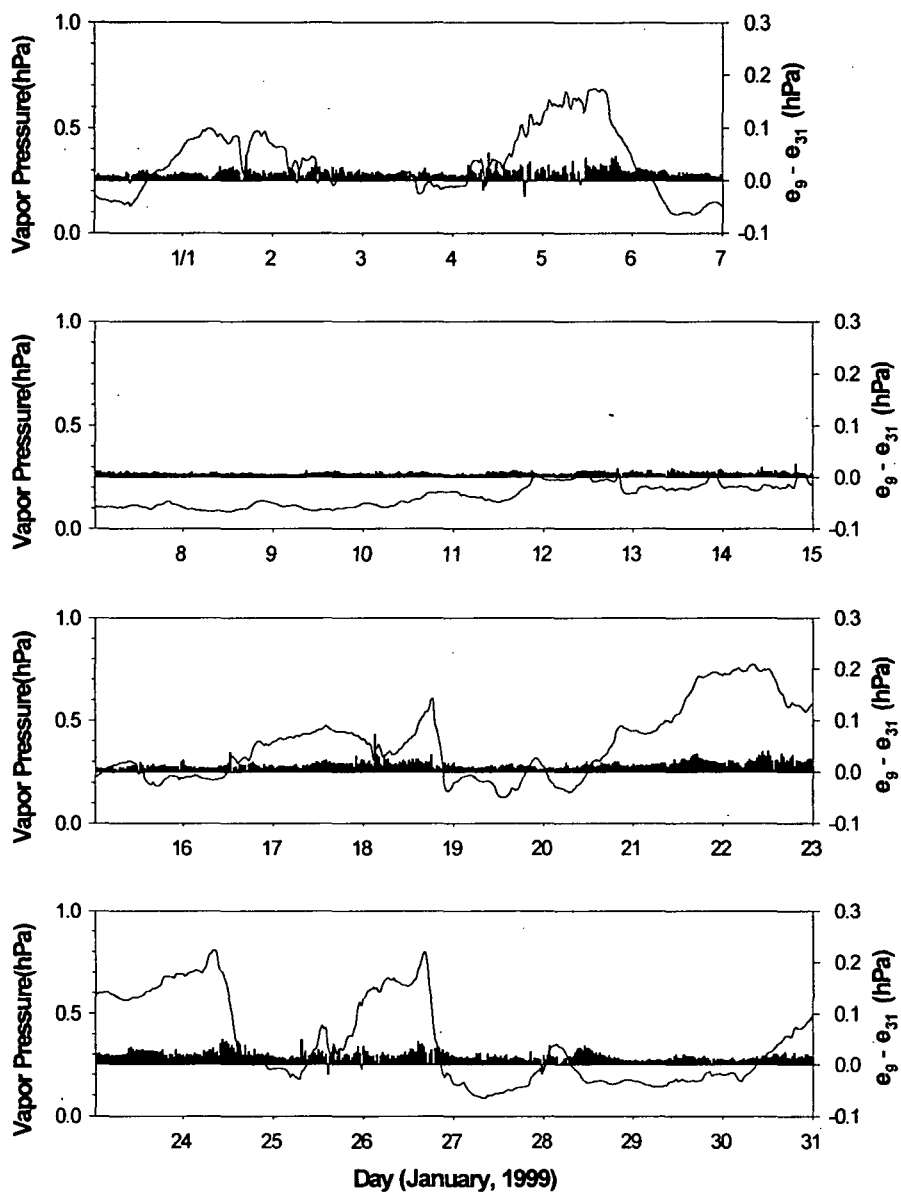


Fig. 3.8.9. Continued

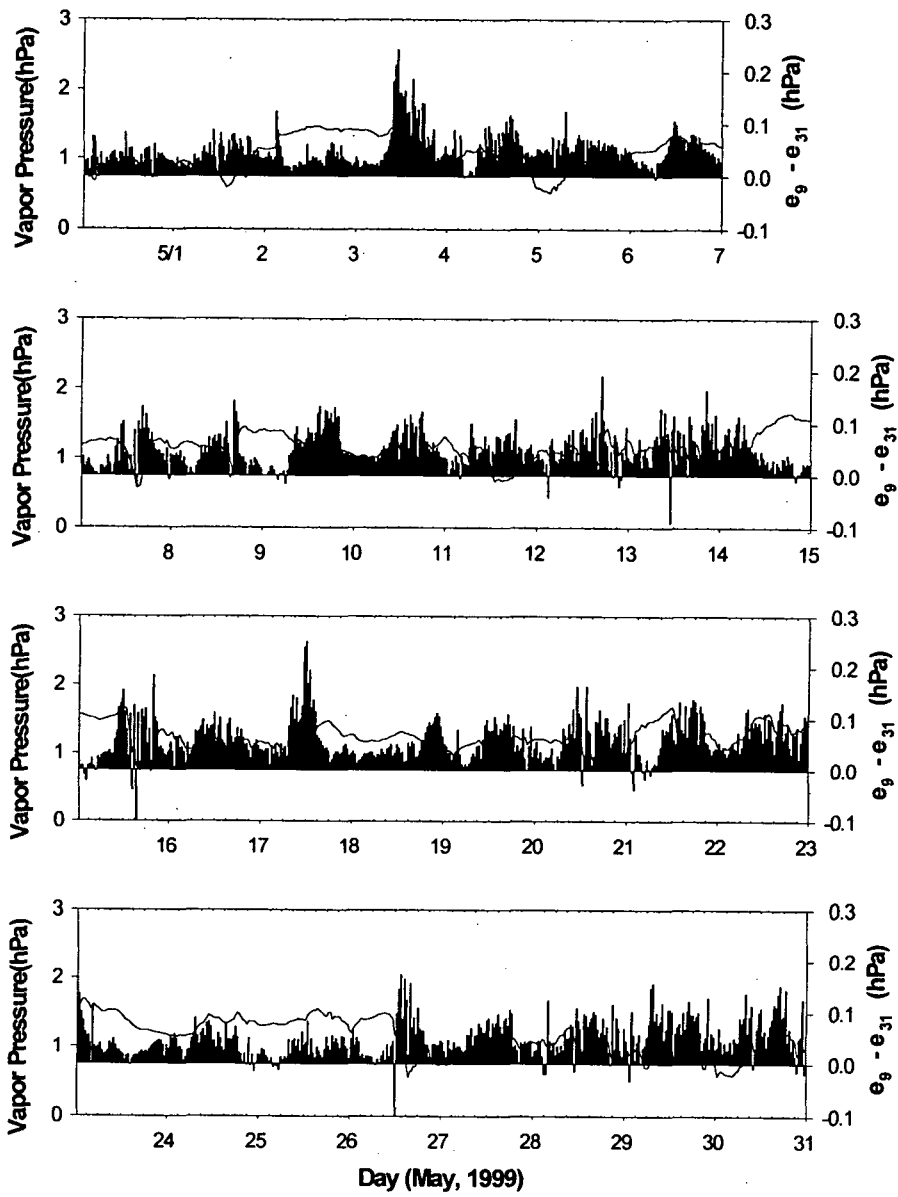


Fig. 3.8.9. Continued

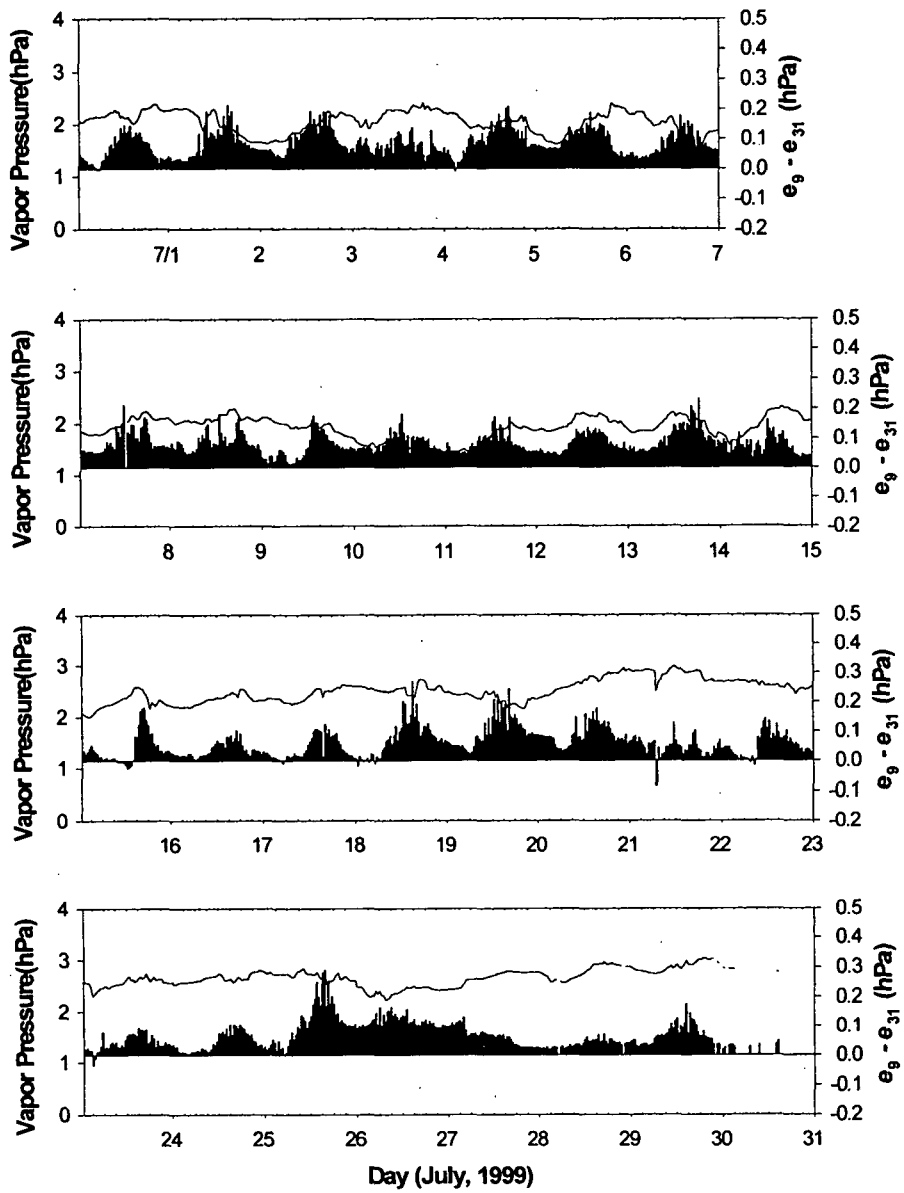
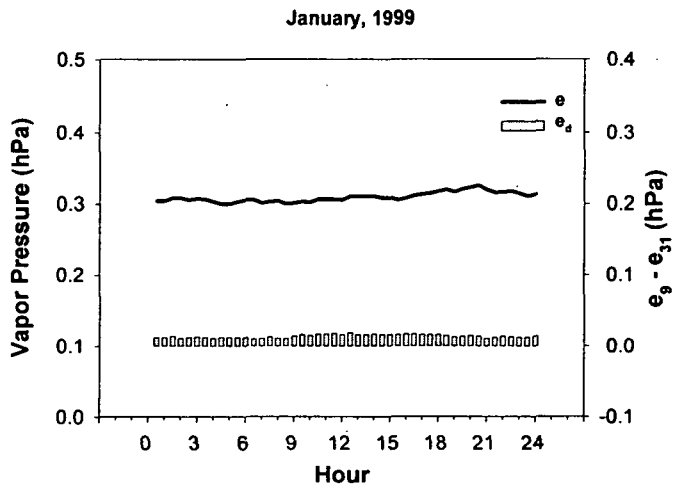
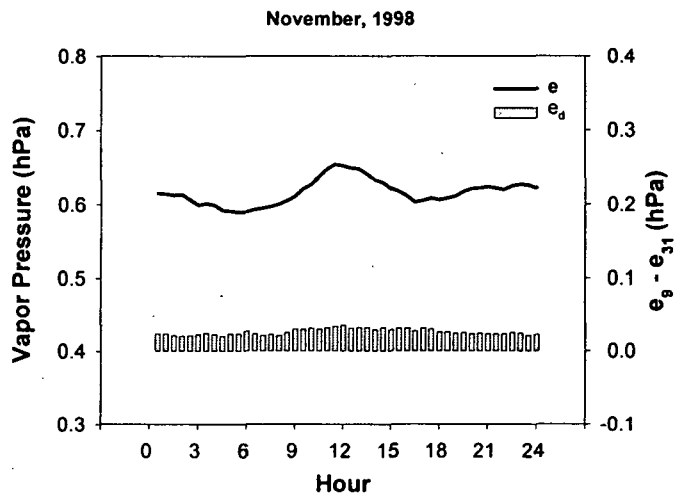


Fig. 3.8.9. Continued



**Fig. 3.8.10.** Same as Fig. 3.8.8 except for vapor pressure.

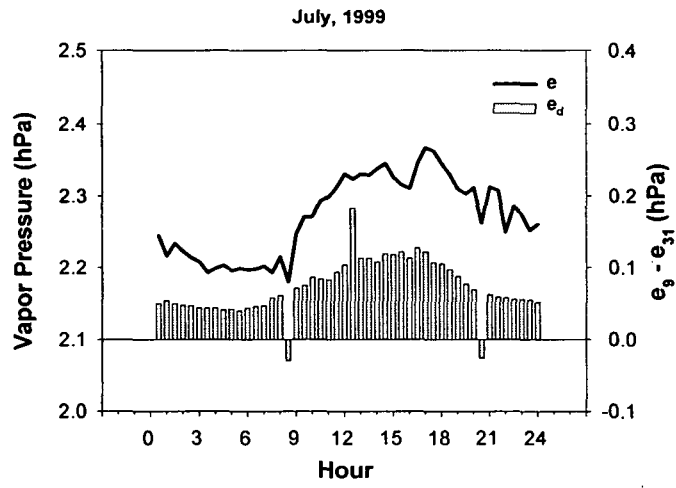
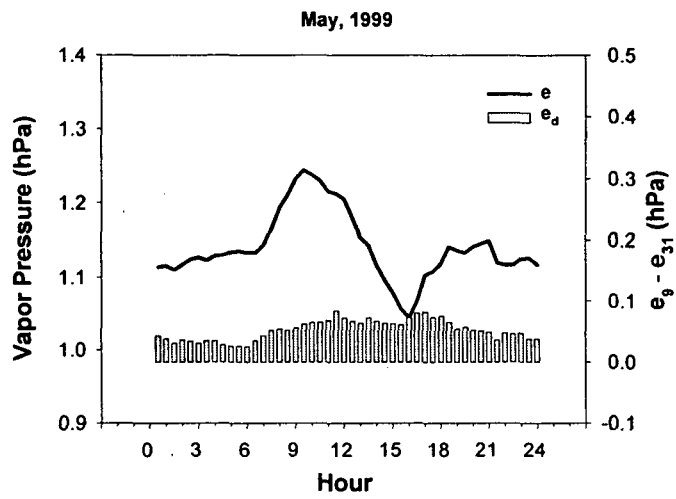


Fig. 3.8.10. Continued.

### 3. 기상레이더 관측

#### 가. 레이더 관측 시스템

##### (1) 기상청 레이더 관측망 및 신호처리 시스템

우리 나라는 1968년 관악산에 S-band 레이더가 설치되면서 레이더 관측이 시작되었다. 그 후, 기상장비 현대화 사업의 일환으로 1988년에 관악산 기상레이더를 신형(DWSR 88C)으로 교체한데 이어 1992년까지 제주(1990), 부산(1990), 동해(1991), 군산(1992) 등지에 각각 레이더를 설치함으로써 우리 나라 대부분 지역의 악기상을 감시할 수 있는 기상레이더 관측망이 구성되었다(Table 3.8.7).

Table 3.8.7. Radar network consisted of 6 radars in Korea

요 소	관서명	관악산	제 주	부 산	동 해	군 산	청주('98)
							김제('99)
위 치	과천시 관악산	북제주군 수월봉	부산시 구덕산	동해시 당말재	군산시 오성산	청주공항 /죽산교	
해 발 고 도 (m)	629	72	523	31	213	58/11	
유효탐지거리(km)	480	480	480	480	480	240	
밴 드	C밴드	C밴드	C밴드	C밴드	C밴드	C밴드	X밴드

##### (2) 레이더 자료 수집 및 처리과정

레이더 자료 수집 장비는 DEC ALPHA 장비로서 합성도 생산, 원시자료 처리, 개발용 등 3대가 있으며 각 레이더 관측소의 수집·처리용 ALPHA장비가 있다. EDGE형식의 원시 자료(\*.vol ; 10분 간격)는 TCP/IP망으로 수집되고 이 자료는 RSL(Radar Software Library)를 이용하여 Universal 형식으로 변환되어 기상정보 통신 시스템에서 관련 부서로 분배된다. 또한 PC용 PRODUCT 자료(\*.PRD), Workstation용 product 자료, 영상합성용 이미지 자료(\*.gif)를 생산한다. PC용 product자료는 관할 지방청 예보실 및 본청 예보실에 설치된 PC(이 PC를 'EDGE PC'라고 칭함)로 전송되어 예보를 지원한다. Workstation용 product자료 및 원시자료는 본청 레이더 담당관실의 Workstation(이 Workstation을 KMA라 칭함)으로 전송되고, 본청 레이더 담당관실에서는 각 사이트에서 'KMA'로 전송되어온 원시 자료를 DAT에 backup하고 개발관실에서

는 'KMA'에 있는 원시자료를 30분 간격의 universal 형식으로 변환시킨다. 이러한 레이더 자료들은 수치예보 시스템 및 ARPS 개발용 장비로 분배된다. Fig. 3.8.11은 레이더 자료 수집 과정을 도식화하였다.

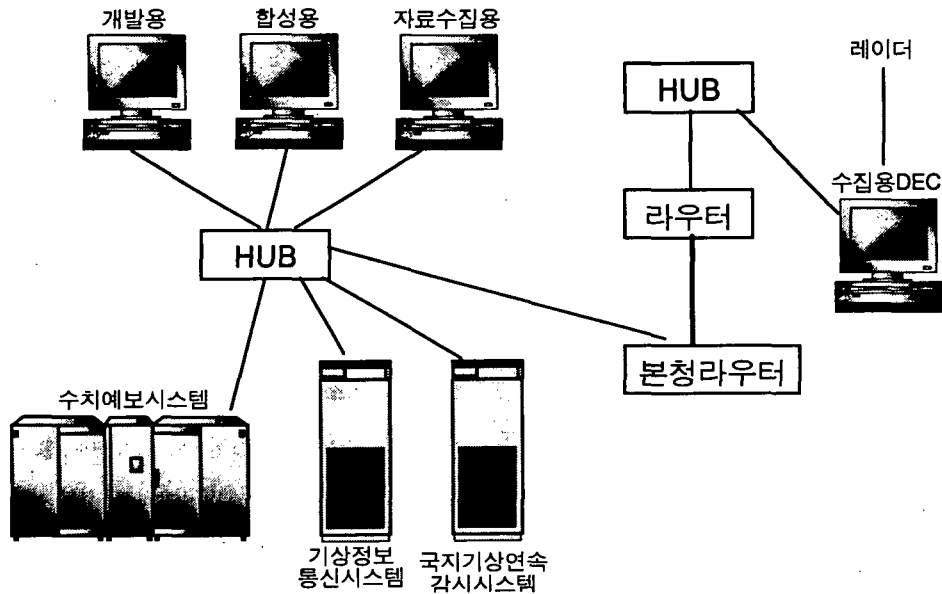


Fig. 3.8.11. Diagram for the radar data collection

사이트에서 만들어지는 영상합성용 자료는 Column Max 자료(에코 강도가 최대로 나타나는 고도에 대한 에코 분포자료)와 Base Section(에코가 나타나는 최하층 고도에서의 에코분포자료)자료로 나뉘어진다. 이 두 종류의 합성용 자료는 레이더 담당관실에 있는 또 다른 두 대의 Workstation으로 전송된다. 지방에서 전송된 합성용 자료중 Column Max는 'WARN0'라는 Workstation에서 합성되고, Base Section은 'WARN1'이라는 Workstation에서 합성된다. 합성 시간 간격은 사용자가 선택할 수 있지만 보통 30분 간격으로 합성된다. 합성된 자료중 Column Max 자료는 본청 예보실에 있는 합성 영상 표출용 PC (이 PC를 'WARN PC'라고 칭함)로 전송되며, 개발관실을 통해 인터넷에도 올려진다. 또한 'WARN0'에 있는 Column Max 합성 자료는 DAT로 backup된다.

(3) 도플러 레이더 영상종합처리 시스템(EDGE)

EDGE(Enterprise Doppler Graphic Environment, 이하 EDGE)는 미국 EEC사에서 개발된 레이더 자료처리 및 영상종합처리 소프트웨어로서 1998년에 설치 완료된 이 소프트웨어는 기존 레이더 자료 처리 과정의 단점을 보완하고 레



이더 자료의 활용성 및 기능성을 크게 향상시켜 주었다. EDGE시스템의 주요 특징은 다음과 같다.

(가) 원시자료(Raw data)의 생성

기존의 자료처리 소프트웨어는 레이더 에코를 영상으로만 표출해 줄 뿐 실제 레이더 에코값을 숫자로 나타내어 주는 원시자료의 제공이 불가능하였으나, EDGE하에서는 원시자료의 생산이 가능해져 레이더 자료의 다양한 가공이 가능해졌으며 레이더를 이용한 모델작업 등 각종 연구 활동 활성화에도 크게 기여할 수 있게 되었다. 자료는 제주를 제외하고는 10분 간격으로 저장되며, 제주도의 경우는 30분 간격으로 자료가 저장된다.

(나) 다양한 영상자료의 생산

기존 소프트웨어는 PPI(수평면 에코 분포), RHI(연직 에코분포), 도플러 바람장 자료 등 주로 3가지의 영상자료만을 표출할 수 있었으나 EDGE하에서는 위 3가지 이외에 CAPPI(등고도면 에코 분포), Etops(에코 최정상 고도), Cmax(연직 에코 최대 강도) 등 20 여종의 영상자료 표출이 가능하다.

(다) 합성소요시간 단축

합성에 소요되는 시간이 기존의 30분에서 최대 5분까지 단축되었으므로 예보관들은 필요에 따라 합성영상을 5분마다 제공받을 수 있게 되었다.

(라) 레이더 운영의 자동화

기존에는 고도각 변경 및 scan 속도 변경 등의 안테나 조정 작업을 관측자가 일일이 수동으로 수행해야 했으나, EDGE하에서는 Scheduler를 통해 수동조작 없이 자동으로 수행할 수 있게 되었다.

(마) 자료수집체계

각 레이더 사이트에서 관측된 에코자료들은 T1 MUX를 통해 관할 지방청 예보실 및 본청 예보실, 그리고 인근 주요 공항의 레이더 자료 표출용 PC(EDGE PC)로 전달된다. 따라서, 각 지방청에서는 관할 레이더 사이트의 에코 자료를 볼 수 있고 본청에서는 5개 사이트 에코 자료를 모두 볼 수 있도록 되어 있다. 사이트에서 생성된 합성용 자료는 T1 MUX를 통해 본청 레이더 담당관실에 있는 영상합성용 W/S에 전달되어 영상합성의 생성을 돕는다. 영상합성용 W/S에서 만들어진 합성영

상 자료는 LAN망을 통해 예보실 합성자료 표출용 PC(WARN PC)로 전달된다.

(바) 주요 Product

RTimag(실시간 영상), PPI(수평면 에코분포), RHI(연직 에코분포), 도플러 바람 장 자료, CAPPI(등고도면 에코분포), 2D ETOPS(2차원 에코 최정상 고도), 3D ETOPS(3차원 에코 최정상 고도), Base(최하층 에코분포), VIL(연직 수분총합), PCP(누적강수량), ColMax(연직 에코최대강도), Hmax(연직 에코최대고도), 전국 합성도, 북부지방 합성도, 남부지방 합성도, 중부지방 합성도, 동부지방 합성도 등이다.

(4) 기상연구소 이동식 도플러 레이더

기상연구소에서는 기상청 관측망 취약 지역에 대한 악기상 현상 감시 및 연구를 위하여 1997년 말 미국으로부터 트레일러형 이동식 도플러 기상레이더를 도입하였다. 이 레이더는 장마집중감시연구(KORMEX)의 일환으로 금강유역에서의 강수량의 정량적 탐지를 위해 금강 유역에서 서쪽으로 약 10여 km 떨어진 청주국제공항에 설치하여 1997. 7. 17부터 8월 말까지 관측을 행하였다. 그러나 8월 6일까지 워크스테이션과 레이더 콘트롤간의 통신 장애와 소프트웨어의 불안정 때문에 정상적인 관측이 이루어지지 못했다. 따라서 8월 7일부터 PPI intensity 모드로 0° 에서 8° 까지 1° 간격으로 9개 고도각, 240km 범위 10분 간격으로 자료를 저장하였다. 이 레이더는 기존의 도플러 레이더와는 달리 2중 편파를 사용하기 때문에 우적의 수평 및 수직 반사도 차이를 측정할 수 있어서 강수입자를 식별할 수 있는 기초자료를 제공할 수 있다. 모든 관측 자료는 영상의 형태는 물론 원시자료의 형태로 저장되며 효과적인 관측을 위한 스케줄러 예약 방식으로 자동 관측을 행할 수 있다. 최대 탐지 거리는 강도인 경우 240km, 도플러 모드인 경우에는 120km로서 레이더의 성능을 요약하면 아래의 Table 3.8.8과 같으며 Fig. 3.8.12는 이동식 도플러 기상레이더(DWSR-200X)의 신호 및 자료 처리 흐름을 나타낸 것이다.

이 자료 속에는 에코뿐만 아니라 레이더 작동 상황과 모든 관측 자료의 실 시간적 변화 등이 포함되어 있으므로 자료의 구조와 내용을 상세하게 분석해 보았다. 데이터 블록의 일반적 구조는 다음과 같다.

```
SOM -0x9c
AZLSB AZMSB ELLAB ELMSB
Status1 Status2
radar data
EOM - 0Xff
```

Table 3.8.8. Capacity of mobile weather radar in METRI.

주파수 범위	9,360 (9,400) MHz
최대 출력	200 KW
펄스 폭	1.0/0.5 $\mu$ sec
펄스 반복 주파수(PRF) 반사 강도 도플러 속도	500 PPS(Pulse Per Second) 1000 PPS
레이더 유효 탐지 거리 반사 강도 도플러 속도	최대 240KM 최대 120KM
최대 유효 도플러 속도	24 M/sec
안테나 크기	직경 2.0m
안테나 빔폭	1.2 degree
레이더 탑재용 트레일러	길이: 14 m, 폭: 2.45 m
관측 요소	수평 및 수직 에코 강도 수평 및 수직 도플러 속도 강수 강도 분포도 누적 강수량 분포도 난류 강도 분포도 강수 입자 형태 분류도

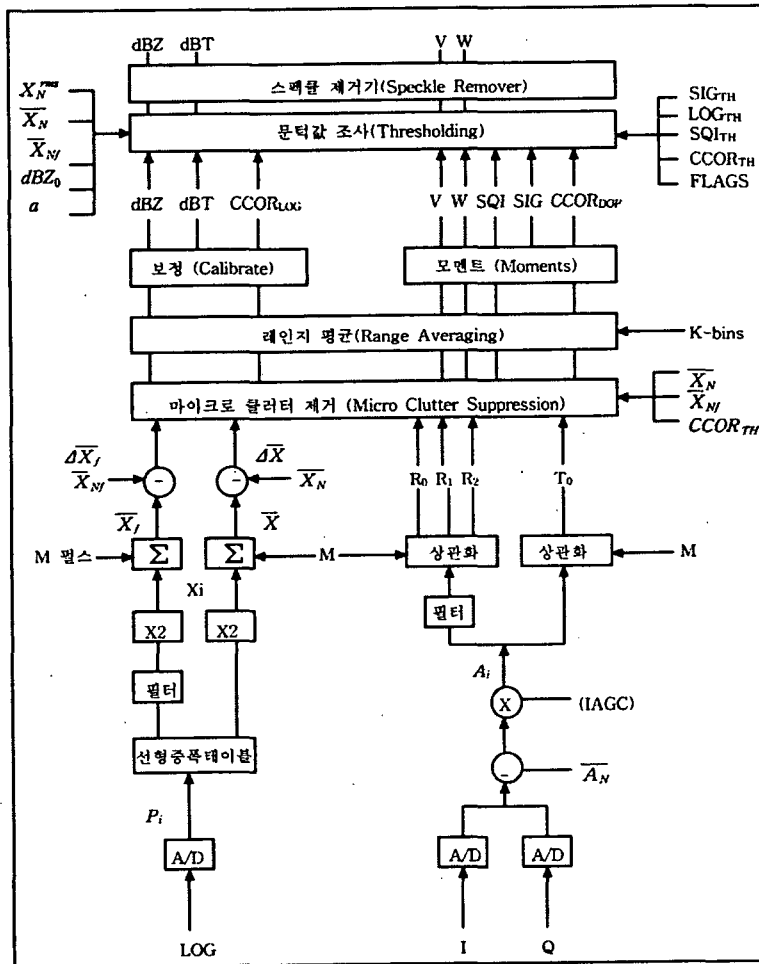


Fig. 3.8.12. Flow diagram of LOG and Doppler signal processing in the Transportable Weather Radar (DWSR-200X)

모든 데이터 블록은 블록의 시작을 나타내는 0x9c와 종료를 나타내는 0xff를 가지고 있다. 각 세부 내용에 대한 설명은 아래와 같으며 각각의 아이템은 1 바이트의 크기를 갖는다.

(가) AZLSB AZMSB ELLAB ELMSB

레이더 관측시 방위각과 고도각을 나타낸다. 각도를 표현하는 각각의 비트별 수치값은 Table 3.8.9와 같으며 각도 계산법은 다음과 같다.

$$\text{산출 각도} = \text{AZLSB ELLSB (8비트)*weighting} + \text{AZ MSB EL MSB(8비트)*weighting}$$

**Table 3.8.9.** Bit weightings for azimuth and elevation

	bit order	weighting
AZ LAB and EL LSB	0	0.02195
	1	0.04394
	2	0.08789
	3	0.17578
	4	0.35256
	5	0.70312
	6	1.4062
	7	0
AZ MSB and EL MSB	0	2.8125
	1	5.625
	2	11.25
	3	22.5
	4	45.0
	5	90.0
	6	180.0
	7	0

(나) Status 1

레이더의 동작 상태를 나타내며 동일한 상태에서 관측을 계속 수행할 경우 변하지 않지만 레이더 작동에 어떤 변화가 있으면 변하는 값이다. 이에 대한 구체적 설명은 Table 3.8.10과 같다.

**Table 3.8.10.** Description of Status 1 definition.

	0	1
d0	not radiating	radiate on
d1	no stanby	stanby
d2	interlock ok	interlock failure
d3	Tx power off	Tx power on
d4	Servo power off	Servo power on
d5	WG pressure low	WG pressure ok
d6	Low Air Flow	Air Flow ok
d7	not used	not used

(다) Status 2

마그네트론 전류의 상태를 나타낸다.

Table 3.8.11. Description of Status 2

	0	1
d0	Mag current Norm	Mag Current Failure
d1-d7	spare	spare

(라) 레이더 자료

Intensity mode일 때 ray당 바이트 수는 다음과 같이 구성된다.

$$1 \text{ ray} = 4\text{바이트 데이터} * 240 \text{ bins} + 2\text{바이트 데이터} * 240\text{bins}$$

$$1 \text{ ray} = 960\text{바이트} + 480 \text{ 바이트} = 1440 \text{ 바이트 데이터}$$

다른 모드(Doppler intensity, velocity, turbulence)일 때

$$1 \text{ ray} = 4\text{바이트 데이터} * 120 \text{ bins} + 2\text{바이트 데이터} * 120\text{bins}$$

$$1 \text{ ray} = 480\text{바이트} + 240 \text{ 바이트} = 720 \text{ 바이트 데이터}$$

4바이트 데이터에는 반경 속도(radial velocity),보정 반사도( corrected reflectivity), 스펙트럼 폭(spectrum width), 반사도 (uncorrected reflectivity)가 1바이트씩 포함되어 있으며 2바이트 데이터는 강수 입자의 유형을 구분할 수 있는 차등반사도(differential reflectivity)를 포함하고 있다.

나. 레이더 훈련 캠프 개최

1998년 1차 장마 집중 감시 기간 동안 연구용 레이더를 운영한 결과가 발표되자 학계에서는 연구용 레이더 관측과 자료 활용을 통한 공동 연구 의사를 밝혔다. 한편 기상연구소에도 운영 용원의 부족으로 어려움을 겪고 있었으며, 자료 활용 연구를 확대하고자 하는 계획을 가지고 있어 이에 적극 호응하여 1차 레이더 훈련 캠프를 3일 동안(1999년 2월 9일~2월 11일) 청주 기상대와 청주 공항에 설치된 레이더 관측 지점에서 이루어 졌다. 이 번 레이더 캠프의 목적은 학계와 이동식 기상 레이더 공동 관측을 위한 사전 운영 교육과 레이더에 관한 이해 증진을 목적으로 하였다. 교육 내용은 레이더 관측 원리, 레이더 자료를 활용한 바람장 분석 및 강수량 추정, 장비 운영 실습 등으로 이루어 졌다.

다. 레이더 좌표 격자 변환

(1) 자료 형식 변환

5~10분에 1회씩 생산되는 레이더 볼륨 자료의 크기를 최대한 줄이기 위해 각 레이더 운영 시스템에 최적의 형식으로 자료를 저장하므로 레이더 자료를 처리하는 대부분의 소프트웨어들이 범용 형식(Universal Format)의 자료를 입력하도록 되어

있다. 따라서 기상청에서 생산되는 레이더 자료를 효율적으로 이용하기 위해서는 자료의 형식 변환이 선행되어야 한다.

'98, '99 장마집중관측 기간 동안 생산된 자료를 모두 형식 변환하여 보관하여 사용자들의 편의를 도모하였다. 그러나 집중 관측 기간이 아닌 경우의 자료를 사용할 경우를 대비하여 자료 형식 변환 절차를 부록 1에 나타내었다.

## (2) SPRINT(Sorted Position Radar Interpolation)

SPRINT는 (Range, Azimuth, Elevation) 좌표, 두 대의 도플러 레이더로 동시 관측한 (Range, Azimuth, Coplane angle) 좌표, 비행기 관측에 의한 좌표를 격자화된 3차원 카티션(Cartesian) 좌표계(X,Y,Z)로 변환시키는 NCAR에서 고안된 배치 프로세서(batch processor)이다. SPRINT의 입력 파일은 반드시 COS-blocked 형태의 universal format(UF)이어야 하며 SPRINT 과정에서 내삽(interpolation)과 속도 펼침(local unfolding)이 실행된다. 레이더는 최대 탐지 속도(nyquist velocity)가 있어 이 범위를 넘는 속도는 제대로 인식하지 못하고 실제 값과 다른 값으로 인식하게 된다. 이러한 문제를 해결하는 것이 속도 펼침(local unfolding)이다. 기존의 펼침 방법은 다음의 식으로 표현된다.

$$U(R, A, E) = V(\text{folded}) + \kappa V_a (\equiv 2V_n)$$

$U(R, A, E)$ : unfold된 값

$V(\text{folded})$ : 관측값

$\kappa V_a (\equiv 2V_n)$ : ambiguous velocity interval.

기존의 방법은 펼침 후 내삽함(Ray and Ziegler, 1977)으로써 통계적 유의성을 상실하게 된다. 본 연구에서는 이를 보완하여 내삽 과정에서 속도 펼침(local unfolding)을 함으로써 통계적 유의성을 보존하였다(Miller, Mohr and Weinheimer, 1985).

$$U(X, Y, Z) = \sum_{A, E} (W, V)_{j, k} + V_a \sum_{A, E} (w, K)_{j, k}$$

$U(X, Y, Z)$ : unfold되고 내삽된 반경속도

$\sum_{A, E} (W, V)_{j, k}$ : 거리 가중 평균한 관측 반경속도

$V_a \sum_{A, E} (w, K)_{j, k}$ : 거리가중 평균한 folding factor

SPRINT는 속도장이 내삽(interpolation)될 때마다 3차원 카티션 좌표계로 변환된 속도값의 질을 측정할 수 있는 무차원의 QUAL장을 생산한다. QUAL은 다음과 같은 식으로 추정된다.

$$Q(x, y, z) = 1 - \text{var}(U) / (V_n^2/3)$$

$\text{var}(U)$  : 속도 펼침된 속도의 공간 변수

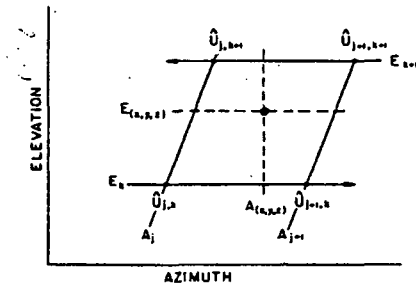
$V_n$ : 최대 탐지 속도(nyquist velocity)

또한 SPRINT 과정에서 사용자가 두 가지 내삽(Interpolation) 방법중 가장 적절한 한가지를 선택 할 수 있는데 먼저 Closet point selection은 어떤 격자점의 자료가 없거나 신뢰할 만한 자료가 아닐 경우 가장 가까운 격자점의 자료를 사용하는 방법이다. 또 다른 방법은 Mohr and Vaughan(1979)이 제안한 거리 가중 평균 방법(Bilinear method, Fig. 3.8.13)인데 이것은 연속된 두 개의 고도면(elevation plane) $k, k+1$ 에서 방위각(Azimuth)을 따라 선형 내삽하는 방법으로 아래와 같은 식으로 표현되며 본 연구에서 사용한 방법이다.

$$U(A, E) = \frac{(E_{k+1} - E)}{\Delta E} \times \left[ U_j \frac{(A_{j+1} - A)}{\Delta A} + U_{j+1} \frac{(A - A_j)}{\Delta A} \right]_k + \frac{(E - E_k)}{\Delta E} \times \left[ U_j \frac{(A_{j+1} - A)}{\Delta A} + U_{j+1} \frac{(A - A_j)}{\Delta A} \right]_{k+1}$$

본 연구에서는 8월 11일부터 8월 12일에 걸쳐 보은과 속리산을 중심으로 50~500mm의 집중 호우가 발생했던 금강 유역 집중 호우사례를 선정하여 1998년 8월 12일 07시 관악산, 동해, 군산, 제주 레이더 EDGE 자료에 대해 SPRINT와 CEDRIC을 실행하였다. 레이더 자료 격자 변환 범위는 레이더 관측 범위가 관악, 군산 레이더는 240km, 제주와 동해 레이더는 480 km





**Fig. 3.8.13.** The geometry of the sampling cell and bilinear interpolation along a constant range surface passing through the Cartesian grid point(x,y,z) (from Miller et al, 1986)

이였으므로 4개 레이더 모두를 커버할 수 있도록  $\pm 480\text{km}$ 로 결정하였다. 이때 부산 레이더는 한 개 고도각에서만 관측되어 제외하였다.

(3) CEDRIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space)

CEDRIC은 최적의 자료를 생산하기 위해 좌표 변환 중에 생성되거나 원시 자료의 오염된 부분을 주위자료의 연속성을 이용하여 채우거나(filling), 수치 모델의 입력자료로 사용하기 위한 자료 평활화(filtering) 과정 등으로 자료를 가공할 수 있는 배치 프로세서이다. CEDRIC은 크게 세단계로 진행되는데 첫번째 단계는 입력 파일을 읽고 두 번째 단계는 자료를 채우거나 평활화 하는 과정, 그리고 마지막 세 번째 단계가 결과 파일을 만드는 과정으로 그림과 Standard output으로 출력된다. CEDRIC 입력 파일은 반드시 균일하게 격자화된 자료를 사용하여야 하여야 하므로 본 연구에서는 SPRINT의 출력 파일을 CEDRIC의 입력 파일로 사용하였다. CEDRIC 과정중 채우는 방법(filling)이나 평활화 방법(filtering)은 각각 4가지와 8가지가 있는데 사용자가 자료의 지형적 특성과 필요에 따라 적절한 방법과 몇 회를 실시할 것인가를 선택할 수 있다. 본 연구에서는 채우는 방법(filling)으로는 3차원 선형 최소 자승법을 사용한 FILLCON3 방법을 사용하였고 평활화는 선형 최소 자승 3차원 방법(linear least-squares three-dimensional filtering)을 사용하였다. 또한 CEDRIC 출력 자료를 ASCII 포맷으로 보고자 할 때는 CEDIO라는 프로세서를 사용하여 구할 수 있다.

도플러 레이더 영상 종합 처리 시스템(EDGE)으로 처리된 레이더 원시자료로부터 격자화된 3차원 카티션 좌표계로 변환시켜 그림과 standard output으로 표출되기까지의 과정을 흐름도로 나타내면 Fig. 3.8.14와 같다. SPRINT의 결과인 격자화된 EDGE

자료의 정확도를 검증하기 위해 각 사이트별로 Fig. 3.8.15에서 Fig. 3.8.18까지에 낮은 고도에서의 PPI 관측을 제시하였다. 또한 SPRINT에 의해 격자 변환된 자료를 CEDRIC으로 표출한 그림 역시 각 사이트별로 Fig. 3.8.19에서 Fig. 3.8.22에 제시하였다. 그 결과 4개 사이트 모두에서 비교적 정확하게 격자 변환되었음을 알 수 있었고 따라서 악기상 감시 예측 모델의 입력 자료로도 신뢰성을 가짐을 알 수 있다

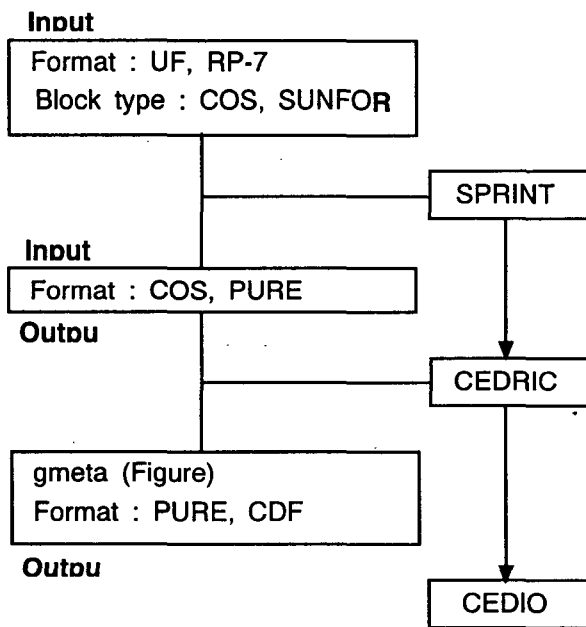
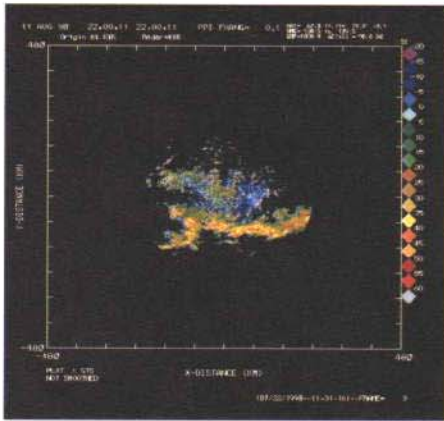
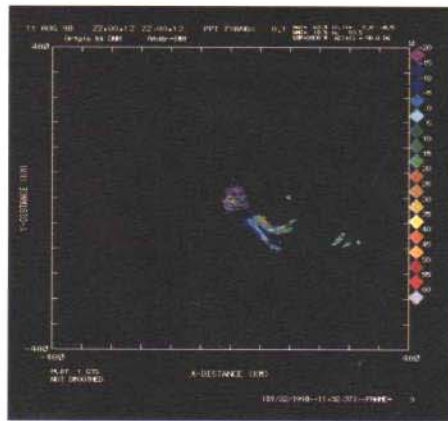


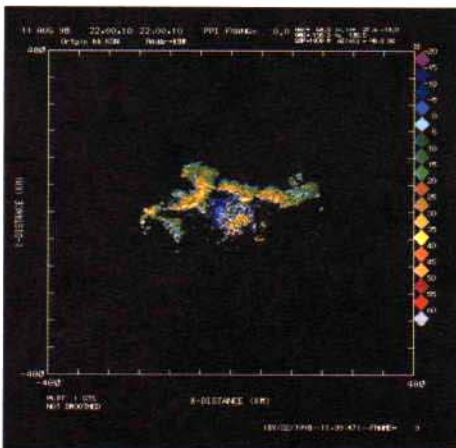
Fig.3.8.14. The flow chart of radar data pre-processing



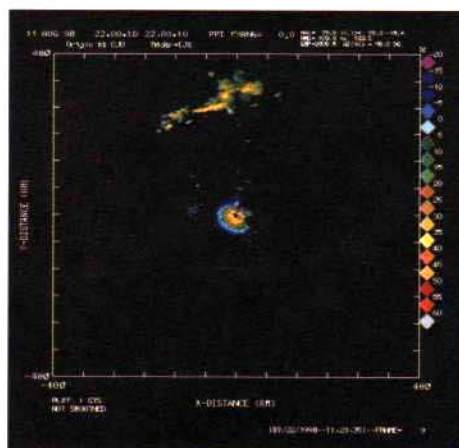
**Fig. 3.8.15.** Reflectivity in PPI mode for Kwanak radar at 12, Aug., 1998



**Fig. 3.8.16.** The same as Fig. 3.8.14 except Donghae radar

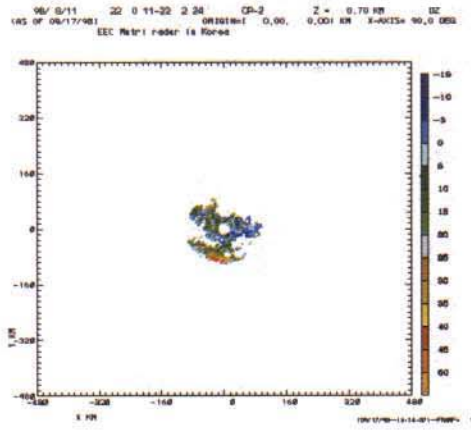


**Fig. 3.8.17.** The same as Fig. 3.8.14 except Kunsan radar

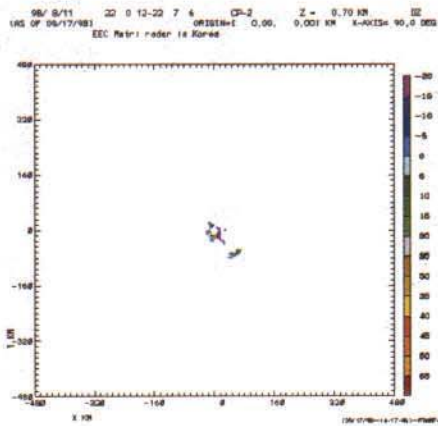


**Fig. 3.8.18** The same as Fig. 3.8.14 except Cheju radar





**Fig. 3.8.19.** Reflectivity in the height of 0.7km for Kwanak radar at 0700LST, 12 August 1998.



**Fig. 3.8.20.** The same as Fig. 3.8.18 except Donghae radar

라. 관측 결과

(1) 반사도 합성

한 대의 레이더로 관측할 수 있는 범위는 제한적이고 또 관측 범위가 넓어질수록 자료의 질이 낮아지므로 여러 대 레이더를 합성함으로써 이를 보완하여 전체강수 구역 및 이동경향을 파악할 수 있으며 합성된 자료로부터 레이더 강수량 분포도를 작성할 수 있다. 기존의 합성도는 3km 등고도면에 대해서 작성되었으나 이는 레이더 원시자료가 제공되지 못하고 영상만 제공되었기 때문에 단순한 영상합성도였다. 그러나 1998년 도플러 레이더 영상 종합 처리 시스템(EDGE)의 도입으로 레이더 원시 자료를 제공할 수 있게 되어 본 연구에서는 원시 자료를 사용한 새로운 합성도를 제시하였다. 본 연구에서는 최저고도각 합성(lowest angle composition)과 column max 합성과 등고도 합성법(equal height composition)을 사용하고 있다.

최저 고도각 합성(lowest angle composition)은 강수량 예보에 유용한 방법으로 CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator, 이하 CAPPI)관측 자료가 있을 경우 가능한 방법이다. 합성도 영역을 표현하는 지도 투영법과 좌표변환은 방위각에 따라 구면에 투영되는 극평사도법(polar stereo- geographic projection)을 사용하였다. 전체 합성 도면은 격자 4km로 512×512개의 격자 영역으로 하였다.

합성도 도면에서의 좌표변환은 아래의 값을 기준으로 이루어 졌다.

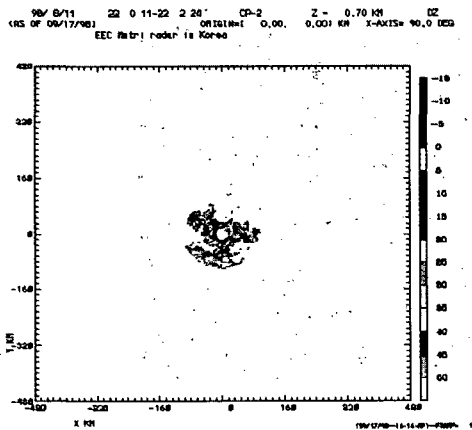


Fig. 3.8.19. Reflectivity in the height of 0.7km for Kwanak radar at 0700LST, 12 August 1998.

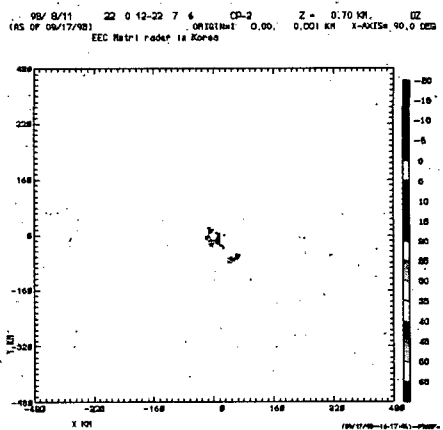


Fig. 3.8.20. The same as Fig. 3.8.18 except Donghae radar

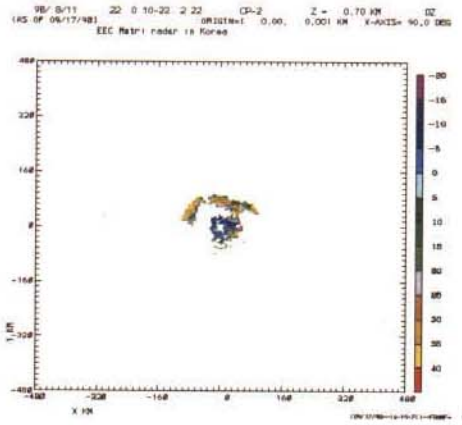
## 라. 관측 결과

### (1) 반사도 합성

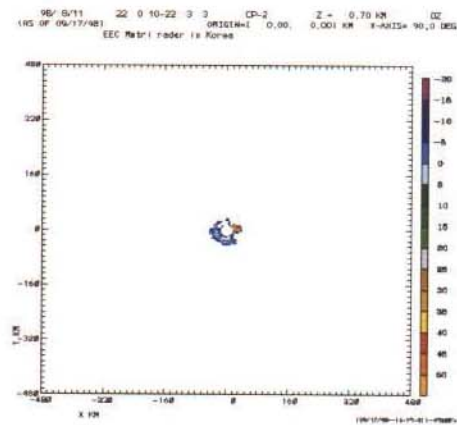
한 대의 레이더로 관측할 수 있는 범위는 제한적이고 또 관측 범위가 넓어질수록 자료의 질이 낮아지므로 여러 대 레이더를 합성함으로써 이를 보완하여 전체강수 구역 및 이동경향을 파악할 수 있으며 합성된 자료로부터 레이더 강수량 분포도를 작성할 수 있다. 기존의 합성도는 3km 등고도면에 대해서 작성되었으나 이는 레이더 원시자료가 제공되지 못하고 영상만 제공되었기 때문에 단순한 영상합성도였다. 그러나 1998년 도플러 레이더 영상 종합 처리 시스템(EDGE)의 도입으로 레이더 원시 자료를 제공할 수 있게 되어 본 연구에서는 원시 자료를 사용한 새로운 합성도를 제시하였다. 본 연구에서는 최저고도각 합성(lowest angle composition)과 column max 합성과 등고도 합성법(equal height composition)을 사용하고 있다.

최저 고도각 합성(lowest angle composition)은 강수량 예보에 유용한 방법으로 CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator, 이하 CAPPI)관측 자료가 있을 경우 가능한 방법이다. 합성도 영역을 표현하는 지도 투영법과 좌표변환은 방위각에 따라 구면에 투영되는 극평사도법(polar stereo- geographic projection)을 사용하였다. 전체 합성 도면은 격자 4km로 512×512개의 격자 영역으로 하였다.

합성도 도면에서의 좌표변환은 아래의 값을 기준으로 이루어 졌다.



**Fig. 3.8.21.** The same as Fig. 3.8.18 except Kunsan radar



**Fig. 3.8.22.** The same as Fig.3.8.18 except Cheju radar

- 투영 중심 : 37 ° 42' N, 126° 83' E
- 격자수 : 512×512
- 격자 간격: 4km

각 레이더 관측소 별로 극좌표( $\gamma, \theta$ )로 관측된 자료를 위도, 경도로 변환시킨 다음 polar stereographic projection을 사용하여 (x,y)좌표로 변환시킨다. 다음 한 격자점을 선택하여 주변의 8개 격자점 자료를 사용하여 산술 평균하고 또한 한 격자점에 여러 관측소의 자료가 중복되어도 산술 평균한다. Fig. 3.8.23는 전술한 바와 같이 3차원 카티션 좌표계로 격자 변환된 1998년 8월 12일 07 LST에 관악, 군산, 동해, 제주 4개 레이더 자료를 최저 고도각 방법으로 합성한 것이다. 관악산과 군산에서 상대적으로 강한 에코가 나타나고 있는데 이는 사례로 선정된 금강 유역 집중호우를 비교적 정확히 보여주고 있다.

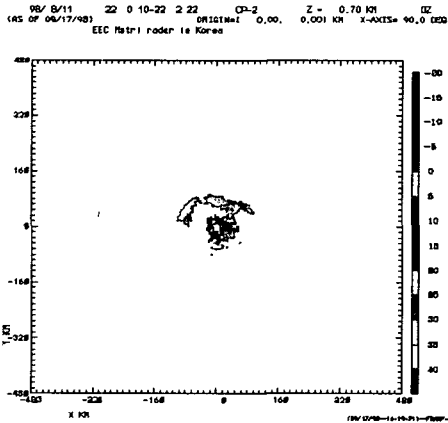


Fig. 3.8.21. The same as Fig. 3.8.18 except Kunsan radar

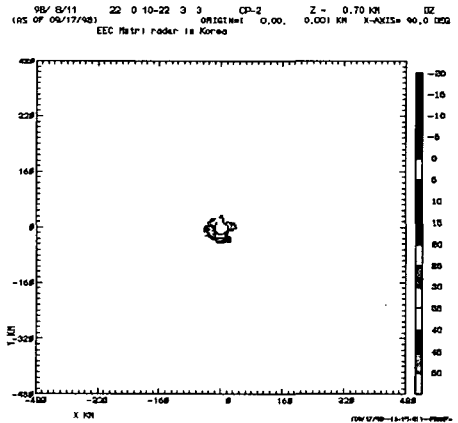
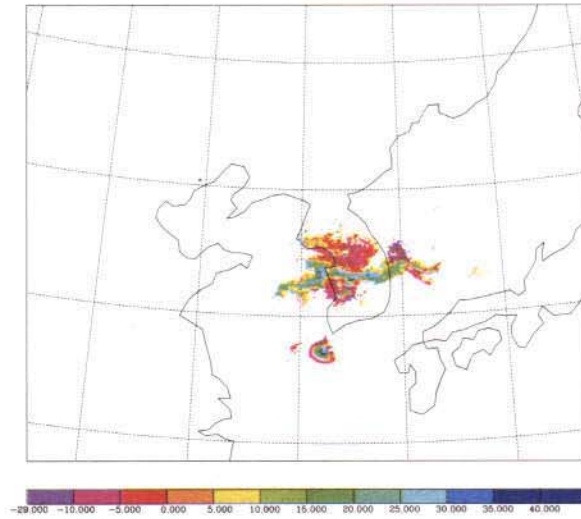


Fig. 3.8.22. The same as Fig.3.8.18 except Cheju radar

- 투영 중심 : 37 ° 42' N, 126° 83' E
- 격자수 : 512×512
- 격자 간격: 4km

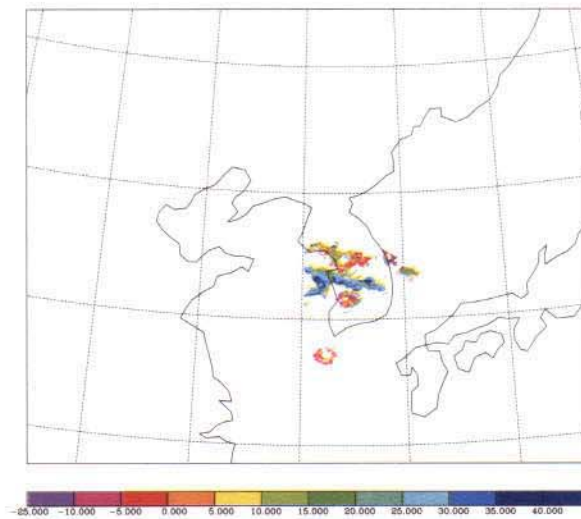
각 레이더 관측소 별로 극좌표( $\gamma, \theta$ )로 관측된 자료를 위도, 경도로 변환시킨 다음 polar stereographic projection을 사용하여 (x,y)좌표로 변환시킨다. 다음 한 격자점을 선택하여 주변의 8개 격자점 자료를 사용하여 산술 평균하고 또한 한 격자점에 여러 관측소의 자료가 중복되어도 산술 평균한다. Fig. 3.8.23는 전술한 바와 같이 3차원 카티션 좌표계로 격자 변환된 1998년 8월 12일 07 LST에 관악, 군산, 동해, 제주 4개 레이더 자료를 최저 고도각 방법으로 합성한 것이다. 관악산과 군산에서 상대적으로 강한 에코가 나타나고 있는데 이는 사례로 선정된 금강 유역 집중호우를 비교적 정확히 보여주고 있다.





**Fig. 3.8.23.** The composition chart made by low elevation composition

Column max 합성 방법 역시 CAPPI 자료가 있을 경우에 사용하는 방법이다. 이것은 한번의 볼륨 관측으로 여러개의 고도각 자료가 만들어지면 이를 입방체로 변환하여 각 칼럼 중 가장 높은 에코값을 평면에 투영하는 방법으로 균질한 (homogeneous) 자료가 생성되지 못하는 단점을 가지고 있다. Fig. 3.8.24는 위와 동일한 자료를 사용하여 column max 방법으로



**Fig. 3.8.24.** The composition chart made by column max composition

로 합성한 그림으로 역시 금강 유역 호우를 잘 반영하고 있다.

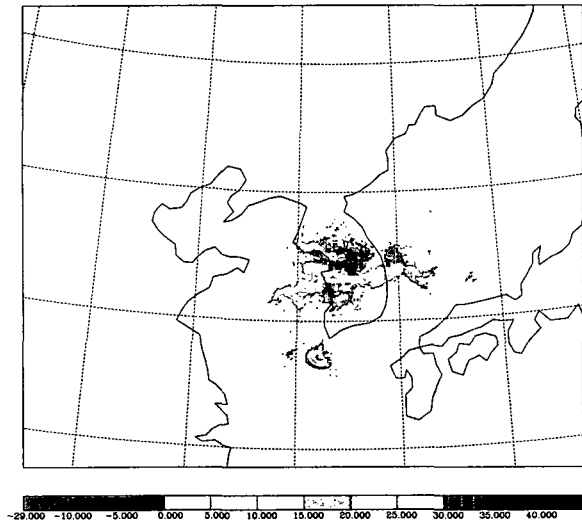


Fig. 3.8.23. The composition chart made by low elevation composition

Column max 합성 방법 역시 CAPPI 자료가 있을 경우에 사용하는 방법이다. 이것은 한번의 불륨 관측으로 여러개의 고도각 자료가 만들어지면 이를 입방체로 변환하여 각 칼럼 중 가장 높은 에코값을 평면에 투영하는 방법으로 균질한 (homogeneous) 자료가 생성되지 못하는 단점을 가지고 있다. Fig. 3.8.24는 위와 동일한 자료를 사용하여 column max 방법으로

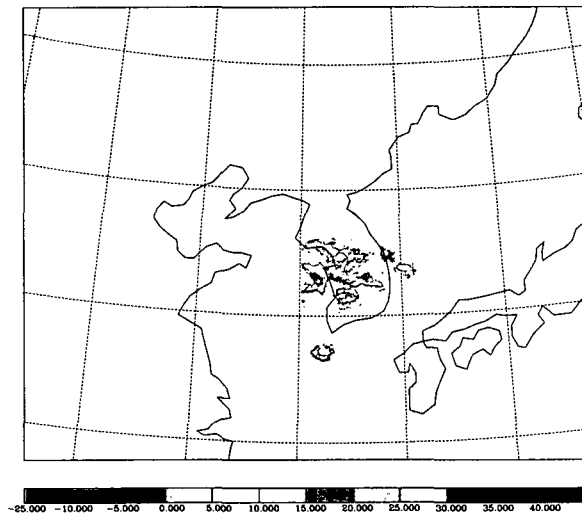
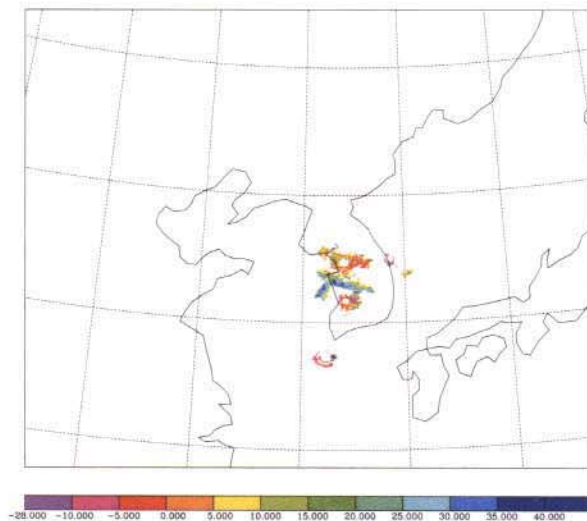


Fig. 3.8.24. The composition chart made by column max composition

로 합성한 그림으로 역시 금강 유역 호우를 잘 반영하고 있다.

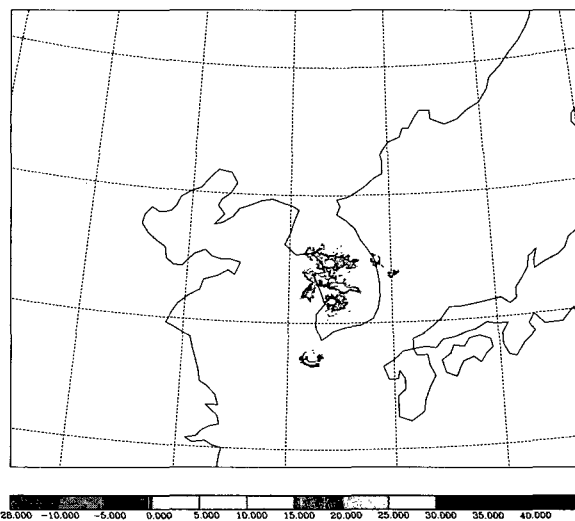
세번째, 등고도 합성 방법은 CAPPI 자료가 없고 PPI 자료만 있는 경우에 사용하는 방법으로 기상청이 운영중인 5대의 기상레이더를 같은 고도에서 합성하는 방법이다. 본 연구에서는 장애물을 피할 수 있는 최저 고도를 각 레이더의 해발 고도들 중 가장 높은 곳에 위치한 관악산 레이더를 고려하여 700m로 결정하여 1400m까지 합성하였다. Fig. 3.8.25은 고도 700m에서의 합성도이다. 관악산 레이더의 경우 해발고도가 629m로 비교적 높은 편이므로 북동 지역을 제외한 전 지역이 지형의 영향을 받지 않고 최대 관측거리까지 관측이 가능하다. 군산 레이더의 경우 관악산 레이더에 비해 비교적 지형의 영향을 많이 받으므로 관측시 관측자가 지형의 영향에 의한 에코 발생여부나 관측 가능 영역을 주의 깊게 살필 필요가 있다. 동해 레이더는 해발고도가 낮아 서쪽은 태백산맥의 영향으로 대부분 지역이 관측이 불가능한 반면 동쪽 지역은 관측 가능하다. 관악산 레이더의 해발고도와 동해 레이더의 해발고도차는 거의 600m에 가깝다. 따라서 동해 부근에 강수 현상이 나타났더라도 최저 고도로 결정한 700m 고도까지 충분히 높은 구름이 발달하지 않았다면 등고도 합성도에서는 동해 부근의 강수 현상을 충분히 반영하기 어렵다. 제주의 경우 레이더가 서쪽 끝에 위치하므로 한라산의 영향으로 북동에서 남동방향으로 관측이 제한된다. 또한 제주와 부산 앞바다에는 비강수 에코로서 전파가 해면에 반사되어 나타나는 에코인 파랑 에코가 나타나는데 이는 강수 에코와 패턴이 똑같아 제거가 불가능하다. 따라서 신뢰성 있는 레이더 자료 합성을 위해서는 각 레이더 관측소별 관측 특성을 파악하는 것이 필요하다.



**Fig 3.8.25.** The composition chart made by equal height composition

'98년 레이더 반사도 집중 관측 자료 합성 결과 강우량 추정을 위해서는 최저

세번째, 등고도 합성 방법은 CAPPI 자료가 없고 PPI 자료만 있는 경우에 사용하는 방법으로 기상청이 운영중인 5대의 기상레이더를 같은 고도에서 합성하는 방법이다. 본 연구에서는 장애물을 피할 수 있는 최저 고도를 각 레이더의 해발 고도들 중 가장 높은 곳에 위치한 관악산 레이더를 고려하여 700m로 결정하여 1400m까지 합성하였다. Fig. 3.8.25은 고도 700m에서의 합성도이다. 관악산 레이더의 경우 해발고도가 629m로 비교적 높은 편이므로 북동 지역을 제외한 전 지역이 지형의 영향을 받지 않고 최대 관측거리까지 관측이 가능하다. 군산 레이더의 경우 관악산 레이더에 비해 비교적 지형의 영향을 많이 받으므로 관측시 관측자가 지형의 영향에 의한 에코 발생여부나 관측 가능 영역을 주의 깊게 살필 필요가 있다. 동해 레이더는 해발고도가 낮아 서쪽은 태백산맥의 영향으로 대부분 지역이 관측이 불가능한 반면 동쪽 지역은 관측 가능하다. 관악산 레이더의 해발고도와 동해 레이더의 해발고도차는 거의 600m에 가깝다. 따라서 동해 부근에 강수 현상이 나타났더라도 최저 고도로 결정한 700m 고도까지 충분히 높은 구름이 발달하지 않았다면 등고도 합성도에서는 동해 부근의 강수 현상을 충분히 반영하기 어렵다. 제주의 경우 레이더가 서쪽 끝에 위치하므로 한라산의 영향으로 북동에서 남동방향으로 관측이 제한된다. 또한 제주와 부산 앞바다에는 비강수 에코로서 전파가 해면에 반사되어 나타나는 에코인 파랑 에코가 나타나는데 이는 강수 에코와 패턴이 똑같아 제거가 불가능하다. 따라서 신뢰성 있는 레이더 자료 합성을 위해서는 각 레이더 관측소별 관측 특성을 파악하는 것이 필요하다.



**Fig 3.8.25.** The composition chart made by equal height composition

'98년 레이더 반사도 집중 관측 자료 합성 결과 강우량 추정을 위해서는 최저

고도각 자료를 합성하는 것이 바람직하다는 결론을 얻었으며, 최적 고도각 합성을 위해 필요한 프로그램 및 장비와 운영 절차 등에 대해서는 부록 2에 제시하였다.

## (2) '99년 관측 자료

현재 기상청 레이더의 주된 관측 전략은 한반도 전체를 대상으로 반사도를 합성하기 위해 수립되었다. 따라서 5곳의 레이더 관측소의 평균 거리가 200 km인 것을 고려하여 240 km 관측 반경을 사용하고 있으며, 약 5°의 고도각까지 1°씩 증가시켜 볼륨 관측을 상시 수행하고 있다. 240 km 관측 수행중 예보관의 요구가 있거나 강수 시스템이 120 km 관측 반경 안으로 진입하면 120km 도플러 관측을 수행한다(120 km이하 관측 반경에서만 반지름 방향 속도를 사용할 수 있음). 이 120km 관측은 필수 사항이 아니므로 누락되는 지점과 시간이 많아 강수 시스템의 연직 단면과 내부 바람장 분포 및 이를 바탕으로 한 시스템의 이동 등과 같은 정보를 활용하기에는 다소 부족함이 있었다. 따라서 기상청 레이더가 가지는 장점인 “상시관측”과 다양한 관측 모드로 운영될 수 있는 연구용 이동식 레이더의 장점을 이용해 '99년 레이더 관측을 수행하였다.

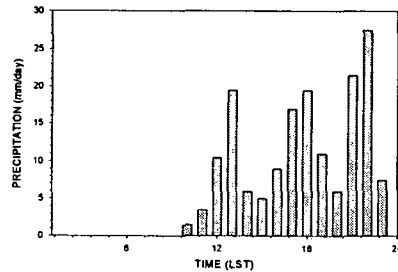
연구용 레이더의 기본 관측 전략은 매 볼륨 관측마다 에코가 가장 강한 방위각에 대해 RHI (Range Height Indicator) 관측을 수행하는 것이며, 관측 반경은 120 km이하이다. 이와 같은 관측 전략을 바탕으로 수집된 '99년 장마 집중 관측 자료를 이용하여 4개 강수시스템의 종관적인 특성 및 레이더 관측 자료 특성을 분석하였다.

### (가) 이중 도플러 관측 (1999년 6월 23일 ~ 6월 24일)

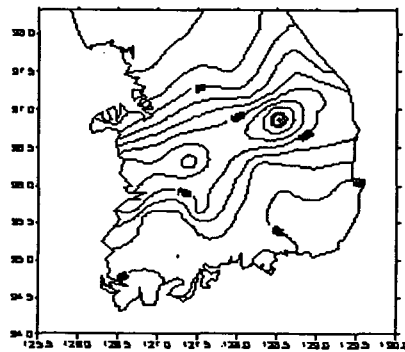
강수 시스템의 생성, 발달, 소멸 등을 분석하기 위해서는 비구름 내부의 조밀한 3차원 바람장 분석이 선행되어야 한다. 앞에서도 언급했듯이 레이더는 5~10분에 1회씩 3차원 반사도 및 반지름 방향 속도를 산출하므로 시간 해상도가 높은 자료를 얻을 수 있다는 장점이 있다. 그러나 단지 레이더를 중심으로 하는 반지름 방향 속도만을 탐지하므로 실제 바람장은 추정할 수 없게 된다. 따라서 2대의 레이더로 목표물을 동시에 관측한다면 실제 바람에 가까운 값을 추정할 수 있다. 이 목표를 달성하기 위해 1999년 장마집중감시 기간 동안은 이동식 레이더를 김제군 죽산면으로 옮겨 군산기상레이더와 이중도플러 관측을 수행하였다. 생산된 자료는 3차원 바람장 추정, 수치 모델 입력 및 검증 자료 등으로 활용될 수 있다.

6월 23 ~ 24일 장마 전선의 영향으로 전국에 40 ~ 170 mm의 많은 비를 내렸다. 6월 23일 영주에 14 시간 동안 165 mm의 강수(Fig. 3.8.26)가 있었으며, 동서

방향의 강우대가 형성되어 있음을 볼 수 있다(Fig. 3.8.27). 이 강우대는 '98년 8월 10일 ~ 11일 보은 지방에 호우를 유발한 시스템과 수평적으로는 상당히 비슷한 양상을 띄고 있다.



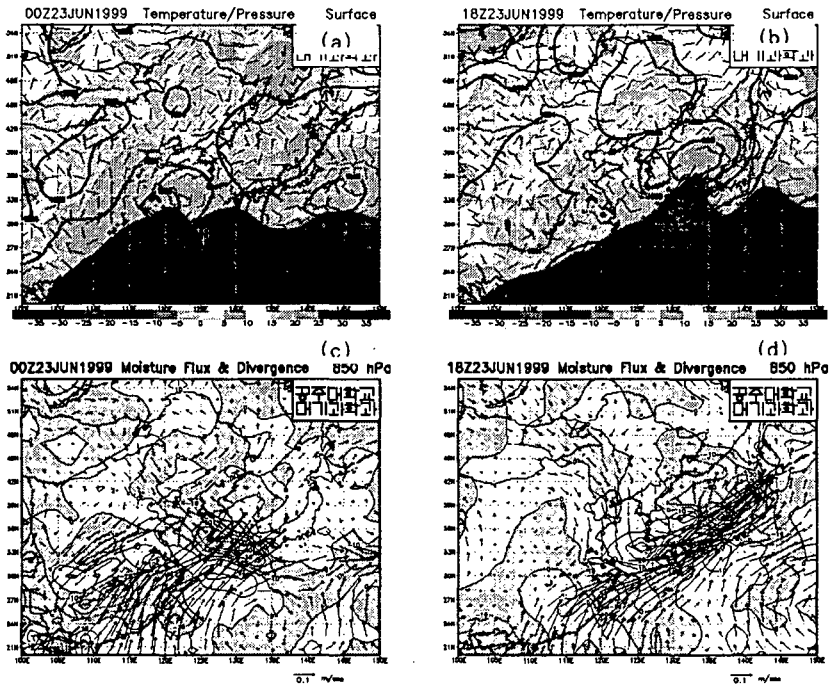
**Fig. 3.8.26.** Time series of hourly rainfall at Youngju on 23 June 1999.



**Fig. 3.8.27.** The distribution of daily rainfall on 23 June 1999.

6월 23일 00 UTC 한반도를 중심으로 서저동고형(동쪽 고기압의 세력은 매우 약함)의 기압배치를 보이고, 북쪽에서는 북풍, 남쪽에서는 남서풍이 불어 한반도에 수렴 중심이 존재하고 남쪽으로부터 강한 습기 이류가 있어 19 UTC에는 동북동-서남서 방향의 장마 전선이 뚜렷하게 나타나는 것을 볼 수 있다(Fig.3.8.28). 이 때 위성자료도 장마 전선을 볼 수 있다(그림은 제시하지 않았음).

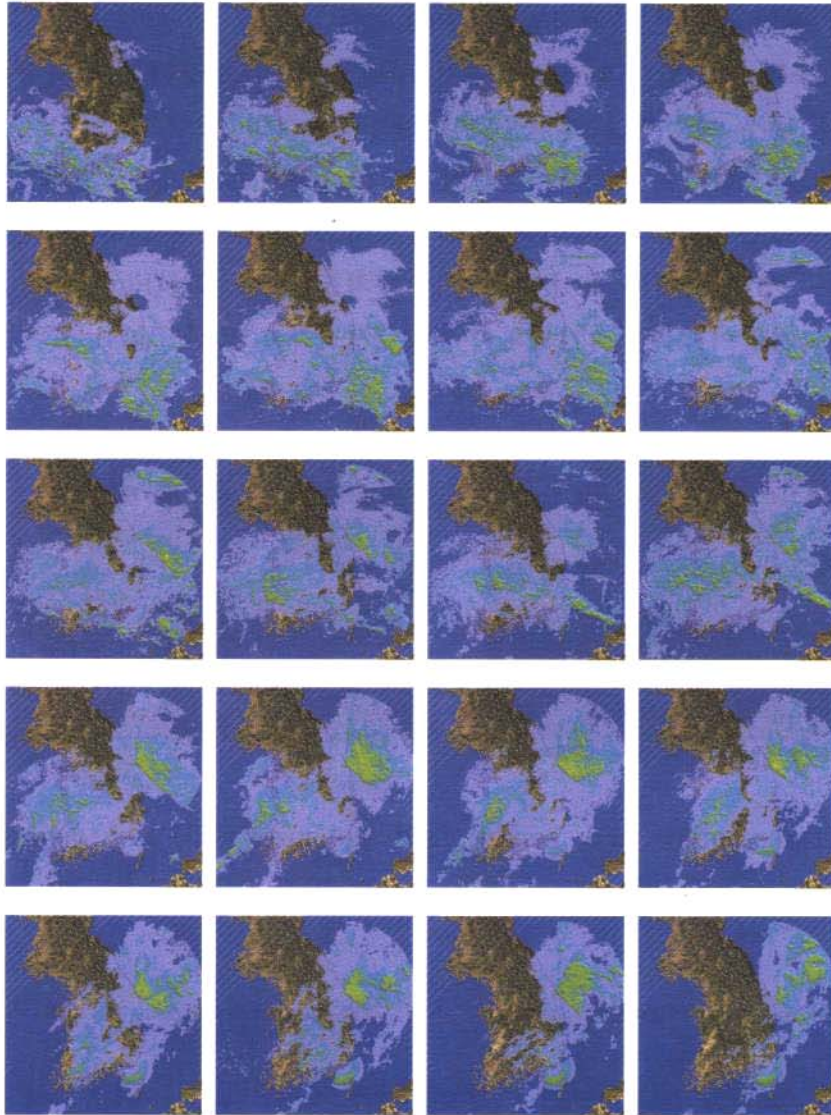
이 때 각 시간별 레이더로 관측된 반사도를 강수 강도로 환산한 합성



**Fig. 3.8.28.** Temperature and pressure at surface on 00 UTC(a), 18 UTC(b), and moisture flux and divergence at 850 hPa on 00 UTC(c), 18 UTC(b) 23 June 1999.

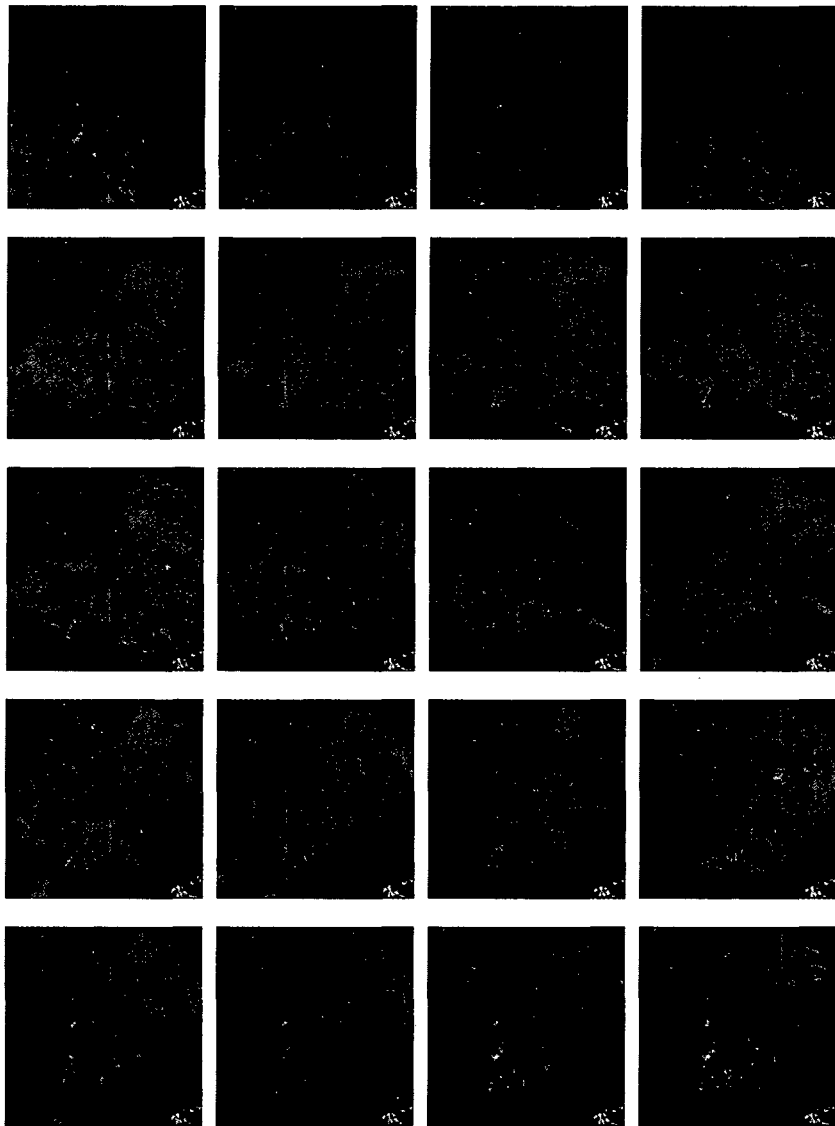
도를 Fig. 3.8.29에 나타내었다. 강수 에코는 남쪽에서부터 시작하여 서서히 북동진 하면서 강릉을 거쳐 우리 나라를 빠져 나간다. 이 경우 강수 강도는 그다지 높게 나타나지 않아 집중 호우 세포를 식별할 수는 없다. 강수 강도를 추정하기 위해 최저 고도각을 사용하지만 최저 고도각이라하더라도 지구 곡률 효과로 레이더 중심 으로부터 240 km 정도 벗어나면 이 때 관측되는 고도는 3.5 km 이상이다. 따라서 그 이하에 강수 에코의 최대치가 나타나거나 그 이상에서 나타나는 경우는 탐지되지 않는다. 레이더 자료를 이용할 경우, 레이더 관측 방법이 가지는 근원적인 제약 점을 고려해야 한다. 또한 레이더는 레이더 빔이 깔대기 모양으로 전파되어 나가므로 거리가 멀어질수록 관측 자료의 공간 해상도가 떨어진다는 것 또한 고려해야 한다.





**Fig. 3.8.29.** Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 21 UTC on 22 June and 00 UTC on 24 June 1999. Time interval is 1 hours.





**Fig. 3.8.29.** Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 21 UTC on 22 June and 00 UTC on 24 June 1999. Time interval is 1 hours.

(나) 남부지방 장마 (1999년 7월 1일 ~ 2일)

우리 나라 북쪽에 고압대가 정체하면서 장마 전선이 정상적으로 북상하지 못해, 주로 제주도와 남부 지방에만 영향을 미쳤다. 7월 1일 00 UTC 지상 일기도에서 저기압의 중심은 상하이에 위치하고 중심기압은 1000 hPa 이하로 그리 낮지 않으며, 한반도 동쪽에는 중심 기압 1008 hPa 정도의 고기압 중심이 존재하여 동고서저형(6월 22일 ~ 24일 사례와 유사함)의 기압배치를 하고 있다(Fig 3.8.30(a)). 동쪽에 존재하는 고기압이 서쪽 저기압의 이동을 저지하고 또한 500 hPa의 지위 고도 장의

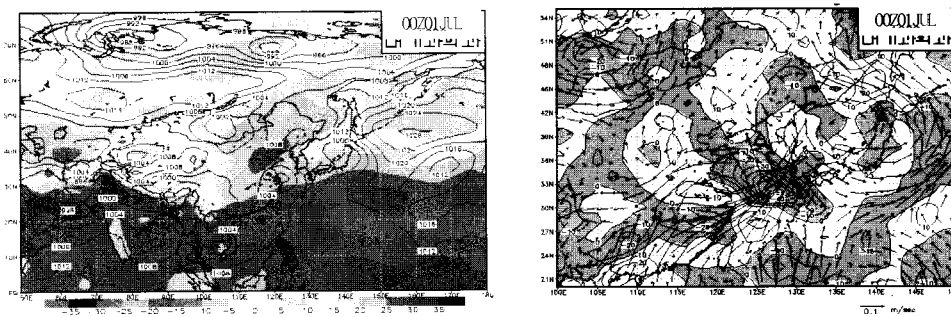


Fig. 3.8.30 Temperature and height field at surface(a) and divergence and moisture flux at 850 hPa on 00 UTC 1 July 1999.

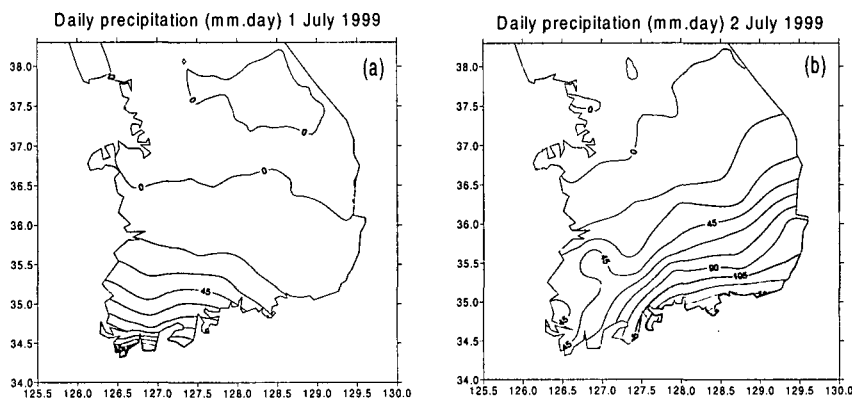


Fig. 3.8.31 The distribution of daily precipitation (mm/hr) on 30 June(a) and 1 July(b) 1999. Contour interval is 15 and shaded region represents the area which the daily precipitation is over 100 mm.

남북 경도가 지상 저기압이 존재하는 곳에서 낮아져 시스템의 이동 속도를 더욱 방해하여 한반도에 많은 강수를 유발하였다. 또한 서해상으로의 수증기 유입이 활발하여 시스템의 불안정도를 더욱 증가시켰다(Fig 3.8.30(b)). 이 장마 전선의 영

향으로 남부 지방과 제주 지방에 30 ~ 250 mm(Fig. 3.8.31)의 많은 비가 내렸으며, 제주 고층은 1일 240.3 mm이 비가 내려 1일 극값을 갱신하였다. 같은 날 서귀포는 247.8 mm의 강수량이 있었으며, 해남, 남해, 부산에서 2일 동안 관측된 시간 강수량의 시계열을 나타낸 결과 장마 전선은 동쪽으로 평행 이동 했음을 알 수 있다 (Fig. 3.8.32). 이때 구름 사진을 살펴 보면, 전선을 동반한 저기압 중심

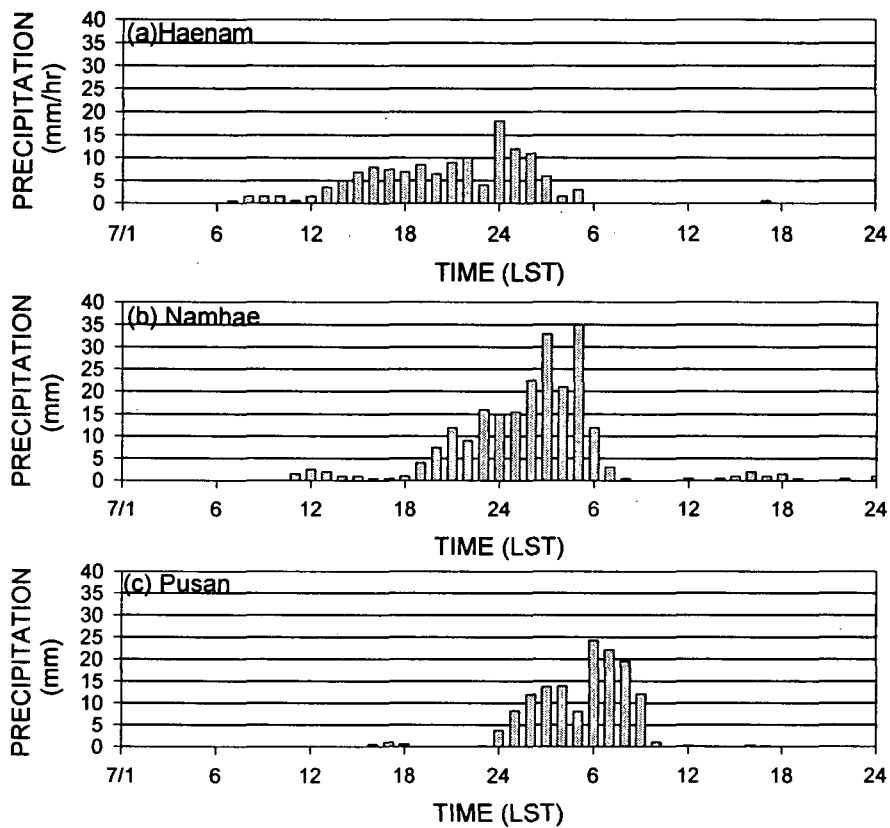


Fig. 3.8.32. Time series of daily precipitation at three stations during 1 and 2 July 1999.

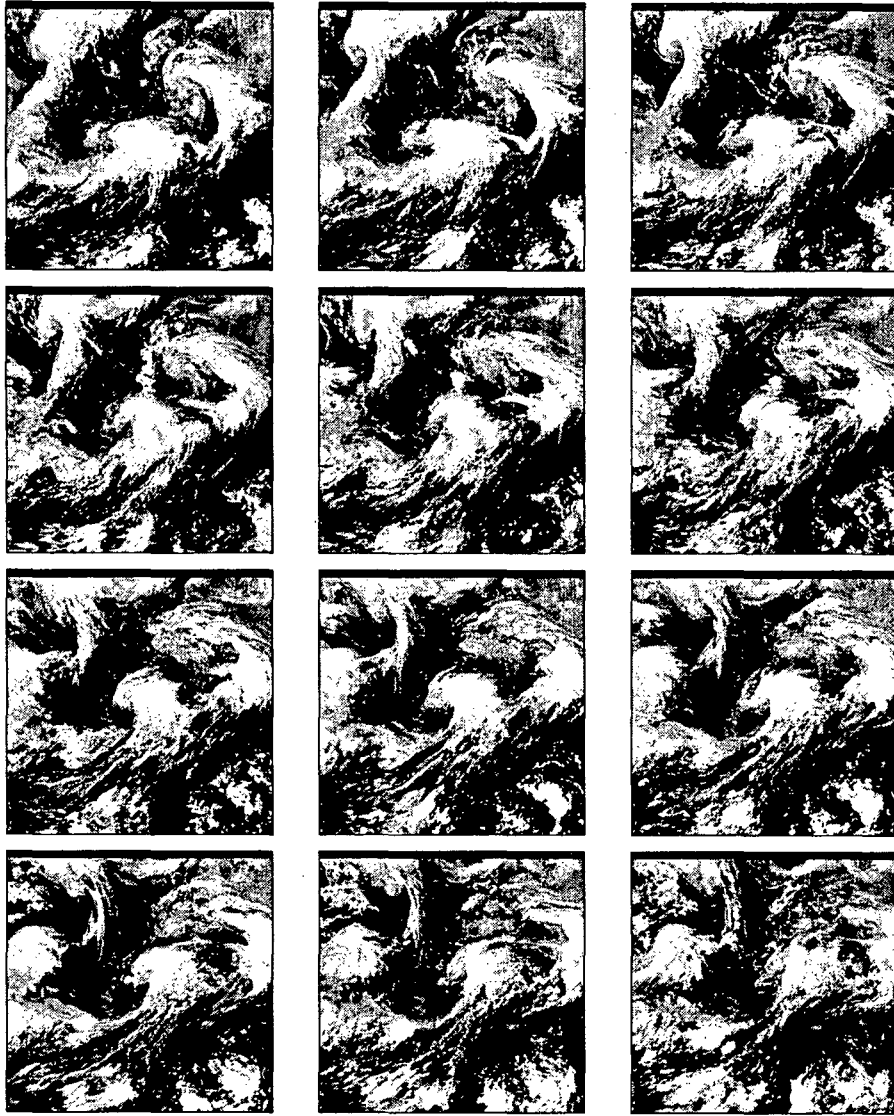
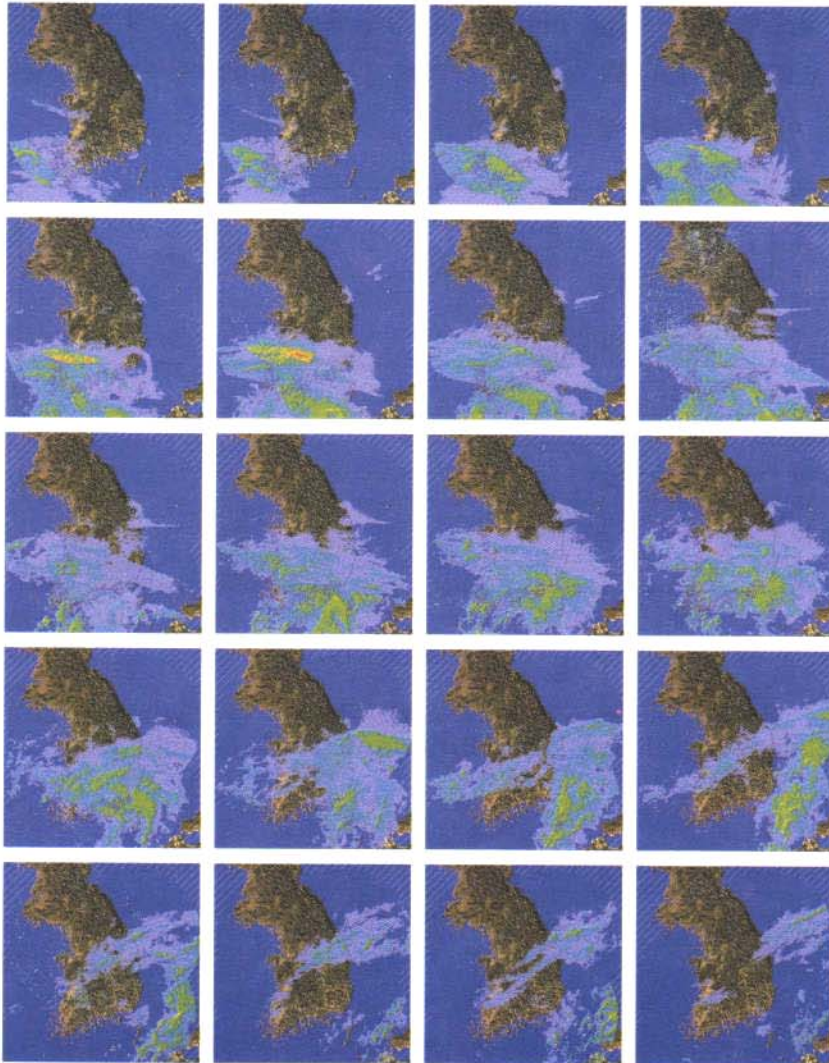


Fig. 3.8.33. GMS Infrared images during 00 UTC 1 July and 09 UTC 2 July.  
Time interval is 3 hours.

이 서해로부터 북서 방향으로 우리 나라를 향해 서서히 이동하면서 남부 해안 지방 및 제주도를 통과해 7월 2일 15 UTC 무렵에 한반도를 완전히 빠져나간다(Fig. 3.8.33). 이 때 상층 기상 자료 분석을 위해 단열선도를 분석한 결과 하층에는 남서풍이 상층에는 북서풍의 바람이 불고 있으며, 상층에는 강한 제트 기류가 존재해, 상당히 불안정한 대기 구조를 나타내고 있다.

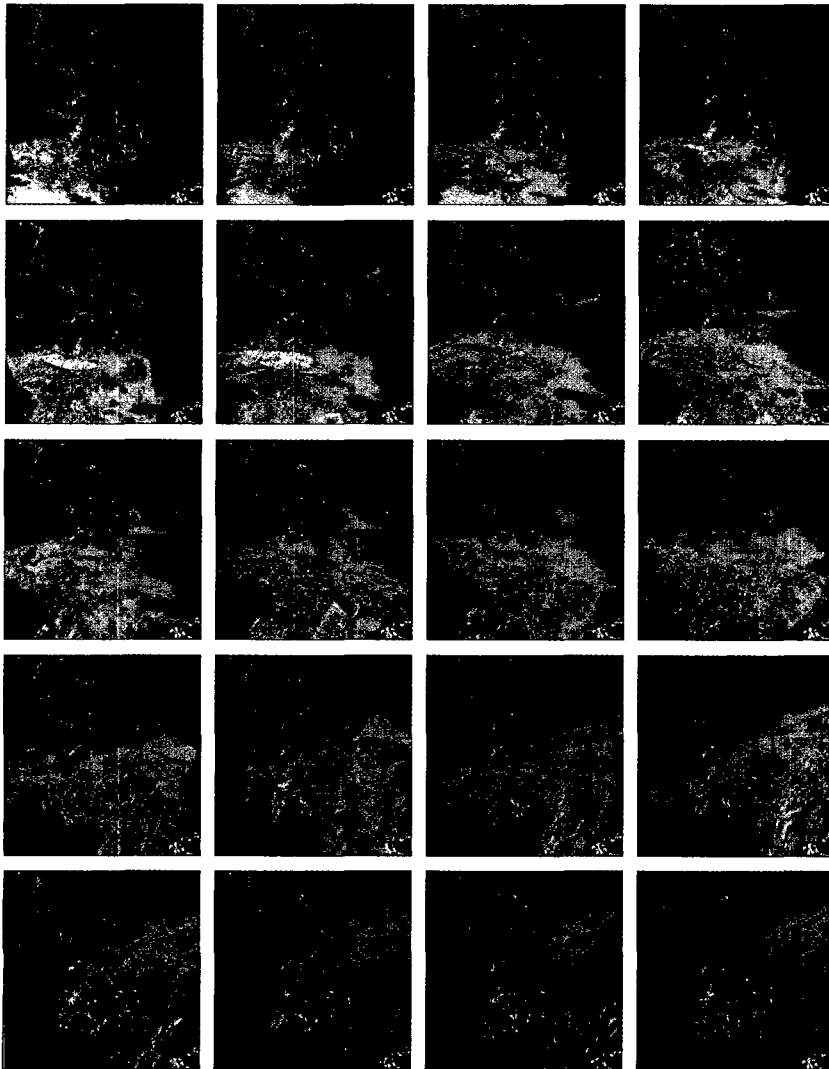
남해 주변의 강수 시스템을 좀 더 자세하게 살펴 보기위해서 Fig. 3.8.34에 레이더 강수강도 합성도의 시계열을 나타내었다. 그림에서 보는 바와 같이 북동쪽으로 진행하던 강수 시스템이 우리나라를 통과해 나가면서 많은 강수를 유발했음을 볼

수 있다.



**Fig. 3.8.34.** Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 19 UTC on 30 June and 10 UTC on 2 July 1999. Time interval is 2 hours.

수 있다.



**Fig. 3.8.34.** Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 19 UTC on 30 June and 10 UTC on 2 July 1999. Time interval is 2 hours.

(다) 태풍 널 (7월 27일 ~ 28일)

태풍 널의 영향으로 장흥(148.0 mm/day, 27일)과 원주(100.5 mm/day, 28일)를 비롯하여 전국적으로 30 ~ 150 mm/day의 강수량이 있었다. 장흥과 원주의 시간 강수량을 살펴보면(Fig. 3.8.35), 강수가 남쪽에서부터 시작하여 중부 지방으로 이동했음을 알 수 있으며, 이것은 일 강수량의 공간 분

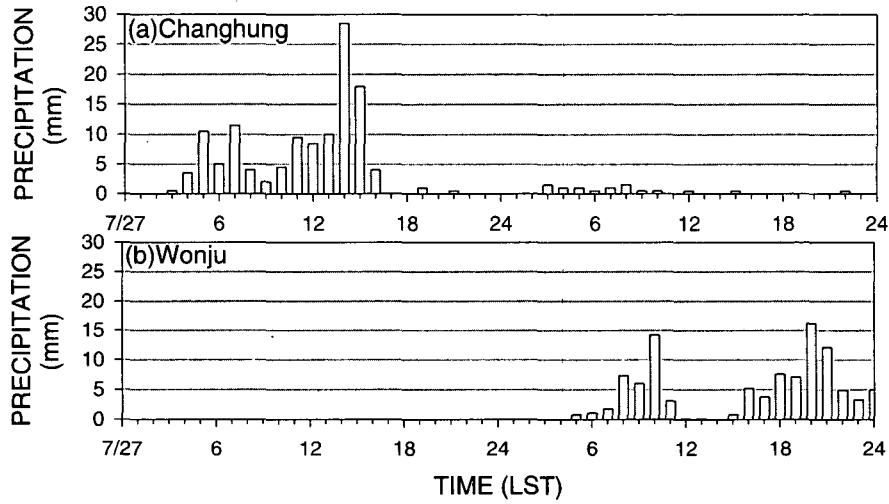


Fig. 3.8.35. Time series of daily precipitation at Changhung(a) and Wonju(b) during 27 ~ 28 July 1999.

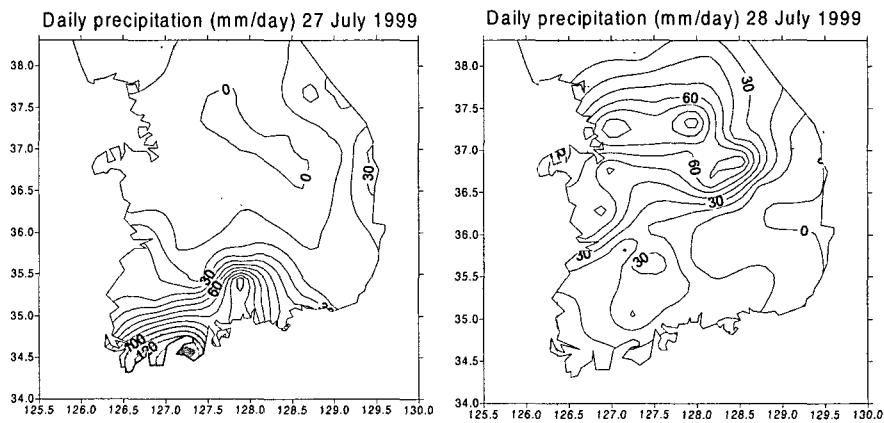


Fig. 3.8.36. The distribution of daily precipitation (mm/day) on 27(a) and 28(b) July 1999. Contour interval is 10.

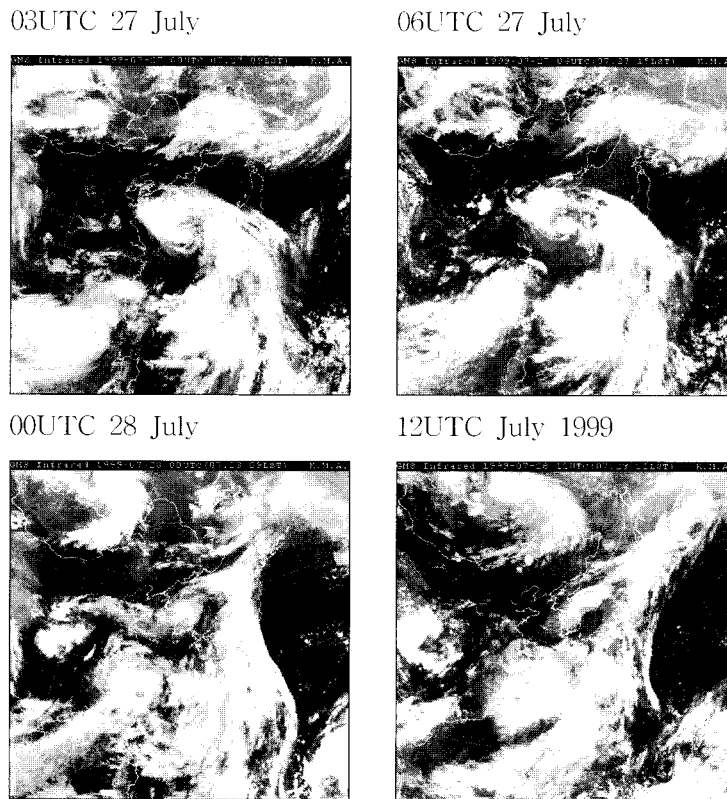


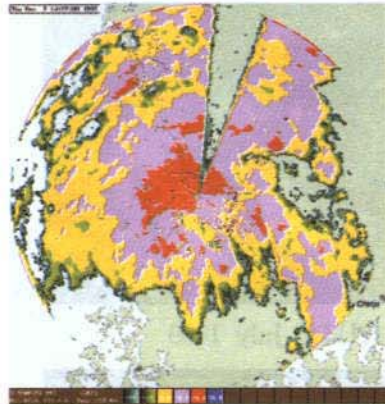
Fig. 3.8.37. GMS Infrared images.

포에도 잘 나타난다(Fig. 3.8.36). 위성 사진을 살펴 보면(Fig. 3.8.37) 7월 27일 03 UTC 제주도에 태풍의 중심이 위치하여 우리나라 전체가 태풍에 덮여 있음을 볼 수 있으며, 06 UTC에 해남 부근까지 북상하여 이곳에 많은 강수를 나타내었다. 전차 북상하던 태풍은 28일 00 UTC에는 그 세력이 매우 약화되었으며, 12 UTC에는 우리나라가 그 영향권에서 벗어나고 있음을 알 수 있다.

7월 27일 0852 UTC에 이동식 연구용 레이더로 관측된 자료를 살펴 보면 Fig. 3.8.38(a)는 9° 고도각에서 관측된 반사도 PPI로서 태풍에 의해 상층 까지 강한 에코가 나타나는 것을 볼 수 있다. 이 때 에코가 강한 지역(방위각 140.5°)에서의 RHI(Fig. 3.8.38(b))를 살펴보면 비구름의 연직 구조 등을 알 수 있다.



(a)



(b)

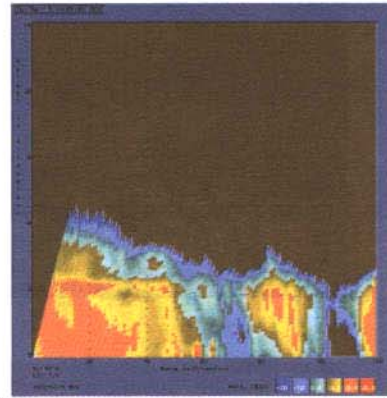


Fig. 3.8.38. PPI at 9.0° elevation with 120 km range (a), and RHI at 140.5° azimuth (b) with same range at Kimje(DWSR-200X radar) on 0852 UTC 27 July.

(라) 태풍 올가 (8월 1일 ~ 8월 3일)

제 7호 태풍 올가(OLGA)의 영향으로 전국적으로 많은 비가 내렸으며, 이 비로 인해 한반도 곳곳에 침수, 산사태 등의 재해가 발생하였다. 8월 1일에는 377.5mm의 일강수량이 기록된 동두천을 비롯하여 철원, 춘천의 8월 일강수량 최다 극값이 갱신되었고, 2일에는 서산, 인제, 춘양, 문경에서 기록이 갱신되었다. Fig. 3.8.39에는 7월 31일부터 8월 3일까지 기상청 산하 72개 관측소에서 관측된 일 강수량 분포도를 나타낸 것이다. 그림에서 보는 바와 같이 중부 내륙과 강원도 산간 지방을 중심으로 많은 비가 내렸음을 알 수 있다. 비가 많이 내린 지역 중 서울, 철원, 강화, 인제 지방에서 30년 평균 일 강수량 값(철원은 없음)과 해당 기간 동안의 일 강수량을 살펴 본 결과 30년 평균 일 강수량 값이 16 mm를 넘지 못하는데 비해 각 지점의 일 강수량은 최고 200 mm를 넘었다.

(a)

(b)

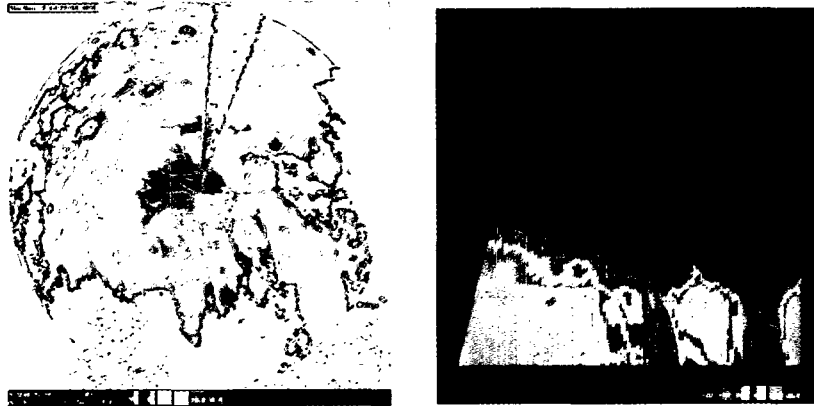
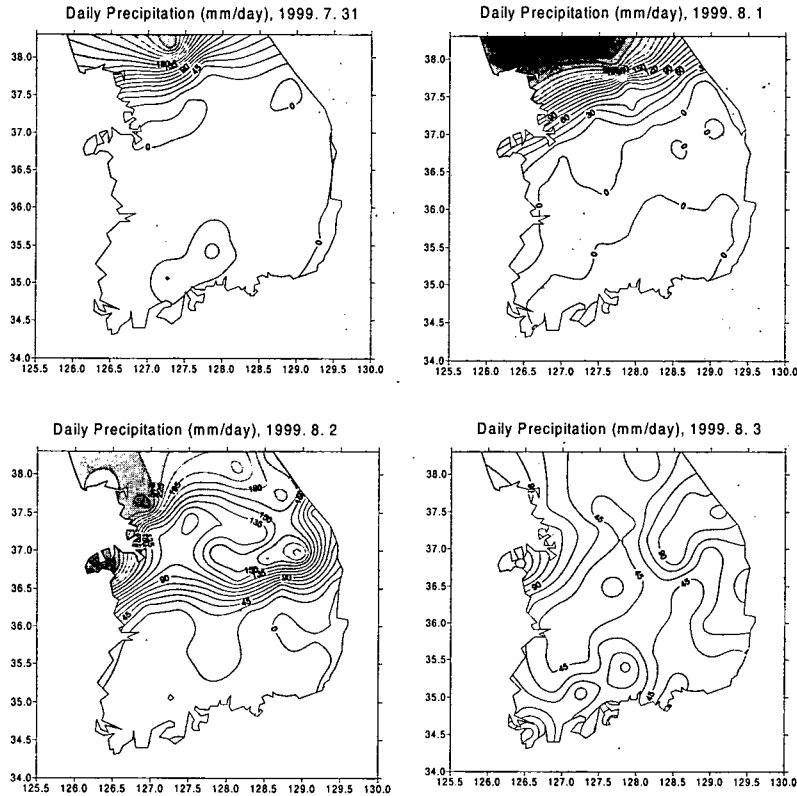


Fig. 3.8.38. PPI at 9.0° elevation with 120 km range (a), and RHI at 140.5° azimuth (b) with same range at Kimje(DWSR-200X radar) on 0852 UTC 27 July.

(라) 태풍 올가 (8월 1일 ~ 8월 3일)

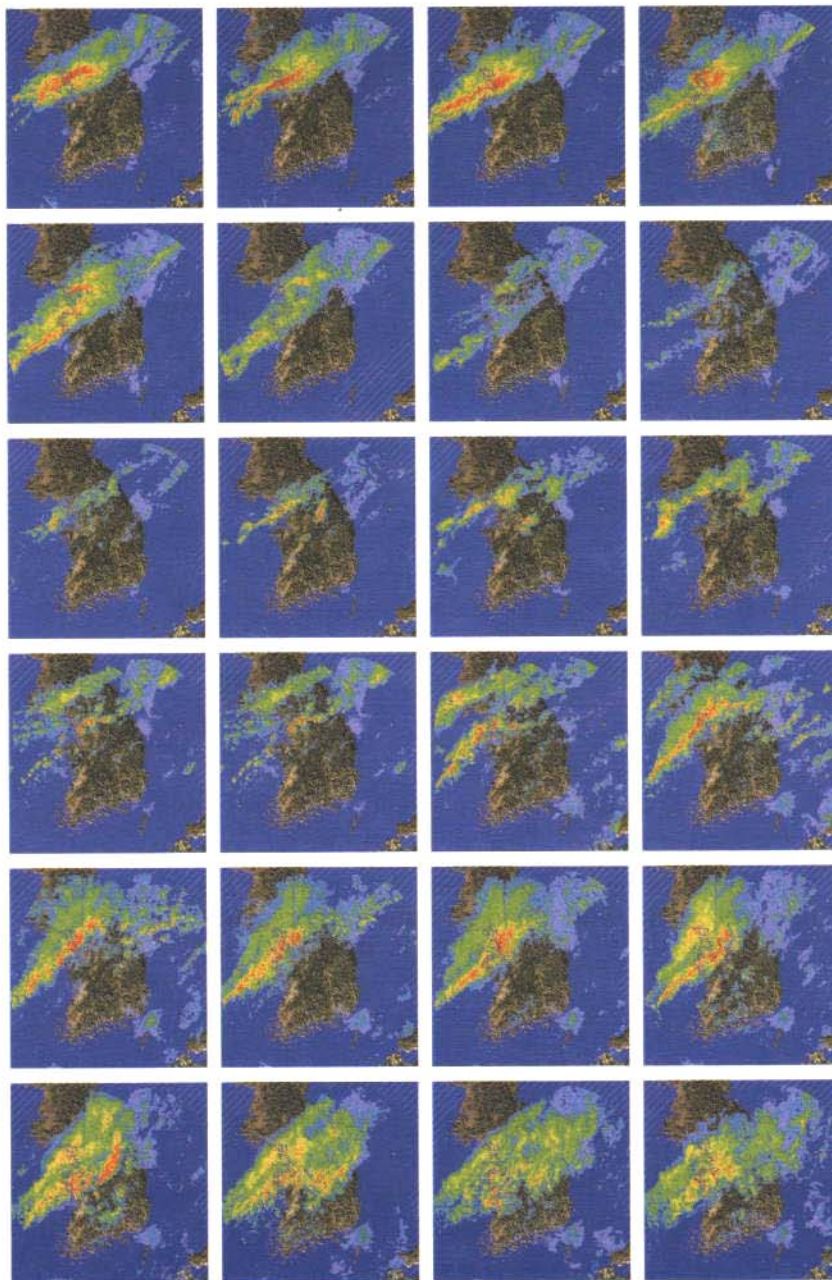
제 7호 태풍 올가(OLGA)의 영향으로 전국적으로 많은 비가 내렸으며, 이 비로 인해 한반도 곳곳에 침수, 산사태 등의 재해가 발생하였다. 8월 1일에는 377.5mm의 일강수량이 기록된 동두천을 비롯하여 철원, 춘천의 8월 일강수량 최다 극값이 갱신되었고, 2일에는 서산, 인제, 춘양, 문경에서 기록이 갱신되었다. Fig. 3.8.39에는 7월 31일부터 8월 3일까지 기상청 산하 72개 관측소에서 관측된 일 강수량 분포도를 나타낸 것이다. 그림에서 보는 바와 같이 중부 내륙과 강원도 산간 지방을 중심으로 많은 비가 내렸음을 알 수 있다. 비가 많이 내린 지역 중 서울, 철원, 강화, 인제 지방에서 30년 평균 일 강수량 값(철원은 없음)과 해당 기간 동안의 일 강수량을 살펴 본 결과 30년 평균 일 강수량 값이 16 mm를 넘지 못하는데 비해 각 지점의 일 강수량은 최고 200 mm를 넘었다.



**Fig. 3.8.39.** The distribution of daily precipitation (mm/hr) during 31 July and 3 August 1999. Contour interval is 15 and shaded region represents the area which the daily precipitation is over 150 mm.

이와 같이 집중적으로 많은 양의 강수를 유발하는 시스템은 단위 체적 내에 물방울 개수도 많아 레이더 파의 감쇄를 유발하여 실제 보다 낮은 에너지를 수신하여 낮은 반사 강도를 산출한다. 따라서 위와 같은 시스템을 레이더로 분석하는 경우에 주의해야 할 점 중의 하나이다.

이 기간 중 레이더 합성 자료의 시계열(7월 31일 16 UTC ~ 8월 2일 14 UTC)을 살펴보면 중부 지방을 중심으로 동북동-서남서 방향의 강수대가 형성되어 거의 이동 없이 단지 세력의 강약만 변할 뿐이다(Fig. 3.8.40). 위의 4가지 사례들을 분석한 결과 집중호우를 유발한 강수 시스템은 대부분 밴드형으로 나타났으며, 각 밴드내에 존재하는 작은 집중 호우 세포들에 의해 지역적으로 큰 비를 내리게 된다.



**Fig. 3.8.40.** Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 16 UTC on 31 July and 14 UTC on 2 August 1999. Time interval is 2 hours.

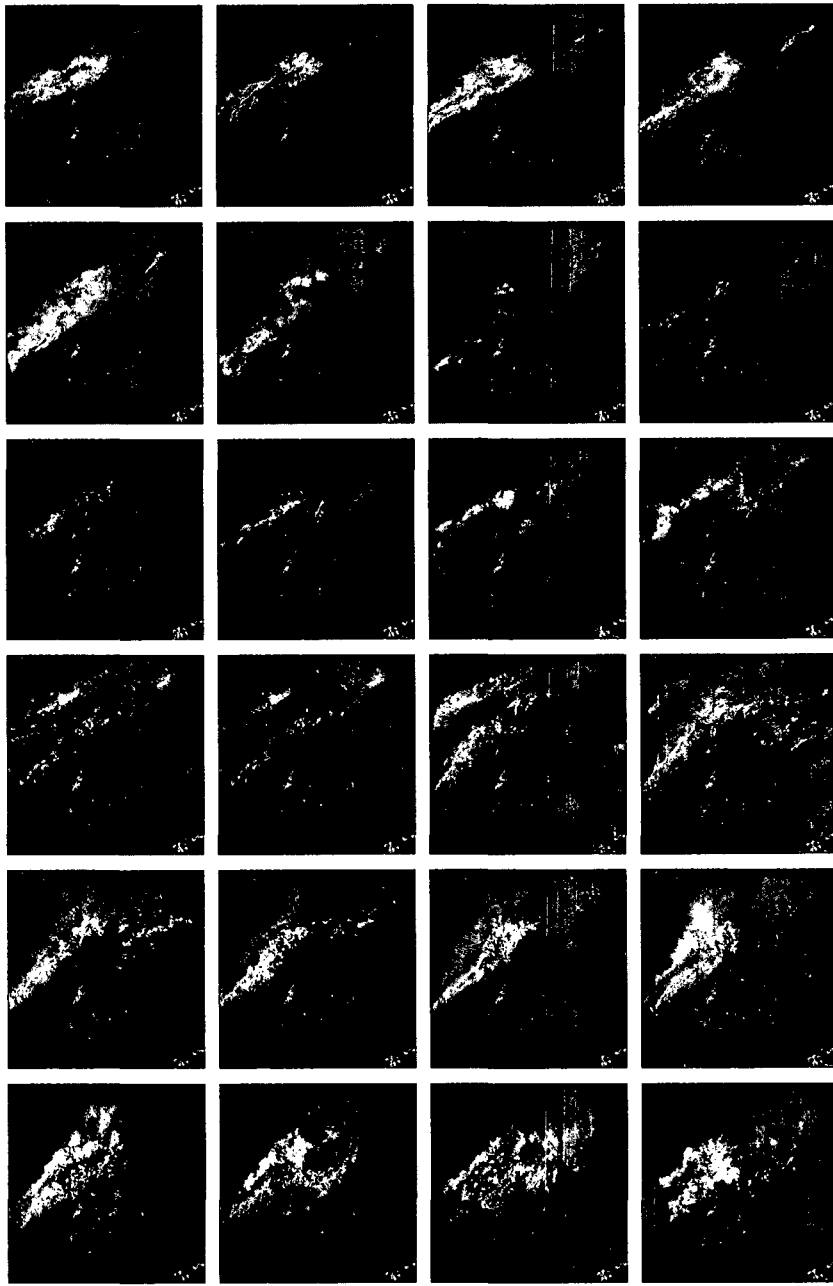


Fig. 3.8.40. Time series of composited rain rate(mm/hr) with radar data from 5 sites during 16 UTC on 31 July and 14 UTC on 2 August 1999. Time interval is 2 hours.

#### 4. 관측자료 활용연구

##### 가. 장마전선내 중규모 대류 세포 발달에 관한 연구

###### (1) 서론

국지적으로 갑자기 발달하는 중규모 대류계는 집중호우와 돌풍등을 동반하여 많은 인명과 경제적 손실을 초래함으로써 사회적 관심이 큰 기상현상중의 하나였으며 또한 그 예측성의 어려움으로 기상학 분야에서 중요한 연구대상이었다. 이렇게 악기상을 유발하는 중규모 대류계에 대하여 기존에 많은 연구들이 이루어졌는데 특정 사례에 대한 분석적 접근을 통하여 집중호우의 역학적, 열역학적 기구들을 밝히려는 연구(Park et al. 1983, 1986; 최종민, 1991; 황승언, 1992; 하중철, 1999)와 수치모의를 통해 중규모 대류계의 역학 과정을 분석하고 물리 현상을 이해하려는 연구(홍성유, 1992; 이동규, 1993; 이미선, 1999; 위태권, 1999)등이 있었다. 그러나 이런 연구들은 종관 관측망에 의한 관측 자료를 이용하였기에 악기상을 유발하는 중규모 이하의 대류계 구조 및 발달과정을 이해하는데는 어느 정도 한계를 갖고 있다. 특히 한반도에서 발생하는 중규모 대류계에 의한 집중호우는 국지성이 매우 강하여 강수량 및 강수량 예측에 있어서 기존의 종관 관측망으로는 예측하기가 매우 어렵다. 따라서 시간과 공간상으로 높은 해상도를 가지고 있어 종관 관측망으로는 탐지될 수 없는 중간 규모 이하의 운동을 탐지할 수 있고 그 역학적 구조를 밝히는데 매우 중요한 역할을 할 수 있는 도플러 레이더를 이용하는 것이 중규모 이하의 대류계를 연구하는데 있어 가장 효과적인 방법이다.

본 연구의 목적은 도플러 레이더 자료를 이용하여 1997년 7월 1일 장마전선에서 발달한 중규모 대류계의 발달과 내부구조를 연구하여 정확한 강수량 예보, 수자원의 효율적인 이용 및 기상재해 방지에 기여하고자 한다.

###### (2) 자료 및 방법

###### (가) 자료

본 연구에서 사용할 자료는 일본 기상청 지상 및 상층 일기도와 NCEP 전구 재분석 자료, 오산 및 광주 고층관측 자료, GMS-5 IR 자료, 기상청 관측소 강수량 자료와 AWS자료, 미공군에서 운용하는 군산 WSR-88도플러 레이더 자료이다. 이 레이더는 관측 전략에 따라 각각 다르게 부피 관측을 하는데 본 연구에서 사용할 자료의 관측 모드는 강수 모드로서 연직 9개층을 부피 관측하며 파장은 10cm S-band이고 빔폭은 1°, 관측 간격은 6분이다. 레이더 자료의 해상도는 Table 3.8.12과 같다.

Table 3.8.12. The data resolution of WSR-88 doppler radar.

반사도(Reflectivity)	1km x 1° , 0-230km범위 2km x 1° , 230-460km범위
반지름 방향 속도(Radial velocity)	240m x 1° , 0-59km 범위 0.5km x 1° , 59-124km 범위 1km x 1° , 124-230km 범위
스펙트럼 너비(Spectrum width)	240m x 1° , 0-59km 범위 0.5km x 1° , 59-124km 범위 1km x 1° , 124-230km 범위
연직 적분 물(Vertical Integrated liquid)	4km x 4km , 0-230km 범위
강수량(Precipitation)	4km x 4km , 0-230km 범위(15등급)
중규모 저기압(Meso cyclone)	148km 범위내 : 30kts 148-230km : 22kts
연직 바람 프로파일(VWP)	0 - 15km : 1km 간격 2kts 15 - 30km : 5km 간격 5kts

본 연구에서 선택한 사례는 1997년 7월 1일 장마전선에서 발생한 중규모 대류계이다. 이 사례는 일 최고 강수량이 청주에서 173mm를 기록했으나 지역적으로 강수량은 큰 차이를 보였다.

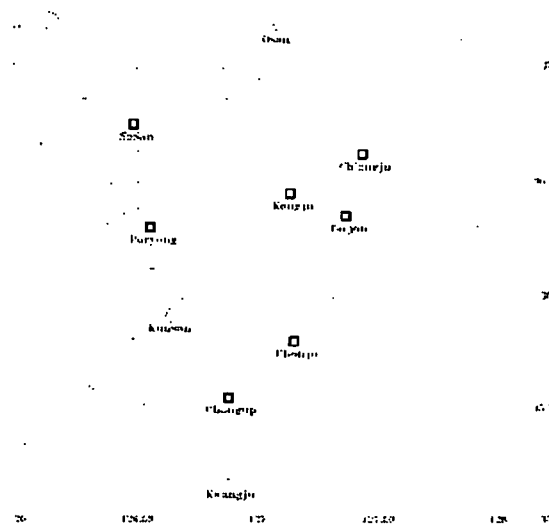
#### (나) 방법

종관적인 특징을 살펴보고자 일본 기상청 지상 및 상층일기도, NCEP 재분석 자료, 오산 및 광주 고층관측 자료, 위성 자료등을 이용한다. NCEP 자료를 가지고 호우의 종관적인 특징을 보여줄 수 있는 700mb 연직 소용돌이도, 850mb 혼합비등을 분석하고 고층관측자료를 이용하여 대기의 안정도 및 주변 바람장을 분석하고 위성 Tbb(Temperature black body) 자료는 -32도를 기준으로 10도 간격씩 분석하여 대류계의 발달 및 이동을 분석하겠다.

레이더 자료 분석은 미국 약기상 연구소와 운영지원소에서 개발한 WATADS 10.2(WSR-88D Algorithm Testing and Display System Version 10.2;1999) 알고리즘을 이용하여 대류 세포들의 구조 및 특징들을 분석하겠다.

#### (3) 종관 배경

본 연구에서 선택한 사례는 1997년 7월 1일 00UTC에 장마전선에서 발달한 중규모 대류계로서 태안반도부터 충청내륙지방에 걸쳐 발달한 띠형 중규모-β 대류계이



**Fig. 3.8.41.** Analysis domain. The radar site is represented by circle with cross, KMA station represented by quadrangle, upper air stations represented by circle with dot, and AWS represented by cross.

배경으로 중국 및 만주지역에서 남하하는 한랭요란에 의하여 한반도와 그 주변지역에서 경압성이 강화되고 여기에서 온난 습윤한 공기가 축적되어 대류불안정을 일으키는 환경을 만든다고 하였다. Fig. 3.8.42(c)에서 전시간 화중 및 화남지방으로 광범위하게 위치했던 습윤구역이 하층제트에 의해 한반도로 수송되고 있으며 한반도 전역으로 습윤구역을 형성하였다. 이러한 온난 습윤한 공기의 유입은 한반도의 호우를 유발케 하였다.

(나) 위성 사진

Fig. 3.8.43은 대류계의 이동 및 발달을 추적하기 위해서 6월 30일 1800UTC부터 7월 1일 0300UTC까지 3시간 간격으로 GMS-5 IR의 Tbb(Temperature black body)를  $-32^{\circ}\text{C}$ 를 기준으로하여  $10^{\circ}\text{C}$  간격으로 분석하였다.

6월 30일 1500UTC에(Fig. 3.8.43에는 나타나지 않았지만) 서해상에서 처음 중규모  $-\beta$  대류계가 나타나고 점차 발달하여 1800UTC에 몇 개의 중규모  $-\beta$  대류계가 형성되었다. 2100UTC에 중규모  $-\beta$  대류계들은 병합하여 중규모  $-\alpha$  대류계를 형성하고 남서쪽으로 또다른 중규모  $-\alpha$  대류계가 발달하여 위치하고 있다. 이때 각 중규모  $-\beta$  대류계들의 중심영역은 내륙에 접어들면서 전시간에 비해 발달했음을 알 수 있

다. 분석 시간은 6월 30일 22UTC부터 7월 1일 03UTC까지이며 분석범위는 Fig. 3.8.41에서와 같다.

(가). 일기도

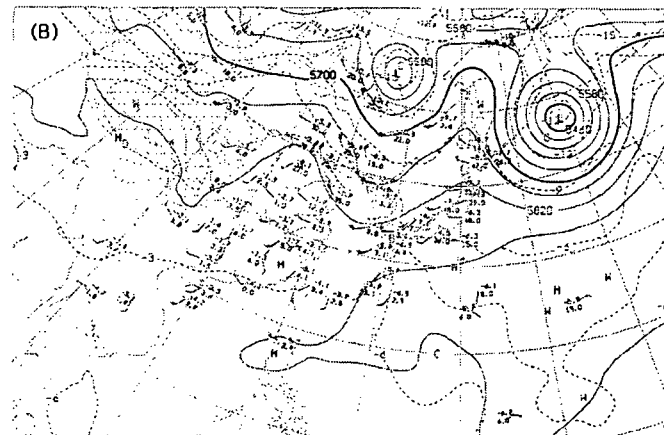
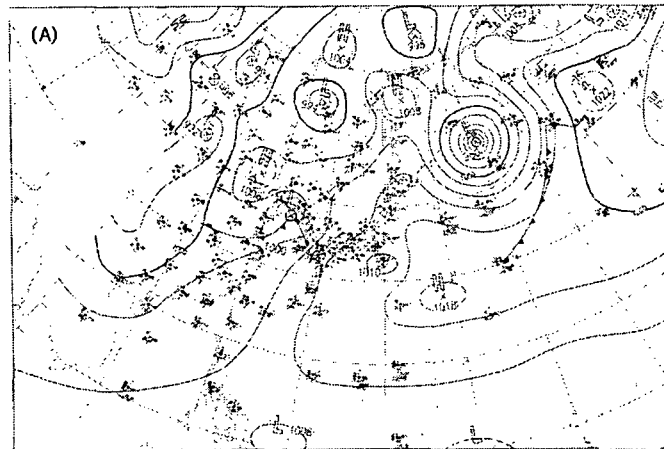
Fig. 3.8.42는 7월 1일 00UTC의 지상 및 상층(500, 850hpa) 일기도이다. Fig. 3.8.42(a)에서 전선을 동반한 저기압은 전시간보다 경압성이 강화되어 중심기압이 1000hpa인 저기압으로 발달하였으며 장마전선은 약간 느리게 북동진하였고 한반도는 저기압 warm sector 전면에 위치하고 있다. Fig.3.8.42(b)에서 한반도에 위치한 trough는 전시간에 비해 발달하였고 trough 뒤쪽에 위치한 ridge 또한 발달하였음을 알 수 있다.

이동규(1993)는 호우가 발생하는 중관



다. 7월 1일 0000UTC에 내륙에 위치한 대류계는 중심세력이 약화되면서 느리게 이동하였고 남서쪽에 위치한 대류계는 매우 빠르게 북동진하여 중심세력이 내륙에 위치한 대류계 후면에 위치하고 있다. 또 대류계의 형태는 전 시간 원형 대류계에서 띠형 대류계로 그 형태를 바꾸었으며 이 띠형 대류계에 의해 충청내륙지방으로 호우가 유발되었다. 0300UTC에는 내륙에 접어든 대류계는 후면에서 발달한 대류계가 없이 전체적으로 약화된 형태를 보이면서 북동진하고 있다.

위성자료를 이용한 대류계의 구조는 Maddox(1980)가 정의한 중규모 대류계( $-30^{\circ}\text{C}$  이하가  $100,000\text{km}^2$  이상이면 중규모- $\alpha$  대류계로 정의)를 대체로 잘 만족하였고 중규모- $\alpha$  대류계는 몇 개의 중규모- $\beta$  대류계들로 구성되었으며 실제로 호우지역은 이러한 중규모- $\beta$  대류계에서 발생했다.



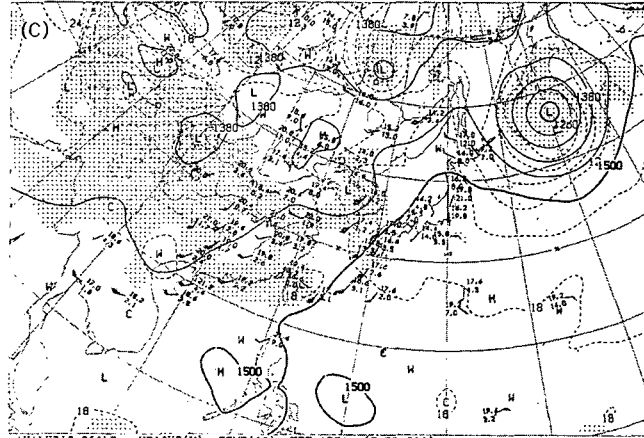


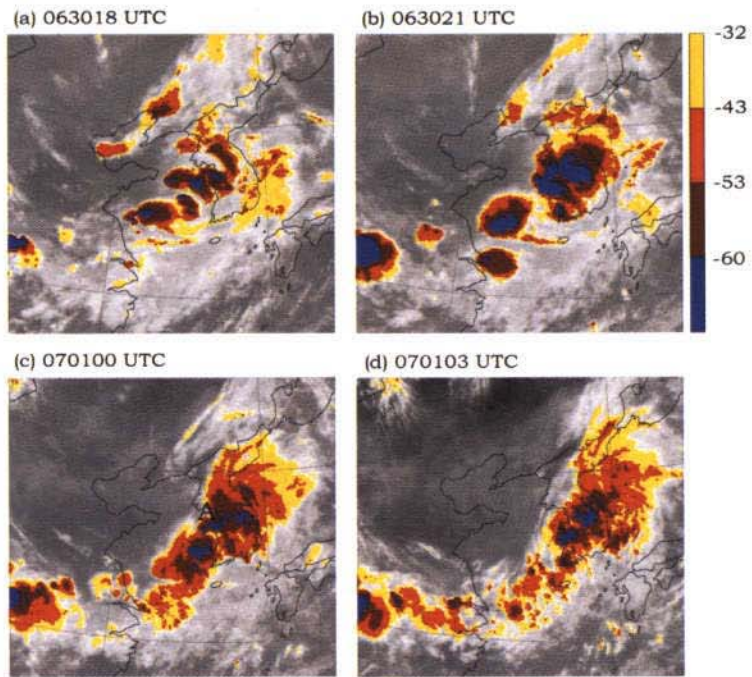
Fig 3.8.42. Weather chart of 0000UT 1th July at (a) 1000hPa, (b) 500hPa, (c) 850hPa.

(다) 대기 및 주변 환경

Fig. 3.8.44는 7월 1일 00UTC 오산 및 광주 Skew-T Log-P를 나타낸 것이다. Table 3.8.13는 각각의 단열선도를 이용하여 불안정지수를 각각 구한 것으로(이전 시간의 단열선도는 그림에는 없지만) 대류계가 형성되기전의 대기상태가 매우 불안정했음을 알 수 있다

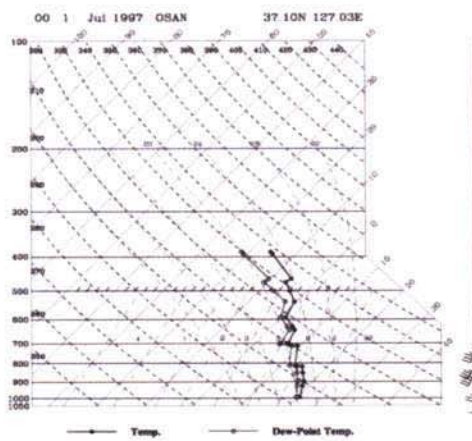
Table. 3.8.13. The value of instability indices calculated at Osan and Kwangju upper observation data.

관측소(시간)	오 산			광 주		
	3012UTC	3018UTC	0100UTC	3012UTC	3018UTC	0100UTC
Index						
KI(℃)	28.4	16.6	15.7	47.3	21.7	14.5
Lifted Index(LI)	+1	-4	-4	-3	-2	+3
Showalter(SI)	-0.5	-2	-2	-2	1	-1
Total Totals(TT)	20.6	25.5	22.2	16	29.6	24.7

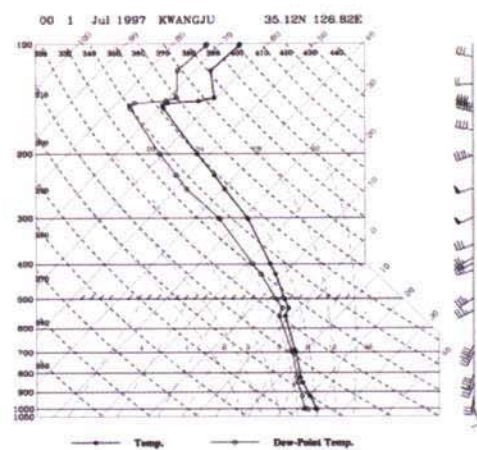


**Fig. 3.8.43.** Infrared imageries observed with the GMS-5 satellite from 1800UTC 30th June to 0300UTC 1st July. The contour interval is  $10^{\circ}\text{C}$ , starting with  $-32^{\circ}\text{C}$ . Areas colder than  $-60^{\circ}\text{C}$  are blue color.

(a) 070100UTC



(b) 070100UTC



**Fig.3.8.44.** Skew-T Log-P diagram of 00UTC 1st July at (a) Osan observation and (b) Kwangju observation

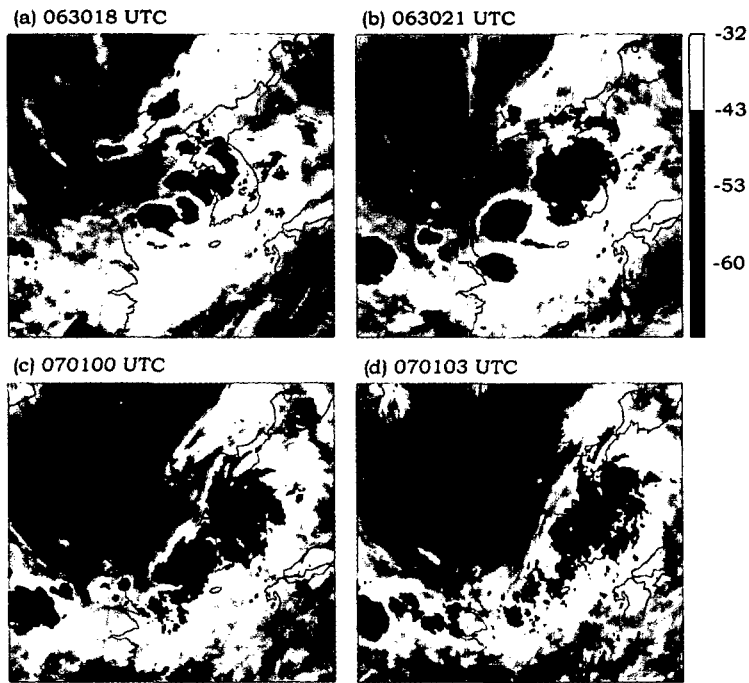
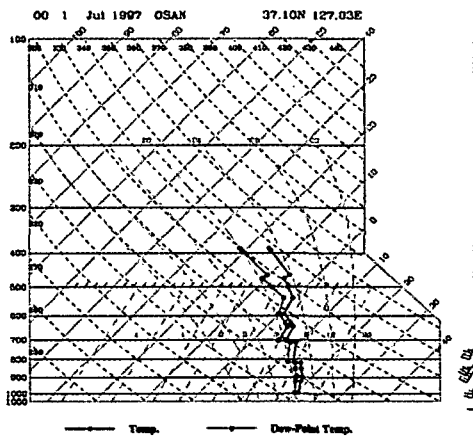


Fig. 3.8.43. Infrared imageries observed with the GMS-5 satellite from 1800UTC 30th June to 0300UTC 1st July. The contour interval is 10°C, starting with -32°C. Areas colder than -60°C are blue color.

(a) 070100UTC



(b) 070100UTC

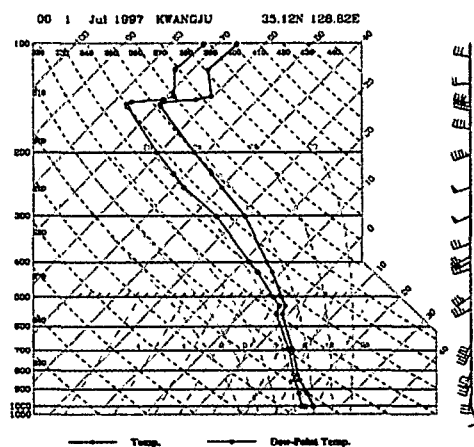


Fig.3.8.44. Skew-T Log-P diagram of 00UTC 1st July at (a) Osan observation and (b) Kwangju observation

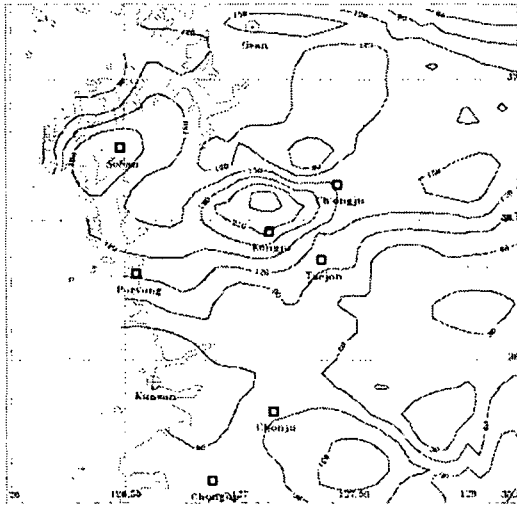
Low level Jet(LLJ)는 대류계가 형성되었던 30일 18UTC부터 오산, 광주 상층 관측소에 같이 나타났고(그림에는 없지만) 특히 광주 01일 00UTC에는 20m/s에 이르는 매우 강한 바람이 나타났다. 이런 하층제트는 온난 습윤한 공기를 지속적으로 대류계에 공급했으며 또한 대류계의 이동에도 영향을 주었다. 광주 01일 00UTC의 하층의 풍향은 전시간에 비해 대체로 남풍계열이며 심지어 남동풍도 나타나고 있다. 이렇듯 강한 하층제트는 태안반도와 충청내륙에 위치한 중규모- $\beta$  대류계의 남서쪽에서 발생한 중규모- $\gamma$  대류계들의 빠른 진행과 이동방향에 영향을 주었고, 즉 북동북쪽 방향으로 이동하였기에 중규모- $\gamma$  대류계들은 태안반도와 충청내륙에 위치한 중규모- $\beta$  대류계와 병합하게 되었고 결국 중규모- $\beta$  대류계가 오래 유지되고 강한 강수를 유발케 하였다.

#### (라) 지상관측자료(AWS)

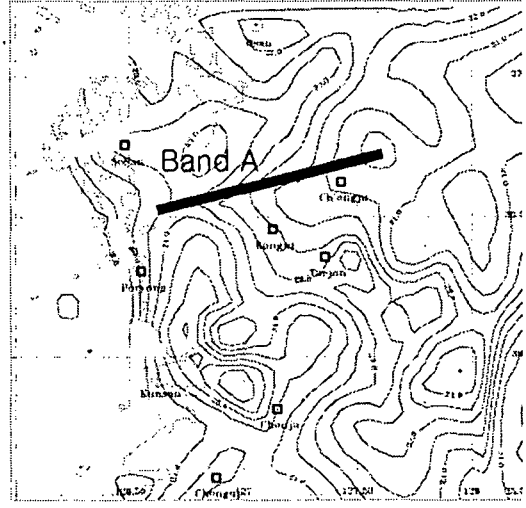
Fig. 3.8.45는 분석 영역의 일 강수량 분포이다. 최고 강수량은 244.4mm였으며 레이다 추정 강수량분포도와 비교했을 때 대체로 일치한다. Fig.3.8.46은 분석영역의 온도장을 분석한 것이다. 대류계 영역에서 찬 풀 영역이 뚜렷하게 잘 나타나고 있는데 이것은 중위도 중규모 대류계의 전형적인 특징중의 하나이다.

#### (4) 대류계 발달 및 내부구조

본 연구에서 분석하고자 하는 중규모- $\beta$  대류계는 태안반도에서 충청내륙에 걸쳐 띠형으로 형성된 대류계로써 길이와 폭은 200X20km이며 이 대류계를 형성기, 발달기, 소멸기로 각각 구분하여 살펴보겠다. 대류계의 형성기는 6월 30일 2200UTC부터 동일2300UTC까지, 발달기는 6월 30일 2300UTC부터 7월 1일 0200UTC, 소멸기는 7월 1일 0200UTC부터 0300UTC로 구분하였다.



**Fig. 3.8.45.** Total precipitation represented by AWS precipitation data. Contour interval is 30mm.



**Fig. 3.8.46.** Surface temperature at 0200UTC on 1st July

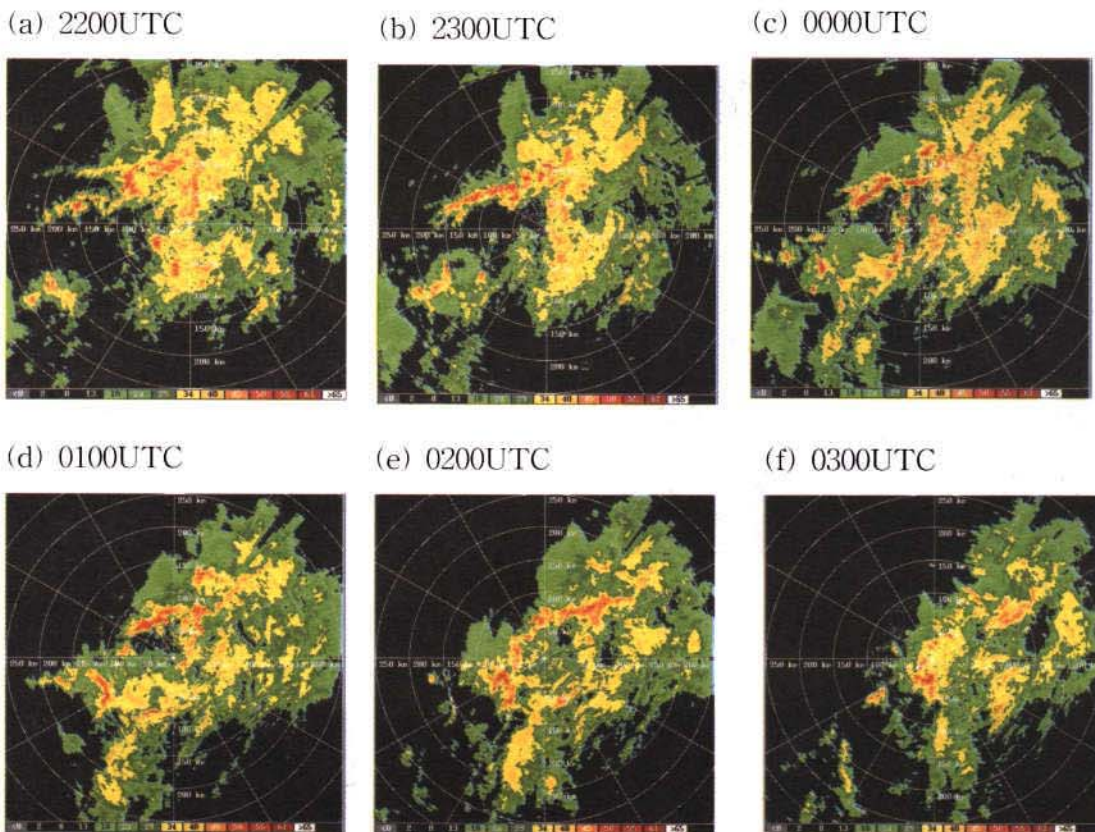
**(가) 대류계 생애 주기 및 강수 구조**

Fig. 3.8.47은 중규모- $\beta$  대류계의 생애 주기를 나타낸 것이다. 2200UTC에 레이더를 중심으로 북서쪽 100km 부근에 중규모 대류계가 형성되기 시작한다. 대류계의 형태는 북동에서 남서방향으로 선형으로 형성되었으며 또다른 대류계 밴드는 레이더를 중심으로 남북으로 형성되어 있다. 이 중규모- $\beta$  대류계는 쇠퇴하기 시작하는 대류계로써 대류계 후면에 새로 연속적으로 생성되는 셀들도 없으며 내륙에 접어들면서 하층 발달없이 중·상층에만 강한 반사도가 나타난다. 2300UTC에 완전한 중규모 대류계를 형성하면서 발달하고 대류계 축은 전시간 보다 약간 시계방향(동북동쪽)으로 기울어졌다. 또 대류계의 북쪽 부분에는 후면으로 넓은 층운형 영역이 존재하고 있다. Houze(1987)등은 중위도 중규모 대류계의 구조는 북쪽부분에서 넓은 층운형 영역이 발달하고 대류계의 남쪽에서는 새롭게 셀들이 형성되며 발달하여 새로운 셀을 형성시키는 하나의 유지기구 역할을 한다고 하였다. 0003UTC에는 중규모- $\beta$  대류계는 몇 개의 중규모- $\gamma$  대류계들로 분리되어 각각의 중규모- $\gamma$  대류계들이 발달하는 모습을 보여준다. 또한 해안선에 평행하게 새로운 중규모- $\beta$  대류계가 형성되기 시작한다. 0100UTC에는 대류계의 후면 또는 남서쪽으로 새로운 셀들은 형성되지 않고 있지만 새로 형성되었던 대류계의 셀들이 밴드에 병합되면서 계속해서 유지되는 모습을 보여주고 있다. 0200UTC에는 대류계가 완전히 내륙에 들어서 전반적인 강도는 약해졌지만 대류계 밴드의 형태는 계속 유지하고 있다. 대류계



의 북쪽 부분에는 다른 대류계의 셀들과 병합되고 있다. 그러나 0003UTC에 새롭게 형성되었던 중규모 대류계는 거의 소멸기에 접어들고 있어 그 생애주기가 2시간 남짓한 반면 본 연구에서 분석하는 대류계는 계속 그 형태를 유지하고 있다. 0300UTC에 중규모 대류계는 완전히 소멸하고 일부 셀들이 산발적으로 흩어져 이동하고 있다. 대략 5시간여 정도의 생애 주기를 갖고 있는 중규모- $\beta$  대류계 영역에서 집중된 강수현상이 있었고 이외에는 층운형 영역에서의 강수에 의한 것이었다.

Fig. 3.8.48은 Z-R 관계식을 이용하여 레이더 반사도를 강수량으로 전환하여 2200UTC부터 0300UTC까지의 총 강수량을 계산한 것이다. 강수량의 분포도 역시 뚜렷하게 중규모 대류계의 형태를 보여주고 있으며 최고 강수량은 134mm였다.



**Fig. 3.8.47.** Composite reflectivity from 2200UTC 30th June to June to 0300UTC 1st July with 1hour intervals, respectively.

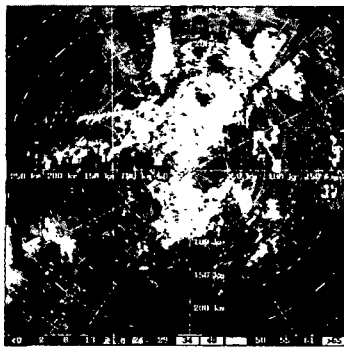
(나) 운동학적 특성 및 내부구조

Fig. 3.8.49은 형성기, 발달기, 소멸기때 대류계내 셀들의 이동을 추적하여 나타낸

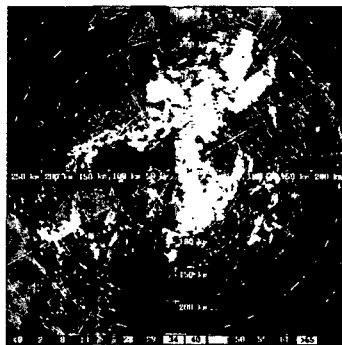
의 북쪽 부분에는 다른 대류계의 셀들과 병합되고 있다. 그러나 0003UTC에 새롭게 형성되었던 중규모 대류계는 거의 소멸기에 접어들고 있어 그 생애주기가 2시간 남짓한 반면 본 연구에서 분석하는 대류계는 계속 그 형태를 유지하고 있다. 0300UTC에 중규모 대류계는 완전히 소멸하고 일부 셀들이 산발적으로 흩어져 이동하고 있다. 대략 5시간여 정도의 생애 주기를 갖고 있는 중규모- $\beta$  대류계 영역에서 집중된 강수현상이 있었고 이외에는 층운형 영역에서의 강수에 의한 것이었다.

Fig. 3.8.48은 Z-R 관계식을 이용하여 레이더 반사도를 강수량으로 전환하여 2200UTC부터 0300UTC까지의 총 강수량을 계산한 것이다. 강수량의 분포도 역시 뚜렷하게 중규모 대류계의 형태를 보여주고 있으며 최고 강수량은 134mm였다.

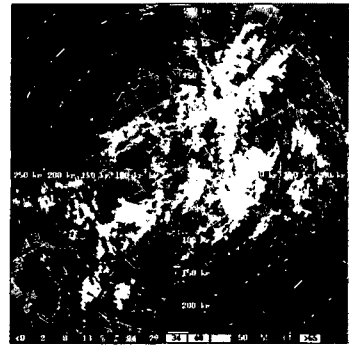
(a) 2200UTC



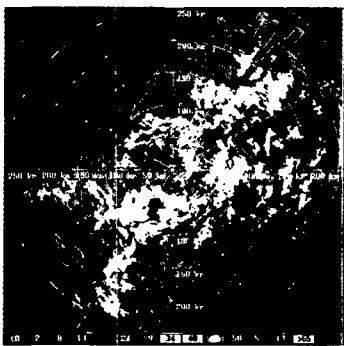
(b) 2300UTC



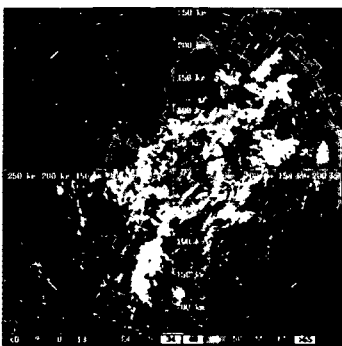
(c) 0000UTC



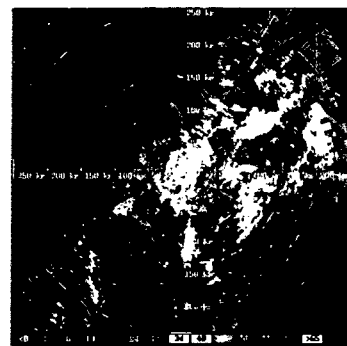
(d) 0100UTC



(e) 0200UTC



(f) 0300UTC



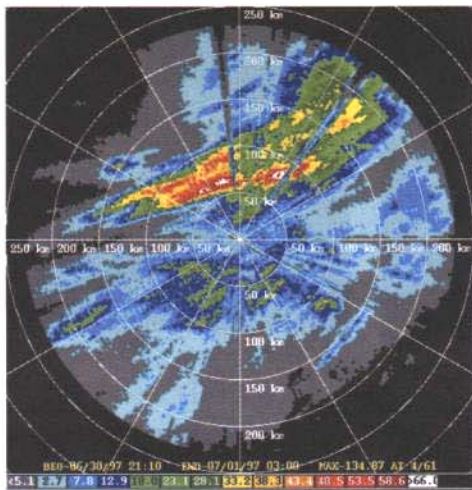
**Fig. 3.8.47.** Composite reflectivity from 2200UTC 30th June to June to 0300UTC 1st July with 1hour intervals, respectively.

(나) 운동학적 특성 및 내부구조

Fig. 3.8.49은 형성기, 발달기, 소멸기때 대류계내 셀들의 이동을 추적하여 나타낸

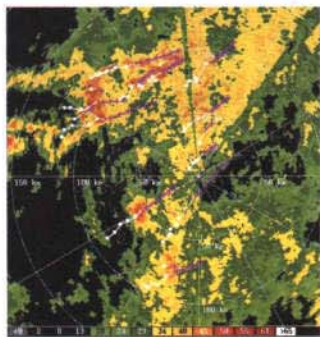


것이다. 흰색부분은 이전에 이동했던 셀들의 경로를 나타내고 분홍색 부분은 앞으로의 셀의 이동방향을 예상한 것이다. 물론 셀 추적하는데 있어 약간의 오차는 있을 수 있지만 주변 바람장을 고려하여 셀의 이동방향을 계산한 것이므로 대체로 실제 이동경로 경향과 일치했다. Fig. 3.8.49(a)와 (c)에서 셀들은 북동진하고 있으며 셀들의 이동경향은 각각의 셀들이 연속적으로 기존에 있던 셀들의 후면으로 이동하는 것이 아니라 평행하게 이동하고 있어서 강수 밴드의 형성 및 유지가 이루어질 수 없다. 그러나 Fig. 3.8.49(b)에서 셀들의 이동경향은 기존의 셀이 위치한 곳으로 뒤쪽에 따라오는 셀들이 위치하는 경향을 보여주고 있다. 이러한 대류계의 운동학적 특성은 Takeo Takeda 와 Katsumoto Seko(1986)등에 의하면 오래 유지되는 대류계는 칩술 모양의 궤적을 보이는 반면 짧은 생애를 갖는 대류계는 각각의 셀들이 평행한 이동을 보인다고 하였다.

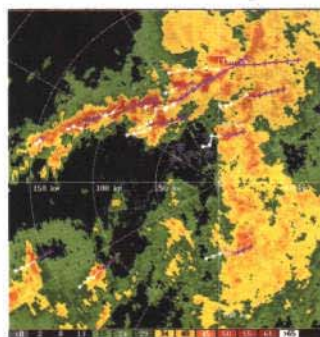


**Fig. 3.8.48.** Total precipitation calculated by reflectivity from 2200UTC 30th June to 03UTC 1st July.

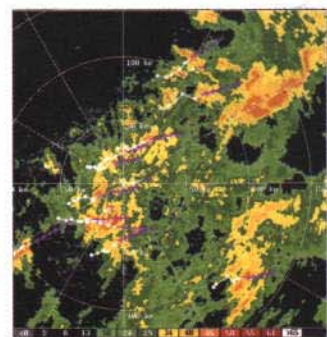
(a) Formative



(b) Development



(c) Decay



**Fig. 3.8.49.** Storm cell movement at (a) formative stage, (b) development stage, and (c) decay stage.

것이다. 흰색부분은 이전에 이동했던 셀들의 경로를 나타내고 분홍색 부분은 앞으로의 셀의 이동방향을 예상한 것이다. 물론 셀 추적하는데 있어 약간의 오차는 있을 수 있지만 주변 바람장을 고려하여 셀의 이동방향을 계산한 것이므로 대체로 실제 이동경로 경향과 일치했다. Fig. 3.8.49(a)와 (c)에서 셀들은 북동진하고 있으며 셀들의 이동경향은 각각의 셀들이 연속적으로 기존에 있던 셀들의 후면으로 이동하는 것이 아니라 평행하게 이동하고 있어서 강수 밴드의 형성 및 유지가 이루어질 수 없다. 그러나 Fig. 3.8.49(b)에서 셀들의 이동경향은 기존의 셀이 위치한 곳으로 뒤쪽에 따라오는 셀들이 위치하는 경향을 보여주고 있다. 이러한 대류계의 운동학적 특성은 Takeo Takeda 와 Katsumoto Seko(1986)등에 의하면 오래 유지되는 대류계는 칫솔 모양의 궤적을 보이는 반면 짧은 생애를 갖는 대류계는 각각의 셀들이 평행한 이동을 보인다고 하였다.

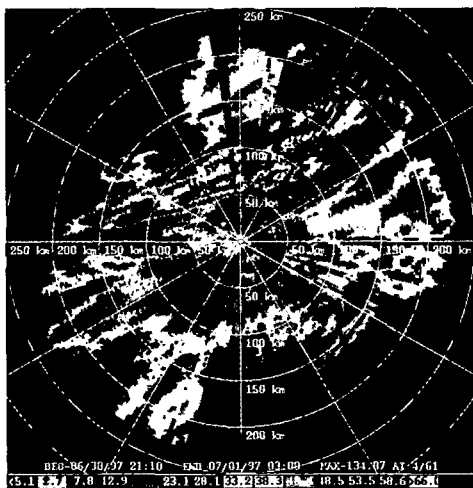
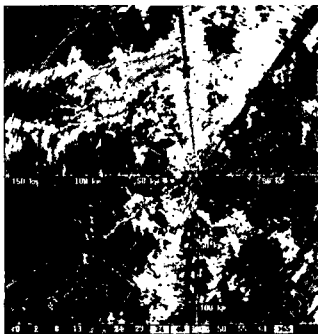
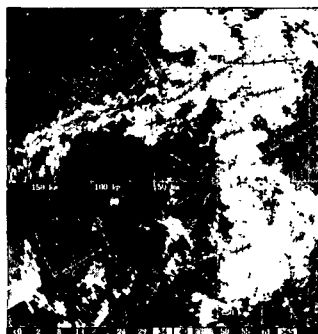


Fig. 3.8.48. Total precipitation calculated by reflectivity from 2200UTC 30th June to 03UTC 1st July.

(a) Formative



(b) Development



(c) Decay

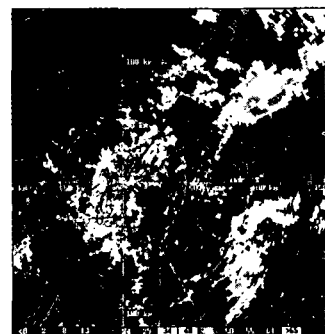


Fig. 3.8.49. Storm cell movement at (a) formative stage, (b) development stage, and (c) decay stage.

Fig. 3.8.50은 발달기 중규모 대류계의 진행방향과 평행한 방향의 연직 단면도(Fig. 3.8.50.a)와 진행방향에 직각인 방향의 연직 단면도(Fig. 3.8.50.b)를 나타낸 것이다. 평행한 방향의 연직 단면도를 보면 에코 밴드는 20km 이내의 셀들로 구성되어 있으며 각 셀들의 운정은 10km 이내이고 강한 반사도를 보이는 것은 5km이하임을 알 수 있다. 이것으로부터 강수의 대부분은 따뜻한 비에 의한 것임을 알 수 있다. 밴드에 직각인 연직 단면도에서 중규모 대류계의 전형적인 특징들을 볼 수 있는데 셀의 상층에서 후면으로 이동하는 기류(Front to rear inflow)에 의해 후면에서 폭넓게 층운형 영역이 분포하고 있음을 알 수 있다.



Fig. 3.8.50. The cross-section of reflectivity (a) along band and (b) normal band

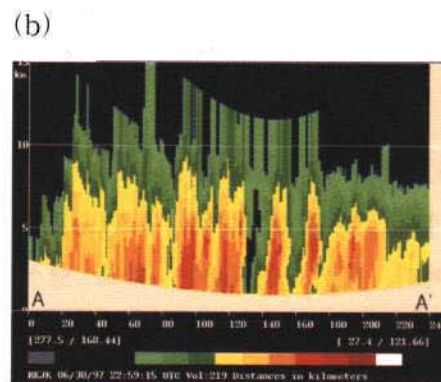
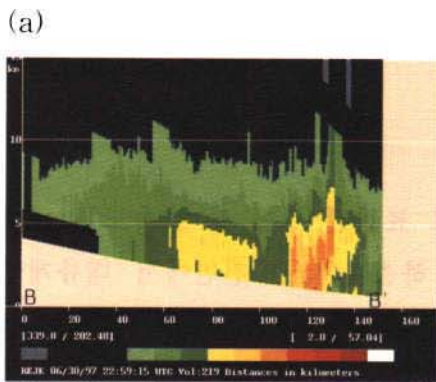


Fig. 3.8.50은 발달기 중규모 대류계의 진행방향과 평행한 방향의 연직 단면도(Fig. 3.8.50.a)와 진행방향에 직각인 방향의 연직 단면도(Fig. 3.8.50.b)를 나타낸 것이다. 평행한 방향의 연직 단면도를 보면 에코 밴드는 20km 이내의 셀들로 구성되어 있으며 각 셀들의 운정은 10km 이내이고 강한 반사도를 보이는 것은 5km이하임을 알 수 있다. 이것으로부터 강수의 대부분은 따뜻한 비에 의한 것임을 알 수 있다. 밴드에 직각인 연직 단면도에서 중규모 대류계의 전형적인 특징들을 볼 수 있는데 셀의 상층에서 후면으로 이동하는 기류(Front to rear inflow)에 의해 후면에서 폭넓게 층운형 영역이 분포하고 있음을 알 수 있다.

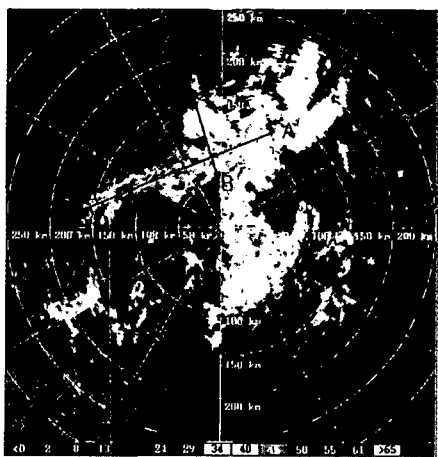
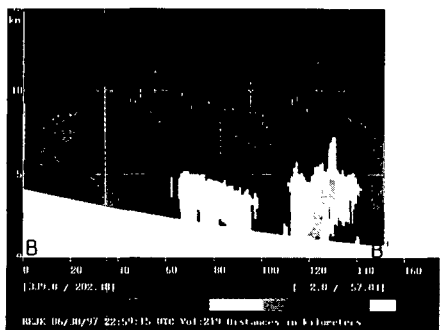
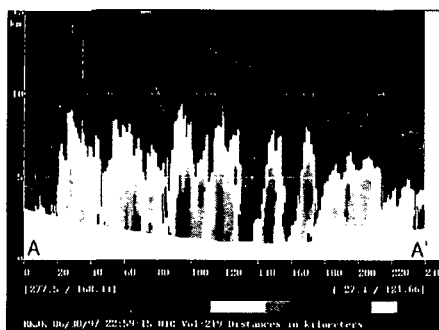


Fig. 3.8.50. The cross-section of reflectivity (a) along band and (b) normal band

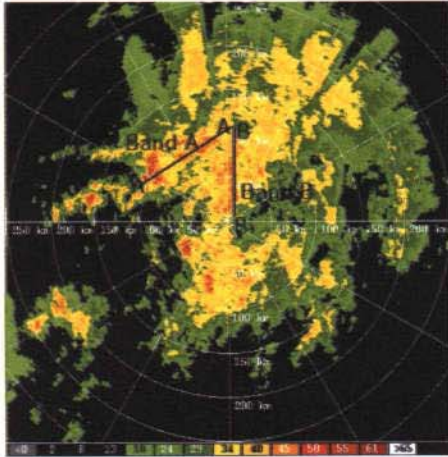
(a)



(b)

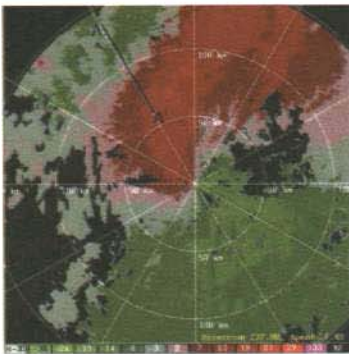




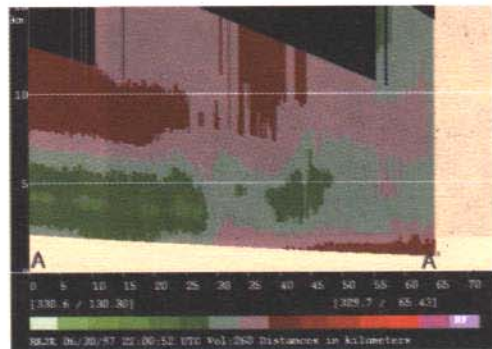


**Fig. 3.8.51.** Storm-relative velocity represented at (a) horizontal section, (b)vertical section. Red scale represent outbound velocity fields and green scales represent inbound velocity fields.

(a) Horizontal section



(b) Vertical section



#### (다) 발달 및 유지기구

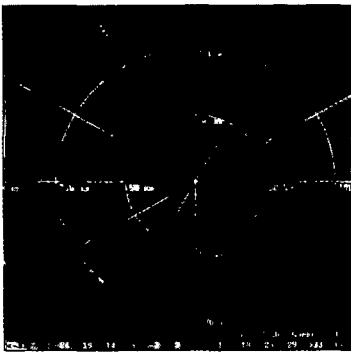
Fig. 3.8.51은 형성기(2200UTC) 도플러 속도로 표현된 스톰 상대 속도를 나타낸 것이다. Fig.3.8.51(a)는 새로 형성되는 Band A 하층(1.2km) 전면에서 대류계에서 나오는 유출기류와 남북으로 형성된 Band B에서 나오는 후방의 유출기류가 만나서 수렴구역을 형성하고 있는 것을 보여주고 있으며 Fig.3.8.51(b)는 스톰 상대 속도의 연직 단면도로써 대류계 전면 하층에서는 스톰으로 유입되는 기류가 나타나고 중층(4km)에서는 대류계의 후면으로부터 하층으로 유입되는 flow가 나타나고 있으며 상층(8km)에서는 대류계 후면으로 강한 유출류와 전면으로 유출류가 각각 나타나고 있다. 이러한 대류계의 flow의 흐름은 일반적인 중위도 중규모 대류계의 특징이라고 할 수 있다.

#### (5) 결론 및 토의

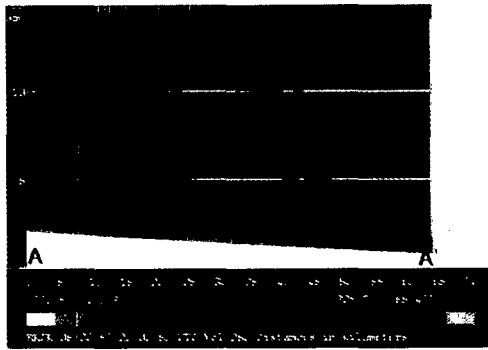


**Fig. 3.8.51.** Storm-relative velocity represented at (a) horizontal section, (b) vertical section. Red scale represent outbound velocity fields and green scales represent inbound velocity fields.

(a) Horizontal section



(b) Vertical section



#### (다) 발달 및 유지기구

Fig. 3.8.51은 형성기(2200UTC) 도플러 속도로 표현된 스톰 상대 속도를 나타낸 것이다. Fig.3.8.51(a)는 새로 형성되는 Band A 하층(1.2km) 전면에서 대류계에서 나오는 유출기류와 남북으로 형성된 Band B에서 나오는 후방의 유출기류가 만나서 수렴구역을 형성하고 있는 것을 보여주고 있으며 Fig.3.8.51(b)는 스톰 상대 속도의 연직 단면도로써 대류계 전면 하층에서는 스톰으로 유입되는 기류가 나타나고 중층(4km)에서는 대류계의 후면으로부터 하층으로 유입되는 flow가 나타나고 있으며 상층(8km)에서는 대류계 후면으로 강한 유출류와 전면으로 유출류가 각각 나타나고 있다. 이러한 대류계의 flow의 흐름은 일반적인 중위도 중규모 대류계의 특징이라고 할 수 있다.

#### (5) 결론 및 토의

1997년 7월 1일 장마전선에서 발생한 중규모 대류계를 분석하였다. 특히 집중호우와 밀접한 관련이 있는 중규모- $\beta$  대류계의 내부 구조, 발달 및 유지기구등을 살펴보았으며 다음과 같은 결과를 얻었다.

- 1) 중규모 대류계의 강수영역에서 찬 풀 영역이 나타났다.
- 2) 중규모- $\beta$  대류계는 여러개의 중규모- $\gamma$  대류계로 구성되었고 이러한 대류계들은 평균 10km이하의 운정고도와 5km 이하의 중심영역을 보여주었으며 강수는 따뜻한 비 과정에 의한 것이었다.
- 3) 대류계 전면 하층에서부터 상층으로 상승되어 대류계 후방으로 강하게 흘러나가는 기류와 대류계 중층 후면으로 강하게 유입되는 기류의 특징을 잘 보여주었다.
- 4) 새로 생성된 에코 밴드에 의한 대류계들의 병합 효과는 에코 밴드의 유지 및 발달에 기여하였다.

나. KORMEX 플렉스 자료의 품질 관리와 지면 모수화에의 적용1. (1)관측 자료에 대한 품질 검증

(가) 저속 반응자료

- 복사

순복사( $R_n$ )의 측정을 위해 1998년 10월 중순부터 1999년 6월말까지 Q7(Campbell Scientific Inc.) 순복사계가 이용되었고, 이후 현재(7월 말)까지 CNR-1(Kipp & Zonan) 순복사계를 이용하고 있다. Fig. 3.8.52는 1999년 한해동안 일 최대 순복사의 계절변화이다. 복사계가 교체되면서(6월말), 순복사의 차이가 나타나는데 이것은 순복사의 계절 변동이기 보다는 기기의 교체에 따른 오차로 보아야 할 것이며, 그 차이가 너무 크기 때문에 자료의 사용에는 문제가 있다고 판단된다. Smith 등(1997)에 의해 수행된 복사계 비교 실험에서 CNR-1 복사계의 수행특성이 Q7보다 더 좋은 것으로 보고된 바 있으나, 복사계 교체로 인한 순복사의 오차를 정량화하고 정확한 순복사를 측정하기 위해서는 기기 상호간의 비교 실험과 보정실험이 필요하다. 1998년도 GAME-Tibet자료에 따르면, 관측초기에 두 기기로부터 측정된 순복사값의 차이가 없었으나 시간이 지남에 따라 Q7과 CNR-1의 차이가 크게 나타나, 3개월 이후에는 약 10%의 차이를 보였다(이희춘 2000).

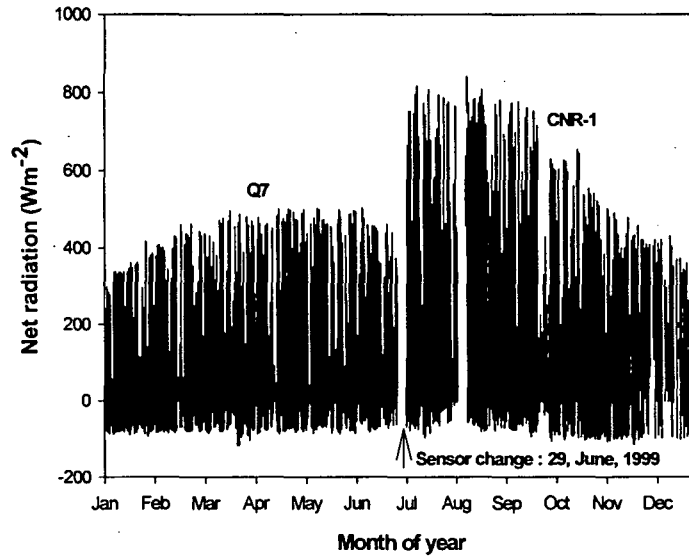


Fig. 3.8.52 Variation of net radiations measured by the Q7 and CNR-1 during 1999.

Fig. 3.8.53는 풍향이 좋았던(남동풍:  $120^\circ$ ) 8일 자료(10월 19-26일)에 대한 복사, 온도, 습도, 풍속의 일변화를 나타낸다. CNR-1복사계를 사용하여 복사를 측정할 경우 기상상태에 따라 다음과 같은 오차를 고려하여야 한다. 1) 단파복사는 태양고도에 대한 방향반응(directional response)에 의해 최대 15%의 오차를 포함할 수 있다. 2) 장파복사 측정시 기기 반응부에 이슬이 맺힐 경우, 최대  $100\text{Wm}^{-2}$ 의 오차와, 복사에 의한 가열로 인해, 최대 2-3%의 오차를 가져올 수 있다(Kipp & Zonen, CNR-1 manual 1998). 이러한 방향반응과 이슬 맺힘에 의한 오차로 인해 하루 중 특히 일출과 일몰에 측정된 복사는 오차가 클 수 있음에 유의하여야 한다.



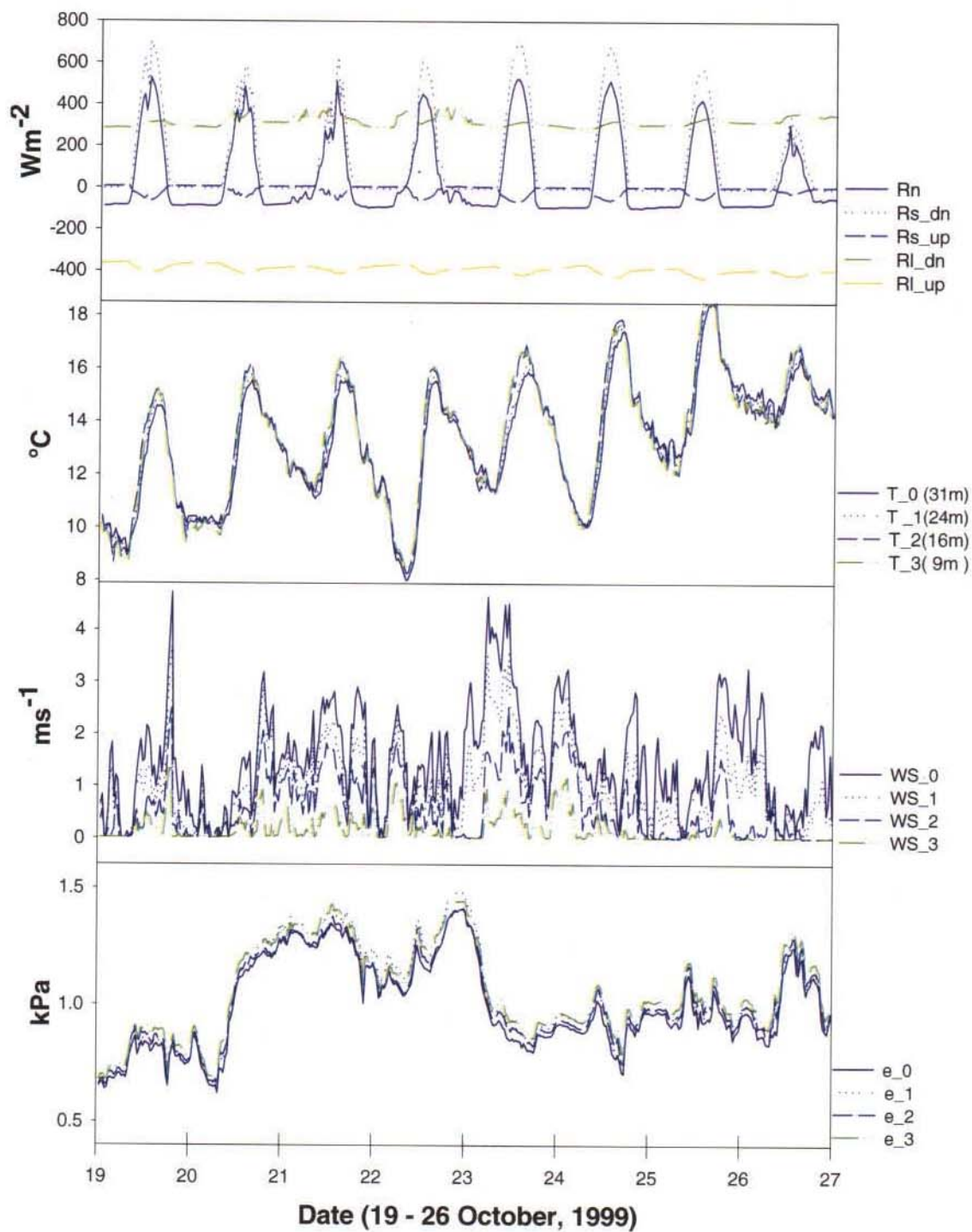


Fig. 3.8.53. Time series of Radiation, Air temperature, Wind speed and Vapor pressure during 19-26, October, 1999

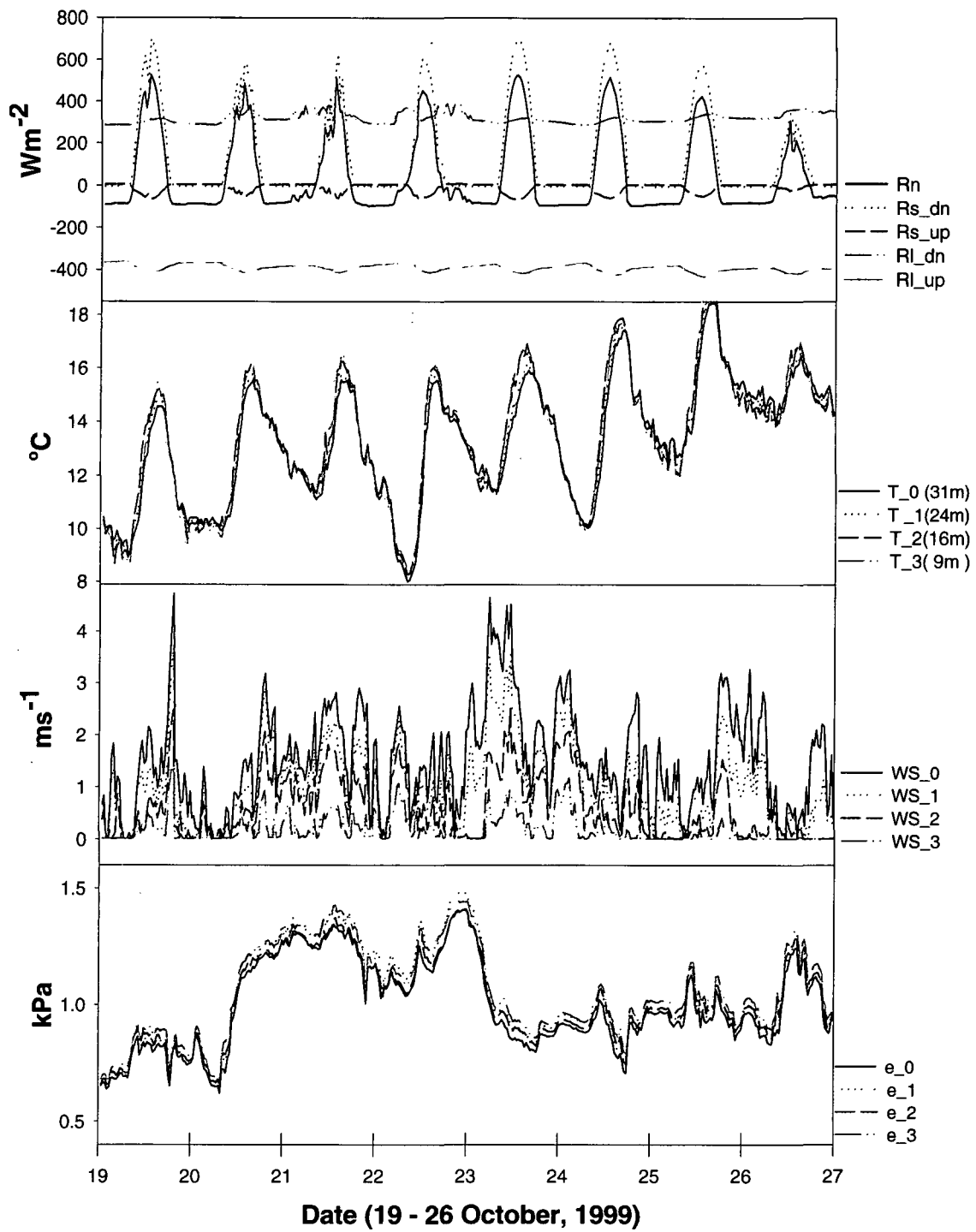


Fig. 3.8.53. Time series of Radiation, Air temperature, Wind speed and Vapor pressure during 19-26, October, 1999

- 온도 및 습도

Figs. 3.8.54과 Fig.3.8.55는 Fig. 3.8.53에 나타난 기온, 습도자료 중 26일의 기온의 연직 프로파일(자정과 정오)과 하루동안의 수증기압변화를 나타낸다. 기온의 연직 프로파일은 산림에서 예측되는 특징 즉, 낮에는 질량(엽면적)이 가장 많이 집중되어 있어서 복사 에 의해 가장 빨리 가열되는 식생의 상부에서 최고 온도를 보이고, 밤에는 복사 냉각에 의해 지표면과 함께 빠른 온도 감소를 보여 주변 기상 상태에 따른 변화를 잘 나타내고 있음을 알 수 있다. 측정된 수증기압 변동 역시 온도변화에 따른 증감을 잘 나타내고 있다.

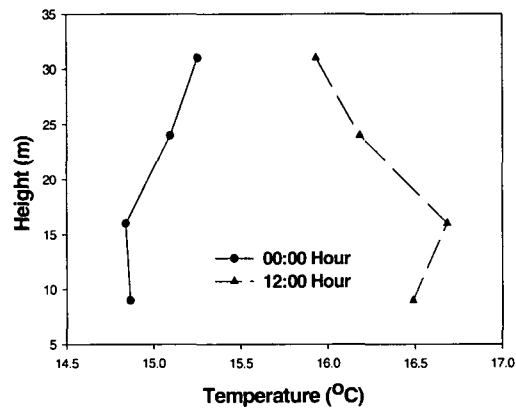


Fig. 3.8.54. Air temperature profile

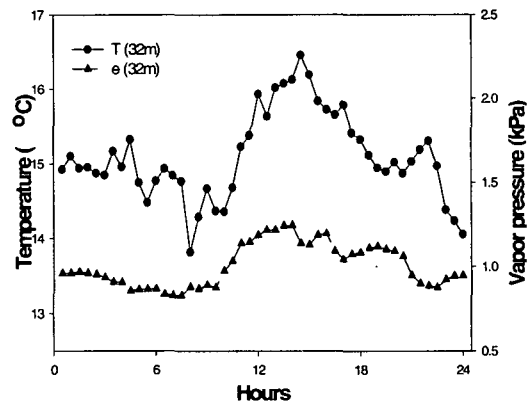


Fig. 3.8.55. Diel variations of air temperature and water vapor pressure

- 풍속의 연직 프로파일과 일변화

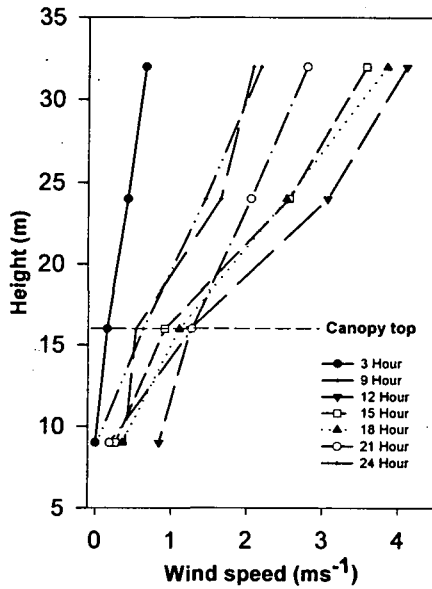


Fig. 3.8.56. Profile of mean horizontal wind speeds (25, August 1999).

Fig.3.8.56은 30분 평균 자료를 이용한 3시간 간격 고도별 풍속변화이다. 산림에서 나타나는 일반적인 특징 즉, 산림으로 인한 마찰로 인해 약 16m이상에서의 풍속은 고도에 따라 증가하였고, 식생내부에서는 풍속이 매우 낮아 삼배 풍속계가 제대로 반응하지 못했으며, 또한 풍속의 변화가 거의 없어서 삼배 풍속계보다는 민감한 초음파 풍속계를 사용하는 것이 바람직하겠다.

#### -풍향

부피가 큰 타워에서 관측이 이루어질 경우 기기가 타워에서 충분히 떨어진 곳에서 측정되지 않으면 타워에 의해 왜곡된 바람이 측정되어 자료가 변질된다 (Wynyard, 1988). Wynyard (1988)는 기기들이 연직으로 대칭을 이룰 때 흐름의 왜곡으로 인한 오차가 최소화 될 수 있음을 지적하였다. 또한 기기 뒤쪽에서 바람이 불어온 동안 측정된 자료 역시 타워 혹은 기기 자체로 인해 왜곡되게 된다. 관측기기는 모두 남동쪽(약 120°)을 향하고있다(CNR-1 순복사계는 남쪽을 향함). 풍향에 따라 타워 혹은 관측기기 자체로 인한 자료의 왜곡을 가져올 수 있기 때문에 낮 동안의 월별 풍향 변동을 조사하였다. 분석 결과에 의하면 상대적으로 겨울기간(1-3월, 10-12월)동안 풍향이 좋지 않은 것으로 나타났다(240° ~ 0°)(Figs. 3.8.57 and 3.8.58). 따라서 이 기간 중에 측정된 자료 분석과 해석에 주의가 요구된다. 에디 공분산 기기들을 회전시켜 항상 주 풍향을 향하도록 하면 풍향에 따른 자료의

왜곡은 제거할 수 있으나, 관측시 취주거리가 충분하지 않게 되어 측정된 자료가 관측지를 대표할 수 없게 된다. 따라서 풍향이 좋지 않은 자료(풍향 240° ~ 0°)는 제거시킴으로서 자료의 품질을 유지하여야 한다.

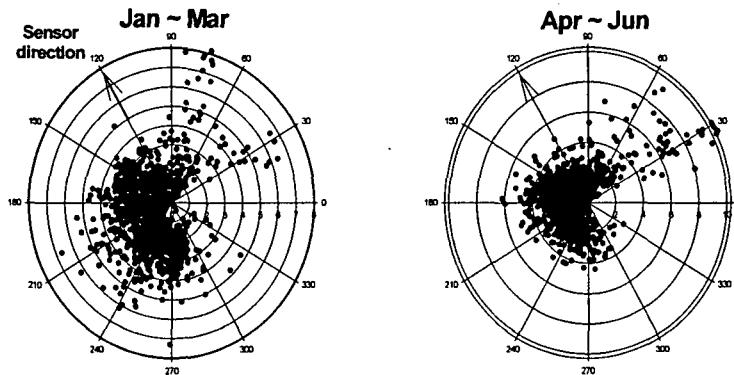


Fig. 3.8.57. Variation of wind direction during January to June in 1999.

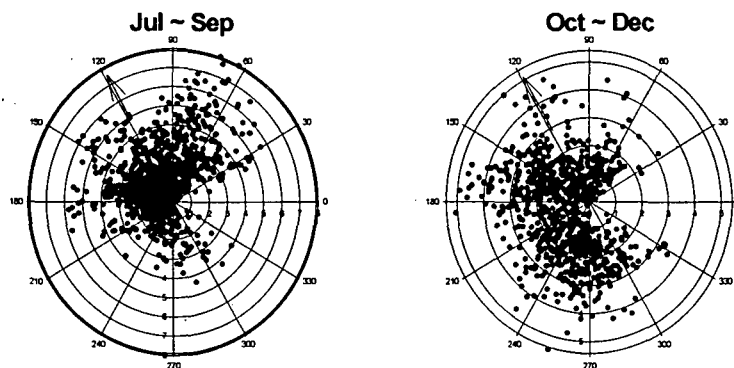


Fig. 3.8.58. Variation of wind direction during July to December in 1999.

- 지중열 플럭스

기상연구소 관측타워에서는 지중 6cm 두 곳에서 지중열 플럭스를 측정하고 있으나, 1999년 6월 25일 이후부터 그 중 한곳의 자료가 출력되지 않고 있다. 그리고 열저류항을 계산할 때 필요한 토양 온도 자료가 제대로 측정되지 않아 이에 대한 정확한 계산이 불가능하다. 토양온도 측정에 사용된 기기는 네 개의 열전대를 통해 온도를 측정하여 평균한다. 정확한 평균온도 측정을 위해서는 열전대를 이용한 점관측보다는 전체층에 삽입할 수 있는 막대온도계(막대 길이만큼 토양 평균 온도를 구할 수 있음)를 각도를 주어 설치하여 평균 지중 온도를 계산하여야 한다. 그리고,

정확한 열 저류항 계산에 필요한 열용량, 열 전도율 등의 열 성질에 관한 측정과 함께 최소 두 곳 이상에서의 연직 온도 자료가 요구되므로 정확한 지중열 플럭스를 계산하기 위해서는 열전대와 막대온도계를 이용한 동시 측정이 바람직하다.

#### - 산림 저류항

식생에 저장되는 저류항은 일반적으로 초지나 논과 같이 식생의 질량이 작은 경우 순복사의 1~2% 이내로 무시될 수 있다(김준 등, 1999). 하지만 산림과 같이 식생의 질량이 큰 곳에서 관측을 수행 할 경우 이 값은 순복사의 10%이상으로 지표 에너지 배분에 있어 중요한 역할을 한다(Verma 등, 1986). 산림 저류항은 식생 평균 온도 변화율을 통해 계산될 수 있다. 에너지 수지 닫힘을 이용한 자료의 품질검증을 위해서는 산림 저류항에 대한 측정이 요구된다.

#### (나) 고속 반응 자료

##### - 시계열 자료

Fig. 3.8.59는 2000년 5월 23일 낮 동안 측정된 30분 시계열 자료이다. 관측시스템은 CSAT3 초음파 풍향 풍속계, 미세선 열전대(Fine wire thermocouple), 고속반응 습도계(KH20)와 CR-23X 자료 집록기였다. 지표층에서 연직 풍속인  $w$ 의 시계열이 온도  $T$ , 절대 습도  $q$ 의 시계열과는 양의 상관관계를 보이며, 수평 풍속인  $u$ 와는 음의 상관관계를 보인다. 이 자료에 의하면 예측되는 바와같이 낮동안 운동량은 산림에 의해 흡수되고, 현열 플럭스와 잠열 플럭스는 산림에서 대기로 수송되고 있음을 잘 나타내고 있다.

##### - 스펙트럼 분석

2000년 2월 19~20일, 5월 23일~25일 동안 생자료를 집록 하여, 스펙트럼/코스펙트럼 분석을 하였다. Fig. 3.8.60과 3.8.61은 2000년 5월 25일 오전에 측정된 자료에 대한 분석 결과이다. 스펙트럼 분석을 통해 고속 반응 기기가 모든 에디들에 대해 충분히 반응을 하고 있는는지 살펴보고자 한다. 이러한 코스펙트럼이나 스펙트럼은 지표층에서 그 측정 높이와 대기 안정도, 지표 거칠기 및 풍속 등에 따라 차이가 있을 수 있지만 보편적으로 일정한 양상 즉, 에너지 생성구간에서 최고점(peak)을 가지고 관성아구간의 전형적인 기울기를 보이며, 에너지 소멸 구간에서는 스펙트럼이 점점 작아지는 형태를 나타낸다(Kaimal and Finnigan, 1994). Fig. 3.8.60과 3.8.61에 나타난 스펙트럼의 경우 풍향은 남동풍이었으며, 풍속은 평균  $1.2\text{ms}^{-1}$ 로서

최적의 자료는 아니지만 풍향과 풍속이 좋은 때를 선별한 것이다. 그림에서 최고점이 정확히 나타나지 않고, 필터를 사용하지 않았기 때문에 고주파수 영역에서 가명효과(aliasing)가 나타나고, 저주파수 영역에서도 스펙트럼이나 코스펙트럼이 깨끗하게 나타나지 않고 있다. 이러한 결과는 관측지가 이상적이지는 않기 때문에 어느 정도 예상되는 결과이다. 그럼에도 불구하고 중요한 특징들, 스펙트럼/코스펙트럼은 대체적으로 지표층에서 알려진 관성 아구간 (Inertial subrange) 에서의 전형적인 기울기(-2/3, -4/3)를 보여주고, 형태도 크게 왜곡되지는 않아 생자료 집록을 병행. 지속적인 관측을 수행하여 충분한 자료를 확보, 분석해보는 것이 필요하다.

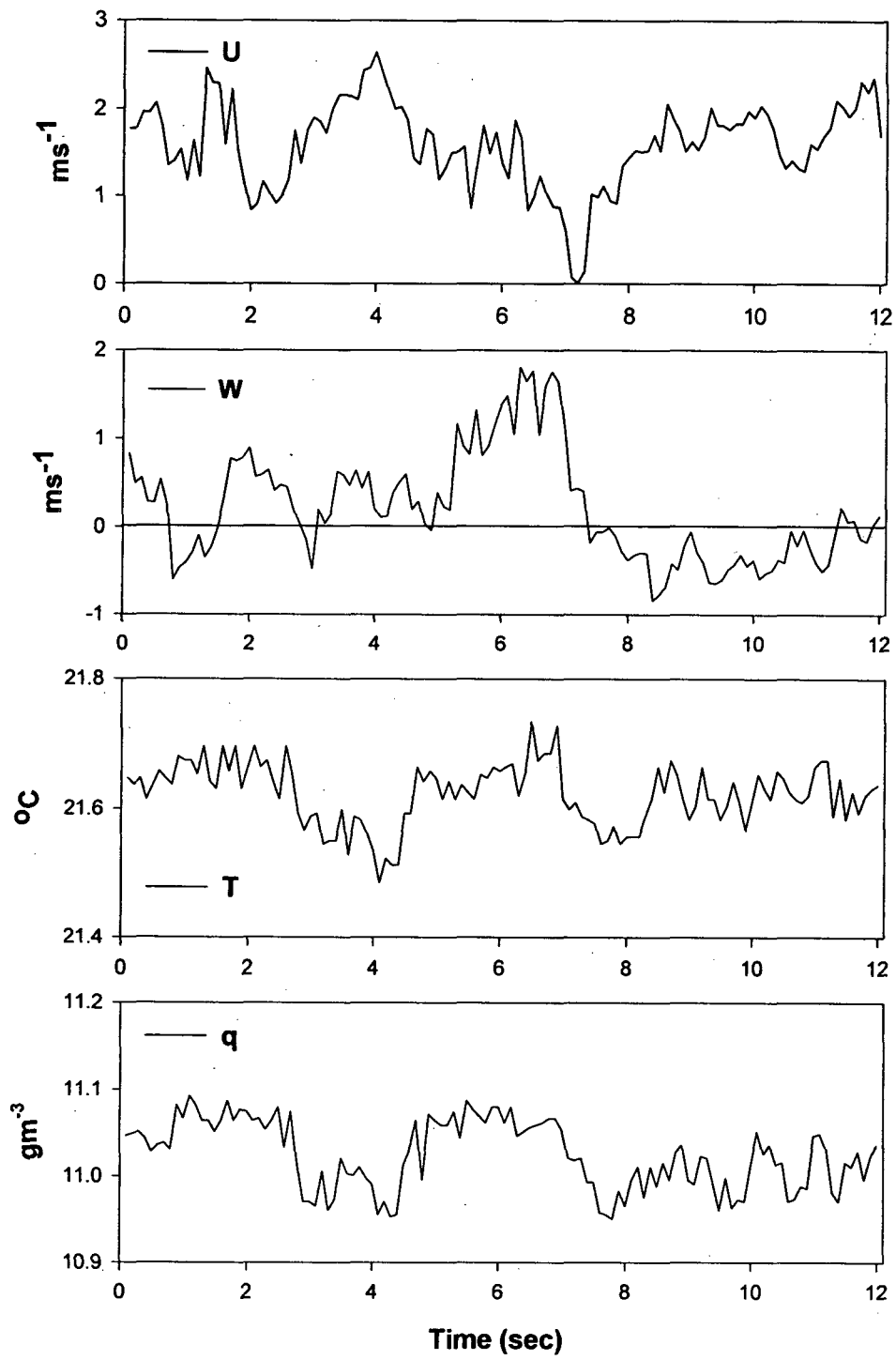


Fig. 3.8.59. Time series of fast response data



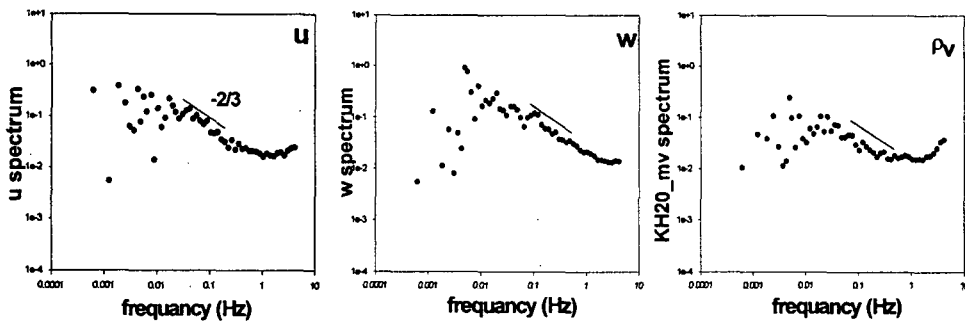


Fig. 3.8.60. Spectrum of  $u$ ,  $w$ ,  $v$ ,  $T_s$  and  $\rho_v$  where  $\rho_v$  is water vapor density

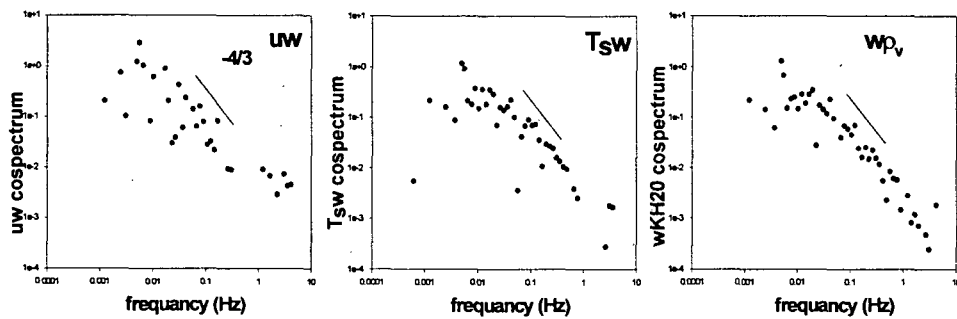


Fig. 3.8.61. Cospectrum of  $uw$ ,  $T_{sw}$ ,  $wKH20\_mv$  and  $T_s$  is temperature from the CSAT3

(다). 플럭스의 보정

에디 공분산 기기의 경우, 정확한 플럭스 산출을 위해서는 관측 상황 및 시스템의 설치 구조와 관련된 보정들이 필요하다. 본 연구에서 고려한 보정은 주파수 반응보정, 밀도 변동 보정, 좌표변환 보정과 스칼라 기기 흡수계수 보정이다.

- 주파수 반응 보정

에디 공분산 방법을 이용하여 관측을 할 경우, 측정 주파수 반응에 대한 한계, 기기 경로길이(path length)의 존재, 기기간의 분리 등에 의해 플럭스의 손실이 생긴다(Kaimal 등, 1972). 따라서 이러한 손실에 대한 보상이 필요하다. Moore(1986)는 적절한 가정을 통하여 적용하기 쉽고 편리한 복원함수를 제시하였다. 복원 함수는 측정높이, 대기 안정도, 기기의 경로길이, 기기간 분리거리, 집록 속도에 따라 달라지는데, 공분산에 대한 복원 함수는 별첨1에 수록하였다. 보정을 수행한 후, 현열

플럭스와 잠열 플럭스는 약 2%의 증가를 보였다. 이것은 기상연구소 타워에 설치된 에디 공분산 시스템의 반응속도(10Hz), 스칼라 기기가 가진 경로(1.332cm), 기기간 분리(19cm)에서 야기될 수 있는 오차(1-2%)가 관측오차의 범위 이내에서 무시될 수 있음을 나타낸다.

- 밀도 변동 보정

열이나 수증기의 연직 수송이 있을 때, 에디 공분산 방법에서 가정한 연직 풍속,  $\bar{w}$  는 0이 되지 않고 상향 연직 속도 성분을 가지게 된다. Webb 등(1980)은 평균 풍속 효과에 의한 플럭스( $\overline{w\rho_g}$ )를 고려해야 함을 지적하였다. 일반적으로  $\bar{w}$ 는  $1\text{mms}^{-1}$  보다 작기 때문에 정확하게 측정을 하기가 어렵지만, 지표면에서 열과 수증기 플럭스를 동시에 알 수 있을 때 이에 대한 보정이 가정하다. Webb 등이 제시한 식은 다음과 같다.

$$F_g = \overline{w'\rho'_g} + (\overline{\rho_g/\rho_a})[\mu/(1+\mu\sigma)]E + (\overline{\rho_g/\rho})H/c_p\bar{T} \quad (3.8.11)$$

여기서  $\rho_g$ 는 스칼라의 밀도,  $\rho_a$ 는 건조 공기의 밀도,  $\mu$ 는 수증기의 분자량에 대한 건조공기 분자량의 비.  $\sigma$ 는 평균 건조 공기의 밀도에 대한 평균 수증기 밀도의 비,  $c_p$ 는 정압 비열 그리고  $T(K)$ 는 기온이다. 위 식의 오른쪽 첫 번째 항은  $\bar{w} = 0$ 일 때의 플럭스이며, 나머지 두 항이 수증기와 열의 동시 수송에 의한 밀도 변동 효과에 대한 보정을 나타낸다. 이 식에 의하면, 기상연구소 타워에서 관측되는 잠열 플럭스는 약 2%의 증가를 보였다.

- 좌표 회전 보정

기상연구소 타워에서와 같이 산악지형에서 플럭스 관측을 할 경우 평균 연직 속도가 존재하게 되면( $\bar{w} \neq 0$ ) 연직 이류로 인해 플럭스의 과대 또는 과소 평가를 가져올 수 있다(Lee, 1998). 연직 바람으로 인한 플럭스의 오차는 관측지의 경사가 약 15도 이내인 경우, 좌표 회전을 통해 보정이 가능하다. z축을 중심으로 u 성분을 회전시켜 v성분이 0이 되도록 첫 번째 회전을 수행하고, x축을 중심으로 회전시켜 w 성분을 z방향으로 정렬시키면 w성분이 0이 된다(Wesley, 1970). 그러면 유선(streamline)에 수직인 난류 플럭스를 계산할 수 있다(Hyson 등, 1977). 좌표회전에 의한 보정을 1999년 한해동안 현열과 잠열 플럭스에 대해 적용한 결과 평균 10%의 플럭스 증가를 보였다. 기상연구소 타워에서 측정된 플럭스 자료는 좌표회전이 중

요함을 나타낸다. Wesley(1970)가 제시한 좌표회전식을 사용하였으며, 이를 별첨2에 수록하였다.

- 스칼라 기기 흡수계수 보정

특정 기체의 흡수 파장 영역을 고려한 스칼라 기기들은 일정한 흡수 파장대를 사용하여 농도를 측정한다. 특히, 수증기 밀도 측정에 사용된 크립톤 습도계의 경우, 잠열 플럭스 계산에 사용되는 흡수계수가 사용기간에 따라 변화한다(박윤호 등, 2000). 이러한 사용기간에 따른 흡수계수의 변화를 살펴보기 위하여 실험을 수행하였다. 제품번호 1342인 크립톤 습도계(이하: S/N-1342)는 광릉수목원의 기상 연구소 타워에서 1999년 6월부터 2000년 4월까지 (7,200 시간: 약 10개월)의 장기 연속 관측에 사용된 후였다. 제작사에서 보정한 흡수계수( $K_w = -0.158$ )에 비해 보정 실험에서 구한 새로운 흡수계수( $K_w = -0.130$ )는 약 20%의 감소를 보였다. 두 번의 단기 실험에 사용된(1,500시간 : 약 2개월) S/N-1259의 경우, 흡수 계수의 변동은 무시할 정도였다. 이러한 20%의 흡수계수 감소는 잠열 플럭스가 20% 과소평가 되었음을 나타낸다. 산림의 경우, 8월중 한 낮의 잠열 플럭스는 약  $300 \sim 400 \text{ Wm}^{-2}$  이므로, 흡수 계수의 변동으로 인한 오차는 약  $60 \sim 80 \text{ Wm}^{-2}$ 가 된다. 이러한 오차는 증발산이 활발히 일어날 때 관측되는 현열 플럭스와 거의 같은 크기이므로 에너지의 배분을 나타내는 보웬비(현열 플럭스와 잠열 플럭스의 비)는 과대 평가됨에 주의하여야 한다. 이 실험 결과들로부터 습도계를 단기간 사용한 경우(약 2개월 이내) 흡수 계수의 변동은 대략 1% 내외이어서 증발산 관측에 미치는 그 변화 효과를 무시할 수 있음을 알 수 있다(Figs. 3.8.62 and 3.8.63). 그러나, 장기간 사용할 경우, 흡수계수의 변화는 무시할 수 없을 정도로 컸으며, 그 변화에 비례해서 증발산은 과소 평가되게 된다. 따라서, 정확한 지표 에너지 및 물 수지 연구를 위해서는 흡수 계수에 대한 정기적인 보정이 필수적이다. 적어도 3개월(약 2,000 시간)에 한 번씩은 보정하여서 사용 기간과 흡수계수와의 관계를 정량화 할 필요가 있다.

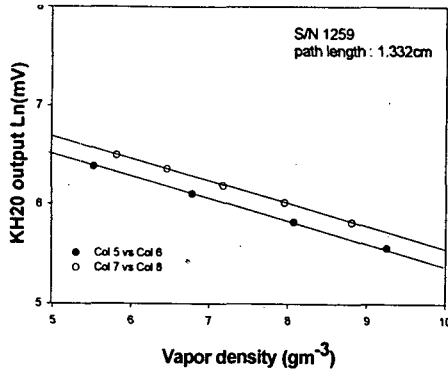


Fig. 3.8.62. The relationship between water vapor and the voltage output in log for S/N-1259.

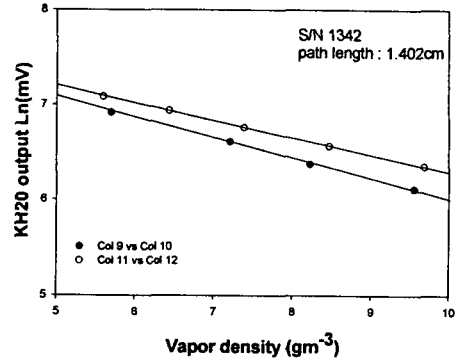


Fig. 3.8.63. Same as Fig. 3.8.62 except for S/N-1328

### - 3차 좌표변환

기울기를 가지는 산림에서 관측할 때 평지에서 일반적으로 무시되는 효과 즉, 1. 3. 3절에서 논의한 바와 같이 좌표변환에 의해 v성분을 0으로 만들었다고 해도,  $\overline{v'w'}$ 는 실제적으로 0이 되지 않을 수 있다(일반적인 평지의 경우 v성분을 0으로 만들면  $\overline{v'w'}$ 의 값이 무시할 수 있을 정도로 작아지게 되어 이 항을 0으로 본다). 1. 3. 3절에서 사용한 좌표회전 후에도 여전히  $v'w'$ 의 값이 0이 되지 않았다. 따라서 기상연구소 관측타워에서 측정된 자료의 정확한 좌표변환 보정을 위해서는 3차 좌표변환을 통해  $\overline{v'w'}$ 을 0으로 만들어야 한다(Baldocchi 등, 1988). 이러한 3차 좌표변환에 대한 연구는 현재도 진행 중에 있다.

### - 상관계수

u와 w, w와 Ts에 대해 안정도에 따른 상관계수를 계산하였다. 계산에 이용된 자료는 평균 수평풍속  $U > 1\text{ms}^{-1}$ ,  $u'w' < 0$ 인 경우만을 택하여 상관계수 분석을 하였다.  $r_{uw} (= \frac{\overline{u'w'}}{\sigma_u \sigma_w})$ 의 경우, 안정/불안정한 경우 일반적으로 나타나는 -0.35가 아닌 0 ~ -1사이의 폭넓은 값을 보였다.  $r_{wT}$ , 역시 안정(0.5), 불안정(-0.4)시의 일반적인 형태를 보이지 않고 안정과 불안정 구간에서 넓게 산포되어 나타났다. 기상연구소 타워에서 측정된 자료에서 일반적인 상관계수의 모습이 나타나지 않는 이유중의 하나로 앞서 논한  $v'w'$ 이 0이 되지 않는 것을 들 수 있다. 이것은 관측지가 기울어져 있지 않아  $v'w'$ 이 거의 0이었던, 1998년 경기도 병점 실험(논에서의 에너지 플럭스 측정실험)의 경우 대체적으로 지표층에서 알려져 있는 상관계수 값을 보임으로써 확인 할 수 있다. 좌표회전에 대한 연구가 마무리된 이후에 상관계수등을 비롯한

난류 통계자료에 대한 정확한 계산이 가능할 것이다.

(라). 에너지 수지의 닫힘

지표 에너지 수지는 광합성 등에 쓰이는 에너지( $\mu A$ )를 제외하면, 일반적으로 식 3.8.12와 같이 표현된다.

$$R_n = H + LE + G + S \quad (3.8.12)$$

식(3.8.12)는 순복사( $R_n$ )가 현열 플럭스(H), 잠열 플럭스( $\lambda E$ ), 토양열 플럭스(G), 산림에 저장되는 저류항(S)으로 모두 분배될 때 에너지 수지가 닫힘을 의미한다. 하지만 이러한 오차에도 불구하고, 10월 19일과 20일 동안 순복사에 대한 나머지 항들의 기울기( $\beta$ ) = 0.83로 나타났다. 정확한 에너지 수지 닫힘의 정량화는 측정되지 못한 항들이 정상적으로 측정된 이후에야 가능할 것이다(Fig. 3.8.64).

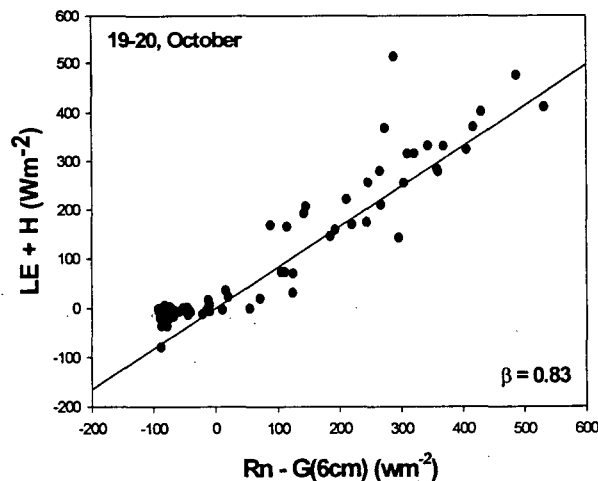


Fig. 3.8.64. Balance of energy budget terms. LE and H were measured by eddy correlation. Rn and G were measured with a net radiometer(CNR-1), soil heat flux plate(6cm).

(2) 관측 시스템(설치, 기록, 처리)의 최적화 방법 제시

(가) 설치 및 전원

관측 시스템 유지를 위한 전원은 태양 전열판을 이용하여 자체적으로 공급하고 있다. 1999년 1년동안 전원은 대체적으로 12V 이상을 유지하였다. 그러나, 시스템의 안전한 유지와 앞으로 추가될 이산화탄소 플럭스 관측 기기의 전원 공급을 위해서는 교류전원(AC)이 절대적으로 필요하다.

(나). 집록 및 처리 프로그램(Table 3.8.14)

- 고속 반응 프로그램 CR23x을 CR23x\_M으로 수정함.  
<http://www.knung.kr21.net>에서 내려 받을 수 있음.
- 저속반응 프로그램 CR10x을 CR10x\_M으로 수정함.  
<http://www.knung.kr21.net>에서 내려 받을 수 있음.
- 저속반응 프로그램 CR23x2를 CR23x2\_M으로 수정함.  
<http://www.knung.kr21.net>에서 내려 받을 수 있음.

**Table 3.8.14. Operating programs and their alternative plan**

	현안	대안
기록 시간	고속반응: (10분 평균후 ) 30분 플렉스 산출 저속반응: 10분 플렉스 산출	고속반응: (30분) 30분 저속반응: 30분
프로그램	고속반응 프로그램에 필요 없는 부분이 있음	필요 없는 부분 삭제
	CNR-1 설치 후에도 Q7 프로그램이 계속 실행되고 있음	잘못 입력되어 있던 Q7 프로그램을 삭제
	필요 없는 Input location이 있음	필요 없는 Input location을 삭제
	여러 자료 기록기에 중복된 프로그램이 있음	중복된 프로그램을 삭제
	CS615의 온도 보정 부분이 없음	CS615의 온도 보정 부분을 첨가
	고속 반응 자료와 저속 반응 자료를 함께 기록할 때 적절하지 못하게 프로그램 되어있는 부분이 있음	적절하지 못하게 프로그램화 되어있던 부분을 수정하였다.

(3) 자료를 활용한 의미 있는 연구 사례의 제시

(가). Penman-Monteith(P-M) 복합 방정식을 이용한 증발산 유추

일반적으로 증발산을 구하기 위해서는 미기상학적 방법(예를 들면, 에디 공분산 시스템, 공기 역학 또는 경도법 시스템 등)을 이용한다. 그러나 미기상 플렉스 관측 시스템을 이용하지 않고 무인 자동 기상 관측망에서 관측되는 기본적인 몇 가지 기상 자료들(일사량, 기온, 풍속, 습도, 강수량 등)과 기본적인 식생 자료(엽면적, 군락의 높이, 최대 기공 전도도 등)를 사용하여 Penman-Monteith(이하, PM 복합방정식)의 복합방정식으로부터 증발산을 유추 할 수 있다(윤진일 등, 1999). 본 연구에서는 기상연구소 관측타워에서 관측된 자료를 이용하여 PM 복합방정식에서 변수로 작용하는 공기 역학 전도도, 기후 전도도, 기공 전도도의 값들을 계산하는 과정을 설명하고, 에디 공분산 시스템을 이용하여 관측한 증발산 값과 복합 방정식으로 계

산된 증발산 값을 비교하고자 한다.

- PM 복합 방정식

증발산 계산시 사용되는 PM 복합 방정식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\lambda E = A(\epsilon + \frac{g_a}{g_i}) / (\epsilon + 1 + \frac{g_a}{g_c}) \quad (3. 8.13)$$

여기서  $\lambda E$ ,  $A$ ,  $R_n$ ,  $G$ ,  $S$ 는 각각 잠열 플럭스, 가용 에너지( $A = R_n - (G + S)$ ), 순복사, 토양열 플럭스, 저류항이다.  $\epsilon (= \Delta/\gamma$ ,  $\Delta$ : 온도에 대한 포화수증기압의 기울기,  $\gamma$ 는 건습구 상수로 0.66),  $g_a$ 는 공기 역학 전도도,  $g_c$ 는 총체 기공 전도도,  $g_i$ 는 기후 전도도이다. 따라서 군락 위에서 관측된 기상 자료와 군락 전체를 대표하는 총체 기공 전도도로부터 증발산이 계산된다. 기후, 기공, 공기 역학과 관련된 세 전도도( $g_i$ ,  $g_c$ ,  $g_a$ )의 상대적 비율에 따라 에너지의 배분, 즉 가용 에너지의 어느 정도가 증발산에 이용되는지를 나타낸다. 일반적으로 자연상태에서 각 전도도들의 상대적인 크기에 따라 다음과 같이 나누어 생각해 볼 수 있다. 잎 표면이 젖어있게 되면 ( $g_c \gg 0$ ), 잎 표면으로부터의 증발에 대해 기공이 미치는 저항은 0에 가까워진다. 따라서 기공 전도도는 무한히 커져  $\frac{g_a}{g_c}$  항은 0에 가까워진다. 그러면 식 (3.8.11)은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\lambda E \approx A(\epsilon + \frac{g_a}{g_i}) / (\epsilon + 1) \quad (3. 8.14)$$

식(3. 2)는 증발산으로의 에너지 배분이 바람 또는 포차에 의해 주로 결정되고 기공에 의한 영향을 받지 않음을 나타내며, 이러한 경우의 증발산을 가능 증발산 이라 한다.

한 낮 사막의 경우처럼, 건조한 바람이 불 때( $g_i \rightarrow 0$ )나, 산림과 같이 식물 군락의 키가 상대적으로 커서 공기역학 거칠기가 큰 경우( $g_a \gg 0$ ) 증발산은 다음과 같은 식으로 어림할 수 있다(홍진규 등, 1997).

$$\lambda E \approx A(\frac{g_i}{g_c}) \quad (3.8.15)$$



- P-M 복합 방정식을 이용한 증발산 계산

식(3.8.11)을 통해 PM 복합 방정식은 좌변의 증발산 값이 우변의 전도도 값들로부터 구해짐을 알 수 있다. 그러나 실제 관측에서는 총체 기공 전도도 값을 구하기 어려우므로 에디 공분산 시스템을 이용하여 관측된 증발산 값과 기본적인 기상자료들을 이용하여 공기 역학 전도도, 기후 전도도 값을 구한 후 역으로 총체 기공 전도도 값을 산출하였다(윤진일 등, 1999).

공기 역학 전도도(  $g_a$  )

마찰 속도와 풍속을 이용하여 아래의 식으로부터 공기 역학 전도도(  $g_a = 1/r_a$  )를 구한다.

$$g_a = \left( \frac{1}{r_a} \right) = \left( (U/u_*^2) + 4.62/u_* \right)^{-1} \quad (3. 8.16)$$

여기서 U는 평균 수평 바람,  $u^*$ 는 마찰 속도이다.

기후 전도도(  $g_i$  )는 다음 식으로부터 구할 수 있다.

$$g_i = \frac{rA}{\rho C_p D} \quad (3. 8.17)$$

여기서,  $r$ 는 건습계 상수,  $\rho$ 는 공기 밀도( $1.2\text{kgm}^{-3}$ ),  $C_p$ 는 정압비열( $1004\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ ), 그리고 A는 가용에너지( $A = R_n - G (+S)$ )이다. 여기서 D는 포차( $e_s - e$ )이며, 포화수증기압( $e_s = 6.11\exp[17.269 T/(237.3 + T)]$ )이다.

다음 식을 이용하여 온도에 대한 포화수증기압의 기울기(  $\Delta$  )을 계산한다.

$$\Delta = 5827 e_s / ( T + 273 )^2 \quad (3. 8.18)$$

위에서 구한 값들을 식(3. 8.13)에 대입하고, 좌변의 증발산 값은 에디 공분산법으로 관측된 잠열 플럭스를 대입한 뒤 균락의 총체 기공 전도도(  $g_c$  )를 구한다.  $\delta = 0.66\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$  이다.

$$r_c = \left[ \frac{(\Delta A + \rho_a C_p D)}{\delta - 1} \right] r_a \quad (3. 8.19)$$

- 결과

낮 동안(10:00~16:00) 평균 순복사는  $200\sim 500\text{Wm}^{-2}$  정도이며, 전도도 값은(월 평균) 총체 기공전도도( $g_c$ )  $0.3\sim 2.5\text{mms}^{-1}$ , 공기역학 전도도( $g_a$ )  $40\sim 90\text{mms}^{-1}$ , 기 후 전도도( $g_i$ )  $3\sim 25\text{mms}^{-1}$ 였다(Table 3.8.15). 이는 산림에서 알려진 일반적인 전도도 값(기공 전도도의 경우  $5\sim 20\text{mms}^{-1}$ , 공기역학 전도도의 경우  $100\sim 330\text{mms}^{-1}$ ) 보다 작은 값을 보였다(Kim and Verma, 1990). 특히 8월의 경우, 다른 기간과 비교해 비가 오거나 구름 낀 날이 많아(약 15일) 맑은 날만 선택하여 계산한 값과 큰 차이를 보였다

**Table 3.8.15.** Net radiation and conductances for daily time(10:00~16:00)  
(Monthly average( $\pm$ std.err))

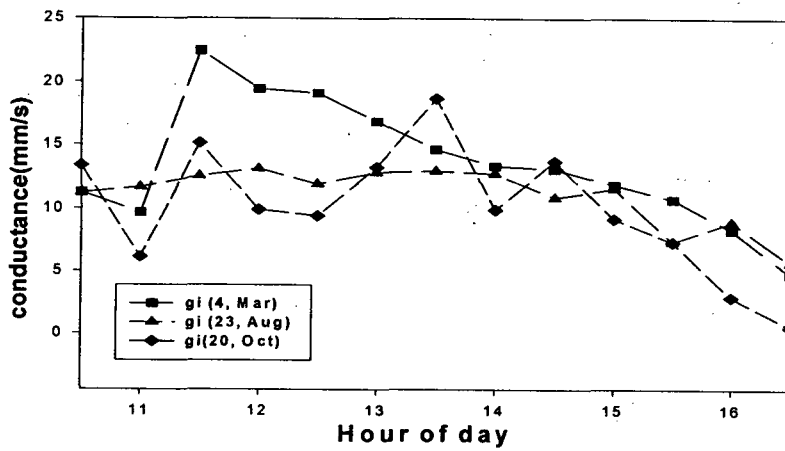
	Rn(Wm <sup>-2</sup> )	gc(mms <sup>-1</sup> )	ga(mms <sup>-1</sup> )	gi(mms <sup>-1</sup> )
1월	204 $\pm$ 5	1.5 $\pm$ 0.3	87 $\pm$ 2.2	26 $\pm$ 0.9
2월	241 $\pm$ 6	0.3 $\pm$ 0.1	91 $\pm$ 2.9	26 $\pm$ 0.9
3월	263 $\pm$ 7	0.3 $\pm$ 0.2	76 $\pm$ 4.0	15 $\pm$ 0.6
4월	*	*	*	*
5월	225 $\pm$ 11	2.5 $\pm$ 0.5	44 $\pm$ 4.1	3.1 $\pm$ 0.3
6월	*	*	*	*
7월	*	*	*	*
8월	463 $\pm$ 11	0.7 $\pm$ 0.0	39 $\pm$ 1.1	8.0 $\pm$ 0.3
8월 (맑은날)	<b>483<math>\pm</math>13</b>	<b>1.9<math>\pm</math>0.3</b>	<b>62<math>\pm</math>2.4</b>	<b>15<math>\pm</math>0.7</b>
9월	330 $\pm$ 11	1.1 $\pm$ 0.1	46 $\pm$ 1.4	6.9 $\pm$ 0.2
10월	291 $\pm$ 8	2.1 $\pm$ 0.2	60 $\pm$ 2.0	11 $\pm$ 0.4
11월	263 $\pm$ 7	1.4 $\pm$ 0.1	64 $\pm$ 1.7	15 $\pm$ 0.6
12월	228 $\pm$ 8	1.8 $\pm$ 0.2	70 $\pm$ 2.0	14 $\pm$ 0.9

\* 결측자료

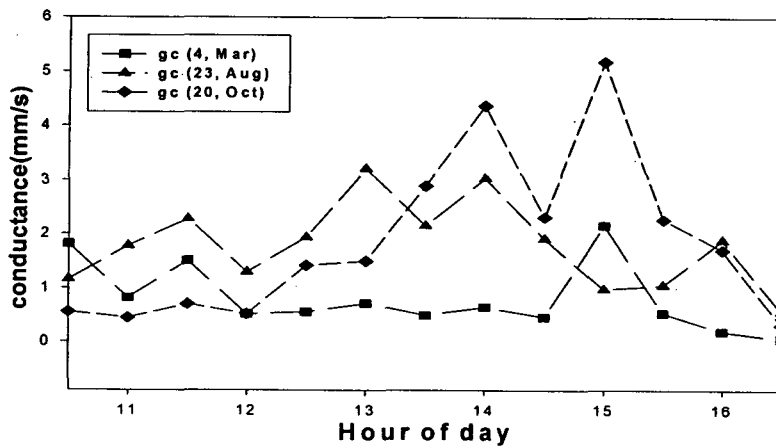
그리고 각 계절을 대표하는 달로 3월, 8월, 10월에 대해 맑은 날, 풍속이 2ms<sup>-1</sup> 이상인 날을 선택하여 전도도 값을 살펴보았다(Table 3.8.16, Fig 3.8.65).

**Table 3.8.16.** Daily average conductances for a clear day  
(Daily average(10:00~16:00)  $\pm$  std.err)

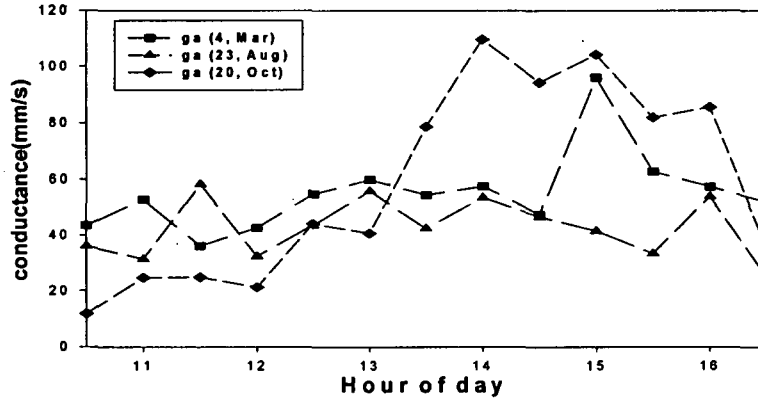
	3월 4일	8월 23일	10월 20일	1월 2일
gc(mm $s^{-1}$ )	0.8 $\pm$ 0.2	1.8 $\pm$ 0.2	1.9 $\pm$ 0.4	0.5 $\pm$ 0.4
ga(mm $s^{-1}$ )	55 $\pm$ 4.0	43 $\pm$ 3.0	58 $\pm$ 9.7	72 $\pm$ 7.5
gi(mm $s^{-1}$ )	14 $\pm$ 1.4	11 $\pm$ 0.6	10 $\pm$ 1.4	18 $\pm$ 2.0



A. Climatological conductance



B. Bulk stomatal conductance



C. Aerodynamic conductance

Fig. 3.8.65. Variations of conductances during a fine day(10:00~16:00)

각 전도도 값을 PM복합 방정식에 대입하여 계산된 증발산과 관측된 증발산을 비교하였다. 일평균 증발산량을 비교할 때 3월 4일의 경우 약 15%, 10월 20일의 경우 약 5% 내에서 두 값이 서로 일치하여 비교적 작은 오차를 보였지만 8월 24일의 경우 약 65%내로 관측된 증발산이 계산된 증발산보다 크게 나타났다. Fig 3.8.66, Fig 3.8.67은 10월 20일과 8월 24일에 대한 결과로 정오를 전후한 한 낮에 관측된 증발산과 계산된 증발산의 차이가 큼을 알 수 있다.

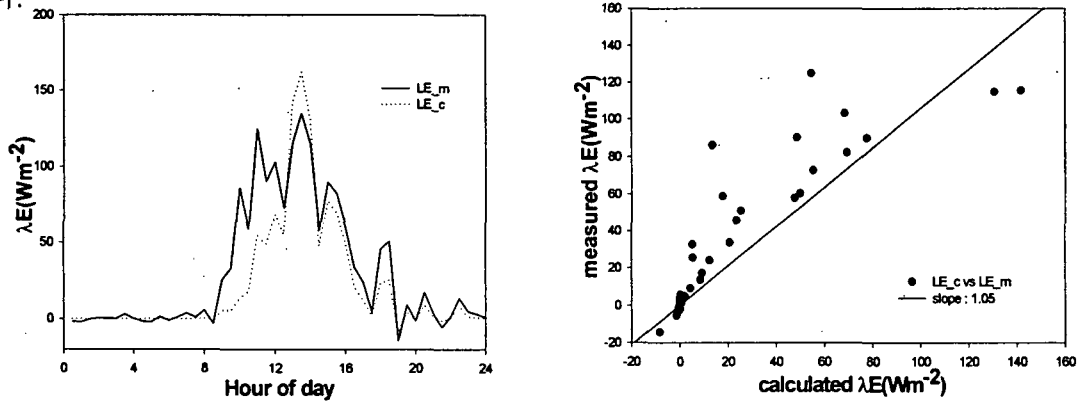


Fig. 3.8.66. Diel variation of latent heat fluxes measured by eddy covariance and calculated by Combination equation during 20 October, 1999

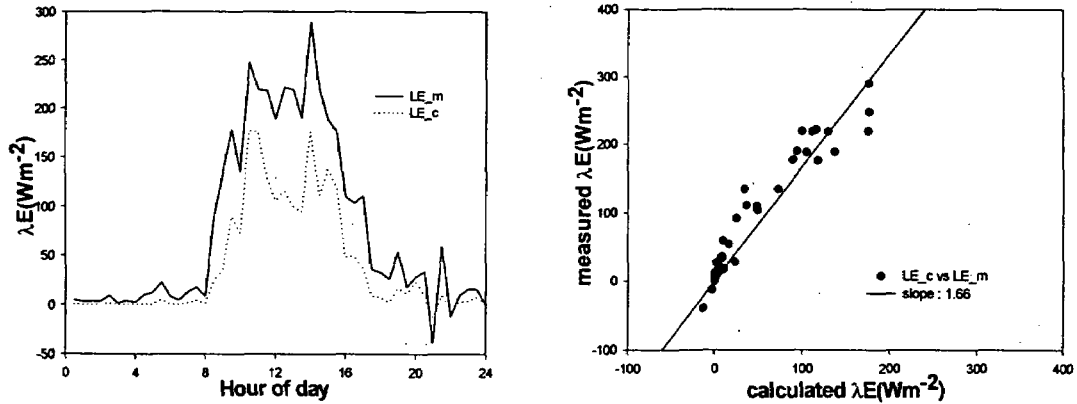


Fig. 3.8.67. Same as Fig. 3.8.66. except 24 August, 1999

(나) 지면 모수화에의 적용

- 지면/생권 모형 SiB2 (Simple Biosphere model 2)

생권 모형 SiB2는 토양과 식생 구조를 고려하여 사실적으로 지면과정을 모사 할 수 있는 모형으로, Project for Intercomparison of Land Process Scheme(PILPS)에 출품되어 있는, 약 20여 개의 지면 모형 중의 하나이다. 특징으로는, 광합성과 전도도가 접합된 생화학 모형을 도입하여 사실적인 식생의 광합성과 증발산 산출이 가능하고, 식생의 계절 변화를 반영할 수 있도록 위성 자료를 사용할 수 있다 (Sellers, 1996 a). 현재, SiB2는 NASA 에서 주관하는 Biosphere-Atmosphere Interaction에서 사용되고 있으며, Colorado State University에서는 Colorado State University General Circulation Model (CSU-GCM)에 SiB2를 접합하여 전구적인 규모 예측을 위하여 사용하고 있다. 또한 일본 동경대학교에서는 SiB2의 자립판을 이용하여 지면 환경에 맞게 개선하고 있다. SiB2에서 사용되는 언어는 fortran으로, 이 프로그램을 실행하기 위해서는 두 종류의 입력 자료 file과 변수의 지정과 관련된 두 개의 file(comsibc.h, pardif.h)이 요구되며, 실행 후 5개의 file로 나누어져 출력된다.

- 입력 자료

모형의 입력 자료에는 실시간 입력되는 강제(forcing) 자료와 주어진 기간에 대하여 일정한 값으로 입력되는 표본 모수가 있다(대기모형 연구실(지표/생권 모수화)). 실시간 입력되는 자료는 기온, 수증기압, 풍속, 강수량, 하향 단파 및 하향 장파 복사 등 주로 6개의 변수이다. 기상연구소 타워에서 관측된 자료 중 강수량을 제외한

5개의 변수를 실시간 입력 자료로 사용하였다. 약 60여 개의 표본 모수에 해당하는 값들은, 대부분 수년간 Sellers 등(1996 b)에 의해 정리된 9개의 식생 분류와 7개의 토양 분류에 대한 자료와 광릉 시험립에 대한 임업 연구원 자료(임업 연구원, 1994)를 토대로 상록 활엽수(잣나무, 방크스 소나무)에 타당한 값들을 참고하였고, 일부는 다른 관측을 통해 얻어진 경험적인 값들로 추정하였다(Table 3.8.17).

#### - 출력 자료

출력 변수에는 순복사, 현열, 잠열 및 토양열 플럭스와 식생과 토양에 대한 온도, 저류향, 토양 수분 함량, 군락 전도도 그리고 광합성량 등이 있다. 현열 플럭스는 K 이론에 의해 계산되고, 잠열 플럭스는 PM 복합 방정식에 의해 계산된다. 토양열 플럭스는 force-restore 방법을 사용하며, 에너지 수지의 단함을 가정하여 에너지 수지에서 남는 에너지를 지표온도에 고려하여 계산된다. 따라서 관측된 현열 플럭스, 잠열 플럭스와 토양열 플럭스 및 온도와 토양 수분 함량을 비교할 수 있다. 그러나 기상 연구소 타워의 관측자료 중 토양열 플럭스를 계산하기 위해 필수적인 토양 온도에 대한 자료가 관측되지 않으므로 정확한 비교는 어려운 상황이다. 또한 토양 수분 함유량에 대한 비교에 있어서도 집록상의 문제로 토양 수분량에 대한 자료를 확보하지 못해 비교가 불가능하였다.

#### - SiB2의 모사 결과와 관측 결과의 비교

Fig 3.8.68은 관측된 실시간 입력 자료이다. 실시간 입력 자료를 선택함에 있어서 강수량 자료의 부족으로 인하여 강수가 없었던 날로 추정되는 10월 19일에서 26일까지의 8일 자료를 사용하였다. Fig 3.8.69는 순복사, 현열, 잠열 및 토양열 플럭스에 대하여 관측 값과 모형을 통해 계산된 결과를 비교한 그림이다. 순복사의 경우 약 3%이내에서 매우 잘 일치함을 알 수 있었으나, 현열 플럭스의 경우 30%이상 과대평가하고 잠열의 경우는 35%정도 과소 평가하였다. 관측된 토양열 플럭스의 경우, 6cm 깊이의 값이므로, 실제 토양열 플럭스에 비해 과소평가 됨이 추정된다. 지면온도의 비교에서는 낮의 경우가 2 - 3 K 차이를 갖고 일치하고 있는 반면, 밤의 경우 5K를 전후로 보다 큰 차이를 갖고 있다(Fig 3.8.70). 두 결과의 비교에 있어 이러한 차이는, 모형 자체의 오차 뿐 아니라, 사용된 일부 실시간 입력 자료의 불확실성과 입력되는 표본 모수에 대한 관측 자료의 부족과 추정으로 인한 오차도 고려해야한다.

**Table 3.8.17.** SiB2 sample parameters for forest.

Parameter	Description	Units	Values
<b>Time-invariant vegetation parameters</b>			
<i>Morphological properties</i>			
$Z_2$	Height canopy top	m	18
$Z_1$	Height of canopy bottom	m	5
$V$	Canopy cover fraction	-	1
$\chi_L$	Leaf-angle distribution factor	-	1
$G_1, G_4$	Momentum transfer coefficient parameters	-	1.449, 11.785
$D_1$	Depth of surface soil layer	m	0.02
$D_r$	Root depth	m	0.7
$D_T$	Total soil depth	m	1.0
$\phi_S$	Mean topographic slope	radians	0.523
<i>Optical properties</i>			
$\alpha_{r,a}$	Leaf reflectance(visible, near infrared ; live, dead)	-	0.07, 0.35, 0.16, 0.39
$\delta_{r,a}$	Leaf transmittance(visible, near infrared ; live, dead)	-	0.05, 0.1 0.001, 0.001
$a_{s,r}$	Soil reflectance(visible, near infrared)	-	0.11, 0.255
<i>Physiological properties</i>			
$V_{max}$	Maximum Rubisco capacity at canopy top	$\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$	0.00006
$\epsilon$	Intrinsic quantum efficiency of photosynthesis	$\text{mol mol}^{-1}$	0.08
$\beta_{ce}, \beta_{ps}$	Coupling coefficients	-	0.98, 0.95
$f_d$	Leaf respiration coefficient	-	0.015
$M$	Stomatal slope factor	-	9.0
$B$	Minimum stomatal conductance	$\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$	0.01
$s_1, s_3, s_5$	Temperature inhibition parameters	$K^{-1}$	0.3, 0.2, 1.3
$s_2, s_4, s_6$	Half-inhibition temperature parameters	$K$	303, 278, 328
$\psi_c$	Half inhibition water potential parameter	m	-200



Time-varying parameters		Unit	Values
$FPAR$	Fraction of incident radiation absorbed by green canopy	—	0.95
$L_T$	Total leaf-area index	$m^2 m^{-2}$	3
$N$	Canopy greenness fraction	—	1
$z_0$	Canopy roughness length	m	1.8
$D$	Canopy zero plane displacement	m	12.6
$C_1$	Bulk boundary-layer resistance coefficient	$(sm^{-1})$	1.6
$C_2$	Ground to canopy air-space resistance coefficient	—	2450
Soil physical properties			
$\phi_s$	Soil water potential at saturation	m	-0.07
$K_s$	Soil hydraulic conductivity at saturation	$ms^{-1}$	35.0E-06
$B$	Soil wetness parameter	—	4.90
$\theta_s$	Soil water content at saturation(porosity)	$m^3 m^{-3}$	0.44

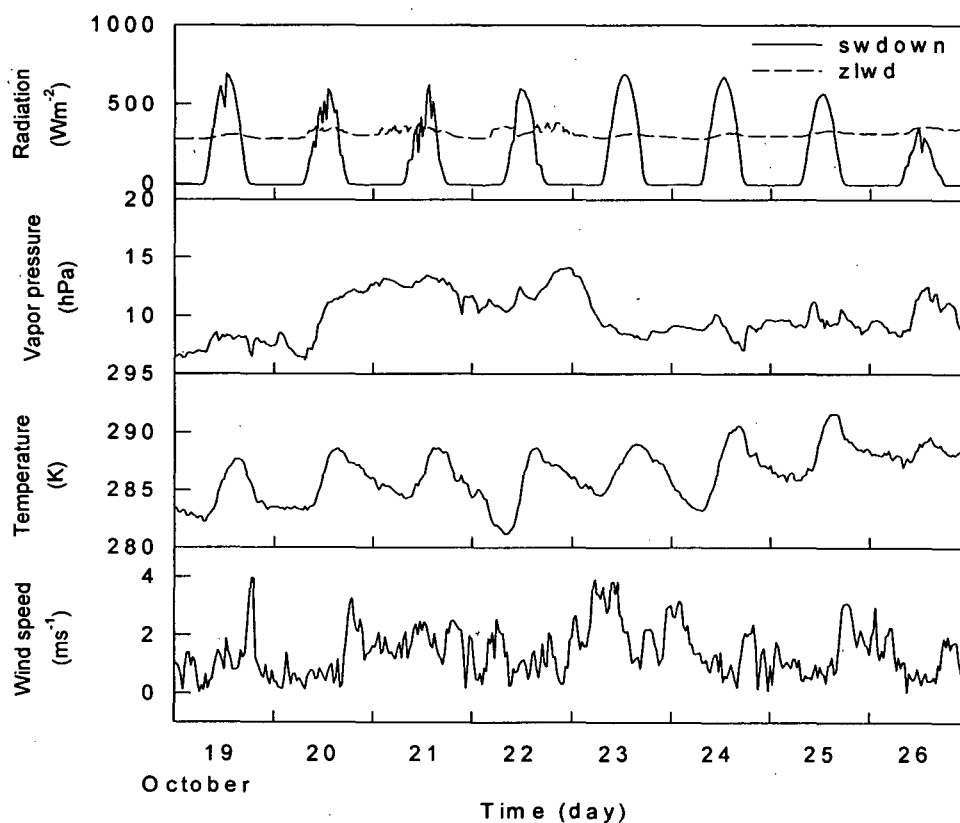
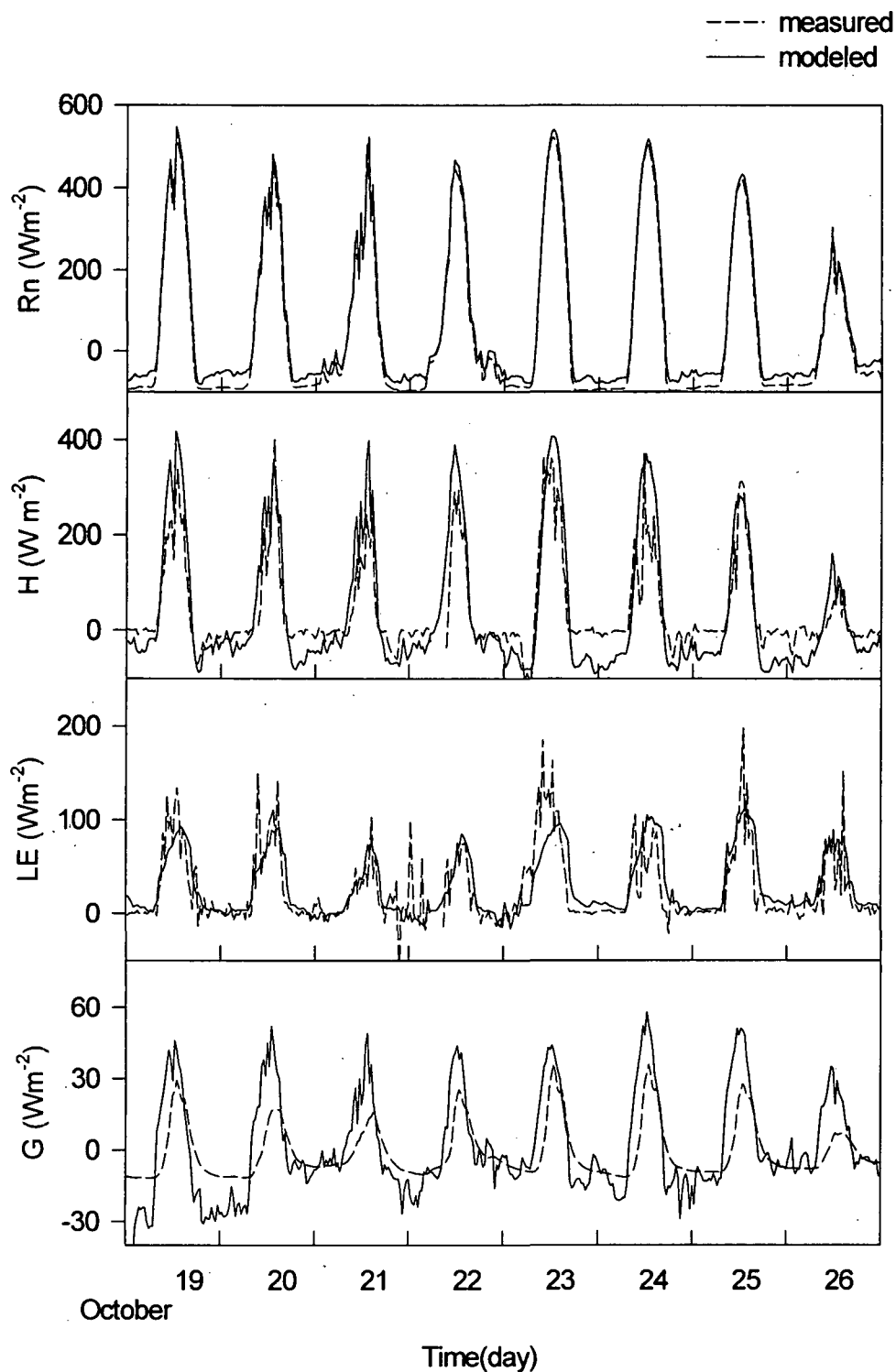


Fig. 3.8.68. Variation of measured atmospheric forcing data for Kwangneuning forest(from 19 to 26, October 1999)



**Fig 3.8.69.** Modeled and measured Rn(net radiation), H(sensible heat flux), LE(latent heat flux) and G(soil heat flux) in Kwangneuning forest(from 19 to 26, October 1999)

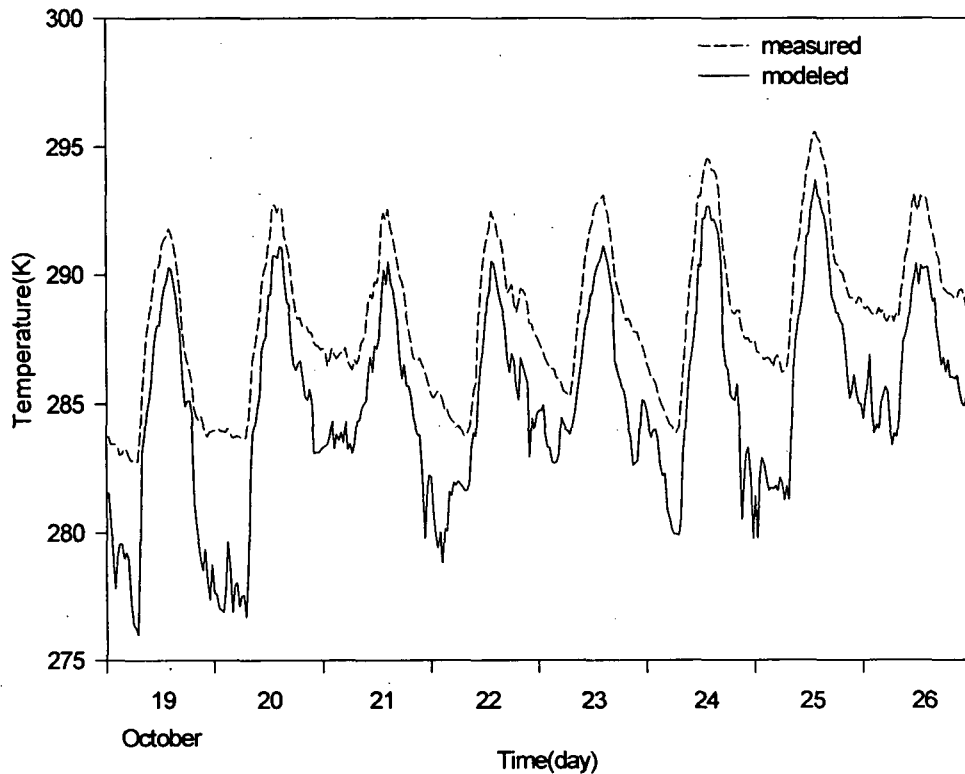


Fig. 3.8.70. Variation of measured and modeled surface temperature in Kwangneuning forest(from 19 to 26, October, 1999).

다. KORMEX 집중관측자료에 대한 품질개선에 대한 연구

(1) 서론

전세계적으로 기상이변의 발생빈도가 잦아지고 있으며, 우리나라에서도 집중호우와 같은 기상재해의 심각성이 날로 증대되고 있어, 전지구적 에너지·물 순환의 변화 메카니즘의 연구가 중요한 연구 대상이 되고 있다. 이상기후 세계기후연구계획(WCRP)의 과학위원회는 기후시스템의 중요한 역할을 하는 에너지와 물의 전구 규모 순환 및 변동에 대한 이해를 위하여 '전구 에너지·물 순환 관측 실험 계획(GEWEX)'을 1987년부터 시작하였다. 전세계적인 GEWEX 관측사업의 일부로 아시아지역에서도 GEWEX 아시아 몬순 집중관측 실험(GEWEX Asian Monsoon Experiment, GAME) 프로그램이 진행되어 왔다. GAME 프로그램(Watanabe, A., 1999)은 한국, 중국, 일본, 말레이시아, 태국, 티벳에서의 집중관측으로 이루어져 있

으며, GAME의 일부로서 한국에서는 KORMEX(Korea Monsoon Experiment)란 이름으로 장마집중감시 연구의 목적을 지니고 1998년 6월25일~7월4일, 1999년 6월26일~7월5일에 집중관측을 수행하였다. 각국에서 수행된 집중관측자료는 종합되어 전지구적 에너지·물 순환의 변화 메카니즘의 연구에 기초자료로 사용되어질 것이다. (기상연구소, 1999)

KORMEX 집중관측을 위하여 레이더 관측과 라윈존데(rawinsonde) 비양 관측을 수행하였으며, 집중관측기간(intensive observation period, IOP)동안 라윈존데는 6시간 간격으로 비양시켜 고도 30Km이상까지의 고도, 기압, 기온, 노점온도, 상대습도, 풍향, 풍속에 대한 시공간적(time-spatial) 관측치들을 조사하였다. 그러나 KORMEX 집중관측 자료는 존데의 계기 신호이상과 비양실패 등에 따른 결측치의 발생과 측정 고도의 이간격성으로 인하여 자료동화(data assimilation)와 통계적 모형화에 대한 어려움을 내포하고 있다.

본 연구는 라윈존데에 의한 KORMEX 집중관측자료 품질을 개선시킴으로 자료들 사이의 관련성 분석에 있어 신뢰도를 향상시켜 관련 연구에 기여함을 목적으로 하고, 공간자료분석기법 중 하나인 Kriging 기법을 이용하여 결측치 보완과 격자화 작업을 동시에 수행하였다. 제 2 장에서는 KORMEX 집중관측자료와 결측치의 유형에 대하여 설명하고, 제 3 장에서는 준변동도 모형(semivariogram model) 적합과 함께 Kriging 내삽(interpolation) 작업 알고리즘을 소개하고, 제 4 장에서는 KORMEX 집중관측자료에 대한 Kriging 내삽 과정과 결과를 보였으며, Kriging 작업은 공간분석 전용 패키지인 GS+를 사용하여 수행하였다.

## (2) 자 료

KORMEX 프로그램의 집중관측기간(intensive observation period, IOP)는 1차(1998.6.25 ~ 7.4까지 10일간 대전, 안흥, 부산, 강릉)와 2차(1999.6.26 ~ 7.5까지 10일간 대전, 서천, 부산, 강릉)에 걸쳐 이루어졌으며, 라윈존데를 6시간 간격으로 고도 30km 이상까지 기압, 고도, 온도, 노점온도, 상대습도, 풍향, 풍속에 대하여 조사하였다.

KORMEX 집중관측자료는 결측치를 포함하고 있으며, Fig 3.8.71은 결측치 유형을 나타낸다. 유형 I, V, VI은 라윈존데 비양에 실패한 경우로 고도 전체에서 결측치가 나타나고 있으며 유형 II, III, IV 는 다른 변수 자료는 있으나 중간 자료가 없는 경우로서 계기 고장이나 신호처리의 오류로 인한 결측치이며, 존데가 올라가는 도중에 부분적으로 결측치가 발생하고 있음을 알 수 있다. 한 지점당 존데의 비양 회수는 40번(6시간 간격으로 10일간)이며, 1998년 대전의 경우에는 8~16번째, 안흥

은 3, 4, 32, 33, 39번째, 부산은 3~6번째, 강릉은 14와 34번째에서 비양 실패를 하였으며, 1999년에 부산에서 1, 11, 12번째에서 비양실패를 하였다. 유형 II, III, IV의 경우는 모든 지점에서 수시로 나타나고 있다.

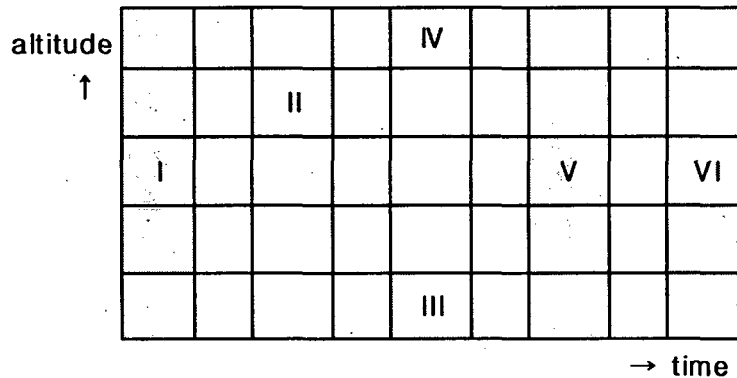


Fig. 3.8.71. Types of Missing values

### (3) 연구 방법

#### (가) 시공간분석

분석에 사용되는 KORMEX 집중관측자료는 이상치에 대한 보정이 이루어진 자료이지만 결측치를 포함하고 있으며, 고도에 따른 이간격 자료이므로 시계열분석이나 동적선형모형과 같은 일반적인 통계적 모형 분석에 적합하지 않다. 따라서 본 연구에서는 KORMEX 집중관측자료의 결측치를 보완하고 격자화시키는 작업을 목적으로 하였다. 관측지점별로 구분하여 작업하였으며, 존데비양시간과 고도에 따른 각 변수값을 공간자료로 생각하여 결측치의 보완과 격자화 작업을 동시에 수행하였다. 즉, 라원존데 비양시간(launching time)을  $x$  값으로 고도(altitude)를  $y$  값으로 하여 해당 시간과 고도에서의 각 변수값을  $Z_i(x, y)$ 로 두고, 공간분석에서 최적 내삽(optimal interpolation)기법 중 하나인 Kriging 기법을 사용하였다. Kriging 기법은 지질학에서 탐사를 위한 방법으로 Krige(1951)에 의하여 제안된 통계적 방법으로 공간자료 및 시공간자료분석에 널리 사용되고 있다. Kriging 기법에 대한 자세한 사항은 Cressie (1993)를 보면 된다.

Kriging 기법을 이용한 최적 내삽은 다음과 같다.  $s$ 를  $d$ 차원의 유클리드 공간에서 자료의 위치라 하면  $s$ 에서의  $Z(s)$ 가 확률과정을 따를 때  $D \subset R^d$ 에서 공간위치  $s$ 는 다양한 값을 가질 수 있다.  $\{Z(s): s \in D\}$ 는 알려진 공간위치  $(s_1, \dots, s_n)$ 에서의 공간자료를 나타내는 확률변수로 생각할 수 있으며  $\{z(s): s \in D\}$ 는 확률과정의 실현치를 나타낸다. 공간자료를 표현하는 모형식은  $Z(s) = \mu(s) + \delta(s)$ 로 표현된다. 여

기서 공간위치  $s$ 의 함수인  $\mu(s)$ 는 신호를 나타내며  $\delta(s)$ 는 잡음을 나타낸다.

일반적으로 공간자료분석의 편리성을 위하여  $\{Z(s): s \in D\}$ 는 내재적 정상성 (intrinsically stationarity)을 갖는 것으로 가정한다. 내재적 정상성이란  $\{Z(s): s \in D\}$ 에서 임의의  $s$ 와  $h$ 에 대하여 (1)  $E(Z(s+h) - Z(s)) = 0$ , (2)  $Var(Z(s+h) - Z(s)) = E(Z(s+h) - Z(s))^2 = 2\gamma(h)$ 을 만족하는 것을 뜻한다. (2)의  $2\gamma(h)$ 를 변동도(variogram)라 하며 두 위치사이의 공간변동을 나타내는 척도로 사용하며,  $\gamma(h)$ 를 준변동도(semivariogram)라고 부른다.  $\gamma(h)$ 의 중요한 성질로는  $\gamma(-h) = \gamma(h)$ ,  $\gamma(0) = 0$ ,  $\lim_{|h| \rightarrow 0} \gamma(h) = c_0 > 0$  ( $c_0$ 는 nugget 효과)가 있다. 자료를 이용하여 준변동도를 구하고, 모수적인 방법으로 준변동도 모형을 적합하고, 최적 모형을 선정한 후에 알려진 공간위치에서 관측된 공간 자료로부터 원하는 지점의 값을 예측하는 Kriging 내삽을 적용하여 최적 예측치를 구한다. Kriging 기법에는 (1)  $\mu(s)$ 이 알려져 있는 경우에 적용하는 simple Kriging, (2)  $\mu(s)$ 이 미지의 상수라고 알려져 있는 경우에는 ordinary Kriging, (3)  $\mu(s)$ 가 상수가 아닌 비정상성을 지니고 있는 경우에 적용하는 universal Kriging으로 구분하며, 본 연구에서는 universal Kriging을 사용하였다.

#### (나) 준변동도 모형

구조 분석의 중요한 도구로서 준변동도는 연속성, isotropy/anisotropy, correlation range, source of variability을 구조적 정보로 이용하며 중요한 모수는  $\alpha(0) = \lim_{|h| \rightarrow \infty} \gamma(h)$ 로 표현되는 sill,  $a$ 로 표현되는 반경(radius)과 nugget 효과이다. 경험적 변동도(empirical variogram)은 다음과 같이 표현된다.

$$2\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{|N(h)|} \sum [Z(s_i) - Z(s_j)]^2$$

본 연구에서는 분석을 위하여 Gamma Design Software사의 윈도우용 GS+ 패키지를 사용하였으며, 고려한 준변동도 모형은 다음과 같다.

#### (1) 구형 모형(spherical model)

$$\gamma(h; \theta) = \begin{cases} 0, & \|h\| = 0 \\ c_0 + c_s \left( \frac{3}{2} \frac{\|h\|}{a_s} - \frac{1}{2} \left( \frac{\|h\|}{a_s} \right)^3 \right), & 0 \leq \|h\| \leq a_s \\ c_0 + c_s, & \|h\| > a_s \end{cases} \quad \text{여기서 } \theta = (c_0, c_s, a_s)$$

#### (2) 지수 모형(exponential model)

$$\gamma(h; \theta) = \begin{cases} 0, & h=0 \\ c_0 + c_e(1 - \exp(-\frac{\|h\|}{a_e})), & h \neq 0 \end{cases} \text{ 여기서 } \theta = (c_0, c_e, a_e)$$

(3) 선형 모형(linear model)

$$\gamma(h; \theta) = \begin{cases} 0, & h=0 \\ c_0 + b_L\|h\|, & h \neq 0 \end{cases} \text{ 여기서 } \theta = (c_0, b_L)$$

(4) linear-to-sill model

$$\gamma(h; \theta) = \begin{cases} 0, & h=0, \|h\| \leq a_{LS} \\ c_0 + \|h\|b_{LS}/a_{LS}, & h \neq 0, \|h\| \leq a_{LS} \\ c_0 + b_{LS}, & \|h\| > a_{LS} \end{cases} \text{ 여기서 } \theta = (c_0, b_L)$$

(5) 가우시안 모형(Gaussian model)

$$\gamma(h; \theta) = \begin{cases} 0, & h=0 \\ c_0 + c_g(1 - \exp(-\frac{\|h\|^2}{a_g})), & h \neq 0 \end{cases} \text{ 여기서 } \theta = (c_0, c_g, a_g)$$

(다) Kriging 내삽

본 연구에서는 KORMEX 집중관측자료에 대하여 관측지역별, 변수별로 결측치를 보완하고, 격자 자료화를 위하여 Kriging 내삽 기법을 적용하였다. Kriging은 오차들의 분산을 최소화 하는 최적 예측으로 생각할 수 있으며 예측 값의 공간분포로부터 추정되는 예측 값의 MSPE(mean square prediction error)을 최소화 하는 최적 예측 값을 구한다. 따라서 고도를 20m 간격(관측지점 지표고도로부터 20km까지)으로 하여 universal Kriging을 적용하면 공간자료  $Z(s)$  에 관련된 모형식은 다음과 같다.

$$Z_{n \times 1} = X\beta + \delta \quad (\text{관측자료에 의한 모형식})$$

$$Z(s_0) = x'\beta + \delta(s_0) \quad (\text{대상지역의 값 추정식})$$

따라서  $MSPE(p(Z:B)) = E[Z(B) - p(Z:B)]^2$  을 최소화 하는  $Z(s)$  의 예측치  $p(Z:B)$  는 다음과 같이 표현된다.

$$p(Z:B) = \sum_i \lambda_i Z(s_i)$$

여기서  $\lambda'X = x'$  는 불편성을 만족하기 위한 제한조건이며, MSPE를 최소화 하는  $Z(B)$  의 최적 예측치를 추정하면 BLUP(best linear unbiased predictor)이 되고, 추정치와 분산은 다음과 같다.

$$\hat{\lambda}' = (\gamma + X(X'\Gamma^{-1}X)^{-1}(x - X'\Gamma^{-1}\gamma))'\Gamma^{-1}$$

$$\sigma_{UK}^2(B) = \gamma'\Gamma^{-1}\gamma - (x - X'\Gamma^{-1}X)(X'\Gamma^{-1}X)^{-1}(x - X'\Gamma^{-1}\gamma)$$

여기서  $\Gamma = (\gamma(s_i - s_j))$ 인 행렬이다, 따라서 추정된 최적 예측치는 다음과 같다.

$$\hat{Z}(B) = x'\hat{\beta} + \hat{\delta}(B)$$

여기서  $\hat{\beta} = (X\Gamma^{-1}X)^{-1}X'\Gamma^{-1}Z$ ,  $\hat{\delta}(B) = \gamma'\Gamma^{-1}(Z - X\hat{\beta})$ 이다. 즉 추정된 최적 예측치는 다음과 같다.

$$\hat{Z}(B) = \lambda'Z$$

여기서  $\lambda' = [\gamma + X(X'\Gamma^{-1}X)^{-1}(x - X'\Gamma^{-1}\gamma)]'$ 이다. Kriging 내삽을 위한 과정은 다음과 같다.

[단계 1] 준변동도를 계산한다.

[단계 2] 계산된 준변동도에 대한 등고선도(surface)를 생성

[단계 3] 모수적 준변동도 모형을 선택한다.

[단계 4] 결측치 보완과 격자화를 위한 Kriging 내삽 계산 및 결과 저장

[단계 5] Kriging 결과에 대한 3차원/2차원 그림 작업

[단계 6] 검증 작업

#### (4) 결 과

(가)시공간분석의 scaling 문제

Kriging 내삽 기법을 적용하여 관측지점별, 변수별로 결측치 보완과 격자 자료화를 위하여 공간분석을 하는데 있어서 척도 문제가 발생한다. 즉,  $x$ 좌표는 비양시간이며  $y$ 좌표는 고도로 측정단위가 다르다. 따라서 다른 척도의 두 변수를 공간좌표로 사용하기 위해서는 재척도화가 필요하다. 다양한 실험을 통하여 추정치와 관측 자료를 비교한 결과, 존데 비양순서(1~40)를 1000배하여 1000~40000으로 한 경우가 올바른 결과를 나타내었다. 즉, 고도 1m와 1000/6시간이 주변의 값들에 대하여 같은 정도의 영향을 주고 있음을 알 수 있었다. 이에 대한 물리적인 의미 해석은 기상학자들에게 맡긴다. 시간의 흐름에 따른 모형의 변화를 살피기 위하여 1~40의 존데비양시간을 몇 개의 구간(비양실패로 인한 결측부분이 있어 지점별로 다르게 나누었음)으로 나누어 분석하였다.



(나) 변수별, 지역별 준변동도 model 형태 빈도분석

변수별, 지역별로 준변동도 모형의 형태에 빈도분석결과는 Table 3.8.18에 나타나 있다. 1998년에서 (1) 강릉의 경우, 각 변수에 따른 준변동도 모형을 살펴보면, 기압은 4개의 구간이 I(isotropic, 등방성), 2개의 구간이 A(anisotropic, 비등방성)로 나타나며 기온은 3개의 구간이, 노점온도는 5개의 구간이 I로 나타난다. 풍향과 풍속은 모든 구간이 I로 나타난다. 각 변수에 대한 준변동도 모형 적합 결과를 살펴보면, 기압, 기온, 노점온도에서 모든 구간에서 G(Gaussian model)를 따르고 있으며, 풍향은 1개의 구간이 L(linear model)로, 2개의 구간이 LS(linear-to-sill model)로, 3개의 구간이 G를 따른다. 풍속은 6개 모두가 LS를 따른다. (2) 대전의 경우, 기압은 2개의 구간이, 기온은 1개의 구간이, 노점온도는 3개의 구간이 I로 분류되었다. 풍향과 풍속에서는 6개 구간 모두가 I로 나타났다. 준변동도 모형 적합 결과는 기압, 기온, 노점온도는 모두 G를 따르며, 풍향은 1개의 구간만 E(exponential model)를 따르고 나머지 구간에서는 G를 따르고 있음을 알 수 있다. 풍속의 경우에는 각각 3개씩의 구간이 LS와 G를 따른다. (3) 부산의 경우, 기압은 6개, 기온은 1개, 노점온도는 4개, 풍향은 10개, 풍속은 12개 구간에서 I가 되며, 기압은 6개, 기온은 11개, 노점온도는 8개, 풍향은 2개 구간에서 A로 나타나며, 풍속은 A가 나타나지 않는다. 모형 적합 결과는 기압, 기온, 노점온도가 모든 구간에서 G를 따르고 풍향은 L이 2개, LS가 1개, G가 9개로, 풍속은 E가 2개, LS가 5개, G가 5개의 구간으로 나타났다. (4) 안동에 대해서 살펴보면 기압과 기온에서 2개, 5개 구간이 각각 I와 A로 분류되었고, 노점온도에서는 1개만 A로 분류되었다. 풍향과 풍속은 모든 구간이 I로 분류되었다. 변수별 모형적합에 있어서도 기압, 기온, 노점온도는 모든 구간에서 G가 적합되었으며 풍속은 모든 구간에서 LS로 적합되었다. 풍향은 L, LS, G로 각각 2개, 1개, 4개의 구간이 적합되었다.

1999년에는 (1) 강릉의 경우, 기압, 기온, 노점온도는 모두 I이며, G에 적합되었으며 풍속은 5개 구간 모두가 I이며 LS에 적합되었다. 풍향은 1개 구간만이 A이며 모형적합에 있어서는 S(구형모형), LS, G가 각각 2개, 1개, 2개의 구간에서 적합되었다. (2) 대전의 경우는, 기압, 기온, 노점온도는 A가 각각 10개, 11개, 8개의 구간에서 나타나 대체로 많은 비중을 차지한다. 반면에 풍향, 풍속은 I가 11개 구간 모두에서 나타난다. 모형적합 결과는 풍향과 풍속을 제외한 모든 변수에서 G가 적합되었다. (3) 부산의 경우를 살펴보면 기압과 노점온도는 I가 각각 6개 구간으로 동일하게 나타나지만 풍향과 풍속은 I가 각각 11개, 12개 구간으로 월등히 많으며 기온은 I가 3개의 구간으로 나타났다. 모형적합 결과는 기압, 기온, 노점온도의 경우

모든 구간에서 G를 따른다. 서천의 경우를 살펴보면 풍향을 제외한 다른 변수의 준 변동도모형이 대체로 A로 나타나고 있다. 모형적합 결과 기압과 기온, 노점온도는 모두 G로 적합되었으며 풍향과 풍속의 경우에도 대부분 G를 따른다. 전체적으로는 가우시안 모형이 가장 많이 적합되었다.

**Table 3.8.18.** Frequency table of semivariogram models

I: Isotropic, A: Anisotropic, S: Spherical, E: Exponential, L: Linear, L-S: Linear-to-sill, G: Gaussian, HP: pressure, T: temperature, TD: dew-point temperature, WD: wind direction, WS: wind speed

	Kangreung(98)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	4	2	0	0	0	0	6
T	3	3	0	0	0	0	6
TD	5	1	0	0	0	0	6
WD	6	0	0	0	1	2	3
WS	6	0	0	0	0	6	0

	Daejeon(98)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	2	4	0	0	0	0	6
T	1	5	0	0	0	0	6
TD	3	3	0	0	0	0	6
WD	6	0	0	1	0	0	5
WS	6	0	0	0	0	3	3

	Pusan(98)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	6	6	0	0	0	0	12
T	1	11	0	0	0	0	12
TD	4	8	0	0	0	0	12
WD	10	2	0	0	2	1	9
WS	12	0	0	2	0	5	5

	Anheung(98)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	2	5	0	0	0	0	7
T	2	5	0	0	0	0	7
TD	6	1	0	0	0	0	7
WD	7	0	0	0	2	1	4
WS	7	0	0	0	0	7	0

	Kangreung(99)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	5	0	0	0	0	0	5
T	5	0	0	0	0	0	5
TD	5	0	0	0	0	0	5
WD	4	1	2	0	0	1	2
WS	5	0	0	0	0	5	0

	Daejeon(99)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	1	10	0	0	0	0	11
T	0	11	0	0	0	0	11
TD	3	8	0	0	0	0	11
WD	11	0	3	1	0	3	4
WS	11	0	2	1	0	4	4

	Pusan(99)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	6	6	0	0	0	0	12
T	3	9	0	0	0	0	12
TD	6	6	0	0	0	0	12
WD	11	1	3	0	2	3	4
WS	12	0	1	1	0	7	3

	Seochun (99)						
	I	A	S	E	L	LS	G
HP	3	9	0	0	0	0	12
T	2	10	0	0	0	0	12
TD	4	8	0	0	0	0	12
WD	12	0	1	0	0	1	10
WS	3	9	3	0	1	0	8

#### (다) Kriging 내삽 계산과정

Kriging 내삽 작업은 모든 관측지점과 시간 그룹에서 동일한 과정으로 수행되었으며, 각 그룹별로 별도로 준변동성 모형을 결정하였으며, 최적 격자화 작업을 수행하고, 결과를 파일로 저장하는 한편 3차원 그림과 2차원 그림을 생성하여 격자화 결과를 조사하였으며, 기압에 따른 각 변수의 존재시간과 연직방향 값들을 그린 그림을 생성하여 격자화 자료와 더불어 관련 연구에 도움을 주고자 하였다. 본 보고서에서는 결과의 종류와 양이 매우 많으므로 1998년도 안흥에 대한 결과에 대해서만 단계별로 설명하고자 한다. Fig 3.8.72에서 (a)는 입력자료의 형태를 보여주고 있으며, (b)는 준변동도 계산후 등고선도를 그린 것으로 등고선이 동심원 형태를 가지므로 등방위 모형이 맞는 것으로 나타나고 있다. (c)는 준변동도 모형들을 적합시킨 것으로 각각의 잔차제곱합(RSS)과 결정계수(r<sup>2</sup>)를 보면 다음과 같다. (RSS: S=1.969E06, E=3.042E06, L=1.596E06, LS=1.596E06 G=6.091E05, r<sup>2</sup>: S=0.930, E=0.877, L=0.949, LS=0.949, G=0.972). 즉, 다음과 같은 가우시안 모형이 최적 모형을 알 수 있다.

$$\gamma(h; \theta) = \begin{cases} 0, & h=0 \\ 1 + 3112(1 - \exp(-\frac{\|h\|^2}{20910})), & h \neq 0 \end{cases}$$

(d)는 가우시안 모형을 적합한 결과를 그림으로 보여주고 있다. (e)는 고도를 20m 간격으로 시간을 1000(6시간) 간격으로 격자점을 만들고 저장하는 Kriging 내삽 계산과정이며, (f)는 Kriging 내삽 결과에 대한 2차원과 3차원 등고선 그림이고, (g)는 최종적으로 생성된 격자점 자료이다. Fig 3.8.73은 안흥의 기온과 노점온도에 대한 격자화 결과를 기압(y축)에 대하여 그린 것이다.

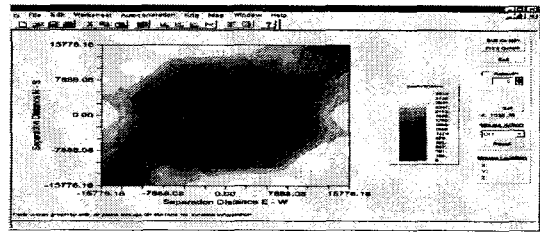
#### (5) 결 론

KORMEX 집중관측자료에 대하여 Kriging 내삽기법을 이용하여 결측치 보완과 격자화 작업을 수행하였다. 시간과 고도에 따른 시공간자료이므로 좌표의 척도를 1000 대 1로 조정하였으며, 관측 지점별로 따로 작업을 수행하였고, 비양시간에 따른 모형의 변화를 살펴보기 위하여 몇 개의 구간으로 나누어 작업을 하였다. 6시간 간격, 20m 간격으로 20Km 까지 격자점 자료를 생성하였다. 일반적으로 시공간자료 분석을 위한 시계열 분석, 동적선형모형, 비선형모형과 같은 통계적 모델링에서는 결측치가 없는 격자화된 자료를 선호하고 있으므로, 본 연구의 결과로 생성된 KORMEX 집중관측자료는 관련 연구에 유용하게 활용될 수 있을 것이다.

(a) input data

Case	1	2	3	4
Name	X-Coord	Y-Coord	Z	
1	1000.00	70.00	19.16	
2	1000.00	76.00	19.40	
3	1000.00	93.00	19.00	
4	1000.00	108.00	19.00	
5	1000.00	126.00	19.30	
6	1000.00	144.00	19.70	
7	1000.00	160.00	19.90	
8	1000.00	179.00	20.10	
9	1000.00	200.00	20.10	
10	1000.00	222.00	20.00	
11	1000.00	242.00	20.00	
12	1000.00	262.00	19.90	
13	1000.00	283.00	19.90	
14	1000.00	303.00	19.90	
15	1000.00	322.00	19.80	
16	1000.00	342.00	19.90	

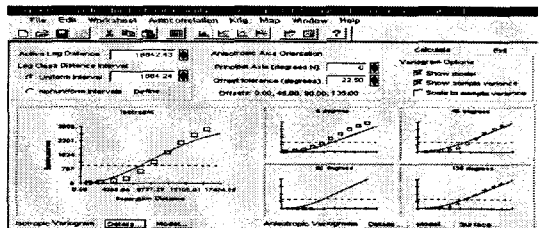
(b) semivariogram surface



(c) Fitting semivariogram models

Model	Nugget Co	Sill Co + C	Range Parameter A0	Effective Range	Proportion C(Co+C)	r2	RSS
<input checked="" type="radio"/> Spherical	1.00000	3112.0000	26210.0000	1.000	0.938	1.969E06	
<input type="radio"/> Exponential	1.00000	3112.0000	14490.0000	43470.0000	1.000	0.877	3.042E06
<input type="radio"/> Linear	1.00000	793.000000	4990.0000	4990.0000	0.999	0.949	1.598E06
<input type="radio"/> Linear to sill	1.00000	2502.0000	15760.0000	15760.0000	1.000	0.948	1.536E06
<input type="radio"/> Gaussian	1.00000	3112.0000	20510.0000	36217.1824	1.000	0.972	6.980E5

(d) Fitted Gaussian model



(e) Kriging Interpolation

GS+ Geostatistics for the Environmental Sciences (p2011.11.1.ear) - Interim Analysis

File Edit Worksheet Autocorrelation Krig Map Window Help

**Interpolation Grid**

Uniform grid (specified intervals)

Direction: X Range: 1000.00 - 7000.00 Interval: 1000.0000 Points (n): 7  
 Y Range: 64.00 - 19999.00 Interval: 20.0000 Points (n): 997

Nonuniform grid (specified points)

Include irregular shapes (polygons)

Output File Name: c:\data\kormex\9999ps20\_1\_11.i.p.krg File Format: View Select

**Calculate** **Exit**

Cross-Validate

**Interpolation Method**

Block Kriging

Local Grid

Point Kriging

**Variogram Model Type**

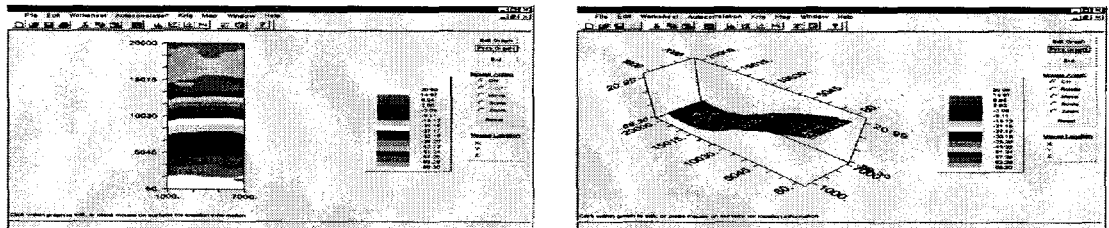
Isotropic Model (Gaussian)

Anisotropic Model (Gaussian)

**Search Neighborhood**

Number of Neighbors: 16  
 Search radius: 20803.04

(f) Kriging mapping(2-dim/3-dim)



(g) Kriging output data set

```

c:\data\kormex\9999ps20_1_11.i.p.krg (237904 bytes)
GS+ Output: Punctual Kriging Interpolation File v3.0
Set:
Dimensions: 2, Interval source: Calculated
Interpolation interval (x, y): 1000, 20
X-coor:
  range: 1000.00 - 7000.00
Y-coor:
  range: 64.00 - 19999.00
Z-est:
  range: -69.301 - 20.988
Z-ss:
  range: 1.004 - 2.703
Mean Z-estimate (sd): -29.146 (928.543)
Valid N: 8986; Missing N: 0; Missing Value Indicator: -999
X-Coordinate Y-Coordinate Z-Estimate EstStdDev n
1000.00 69.50 19.477 1.014 16
1000.00 79.50 19.508 1.014 16
1000.00 89.50 19.539 1.014 16
1000.00 119.50 19.570 1.014 16
1000.00 139.50 19.601 1.015 16
1000.00 159.50 19.632 1.015 16
1000.00 179.50 19.663 1.015 16
1000.00 199.50 19.693 1.015 16
1000.00 219.50 19.724 1.016 16
1000.00 239.50 19.776 1.017 16
1000.00 259.50 19.830 1.017 16
1000.00 279.50 19.883 1.017 16
1000.00 299.50 19.911 1.018 16
1000.00 319.50 19.910 1.018 16
1000.00 339.50 19.900 1.019 16
1000.00 359.50 19.859 1.018 16
1000.00 379.50 19.828 1.019 16
1000.00 399.50 19.791 1.019 16
1000.00 419.50 19.724 1.020 16

```

Fig. 3.8.72. Procedure of Kriging Interpolation

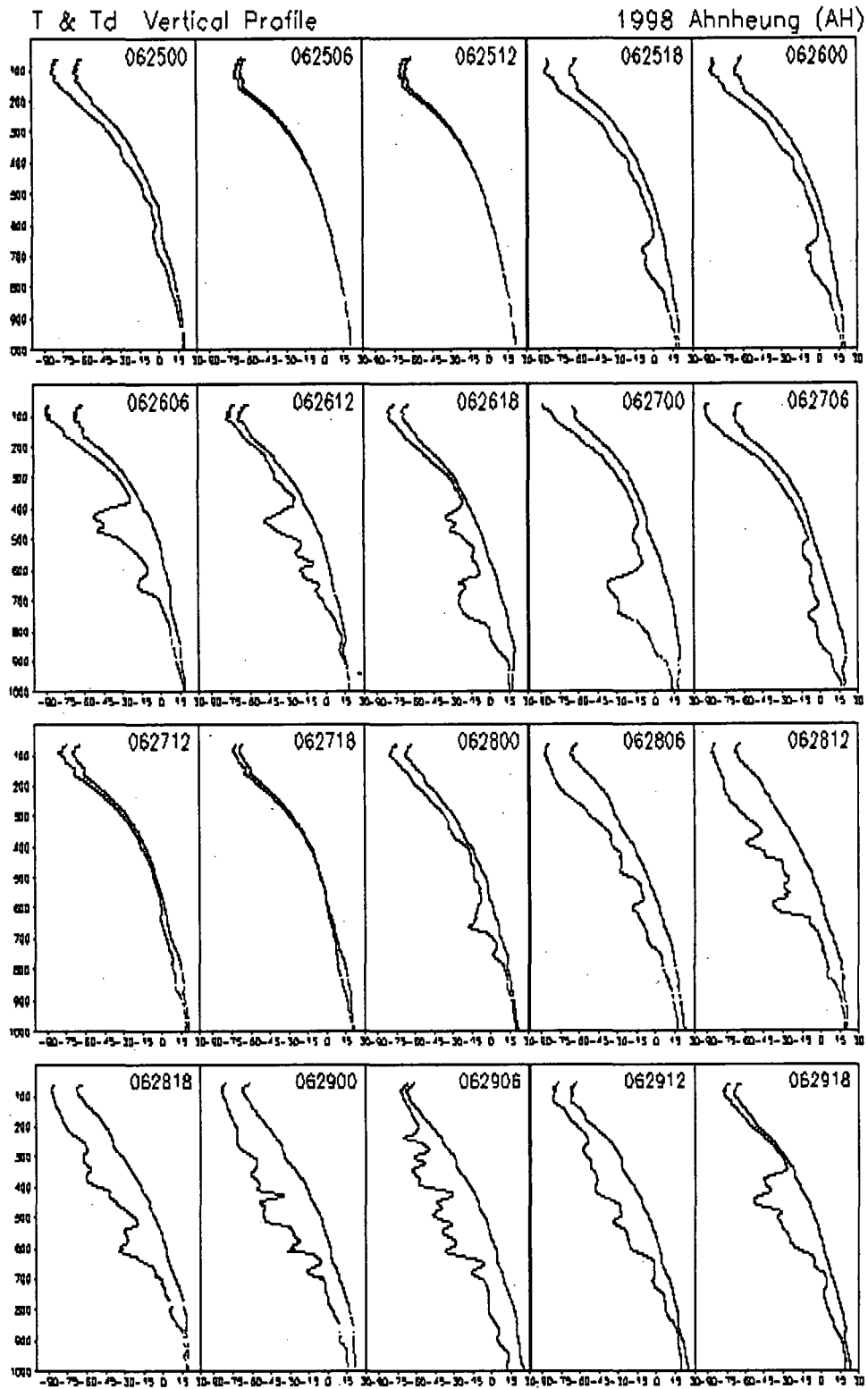


Fig. 3.8.73. Plot of Temperature and Dew-point Temperature  
(Ahnheung 1998, 6.25~6.29)

라. 장마기간중의 산악연안에서의 강수와 대기경계층의 발달과의 관계

(1) 흐린날의 야간접지층과 대기경계층의 발달구조

(가) 야간접지역전층 발생

1999년 6월 28일 03시 다음날 29일 03시까지 야간접지역전층과 낮의 대류경계층의 발달을 조사하였다. 27일에 날씨가 맑았고 28일 13시까지는 맑은 날씨가 계속된 후 차츰 흐려졌다. 28일에 저기압이 우리나라 남쪽에 위치하고 있어 강릉지역에는 남서풍이 불고 있고, 전운량이 10인 흐린 날씨를 보이고 있었다. 강릉시내는 열은 박무가 끼여 있었고 저녁무렵에는 이슬비가 약하게 내렸다(강수량 0mm).

28일 03시의 관측자료 중 연직기온분포를 보면 이 시간대에는 날씨가 맑았기 때문에 습도가 매우 낮고, 지표에서 24.9m고도까지는 기온이  $0.095^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 로 감소하는 야간지표난류층(Nocturnal surface turbulence layer)이 형성되어 있다(Fig. 3.8.74, Fig. 3.8.75).

그러나 24.9m에서 196.6m까지는 기온감률이  $0.0176^{\circ}\text{C}$ 인 야간접지역전층(Nocturnal surface inversion layer)이 형성되어 있었으며, 지표난류층을 포함한 야간접지경계층의 고도는 221.2m에 달한다. 역전층고도에서 1000m까지 기온감률이  $0.00682^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 인 불안정층이 있고, 그 위로 60m 고도에 약한 역전층이 존재하고 있다.

이때의 습도상태는 지표에서 48.7%로 매우 낮고, 지표난류층 고도에는 51.8%로 약간의 증가가 있는 후에 551.3m까지 37.4%로 더욱더 낮아진다(Fig. 3.8.76). 이 이상부터 1007.9m까지는 습도가 다시 41.9%까지 증가한 후 1189.6m지 감소하다가 다시 2328.3m까지 증가하는 양상을 보인다. 실제 대기의 습기상태를 나타내는 혼합비도 습도와 유사한 경향을 갖는데, 지표에서 1.184g/kg의 습기를 갖고, 난류층에서는 1.122g/kg 정도로 여전히 낮은 습기를 유지한 후 약 1000m 고도까지 습기량이 0.847g/kg까지 줄어감을 알 수 있다(Fig. 3.8.77).

경계층의 발달은 기온의 변화에 의해 생기지만 바람의 영향이 매우 크다. 지표에서 풍향은  $193.7^{\circ}$ 인 남풍이며, 야간접지역전층 고도 196.6m까지는  $315^{\circ}$ 인 북서풍으로 풍향이 증가하여 바람이 Veering하므로 종관기상학적인 측면에서는 온난이류(Warm advection)가 유도되는데, 이때 연안으로부터 강릉 시내로 온난기류의 유입이 있게 되지만 그 영향은 작다. 왜냐하면 관측된 습도가 매우 낮은데 이는 비록 종관적인 측면에서는 강릉 지역에 어느 정도의 습기 이류가 있으나 1741.8m 고도에서 9m/s의 강한 북서풍이 역전층고도 아래로 불고 있어 건조한 내륙의 공기가 대관령으로부터 강릉 시내로 흐르고 있음을 알 수 있고, 동해로부터의 습기 유입은

지표의 낮은 층에서만 겨우 이루어진다. 따라서 기온분포, 혼합비와 바람의 분포로부터 야간접지역전층의 고도가 196.6m에 국한됨을 알 수 있다.

이 고도에서 1741.8m고도까지는 355.2<sup>0</sup>로 점차 북풍으로 바뀌어 강릉 해안의 각도 이상이 되므로 동해로부터 습기의 유입이 있게 되어 습도분포에서 보는 바와같이 44.0%로 습도가 다소 상승한다(Fig. 3.8.78, Fig. 3.8.79). 지표의 냉각 상태를 파악하기 위해 현열속(Sensible heat flux)을 계산한 결과 지표에서 약 150m까지 현열속발산(Sensible heat flux divergence)이 있어 지표부근이 야간에 냉각되어 역전층이 형성할 수 있게 됨을 알 수 있다.

이 고도부터 약 500m까지는 현열속수렴(Sensible heat flux convergence)이 있어 위 대기층으로 열이 수송되어 기온의 여전히 높고, 약 1000m까지는 다시 발산하므로 이 공기층이 다시 냉각되므로 기온분포에서 보는 바와 같이 기온이 하강하여 불안정 층으로 바뀌어 감을 알 수 있다(Fig. 3.8.80).

#### (나) 주간 대류경계층 발달

1999년 6월 28일 09시에는 비록 날씨가 흐려 있으나 대류경계층(Convective boundary layer)의 발달이 있었으며, 그 고도가 489.4m에 달하며, 그 위로 약 200m 두께의 상부역전층(Upper inversion layer; 고도 693.4m)이 형성되었다(Fig. 3.8.81, Fig. 3.8.82). 693.4m 이상에서 2604.1m까지는 불안정층이 형성되어 있다. 날씨가 흐림에 따라 태양광선에 의한 지표 가열이 작아(기온 25.0°C) 지표공기의 상승이 약 500m에 국한됨을 알 수 있다. 03시에서 본 바와같이 지표난류층이 존재하며 그 두께는 18.2m이었고 야간에서보다 약간 낮았다.

습도는 지표에서 45.7%이고, 294.3m 고도까지 증가하여 58.8%에 이른다(Fig. 3.8.83, Fig. 3.8.84). 이때 이 층내의 바람은 110°의 남동풍이 불고 있어 비록 지표 습도가 45.7%로 낮더라도 이 층으로 해양에서 습기 유입이 있어 습도가 58.8%로 증가하였으며, 혼합비도 1.1g/kg으로 증가함을 알 수 있다(Fig. 3.8.85, Fig. 3.8.86).

그러나 714.1m 상공까지 즉 대류경계층의 고도위까지 습도가 45.8%, 혼합비가 0.83g/kg로 다시 낮아진다. 풍향도 110°에서 50°, 360°로 차츰 바뀌며, Backing을 나타내 대관령쪽의 내륙 분지의 가열되고 건조한 공기의 유입이 강릉 시내로 이루어지게 된다. 이때의 주 풍향은 남서풍(200°)이므로 내륙에서 가열된 건조한 공기가 강릉 시내로 유입되어 습도가 급속하게 낮아진다. 강릉 기상청에서 관측된 이 시간대의 풍계가 200°이므로 잘 부합된다. 현열속의 분포를 보면 난류층에서는 발산이 있음을 알 수 있고, 대류경계층고도 약간 위 약 700m까지는 현열속발산이나 수렴이 없음을 알 수 있는데 이것은 이 층이 혼합이 시작되고 있음을 알 수 있다(Fig. 3.8.87).

15시에는 지표 가열이 최대(기온 27.2°C)로 되어 대류경계층의 고도가 567m에 달해 09시때보다 77.6m 증가하였다(Fig. 3.8.88, Fig. 3.8.89). 그 위에 거의 같은 고도에 까지 상부역전층(고도 688.4m)이 형성되었으며, 전반적으로 09시때와 유사하였다. 350° 방향을 갖고 2m/s 이하의 약한 바람이 불고 있었으며, 이것은 연안의 해상풍에 의해 동해로 부터 습기의 유입이 이 층 전체에 이루어짐 보게 된다(Fig. 3.8.90, Fig. 3.8.91). 따라서 습도는 지표에서 63.8%로 09시때보다 증가하였고, 대류경계층 약간 위인 고도 607.5m까지 87.1%로 습도가 증가하여 안개와 하층운이 끼



이게 되었는데 혼합비도 지표에서 1.1g/kg에서 607.5m 고도에서 1.43g/kg로 09시때 보다 증가하였다. 이때 강릉기상청에서는 박무가 끼여 있었음을 보고하고 있다.

939.1m까지는 습도가 다시 낮아지는데 풍향이 354.0°에서 220°로 바뀌어 내륙의 건조한 바람이 강릉으로 유입되었기 때문이다(Fig. 3.8.92, Fig. 3.8.93). 현열속도 대류경계층에서는 거의 수렴이나 발산이 이루어지지 않고 있어 이 층은 혼합이 이루어짐을 보게 된다(Fig. 3.8.94).

#### (다) 야간접지역전층 무발생

같은날 21시에는 기온분포에서 나타난 바와같이 불안정층인 지표난류층은 174.4m 까지 이르고, 그 위로 야간접지역전층의 고도가 330.4m로 역전층의 두께가 156m가 되었다. 03시때의 난류층의 두께인 24.9m보다 훨씬크고, 야간접지역전층 고도 196.6m보다 약간 작았다(Fig. 3.8.95, Fig. 3.8.96). 아직까지 지표가 많이 냉각되지 않아 여전히 불안정층인 난류층이 존재하고 그 위에 역전층이 존재하고 있다.

습도의 연직 분포도 03시와 매우 유사한 양상을 나타내고 있으며, 지표부근에서 81.7% 그위 난류층고도에서 69.0%을 나타내고, 지표난류층고도 약간 위의 고도(249.1m)까지 98.0%로 습도(혼합비 1.64g/kg)가 증가하여 안개와 하층운이 형성되기에 충분한 습기량을 갖고 있었다(Fig. 3.8.97, Fig. 3.8.98). 이때 실제 짙은 안개가 하층운이 끼여 있었으며, 이렇게 습도가 높아진 이유는 지표에서 풍향이 255.7°이고, 역전층고도 위 269.4m까지 풍향이 129.7°로 변화하여 Backing이 이루어져 찬공기의 유입에 의해 낮의 공기가 냉각되었을 뿐만 아니라 269.4m 고도에서 풍계가 129.7°인 북동풍이어서 동해로부터 다량의 습기가 유입하여 습도가 높아진 이유이다(Fig. 3.8.99, Fig. 3.8.100).

이때 풍속도 고도 1117.9m에서 6.5m/s에서 지표까지 무풍인 0m/s까지 점차적으로 약한 바람이 불고 있어 있었다. 이 고도에서 2000m 이상까지 풍향이 북동풍을 유지하고 있어 동해로부터의 습기 유입은 이 층 이내에서는 지속적으로 이루어져서 24시부터는 강릉 시내에 농무가 끼었다. 현열속도 지표에서 지표난류층까지 수렴이 있어 지표의 열이 저층대기층으로 수송되고, 지표난류층 고도에서 접지역전층까지 현열의 발산이 있어 이 층이 냉각되어 역전층이 형성할 수 있었다(Fig. 3.8.101).

6월 29일 03시에 지표난류층이 고도 200.4m까지 확장되고 있고, 21시 처럼 330.4m보다 그 높은 고도인 463.6m까지 야간역전층이 형성되고 있다(Fig. 3.8.102, Fig. 3.8.103). 이것은 296.7°에서 360°까지 북서풍 내지 북풍이 강릉 시내로 불어 다량의 습기가 유입되어 361.9m(지표난류층과 역전층사이) 고도에서 습도가 지표

74.1%에서 97.1%까지 증가하여 짙은 안개에 의해 지표 냉각을 막아 지표에서 역전층을 형성을 어렵게 하기 때문이다(Fig. 3.8.104, Fig. 3.8.105). 이때 600m 이하의 저층에서는 풍속도 2.6m/s에서 0.7m/s로 매우 약하게 불고있어 안개가 흩어지지 않았다(Fig. 3.8.106, Fig. 3.8.107). 현열속의 분포를 보면, 지표부근에서 약 330m 고도까지는 약한 수렴 또는 거의 변화가 없거나 하며, 이 고도로부터 약 700m고도까지 발산이 있어 이 층의 냉각을 유도하여 역전층의 형성에 기여하고 있다(Fig. 3.8.108).

날씨가 맑은 03시에는 야간접지역전층이 뚜렷하게 나타나지만, 안개가 끼었을 때는 지표가 충분히 냉각되지 않으므로 접지역전층이 형성이 안되고 지표난류층의 두께가 증가하고 그 위에 역전층이 형성됨을 알 수 있다.

## (2) 맑은날의 야간접지층과 대기경계층의 발달구조

### (가) 야간접지역전층 무발생

1999년 7월 5일 03시에는 날씨가 전날에 이어 박무가 끼여 있어 지표 냉각이 많이 일어나지 않았다. 여전히 20.5m까지는 지표난류층의 존재가 나타나고 있고 677.1m 고도까지는 0.77°C/100m의 기온감률을 나타내며 불안정 대기상태 나타내고 있어 아직까지 역전층을 형성하지 못했다(Fig. 3.8.109, Fig. 3.8.110). 지표에서 습도는 87.1%로 매우 높고, 380m 고도까지 95.8%의 습도를 나타내고 있어 짙은 안개가 끼어 있었다. 이때 풍향은 지표에서 250°인 남서풍이 불고 716m고도까지 풍향이 9.4°인 북북동으로 변화해 가며 Backing 형태를 나타내어 한랭이류를 예상할 수 있으나 실제 풍속은 500m 이하에서는 거의 0m/s이고 그 위 1300m까지 풍속이 7m/s까지 증가하여, 500m 이상에서 내륙 산지로부터 찬 공기의 연안으로의 유입이 있어 냉각에 의해 습도가 매우 높게 되었다.

고도가 증가할수록 풍계가 50°와 15° 등으로 변화해 가므로 해양으로부터 북동기류에 의한 습기의 유입이 지표부근의 온도를 높여 역전층의 발생을 억제하는데 기여되었다(Fig. 3.8.111, Fig. 3.8.112). 즉 습기 유입은 커지고 찬 공기의 이류가 내륙에서 강릉 연안으로 있으므로 냉각되어 안개가 매우 짙게 끼일 수 있었다. 380m고도에서 95.8%의 최대치를 나타내고, 대류경계층고도 680m까지 95.8%의 습도를 유지한 후 793m인 상부역전층까지 72%로 감소한후 다시 1011m고도까지 71.3%로 증가하였다(Fig. 3.8.113, Fig. 3.8.114). 연직습도 분포와 유사하게 380m고도에서 최대의 혼합비가 1.35g/kg까지 증가한 후 다시 대류경계층고도까지 감소하고 있다.

그 677m에서 793m까지는 역전층이 형성되었고 그 층 위로는 불안정층이 다시 형성되어 있었다. 이 경우는 6월 28일 21시와 29일 03시처럼 안개가 발생하여 날씨가 흐린 경우와 같이 접지역전층이 발생하지 않는 양상을 보인다. 현열속도 대류경계층고도까지 거의 일정한 값을 갖는데 대기층의 혼합에 의해 발산이나 수렴이 일어나지 않음을 나타내고 있다(Fig. 3.8.115).

#### (나) 주간 대류경계층의 발달

7월 5일 09시에 지표기온이 24.3°C이고 대류경계층의 고도가 442.7m에 이르며 이 고도에서의 기온이 16.5°C를 나타내고 있어 불안정 대기층을 나타내고 있다(Fig. 3.8.116, Fig. 3.8.117). 442.7m에서 539m까지 상부역전층이 형성되어, 흐린날인 6월 28일의 09시때에 형성된 대류경계층의 고도 489.4 보다 약 40m 정도 낮다. 그리고 539m 이상에서는 다시 불안정층이 되며 1651.3에서부터 1947.7m까지 상부역전층이 생성되고 있다.

지표부근의 습도가 69.3%이고, 대류경계층고도에서 83.8%를 나타내고 있다. 풍계도 지표에서 288.6°에서 고도가 증가 하면서 300°를 거쳐 500m까지 15°로 Veering하고 있어 온난한 공기의 이류에 의해 습기의 유입이 크게 일어나 습도가 대류경계층의 정상에서 최대치를 나타내고 있으며, 실제 혼합비 값도 지표에서 혼합비가 0.96g/kg이고, 대류경계층고도에서는 최대치 1.06g/kg으로 나타내고 있어 실제습기가 정상고도에서 가장 많다(Fig. 3.8.118, Fig. 3.8.119, Fig. 3.8.120, Fig. 3.8.121, Fig. 3.8.122). 현열속도의 분포도 대류경계층까지 수렴하거나 거의 변화하지 않으며, 경계층부근에서는 약한 현열의 발산이 일어나 수렴지역에서 기온이 상승하고 발산지역에서는 공기가 냉각됨을 알 수 있다.

15시에는 지표기온 24.2°C부터 1120.3m까지 기온이 12.4°C로 감소하는 대류경계층이 크게 발달하고 있다(Fig. 3.8.123, Fig. 3.8.124). 흐린날의 대류경계층의 고도 567m에 비해 거의 2배 정도 증가하여 약 1000m까지 발달하는 것이 다르다. 이것은 태양광선에 의해 지표가 많이 가열되어 대류의 발달을 초래했다. 습도는 지표에서 73.5%이고 275.8m까지는 92.2%로 매우 높고 약간의 감소 후 389.2m까지 증가했다(Fig. 3.8.125, Fig. 3.8.126). 그리고 대류경계층고도 926.4m 고도까지 96.3%로 증가했으며, 90%이상의 높은 습도를 갖고 거의 일정한 값을 갖는다. 풍향은 지표에서 108.9°에서 고도가 증가하면서 50°, 점차 360°로 Backing하고 있어 동해로부터 유입된 습기의 냉각이 일어났다(Fig. 3.8.127, Fig. 3.8.128, Fig. 3.8.129). 따라서 맑은 날에는 태양광선에 의해 지표가 매우 크게 가열되므로 지표에 접한 공기가 열을 전도받아 1100m이상의 고도까지 상승이 가능하다. 그러나 그 이상의 고도까지 대류

경계층의 발달을 발견하기 어려운 것은 대관령을 넘어오는 서풍의 바람에 의해 공기의 상승이 차단되어 동풍으로 방향을 바꿔 동해로 이동해 가거나(Choi, 1999), 또는 대관령을 넘어 가게 되므로 상승이 어렵다.

#### (다) 야간접지역전층의 발달

21시 지표냉각이 일어나서 야간접지역전층이 뚜렷하게 나타난다. 지표기온은 19.8°C로 15시때의 기온 24.2°C보다 4.4°C 감소하였다(Fig. 3.8.130, Fig 3.8.131). 지표부근에서는 여전히 지표난류층이 85.3m의 두께를 갖고 존재하며, 85.3m에서 173.3m까지 야간접지역전층이 나타나고 있다. 173.3m에서 1431.2m까지는 기온이 건조단열감률보다 더 작아 불안정층이 형성되고 있다. 만약 지표난류층을 야간접지역전층에 포함시켜 생각하면 야간접지역전층의 두께는 173.3m에 달한다. 이 경우는 6월 28일 새벽 03시에 그 전날 27일이 날씨가 맑아 지표 냉각이 잘 일어났기 때문에 6월 28일 새벽에 형성된 야간접지역전층의 고도 221.5m와 근사한 고도를 갖는다.

습도는 지표냉각에 의해 지표에서 86.7%로 높고, 난류경계층고도인 50.5m에서는 69.7%로 낮아지는데 이것은 대관령 서쪽으로부터 228.7°의 남서풍에 의해 건조하고 찬 공기가 유입되기 때문이다. 야간접지역전층내인 138.1m까지는 습도가 81.3%까지 다시 증가하는데, 이 곳에서는 풍향이 이미 330°이상으로 바뀌어 북서-남동으로 기울어진 해안선 가도 이상으로 크져서 해양으로부터 습기의 유입이 있기 때문이다(Fig. 3.8.132, Fig 3.8.133, Fig 3.8.134). 그 위의 고도 325.8m까지 습도가 74.6%로 다시 약간 낮아진 후 570.5m까지 94.8%로 높아진 후, 계속해서 1392.5m까지 95.1% 그대로 유지 하는것은 355°에서 10°까지 북풍계열의 바람에 의해 해양으로부터의 습기 유입이 주 원인이다. 혼합비도 습도와 같은 경향을 나타내고 있다. 현열속은 접지역전층 하부에서는 현열속의 수렴이 있으나 역전층내에서는 거의 변화가 없고, 약 1300m 고도까지 변화가 매우 미미한데, 이는 역전층부터 역전층 상부까지 습도가 높아 현열의 변화가 매우 작게 되었다.

#### (3) 결론

안개가 끼거나 이슬비가 오는 날씨가 흐린날에는 야간접지역전층의 고도가 지표에서 약300m 이상으로 증가하고, 날씨가 맑은 날에는 접지역전층의 고도가 200m 내외로 키가 작다. 이것은 지표냉각이 날씨가 맑은날에 크게 일어났기 때문이다.

대류경계층의 고도는 날씨가 흐린날에는 지상 600m 이내에 국한되며, 반대로 맑은날에는 1100m이상으로 발달함을 알수 있다. 흐린날에는 지표가열이 작아 대류의

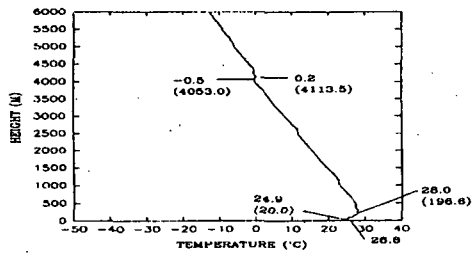


Fig. 3.8.74. Vertical profile of air temperature(°C) at 0300LST, June 28 1999 in Kangnung city.

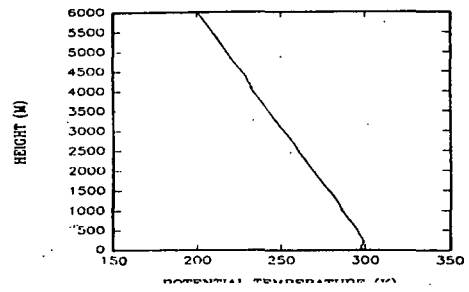


Fig.3.8.75. As shown in Fig. 3.8.74 except for potential temperature(K)

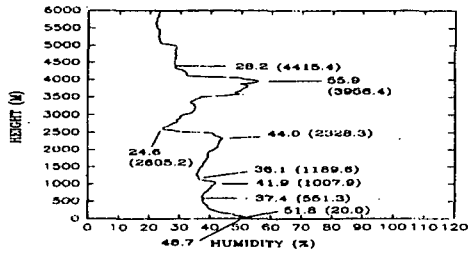


Fig. 3.8.76. As shown in Fig. 3.8.74, except for humidity(%).

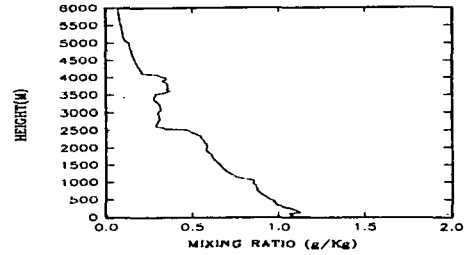


Fig. 3.8.77. As shown in Fig. 3.8.74, except for mixing ratio(g/kg)

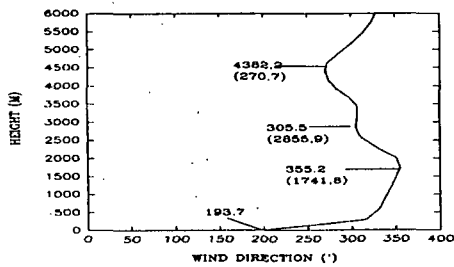


Fig. 3.8.78. As shown in Fig. 3.8.74, except for wind direction(°).

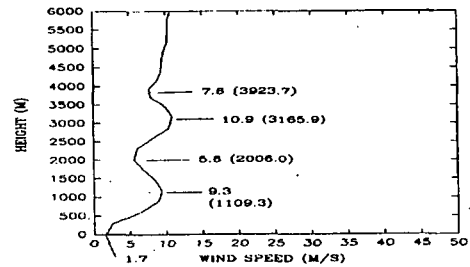


Fig. 3.8.79. As shown in Fig. 3.8.74, except for wind speed(m/s).

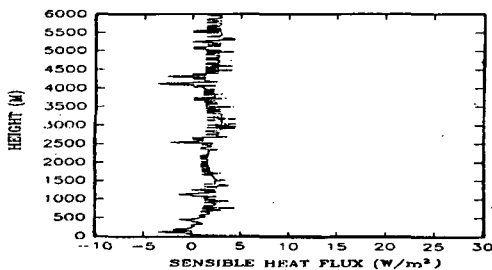


Fig. 3.8.80. As shown in Fig. 3.8.74, except for sensible heat flux(W/m<sup>2</sup>)

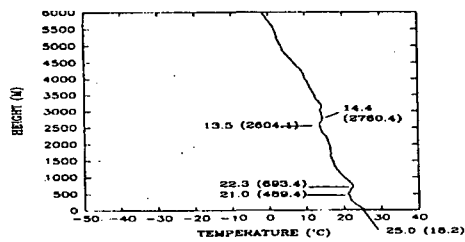


Fig 3.8.81 Vertical profile of air temperature(°C) at 0900LST, June 28, 1999 in Kangnung city.

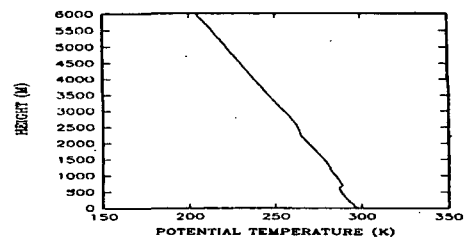


Fig. 3.8.82. As shown in Fig. 3.8.81, except for potential temperature(K)

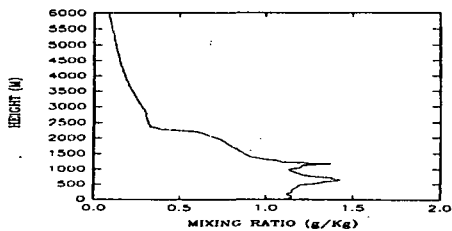


Fig. 3.8.83. As shown in Fig. 3.8.81, except for humidity(%).

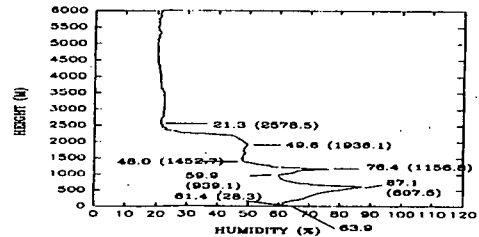


Fig. 3.8.84. As shown in Fig. 3.8.81, except for mixing ratio(g/kg).

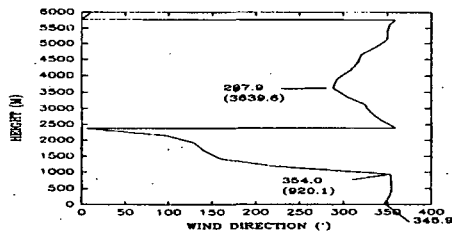


Fig. 3.8.85. As shown in Fig. 3.8.81, except for wind direction(°)

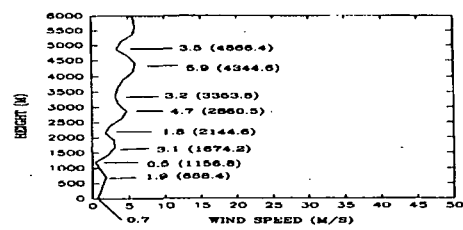


Fig. 3.8.86. As shown in Fig. 3.8.81, except for wind speed(m/s).

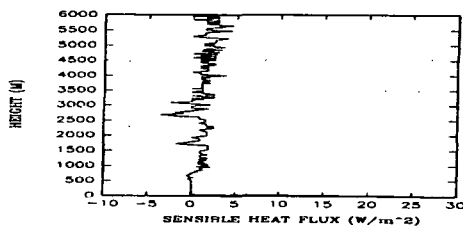


Fig. 3.8.87. As shown in Fig. 3.8.81, except for sensible heat flux(W/m<sup>2</sup>)

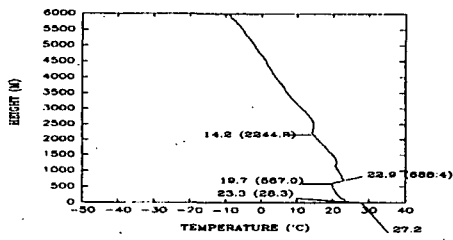


Fig. 3.8.88. Vertical profile of air temperature(°C) at 1500LST, June 28, 1999 in Kangnung city.

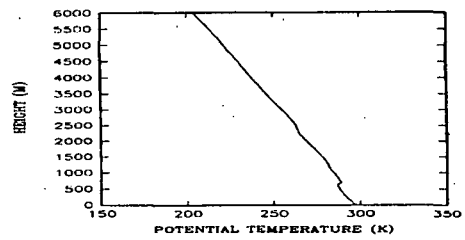


Fig. 3.8.89. As shown in Fig. 3.8.88, except for potential temperature(K).

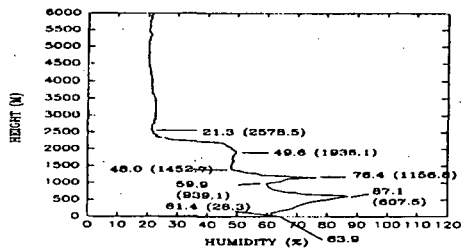


Fig. 3.8.90. As shown in Fig. 3.8.88, except for humidity(%).

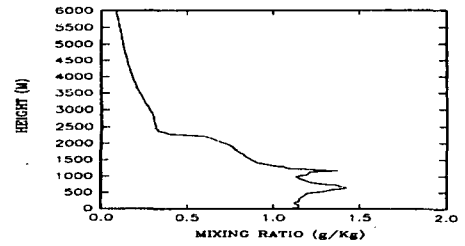


Fig. 3.8.91. As shown in Fig. 3.8.88, except for mixing ratio(g/kg).

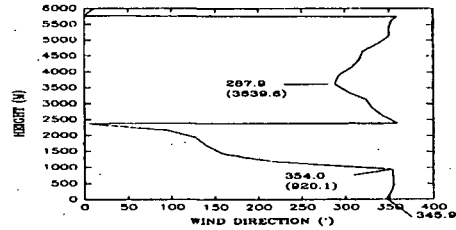


Fig. 3.8.92. As shown in Fig. 3.8.88, except for wind direction (°).

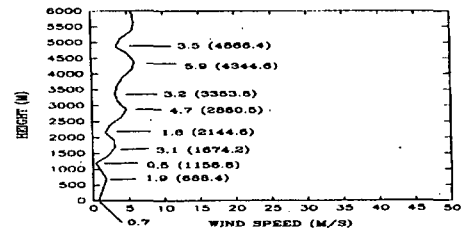


Fig. 3.8.93. As shown in Fig. 3.8.88, except for wind speed(m/s).

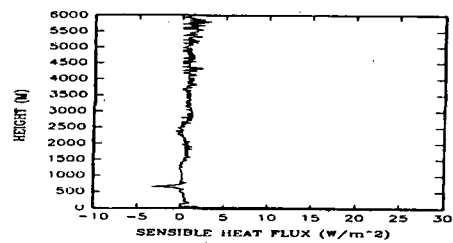


Fig. 3.8.94. As shown in Fig. 3.8.88, except for sensible heat flux(W/m<sup>2</sup>).

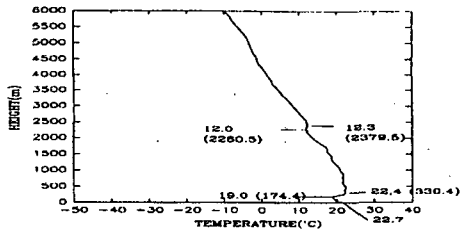


Fig. 3.8.95. Vertical profile of air temperature(°C) at 2100LST, June 28, 1999 in Kangnung city.

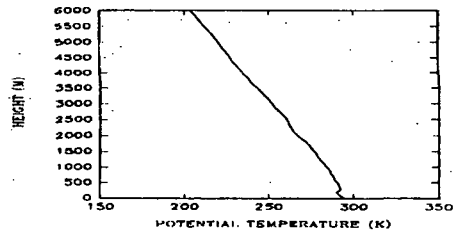


Fig. 3.8.96. As shown in Fig. 3.8.95, except for potential temperature(K).

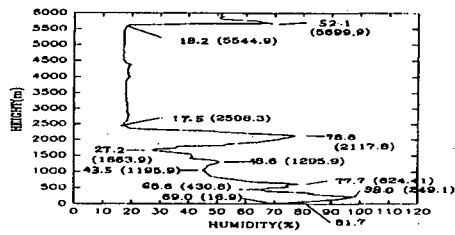


Fig. 3.8.97. As shown in Fig. 3.8.95, except for humidity(%).

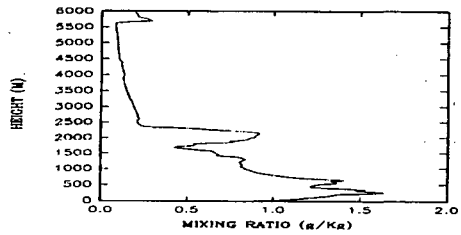


Fig. 3.8.98. As shown in Fig. 3.8.95, except for mixing ratio(g/kg).

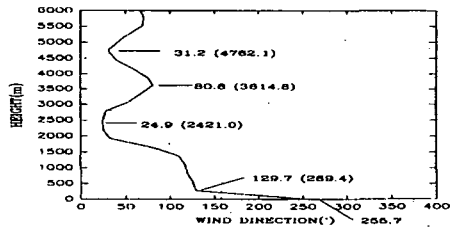


Fig. 3.8.99. As shown in Fig. 3.8.95, except for wind direction (°).

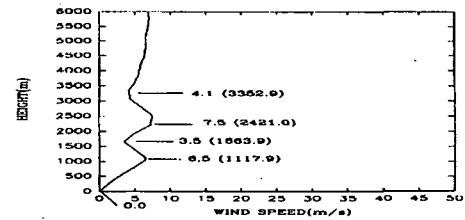


Fig. 3.8.100. As shown in Fig. 3.8.95, except for wind speed(m/s).

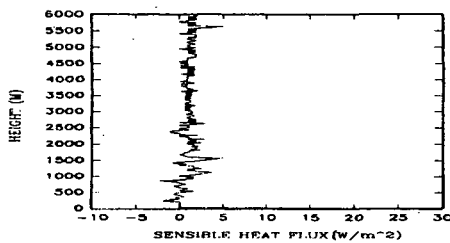


Fig. 3.8.101. As shown in Fig. 3.8.95, except for sensible heat flux(W/m<sup>2</sup>)



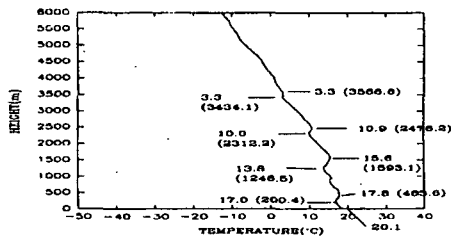


Fig. 3.8.102. Vertical profile of air temperature(°C) at 0300LST, June 29, 1999 in Kangnung city.

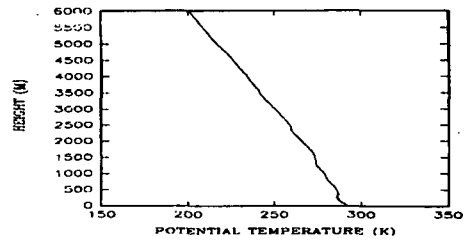


Fig. 3.8.103. As shown in Fig. 3.8.102, except for potential temperature(K).

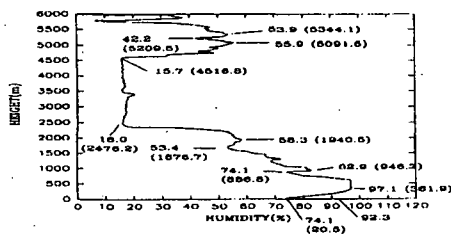


Fig. 3.8.104. As shown in Fig. 3.8.102, except for humidity(%).

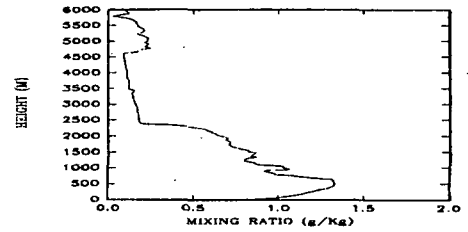


Fig. 3.8.105. As shown in Fig. 3.8.102, except for mixing ratio(g/kg).

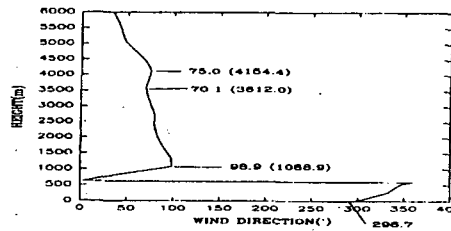


Fig. 3.8.106. As shown in Fig. 3.8.102, except for wind direction (°)

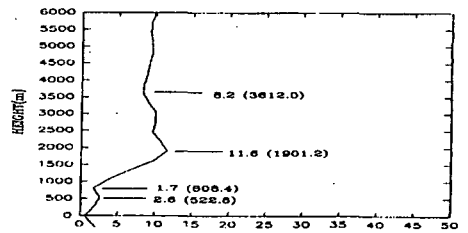


Fig. 3.8.107. As shown in Fig. 3.8.102, except for wind speed(m/s).

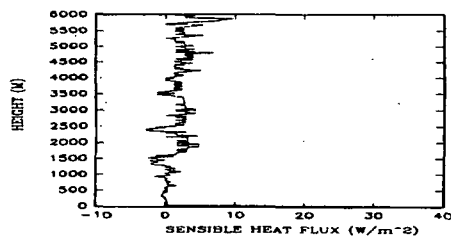


Fig. 3.8.108. As shown in Fig. 3.8.102, except for sensible heat flux(W/m²).

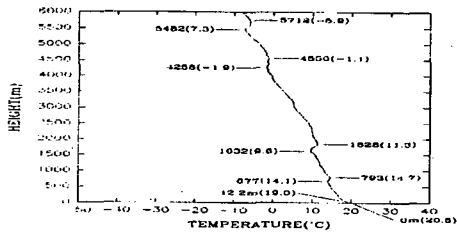


Fig. 3.8.109. Vertical profile of air temperature(°C) at 0300LST, July 05, 1999 in Kangnung city.

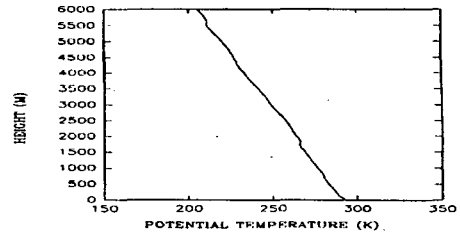


Fig. 3.8.110. As shown in Fig. 3.8.109, except for potential temperature(K).

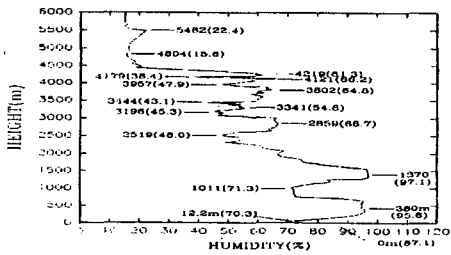


Fig. 3.8.111. As shown in Fig. 3.8.109, except for humidity(%).

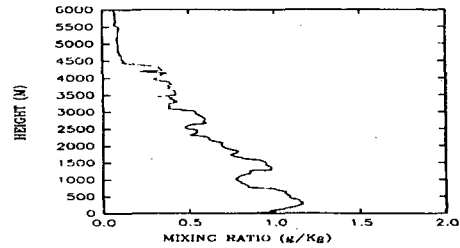


Fig. 3.8.112. As shown in Fig. 3.8.109, except for mixing ratio(g/kg).

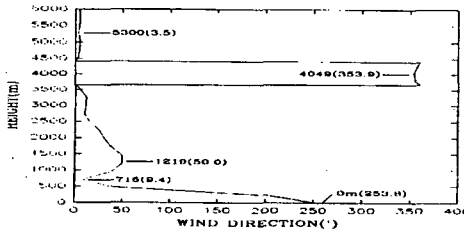


Fig. 3.8.113. As shown in Fig. 3.8.109, except for wind direction (°).

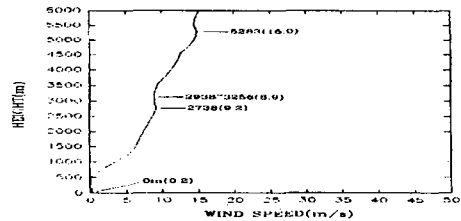


Fig. 3.8.114. As shown in Fig. 3.8.109, except for wind speed(m/s).

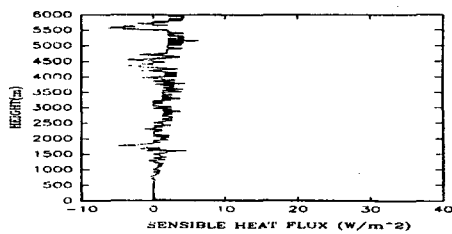


Fig. 3.8.115. As shown in Fig. 3.8.109, except for sensible heat flux(W/m<sup>2</sup>).

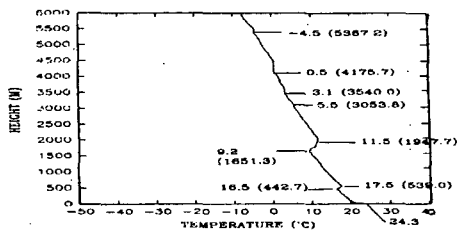


Fig. 3.8.116. Vertical profile of air temperature(°C) at 0900LST, July 05, 1999 in Kangnung city.

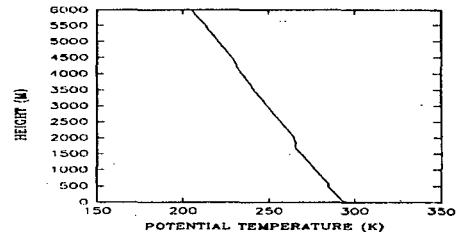


Fig. 3.8.117. As shown in Fig. 3.8.116, except for potential temperature(K).

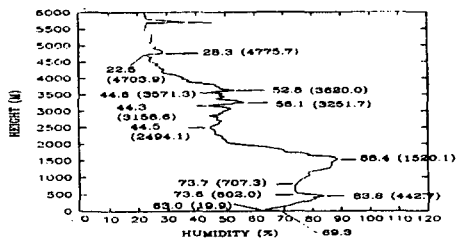


Fig. 3.8.118. As shown in Fig. 3.8.116, except for humidity(%).

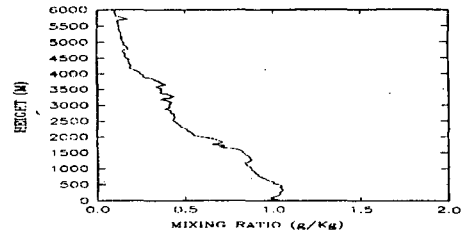


Fig. 3.8.119. As shown in Fig. 3.8.116, except for mixing ratio(g/kg).

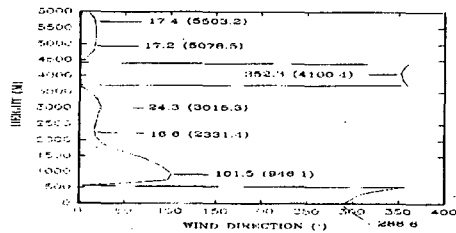


Fig. 3.8.120. As shown in Fig. 3.8.116, except for wind direction (°).

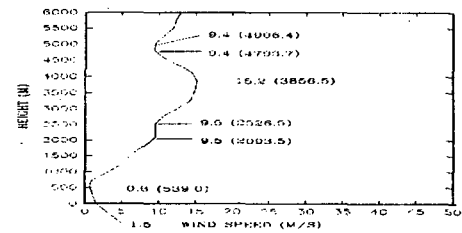


Fig. 3.8.121. As shown in Fig. 3.8.116, except for wind speed(m/s).

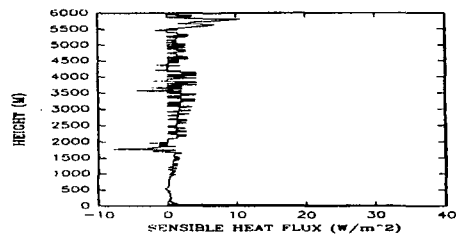


Fig. 3.8.122. As shown in Fig. 3.8.116, except for sensible heat flux(W/m<sup>2</sup>)

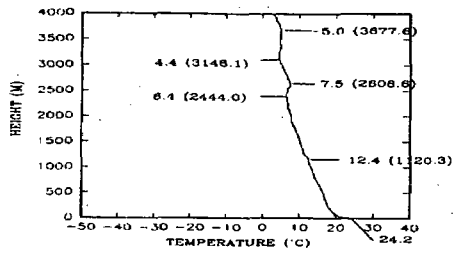


Fig. 3.8.123. Vertical profile of air temperature(°C) at 1500LST, July 05, 1999 in Kangnung city.

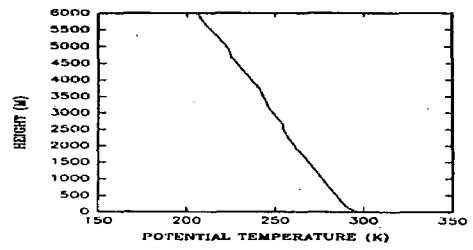


Fig. 3.8.124. As shown in Fig. 3.8.123, except for potential temperature(K).

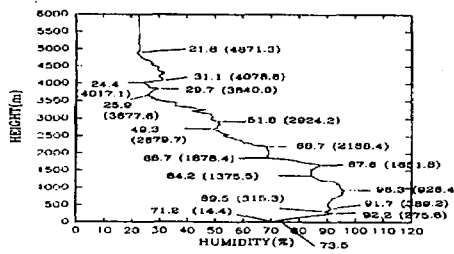


Fig. 3.8.125. As shown in Fig. 3.8.123, except for humidity(%).

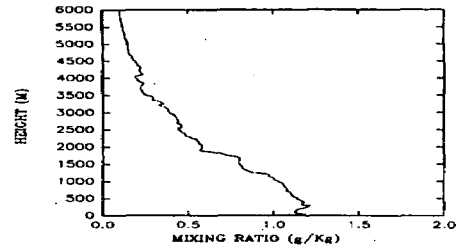


Fig. 3.8.126. As shown in Fig. 3.8.123, except for mixing ratio(g/kg).

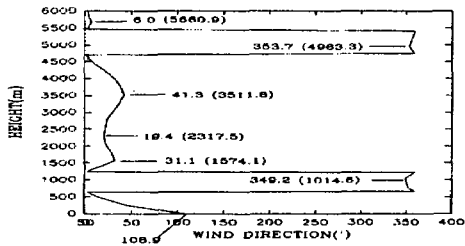


Fig. 3.8.127. As shown in Fig. 3.8.123, except for wind direction(°).

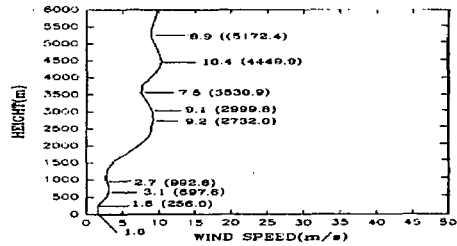


Fig. 3.8.128. As shown in Fig. 3.8.123, except for wind speed(m/s).

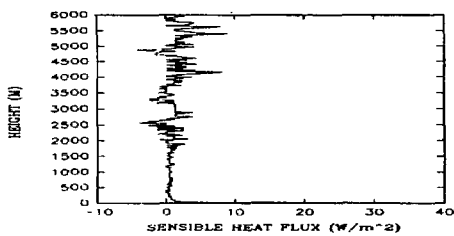


Fig. 3.8.129. As shown in Fig. 3.8.123, except for sensible heat flux(W/m²).

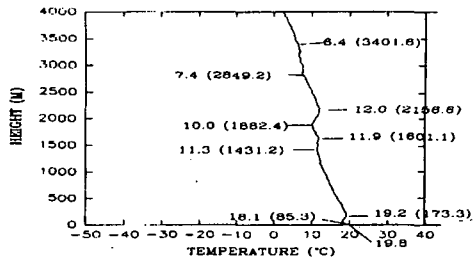


Fig. 3.8.130. Vertical profile of air temperature(°C) at 2100LST, July 05, 1999 in Kangnung city.

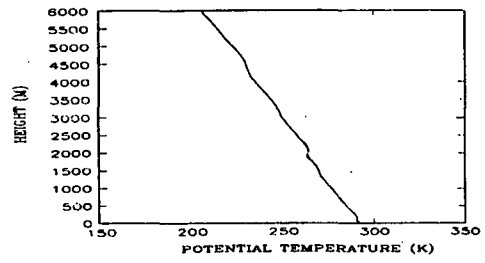


Fig. 3.8.131. As shown in Fig. 3.8.130, except for potential temperature(K).

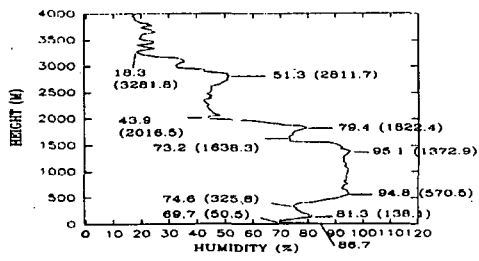


Fig. 3.8.132. As shown in Fig. 3.8.130, except for humidity(%).

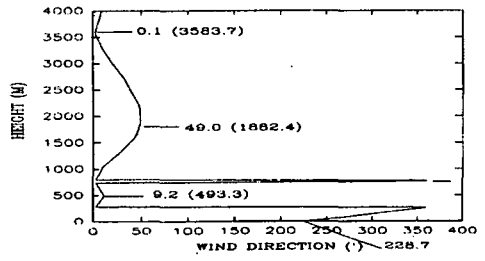


Fig. 3.8.133. As shown in Fig. 3.8.130, except for wind direction(°).

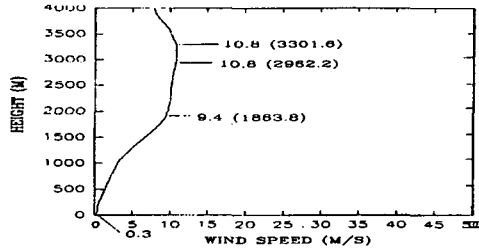


Fig. 3.8.134. As shown in Fig. 3.8.130, except for wind speed(m/s).

강도가 낮고, 맑은날에는 지표가열이 매우 크게 일어나므로 높은 고도까지 가열된 공기가 상승함을 알수 있다. 그 이상의 고도까지서 대류가 미칠수가 있어나 대관령을 넘어오는 서풍의 풍계에 의해 차단되어 더 이상 상승 힘들거나 또는 대관령을 넘어 가게 되므로 상승이 어렵다.

## 5. 자료 관리 및 처리

### 가. 자료관리에 관한 국제 협력

일본에 위치한 GAME 국제 과학 위원회의 GAME 자료 관리 센터(Data Active Archive Centre; DAAC)에서는 아시아 각국에서 수행되고 있는 몬순연구 프로젝트에서 생산되는 자료를 관리하기 위해서 자료의 종류, 상태, 처리 수준, 시간 간격, 수평 및 연직 해상도, 자료 크기 등에 대한 조사를 하였다. 여기에는 GAIN-Hub, Tropics, Siberia, HUBEX, Satellite, AAN, KORMEX, India, China에서 생산되는 자료의 각종 정보를 포함한다. 따라서 KORMEX 자료센터에서는 GAME DAAC와의 원활한 교류 및 자료 교환을 위해 1998년 자료의 경우 Table 3.8.9 와 같은 자료 분류 및 규격을 계획하였다.

Fig. 3.8.135는 KORMEX 자료 센터의 기능을 나타낸 것으로 자료 보관, 처리, 분배 등을 수행하며 일본의 GAME 자료센터와 연계하여 국제적인 자료 교류를 담당할 예정이다. 현재의 자료센터는 Fig. 3.41과 같이 자료를 보관하는 한편, 기본적인 과정을 거치고 있다. 자료 처리 과정에는 품질검사를 비롯하여 자료 동화를 통하여 자료를 재분석하여 재생산하는 과정을 포함하고 있다. 자료 분배는 현재 일본의 GAME 자료센터를 중심으로 하는 아시아 각국의 자료 교환 문제에 대한 합의가 도출되지 않아 공식적으로 자료 교환은 이루어지고 있지 않으나 조만간 국제적인 자료 교환이 있을 것이다. 이를 대비하여 tape, CD 등 저장장치를 확보하는 한편, 크기가 작은 자료들은 Web을 통한 ftp 에 의하여 자료를 받을 수 있도록 하기 위한 방법을 모색 중이다.

Table 3.8.19 The characteristics of various data archive.

Sort of Data	Upper-air soundings	Radar data	Hydrologic and meteorologic data	Assimilation data sets
Physical Quantities	wind, pressure, temperature, humidity	cloud velocity, direction and thickness, vertically accumulated rainfall, vertical wind profile, turbulence	precipitation, run-off, evapotranspiration, soil moisture content, heat & energy flux, radiation	basic variables (gh, u, v, t-td, q) needed for model run
Processing Level	level 2	level 2	level 2	level 3
Period & Time interval or frequency	4 times per day (maybe two months including Changma period)	hourly data for IOP period (two months including Changma period)	hourly data for IOP period (maybe one month during May to July 1998)	12h interval (synoptic), 6~3h interval (mesoscale)
Area & resolution	Registered KMA upper-air stations (4 stations) & additional 4 sites	5 KMA radar stations	10 sites over Keumkang River basin in South Korea	synoptic scale, mesoscale (20×20 km) grided data
Vertical range & resolution	Standard and significant pressure levels		sfc to 10m	sfc-100 hPa 21~23 levels

일본 기상연구소의 Dr. Takahashi와 GAME 자료 교환에 관한 한·일 과학기술 협력을 추진 중에 있으며 향후 지속적인 자료 및 연구 교류가 진행될 것이다.

나. '97 KORMEX 예비 관측 자료 수집 및 처리

1997년 기상청에서는 장마집중 관측 수행능력을 점검하기 위하여 총

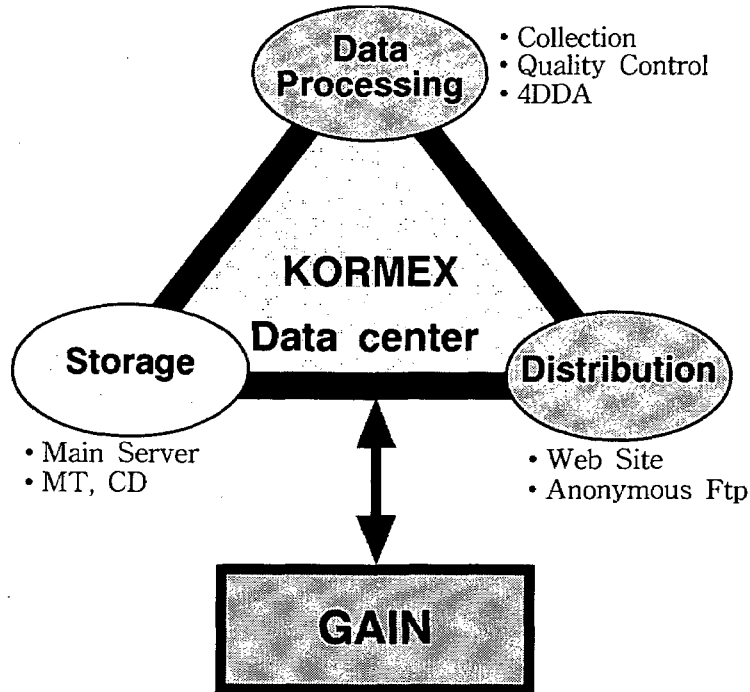


Fig. 3.8.135 Function of KORMEX data center

30일간 (제 1차 예비관측: 1997년 6월 21일 - 7월 5일, 제 2차 예비관측: 7월 17일 - 7월 31일)의 장마집중감시 예비 관측을 실행하였다. 자료 수집 능력의 점검, 집중 관측으로 야기될 수 있는 관측 현업의 문제점을 사전 파악하여 1998년 본 관측을 대비하기 위하여 실시된 예비관측 종목은 지상기상관측을 비롯한 7개 요소이며, 현재 기상청이 보유하고 있는 장비와 인원을 최대한 활용하였다. 1997년 기상청에서 실시한 장마집중감시(KORMEX) 예비관측 기간동안에 생산된 각각의 자료를 시간 별로 표출하고 분석하였다.

(1) 자료 기간

- 1차 예비관측 : 1997년 6월 21일 - 7월 5일 (15일간)
- 2차 예비관측 : 1997년 7월 17일 - 7월 31일 (15일간)

(2) 분석자료

KORMEX 예비관측 자료에는 위성관측, 고층관측, 지상관측, 해양관측자료와 전 지구예보시스템(GDAPS) 결과 자료가 포함되어 있다. 분석한 자료는 수증기 채널의



영상, 기온, 이슬점 온도, 풍향, 풍속의 연직 분포, 강수량, 기압, 기온, 해수면 온도, 풍속, 유속, GDAPS 결과 얻어진 기온과 이슬점 온도 자료의 고층자료와의 비교 등이다.

#### (가) 위성관측 자료

위성관측 자료는 1시간 간격의 GMS-5 수증기 적외영상자료이다. GMS는 일본의 정지궤도 위성으로 동경 140°에서 4개의 채널로 관측을 하고 있다. 관측 채널은 가시광선 1개, 적외선 3개이다. 예비관측 기간동안 10회의 수집불량이 있다.

#### (나) 고층관측 자료

KORMEX 예비관측에서 레윈존데 관측지점은 오산, 포항, 제주 (6시간 간격)와 광주(12시간 간격)이다. 여기서 관측된 기상 변수는 기온, 이슬점 온도, 풍향, 풍속으로서 이들의 연직 분포를 그렸다. 7회의 수집불량을 포함하고 있다. 자료는 품질 검사 (quality control)를 거치지 않은 것들이다.

#### (다) 지상관측 자료

지상관측 자료는 71개소 기상청 지상 관측소에서 매 1시간마다 얻은 자료이다. 7월 2일 01시에서 18시까지 자료가 불량하며, 1차 예비관측시 일 평균 3-5소, 2차시 일 평균 2-3소 정도의 결측율을 보였다.

#### (라) 해양관측 자료

해양관측 자료는 부이를 이용해 구한 기압, 기온, 해수면 온도, 풍속, 유속의 분포를 나타낸 자료로, 관측 지점은 거문도이다. 일 8회 관측에서 일 24회 관측으로 늘려서 1시간 간격으로 관측을 실시하였다. 42회의 수집불량을 포함하고 있다.

#### (마) 지구 예보 시스템 (GDAPS) 결과와 고층관측 비교자료

전지구 예보 시스템 (GDAPS) 결과 얻어진 기온과 이슬점 온도 분포 자료이며, 6시간 간격으로 나타나 있다. 본 보고서에서 분석한 것은 기온과 이슬점 온도에 대해 전지구 예보 시스템 결과와 고층 자료를 비교한 자료이다.

### (3) 분석 결과

1차 분석기간 동안에는 장마전선의 영향을 받았다. 6월 20일 태풍 OPAL이 북상함에 따라 남해상에 있던 장마전선을 밀어 올려 제주 및 남부지방에 장마가 시작되었으며, 전국에 비가 내렸다. 이 기간동안 북상하는 장마전선의 영향으로 전국에 호우 경보 또는 주의보가 발효된 가운데 많은 비가 내렸다. 2차 분석기간 동안에는 장마전선이 북상하면서 남해안 지방부터 장마가 종료되었다. 18일에는 북태평양 고기압이 확장함에 따라 제주 및 남부지방의 장마가 종료되었으며, 22일 장마전선이

북한지방으로 북상하면서 중부지방도 장마가 종료되었다. 장마가 종료된 이후에 전국의 일최고기온이 30℃ 이상을 나타내는 무더운 날씨를 보였고 26-27일에는 태풍 ROSIE의 간접적인 영향을 받아 울릉도 및 영남 일부지방에 약간의 강수가 있었다. 다음과 같은 항목에서 분석이 이루어졌다(Table 3.8.20).

Table 3.8.20. The characteristics of '97 KORMEX pilot experiment.

종류	시간간격	장소	비고
위성관측 자료	3시간	동아시아	GMS-5 수증기 영상
고층관측 자료	6시간	오산, 포항, 제주, 광주	12시간 간격→6시간 간격 (광주: 12시간 간격)
지상관측 자료	1시간	한반도 71개 지상관측소	
해양관측 자료	1시간	거문도	3시간 간격→1시간 간격

- 인공위성영상 표출(장마집중감시 1, 2차 예비관측 기간중 GMS 수증기영상자료)
- 온도 및 이슬점온도의 연직 분포(1, 2차 예비관측 기간중 오산, 포항, 제주, 광주 고층관측소에서의 기온과 이슬점온도의 연직 분포)
- 바람벡터의 연직 분포(오산, 포항, 제주, 광주 고층관측소의 1, 2차 예비관측 기간중 바람벡터의 연직 분포)
- 지상 강수량 분포(지상관측소에서의 1시간별 강수량의 분포)
- 부이관측 자료 분석(거문도 부이에서 관측한 기압, 기온, 해수면 온도, 풍속, 유속의 시간에 따른 분포)
- GDAPS 결과와 고층관측 자료 비교(GDAPS 자료와 고층관측 자료의 기온과 이슬점온도를 비교)

#### (4) 자료 관리

'97 KORMEX 예비관측자료는 CD로 저장되어 있다.

#### (5) 자료 배포

'97 예비관측자료의 원시 자료를 담은 CD와 분석 보고서를 제작하여 관련 기관으로 배포하였다(Fig. 3.8.136).

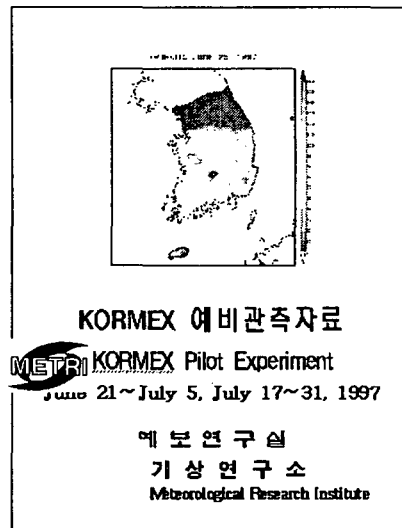
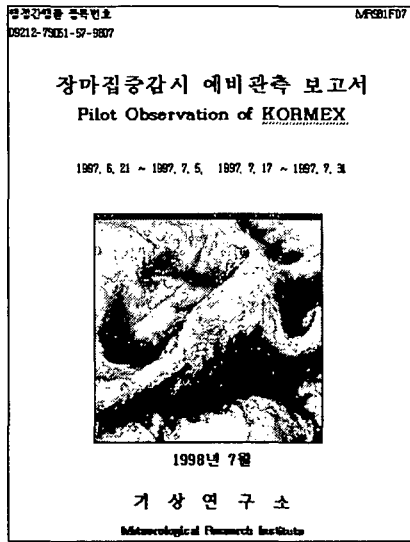


Fig. 3.8.136 Report and CD of '97 KORMEX pilot experiment

다. '98 KORMEX 관측 자료 처리

(1) '98 KORMEX 관측 자료 수집

'98 KORMEX 기상청 강화관측 자료와 기상연구소에서 수행한 야외집중 고층관측자료, 레이더 관측, 수문 관측 자료를 아래와 같이 수집하였다. 자료에 대한 상세한 설명은 Table 3.8.21에 수록되었다.

Table 3.8.21. Summary of '98 KORMEX IOP

Data	Physical quantity	시간간격	장소
고층	T, P, Td, Wind	6 hr	오산, 포항, 제주, 광주
	"	" (6.25-7.4)	부산, 강릉, 안흥, 대전
위성	(GMS gif & raw data) 적외, 강조, 합성 가시, 수증기	1 hr	한반도
지상	T, Prep, Wind etc	1 hr	73개소 지상관측소
해양 buoy	T, P, Wind, SST, current speed etc	1 hr	거문도(여수), 덕적도(인천), 칠발도(목포)
AWS	T, P, Wind, Prep, (T,Wind)max,min	1 min	353개 AWS관측소
항공 AMOS		1 hr	8개
레이더	reflectivity, radial velocity, spectrum width	10 min	KMA 5개
	"	강수시	1개(청주)

o 기상청 강화관측 : 6. 1 ~7.30 (60일간) 실시함.

- 지상기상관측 : 기상대급 34소 매시관측 (일 24회)
- 자동기상(AWS)관측 : 400개소에서 매분 관측자료 자동 수집
- 위성기상관측 : GMS를 이용 일 4요소 24회 관측
- 레이더기상관측 : 5개의 관측소에서 일 24회 관측
- 항공기상관측 : 매분 AMOS자료 자동 수집
- 고층기상관측 : 제주, 포항에서 일 4회 관측
- 해양기상관측 : 거문도, 덕적도, 칠발고 부이 매시관측

o 집중 야외고층 관측 실시

6.25. 09시 ~7. 5. 03시 (1일 4회, 총 40회 관측)

대전(공군), 안흥(공주대, 국방과학연구소), 부산(부경대), 강릉(강릉대)  
o 레이더 관측(군산), 플릭스관측(광릉)

(2) 고층 관측 자료 분석

고층 관측 자료의 품질 검사와 자료 분석을 위하여 일본에서 발간한 분석 책자 (GEWEX/GAME-Tropics Rawinsonde Observation Members, 1997)와 유사하게 Fig. 3.8.137 ~ 3.8.166에 위성사진과 1998년도 KORMEX 야외집중 고층관측 자료를 분석한 결과를 수록하였다.

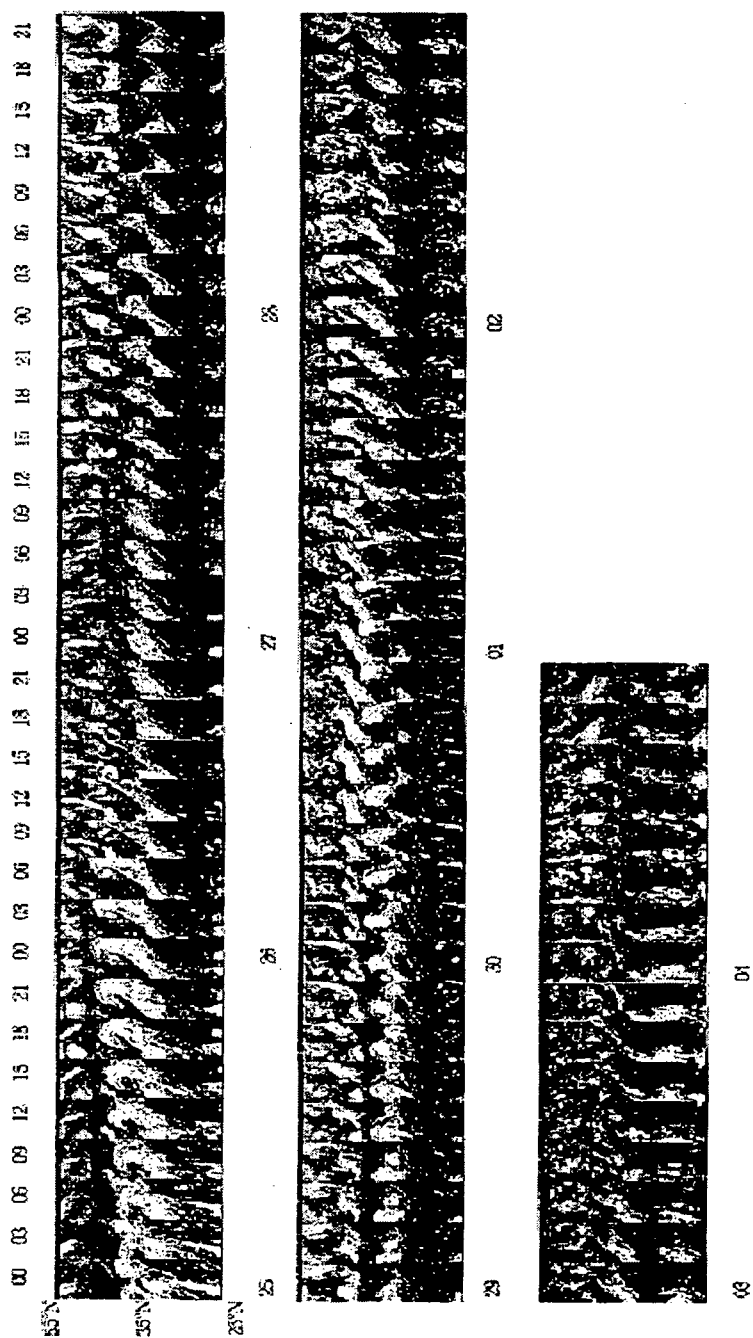


Fig. 3.8.137 Time-latitude transient section of GMS infrared image data between 115°E and 140°E.

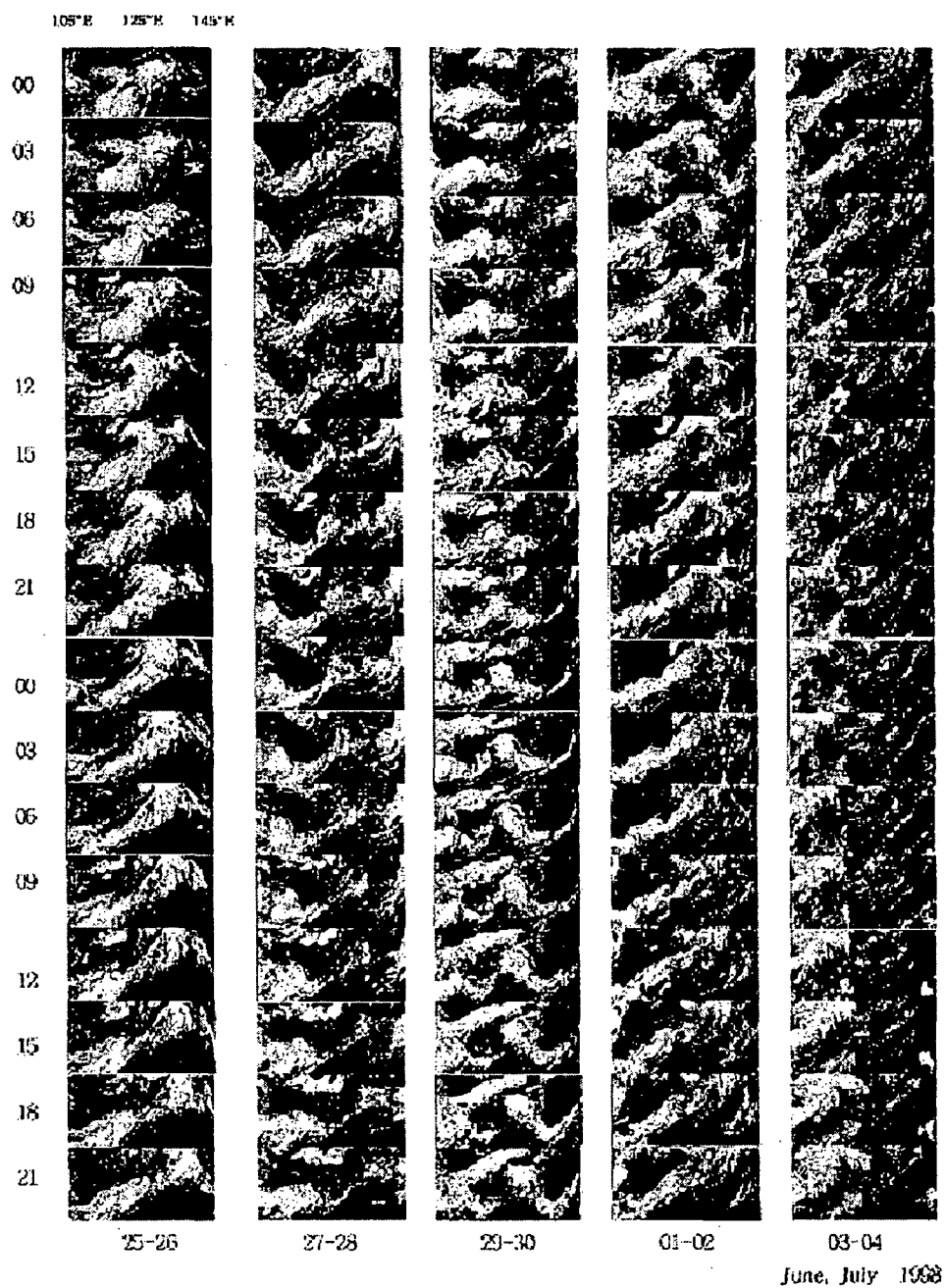


Fig. 3.8.138 Time-longitude transient section of GMS infrared image data between 25°N and 45°N

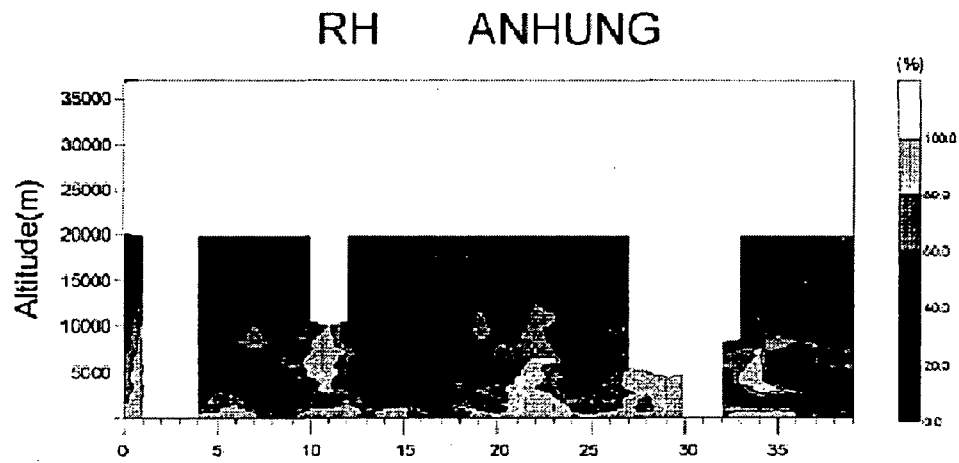
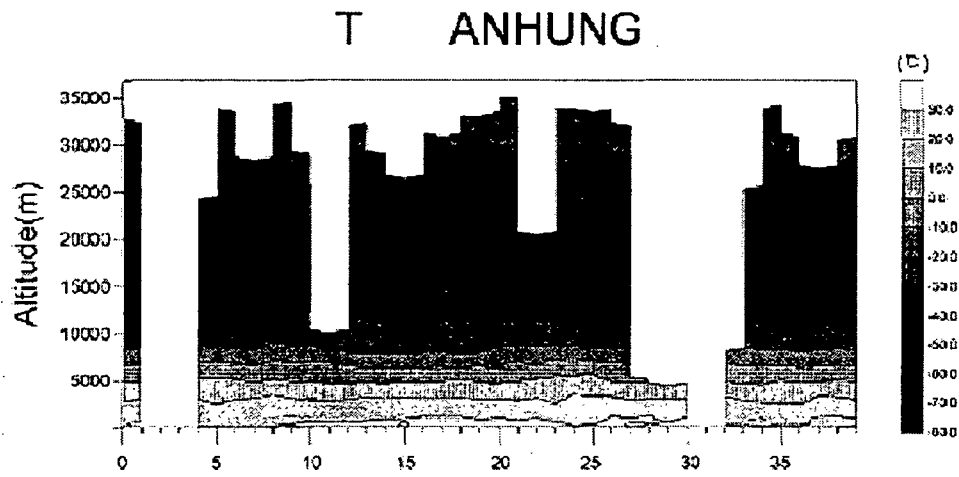


Fig. 3.139 Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at ANHUNG.



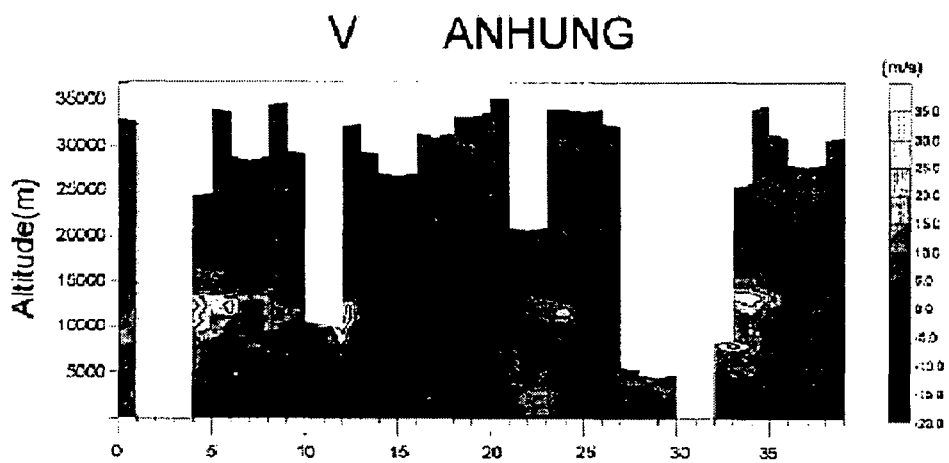
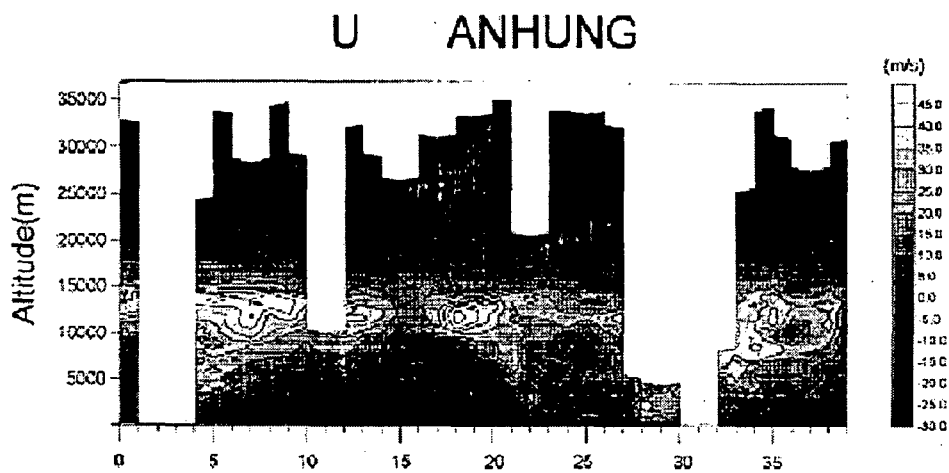


Fig. 3.8.140. Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July0418Z at ANHUNG.

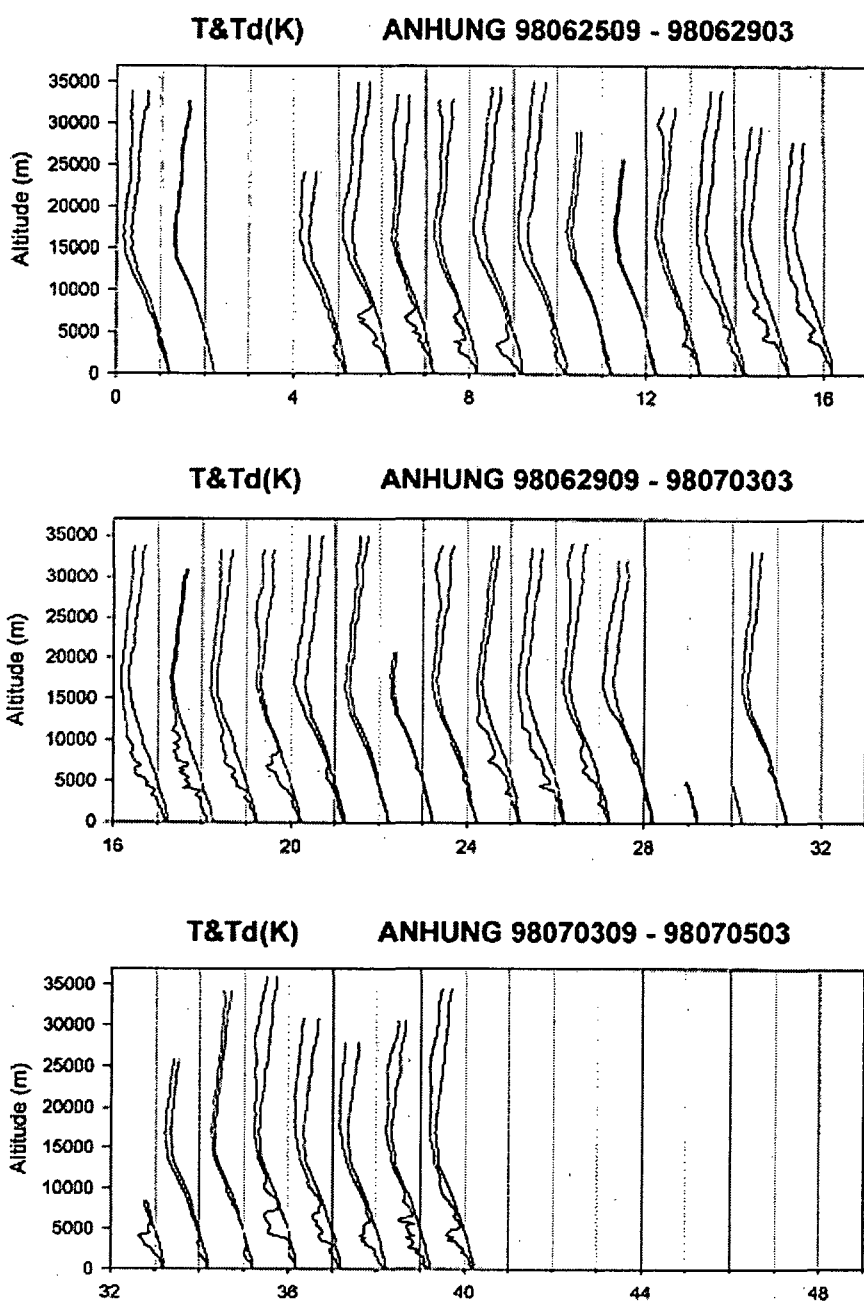


Fig. 3.8.141. Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG

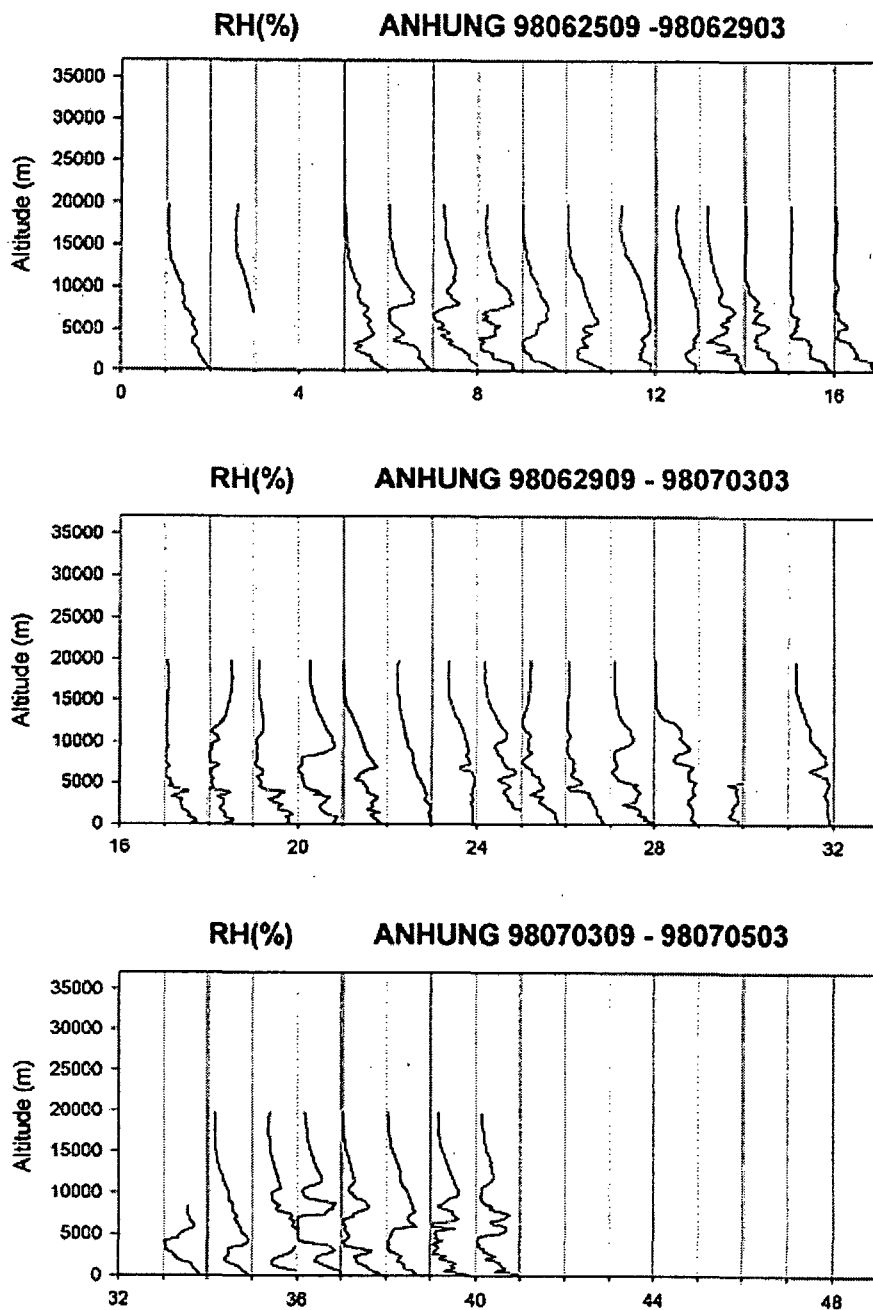


Fig. 3.8.142. Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z. 1998 at ANHUNG

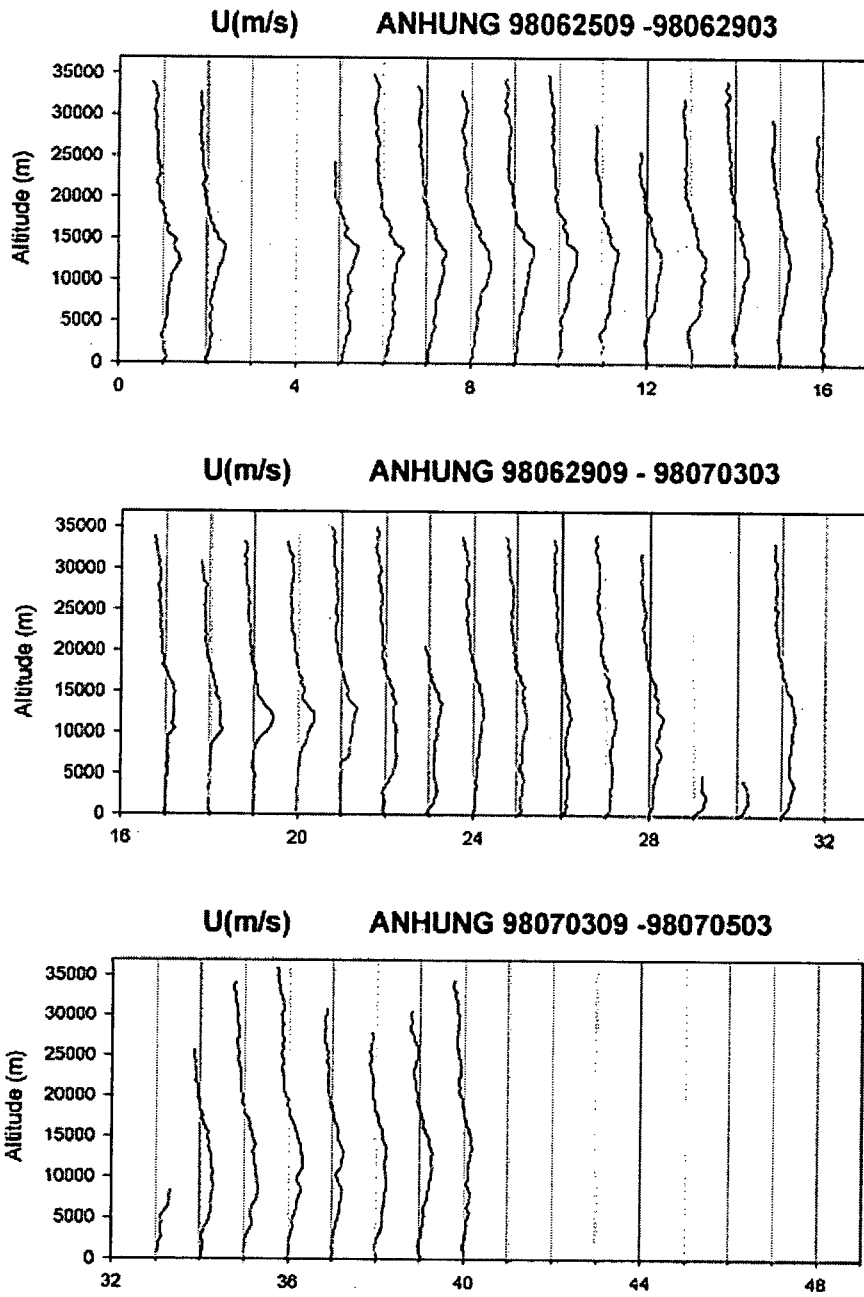


Fig. 3.8.143. Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG.

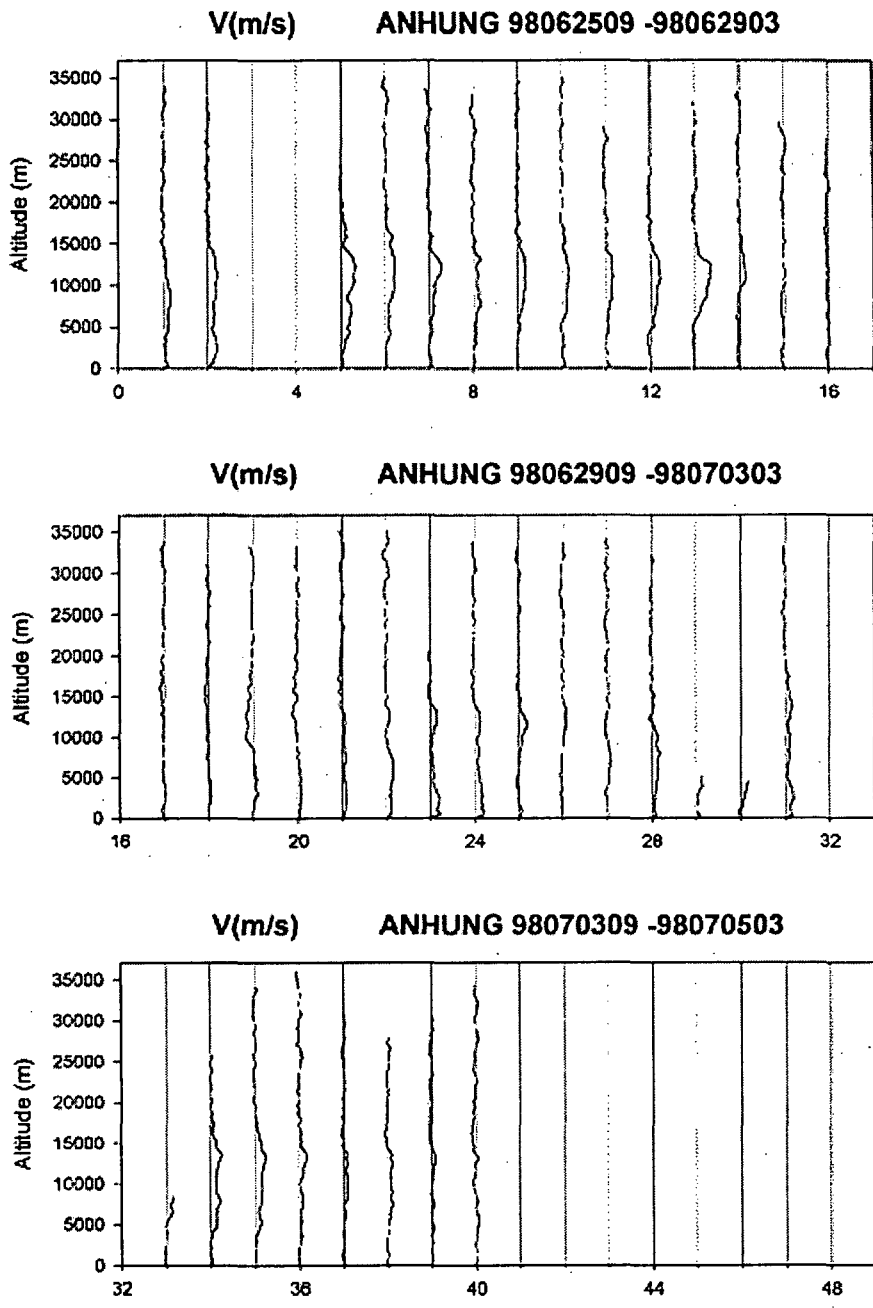


Fig. 3.8.144. Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1988 at ANHUNG

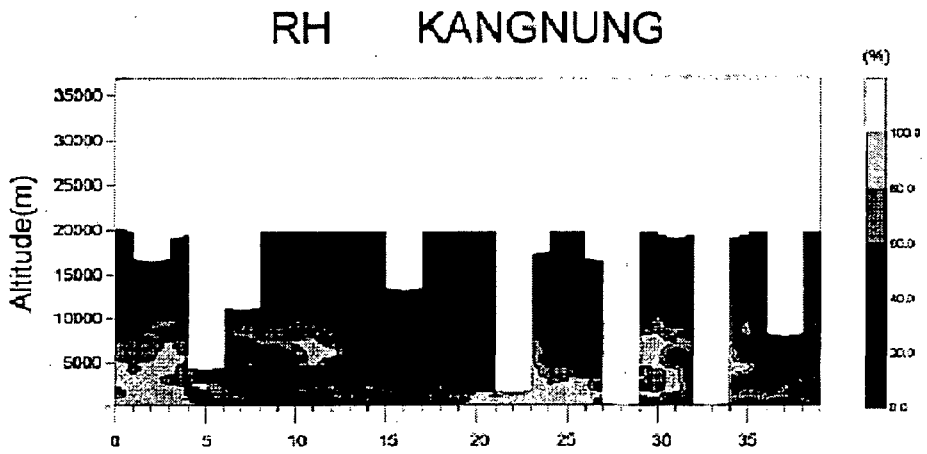
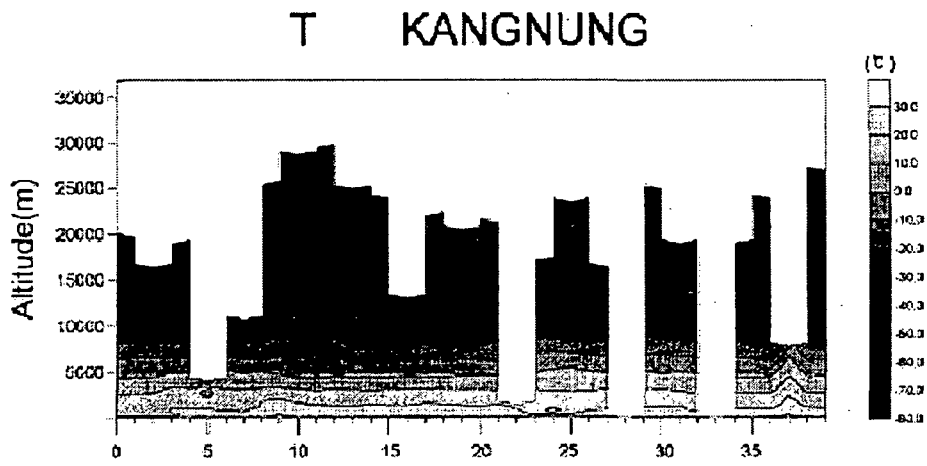


Fig. 3.8.145. Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at KANGNUNG

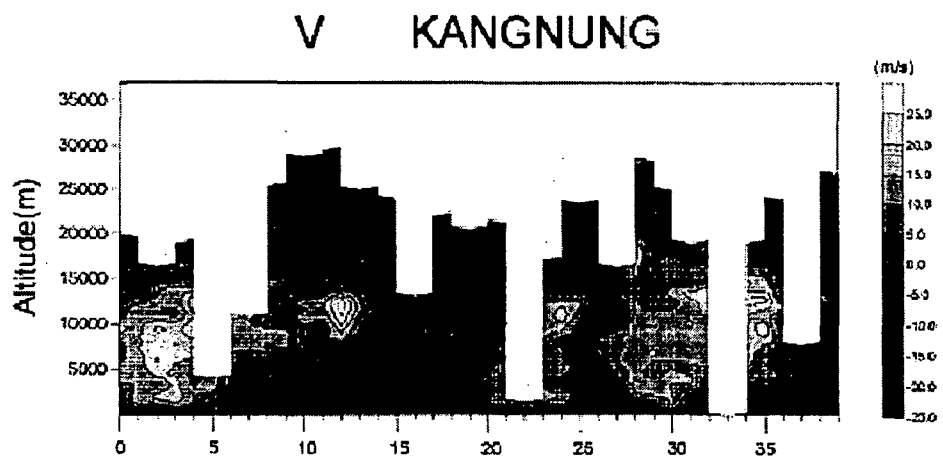
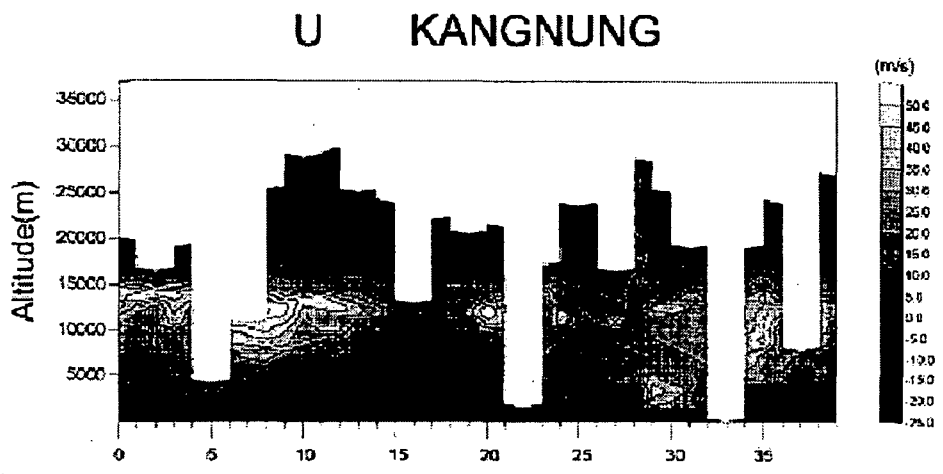


Fig. 3.8.146. Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at KANGNUNG

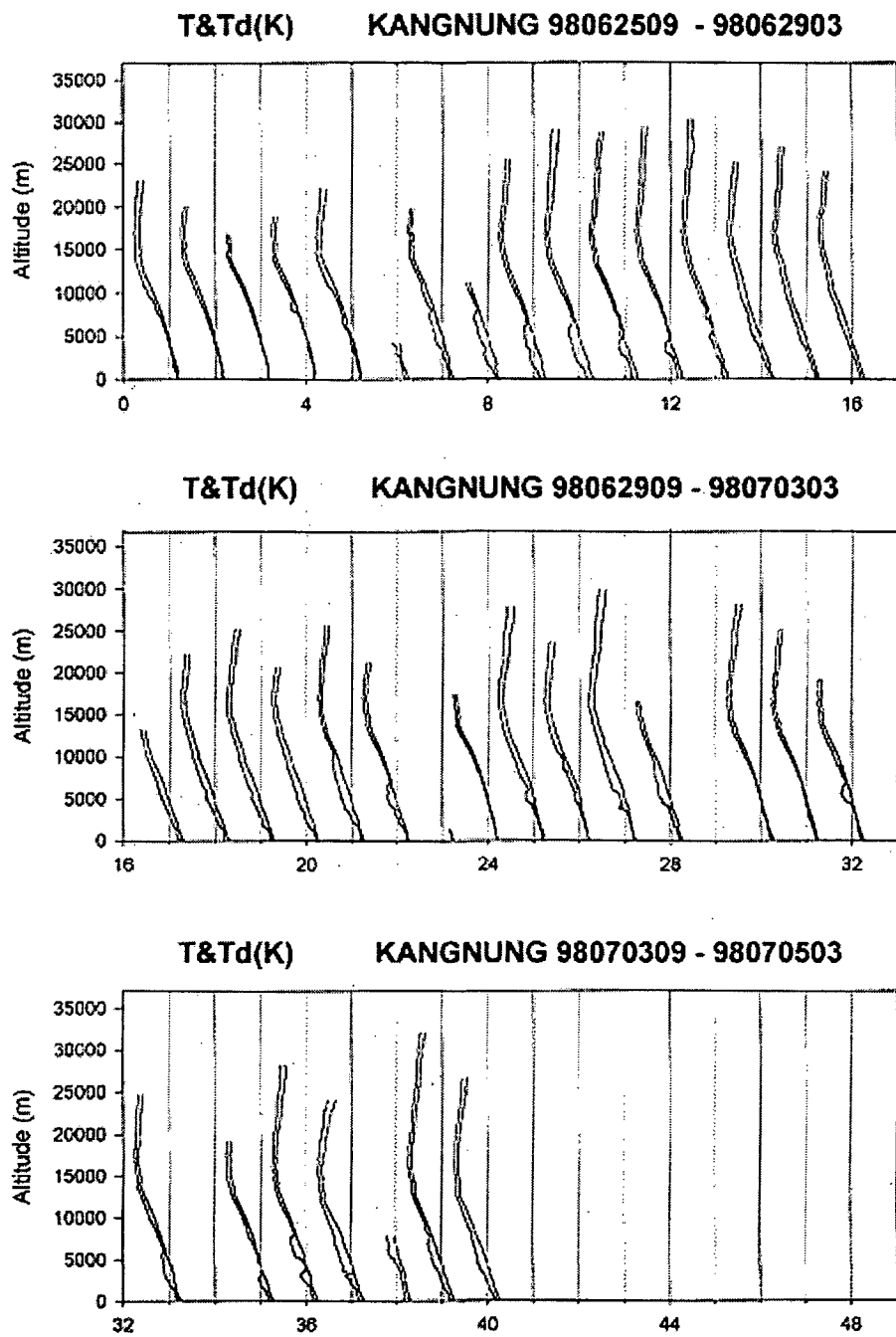


Fig. 3.8.147. Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG



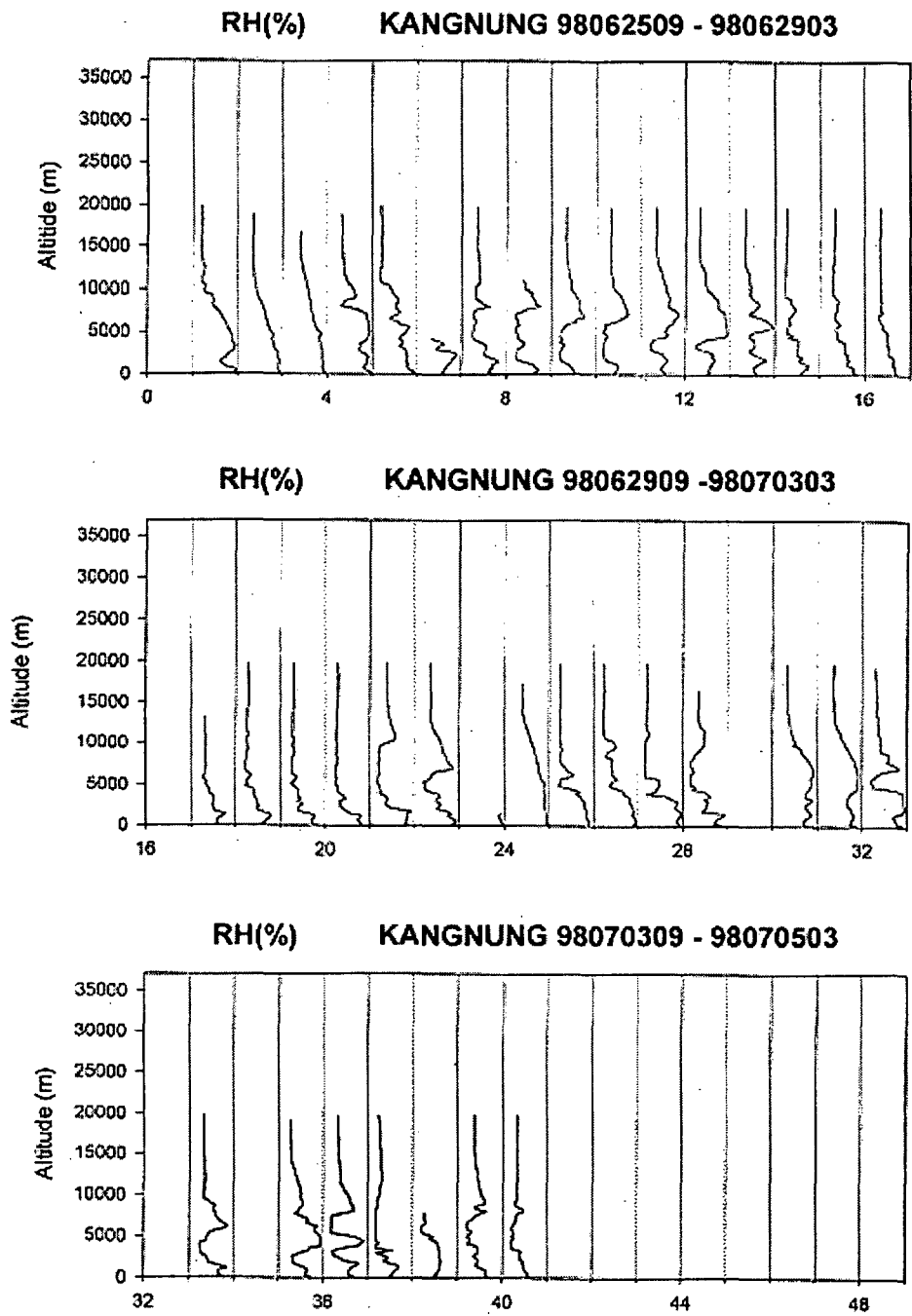


Fig. 3.8.148. Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG.

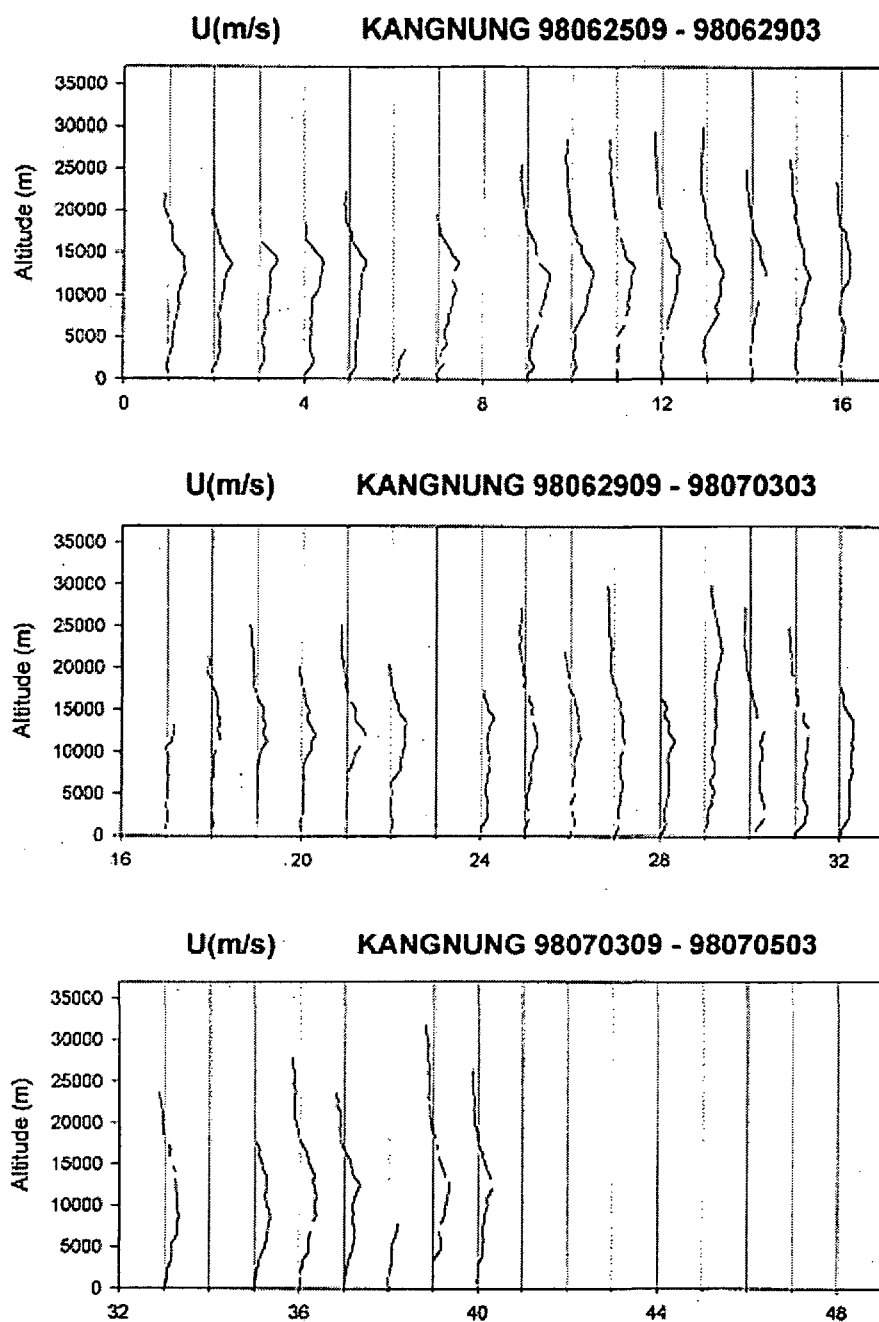


Fig. 3.8.149. Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG

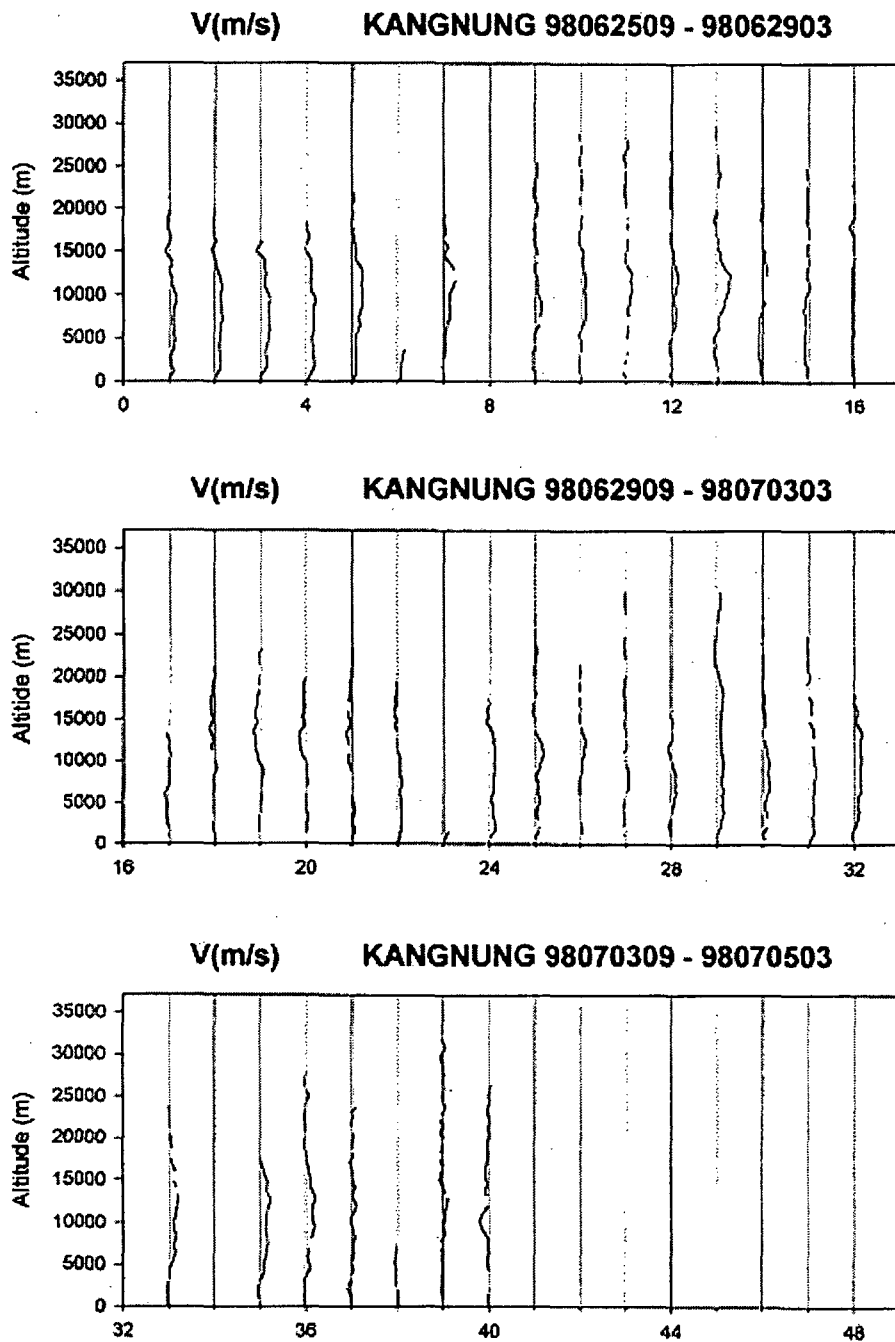


Fig. 3.8.150. Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG

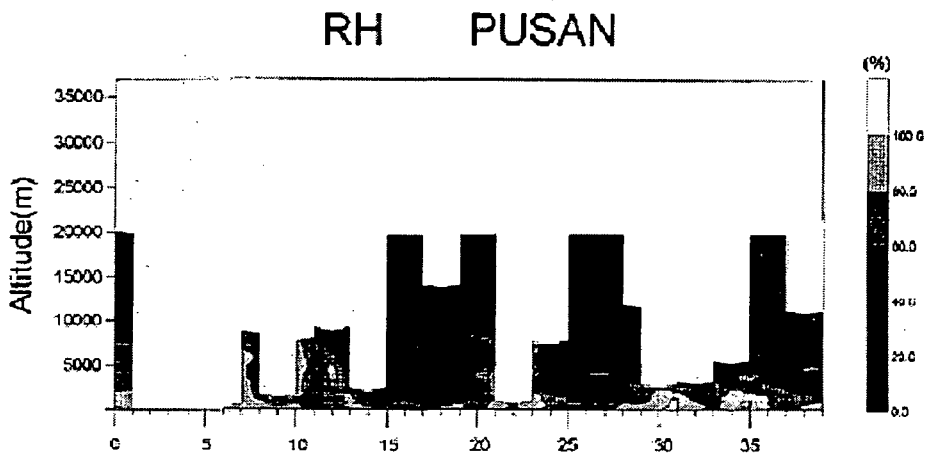
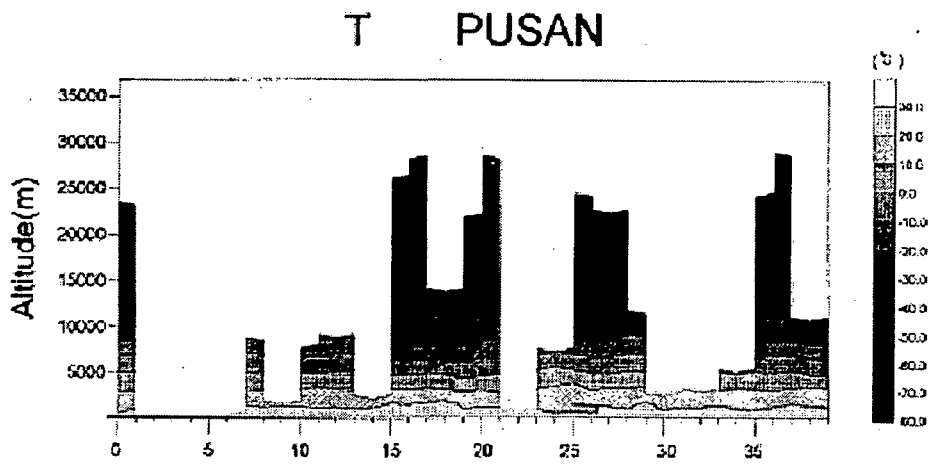


Fig. 3.8.151. Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at PUSAN

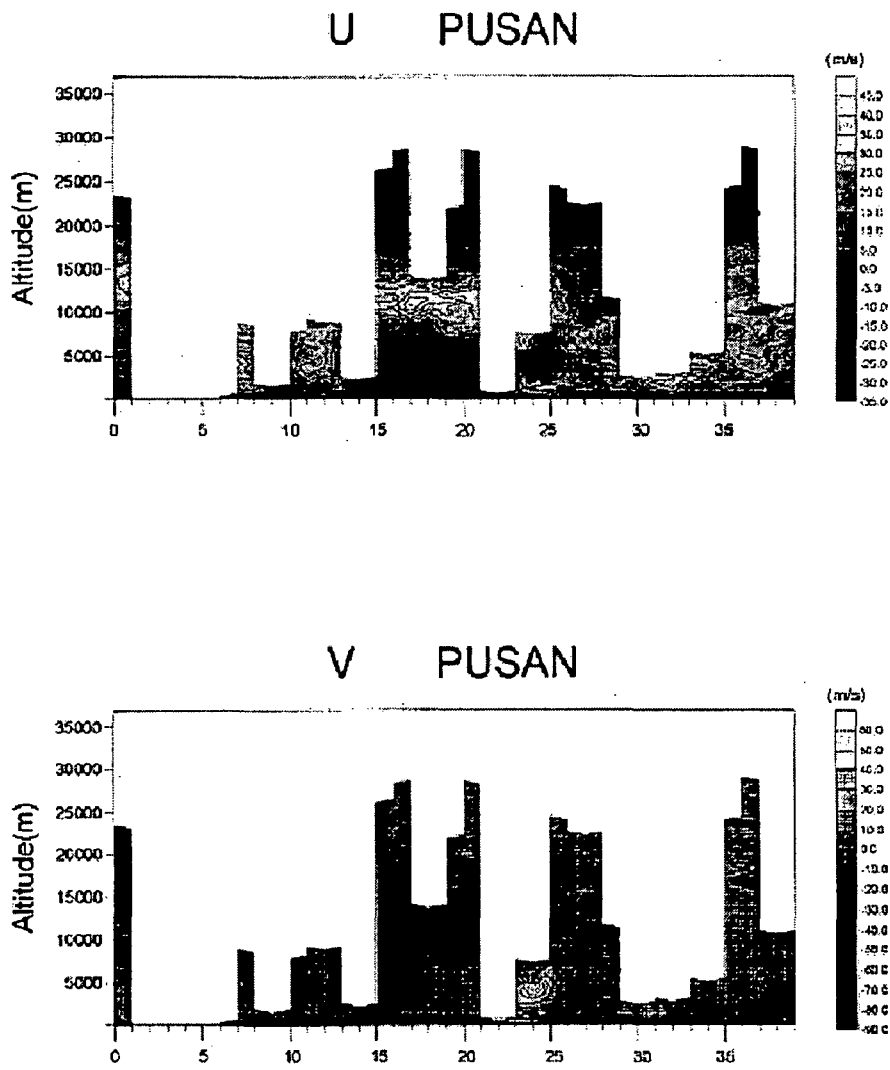


Fig. 3.8.152. Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at PUSAN.

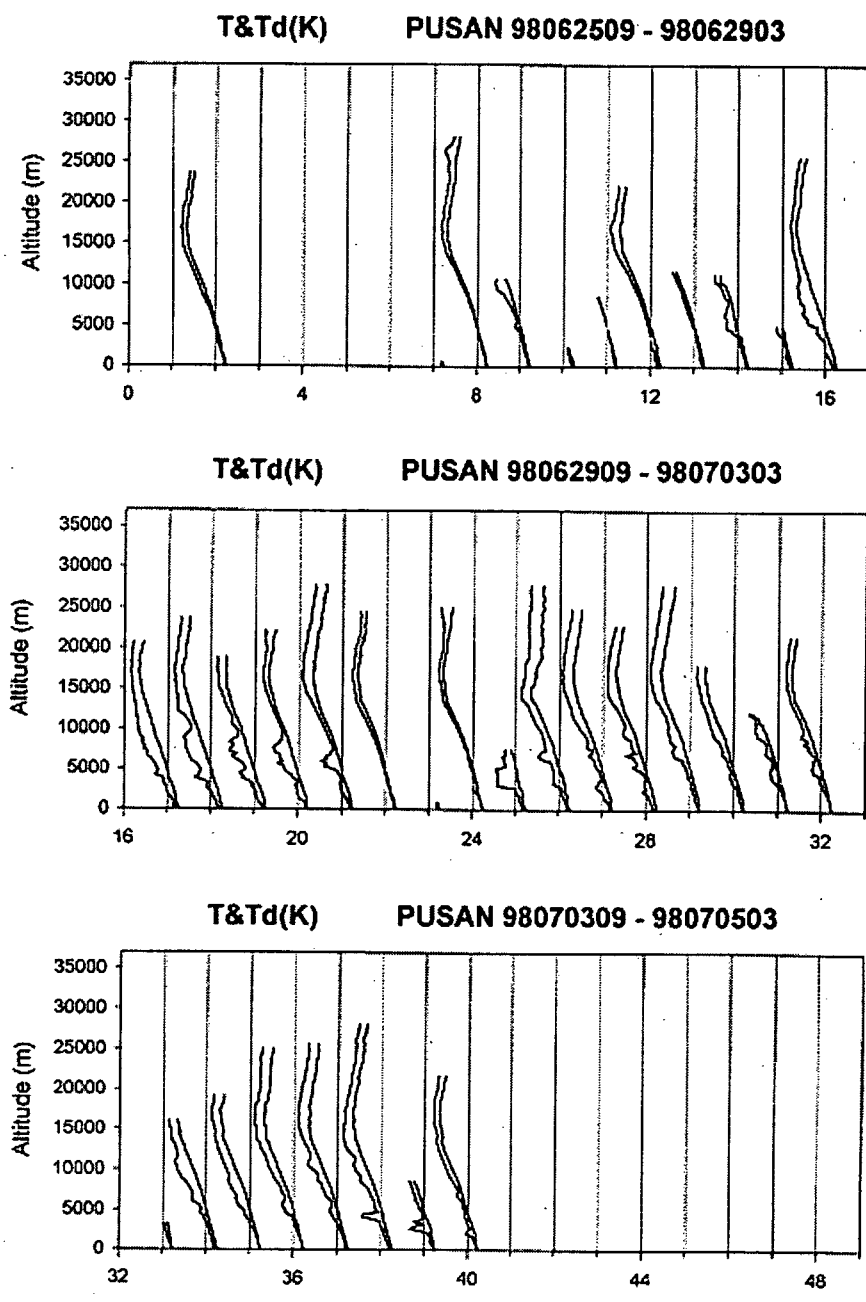


Fig. 3.8.153. Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN.

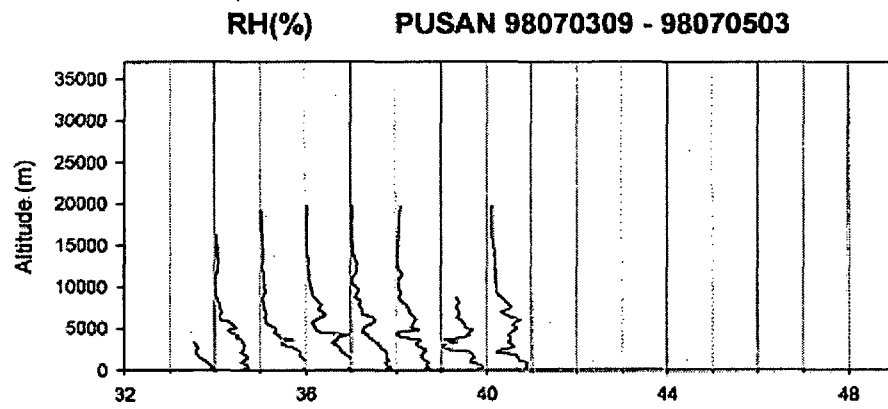
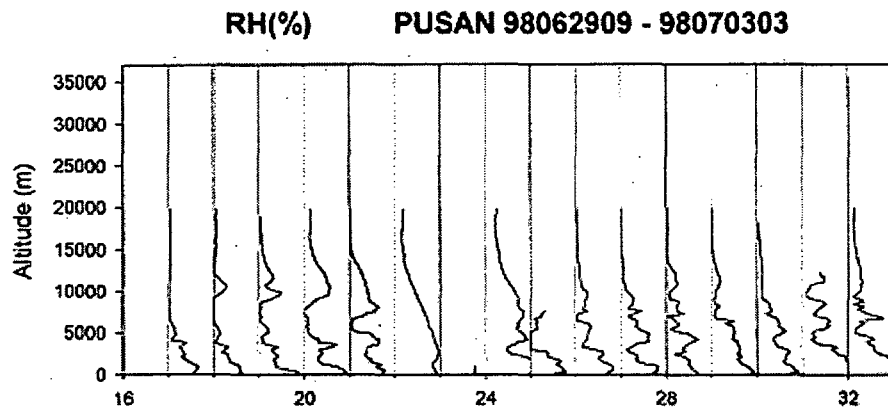
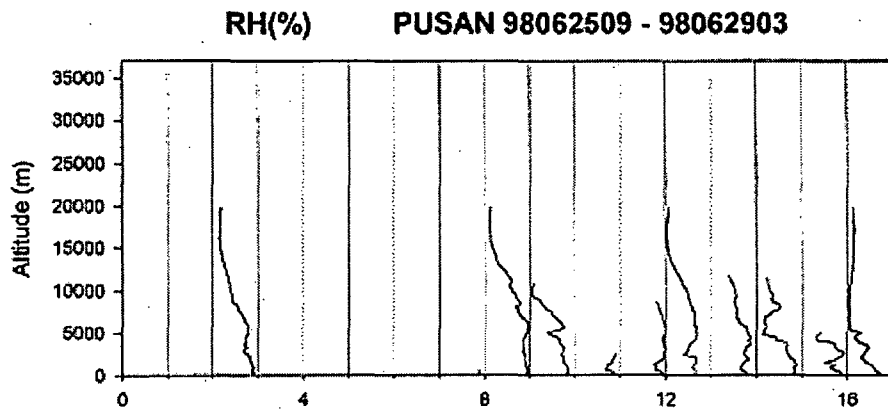


Fig. 3.8.154. Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN.

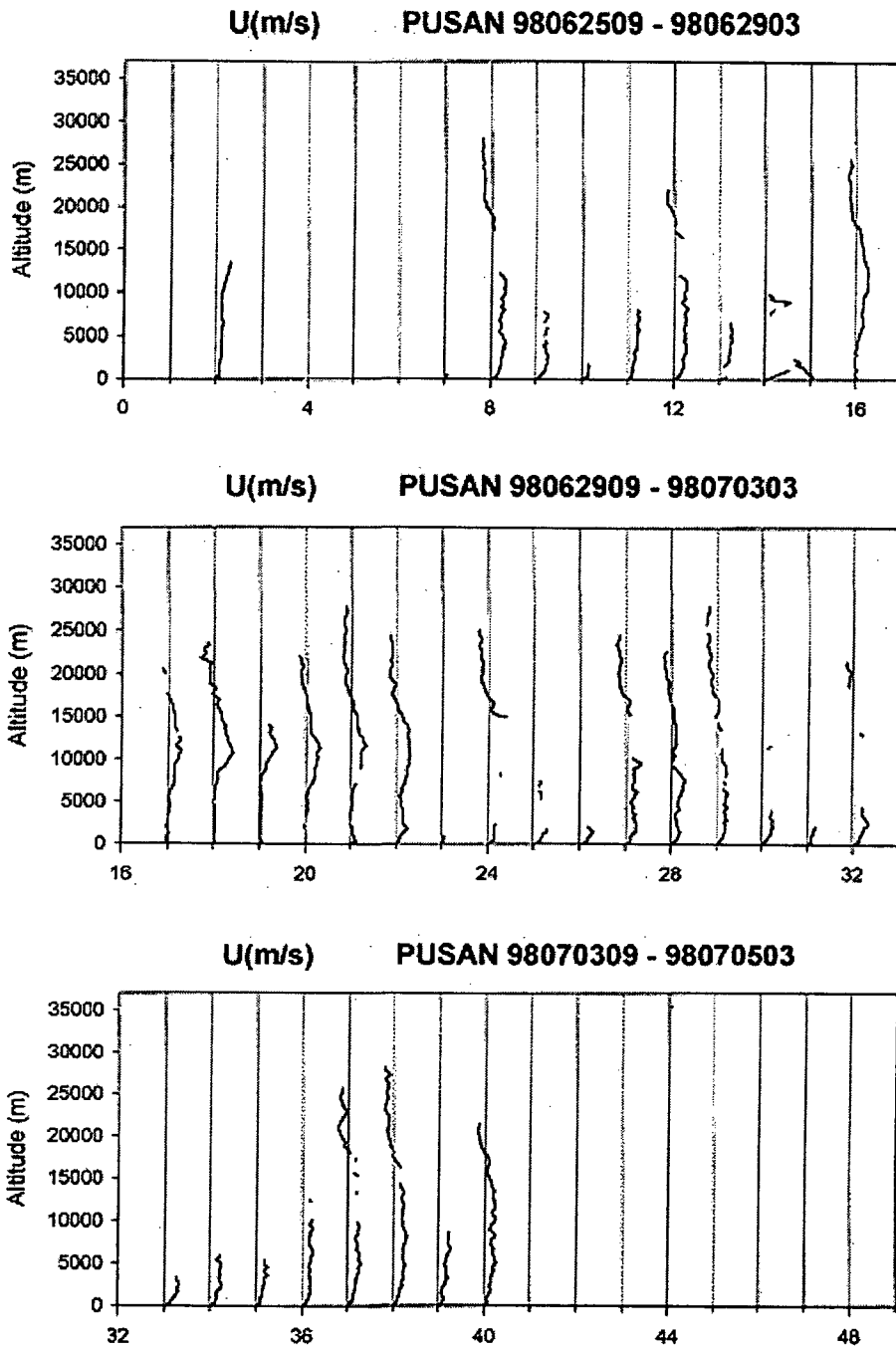


Fig. 3.8.155. Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN



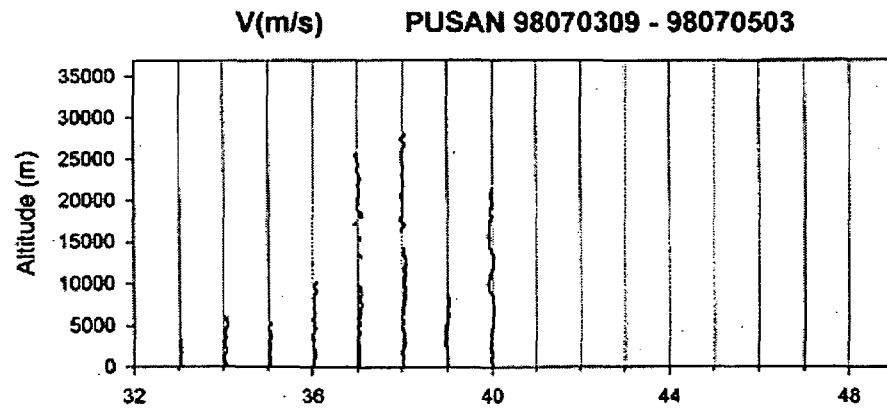
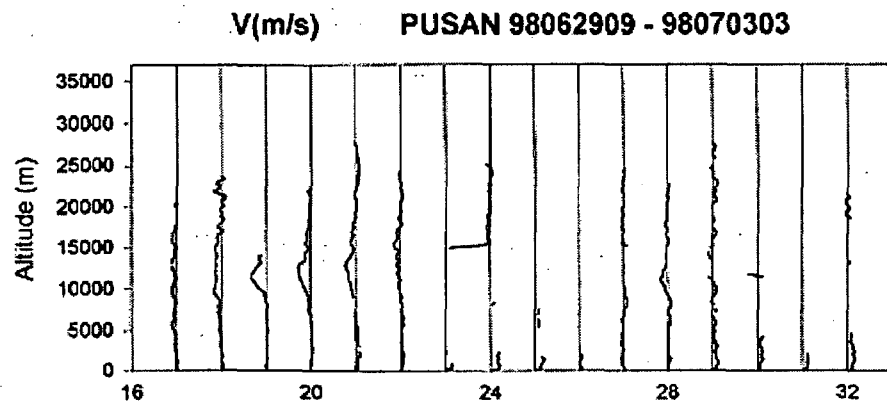
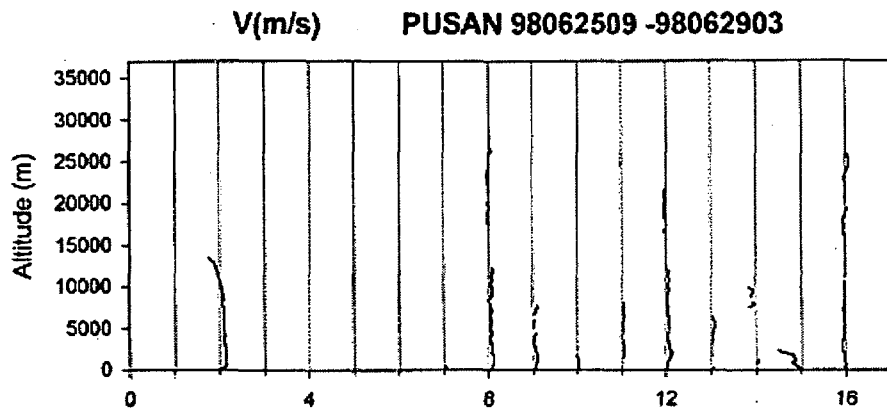


Fig. 3.8.156. Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN.

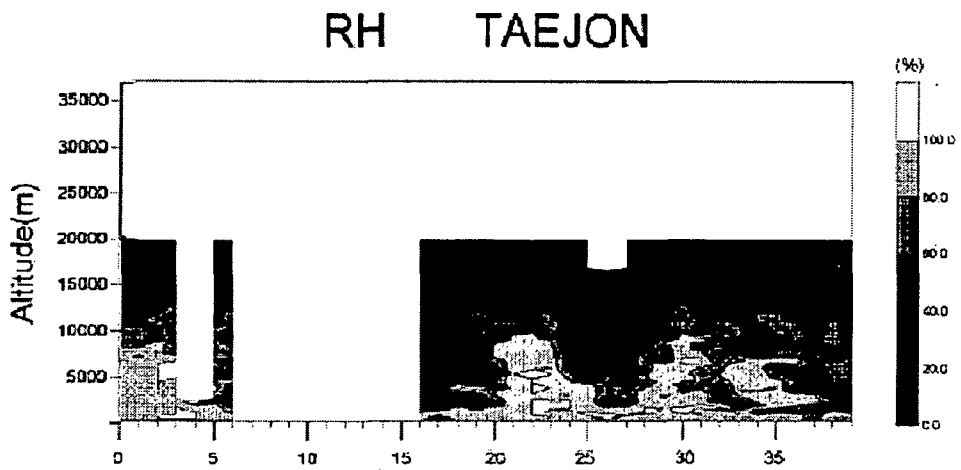
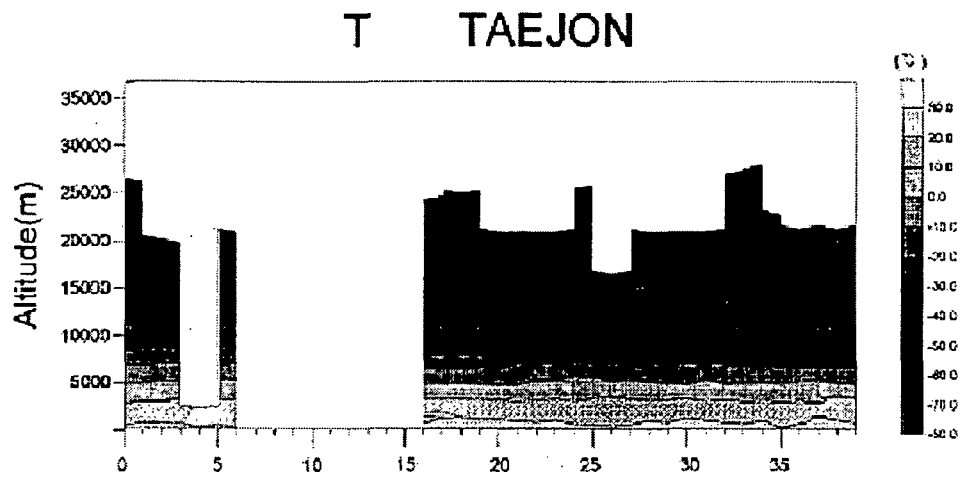


Fig. 3.8.157. Time-Height cross-sections of temperature(T) and humidity(RH) from June 2500Z to July 0418Z at TAEJON.

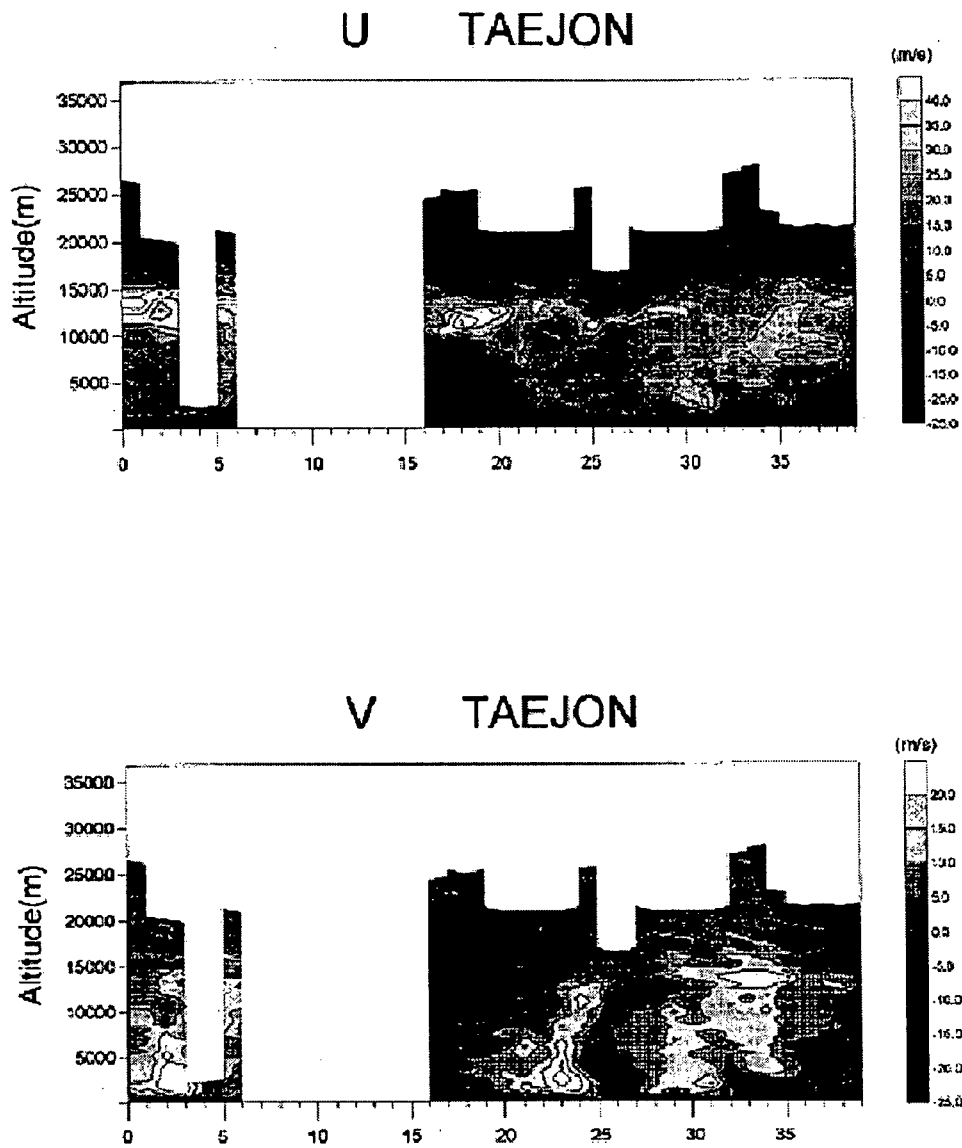


Fig. 3.8.158. Time-Height cross-sections of eastward component of wind(U) and northward component of wind(V) from June 2500Z to July 0418Z at TAEJON.

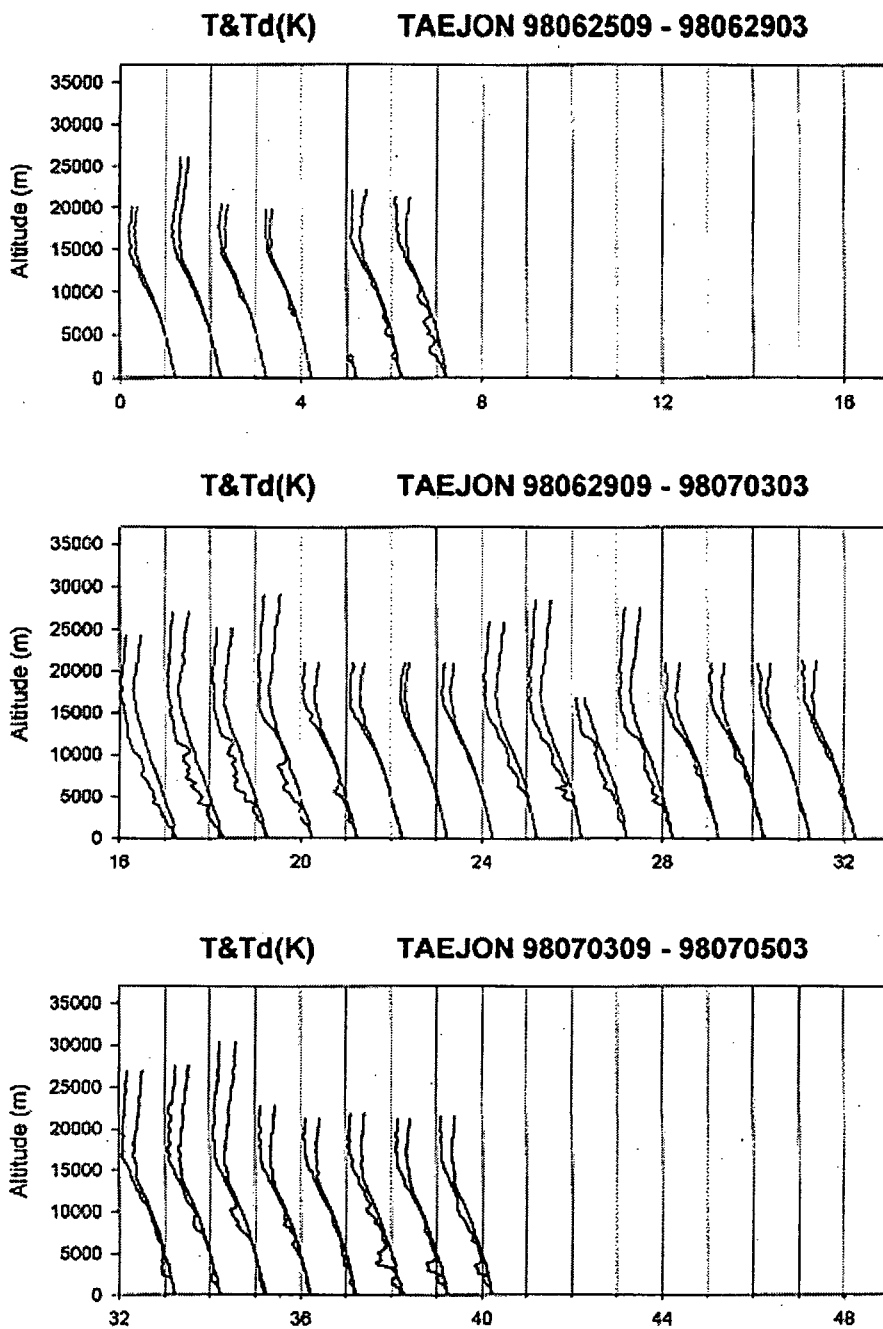


Fig. 3.8.159. Vertical profile of temperature and dew point from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON

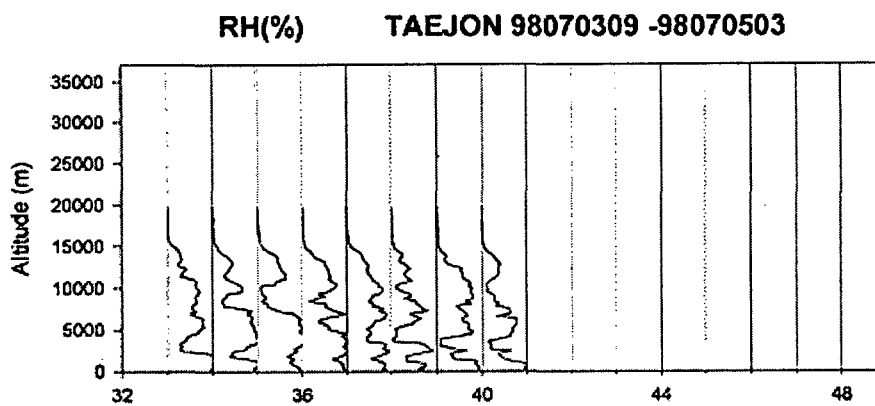
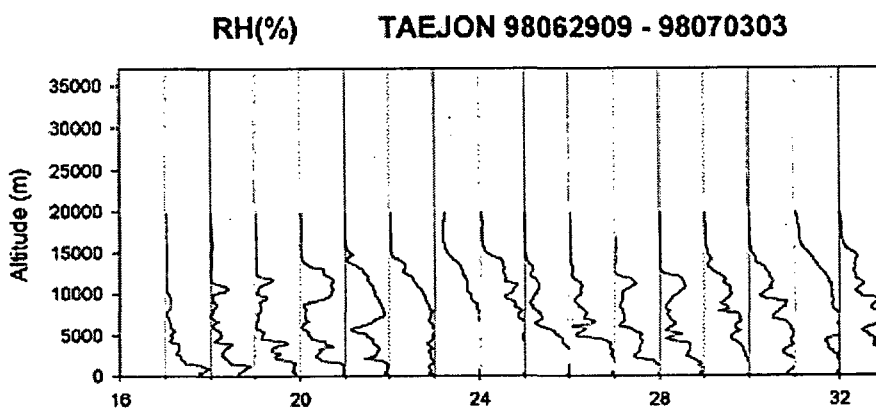
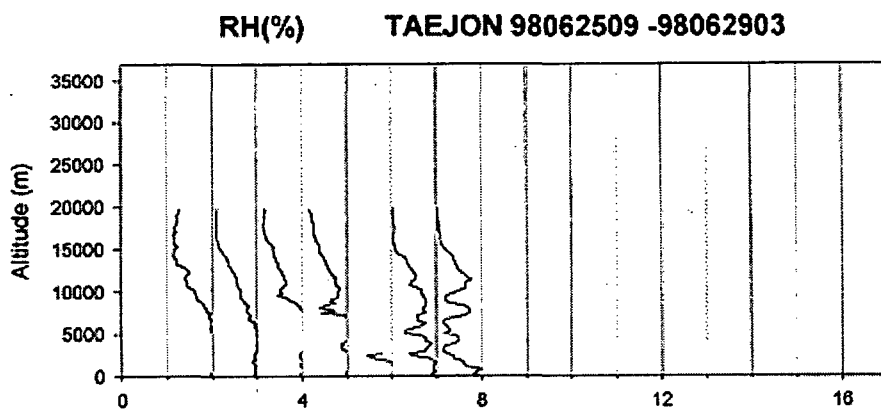


Fig. 3.8.160. Vertical profile of humidity from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON.

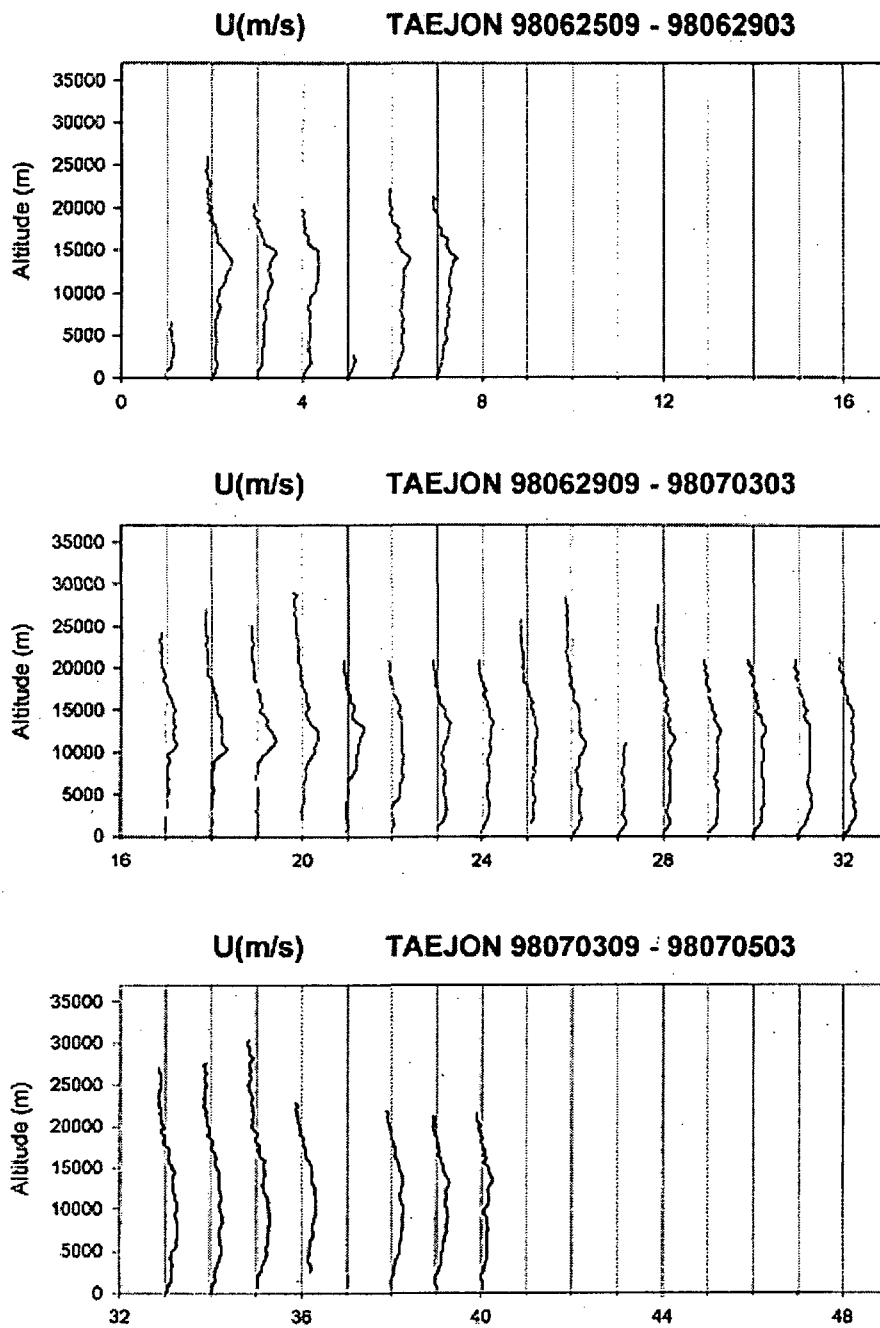


Fig. 3.8.161. Vertical profile of eastward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON.

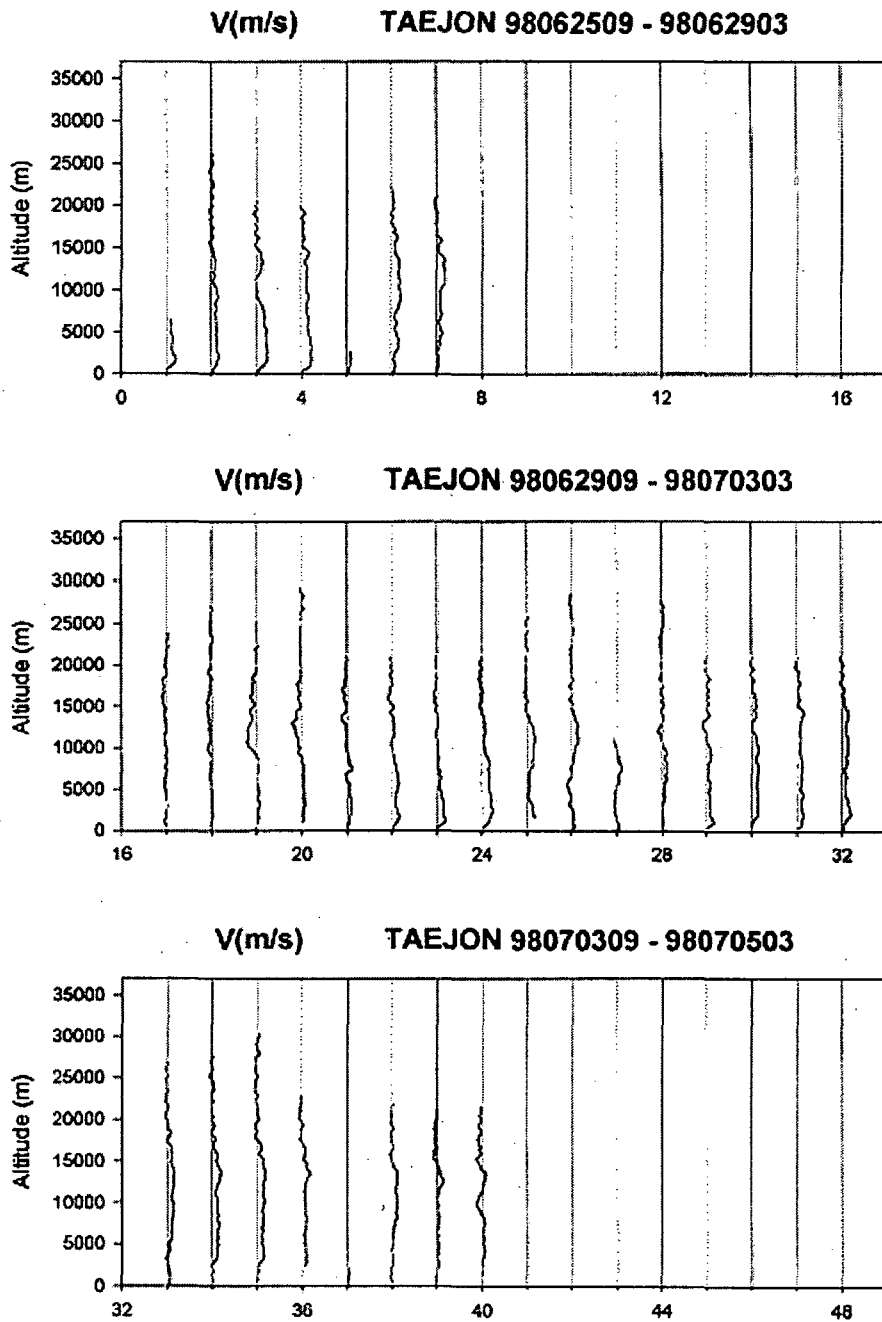


Fig. 3.8.162. Vertical profile of northward component of wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON.

# WIND VECTOR ANHUNG

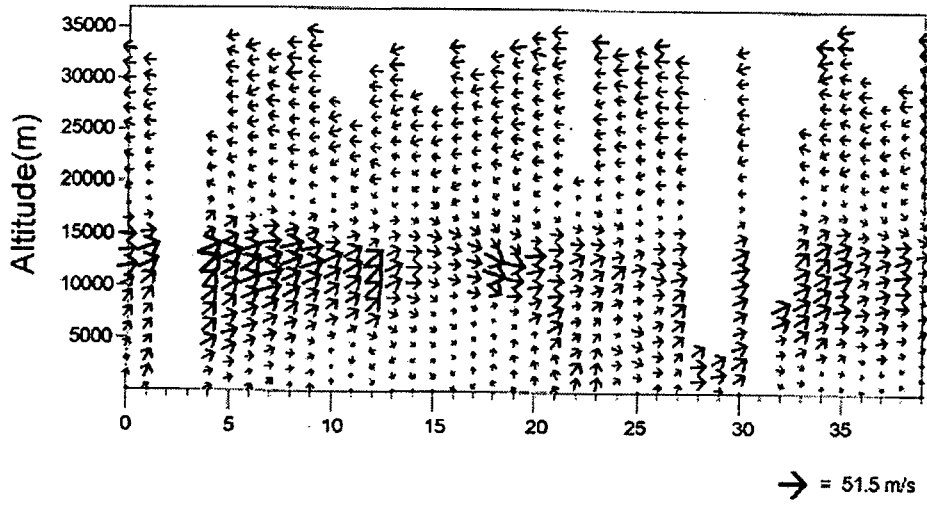


Fig. 3.8.163. Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at ANHUNG

# WIND VECTOR KANGNUNG

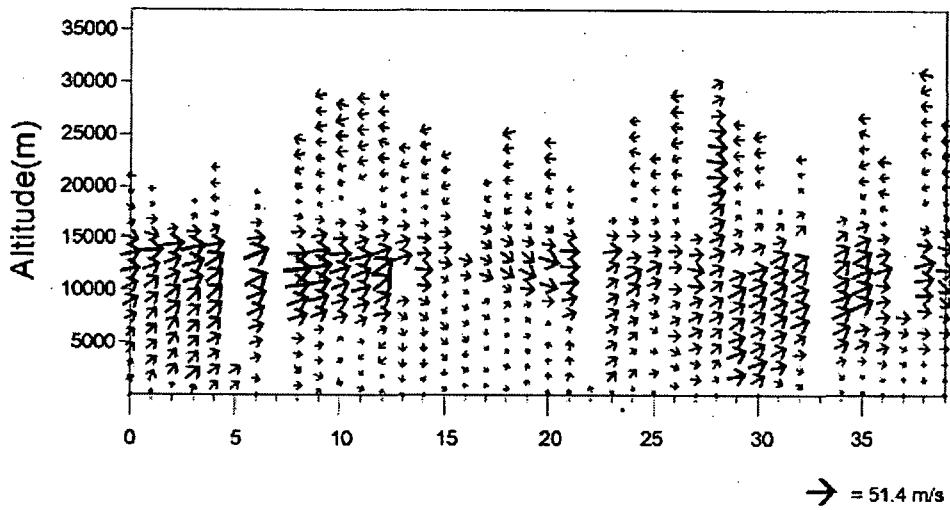


Fig. 3.8.164. Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at KANGNUNG.



# WIND VECTOR PUSAN

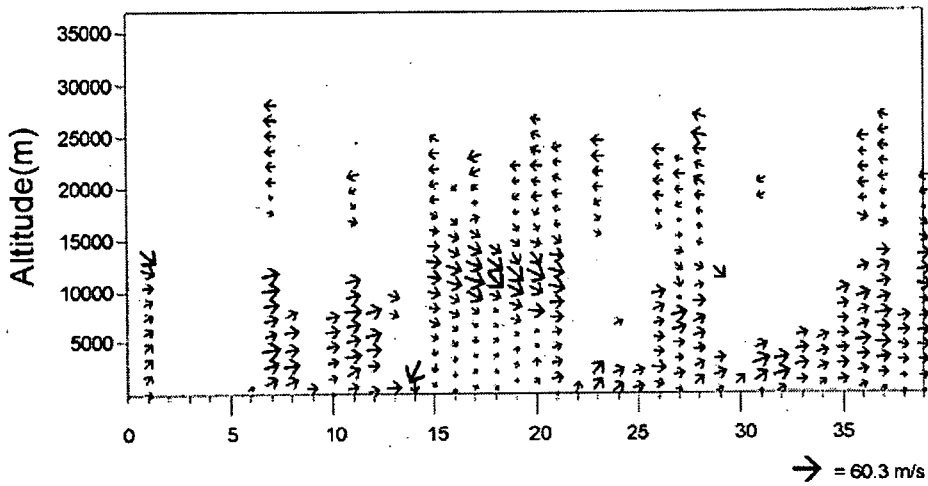


Fig. 3.8.165. Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at PUSAN

# WIND VECTOR TAEJON

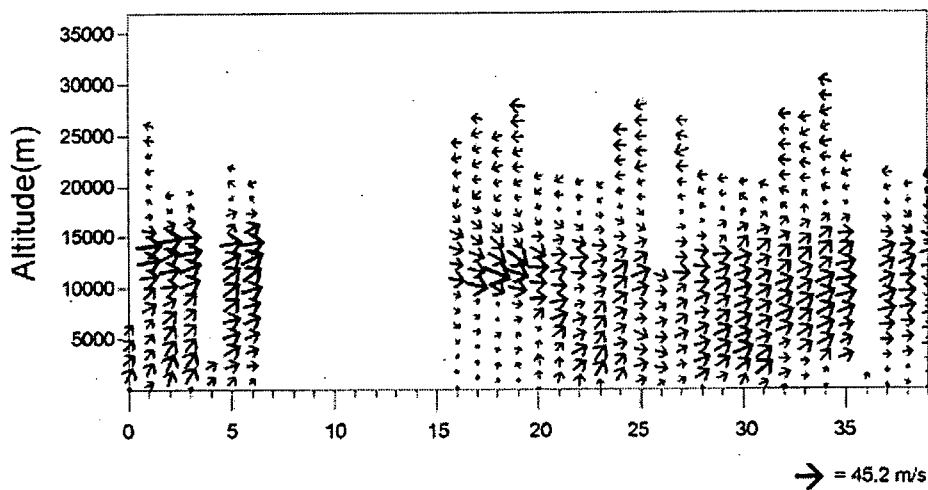


Fig. 3.8.166. Time-Height cross-section of horizontal wind from June 2500Z to July 0418Z, 1998 at TAEJON.

라. '99 KORMEX 관측 자료 처리

(1) '99 KORMEX 관측 자료 수집

다음과 같이 1999년 기상청 강화관측자료와 기상연구소에서 실시한 야외집중 고층관측, 이동식 레이더 관측, 플렉스 관측 등에서 생산된 자료를 수집하였다. Table 3.8.22는 관측된 자료들에 대한 설명과 자료의 저장 형태를 보여준다.

- 기상청 강화관측 : 6. 1 ~ 7.30 (60일간) 실시함.
  - 지상기상관측 : 기상대급 34소 매시관측 (일 24회)
  - 자동기상(AWS)관측 : 400개소에서 매분 관측자료 자동 수집
  - 위성기상관측 : GMS를 이용 일 5요소 24회 관측
  - 레이더기상관측 : 5개의 관측소에서 일 24회 관측
  - 항공기상관측 : 매분 AMOS자료 자동 수집
  - 고층기상관측 : 제주, 포항에서 일 4회 관측
  - 해양기상관측 : 거문도, 거제도, 칠발도 부이 매시관측
- 집중 야외고층 관측
  - 6.26. 09시 ~ 7. 6. 03시 (1일 4회, 총 40회 관측)
  - 대전(공군), 서천(공주대), 부산(부산대), 강릉(강릉대)
- 이동식 레이더 관측
  - 김제 부근에서 이중도플러 레이더 관측
- 플렉스 관측
  - 경기도 광릉에 설치한 30m 관측탑에서 에너지 및 열 수지 관측

한편, KORMEX 기간 중 미국 Timber사의 측위관측시스템(Global Positioning System, 모델명: Pathfinder Pro-XR)을 활용하여 야외집중 관측소들에 대한 위치를 파악하였다. 고층, 이동식 레이더 및 플렉스 정밀관측을 실시함에 있어 지금까지는 지도상에 표시된 관측지점의 위도, 경도, 고도를 파악하였으나 KORMEX 관측은 중 규모 또는 소규모적인 정밀관측이 이루어지고 있으므로 위성을 이용하는 GPS를 활용하여 위도, 경도를  $\pm 0.5m$ , 고도를  $\pm 1m$  이내로 측정하였다. 관측 결과는 Table 3.8.23에 수록되었다.

Table 3.8.22. Summary of '99 KORMEX IOP

Data	Physical quantity	시간 간격	장소
고층	T, P, Td, Wind	6 hr	오산, 포항, 제주, 광주
	"	" (6.26-7.5)	부산, 강릉, 서천, 대전
위성	(GMS gif & raw data) 적외, 강조, 합성, 가시, 수증기	1 hr	한반도
지상	T, Prep, Wind etc	1 hr	73개소 지상관측소
해양 buoy	T, P, Wind, SST, current speed etc	1 hr	거문도(여수), 거제도(통영), 칠발도(목포)
AWS	T, P, Wind, Prep, (T, Wind)max,min	1 min	353개 AWS 관측소
항공 AMOS		1 hr	8개
레이더	reflectivity, radial velocity, spectrum width	10 min	KMA 5개
	"	강수시	1개(김제)

(2) 자료 관리 및 분석

'99 KORMEX 야외 집중 고층 관측 자료는 기상연구소 예보연구실에서 server 또는 CD, 4mm tape에 보관되어 있으며, 향후 web을 통한 ftp나 또는 CD형태의 저장물로 배포될 수 있도록 할 예정이다. 1999년 기상청에서 실시한 장마집중감시(KORMEX) 관측기간 동안에 생산된 각각의 자료와 '99 KORMEX 야외집중 고층 관측 자료를 시간별로 나타내고 분석하

Table 3.8.23. Latitude, longitude and height of the stations.

	lat.	lon.	hgt.
Kwangnuen	37° 45' 24.1"	127° 09' 11.6"	325.9m
g			
Kangnueng	37° 46' 15.8"	128° 52' 02.4"	17.4m
Pusan	35° 14' 05.4"	129° 04' 26.6"	144.3m
Kimje	35° 45' 58.0"	126° 48' 39.0"	11.9m
Sochon	36° 03' 24.3"	126° 39' 35.8"	19.7m
Taejon	36° 18' 43.3"	127° 14' 22.0"	132.0m

였다. 이 자료는 차기년도 장마 연구에 쓰일 것이며 KORMEX 연구의 개략적인 설명과 몇 자료들의 동영상은 기상연구소 예보연구실 웹 사이트에서 볼 수 있다

(<http://chaos.metri.re.kr/kormex>).

(가) 위성관측 자료

기상연구소 예보연구실 KORMEX 홈페이지에서 제공하고 있는 인공위성 영상 자료는 GMS 적외(IR), GMS 강조(Enhance IR), GMS 합성(IR + VIS), GMS 가시(VIS), GMS 수증기(Water vapor)이고, 1시간 간격으로 처리된 동영상 자료 형태이다. GMS는 일본의 정지궤도 위성으로 동경 140° 에서 4개의 채널로 관측을 하고 있다. 관측 채널은 가시광선 1개, 적외선 3개이다.

(나) 고층관측 자료

KORMEX 관측 지점은 대전, 서천, 부산, 강릉이었고, 기온, 이슬점 온도, 풍향, 풍속의 연직분포를 구하였다. '99 KORMEX 야외 집중 고층 관측 자료의 분석을 하기에 앞서, '99년도 장마의 특성에 관해 간단히 살펴보고자 한다. 중위도 북서태평양으로부터 중국 동해안까지 광범위하게 장기간 발달하고 있는 고수온대의 영향으로 북태평양 고기압이 예년보다 북동쪽으로 치우쳐 발달하고 우리 나라 남쪽으로는 확장하지 못함에 따라, 장마전선이 정상적으로 북상하지 못하여 우리 나라에서는 장마가 소강상태를 자주 나타내었다. 장마기간의 총 강수량은 대체로 평년보다 적었다. 강수 일수는 남부 지방은 평년보다 조금 많았으며 중부 지방은 매우 적었고, 지역차가 컸다. 장마기간 중 6월 하순 후반부터 7월 상순 초반까지 중부 지방에는 장마가 소강상태였다. 장마 시작일은 전국이 지역에 따라 1~5일 빨랐으며, 장마 종료일은 중부에서는 12~14일 빨랐고, 제주도를 포함한 남부 지방에서는 비슷하거나 1일 정도 빨랐다. 따라서, 금년의 야외집중 고층 관측 기간은 장마예보를 근거로 선정되었으나, 이 기간중 장마의 비활성화로 인하여 무강수일이 많아 관측은 잘 이루어졌지만 장마분석에는 다소 미흡하리라 예상된다. 고층 관측 자료들은 질적 검토를 하여 문제가 있는 값은 수정하거나 빈자리(missing)로 처리하는 1차적인 품질 검사를 하였고, 위성 사진, 관측소 별 기온, 이슬점 온도, 풍향 및 풍속의 고도별 분석을 수행하였다.

- 온도 및 이슬점 온도의 연직 분포

Fig.3.8.167은 대전 고층관측소에서의 기온과 이슬점 온도의 연직 분포이다. 7월 1일 18UTC부터 7월 2일 12UTC에 기온과 이슬점 온도의 차이가 적어 비가 내렸음을 알 수 있으나, 이 기간 동안은 장마전선이 서쪽에서 접근하는 저기압의 영향으로 제주도 부근 해상에 위치하고 있어서, 장마전선의

영향이라고 보기는 어렵다. 그외 기간 동안은 기온과 이슬점 온도의 차이가 뚜렷하지 않아 대체로 맑은 날이 지속되었음을 알 수 있다. Fig. 3.8.168는 서천 고층관측소에서의 기온과 이슬점 온도의 연직 분포이고, Fig. 3.8.167과 거의 비슷하다. Fig.3.8.169는 부산 고층관측소에서의 기온과 이슬점 온도의 연직 분포이다. 6월 26일 00UTC와 6월 28일 18UTC, 두차례의 결측이 있었다. Fig. 3.8.170은 강릉에서 관측한 기온과 이슬점 온도의 연직 분포이다.

- 바람벡터의 연직 분포

Fig. 3.8.171 ~ Fig. 3.8.174은 대전, 서천, 부산 강릉 고층 관측소의 바람 벡터의 연직분포를 나타낸다. 대전의 바람벡터를 살펴보면, 6월 26일, 27일, 30일은 300 hPa에 서풍인 제트기류가 관측되고 북동풍 계열의 바람이 유입된다. 7월 1일은 700 hPa 근처에서 하층제트 기류가 관측이 되며 강수가 있었다. 7월 3일부터 북서풍 계열 바람의 강화도 나타난다(Fig 3.8.171). 서천의 바람벡터를 살펴보면, 대전과 크게 다른 점이 없으나, 6월 29일 상층에서 강한 북서풍 계열의 바람이 부는 것과 7월 4일 18UTC의 상층에 바람이 없는 것을 알 수 있다(Fig.3.8.172). 부산의 바람벡터를 살펴보면, 6월 26일 00UTC와 6월 28일 18UTC 두 번의 결측이 있었다. 상층에서는 대체로 서풍 계열의 바람이 강하였고, 장마전선의 영향을 받은 7월 1일과 2일에는 남서풍 계열의 바람이 점점 강해지며 하강하는 것을 알 수 있다. 강릉의 바람벡터 역시 6월 26일부터 28일까지 상층에 서풍계열의 강한 바람이 있고, 하층은 약한 북풍과 북서풍 계열의 바람이 있다. 6월 29일과 7월 2일은 하층에 강한 북동풍 계열의 바람이 있다.

(다) AWS관측 자료

6월 및 7월 관측 기간 중에서 Fig. 3.8.175와 Fig. 3.8.176은 AWS 관측소에서 관측한 7월 30일과 31일 동안 1시간별 강수량의 분포를 보여준다. 7월 30일의 강수량을 살펴보면 01UTC부터 10UTC까지 남부 지방과 중부 일부지역에서 강수가 나타난다. 11UTC부터 13UTC동안은 제주도를 포함한 일부지역에서 강수를 보이다가 15UTC 이후부터 서해 및 남해상에 강수를 보이다가 점차 북상함을 알 수 있다(Fig. 3.8.175). 7월 31일의 강수량을 살펴보면, 다시 남부지방을 시작으로 지역적인 차이는 있으나 내륙지방으로 북상하며 지속적인 강수를 나타낸다. 15UTC부터 맑은 날이 계속되다 19UTC이후에는 북부지방에서만 강수를 나타내고, 중부와 제주도를 포함한 남부지방은 맑은 날씨를 보이고 있다(Fig. 3.8.176).

(라) 부이 관측 자료

거문도, 거제도, 칠발도에서 관측한 6월, 7월 자료 중 Fig. 3.8.177 ~ Fig. 3.8.188은 칠발도 부이에서 관측한 6월, 7월의 상대습도, 기압, 기온, 풍향, 파고 풍향-파고의 분석 결과를 보여준다.

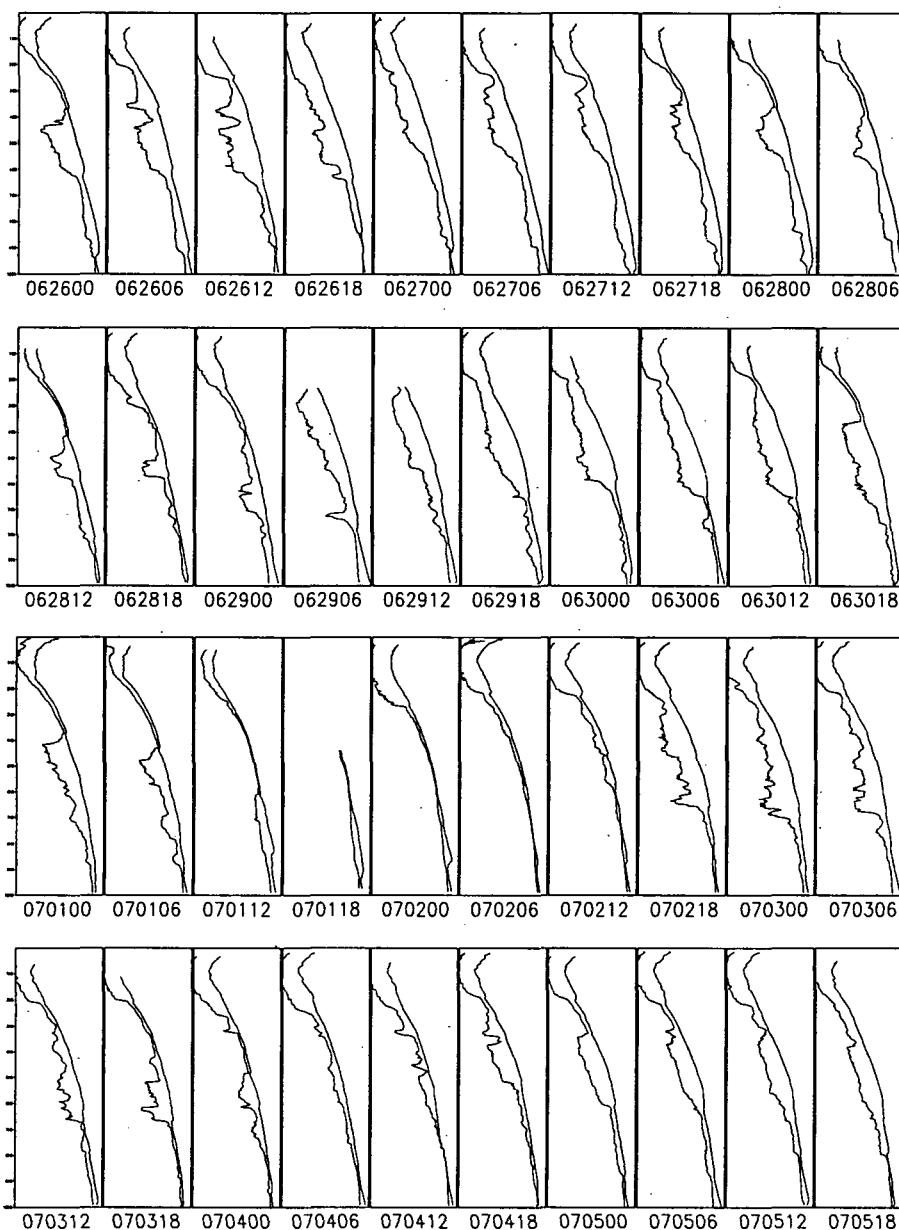


Fig. 3.8.167. Vertical profile of temperature and dew point temperature from June 2600UTC to July 0518UTC, 1999 at TAEJON

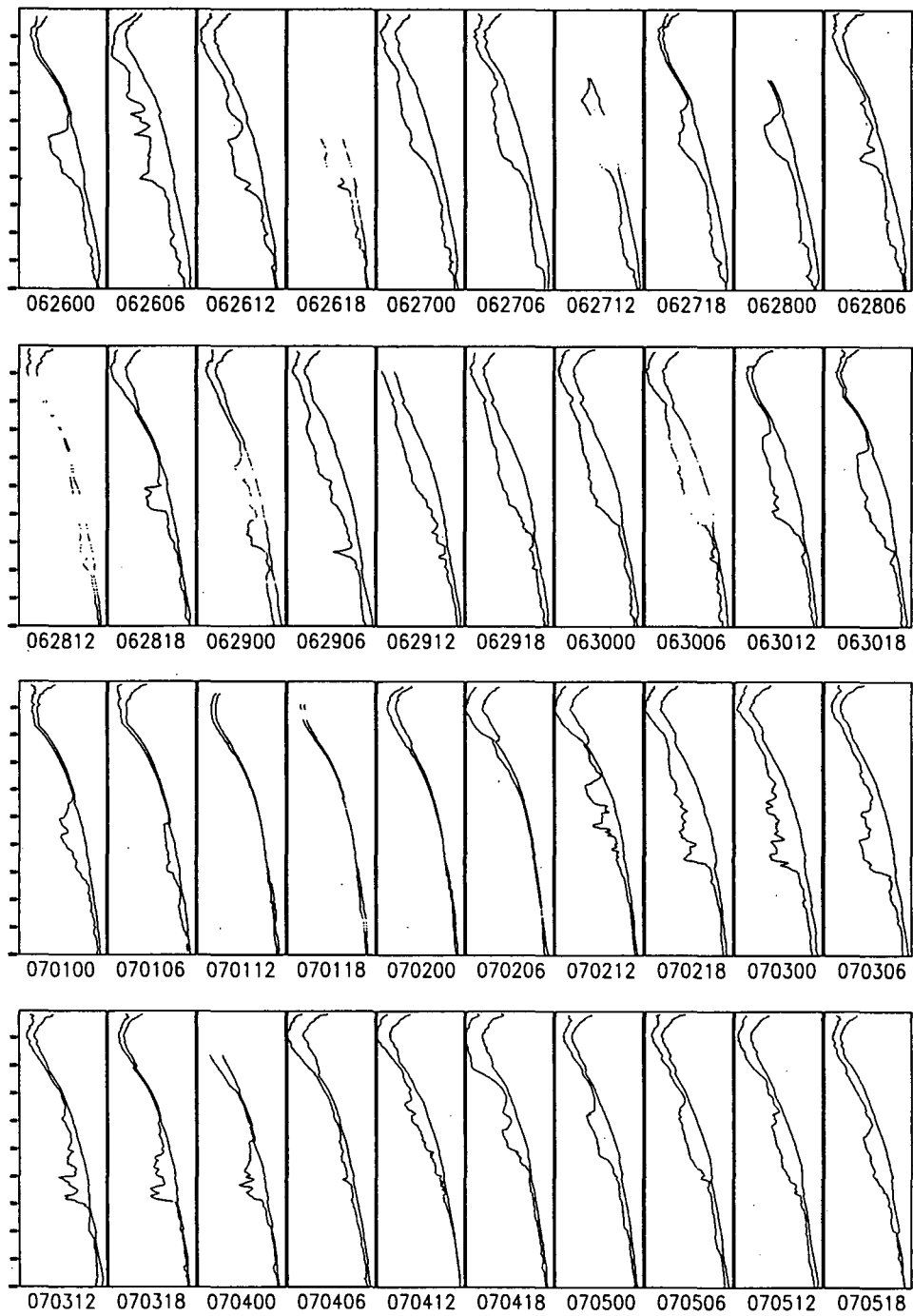


Fig. 3.8.168. Same as Fig. 3.8.167 except SECHUN

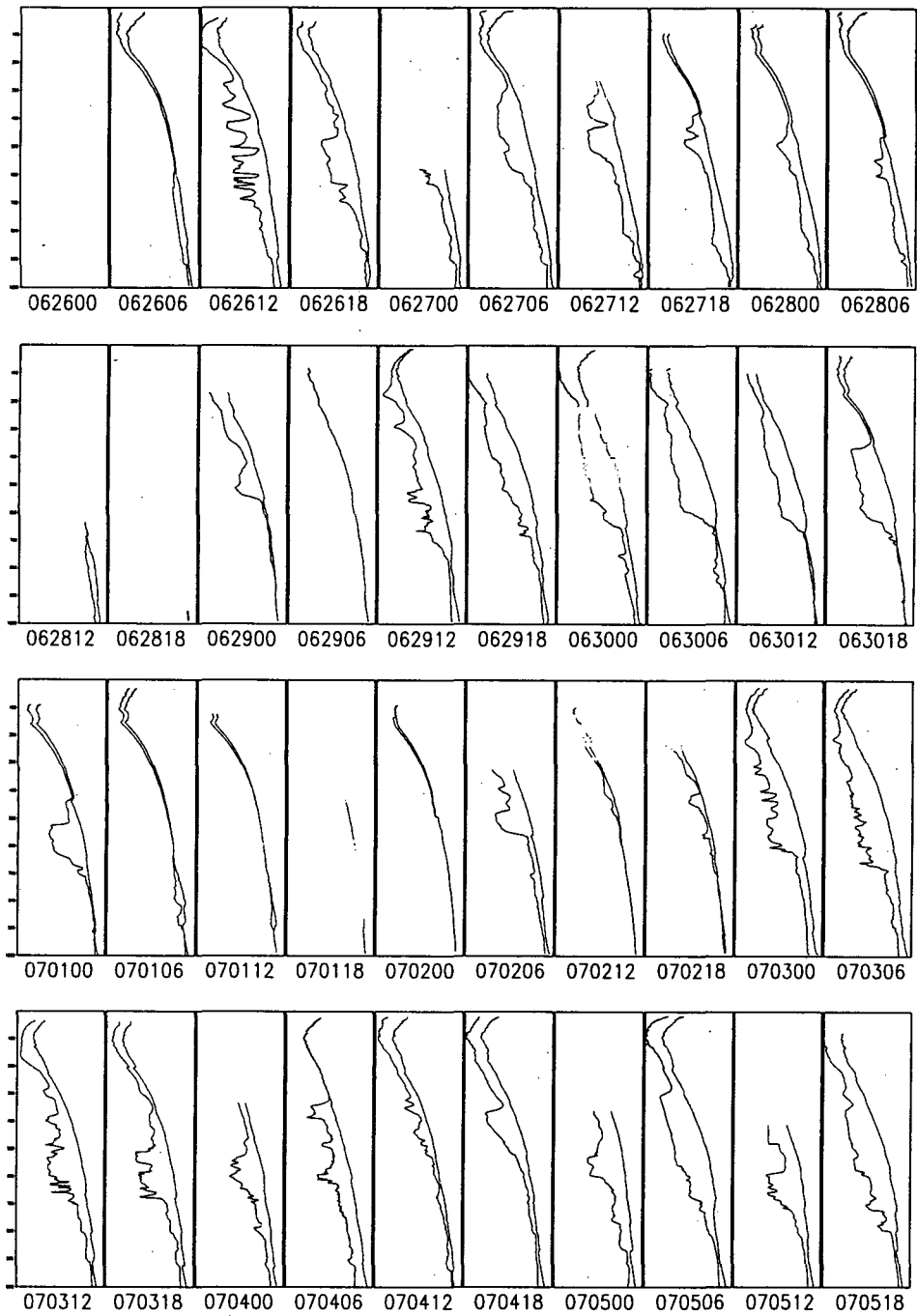


Fig. 3.8.169. Same as Fig. 3.8.167 except PUSAN



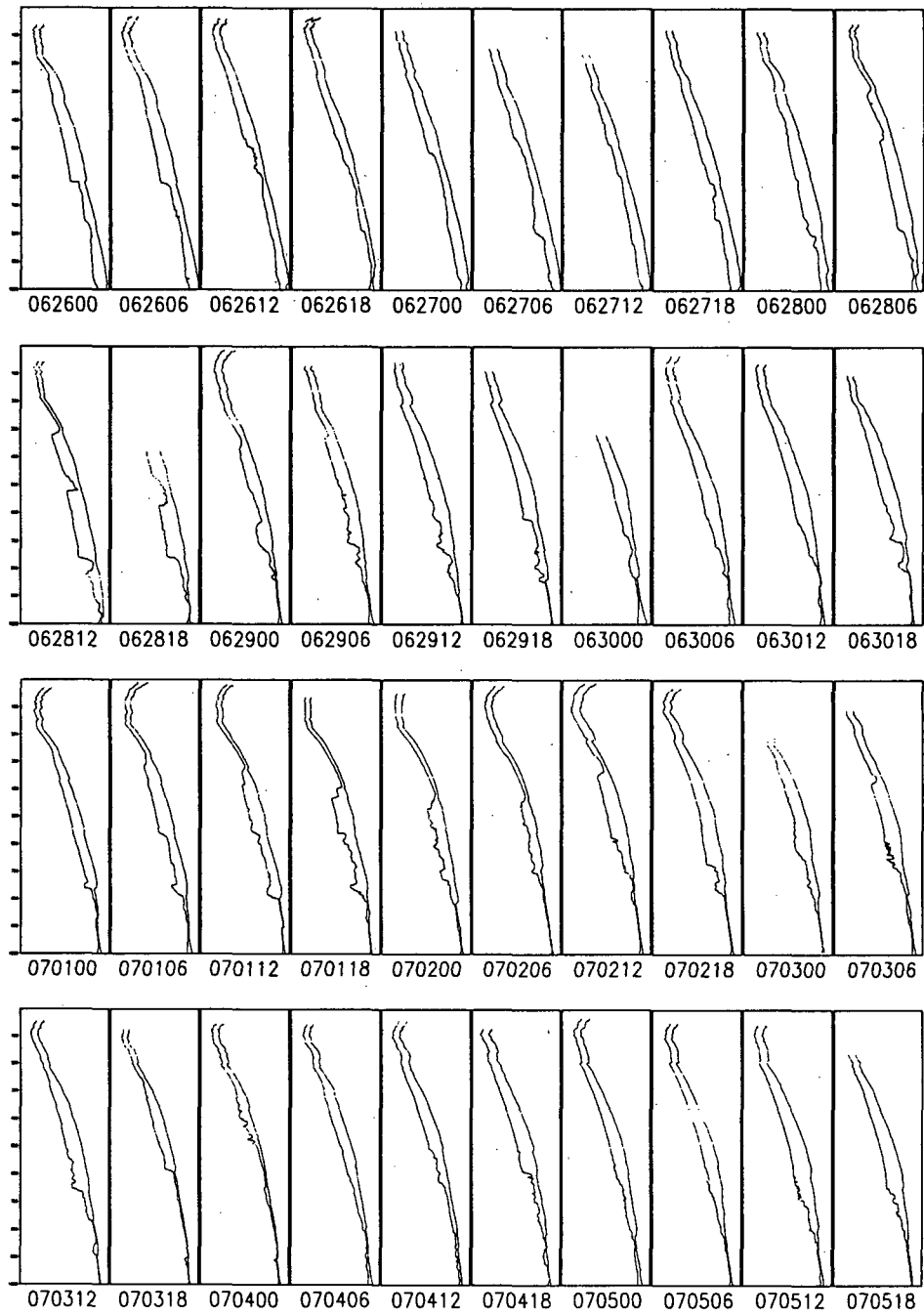


Fig. 3.8.170. Same as Fig. 3.8.167 except KANGRUNG

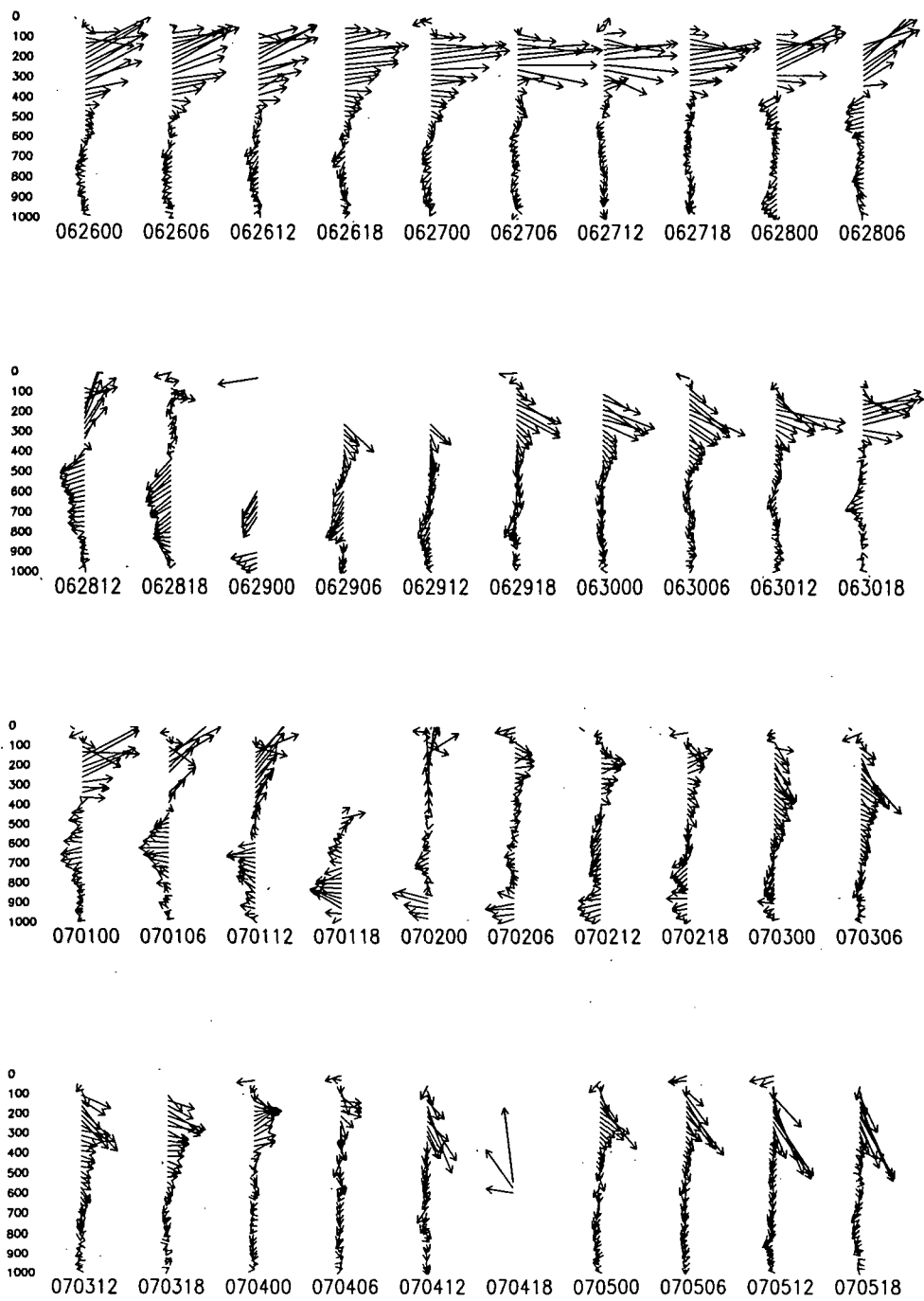


Fig. 3.8.171. Time-Height cross section of horizontal wind from June 2600UTC to July 0518UTC, 1999 at TAEJON

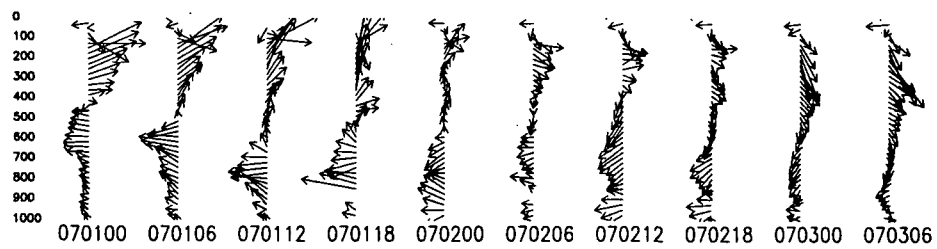
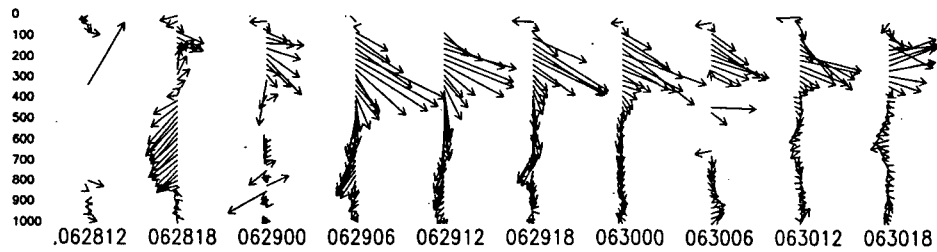
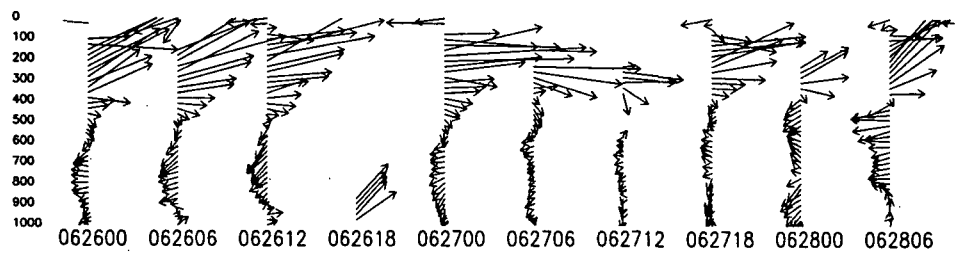


Fig. 3.8.172. Same as Fig. 3.8.169 except SECHUN

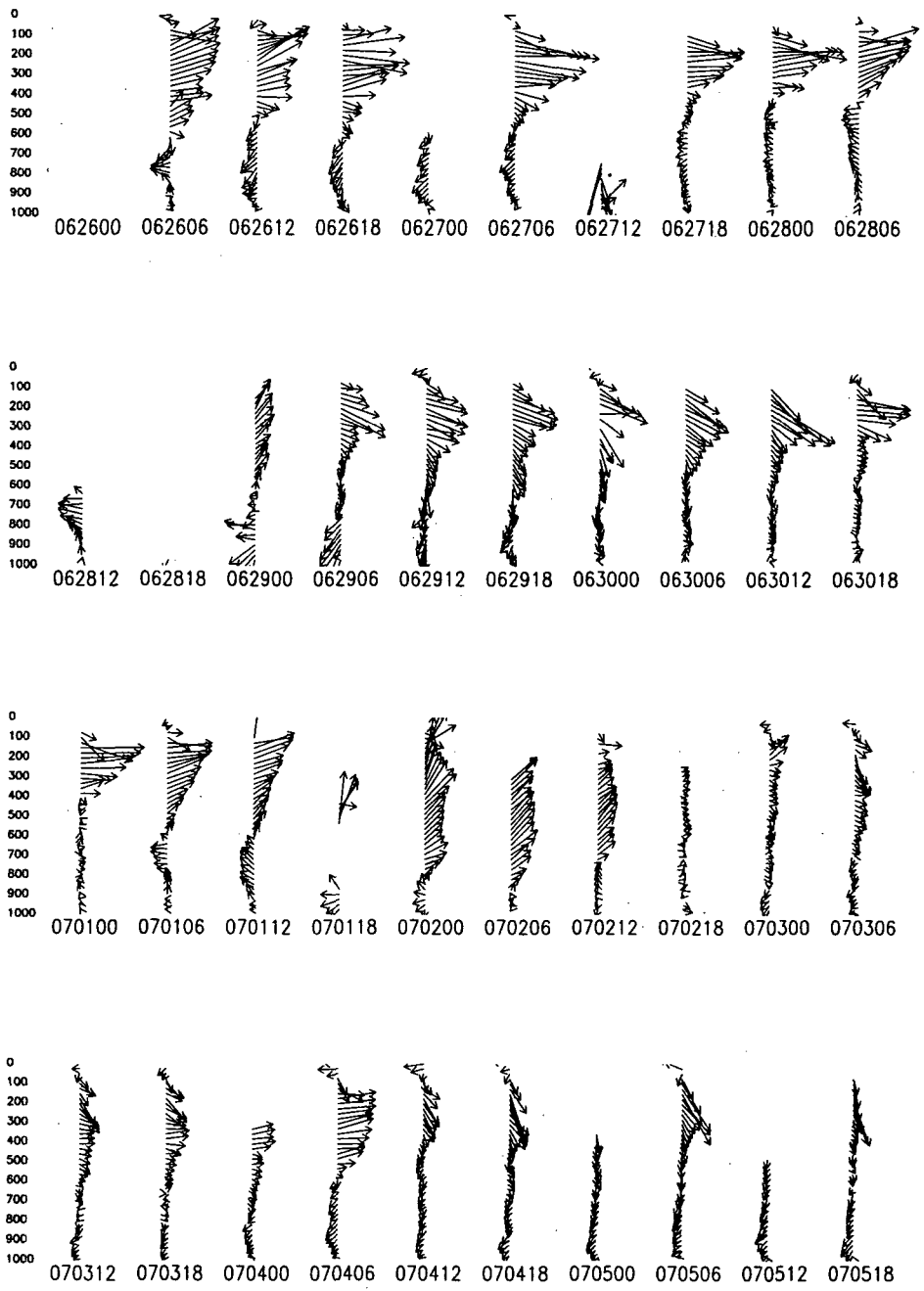


Fig. 3.8.173. Same as Fig. 3.8.169 except PUSAN

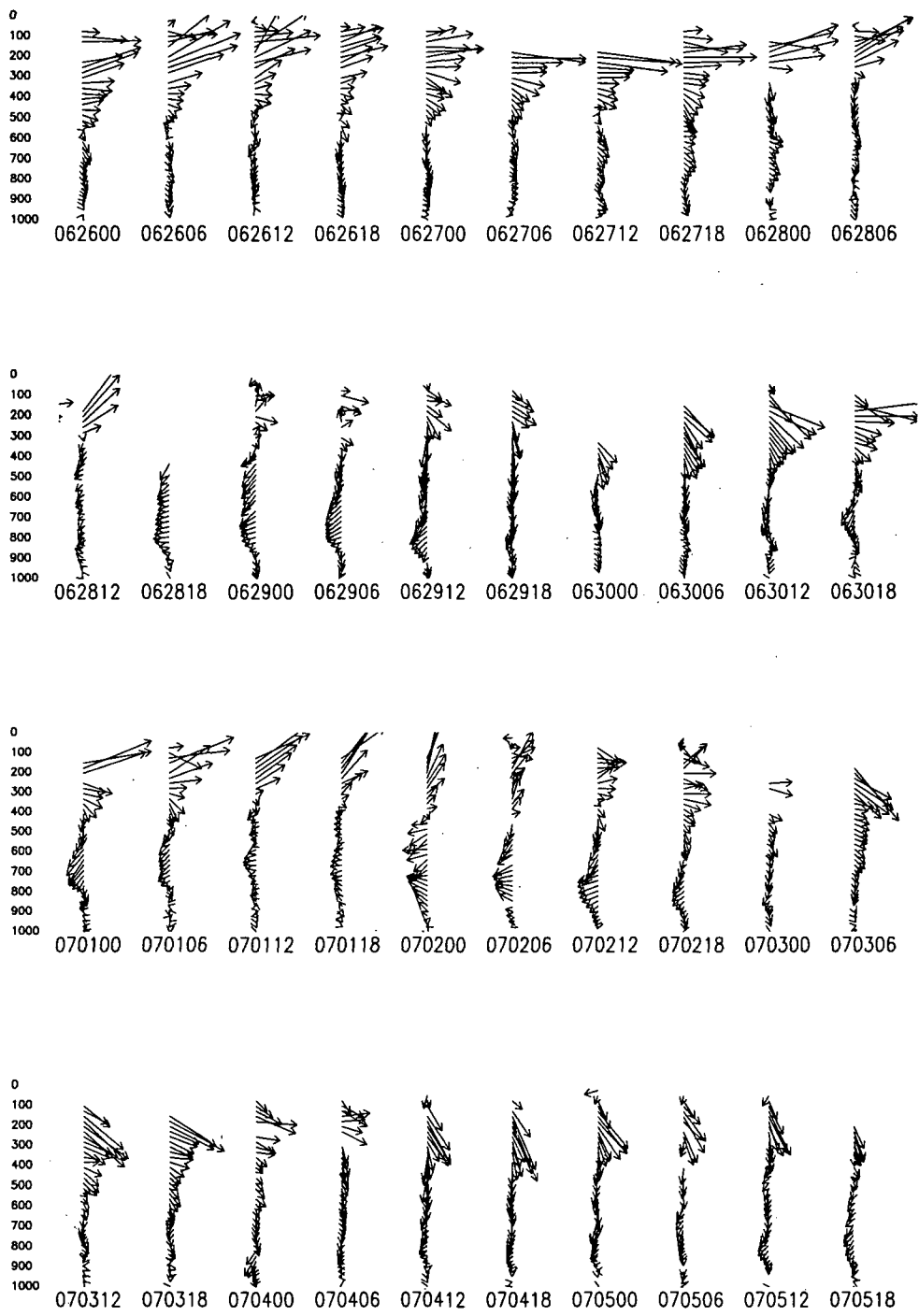


Fig. 3.8.174. Same as Fig. 3.8.169 except KANGRUNG

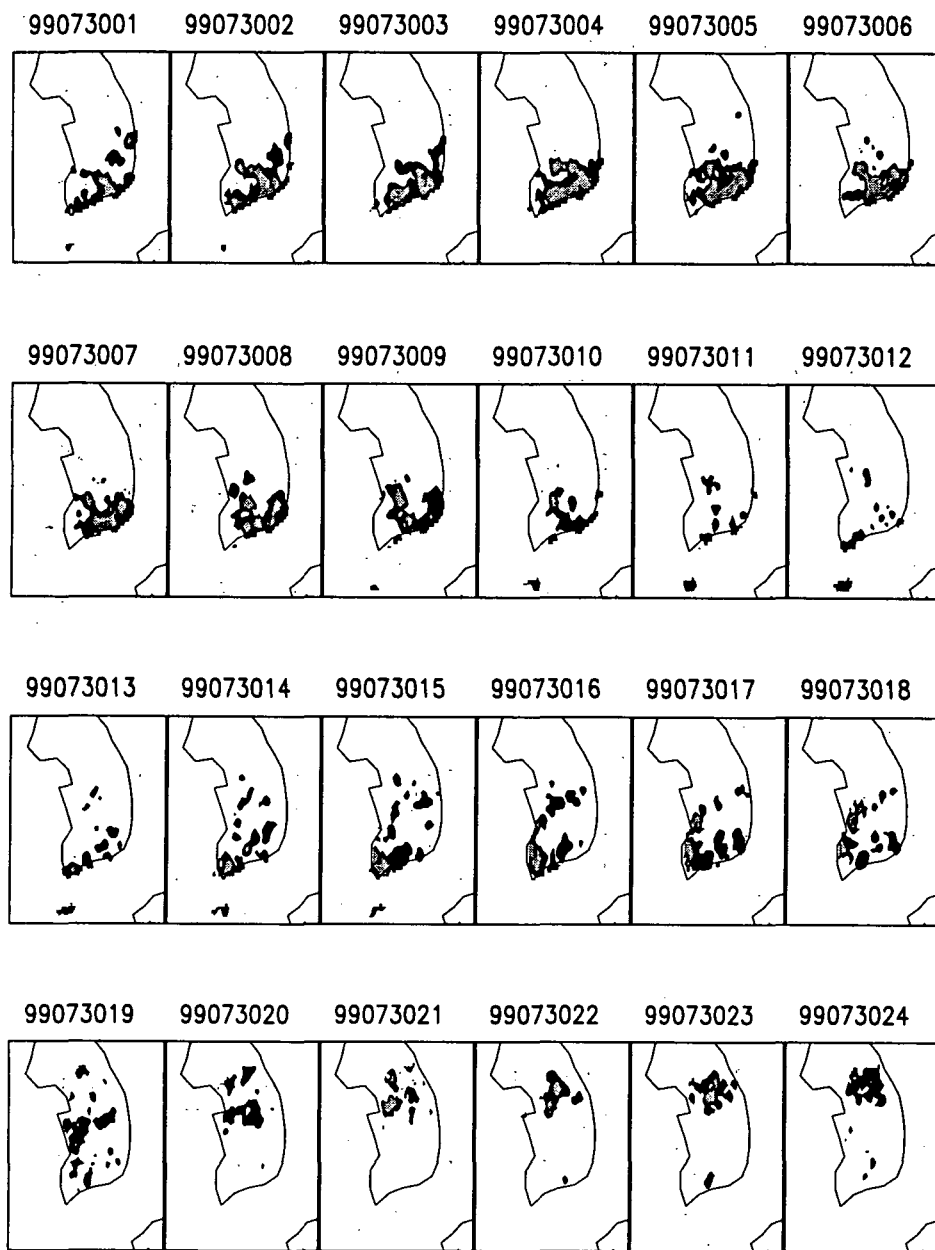


Fig. 3.8.175. Regional distribution of hourly precipitation from AWS observation network during 30 July.

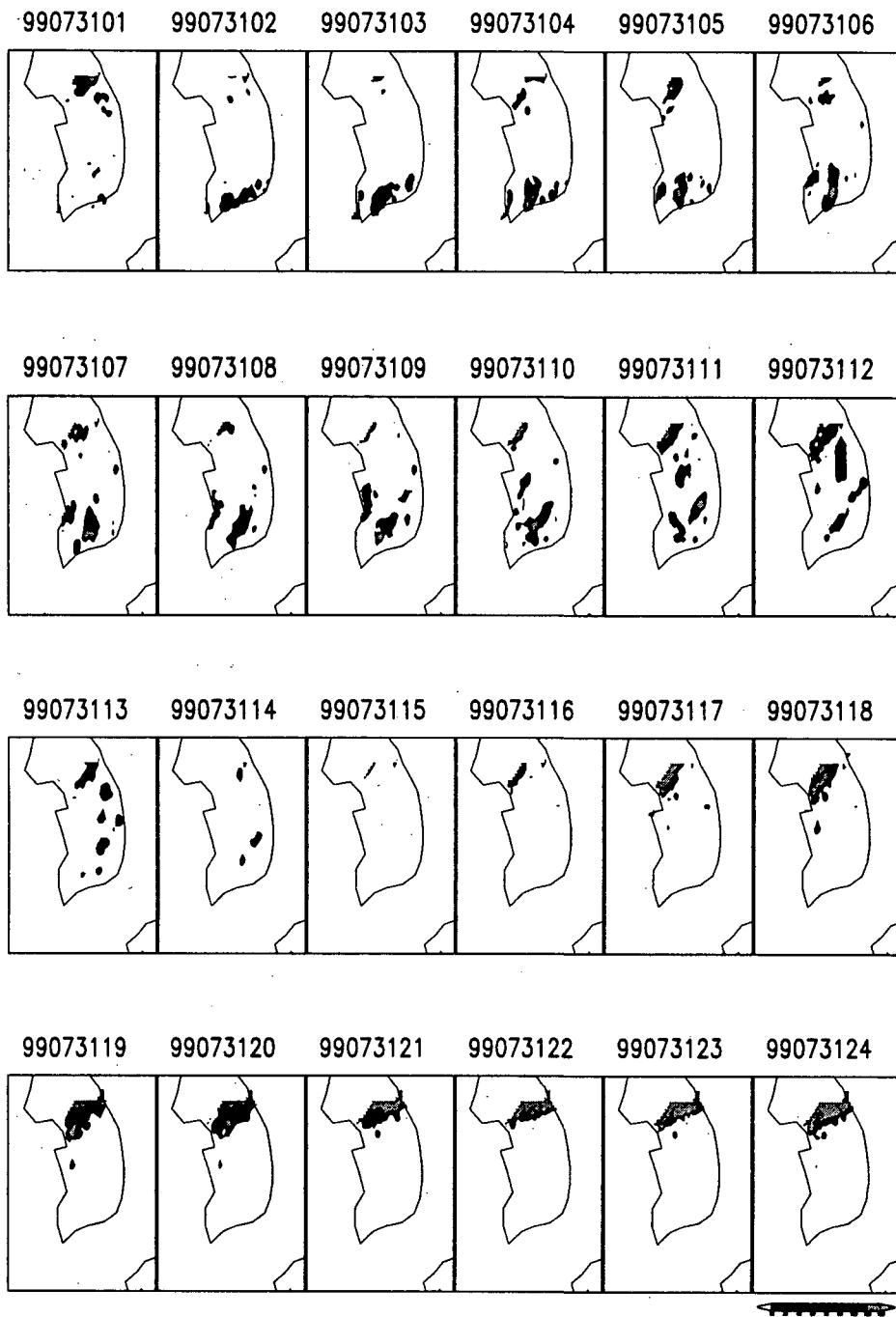


Fig. 3.8.176. Same as Fig 3.8.175 except 31.

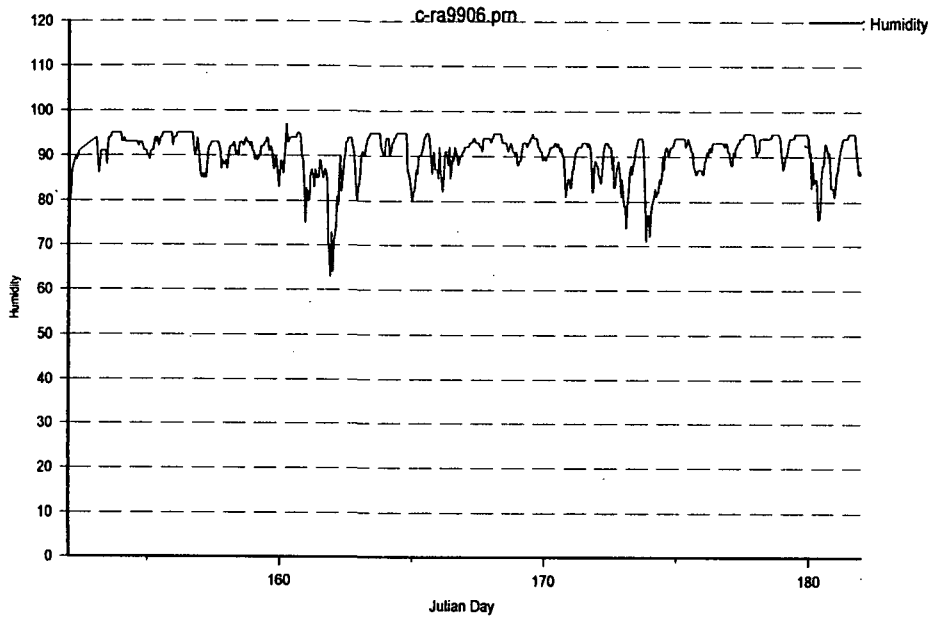


Fig. 3.8.177. Buoy data of Humidity(RH) on June 1999 at CHILBAL-DO

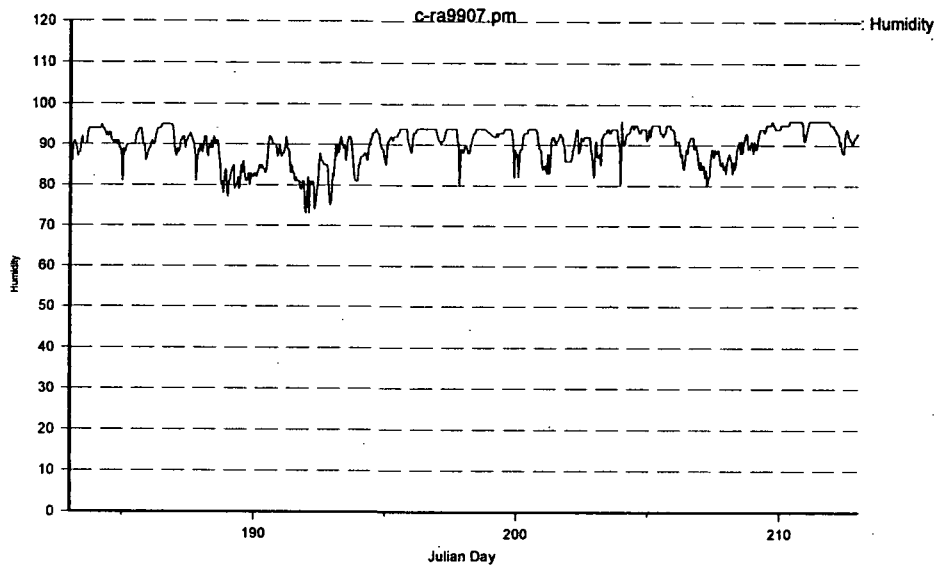


Fig. 3.8.178. Buoy data of Humidity(RH) on July 1999 at CHILBAL-DO



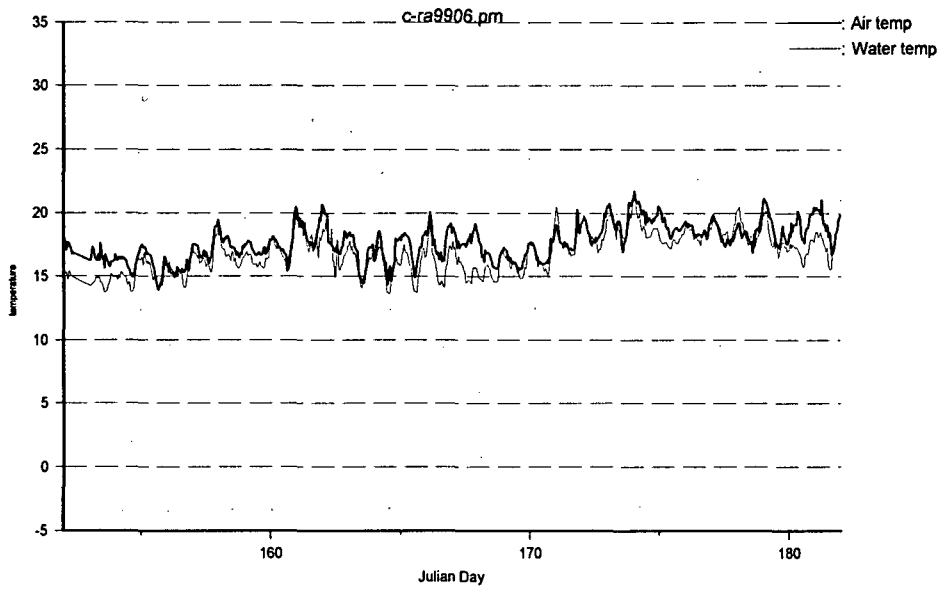


Fig. 3.8.179. Same as Fig. 3.8.177 except Temperature

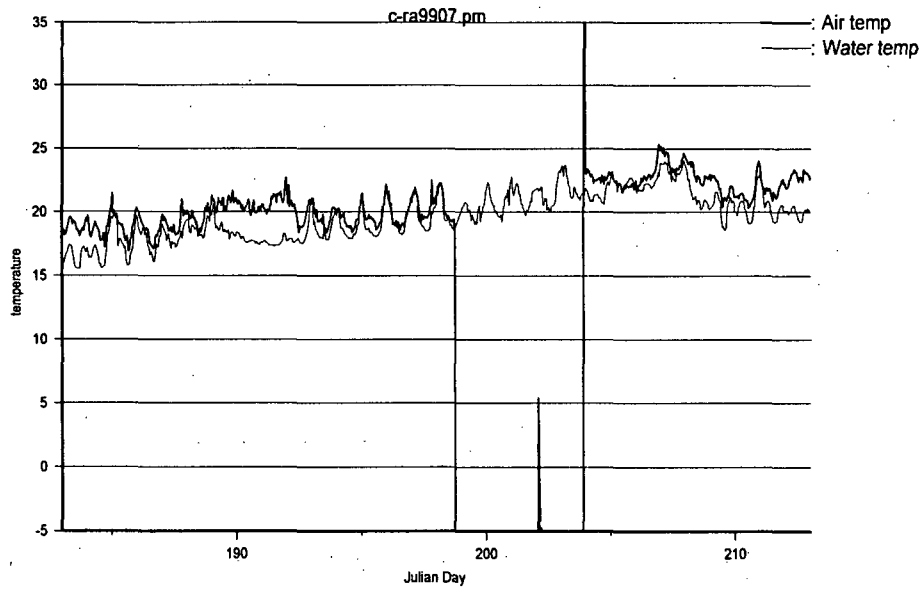


Fig. 3.8.180. Same as Fig. 3.8.178 except Temperature

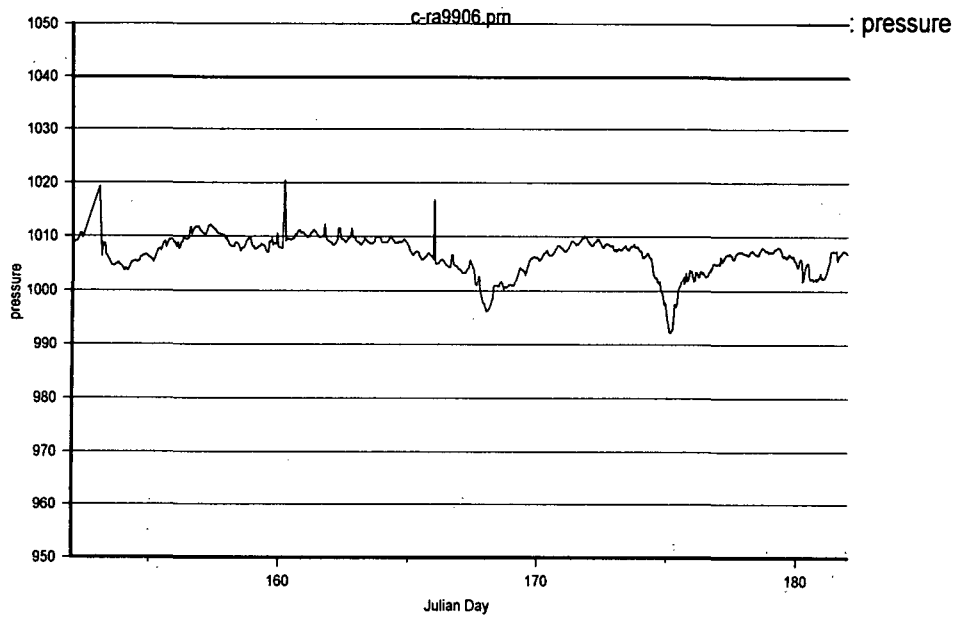


Fig. 3.8.181. Same as Fig. 3.8.177 except Presure

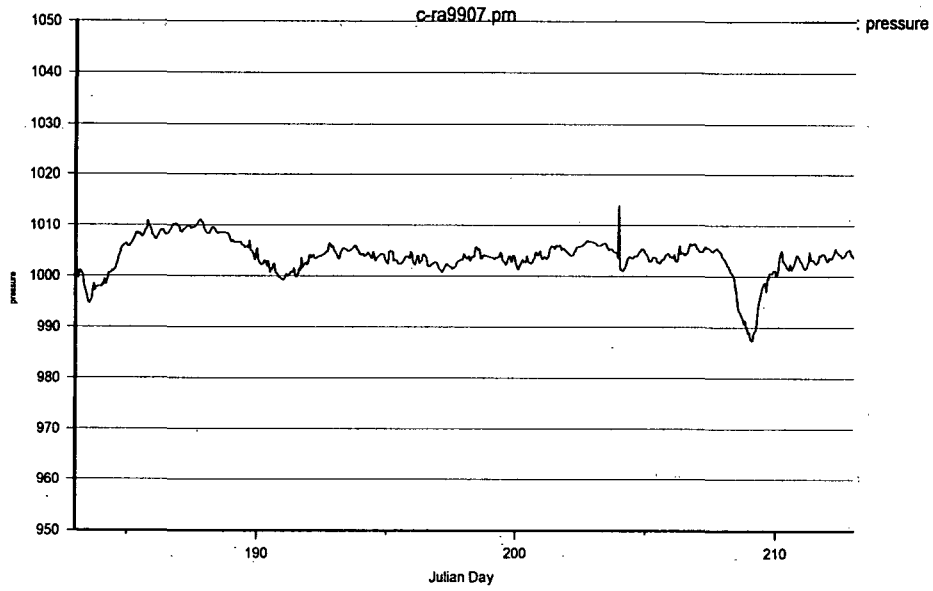


Fig. 3.8.182. Same as Fig. 3.8.178 except Presure

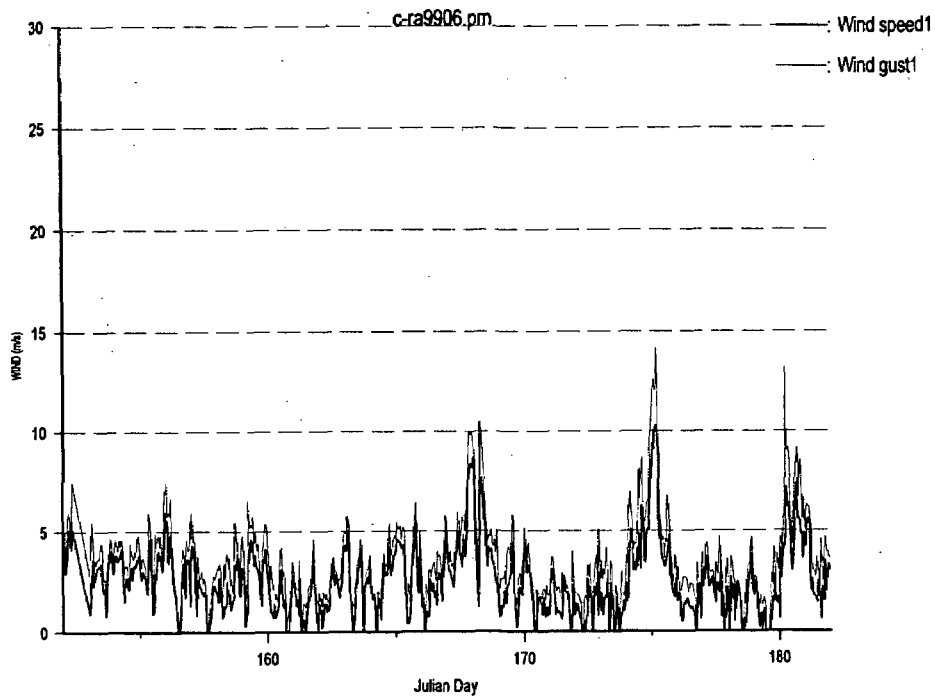


Fig. 3.8.183. Same as Fig. 3.8.177 except Wind

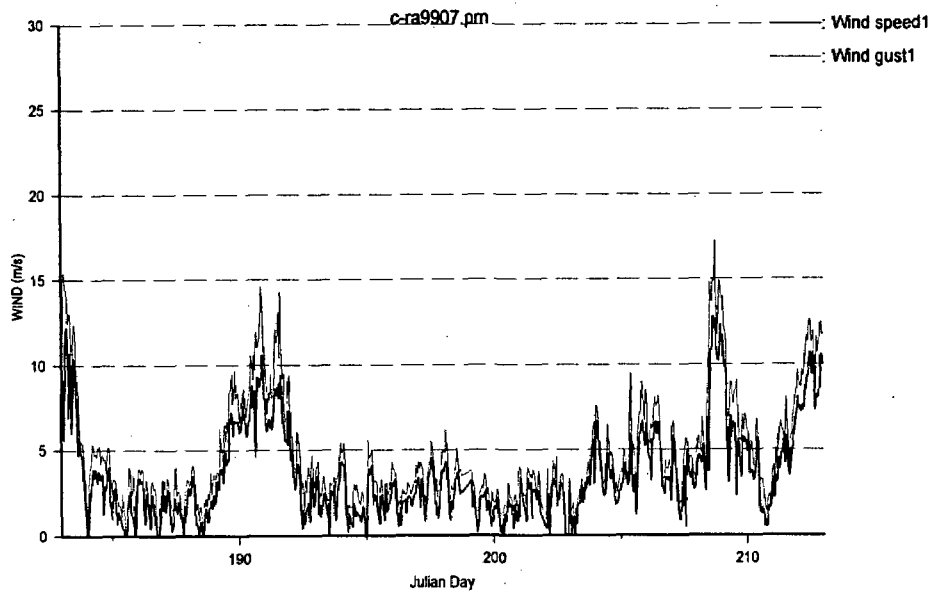


Fig. 3.8.184. Same as Fig. 3.8.178 except Wind

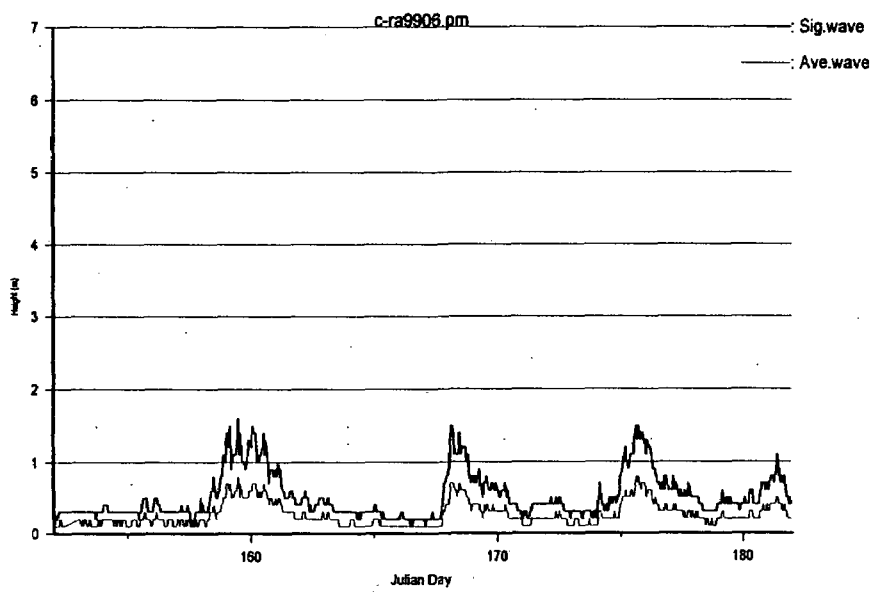


Fig. 3.8.185. Same as Fig. 3.8.177 except Wave

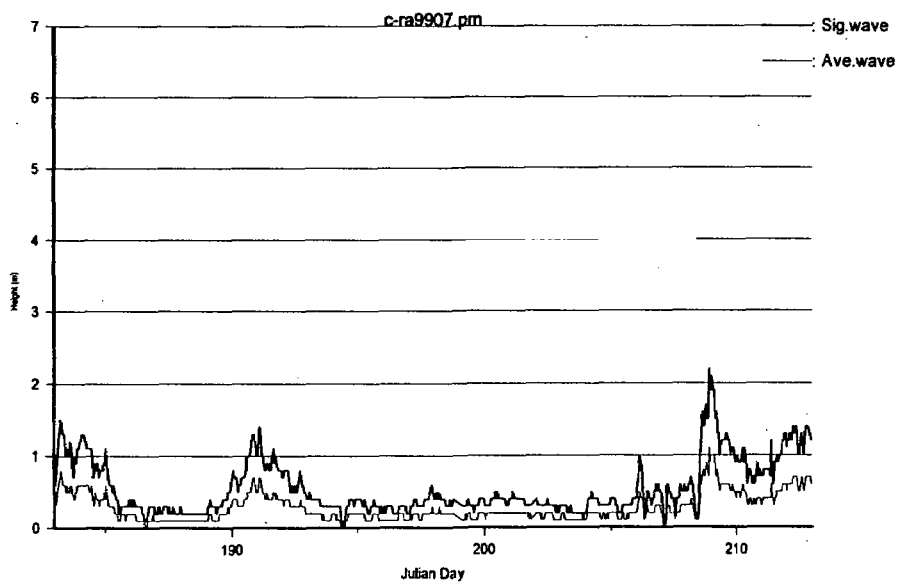


Fig. 3.8.186. Same as Fig. 3.8.178 except Wave

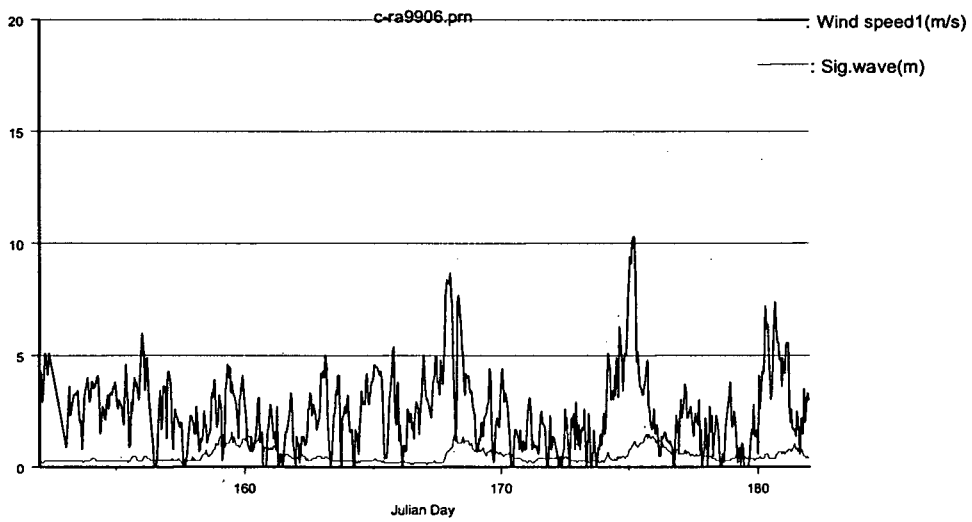


Fig. 3.8.187. Same as Fig. 3.8.177 except Wind-Wave

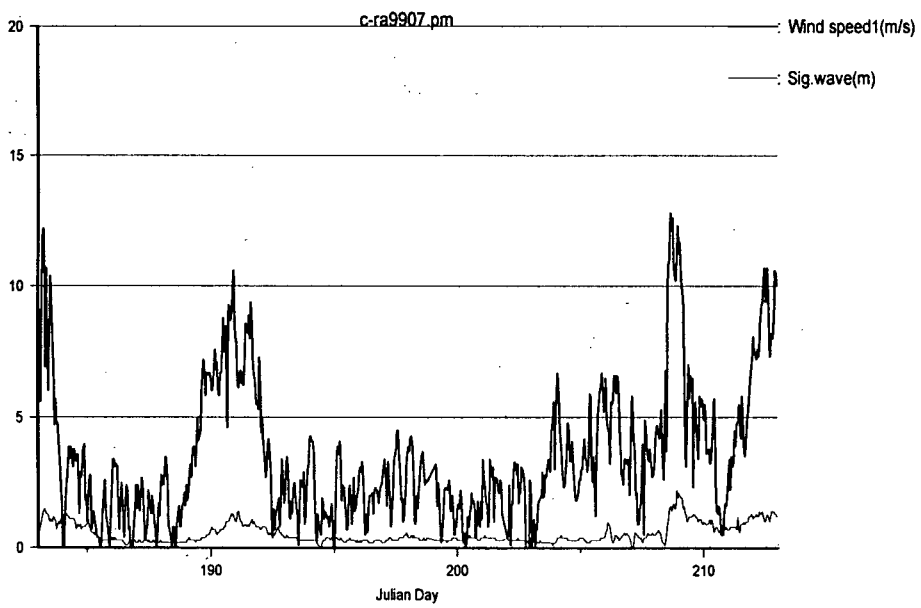


Fig. 3.8.188. Same as Fig. 3.8.178 except Wind-Wave

## 마. 중규모 자료동화 시범 가동

### (1) 개요

관측자료의 활용 연구로서 관측자료에 대한 자료 동화 과정은 수치 모델의 초기 자료 또는 자료의 중규모 및 종관 분석에 필수적으로 요구된다고 할 수 있다. 여기서는 1998년 7월 31일 지리산에 집중호우가 있었던 사례를 선정하여 그때의 관측자료가 입력됨으로써 분석 초기자료의 개선이 어느 정도 이루어질 수 있는가를 실험하였다. 이 실험을 위해 고해상도의 자료 분석 및 동화 시스템인 LAPS(Local Analysis and Prediction System)가 이용되었으며 저해상도의 수치예보 초기 추정치에 관측자료를 동화시킴으로써 분석장의 중규모 특징을 구현하고자 하였다.

LAPS는 1980년대 말부터 미국 해양대기청(NOAA) 산하 예보시스템연구소(FSL: Forecast Systems Lab.)에서 개발되어 오고 있는 고해상도의 자료분석 및 동화시스템이다. LAPS는 다양한 관측기기로부터 생산되는 방대한 양의 관측자료를 예보자들이 대기상태를 종합적으로 파악하기 쉽도록 분석하는 시스템으로 현재 미국 기상현대화 사업인 AWIPS (Advanced Weather Information Processing System)의 자료분석 및 동화의 도구로써 이용되고 있다. 즉 LAPS는 수집 가능한 모든 기상관측자료를 이용하여 고해상도의 분석을 수행하며 이를 단시간 예보에 활용하고 또한 나아가 3차원의 격자점 자료를 생산하여 수치예보 모델의 초기자료로 제공하는 기능을 가진다. LAPS에 대한 자세한 설명은 McGinley et al.(1991), Albers (1995) 그리고 Albers et al.(1996)을 참조하기 바란다.

LAPS를 이용하여 분석된 자료는 수치예보 모델의 초기자료로 이용될 수 있으며 이때 수치예보 모델로는 현재 RAMS, MM5 그리고 ARPS 등이 이용되고 있다. Table 3.8.24에서 본 연구에 사용된 LAPS의 개요에 대하여 정리하였다.

### (2) 자료 및 방법

본 연구에 이용된 자료는 기상청에서 생산되는 RDAPS (Regional Data Assimilation and Prediction System) 자료를 초기추정치로 GTS (SYNOP, TEMP, BUOY, SHIP) 자료, 3시간 간격의 지상 관측소 자료, GMS 휘도 온도 자료와 우리나라 5개 지점의 레이더 관측소의 반사도 합성 자료가 LAPS의 자료동화에 이용되었다. LAPS의 객관분석 스킴을 이용하여 40km 해상도의 RDAPS 예보 자료를 수평 10 km (125 × 105), 연직으로 50 hPa 간격으로 21층 (1100 ~ 100 hPa)의 1차

분석 자료를 만들어 낸다. Fig. 3.8.189는 분석 영역과 본 연구에 사용된 관측자료를 나타낸다.

기본적으로 Barnes 2단계 객관분석 스킴 (Barnes, 1964)이 LAPS 대부분 분석과정의 사전 분석에 이용되며, 그 이후 Table 3.8.24에 제시된 LAPS 자체의 독특한 분석 기법을 이용하여 관측자료가 사전 분석장에 동화된다. 예를 들어 GMS 휘도 온도 자료는 지상 온도 분석의 정확도를 향상시키기 위하여 분석된 지상 온도장에 변분법을 이용하여 동화된다(McGinley, 1987). LAPS에 포함된 각각의 분석과정에 대한 자세한 설명은 김용상 등(1999)을 참조하기 바란다.

(3)결과

Fig. 3.8.190은 지리산 주위 3개 지점의 시간별 강수량을 나타낸 것이다. 7월 31일 밤 11시경에 순천지방에 시간당 145 mm 라는 기록적인 강수가 있었으며 계속해서 대류셀이 동진하며 순천 지방에 폭우를 기록한지 약 2시간 후인 새벽 1시경에 지리산 동쪽 사면에 위치한 산청 지방에도 시간당 90 mm 라는 강수현상이 있었다.

Table 3.8.24. LAPS specifications.

Specification	LAPS (developed by NOAA/FSL)
Coordinate	Isobaric - coordinate
Input data	First guess (RDAPS) + GTS (SYNOP, TEMP, BUOY, SHIP), Satellite, Radar
Function	1. Data analysis for nowcasting 2. Data assimilation for NWP
Physical Processes	1. Variational method for wind(U,V), P, T (Lewis, 1971) 2. Upper level moisture adjust using Forward model and cloud analysis(Birkenheuer, 1998) 3. 2D wind retrieval from radar radial velocity (Albers, 1995,1996) 4. Satellite brightness Temp. adjusts to surface Temp.using HSM technique(McGinley, 1987)

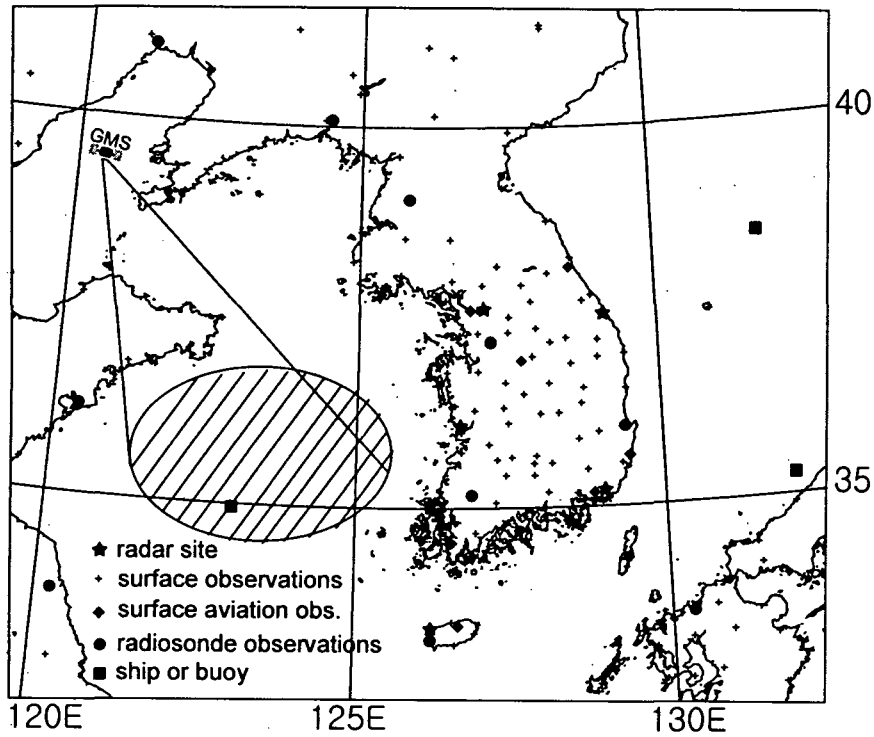


Fig. 3.8.189. Analyzed domain and data sources. Shaded area denotes the coverage of radar observation.

본 호우 사례는 강한 강수를 동반한 구름대가 서에서 동쪽으로 이동하면서 지역마다 1~2 시간 이내에 100 mm의 강수를 뿌렸으며 그 규모는 아주 작은 것으로 파악된다.

Fig. 3.8.190은 지리산 호우가 있기 바로 직전인 7월 31일 12UTC의 850 hPa 고도 등고선과 바람 벡터를 나타낸 것으로서 오산, 포항, 광주, 제주 등 고층관측소 지점의 바람자료는 다른 격자점 보다 크게 표시하였고 지리산 부근의 중규모 저기압은 음영 처리를 하여 강조하였다. 위의 그림은 40 km RDAPS 자료를 단지 객관 분석한 분석장이며 아래쪽의 그림은 LAPS를 이용하여 각종 관측자료를 동화시켜 분석된 분석장이다.( Fig. 3.8.191)



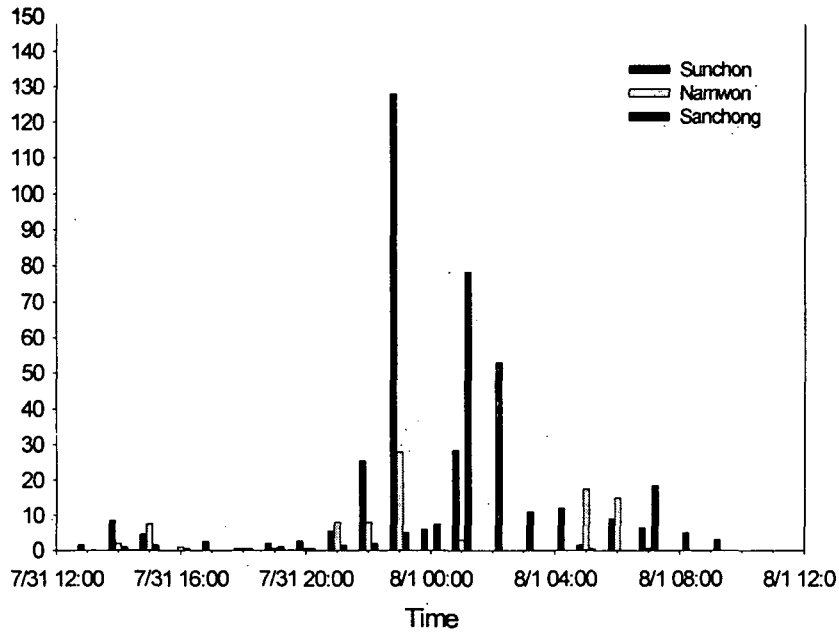


Fig. 3.8.190 Time series of hourly precipitation in three sites near Mt. Chiri during 1200LST 31 July to 1200LST 1 August 1998.

이 두 그림을 전체적으로 비교 분석해 보면 먼저 초기 추정치 자체에서는 분석이 불가능하였던 지리산 부근의 저기압을 분석할 수 있었으며 황해상의 기압계가 바람 방향과 잘 일치되고 있으며 저기압의 강도와 위치가 상당히 다르게 나타나고 있음을 볼 수 있다. 또한 남서 해안 부근의 하층 강풍대가 강화되었음을 알 수 있다.

위쪽 그림에서는 고층관측소의 바람 방향과 분석장이 잘 맞지 않게 객관 분석되어 있으나 LAPS를 적용한 아래쪽 그림에서는 관측소의 값이 잘 반영되어 있음을 알 수 있으며, 바람의 크기도 위쪽 그림에서는 객관 분석 과정에서 감소되어 있으나 아래쪽 그림에서는 풍속이 관측 값에 근접하게 분석되고 있다. 이와 일치하는 결과로써 위쪽 그림보다 우리 나라 주변의 등고선이 상당히 조밀하게 묘사되고 있다. 지리산 부근에 중규모 저기압과 하층제트로 보이는 25m/s 내외의 강한 강풍대가 다른 지역에 비해 두드러지게 나타나는 등 중규모적인 시스템을 잘 표현하고 있다. 따라서 바람장과 기압장이 서로 일치되지 않았던 분석장을 LAPS 과정을 통해 일치되게 하고 있다고 볼 수 있어 이러한 분석자료가 모델의 초기치로 입력된다면 보다 정확한 예보의 가능성을 높일 수 있을 것이다.

분석 결과는 보이지 않았으나 이 분석을 통하여 본 집중호우는 중관적으로 북태평양 고기압의 연변에서 대기가 매우 불안정한 상태에서 중국 내륙에서 발달한 저기압이 우리 나라로 다가오며 그 주변에서 강한 하층 제트에 의한 습윤한 공기가 남서쪽으로부터 지속적으로 유입되는 상황에서 호우가 유발되었으며 중규모적으로

는 특히 산악 효과에 의해 지리산 부근의 하층 기류가 강제 상승하며 대기 불안정을 강화시키며 강한 호우를 유발시켰던 것으로 분석되었다.

#### (4) 토의 및 결론

LAPS를 이용하여 기상 현상을 고해상도로 분석함으로써 저해상도의 RDAPS로는 분석이 불가하였던 소규모의 기상 현상을 분석할 수 있었으며 고해상도의 분석 자료는 소규모 기상현상의 정보를 제공할 수 있는 가능성을 보였다. 이는 중규모적인 분석장이 수치 모델의 초기 시간과 실시간 관측 자료의 활용에 의해 보다 잘 표현될 수 있다는 것을 보여준다. 향후 고해상도의 자료 분석 및 동화 시스템인 LAPS를 이용하여 저해상도의 수치예보 초기추정치에 관측자료를 동화시킴으로써 미세 규모의 기상현상을 빠른 시간 내에 파악할 수 있을 뿐만 아니라, 악기상에 의한 피해를 최소화시키기 위해서 수치예보모델 초기자료 입력시 예보선행 시간의 연장이 가능할 것이다. 향후 LAPS/ARPS를 결합하여 4DDA 시스템을 구성한다면 호우와 같은 악기상 현상을 보다 정확하고 신속하게 예보할 수 있을 것으로 생각된다.

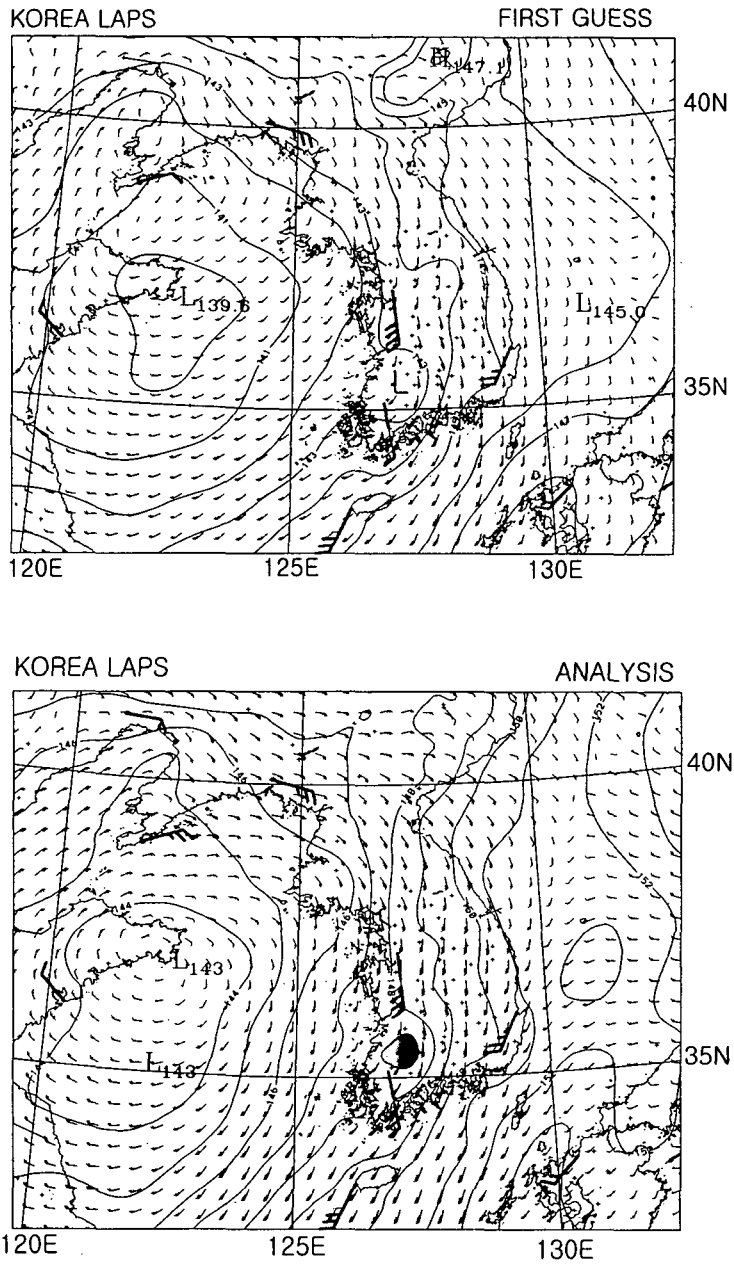


Fig 3.8.191. 850 hPa Geopotential Height & Wind Vector on 31 July 1998 1200UTC. Upper panel is made by using first guess, and the result of adapting data assimilation is shown in lower panel.

# 제 9 절 인터넷 기상방송형태 연구 및 인터넷기상방송 운영 시스템 개발

## 1. 기상방송의 역사

### 가. 기상방송시대의 개막

#### (1) TV, 라디오 이전의 일기예보

기록상으로 보면 우리나라에서 초보적인 기상관측이 시작된 것은 삼국 시대로 거슬러 올라간다. 현재에 있어서는 기상관측이란 자체가 정확한 예보를 위한 것이고, 예보란 일반 대중들에게 전해져야 의미가 있는 것이지만, 옛날의 기상관측은 주로 기상상황을 알기 위한 것이었다. 왕조시대에 국가에서 일반 국민에게 일식, 월식 등 천문현상을 알리기 시작하는데 이어 근대국가로 오면서 일기예보를 대중에 알리는 시도가 이루어졌다. 여기서는 전파를 통한 일기예보 즉 방송에 의한 일기예보를 언급하려고 한다.

그렇게 오래된 이야기도 아니다. 텔레비전은 물론이고 라디오조차 전혀 없던 시절, 그러니까 1925년 첫 전파가 발사되기 전까지, 그 이전에는 일반 국민들이 어떻게 날씨를 알 수 있었을까? 기계를 통해서 뭔가 정보를 얻을 수 있다는 사실을 상상조차 하지 못했던 그 시절, 일기예보를 전해준 것은 깃발이었다.

이 시대의 기상대(그때는 관상감이라고 불렀다)는 주로 높은 곳에 위치하고 있었고, 그 중에서도 가장 높은 곳에 깃발을 꽂아 온 국민들이 깃발로 일기예보를 알 수 있도록 했다.

깃발은 두 가지 종류였다. 먼저 바람의 방향을 알리는 데는 삼각 깃발을 사용했다. 북풍이 불면 흰색의 깃발을 꽂았고 동풍이 불면 녹색, 서풍은 적색의 깃발로, 남풍은 청색의 깃발을 높이 올려 알렸다. 그날 그날의 날씨를 사각형 깃발을 이용했다. 맑은 날씨에는 흰색의 깃발, 흐린 날에는 적색, 비가 오는 날에는 청색, 눈이 오는 날에는 녹색의 깃발로 표시해서 일기예보를 했다. 라디오가 생기고 방송이 시작된 후에도 한참동안, 깃발은 일기예보의 역할을 계속해왔다. 왜냐하면 초기에는 라디오란 귀하다 귀한 물건이어서 일반대중들이 일기예보를 라디오로 듣기란 쉽지 않은 일이었기 때문이다. 그만큼 일기예보는 전달이 갖는 의미가 큼을 알 수 있다.

Table. 3.9.1 The weather expressed by flag

바람의 방향 (삼각깃발)	동풍	서풍	남풍	북풍
	녹색	적색	청색	흰색
날씨 (사각깃발)	맑음	흐림	비	눈
	흰색	적색	청색	녹색

(2) 최초 일기예보 방송

기상방송의 시작은 우리나라 방송의 시작과 같이한다. 즉 기상방송의 역사는 우리나라 방송의 역사다. 지금까지 일기예보가 없었던 방송은 없었다.

1925년 6월 체신국에서는 처음으로 라디오 시험방송을 하기 시작했다 . 일주일에 네 번, 일요일과 화요일, 목요일, 그리고 금요일에 저녁 7시 반부터 9시까지 한시간 반 동안 전파를 내보냈다. 물론 일본말 방송이었다. 일기예보는 그 당시 인천에 있었던 측후소에서 전화로 불러준 것을 기록해서 아나운서가 읽어 방송으로 내보냈다. 그 당시에는 일기예보가 아닌 천기예보라고 불렀다.

그리고 1927년 드디어 시험방송을 끝내고 경성방송국 본 방송을 시작했다. 이때의 방송에는 한국어와 일본어가 섞인 방송이었고 그나마도 일본어와 한국어의 비율이 2:1로 일본어가 더 많았다. 방송 내용은 주로 일본어로 방송되는 경제 시황 보도와 한일 양국어로 방송되는 물가 시세, 공지사항, 그리고 일기예보가 전부였다. 가끔 끼워 넣는 순수한 한국어방송은 창, 민요, 동화, 고담 등이었다.

처음으로 방송된 지금의 뉴스 격인 보도 방송 프로그램으로는 <주식기미(株式期米)>라는 것이 있었다. 하루를 시작하는 첫 방송으로 오전 9시 40분부터 5분간 그날의 <주식기미>가 방송 됐다. 내용은 제목그대로 주식과 미두(米豆)의 시세를 알아보는 것이었다. 첫 방송 뒤 잠시 방송을 중단했다가 다시 10시 5분에 또 한번, 10시 35분, 11시5분 11시40분, 그리고 오후에는 4시 50분에 다시 방송되었다. 그런데 모두 일본말이고 유일하게 한국말은 일기예보와 주간연예 뿐이었다고 한다.

또 본 방송이 시작된 후 초기에는 매일 오후 1시 50분부터 10분 동안 일기예보가 방송됐다고 한다. 예보는 새로운 정보를 위해서 측후소에서 그 시간에 전화로 불러준 것이었다. 그런데 측후소 직원은 일본인이고 아나운서는 한국인이어서 바로 받아 적은 일기예보를 방송하는데는 일본어와 한국어가 섞인 정신없는 방송이었다고 전해진다. 이때 일기예보를 전해준 한국 최초의 아나운서는李玉慶과 馬賢慶 두 사

람이었다.

### (3) 일기예보 전문화.

초기 라디오 시대에는 일기예보뿐 아니라 대부분의 정보가 전문가가 아닌 아나운서에 의해 읽혀졌다. 그러나 점점 전문가의 중요성을 인식하면서 일기예보도 기상청 직원들이 직접 생생하게 들려줄 필요성을 느끼게 되었다. 최초로 일기예보를 전한 기상 전문가가 누구인지는 확실하게 알 수가 없다. 다만, 기상대 예보과장 출신인 심재선은 45년 정동 라디오 방송국에서 24절기중의 하나인 동지에 대한 이야기를 부탁 받고 방송을 한 기억을 가지고 있다.

그 당시에 기상대는 인천에 있었지만 방송국과 가까운 서울 측후소, 지금 대방동 청사이전의 운니동에 있던 측후소 직원들이 종종 라디오 방송을 했다는 것이다. 또 한국 방송사를 들춰보면 해방을 전후해서 주부들을 대상으로 한 프로그램들이 많이 늘어났는데 그런 주부대상 프로그램 중에는 <가정과학>이란 프로그램이 있었다. 이 <가정과학>의 진행은 우리나라 최초의 천문학자이신 이원철 박사가 맡아서 종종 일기도나 고기압, 저기압 전선 등 일기예보와 그 용어에 대한 해설을 했다는 기록을 찾아볼 수 있다. 그러나 이 때까지도 정규적으로 기상전문가가 전하는 기상방송은 없었다. 간혹 기상청 직원들이 부탁을 받아 방송을 했을 뿐, 대부분은 아나운서가 기상청 직원이 불러준 예보를 그대로 읽어 방송했다.

그러던 중 60년대 중반 현장감과 신속함을 생명으로 하는 일기예보를 위해서 중요한 뉴스마다 기상청 직원들이 일기예보를 하기 시작했다. 특별히 정해진 사람은 없었고 그날의 업무 스케줄에 따라 3명이 돌아가며 방송을 했다. 그때 방송을 한 사람 중의 하나가 유명한 김동완 통보관이다. 기상청 직원의 신분으로 일기예보 방송을 겸업했던 시대라고 볼 수 있다. 이 때부터 통보관이란 말이 생겼다. 원래 기상청에는 통보관이란 직책이 없었고, 방송국에서는 일기예보를 하는 기상청 직원들을 통칭해서 통보관이란 말을 쓰기 시작한 것이다.

일기예보만을 위한 정규 프로그램도 생겨났다. 최초의 일기예보 프로그램이자 지금까지도 이어지고 있는 최장기 라디오 프로그램, 바로 <어업기상정보>다. 60년대 중반, 그 시절에도 새벽 4시 42분부터 15분 동안 어민들을 위한 기상정보를 전했다. 동해, 남해, 서해, 앞바다, 먼바다, 바다를 아주 세분화해서 세세한 부분까지 정확하게, 철저히 어민들을 위한 일기예보를 했다고 한다. 사실 도시사람들이야 실내에서 생활하는 시간이 많기 때문에 날씨정보가 절실하게 필요하지 않을 수도 있다 그러나 바다 위에서 하루를 보내는 어민들은 일기예보가 생존을 위한 필수적인 정보다. 이제 대형 선박들은 나름대로 기상정보를 얻어낼 수 있는 시스템을 선박 안에

갖추고 있지만 아직까지도 1,2톤 정도의 소형 선박들은 새벽 출어 전에 라디오에서 나오는 어업기상정보에 목숨을 건다. 따라서 이 어업기상정보의 기본 청취율은 낮을지 모르나 청취율 자체는 변하지는 않는다. 예나 지금이나 변함없이 고정 청취자를 가지고 있는 중요한 날씨 프로그램이다.

그러다가 요즘처럼 매 시각 정시 5분전의 일기예보는 KBS가 1982년부터 시작했다. 82년 8월 23일 이때부터는 기상청 직원이 아니라 기상요원이란 이름으로 방송국에서 리포터를 뽑아 기상청에 상근 하도록 했다. 최초 기상요원은 지금 SBS의 기상기자로 있는 공항진 기사를 비롯해서 현재 SBS의 기상요원인 심연 외에 2명이 있었다. 이때는 이미 TV에 전문 기상캐스터시대가 열린 뒤였다.

#### (4) 텔레비전 기상방송 개막

우리나라의 텔레비전시대는 1956년 시작되었다. 물론 그 당시에는 전국적으로 텔레비전 수상기가 2,3백대밖에 없던 시절이다. 뉴스가 주된 프로그램이었으니까 당연히 일기예보도 중요한 내용으로 자리 잡았을 것이다. 텔레비전 시대의 기상방송도 초기에는 기상통보관이 담당했다.

그 즈음부터는 전문가의 필요성을 인식하게 되었고, 기상방송은 단순 기사의 아나운서가 읽는 일기예보를 제외하고는 기상전문가가 해야한다는 인식이 자리 잡혀가고 있었다. 따라서 방송의 다른 분야와는 달리 사람이 많이 바뀌지 않고, 초기부터 몇몇 전문가들이 기상방송을 이끌어오게 되었다. 그때의 기상통보관은 거의 지금까지도 기상전문가로서 활동하고 있는 사람들이 대부분이다.

그럼 최초의 텔레비전 기상통보관은 누구인가? 1963년 남산 KBS에서 아침 뉴스 시간에 백지 일기도를 놓고 검정 싸인펜으로 일기도를 그려가면서 일기예보를 한 사람은 지금 타이로스 기상정보회사 소속인 심재선 이었다. 우리나라 기상통보관 1호라고 할 수 있다. 2년여 동안 일기예보를 진행 하셨지만 너무 오래된 일이라 아마 기억하는 분들이 많지 않을 것이다.

그 뒤에 나타난 사람이 지금까지 가장 오랜 동안 큰 인기를 가지고 일기예보를 한 것으로 기억되고 있는 김동완 통보관이다. 김동완은 그 이전까지는 라디오에서 하루에도 수 차례씩 일기예보를 해오다가 1973년 4월 <MBC모닝쇼>라는 아침 뉴스 프로그램에서부터 고정 출연을 하게 되었다. 물론 신분은 기상청 직원이었다. 그 후 김동완은 MBC, TBC, KBS등 두루두루 여러 가지 일기예보 프로그램을 하시다가 82년부터는 MBC의 보도 위원으로 자리를 바꾸고 <MBC뉴스데스크>의 일기예보를 맡게 되었다.

기상전문가를 아예 기상청 직원이 아닌 방송국 직원으로 영입한 것은 KBS에 의

해 처음 시도되었다. 81년 9월, KBS는 우리나라 언론 사상 최초의 기상전문 기자로 공군 기상 장교 출신인 조석준을 채용했다. 조석준은 대학에서 기상학을 전공하고 공군 기상부대에서 실무를 익힌 방송을 위한 기상 전문가였다. 그리고 82년 6월 14일 <KBS 9시뉴스>에 날씨전담 앵커로 일기예보를 시작함으로써 우리나라 최초의 기상전문기자 1호가 탄생하게 된 것이다.

기상전문기자는 그 이전의 통보관이란 개념과는 다르게 기상 해설과 함께 기자로서 과학 보도를 담당하고 기상 프로그램을 제작하였다. KBS에서의 기상전문기자에 의한 일기예보 시도는 곧바로 MBC로 옮겨져 83년 김동완 통보관이 MBC에 보도위원으로 특채되어 일기예보를 담당했다.

그후 몇 년 뒤 KBS에서는 이찬휘 기상기자를 보충하고 MBC는 지운태 기사를 보강했다.

그리고 1990년 SBS가 생기면서 KBS의 이찬휘 기자가 SBS로 자리를 옮기고, 한때 KBS의 기상요원으로 활동했던 공항진 기자도 SBS에 합류했다. 90년대 들어서자마자 KBS에서는 이기문, 홍사훈 기사를 충원해서 기상뿐 아니라 과학의 전반적인 부분을 깊이 있게 방송했다. 그 뒤 지금까지 MBC는 김승환, 조문기 기자가 함께 하고 있다.

유선 방송국이 등장하면서 뉴스채널인 YTN에서 매30분마다 정시와 30분에 일기예보를 고정 방송함으로써 자주 일기예보를 얻을 수 있게 되었다.

기상전문기자라는 호칭에 이어 요즘 많이 사용하는 ‘기상캐스터’는 1987년부터 각 방송국에서 쓰기 시작했다.

이제 기상캐스터 하면 남자보다는 여자를 먼저 떠올리는 사람도 많다. 이런 시도는 먼저 KBS에서부터 시작되었다. 초기의 아침 일기예보 방송은 일반 여자 아나운서들이 담당했다.

그러다 90년 5월 아침 6시 <뉴스광장>이라는 2시간짜리 대형 아침 뉴스프로가 신설되면서 우리나라 여자 기상캐스터 1호인 이익선이 탄생하였다. 아침을 열어주는 톡톡 튀는 일기예보로 점차 날씨요정으로 자리를 잡았다. 그리고 지금까지 10년 동안 한결같이 일기예보로 하루의 일과를 시작하고 있다. 이후 KBS는 여자 기상캐스터도 기상 전문인으로 키워보겠다는 생각으로 95년 1월 연세대학교 천문기상학과 출신인 이정민을 전격 기용했다. 현재는 공중파와 케이블 방송 등에서 10여명의 여성 기상캐스터들이 활동하고 있으며 라디오에서도 15명 정도의 기상요원들이 일기예보를 전하고 있다.



#### 나. 날씨 프로그램의 제작

일기예보는 항상 뉴스의 끝에서 얻을 수 있다고 기대되는 정보다. 그러나 뉴스 속의 일기예보 외에 ‘날씨’라는 자체를 한 아이টে으로 프로그램을 제작하는 경우도 많다. 앞서 말한 바 있지만 최초의 라디오 날씨 프로그램은 확실치 않지만 <가정과 학>과 <어업기상정보>등을 그 예로 들 수 있겠다.

텔레비전에서의 최초의 날씨전문 프로그램은 81년에 처음 제작되었다. KBS의 <날씨 궁금합니다>로 KBS 1TV에서 매주 목요일 9시 뉴스가 끝나고 15분 동안 방송되었다. 일종의 날씨 종합프로그램으로써 일기예보는 물론이고 날씨 속담, 기상 상식, 날씨와 건강 정보, 기상 이론과 전문가 인터뷰 등의 내용을 담고 있었다.

그 후 1988년, KBS에서는 기상전담 PD 김철수를 영입해 <날씨와 생활>이라는 10분 프로그램을 매일 방송했다. <날씨와 생활> 프로그램은 이후 두 차례에 걸쳐 4년 이상 제작되었다.

MBC는 99년부터 같은 이름인<날씨와 생활>이란 제목으로 그날 그날의 일기예보를 프로그램 형식으로 제작해 <뉴스데스크>가 끝나고 5분 동안 방송하고 있다. 특히 기존의 전형을 깨는 방송 형식을 채택하여 일기예보를 함으로써 주목을 받고 있다.

정규 날씨 프로그램 이외에도 날씨에 관한 특정 다큐멘터리도 제작되어 교육용 비디오로도 사용되고 있다. 최초의 기상관련 다큐멘터리는 82년 9월13일 밤10시 <월요 기획> 시간에 방송되었다. 한시간 짜리 ‘태풍’이라는 프로그램이었다. 이 프로그램에서는 태풍의 발생과 원인, 진로, 강도 등을 체계적으로 설명함으로써 과학 다큐멘터리의 가능성을 제시한 작품으로 인정받았다.

#### 다. 기상방송 내용의 변화

일기예보는 단순히 내일의 예보만 전해 주어서는 흥미를 끌지 못한다. 물론 필요한 정보만 얻으면 되겠지 하는 사람들도 있겠지만 요즘처럼 시청자의 입맛이 까다로울 때는 단순정보는 의미가 없다. 일기예보도 그때그때 마다 전하는 내용이 조금씩 달랐다. 초기의 일기예보는 정말 말 그대로 순수한 일기예보만을 전했다. 그러다 우리가 요즘 흔히 말하는 ‘생활기상정보’를 본격적으로 도입한 사람이 김동완 통보관이다. “내일은 우산을 가지고 가셔야 되겠습니다.”, “내일은 따뜻하게 입으셔야 하겠습니다.” 같은 생활정보를 일기예보 끝에 붙이기 시작한 것이다. 지금이야 너무도 상투적인 멘트가 되어 버렸지만 그 당시만 해도 폭발적인 호응을 얻어 김동완 통보관을 지금의 스타로 이끌게 된 것이다.

그 뒤에는 대기오염정보나 건강정보, 자외선지수, 불쾌지수 등을 전하게 되었고, 최근에는 생활지수라고 해서 세차지수, 세탁지수, 외출지수, 운동지수 등 생활과 직접적인 관련이 있는 정보를 지수화해서 알기 쉽게 전달하고 있다. 또 날씨에 맞는 코디, 레저 날씨, 날씨에 따른 음식과 음악까지도 기상정보의 한 부분을 차지하기 시작했다.

기상자료를 전달하는 시스템도 변화됐다. 기상청과 동시에 모든 자료를 받아볼 수 있는 ‘동시동보 시스템’이 설치되어 실시간 날씨를 바로 바로 방송할 수 있게 되었다. 또 AWS자료도 직접 체크하면서 보다 신속한 새로운 정보를 전달할 수 있게 되었다.

#### 라. 기상 방송기술의 변화

사실 TV 일기예보의 주인공은 기상캐스터이지만 핵심적인 역할은 화면을 꾸며주는 그래픽이다. 내일의 날씨를 캐스터의 설명보다 먼저 시청자의 눈에 전해주기 때문이다. 초기의 일기예보에서는 컴퓨터 그래픽이란 것이 없었기 때문에 백지에 일기도를 그려가면서 일기예보를 할 수밖에 없었다. 그러다가 70년 초반, ESSA 8호와 NOAA로부터 받은 우리나라 주변의 기상사진이 기상청 예보에 이용하게 되었고, 79년부터는 GMS위성에서 24시간동안 매시 위성사진을 받기 시작했다. 예보에 위성사진이 이용되었다고 하더라도 아직 방송국에는 수신장비가 없었을 때라 70년대 중반에는 기상청에 직접 가서 그날 찍은 구름사진을 가져와 카메라로 잡고 설명을 하였다. 그리고 80년이 되어서야 KBS에서는 위성 GMS수신기를 설치해 기상청에 가지 않고도 직접 구름 사진을 받을 수 있게 되었다. 이때는 이미 뉴스에서 크로마키(chroma-key)를 사용하고 있던 때여서 구름사진을 이용해 마치 구름 위를 걷는 듯한 연출이 가능해졌다. 그 뒤, 81년쯤 KBS에서는 문자 발생기를 이용해서 간단한 일기예보 문구를 화면에 표시할 수 있게 되었다.

방송 기술은 하루가 다르게 발달되었다. 그리고 방송기술이 개발되면 가장 먼저 실험대상이 된 것이 일기예보였다. 일반 뉴스와는 달리 화려한 색깔과 여러 가지 기법이 응용되기 시작했다. 지금처럼 구름사진이 흐르듯이 동화상으로 표시되고, 기온이나 날씨 아이콘이 움직임을 갖게 된 것은 90년대 들어서였다. 현재 KBS에서 사용하는 earthwatch프로그램도 96년부터 사용된 것이다. 그 뒤로도 KBS에서는 한때 ‘스모키’라는 3차원의 기술을 응용도 해보고, 요즘은 ‘버추얼 스튜디오’를 이용할 계획도 세우고 있다.

## 마. 기상방송의 미래

최근 매체가 바뀌고 있다. 한때 오직 라디오에만 매달려 일기예보를 듣던 시절에서 텔레비전으로, 그리고 131을 비롯해 간단하게 전화 한 통화만으로도 기상정보를 얻을 수 있게 됐다. 또 휴대폰의 문자정보에서 인터넷까지 기상정보를 얻을 수 있는 매체는 다양해졌다. 그리고 각각 자신에게 필요한 정보만을 얻어내길 원하고 있다. 빠르게 돌아가는 사회 속에서 자신에게 불필요한 정보는 더 이상 정보가 아니다. 따라서 자신에게 필요한 맞춤 기상정보가 필요한 시대다.

그러나 기상방송은 아직까지 일반 대중들을 위한 곁핥기에 지나지 않고 있다. 뉴스 속의 간단한 일기예보만으로도 만족하는 사람이 있는가 하면, 일기예보에 목숨을 거는 정도의 사람도 있다. 따라서 기상방송도 특성화해서 간단한 정보와 상세 정보로 나눌 필요가 있다. 그리고 한편에서는 시간제한 없이 항상 제공되는 기상전문 채널의 필요성도 제기 되고 있는 실정이다.

## 2. 현재 기상방송 메커니즘

### 가. 들어가는 말

기상청에서 생산되는 일기예보는 TV와 라디오를 통해 일반 국민들에게 전달된다. 그 내용은 구름의 유무, 강수 유무, 기온예보가 주류를 이룬다. 라디오의 경우는 뉴스시간외에 기상청에 상주하는 기상리포터들이 한 시간마다 약 1분에 걸쳐 예보를 전달하고 있고, TV의 경우는 뉴스 안에 포함되어 1분에서 2분에 걸쳐 일기예보를 전달하고 있다. 여기서는 TV를 통한 일기 예보가 어떻게 방송되는가에 주안점을 두고 설명하고자 한다.

### 나. 일기예보와 방송

#### (1)TV를 통해 전달되는 일기예보

방송은 동보성(同報性), 즉시성(即時性), 광범성(廣範性)이라는 특성으로 인해 기상정보 전달의 근간이 되고 있다. 사회가 변하고 시청자들의 삶의 질이 변화되면서 방송에서 전하는 기상정보도 단순히 기상청의 예보를 전달하는 방식에서 탈피하고 있다. 이를 위해 현재 방송국에서 사용하는 기상정보는 기상청의 1차적 기상정보와

기상청 예보를 가공한 2차 기상정보가 있다. 1차 기상정보는 기상청에서 하루 5차례 생산되는 예보로 방송사에 연결된 동시통보장치를 통해 팩스로 전달된다. 2차 기상정보는 민간기상정보회사에서 생산하는 지수형태로 가공된 예보이다. 이 정보는 팩스나 인터넷을 통해 전달된다. 각 방송사의 기상담당 기자와 캐스터들은 팩스나 인터넷을 통해 받은 예보를 분석정리해서 컴퓨터 그래픽 예보화면을 제작한 뒤 스튜디오에서 생방송을 하거나 녹화를 한다.

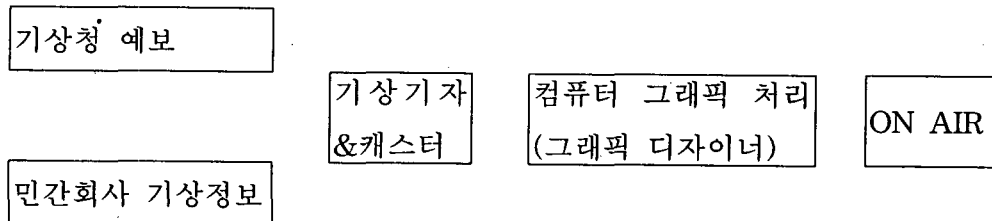


Fig. 3.9.1 Process of Weather cast

(2)인력현황

KBS 조석준, 이기문, 홍사훈, 이익선, 이정민, 한우경, 한연수

MBC 지윤태, 조문기, 김승환, 김혜은, 현인아

SBS 이찬휘, 공항진, 이승진

YTN 한정호, 김진두, 한민정, 김지현, 안주영, 김진아

ITV 이진환

이외에 방송사에 따라 그래픽 디자이너, PD 구성작가 등이 기상방송제작에 참여하고 있다.

(3)방송사별 일기예보 편성

Table. 3.9.2 Weather Forecast Organization Table on each Broadcasting Stations

	KBS 1TV	KBS 2TV	SBS	MBC
새벽	뉴스광장 4회	생방송 좋은아침 1회	출발 모닝와이드 4회	아침뉴스2000 3회
오전	10:50 뉴스 1회		뉴스와 생활경제 1회	9:30 뉴스 1회
오후	5:00 뉴스 1회 7:00 뉴스 1회 9:00 뉴스 1회 뉴스라인 1회	뉴스 투데이 1회	뉴스퍼레이드 1회 8:00뉴스 1회	6:30 뉴스 1회 날씨와 생활 1회

- YTN은 1시간에 2회의 일기예보

- ITV는 밤 10시 뉴스에 1회

참고자료로 미국 Weather Channel 의 기상방송 기본편성을 표시하였다.

Table. 3.9.3 Broadcasting Table of America's Weather Channel

Daily Programming	
Monday throught Sunday 11:00am-7:00pm ET/8:00am-4:00pm PT	
Time (in minutes past the hour) Program Title	
:00	Weather Center
:07	Local Forecast
:10	Travel Wise with International Weather
:13	Weathering the Seasons; Skiers Forecast at 6:13
:17	Local Forecast
:20	Weekly Planner
:23	Weekend Outlook
:26	Local Forecast
:30	Weather Center
:37	Local Forecast
:39	Travel Wise
:43	Weekend Outlook
:47	Local Forecast
:50	Storm Watch
:58	Local Forecast

기본 편성 외에 아침과 낮, 저녁 등 시간대의 특성을 살려서 기상과 관련된 프로그램을 방송하거나 월별로 special time을 만들어서 기상현상을 쉽게 풀이해 알려주는 교육 프로그램도 방송하고 있다.

(4) 기상방송을 위해 필요한 장비들

오늘날 기상방송은 컴퓨터 그래픽 없이는 생각할 수 없을 정도로 그래픽 장비가 기상방송의 핵심을 이루고 있다. 따라서 기상방송을 이해하기 위해서는 사용되는 장비의 능력과 한계를 아는 것이 반드시 필요하다. 90년대 중반이후 각 방송사마다 3차원 구름영상 장비의 도입을 통해 기상방송의 일대 혁신을 가져왔다. 국내 방송사에서 사용하는 3차원 구름영상 장비는 제작사에 따라 3종류로 구분된다. 각각 KBS와 ITV의 어스워치 2000, SBS와 YTN의 카바로스, MBC의 월드뷰가 된다. 이들 장비는 모두 워크스테이션으로 3차원 구름 영상뿐 아니라 2차원 예보 그래픽을 자체 제작할 수 있다. 장비를 이용한 예보 그래픽의 준비 과정은 아래와 같다.

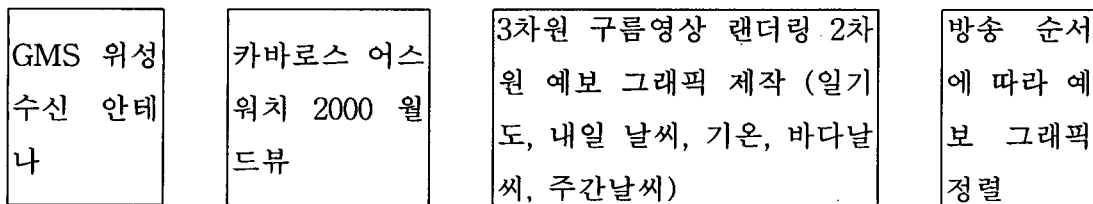


Fig. 3.9.2 Preparatory Process for Weather Graphic Broadcasting

단, MBC는 월드뷰를 이용해 3차원 구름영상만을 제작하고 그 밖의 모든 그래픽 화면을 기타 그래픽 장비와 프로그램으로 제작하고 있다. 또한 마지막 송출단계는 AWACS라는 자체 개발 장비를 이용해 자동 송출하고 있다. 기상방송장비도 다른 방송장비와 마찬가지로 변화하는 방송환경에 맞게 손쉬운 업그레이드가 되어야하며 갈수록 3차원적인 효과의 중요도가 높아지는 실정이다.

다. 평상시의 기상방송

방송의 일기예보 역시 다른 뉴스의 리포트와 비슷한 구조를 갖고 있다. 뉴스 리포트의 리드에 해당하는 오프닝이 있고 뒤이어 구름사진, 일기도, 내일의 날씨, 아침기온, 낮기온, 바다날씨, 주간날씨의 순서로 진행된다. 이때 오프닝은 일기예보의 가장 뉴스 가치적인 측면을 강조해야 한다. 그러나 때로는 날씨로 인해 일어날 수 있는 생활의 불편이나 잊어버릴지도 모르는 시각을 말하는 경우도 있다.

Table. 3.9.4 Weather Broadcast on Ordinary Times

오전 일기예보	오후 일기예보
오프닝	오프닝
구름사진	구름사진
일기도	일기도
오늘의 날씨	내일의 날씨
낮기온	아침기온
바다날씨	낮기온
주간날씨	바다날씨
	주간날씨

#### 라. 기상재해방송

폭우로 인한 수해가 발생하거나 태풍의 피해가 예상될 때 모든 방송사는 정규편성을 취소하고 재해방송에 돌입한다. 이때 기상담당자는 재해방송을 해야 할 것인가의 판단에서부터 중계차를 어느 곳에 배치할 것인가에 이르기까지 재해방송 준비에 관련된 모든 부분에 조언을 해야 한다. 일단 재해방송이 시작되고 나면 기상담당자는 재해방송이 끝날 때까지 수시로 기상방송 출연과 단신처리, 라디오 출연을 한다. 기상 재해방송의 과정은 다음과 같다.

- ① 기상청의 기상특보(태풍주의보, 호우경보 등)발표
- ② 기상청 예보와 각종 자료를 취합해 상황분석
- ③ 데스크에 재해방송의 필요여부 브리핑
- ④ 가장 최근의 기상자료로 기사와 예보 그래픽 업데이트
- ⑤ 생방송 출연
- ⑥ 리포트 제작

\* 기타 : 현장 취재기자들에게 참고가 될 기상정보를 자체 전산망으로 전송

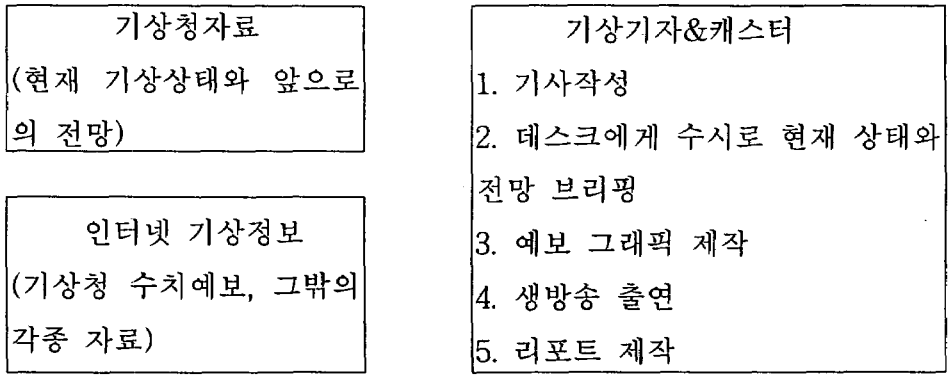


Fig. 3.9.3 Weather Broadcast under a Disaster

마. 기상프로그램 제작과정

날씨와 관련된 일반 리포트의 제작과정은 사회나 경제 등 다른 분야의 리포트 제작과 동일하다. 여기서는 독립된 일기예보 프로그램의 제작과정을 설명한다.

(1) MBC 날씨와 생활

날씨와 생활은 앞부분의 구성과 중간부분의 일기예보, 후반부의 생활기상정보로 이뤄진다.

(가) 아이템 회의

아이템 회의에서는 모든 제작진이 참여해서 일주일의 주가예보를 근간으로 그날의 날씨와 관련된 주제를 정한다. 아이템이 미리 정해졌다해도 뉴스가 될 기상청의 보도자료나 날씨변화가 발생하면 그 즉시 아이템을 변경한다.

(나) 콘티작성

구성작가는 결정된 주제를 놓고 콘티를 작성한다. 연출자가 최종 결재를 하면 제작에 필요한 장소와 전문가 인터뷰의 섭외가 이뤄진다.

(다) 현장제작

기상캐스터는 현장에서 콘티에 맞는 상황연출과 시민 인터뷰 등을 하고 필요에 따라 즉석에서 현장섭외를 한다. 또한 변화된 현장상황에 대해 연출자에게 항상 피드백을 한다.

(라) 편집

매일 제작되는 날씨 프로그램의 성격상 사전 답사없이 이뤄지는 현장제작은 최초의 콘티와 달라지는 경우가 많다. 따라서 전반부 구성의 가장 중요한 부분은 편집과정이다.

(마) 완성



편집이 끝난 뒤 부조정실에서 타이틀과 광고, 자막을 넣는 작업을 한다.

## (2). YTN 날씨와 정보

날씨와 정보는 일기예보, 세계 각국의 기상관련 보도, 1분 분량의 기상과 관련된 리포트, 생활지수 등을 방송하고 있다.

### (가) 필요한 것 결정하기

국내외 기상과 관련된 뉴스 중에서 시의성과 뉴스 가치에 따라 기사를 선별한다.

### (나) 필요한 것 편집하기

선별된 기사의 취재 원본화면이나 외신화면, 또는 자료화면 등을 이용해 편집을 한다.

### (다) 그래픽 제작

CG팀에 예보화면이나 기타 카바로스로 제작하기 어려운 배경 그래픽을 제작 의뢰한 뒤, 비디오 파일(V/F)로 부조정실에 전송한다.

### (라) 녹화

대부분 방송시간 전에 녹화하지만 기상변화나 예보의 변화가 있는 경우는 생방송으로 진행한다.

지금까지 두 개의 프로그램 제작과정을 간략히 살펴보았다. 기상 프로그램이 다른 프로그램과 구분되는 차이점이 있다면 그날그날 기상청에서 발표되는 일기예보를 전하기 때문에 당일 제작해야만 하는 것과 급변하는 기상변화에 즉시 대응할 수 있는 신속성이 요구된다는 점이다.

## 3. 기상방송이 국민의 생활에 미치는 영향에 대한 고찰

올바른 기상정보를 효율적으로 전파함으로써 전국민 생활의 질과 편의를 높이기 위해 방송형태에 따른 청취자들의 요구와 만족도, 이에 상응하는 방송형태의 연구를 하였다.

### 가. 방법

기상정보를 실생활에 이용할 수 있는 전 계층에 대한 설문조사를 목표로 연령층을 10대에서 60대까지 광범위하게 설정하고 하는 일의 차이에 따른 기상정보 수요의 변화를 살피기 위해 자영업과 회사원, 주부와 학생으로 직업 군을 나눠 3월1일

부터 15일까지 설문 조사를 실시하였다.

나. 결과 및 토의

(1) 응답자 분포

직업별로는 회사원이 97명으로 가장 많았고, 그 다음은 학생이 60명, 자영업 41명, 주부 22명의 순 이었다.

연령별대로는 20대가 89명으로 가장 많았고, 40대와 30대, 50대와 60대, 10대가 뒤를 이었다.

성별로는 남자가 여자보다 조금 많았다.

Table. 3.9.5 Distribution of Respondents (by occupation)

직업	응답자수
자영업	41
회사원	97
학생	60
주부	22

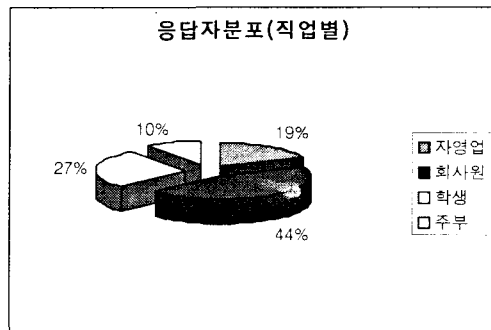


Fig. 3.9.4. Distribution of Respondents (by occupation)

Table. 3.9.6 Distribution of Respondents (by age)

연령대	응답자수
10대	5
20대	89
30대	50
40대	52
50대	19
60대	6

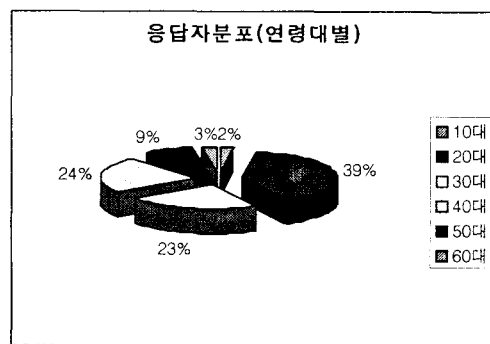


Fig. 3.9.5 Distribution of Respondents (by age)

Table. 3.9.7 Distribution of Respondents (distinction of sex)

성별	응답자수
남자	124
여자	97

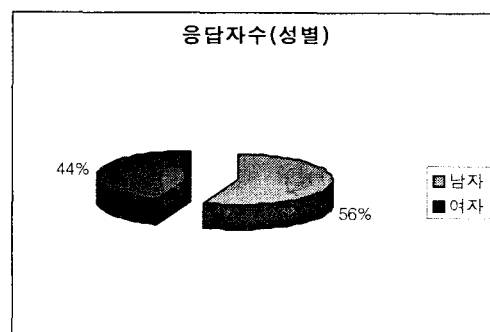


Fig. 3.9.6 Distribution of Respondents (distinction of sex)

(2) 기상정보가 생활에 미치는 영향

응답자의 78%가 상당히 큰 영향을 미치거나 약간 영향을 미친다고 응답해 대부분의 국민이 기상정보를 중요생활 정보로 이용하고 있는 것으로 나타났다.

직업별로는 학생의 88%가 영향을 받는다고 응답해 기상정보의 활용도가 가장 높았고, 회사원이 80%, 자영업이 71%로 그 다음을 차지했으며, 주부는 60%만이 영향이 있다고 응답해 상대적으로 기상정보의 활용도가 낮은 것으로 나타났다.

연령별대로는 20대와 50대가 각각 84%로 기상정보를 적극적으로 활용하고 있다고 응답했고 40대가 78%, 30대가 74%로 그 다음을 차지했다.

10대는 60%, 60대는 50%만이 기상정보의 영향력을 인정해 경제활동이 낮은 연령대가 상대적으로 기상정보의 중요성에 덜 민감한 것으로 나타났다.

남, 여의 성별차이는 거의 없는 것으로 나타났다.

Table. 3.9.8 Whether the Effect of Weather Cast is or not

영향여부	
있음	78%
보통	17%
없음	5%

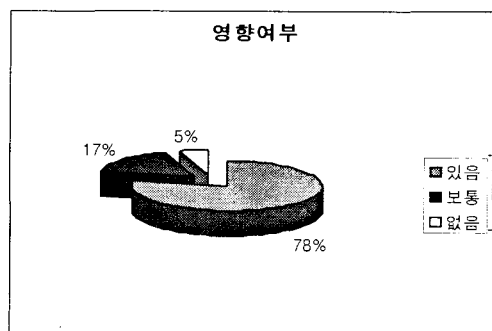


Fig. 3.9.7 Whether the Effect of Weather Cast is or not

Table. 3.9.9 Effect Extent by Occupation

직업	있다	보통	없다
학생	88%	12%	0%
회사원	80%	14%	6%
자영업	71%	19%	10%
주부	60%	35%	4%

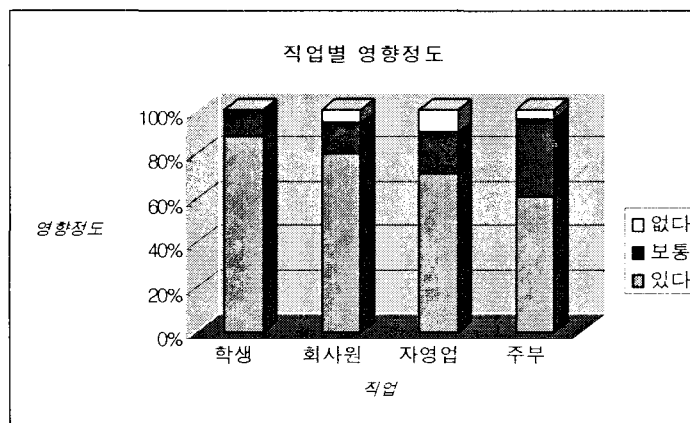


Fig. 3.9.8 Effect Extent by Occupation

Table. 3.9.10 Effect Extent by Age

연령별	있다	보통	없다
10대	60%	40%	0%
20대	84%	12%	4%
30대	74%	16%	10%
40대	78%	21%	2%
50대	84%	16%	0%
60대	50%	33%	17%

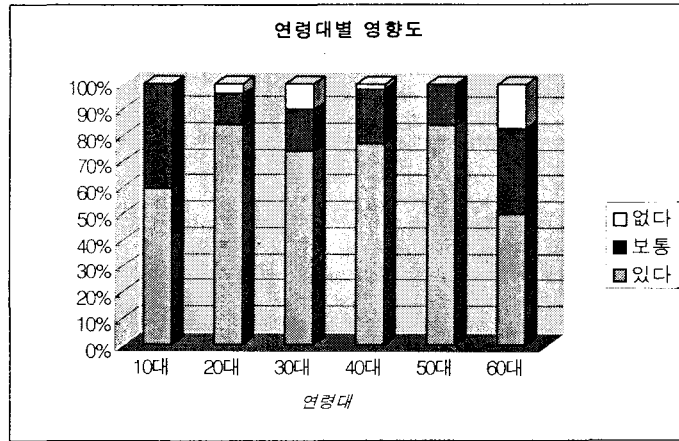


Fig. 3.9.9 Effect Extent by Age

(3) 영향을 받지 않는 이유

영향이 적다는 응답자들에게 그 이유를 물어본 결과 예보를 믿을 수 없어서라는 응답이 51%로 가장 높게 나타났고 필요한 정보를 얻을 수 없다는 의견이 27%, 날씨가 생활에 무관하다는 응답은 22%로 나타나 예보에 대한 불신이 여전히 큰 것으로 나타났으며 다양한 기상정보 수요도 여전히 높은 것으로 분석됐다.

Table. 3.9.11 the Case not affected by Weather Cast

불신	예보를 믿을수 없기 때문에	51%
정보부족	필요한 정보를 얻을 수 없어서	27%
무 관련	날씨변화가 생활과 관련이 없어서	22%

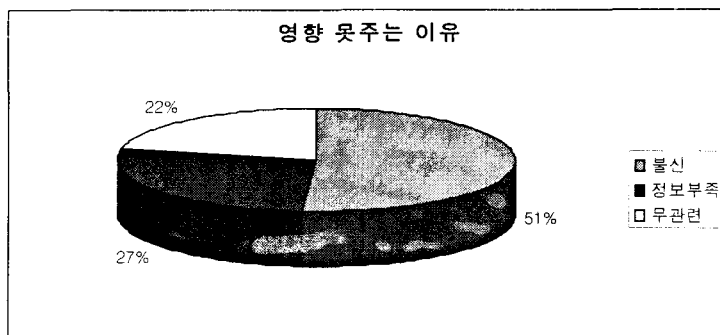


Fig. 3.9.10 the Case not affected by Weather Cast

(4) 가장 많이 활용하는 기상정보

어느 정보를 가장 많이 활용하느냐는 질문에 대해서는 비나 눈이 올지 맑을지를 나타내는 하늘상태라는 의견이 74%로 가장 높았고, 기온이라는 응답을 한 사람은 23%로 나타나 두 가지 정보의 활용도가 97%를 차지했다.

바람과 기압, 파고라고 응답한 사람은 각각 1%에 머물러 활용도가 낮은 것으로 조사됐다.

Table. 3.9.12 Utilizable Weather Information the most

비.눈, 맑음	74%
기온	23%
바람	1%
기압	1%
파고	1%

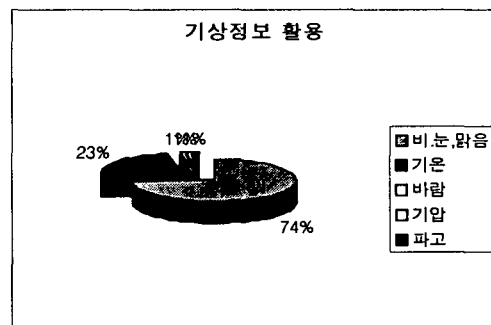


Fig. 3.9.11 Utilizable Weather Information the most

(5) 기상정보를 얻는 매체

어느 매체를 통해 기상정보를 얻느냐는 질문에 대해서는 TV라고 응답한 사람이 전체의 83%로 압도적 다수를 차지했고, 신문 8%, 라디오 7%, 인터넷 2% 순으로 나타났다.

연령별로는 60대가 TV를 선호하는 반면 신문선호도는 10대가 가장 높았고, 직업별로는 회사원의 TV선호도가 가장 높았다.

신문 선호도가 가장 높은 직업군은 학생으로 나타났다. 케이블TV는 응답자가 없었으며, 인터넷 활용은 20대와 30대에서만 응답자가 나와 아직까지 보편화되지 못하고 있는 것으로 분석된다.

Table. 3.9.13 the Main Mediums that get Weather Information

매체	응답자수
라디오	17
TV	192
케이블 TV	0
신문	19
인터넷	4

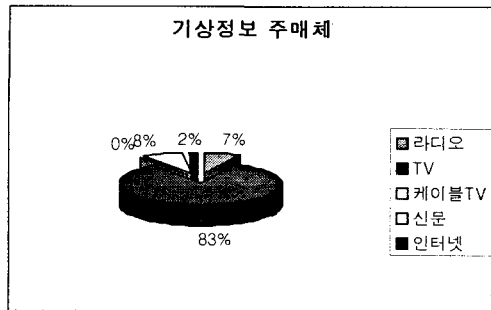


Fig. 3.9.12 the Main Mediums that get Weather Information

Table. 3.9.14 Mediums Preference Degree by Age

	10대	20대	30대	40대	50대	60대
라디오	0%	11%	6%	4%	11%	0%
TV	83%	76%	89%	86%	84%	100%
케이블 TV	0%	0%	0%	0%	0%	0%
신문	17%	11%	2%	11%	5%	0%
인터넷	0%	2%	4%	0%	0%	0%

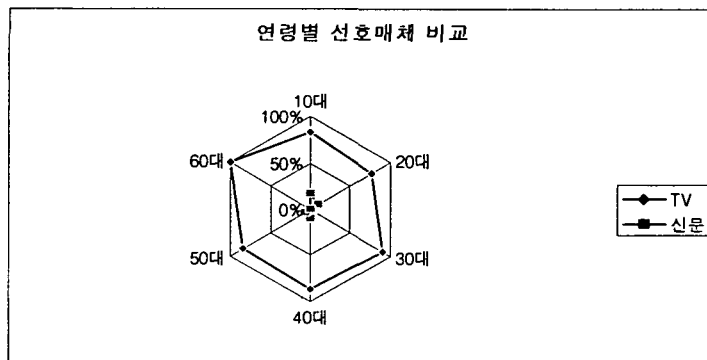


Fig. 3.9.13 Mediums Preference Degree by Age



Table. 3.9.15 Mediums Preference Degree by Occupation

	자영업	회사원	학생	주부
라디오	12%	5%	6%	11%
TV	79%	91%	76%	75%
케이블 TV	0%	0%	0%	0%
신문	4%	2%	16%	11%
인터넷	0%	2%	2%	4%

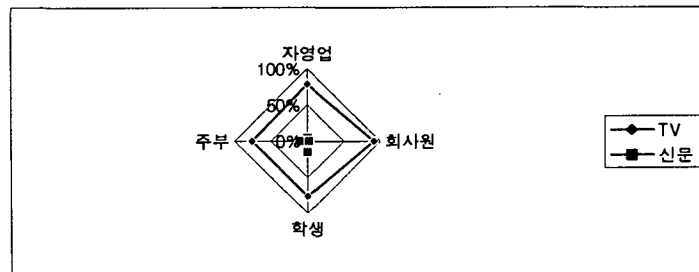


Fig. 3.9.14 Mediums Preference Degree by Occupation

(6)정보의 만족도

방송을 통한 기상정보의 만족도를 묻는 질문에는 전체의 83%가 만족한다고 응답했으나 필요정보를 모두 얻는다는 응답자는 7%수준에 머물렀다. 직업별로는 주부의 만족도가 가장 높고, 자영업자의 만족도가 가장 낮았다. 연령별로는 10대,60대의 만족도가 가장 높았으며,40대의 만족도가 가장 낮았다. 신문이나 인터넷의 기상정보는 82%가 만족한다고 응답했다.

Table. 3.9.16 Satisfaction Degree of Weather Information

	자영업	회사원	학생	주부	전체
만족	69%	84%	86%	95%	83%
불만족	31%	16%	14%	5%	17%

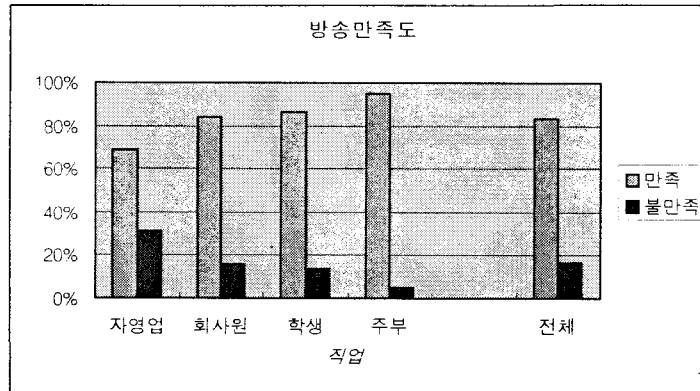


Fig. 3.9.15 Satisfaction Degree of Weather Information

Table. 3.9.17 Satisfaction Degree of Weather Information by Age

	10대	20대	30대	40대	50대	60대
만족	100%	81%	90%	74%	83%	100%
불만족	0%	19%	10%	26%	17%	0%

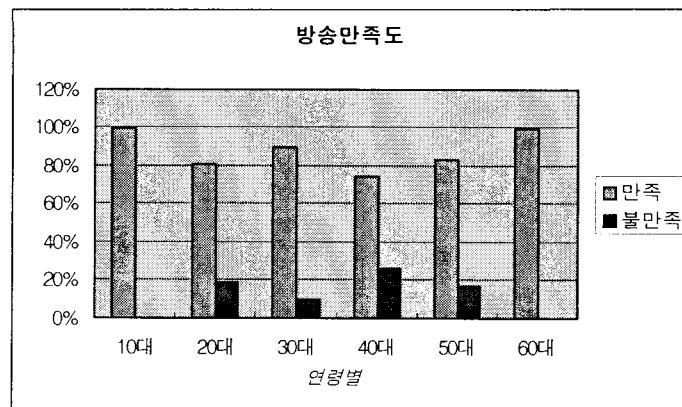


Fig. 3.9.16 Satisfaction Degree of Weather Information by Age

(7) 불만족 이유

방송을 통한 기상정보의 미비점을 묻는 질문에는 내용이 두루뭉실해 정보의 가치가 떨어진다는 지적이 50%로 가장 높았고, 방송시간이 너무 짧아 아쉽다는 지적이 26%, 원하는 지역이나 날짜의 정보가 없다는 응답은 23%로 나타났다.

신문이나 기타 미디어의 기상정보에 대해서는 이미 지난 정보로 가치가 낮다는

지적과 정보의 해설이 부족하다는 지적이 각각 36%를 차지했고, 원하는 정보가 없다는 지적은 27%로 나타났다.

Table. 3.9.18 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast (broadcasting)

시간	방송시간이 너무 짧다	26%
정보부족	원하는 지역,날짜 정보 없다	23%
내용부실	내용이 너무 두루뭉실하다	50%
자질부족	캐스터 전달능력 떨어진다	1%

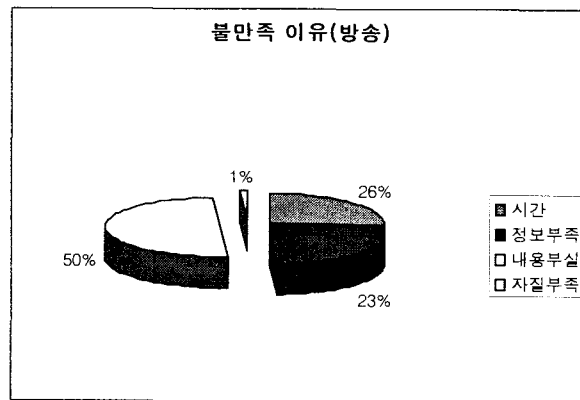


Fig. 3.9.17 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast(broadcasting)

Table. 3.9.19 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast (newspaper, internet)

정보늦다	이미 지난정보가 많다	36%
정보부족	원하는 지역, 날짜정보가 없다	27%
깊이부족	정보에대한 해설이 부족하다	36%

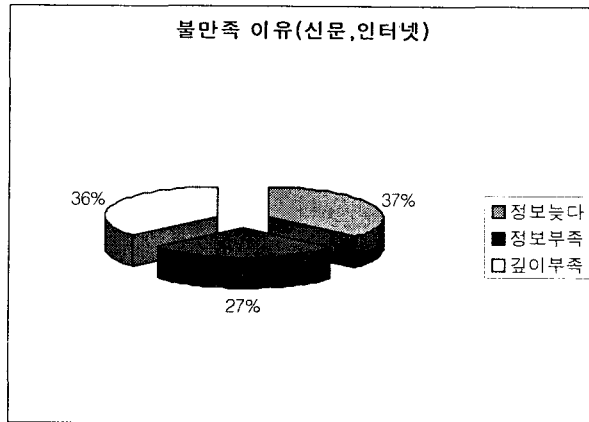


Fig. 3.9.18 the Unsatisfactory Reason of Weather Cast (newspaper, internet)

(8)활용도가 높은 기상정보

오늘.내일 날씨와 기온정보를 가장 많이 활용한다고 응답한 사람이 전체의 79%를 차지해 가장 많았고, 주간예보가 10%, 6시간 간격의 상세 예보가 9%로 그 다음을 차지했다.

6시간 상세예보는 실시한지 얼마 되지 않았는데도 비교적 높은 응답자가 나온 것으로 미루어 볼 때 앞으로 활용도가 크게 높아질 것으로 분석된다.

Table. 3.9.20 Highly Utilizable Weather Information

예보별	응답자수
상세예보	21
단기예보	178
주간예보	23
월간예보	3
계절예보	1

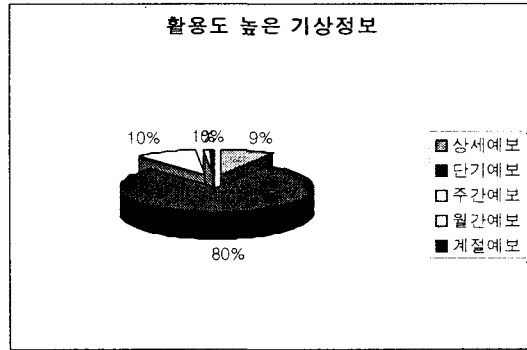


Fig. 3.9.19 Highly Utilizable Weather Information

(9)바람직한 방송횟수

바람직한 방송횟수를 묻는 질문에는 6시간에 한번이라고 응답한 사람이 39%로 가장 많았으며, 3시간에 한번이 37%로 그 다음을 차지했다.

특히 24시간 방송 즉 기상전문방송을 원하는 응답자도 전체의 11%나 돼 앞으로의 기상방송 형식에 변화를 바라는 응답자가 많은 것으로 분석된다.

Table. 3.9.21 Desirable Broadcasting Frequency

방송횟수	응답자수
6시간 간격	39%
3시간 간격	37%
1시간 간격	10%
30분 간격	4%
상시방송	11%

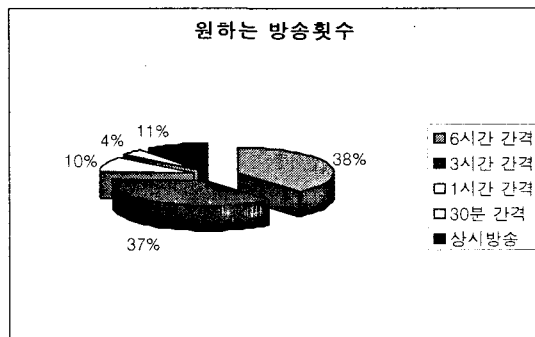


Fig. 3.9.20 Desirable Broadcasting Frequency

#### 다. 결론 및 제언

이번 설문조사 결과 국민 대부분은 기상정보를 적극적으로 활용하고 있는 것으로 나타났다. 특히 야외활동이 많은 학생이나 회사원, 20대가 기상정보 활용에 더 적극적인 것으로 분석된다.

그러나 이런 높은 활용에도 불구하고 예보를 믿을 수 없다는 응답자가 50%를 넘고 있어 예보의 신뢰도 확보가 시급한 것으로 분석된다. 또 필요한 정보를 얻을 수 없다는 응답자도 27%나 돼 기상정보의 활용도를 높이기 위해 효과적인 전달수단과 다양한 기상정보의 확보가 필수적인 것으로 분석된다.

국민들이 가장 많이 활용하는 기상정보는 예상대로 맑음과 흐림, 비나 눈을 나타내는 천기상상태로 나타났고, 기온을 활용하는 사람도 늘고 있는 것으로 보인다.

매체 중에서는 연령이나 직업과 상관없이 TV에서 가장 많은 정보를 얻는 것으로 나타났는데 그 중에서도 60대와 회사원 층에서 두드러졌다.

이것은 상대적으로 TV의 접속시간이 많은 계층이기 때문으로 분석된다. 하지만 차세대 방송매체인 인터넷을 통한 정보를 얻는 것은 20대의 차세대 주역 층에게 가장 높은 비율로 나타나고 있어 미래를 대비한 인터넷 방송준비도 필요할 것으로 보인다.

다만 방송기상정보에 대해 시간이 너무 짧고, 내용이 너무 포괄적이어서 정보에 대한 충족도가 떨어진다는 불만이 많은 만큼 기존의 공중파 방송을 대체할 새로운 방송매체의 활용을 적극적으로 검토해야 한다.

특히 24시간 방송체계를 구축해 상세 예보를 강화하는 방법이 바람직해 보인다.

### 4. 인터넷 방송 운영 시스템

#### 가. 방송운영 시스템의 내용

인터넷 방송에서 필요한 방송시스템 개발로 엔코더나 기존 파일 형태로의 데이터 등의 멀티 입력을 지원하며 하나의 출력을 갖는 스위치의 개발하여 기상 방송에 적용함으로써 기상방송을 빠르고 신속 정확하게 대중에게 전달하는데 목적이 있다.

그 내용을 보면 생방송의 경우 하나의 방송채널을 설정하면 그 채널에는 단지 하나의 카메라만 배정이 되고 여러 대의 카메라를 이용한 다원화 방송을 하려면 여러 대의 카메라에서 출력되는 아날로그 신호를 한곳으로 모아서 조작해야한다.

카메라의 아날로그 신호를 모으려면 유선으로 특정한 곳까지 배선을 해야 하는데

이런 경우는 카메라의 이동성이 떨어지고 또한 위성을 이용하지 않는다면 근접 거리에서만 가능하다.

그러나 인터넷 방송은 데이터가 디지털이기 때문에 인터넷 라인이 있는 곳이면 어느 곳이던 카메라와 스트림 엔코더가 배치될 수 있다. 이와 같이 여러 곳에서 엔코딩 되어 전송되는 방송데이터를 받아서 다원화 방송을 하려면 엔코딩된 데이터의 구조 및 특성을 파악하여 스위칭 할 수 있는 장비가 필요하다.

이러한 방송시스템은 하나의 스트림에 다중의 채널을 할당할 수 있고 또한 한 채널에 다중의 미디어, 즉, 그래픽 이미지, 텍스트, 사운드 및 동영상 등의 자료를 동시에 전송 가능하기 때문이다.

## 나. 주요 개발내용

### (1)프로토콜 제어부.

스트림 데이터의 소스는 파일 형태거나 인터넷상의 원격지 엔코더 또는 랜상의 엔코더이기 때문에 인터넷상의 프로토콜인 TCP/IP를 분석하여 원격지 엔코더의 전송스트림을 분리한다. 다음에는 데이터 서비스 프로토콜인 MMS, MSBD, HTTP를 분석하여 실제 스트림 데이터인 ASF 파일을 추출한다.

### (2) ASF 분석부

랜상의 데이터나, 파일형태의 데이터, 그리고 프로토콜 제어부에서 추출된 ASF스트림은 비디오데이터와 오디오데이터, 그리고 기타 인덱스, 스크립트등의 데이터들이 혼합된 스트림 포맷이다.

이러한 ASF데이터를 분석해서 실제 필요한 비디오와 오디오 데이터를 추출해낸다.

### (3)비디오, 오디오 디코딩부

분리된 비디오와 오디오 데이터는 정확한 시간에 스위칭이 일어나게 하기 위해서는 비디오와 오디오 스트림의 Preview가 있어야 한다.

이 Preview는 전송되고있는 스트림을 지연시간을 최소화하여 복원해야 한다.

만일 일반 스트림 플레이어와 같이 지연시간을 갖게되면 스위칭 시간조정에 문제가 생기기 때문이다.

### (4)채널 제어부

Preview화면을 보면서 채널전환을 한다.

이전스트림을 버리고 새로운 스트림을 기존의 출력채널에 연결한다.

(5)스위치 UI

웹 브라우저 환경의 UI로 내부 제어부와 연동되어 동작한다.

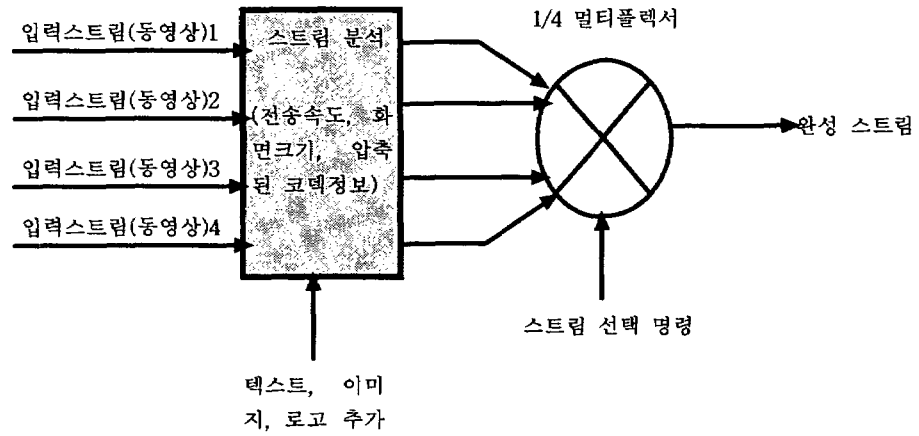


Fig. 3.9.21 Constituent Chart of a Stream Switcher



## 제 10 절 한국의 특보 기준 설정

### 1. 기상특보의 개념

인간은 삶의 경험을 통하여 그들의 삶에 미치는 대기의 악영향(악기상)의 정도를 대략 해당 기상요소의 크기로 표시할 수가 있었고, 따라서 악기상 중 실황파악이나 예측이 가능한 기상요소의 크기로써 기상특보의 기준을 정하게 되었다.

우리나라의 경우, 기상업무법(기상청, 1961)에 의하면 기상특보는 “기상 등으로 중대한 재해 발생이 예상될 때 이에 대한 주의를 환기하거나 경고하는 예보”로 정의된다. 또한, 기상업무법 시행령(기상청, 1962)에 의하면 “기상 등으로 인하여 중대한 재해 발생이 예상될 때 해당 지역에 대하여 그 정도에 따라 특보를 주의보 또는 경보로 구분하여 발표한다” 고 하였다.

일본의 경우에도 기상특보의 개념은 우리나라와 유사하다(일본기상청, 1976a). 미국에서의 기상특보에 대한 개념은 우리나라와 조금 다르다. 우리나라의 주의보에 가까운 advisory는 ‘현저한 불편을 초래하고 만일 주의를 기울이지 않으면 생명이나 재산에 위협이 될 상황으로 발전할 비교적 덜 심각한 기상조건’에 대하여 발표하고, 우리나라의 경보에 해당하는 warning은 ‘생명이나 재산을 위협하는 기상조건’에 대하여 발표한다. 또한, 기상정보에 해당하는 watch는 ‘재해성 일기나 수문(水門) 사건의 위험성이 현저하게 증가되지만 그 발생 여부, 발생 위치 및 발생 시각이 아직 불확실할 때’ 충분한 선행시간을 확보하도록 하기 위해 발표한다(NWS, 1992a, 1992b, 1995).

각국의 기상업무를 국제적으로 협력 조정하는 세계기상기구(WMO)의 정의는 weather advisory의 경우 ‘진행 중이거나 예상되는 일기조건이 재해를 일으키지는 않겠지만, 일반적으로 불편이나 염려를 끼칠 현상일 때 발표하는 기상정보(meteorological information)’로 정의하며, warning은 ‘재해성 일기 조건에 관하여 적절히 경고하기 위해 발표하는 기상메시지(meteorological message)’로 정의하고 있다(WMO, 1992).

## 2. 세계 각국의 기상특보 기준

### 가. 한 국

우리나라에서는 특정 기상현상으로 인하여 중대한 재해가 나타날 것으로 예상될 때 기상특보(주의보, 경보)를 발표한다. 즉 Table 2.2.1에서 제시한 바와 같이 폭풍, 호우, 폭풍우, 대설, 폭풍설, 건조, 해일, 파랑, 한파 및 태풍에 대하여 특보를 발표하고 있다. 또한 항공교통을 위해서는 Table 2.2.2에 제시한 바와 같이 공항에서의 운고, 시정, 강풍, 호우, 대설, 뇌우, 심한 착빙, 저층 난류에 대해 기상주의보를, 그리고 강풍, 호우 및 대설에 대해서는 기상경보도 발표하고 있다(기상청, 1962).

대부분의 기상특보는 해당 기상요소의 크기로 나타내지만 태풍특보의 경우만은 태풍으로 분류되는 중심 최대 풍속 34kt(17m/s) 이상의 열대성 저기압의 영향으로 풍속이 폭풍 특보의 기준에 들게 될 것으로 예상될 경우에 발표하게 된다.

호우특보는 지역별 호우 특성 차이나 토양·지형 등의 특성을 감안하지 않고 24시간 누적 강수량이 80mm 이상일 때 호우주의보를, 그리고 150mm 이상일 때 호우경보를 발표하고 있다.

### 나. 일 본

일본의 기상특보는 그 정의가 우리나라의 그것과 비슷하다. 기상현상에 의한 재해의 발생이 우려될 때 기상특보를 발표하고 있다. 일본의 기상특보 종목의 경우는 주의보 종목과 경보 종목이 다른 것이 있는데 주의보 종목이 경보 종목 외에도 추가되는 것이 많다(日本氣象廳, 1976a).

기상경보로서는 暴風, 風雪, 波浪, 高潮, 大雨[호우], 洪水 및 大雪이 있고, 기상주의보로서는 경보 종목에 더하여 落雷, 乾燥, 霧[안개], 霜[서리], NADARE [눈사태], 低溫, 着雪, 着氷 및 融雪을 추가하고 있다.

한편, 일본에서는 태풍특보는 없고 태풍으로 인해 나타날 기상요소의 강도에 따라 해당 기상특보를 각각 발표하고 있다(日本氣象廳, 1976b).

일본의 특보 기준은 각 지역마다 다르게 정할 수 있게 되어 있다. 일본의 대표적인 지역 몇 지점의 특보 기준을 발췌 예시한 것이 Table 2.2.3과 Table 2.2.4이다.

Table 3.10.1 Threshold values of weather advisories and warnings in Korea(7 July 1998).

Type		Advisory	Warning
Strong wind	on land	Max. wind 14 <sup>m/s</sup> or more, or gust 20 <sup>m/s</sup> or more	Max. wind 21 <sup>m/s</sup> or more, or gust 26 <sup>m/s</sup> or more
	on sea	Max. wind 14 <sup>m/s</sup> or more during at least 3 hours, or gust 20 <sup>m/s</sup> or more	Max. wind 21 <sup>m/s</sup> or more during at least 3 hours, or gust 26 <sup>m/s</sup> or more
Heavy rain		Rainfall 80mm or more during 24 hours	Rainfall 150mm or more during 24 hours
Strong wind with rain		Strong wind with rainfall 20mm/h or more	Strong wind with rainfall 30mm/h or more
Heavy snow	Big city	Fresh snow depth 5cm or more during 24 hours	Fresh snow depth 20cm or more during 24 hours
	Ulreung-do	Fresh snow depth 20cm or more during 24 hours	Fresh snow depth 50cm or more during 24 hours
	Others	Fresh snow depth 10cm or more during 24 hours	Fresh snow depth 30cm or more during 24 hours
Strong wind with snow		Strong wind with snowfall depth 5cm/h or more	Strong wind with snowfall depth 10cm/h or more
Dryness		Effective humidity 50% or lower, daily min. humidity 30% or lower, and daily max. gust 7 <sup>m/s</sup> or more persist 2 days or more	Effective humidity 40% or lower, daily min. humidity 20% or lower, and daily max. gust 10 <sup>m/s</sup> or more persist 2 days or more
Storm surge	by strong wind	Sea wave surge by strong wind and/or low pressure	Big sea wave surge by strong wind and/or low pressure
	by tide	Sea wave surge by tide and/or indirect effect of meteorological phenomena	Big sea wave surge by tide and/or indirect effect of meteorological phenomena
	by tsunami	Sea wave surge by tsunami	Big sea wave surge by tsunami
Sea wave		Wave height 3m or higher by sea wave	Wave height 6m or higher by sea wave
Cold wave		Daily min. temperature drops 10°C or more in successive days during Nov.~Mar.	Daily min. temperature drops 15°C or more in successive day during Nov.~Mar.
Typhoon		Strong wind, heavy rain and/or storm surge by the typhoon meet category of their advisories	Strong wind, heavy rain and/or storm surge by the typhoon meet category of their warnings

Table 3.10.2 Threshold values of aerodrome weather advisories and warnings in Korea.

Type	Aerodrome advisory	Aerodrome warning
Ceiling	Weather min. or lower condition of the aerodrome	-
Visibility	Horizontal visibility weather min. or shorter, or IFR condition of the aerodrome due to duststorm or sandstorm, persists 4 hours or longer	-
Strong wind	10-minute mean wind speed 25kt or faster, or max. gust 35kt or faster	10-minute mean wind speed 42kt or faster, or max. gust 52kt or faster
Heavy rain	Rainfall 30mm/h and/or 50mm/3h, or more	Rainfall 50mm/h, 80mm/3h and/or 150mm/24h, or more
Heavy snow	Fresh snow depth 3cm or more	Fresh snow depth 5cm or more
Thunderstorm	Moderate thunderstorm within 8km radius	-
Strong icing	Strong hail, frost and/or freezing precipitation	-
Low level turbulence	Low level turbulence with vertical wind speed 4.0m/s or faster below 500m height	-

우리나라의 豪雨特報에 해당하는 것을 일본에서는 大雨特報라고 한다. 일본에서는 호우와 대우는 강수량 그 자체만으로 논할 때는 대체로 같은 의미로 쓰인다 (Ninomiya, 1975). 다른 특보의 경우와 마찬가지로 대우특보의 경우에도 지역에 따라 그 기준값이 다르고 1시간 강수량, 3시간 강수량, 24시간 강수량에 대하여 경우에 따라 총 강수량을 보완적으로 사용하고 있다.

대우주의보의 경우 또한 지역에 따라 다르지만 대체로 1시간 강수량은 20~30mm, 3시간 강수량은 30~60mm, 24시간 강수량은 50~100mm의 범위이다. 그리고 대우경보의 경우는 대체적으로 1시간 강수량은 40~50mm, 3시간 강수량은 60~80mm, 24시간 강수량은 100~150mm의 범위이다.

Table 3.10.3 Weather advisory criteria in Japan.

Advisory	Sapporo	Tokyo	Osaka	Fukuoka
Strong wind with snow	Land:12m/s, Sea:15m/s (Sutto area, SE wind:18m/s with snow)	13m/s with snow	Land:12m/s, Sea: 15m/s with snow	12m/s with snow
Strong wind	Land:12m/s, Sea:15m/s (Sutto area, SE wind:18m/s)	13m/s	Land:12m/s, Sea:15m/s	12m/s
Sea wave	3m	1.5m	1.5m	2.5m
High tide (Above T. P)	Otaru Harbour, 0.5m	South of Sumida River mouth, 2.0m North of Sumida River mouth, 3.0m	1.5m	Ariake Sea, 4m Suona Strait, 2.5m
Heavy rain	R 20mm	30mm (Tama area west, 40mm)	20mm, R <sub>T</sub> 50mm	30mm
	R 30mm	50mm (Tama area west, 70mm)	30mm, R <sub>T</sub> 50mm	60mm
	R 50mm (Sikotsu Lake area, 100mm)	90mm (Tama area west, 120mm)	Flat area:70mm, Mountainous area: 100mm	100mm
Flood	R -	30mm (Tama area west, 40mm)	30mm	30mm
	R -	50mm (Tama area west, 70mm)	40mm	60mm
	R 80mm (Sikotsu Lake area, 100mm) In melting season, total amount of rainfall a melting snow	90mm (Tama area west, 120mm)	100mm	100mm
Heavy snow (for 24 hours)	30cm	5cm (Tama area west, 10cm)	Flat area:50cm, Mountainous area:20cm	10cm
Thunder strike	Damage by thunder strike	Damage by thunder strike	-	Damage by thunder strike
Dryness	Min. Hum.: 30% Effective Hum.: 60%	Min. Hum.: 25% Effective Hum.: 50%	Min. Hum.: 40% Effective Hum.: 60%	Min. Hum.: 40% Effective Hum.: 60%
Fog	Land: 200m, Sea: 500m	Land: 100m, Sea: 500m	Land: 100m, Sea: 500m	Land: 100m, Sea: 500m
Frost	3℃	10 Apr.~15 May : 2℃	Late frost after 15 Apr. : 4℃	Early frost by 20 Nov and late frost after 15 Mar. : 3℃

Table 3.10.3 (continued)

Advisory	Sapporo	Tokyo	Osaka	Fukuoka
Snow slide	① Snowfall 30cm/24h or more ② Snow depth 50cm or more and daily mean temperature 5°C or higher	-	① Snow depth 20cm or more, or snowfall 30cm or more ② Snow depth 50cm or more, or max. temp. 10°C or higher or more than moderate rain	Snow depth 100cm or more and ① temp. 3°C or lower with fair sky ② rain due to low pressure ③ snowfall 30cm or more
Low temperature	•May~Oct.(mean temp.) 5°C or more colder than normal continue at least 2 days •Nov.~Apr.(min.temp.) 8°C or more colder than normal	•Warmer season(mean temp.): 3 days with 5°C or lower than normal followed by 2 days or more with the same condition •Colder season (min temp) -7°C or lower (Tama area west: -9°C or lower)	Daily min. temp.: -5°C or lower	4°C or lower than normal for 3 days followed by the same condition for 2 days or more
Snow ice	Temp. about 0°C and moderate or heavy snowfall for a few hours	Temp. -2°C ~2°C under heavy snow warning	•Snowfall 24 hours Flat area: 20cm or more, Mountain area: 40cm or more •Temp. -2°C ~2°C	Sea side: -4.0°C or lower In land: -7.0°C or lower
Icing(ship)	Water temp. 4°C or lower, air temp. -5°C or lower, and wind speed 8m/s or faster	Temp. -2°C ~2°C under heavy snow warning	-	Temp. -2°C ~2°C and humidity 90% or more under heavy snow advisory or warning
Melting snow	Daily mean temp. 5°C or higher, and precipitation 10mm/24h or more	-	-	-

Note 1)  $R_1$ ,  $R_3$ ,  $R_{24}$ ,  $R_T$  : Amount of rainfall for the period of 1-hr, 3-hrs, 24-hrs and total respectively.

2) Criteria can be varied from one region to another.

Table 3.10.4 Weather warning criteria in Japan

Warning		Sapporo	Tokyo	Osaka	Fukuoka
Strong wind		Land: 18m/s, Sea: 25m/s (Sutto area, SE wind: 25m/s)	25m/s	Land: 20m/s Sea: 25m/s	20m/s
Strong wind with snow		Land: 18m/s, Sea: 25m/s (Sutto area, SE wind: 25m/s) with snow	25m/s with snow	Land: 20m/s Sea: 25m/s with snow	20m/s with snow
Sea wave		6m	3.0m	3.0m	6.0m
High tide (above T·P)		Otaru Harbour, 0.9m	South of Sumida River Mouth, 3.0m North of Sumida River Mouth, 4.0m	2.2m	Ariake Sea, 5m Sura Strait, 35m
Heavy rain	R <sub>1</sub>	40mm, R <sub>12</sub> 80mm	50mm (Tama area west, R <sub>T</sub> 150mm)	40mm, R <sub>T</sub> 100mm	50mm
	R <sub>3</sub>	60mm	80mm (Tama area west, R <sub>T</sub> 120mm)	70mm, R <sub>T</sub> 100mm	100mm
	R <sub>24</sub>	100mm, (Sikotsu Lake area, 200mm)	150mm (Tama area west, R <sub>T</sub> 250mm)	Flat area:150mm Mountain area: 200mm	150mm
Flood	R <sub>1</sub>	40mm, R <sub>12</sub> 80mm	50mm (Tama area west, R <sub>T</sub> 150mm)	40mm, R <sub>T</sub> 100mm	50mm
	R <sub>3</sub>	60mm	80mm (Tama area west, R <sub>T</sub> 120mm)	70mm, R <sub>T</sub> 100mm	100mm
	R <sub>24</sub>	100mm, (Sikotsu Lake area: 200mm). For melting season, total of rainfall amount and melting amount	150mm (Tama area west, R <sub>T</sub> 250mm)	Flat area:150mm Mountain area: 200mm	150mm
Heavy snow (for 24hours)		50cm, Mountain area:80cm	20cm (Tama area west, R <sub>T</sub> 30cm)	Flat area:20cm Mountain area: 40cm	50cm

Note 1) R<sub>1</sub>, R<sub>3</sub>, R<sub>24</sub>, R<sub>T</sub> : Amount of rainfall for 1-hr, 3-hrs, 24-hrs and total, respectively.

2) Criteria can be varied from one region to another.

#### 다. 중국

중국에서는 주의보 없이 경보로 특보를 통일하고 있다. 중국에서는 우리의 폭풍, 호우 및 한파경보를 각각 大風, 暴雨 및 寒潮警報라고 한다. 중국의 경보 기준을 정리하면 Table 2.3.1과 같다(大氣科學辭典編委會, 1994). 그리고 중국의 颱風警報는, 우리나라의 경우와 비슷하게, 颱風이 일정 해역 내로 접근하여 강풍이 영향을 미칠 것으로 예상될 때 발표하고 있다. 중국에서는 우리나라의 호우특보에 해당하는 暴雨警報는 앞의 Table 2.3.1에 제시한 바와 같이 50mm/24hrs 이상 또는 30mm/12hrs 이상을 기준으로 하고 있지만 각 지방의 폭우 특성에 따라 다르게 정하고 있다. 대체로 24시간 동안 25mm로부터 80mm까지의 강수량을 기준으로 하고 있다.

Table 3.10.5 Weather warning criteria in China.

Type	Warning criteria	Remarks
Strong wind	Wind scale 6(10.6%) or greater	Vary from region to region ex) Shaanxi Province: 17% or great
Heavy rain	50mm/24h or more, and/or 30mm/12h or more	Vary from region to region ranging 5~80mm/24h
Cold wave	Daily min. temperature drops 10°C or more in successive day and daily min. temperature 5°C or lower	Vary from region to region ex) Shaanxi Province: Daily min. temperature drops 8°C or more
Typhoon	Typhoon locates in 130°E and 15°N, and affects China within 48 hours	Urgent warning should be issued when typhoon landfall is expected within hours

라. 미국

미국에서 warning은 생명과 재산을 위협하는 기상 조건에 대해서 발표하고, advisory는 이보다는 매우 약한 것으로서 현저한 불편을 초래하고, 만일 주의를 기울이지 않으면 생명이나 재산에 위협이 될 상황으로 발전할 기상 조건에 대해서 발표하고 있다. 미국에서 운영하는 기상특보를 정리하면 Table 2.4.1과 같다(National Weather Service, 1992a, 1992b, 1995, 1996). 위의 Table 2.4.1에서 알 수 있는 바와 같이 미국에는 우리나라의 호우특보에 해당하는 것은 없고 다만 큰비로 인하여 홍수가 예상될 때 각 하천 유역별로 정한 홍수경보를 발표하고 있다.



Table 3.10.6 Weather warning criteria in U.S.A.

Type	Criteria
<p><b><u>Severe local storm</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Tornado/Severe thunderstorm warning</li> <li>• Special marine warning</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Tornado, sustained wind of 50kt(58mph, 26%) or greater, hail with 0.75 inch in diameter.</li> <li>• Sustained wind or frequent gust of 34kt(17%) or greater confined to coastal waters</li> </ul>
<p><b><u>Tropical cyclone</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Hurricane/typhoon warning</li> <li>• Tropical storm warning</li> <li>• Gale warning</li> <li>• Storm warning</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Sustained wind of 64kt(74mph, 33%) or higher associated with hurricane are expected in a specified coastal area within 24 hours. The warning can remain in effect when high water or high waves continue even though wind may be less than hurricane force.</li> <li>• Sustained wind within the range 34~63kt(39~73mph, 17~32%) are expected in a specified coastal area within 24 hours</li> <li>• Sustained winds in the range 34~47kt(39~54mph, 17~24%) occurring not directly associated with tropical cyclones</li> <li>• Sustained winds of 48kt(55mph, 25%) or greater occurring directly associated with tropical cyclones.</li> </ul>
<p><b><u>Winter weather</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Heavy snow warning</li> <li>• Snow squalls warning</li> <li>• Snow showers warning</li> <li>• Snow flurries warning</li> <li>• Blowing/Drifting snow warning</li> <li>• Blizzard warning</li> <li>• Freezing rain or drizzle warning</li> <li>• Ice storm warning</li> <li>• Heavy sleet warning</li> <li>• Freeze warning</li> <li>• Frost warning</li> <li>• Wind chill warning</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 4 inch/12h or 6 inch/24h or more</li> <li>• Moderate to heavy snowfall accompanied by strong, gusty winds for limited duration(snow accumulation may be significant)</li> <li>• Short duration of moderate snowfall with some accumulation possible.</li> <li>• Intermittent light snowfall or short duration with measurable accumulation</li> <li>• Wind-driven snow that reduces visibility</li> <li>• For a 3-hour period or longer, sustained wind or frequent gusts of 35mph(16%) or greater, and reducing visibility less than 1/4 mi(400m)</li> <li>• Rain or drizzle freezes on surfaces</li> <li>• Significant ice accumulations by freezing rain situations of 1/4 inch or greater</li> <li>• Accumulation of ice pellets covering the ground to a depth of 1/2 inch or more</li> <li>• Temperature expected to be 32 °F (0 °C) or below for a climatologically significant period of time.</li> <li>• During the growing season, thermometer level temperature occurs in the mid-30s °F</li> <li>• As a general rule, wind chill temperature expected -20 °F or below.</li> </ul>

Table 3.10.6 (continued).

Type	Criteria
<b>Non-precipitation weather</b>	
•High wind warning	•Sustained wind speed of 40mph(18%) or greater lasting 1 hour or longer, or wind of 58mph(26%) or greater for duration {Advisory is appropriate for sustained wind exceeding 25mph(11%)}
•Excessive heat warning	•Heat Index: 130 °F or higher(Extreme condition)
•Fog warning	•Visibility reduced to 1/4 mi(400m) or less due to fog
•Blowing dust or sand warning	•Visibility reduced to 1/4 mi(400m) or less due to blowing dust or sand
•Volcanic ash warning	•No national threshold exists
•Smoke warning	•Visibility reduced to 1/4 mi(400m) or less due to smoke

Note 1) Criteria of warning may vary from one region to another.

2) Advisories can be applicable when weaker event than warning condition.

3) Sustained wind in U.S.A means 1-min. average wind.

#### 마. 영국

영국에서는 특보를 advisory 없이 warning으로 통일하고 있다. 각종 경보를 발표하는 조건은 상당수의 국민에게 현저한 불편을 끼치거나 생명에 위협을 초래하는 악기상의 가능성이 클 때이다. 영국의 경보를 분류하면 다음과 같다(WMO, 1996).

(1) 조기경보(early warnings and advanced warnings of severe weather)  
해당 경보 조건이 넓은 지역(영국 전체의 60% 이상)에 걸쳐 발생할 것으로 예상될 때 발표한다.

(2) 긴급경보(flash warnings of severe weather)

제한된 특정 지역에만 악기상이 발생할 가능성이 클 때 발표한다.

(3) 조기 위급 경보(early warnings, advanced and emergency flash warnings of exceptionally severe weather)

극심한 악기상(exceptionally severe weather)이 예상될 때(또는 조기경보의 경우 피해 예상 지역이 영국 전체의 60% 이상일 때) 발표한다.

(4) 자동차운전경보(motoring weather warning)

위의 긴급경보(flash warning of severe weather)의 경우보다는 가벼운

기상 상황에 대해서 발표한다.

위의 각 경보의 기준을 나타낸 것이 Table 3.10.7이다.

호우경보는 강수가 2시간 이상 지속될 것이 예상되면서 3시간동안 15mm 이상의 비  
율로 강수가 예상될 때 발표한다. 자동차운전경보(motoring weather warning)에서  
는 4mm/hr 이상의 율로 비가 내릴 경우에 발표하고 있다.

#### 바. 캐나다

캐나다의 기상특보는 주의보가 없이 warning으로 통일되어 있다. 또한 기상경보  
기준이 지역에 따라 차가 있다. 기상경보의 대표적인 값을 나타낸 것이 Table  
3.10.9이다(Canada AES, 1988, WMO, 1996). 호우는 주의보 없이 경보만 운영한다.  
호우경보 기준이 지역에 따라 다르며 대체로 50mm/24hrs 또는 80mm/24hrs를 그 기  
준으로 쓰이고 있다.

#### 사. 각국의 기상특보 기준 분석

본 연구에서 조사된 각국의 기상특보 중에서 호우특보 기준을 적용 대상 시간별로  
정리하면 Table 2.8.1과 같다. 조사된 여러 나라 중 U. S. A., South Australia,  
South Africa, Israel, Mauritius, 및 Fiji는 호우특보를 발표하지 않는다. 그리고  
Sweden은 호우특보는 발표하지만 정해진 기준은 없다. 호우특보를 발표하는 나라  
들의 발표 특징을 정리하면 첫째, 호우특보 기준으로 24시간 강수량을 사용하는 경  
우와 그렇지 않은 경우가 각각 7개국과 9개국으로 비슷하고, 둘째, 24시간 강수를  
호우특보 기준으로 하는 경우도 24시간 강수량만을 기준으로 하는 경우와 24시간  
강수량과 더불어 기타 시간 동안의 강수량을 함께 기준으로 하는 경우가 각각 4개  
국과 3개국으로 비슷하다. 그리고 셋째로는 24시간 이외의 시간을 사용하는 경우  
는 대체로 1시간(4개국), 3시간(4개국), 6시간(4개국) 및 12시간(5개국) 강수량을 기  
준으로 삼고 있다.

따라서 우리나라의 경우도 호우특보에 24시간 이외의 시간 동안의 강수량으로도  
기준을 삼을 수 있는지를 검토하는 것이 바람직하다고 생각된다.

Table 3.10.7 Weather warning criteria in UK.

Warning	Conditions
<p>Early Warnings and Advanced Warnings of Severe Weather</p>	<p>Warnings are issued whenever the overall risk of the following conditions occurring somewhere in the UK is 60% or more:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Severe Gales-gusts of 70mph(31<sup>m/s</sup>) or more</li> <li>b. Heavy Snow-snow falling at a rate of approx. 2cm/hour or more expected for at least two hours</li> <li>c. Blizzards/driftng-moderate or heavy snow accompanied winds of 30mph(13<sup>m/s</sup>) or more with visibility reduced to 200m or less, or lying snow giving rise to similar conditions.</li> <li>d. Heavy rain expected to persist for at least two hours and give at least 15mm within a 3-hour period</li> <li>e. Freezing rain</li> </ul>
<p>Flash Warnings of Severe Weather</p>	<p>Flash warnings are issued whenever there is a strong likelihood of severe weather conditions occurring over an area:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Severe Gales-gusts of 70mph(31<sup>m/s</sup>) or more</li> <li>b. Heavy Snow-snow falling at a rate of approx. 2cm/hour or more expected for at least two hours</li> <li>c. Blizzards/driftng-moderate or heavy snow accompanied by winds of 30mph(13<sup>m/s</sup>) or more with visibility reduced to 200m or less, or lying snow giving rise to similar conditions</li> <li>d. Heavy rain expected to persist for at least two hours and give at least 15mm within a 3-hour period</li> <li>e. Dense Fog-whenver visibility generally less than 50 meters</li> <li>f. Glazed frost/widespread icy roads/freezing rain which generally occur when rain freezes on contact with road surfaces</li> </ul>
<p>Early Warnings, Advanced and Emergency Flash Warnings of Exceptionally Severe Weather</p>	<p>A warning is issued for exceptionally severe weather whenever the following conditions are expected(or in the case of an early or advanced warning whenever the overall risk somewhere over the UK is 60% or more):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Severe gales/storms-gusts of 80mph(36<sup>m/s</sup>) or more</li> <li>b. Very heavy snowfall, blizzards or drifting-expected to give depths of 15cm or more which may result in widespread dislocation of communications. Blizzards are severe when visibility is reduced to near zero.</li> </ul>
<p>Motoring Weather Warning</p>	<p>The meteorological conditions are less stringent than those allowed for flash warnings:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>a. Strong winds with gusts of 45mph(20<sup>m/s</sup>) or more</li> <li>b. Snow</li> <li>c. Heavy rain i. e. falling at a rate of more than 4mm/hr</li> <li>d. Fog with visibility less than 200m</li> <li>e. Icy roads</li> </ul> <p>Additionally, warnings of strong cross winds may be issued at certain locations, the Severn Bridges and Forth Road Bridge for example.</p>

Table 3.10.7 (continued).

Warning	Conditions
Weather Watch	A weather watch is issued whenever the probability of occurrence of any of the conditions detailed above is expected to be lower than the threshold which would normally trigger the issue of either an early warning or flash warning

Table 3.10.8 Weather warning criteria in Australia.

Warning	Criteria	Remarks
Fire weather warning	Fire Danger Index 50 or more	Vary from region to region
Tropical cyclone warning	Tropical cyclone expected to cause a gale on the coast within 24 hours	
<u>Marine weather warning</u> - Storm warning - Gale warning - Strong wind warning	- Winds of average speed 48kt (24 m/s) or more - Wind of average speed of 34~47 kt (18~24 m/s) - Winds of average speed of 25~33 kt (13~17 m/s)	If necessary, storm tide warning included
<u>Land area wind warnings</u> - Gale force - Strong wind - Severe thunderstorm	- 10-minute mean wind speed 63 km/h (18 m/s) or more - 10-minute mean wind speed 46~62 km/h (13~17 m/s) - Severe weather phenomena, like severe wind squall, tornado, damaging hail, very heavy rain, flash flooding are expected	
Tsunami warning	Observed or expected	Responsible on the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics
Flood warning	Criteria differs on river condition	
Frost warning	Minimum temperature -2°C or below	Vary from region to region
Sheep grazer warning	Decided by monogram consisted with wind, precipitation and temperature	

Table 3.10.9 Application of rainfall duration for heavy rain warning in each country.

	1 hour rainfall	2 hours rainfall	3 hours rainfall	6 hours rainfall	12 hours rainfall	24 hours rainfall	Total rainfall
Japan	(20~30) 40~50		(30~60) 60~80			(50~100) 100~150	(50~80) 100~150
China					30	25~80	
UK	4*		15				
Canada						50	
Morocco	20						
Saudi Arabi				30			
Macao	20	50	100				
Moldova					50		120
Germany				25, 50			
Austria						30	
Bulgaria				30			
Ireland				30	45	(50) 65	
Russia					20		
Slovenia						100	
Mongolia			(15)** 30**		(15) 30		
Korea						(80) 150	

Note 1) Norway has heavy rain warning but without any fixed criteria.

2) No heavy rain warning in U.S.A., Australia, South Africa, Israel, Mauritius and Fiji.

3) Figures in ( ) are threshold value of advisory.

4) Figure with \* is threshold value of motoring warning.

Figures with \*\* are those of showers.

5) Morocco has threshold value of heavy rain warning without strict definition.

### 3. 우리나라에서 발표한 기상특보의 분석

#### 가. 기상특보 발표 횟수

Table 3.10.10은 우리나라 기상청에서 최근 10년간(1987~1996) 발표한 특보를 정리한 표이다. 태풍특보는 기상청 본청에서만 발표되며 기타의 기상특보(호우, 폭풍, 폭풍우·설, 대설, 건조, 해일, 파랑, 한파특보)는 본청(서울, 경기지역)과 각 지방기상청(때로는 기상대)에서 발표된다. Table 3.10.10에서 제시한 통계 값은 매년 기상년감(기상청, 1988~1997)에 발표한 특보 발표 현황보다 다소 많다. 이는 주로 특보 발표에서 각 지방청과 본청의 발표를 본 연구에서는 이들을 분리시켜 계산하였기 때문이다. 본청과 각 지방기상청은 한반도를 지나가는 기압계가 관할지역에 영향을 미칠 것으로 예측하는 경우 해당 지역에 대하여 특보를 발표한다. 최근 10년간의 연평균 특보 발표 횟수는 주의보 473.5회, 경보 61.2회를 합하여 총 534.7회에 달했다. 주의보의 경우 발표 빈도가 많은 4개 종류는 폭풍, 호우, 대설, 태풍주의보이며 특보 발표 총 횟수 대비 각각 58.5%, 14.4%, 6.2%, 4.8%를 차지하고 있다. 반면 발표 빈도가 적은 4개 주의보는 해일, 한파, 건조, 파랑주의보이며 각각 0.02%, 0.17%, 1.7%, 2.5%에 불과하다. 경보의 경우도 주의보의 경우와 그 순위가 다소 다르나 발표 빈도가 많은 4개는 폭풍, 호우, 태풍, 대설경보이며, 각각 4.0%, 3.9%, 2.2%, 1.3%를 차지하고 있으며, 발표 빈도가 적은 4개는 한파, 건조, 해일, 파랑경보로써 각각 0.00%, 0.02%, 0.02%, 0.06%에 불과하다. 호우, 태풍, 대설, 한파 등 특보 종류의 계절 편재성을 고려한다 하더라도 특보 발표에 있어 상위빈도 그룹과 하위빈도 그룹간에 큰 차이가 있다. 악기상에 대한 사회적 관심은 그 강도에 따라 결정된 다기 보다 피해 정도에 따라 달라지는 수가 많으므로 자주 나타나는 악기상 현상에 대해서는 사회적으로 대비책이 강구되게 마련이다(Takahashi, 1980). 이러한 의미에서 보면 주의보 중 계절 편재성을 감안하여 10% 이상의 빈도를 차지할 것으로 보이는 폭풍, 호우, 대설주의보는 해당 지역의 기후학적인 적응성을 고려하여 발표 기준(threshold)을 상향조정함으로써 그 발표 빈도를 감소시키는 방향으로, 하위빈도 그룹에 속하는 것 중 1% 미만의 빈도를 차지하는 해일, 한파주의보, 그리고 그 경보에서 0.5% 미만의 빈도를 차지하는 한파, 건조, 해일, 파랑경보의 경우는 그 발표 기준을 하향 조정하여 발표 빈도를 증가시키는 방향으로 검토하는 것이 바람직하다고 본다.

Table 3.10.10 Annual mean frequencies of advisories and warnings by Korea Meteorological Administration in recent 10years.

(a) Advisory

Month Type	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum	%
Heavy rain	.	.	0.1	1.8	2.2	10.0	27.1	27.5	6.8	0.8	0.6	.	76.9	14.4
Typhoon	.	.	.	.	.	0.1	7.4	11.2	5.3	1.4	.	.	25.4	4.8
Strong wind	35.1	27.5	32.8	30.4	19.6	21.5	19.3	17.6	18.6	22.0	33.5	35.1	313.0	58.5
Heavy snow	10.8	9.2	3.9	.	.	.	.	.	.	.	2.1	7.2	33.2	6.2
Sea wave	0.3	0.4	0.4	0.1	0.2	1.3	2.8	3.8	2.4	1.2	0.3	0.1	13.3	2.5
Storm surge	.	.	0.1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0.1	0.02
Dryness	0.2	1.2	1.2	4.8	1.5	.	.	.	.	.	0.3	0.1	8.9	1.7
Cold wave	0.2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0.3	0.4	0.9	0.17
Sub-total	46.6	38.3	38.5	37.1	23.5	32.9	57.8	60.1	33.1	25.4	37.1	43.1	473.5	88.6

(b) Warning

Month Type	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum	%
Heavy rain	.	.	.	.	0.3	3.1	7.4	7.7	2.0	.	0.1	.	20.6	3.9
Typhoon	.	.	.	.	.	.	4.1	4.0	2.6	0.9	.	.	11.6	2.2
Strong wind	2.4	2.8	1.4	2.6	0.5	1.4	0.8	0.9	1.4	1.6	2.7	3.0	21.5	4.0
Heavy snow	3.1	1.6	0.7	.	.	.	.	.	.	.	0.3	1.2	6.9	1.3
Sea wave	.	.	.	.	.	.	0.2	.	.	0.1	.	.	0.3	0.06
Storm surge	.	.	.	.	.	.	0.1	.	.	.	.	.	0.1	0.02
Dryness	.	.	.	0.1	.	.	.	.	.	.	.	.	0.1	0.02
Cold wave	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0.0	0.00
Sub-total	5.5	4.4	2.1	2.7	0.8	4.5	12.7	12.6	6.0	2.6	3.1	4.2	61.2	11.4
Total	52.1	42.7	40.6	39.8	24.3	37.4	70.5	72.7	39.1	28.0	40.2	47.3	534.7	100.0



## 나. 기상특보의 선행시간

특보 발표의 실효를 거두려면 특보가 발효시각보다 어느 정도 앞당겨 발표되어야 함은 당연한 일이다. 발표 시각으로부터 발효시각까지의 시간을 선행시간(lead time)이라고 한다면 선행시간의 길이는 해당 특보 대상 조건의 예측 난이도에 크게 좌우된다. 기상특보 중에서 태풍, 폭풍, 파랑특보의 경우는 특보의 발효시각을 바람이 해당 강도의 풍속 또는 해당 파고에 다다를 시각으로 보아 다소 긴 선행시간을 확보하고 있다. 그러나 누적량 개념을 바탕으로 한 것으로 생각되는 호우, 대설특보의 경우, 그리고 해일, 건조, 한파특보의 경우는 선행시간이 비교적 짧다(홍성길, 1997). 미국의 Flash flood의 경우도 그 선행시간이 1997년 현재 30분에도 못 미치고 있다(Friday, 1997).

특보 발표에서 선행시간을 충분히 확보하기 위해서는 무엇보다도 악기상을 충분히 앞선 시각에 정확히 예측할 수 있는 모델의 개발이 우선되어야 하지만, 본 연구에서 시도하는 바와 같이, 호우특보의 경우 24시간 강수량에 의한 특보 기준과 더불어 그보다 단시간의 강수량을 그 기준으로 도입함으로써 선행시간을 추가적으로 확보하는 효과를 얻는 것도 현실적인 방법이라고 본다. 이는 특히 집중호우 예측이 매우 어렵다는 점을 감안한다면 선행시간을 다소라도 증가시키는 중요한 수단이 될 수 있을 것이다.

#### 4. 우리나라의 호우와 그 피해

##### 가. 지점별 호우 일수 및 그 횟수

기상청의 모든 기상 관측은 하루의 일계(日界)를 24시로 정하여 실시하고 있다. 강수량 관측도 24시를 일계로 하여 측정되고 자료화되고 있다. 최근 10년간 일계를 24시로 하여 기상청 산하 전국 63개 기상관서의 0.1mm 이상의 강수일을 구하면 Fig. 3.10.1에서처럼 1지점에 연간 78~120일의 분포인데 자료를 단순 평균하면 102일이 된다. 강수 일수가 적은 곳은 영남 내륙지방이고 많은 곳은 제주도 등 도서지역과 호남내륙 및 영동지방이다. 다만 대관령 등 산지에서는 예외적으로 연 평균 147일을 기록하고 있다. 한편, 강수를 수반한 한 개의 기압계에서 강수가 내리는 경우라도 어떤 지점에 강수가 처음 시작하여 해당 기압계에 의한 강수가 완전히 끝날 때까지는 중간에 중단되었다가 또 다시 내리기도 하는 경우를 흔히 경험할 수 있다. 따라서 1년 중 강수 수반 기압계가 몇 회 나타났는지, 즉 강수가 몇 회 있었는지를 알고자 할 때는 서로 독립적인 전·후 강수 수반 기압계 사이의 강수 중단 시간 길이를 정의할 필요가 있다. 이런 관점에서 전국 63개 기상관측소에서 최근 10년(1987~96)간 매시 강수 자료(4~10월) 중 강수가 중단되었다가 다시 시작될 때까지의 시간 길이별 빈도를 구했다.

강수가 1시간 이상 중단되었다가 다시 시작한 경우는 매년 4~10월 중 1지점에서 평균 106회 정도이다. 그러나 강수 중단 현상은 한 개의 강수 수반 기압계 내에서도 흔히 있는 일이기 때문에 최소한 몇 시간 강수 중단 후 다시 시작되었을 경우 이를 서로 다른 기압계에 의한 별개의 강수로 볼 것인가 하는 것이 문제가 된다. 그런데 Fig. 3.10.2에 의하면 강수 중단 계속 시간이 23시간 이하인 경우 강수 중단 계속 시간이 길어질수록 강수 재개(再開)의 빈도가 서서히 감소하여 전체의 0.5%에 달하며, 강수 중단 계속 시간이 24시간 이상인 경우에는 강수 중단 시간이 길어질수록 강수 재개 빈도가 급격히 감소하고 있다. 따라서 24시간 이상 강수 중단 후 강수가 재개되면 그 재개된 강수는 중단 전 강수 기압계와는 다른 강수 기압계에 의한 강수로 볼 수 있을 것이다.

이러한 관점에서 보면 24시간 최대 누적강수 0.1mm 이상 횟수 분포를 나타내는 Fig. 3.10.3은 0.1mm 이상 강수 횟수 분포가 된다. 이 Fig. 3.10.3에서 보면 1년간 강수 횟수는 강수 일수보다 훨씬 적은 46~68회가 된다. 그 중 적은 곳은 영남지역이고 많은 곳은 호남과 강원도 영서지역으로 대관령과 같은 고지대에서는 74회 정도이다. 전국 기상관서 자료의 단순 평균은 59회이다.

Fig. 3.10.1에서 보면 강수 일수가 가장 많은 대관령은 147일인데 Fig. 3.10.3에서 보면 강수 횟수는 74회로서 강수 일수의 50%에 불과하다. 그리고 강수 일수가 가장 적은 합천은 78일인데 강수 횟수는 46회로서 강수 일수의 59%에 불과하다. 단순 평균끼리 비교하면 58% 정도이다. 계급별 강수 일수와 강수 횟수를 비교하면 대략 강수 40mm까지는 강수 일수가 강수 횟수보다 많고 40mm 이상의 강수량에서는 강수 일수보다 강수 횟수가 더 많다.

현행 호우주의보 기준인 80mm 이상인 호우의 일수는 연간 전국적으로 0.5~4.0일의 분포인데 (Fig. 3.10.4), 전국 기상관서의 단순 평균은 1.9일이다. 80mm 이상 호우 일수가 적은 곳은 경북 내륙(0.5일)이고 많은 곳은 섬진강 하구(4.0일)와 제주도 남부(3.8일), 경기 내륙, 강원도 영서지역(3.2일)이다.

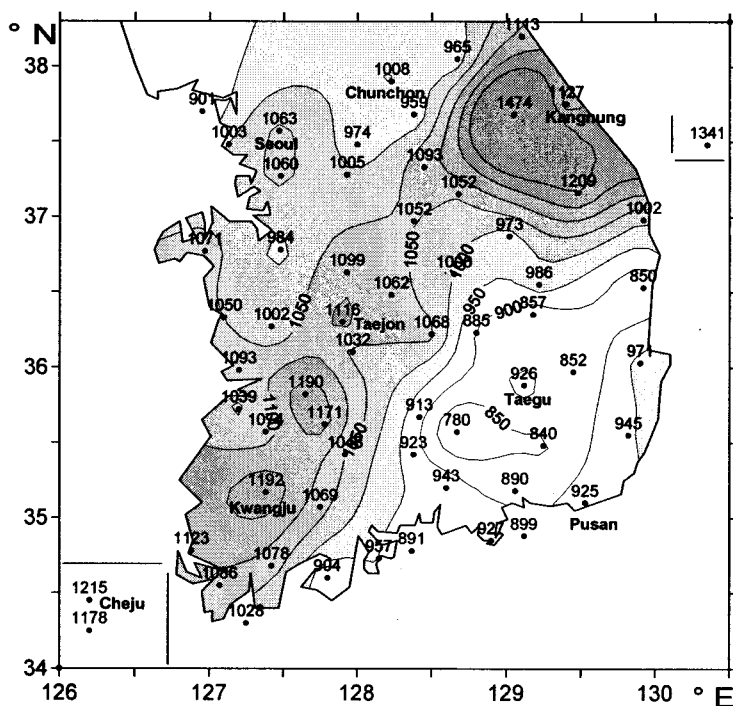


Fig. 3.10.1 Annual average number of days( $\times 10^{-1}$ ) with 0.1 mm or more precipitation in recent 10 years(1987~1996).

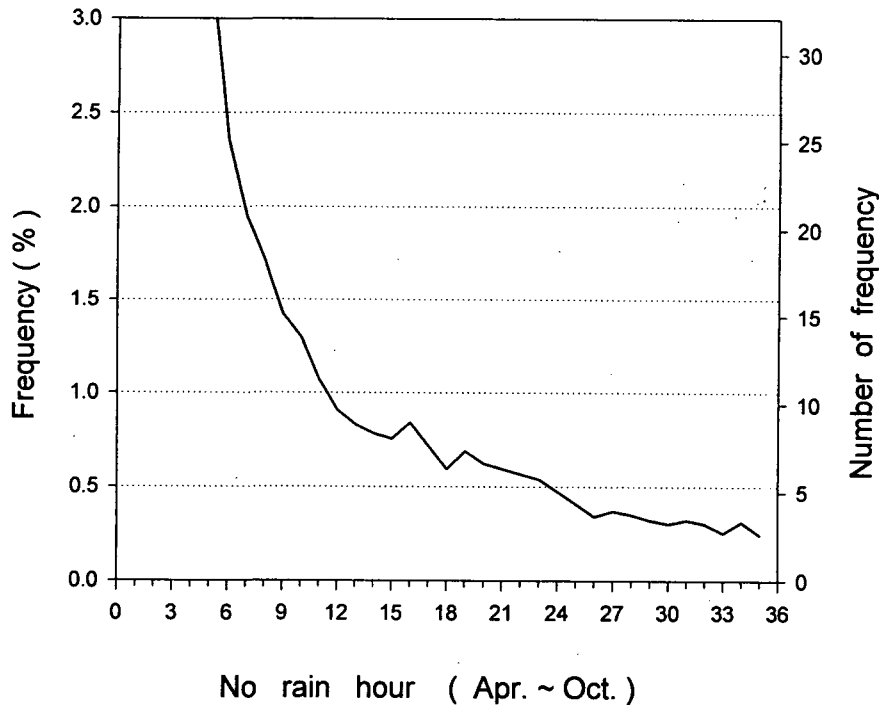


Fig. 3.10.2 Annual average frequency of no rain hour for Apr.~Oct. at 63 weather stations in recent 10 years (1987~1996).

한편 24시간 최대 누적 강수량이 80mm 이상인 강수 횟수는 80mm 이상 강수 일수보다 약간 많은 1.0~4.2회 정도(Fig. 3.10.5)이고, 전국 기상관서의 단순 평균은 2.4회로써 일수의 단순 평균보다 26% 정도 많은 값이다. 80mm 이상 호우 횟수가 적은 곳은 경남북 내륙(1.0일)이고 많은 곳은 제주도 남부(4.3회), 섬진강 하구(4.2회)와 경기 내륙(3.4회) 및 강원 영서(3.9회)이다. 또한 150mm 이상 강수 일수의 경우는 0.0~0.8일 분포(Fig. 3.10.6)인데, 경북으로부터 전북에 이르는 대상 구역이 0.1일 미만으로 적고 제주 남부가 0.8일, 섬진강 하구 등 남해안이 0.3~0.6회, 경기, 강원, 영서 등이 0.5~0.7일로 분포하고 있다. 전국 기상관서의 단순 평균은 0.3일이다. 24시간 최대 누적강수량 150mm 이상인 강수 횟수로 보면 150mm 이상 강수 일수보다 조금 많은 0.0~1.5회의 분포(Fig. 3.10.7)로서 경북 내륙은 0.1회 미만으로 적고 남해안이 0.4~1.5회, 제주 남부 1.1회, 중부 서해안 0.7~0.9회, 강원 영서가 0.7~1.1회로 비교적 많은 분포를 보이고 있다. 전국 기상관서의 단순 평균은 0.5회이다. 이러한 24시간 최대 누적 강수량이 80mm 이상인 호우와, 150mm 이상인 호우 빈도를 최근 10년간 우리나라에 실제로 호우를 일으켰던 빈도를 나타낸 Table 4.2.1과 비교하면 큰 차이를 보인다. 앞서 언급한 것처럼 80mm 이상의 호우 횟수가 전국적으로 각 기상관측소에서 1년에 1.0~4.2회(단순 평균 2.4회)의 분포인데 실제로

80mm 이상의 호우를 내리게 한 기압계가 전국 어디에선가 출현한 것은 호우 11.4회와 태풍 2.9회를 합쳐 1년에 14.3회였다. 따라서 전국 어디에선가 24시간 최대 누적 강수량이 80mm 이상인 호우가 있을 때 어떤 기상관측소에 그러한 호우가 있을 확률은 16.8% 정도(7.0~29.4%)가 된다. 즉 80mm 이상의 호우 기압계는 한 개가 전국의 약 17% 정도를 덮는다고 볼 수 있다. 특히 24시간 최대 누적 강수량이 150mm 이상인 호우 발생빈도는 각 기상관측소에서 1년에 0.0~1.5회(단순 평균인 경우 0.5회)의 분포인데 150mm 이상의 호우 기압계가 전국 어디엔가 출현했던 것은 호우 5.3회와 태풍 2.0회를 합쳐 1년에 7.3회였다. 따라서 전국 어디에선가 24시간 최대 누적 강수량이 150mm 이상인 호우가 있을 때 임의의 기상관측소에서 150mm 이상의 호우가 있을 확률은 6.8% 정도가 되며 이때 80mm 이상의 호우가 있을 확률은 19.1% 정도가 된다. 이러한 확률은 강수관측소 수(밀도)가 증가함에 따라 어떤 지역 내에 나타나는 호우 횟수가 증가될 수 있다는 것을 유의하여야 한다.

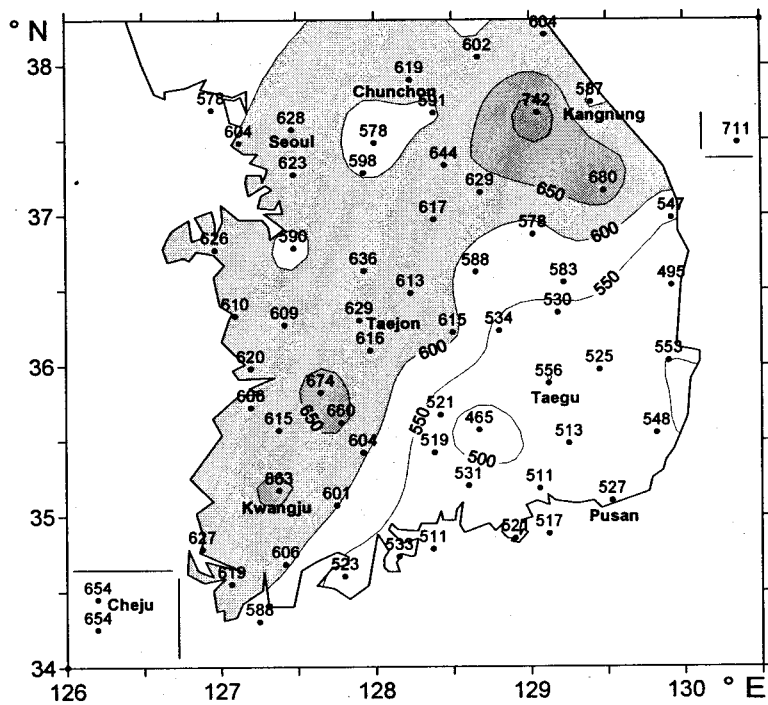


Fig. 3.10.3 Annual average frequency( $\times 10^{-1}$ ) of maximum accumulative precipitation of 0.1 mm or more for successive 24 hours in recent 10 years(1987~1996).





나. 우리나라의 호우와 그 피해

우리나라에서는 자연재해 피해 산정시 인명(이재민, 사망, 실종, 부상)과 침수면적, 건물, 선박, 농경지, 농작물, 도로, 하천, 항만, 어망, 학교, 철도, 수리시설 등의 재산 피해를 조사한다. 풍수해 등 자연재해가 발생하면 일선 지방자치단체는 재해 상황과 피해상황을 보고하고 재해상황이 종료된 이후 피해 규모를 중앙재해대책본부에 보고토록 되어 있다. 그러나 피해 조사기관의 다원화, 피해 조사기간이 짧아서 생기는 피해조사의 부정확성, 농·수산물 피해를 비롯한 각종 산업 생산물 및 재고품 피해의 누락, 특히 개인생활과 직접 관련되는 가재도구, 가전제품 피해의 누락 등과 함께 재해로 인한 물질 이외의 사회 경제적 피해가 누락되어 있기 때문에 실제의 피해보다 상당히 과소평가 되어 있다고 볼 수 있다(홍성길 등, 1996). 따라서 직접적 피해(인명피해, 경제적, 사회적 피해 및 공공시설물 피해 등)는 물론 간접적 피해(가동 중지, 계약 위반, 생활 불편, 추가 난방 및 우회로 인한 피해 등)도 피해 산정에 포함되어야 한다. 그러나 본 연구에서는 중앙재해대책본부(1987~1996)가 발표한 피해 값을 그대로 사용하였다.

Table 3.10.11 Annual average number of cases of damage and those of no damage caused by the heavy rain system and the typhoon system with 24 hours maximum accumulative rainfalls in recent 10years(1987~1996).

	80 mm or more		80~149 mm		150 mm or more	
	Heavy rain system	Typhoon system	Heavy rain system	Typhoon system	Heavy rain system	Typhoon system
With damage	6.6	2.2	2.4	0.3	4.2	1.9
Without damage	4.8	0.7	3.7	0.6	1.1	0.1
Total	11.4	2.9	6.1	0.9	5.3	2.0
	14.3		7.0		7.3	

우리나라의 최근 10년(1987-1996)간의 기상재해에 의한 연간 재산 피해현황을 피해 원인별로 보면(Fig. 3.10.8.-10) 피해액이 1995년 불변 가격으로 볼 때 1987년에는 1조 3,400억원 이상이었는데 하다면 1992년은 262억원에 불과하여 해에 따라 큰 차이를 보이고 있음을 알 수 있다. 이는 주로 해당 연도의 기상 상황에 따라 결정되는 바 연평균 피해액은 약 4,950억원에 달하고 있다. 한편 기상재해에 의한 인명 피해는 연평균 239명에 달하고 있는 바 최근 10년 중 인명피해가 가장 많았던 것은



1987년의 1,022명, 가장 적었던 것은 1992년의 40명이었다. 인명 피해 또한 해당 연도의 기상 상황에 따라 크게 다르다(Fig. 3.10.9). 일반적으로 재산피해가 많았던 해에는 인명피해도 많았던 바, 그 역도 성립한다.

Fig. 3.10.10은 최근 10년 동안 80mm/24hrs 이상의 호우(태풍에 의한 호우는 제외)가 있었던 경우에 매 10mm 단계별로 호우 발생에 대해 피해 발생을 %로, 그리고 1회의 호우에 의한 평균 피해액(단위: 억원)을 나타낸 것이다. 이 Fig. 3.10.10은 매 10mm의 3단계 이동 평균값도 나타내고 있다. 이에 의하면 110mm를 경계로 해서 호우 발생에 따른 피해 발생률이 40% 미만에서 50%를 넘어서고 있으며, 매 호우현상에 따른 평균 피해액도 110mm를 경계로 하여 1.3억원에서 2.9억원으로 2배 이상 급증하고 있어 110mm/24hrs를 호우특보(경보) 기준으로 설정할 수 있다. 또, 앞서 언급한 것처럼 일반적으로 연 강수량의 10%에 해당하는 강수가 하루에 내리면 재해가 발생할 수 있으므로(Ninomiya, 1975) 우리나라의 경우 지역에 따라 강수량이 다소 다른 값을 가지나 대표적인 면적 강수량을 1,249mm로 볼 수 있으므로(정관영 등, 1997) 110~120mm/24hrs 정도가 호우특보(경보)의 기준을 정하는 하나의 지침이 될 수 있을 것이다.

앞의 Table 3.10.11을 보면 최근 10년동안 현행의 호우주의보 기준 범위(80~149mm/24hrs)의 호우(태풍에 의한 호우는 제외) 출현이 연평균 6.1회였는데 그 중 60.7%(3.7건)는 직접적인 피해가 없었던 경우이다. 그리고 호우경보 기준 범위(150mm/24hrs 이상)의 호우가 출현한 것은 연평균 5.3회였고, 그 중 79.2%(4.2건)가 피해를 입었던 경우였다. 주의보에 해당하는 호우의 출현시 피해가 없는 경우는 대부분 재해 예방 또는 재해대책 활동이 충분하여 피해 발생 경우가 없었다기보다는 재해대책 활동과는 상관없이 큰 재해발생 가능성은 적다고 보아야 할 것이다.

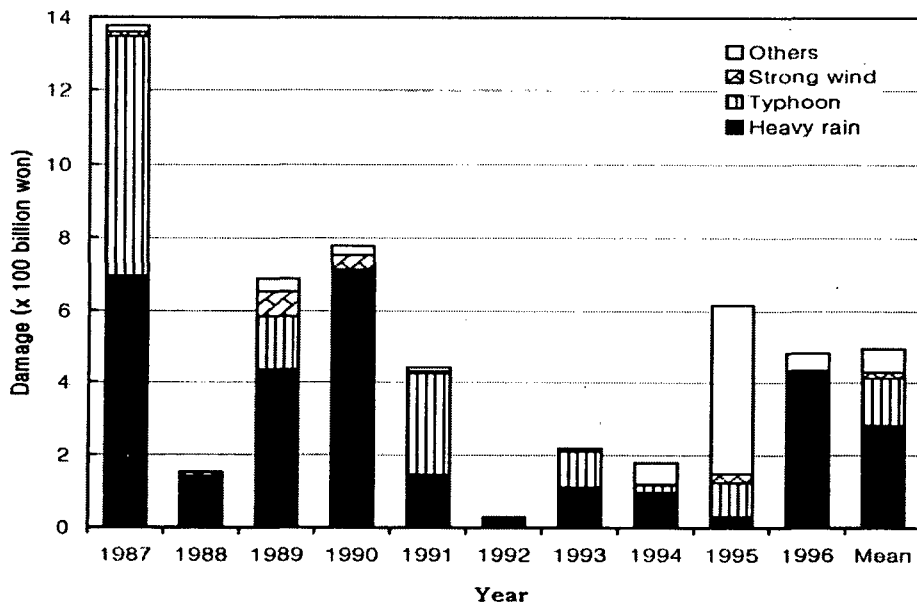


Fig. 3.10.8 Annual extent of damage caused by severe weather events (1987~1996  
Source : National Center of Disaster Prevention).

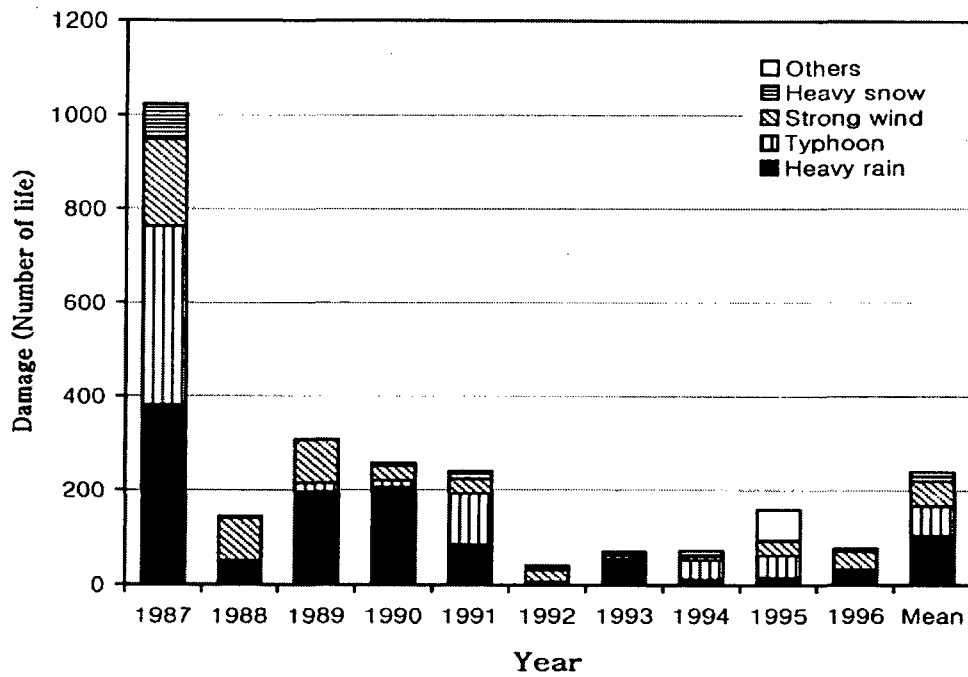


Fig. 3.10.9 Annual loss of lives caused by severe weather events. (1987~1996,  
Source : National Center of Disaster Prevention).

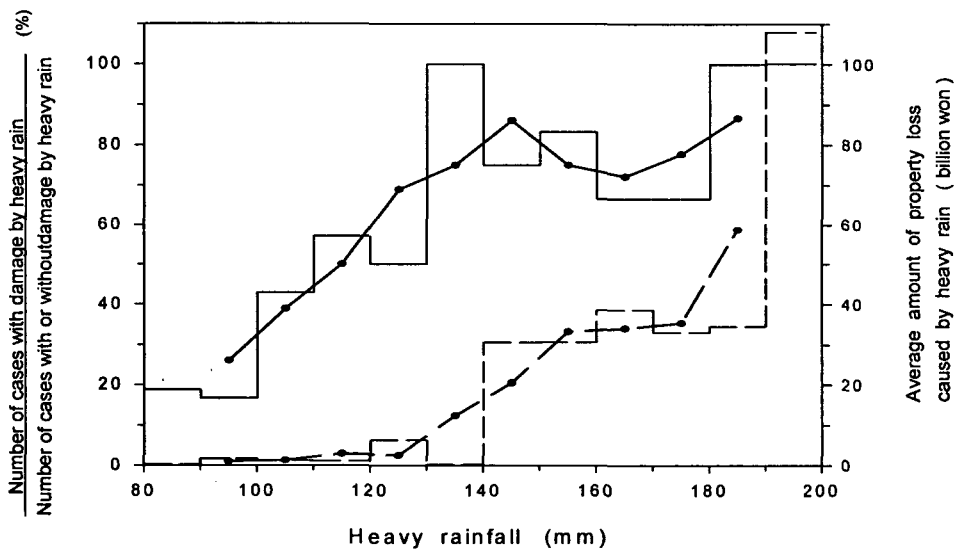


Fig. 3.10.10 Ratio (solid lines) of number of heavy rain, which brought about damage, against total number of heavy rain, and average amount (dashed line) of property loss caused by heavy rain. (Thick and thin lines indicate 3 step mean and actual value, respectively.)

## 5. 호우특보의 세 기준 설정

### 가. 재해 시작 호우 강도 산출

호우에 의한 피해는 해당 지역의 평소의 호우 빈도와 그 특성에 따라 달라진다. 그러나 우리나라의 경우 우선 전국 63개 각 지점에서 호우와 그에 의한 피해와의 관계가 지역에 따라 큰 차이가 없다고 가정하고, 호우 기간 중 각 기상관측소의 총 강수량과 3시간, 6시간, 12시간 및 24시간 최대 누적강수량에 대한 해당 호우기간 중 기상관측소가 위치한 시·군에서 피해액과의 관계를 나타낸 것이 Fig. 3.10.11과 Fig. 3.10.12이다. 이에 의하면 대체적으로 강수량이 많아지면 피해 규모도 커지고 있지만 다른 한편으로는 강수량이 매우 적은데도 피해가 큰 경우도 많다. 이는 현지에 내린 강수량에 의한 직접적인 피해라기보다는 상류지역의 호우로 인한 하류지역의 범람으로 피해가 발생할 수도 있고, 또는 전에 내린 비로 인하여 토양이 물을 많이 담고 있는 곳에 다시 비가 내려 피해가 발생할 수도 있는 등의 경우라고 볼 수 있다. 한편 상당히 많은 호우에도 불구하고 피해가 없었던 경우도 많이 나타나고 있다. 따라서 이처럼 복잡한 상황에서는 재해를 야기하는 호우의 강도를 정량적으로 산출한다는 것은 매우 어려운 것으로 보인다.

여기서 활용한 자료를 살펴보면, 강수량은 각 기상관측소에서 측정한 매시간 강수량으로서 강수 상황을 시간별로 재현하는 것도 가능하나 피해 자료는 전체 강수기간 동안의 피해액 합계 형태로 산출되어 있기 때문에 매시간 강수 상황에 대응하는 피해의 진행상황을 규명하기에는 이들 자료가 너무 간략화 되어 있다고 볼 수 있으며 또 직접적인 상호관계를 찾기는 어렵다. 따라서 여러 가지 시간 간격의 최대 누적강수량을 활용해서 재해 시작 강수량을 각각 결정할 목적으로 세계 각국에서 호우특보 기준 강수시간 적용 사례를 참고하여 1, 3, 6, 12 및 24 시간 동안의 최대 누적강수량별 강수피해 여부를 분석하였다. 이 분석에는 강수 계급별 피해 발생 누적확률곡선이 사용되었다(Fig. 3.10.13 참조).

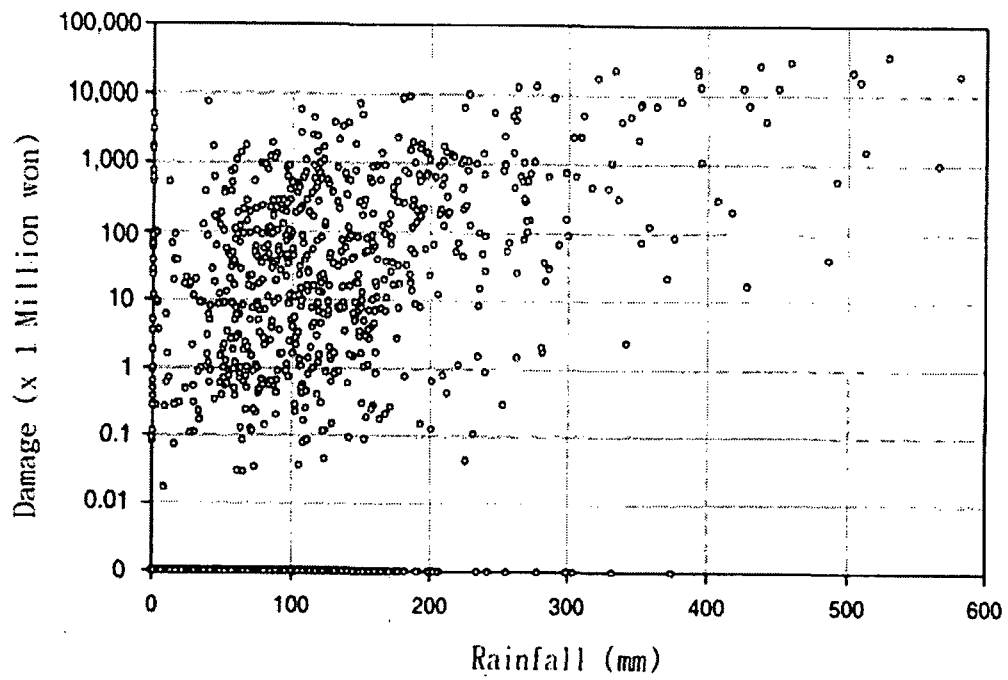


Fig. 3.10.11 Relationship between total amount of rainfall at 63 weather stations and damages in their provinces where heavy rain brought about some damage in recent 10 years(1987~1996).

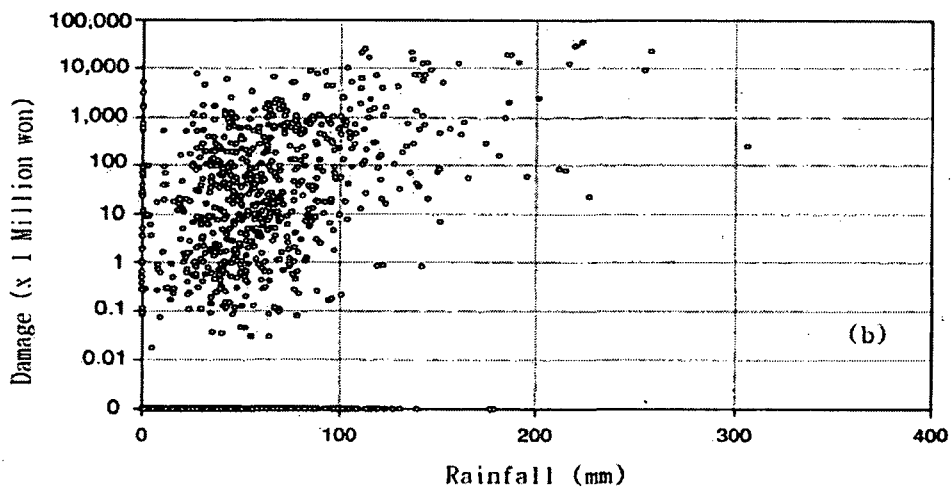
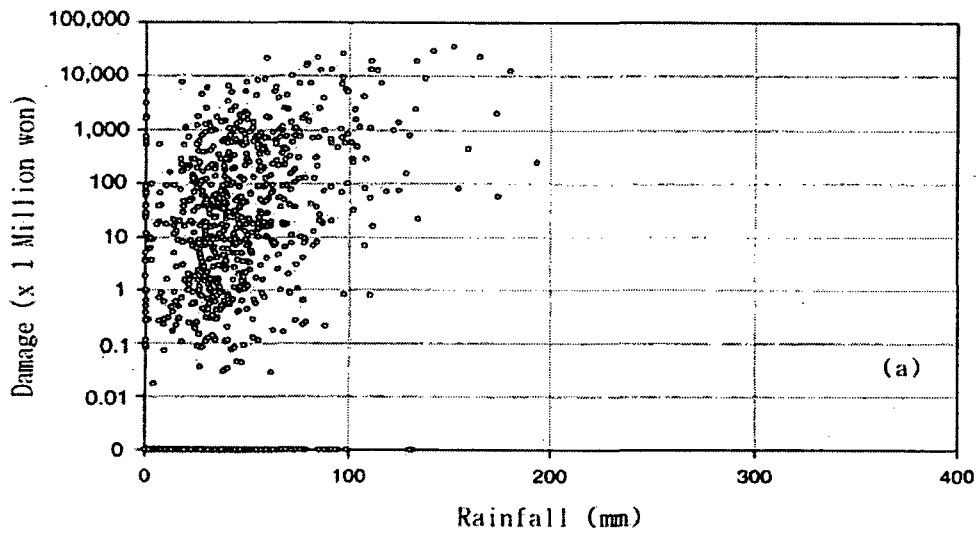


Fig. 3.10.12 Relationship between maximum accumulative rainfalls for (a)3, (b)6, (c)12 and (d)24 hours respectively at 63 stations, and damages in their provinces in recent 10 years(1987~1996).

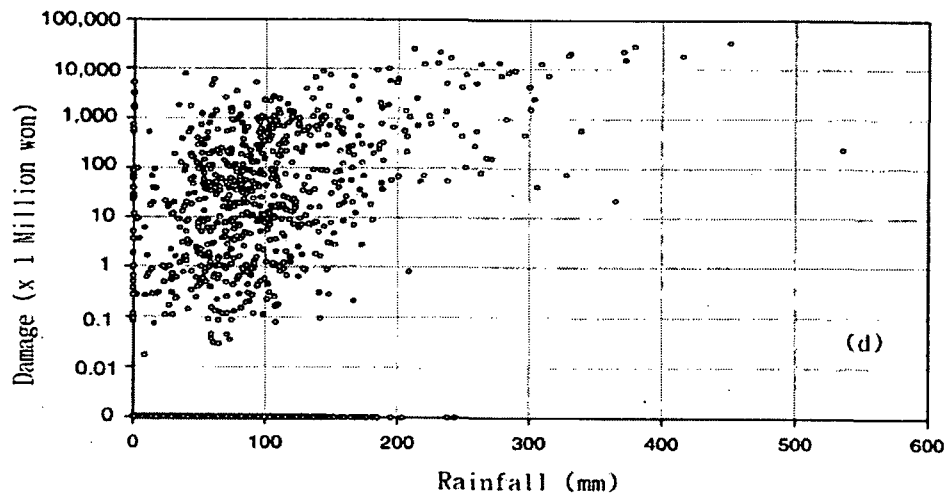
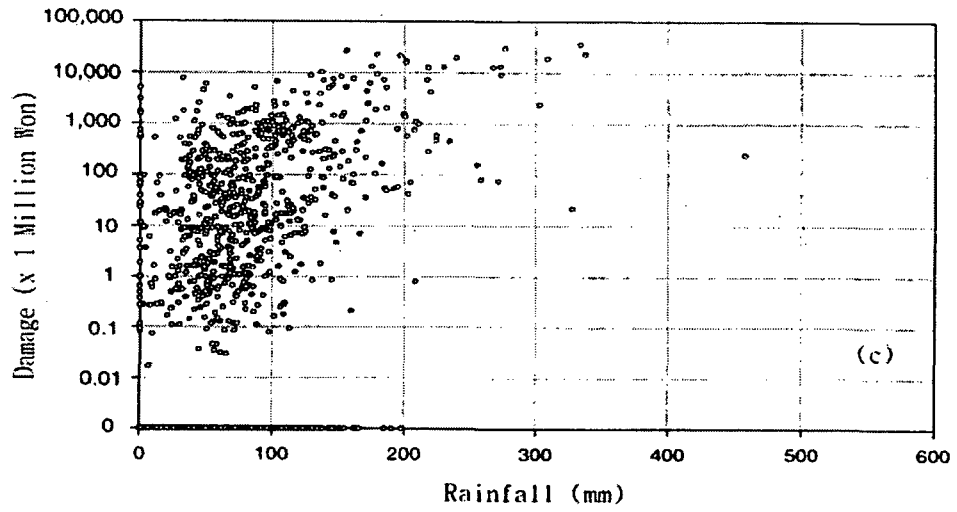


Fig. 3.10.12 (continued).

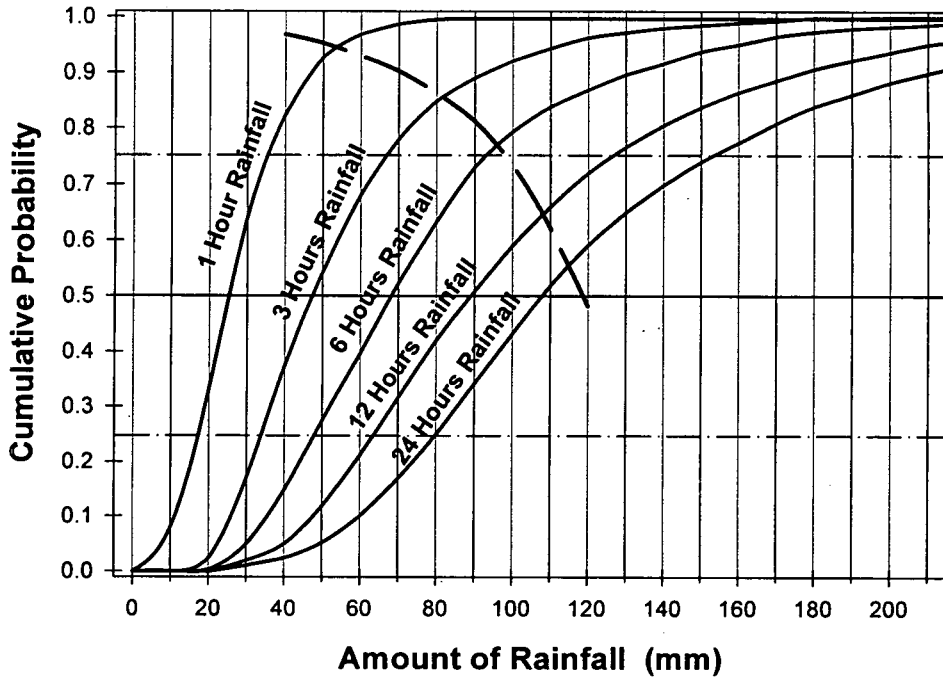


Fig. 3.10.13 Cumulative probability curve of damage occurrence for rainfalls of various time period at 63 weather stations in recent 10 years(1987~1996). (Dashed line represents the link of maximum curvature point on the cumulative probability curves.)

이 그림으로부터 다음과 같은 표를 얻을 수 있는 바 이 표 중 강수량 값의 단위는 mm이며 1단위 이하는 절사(切捨)하여 나타낸 것이다.

Cumulative probability of damages	1hr	3hrs	6hrs	12hrs	24hrs
25%	20	30	40	60	80
50%	20	40	60	80	100
75%	40	60	90	120	150
Maximum curvature	50	80	90	100	110

본 연구에서는 예보 수행 능력 평가를 위해서 전통적으로 이용해 온 간단한 일차원 예보 평가 방법을 택하여 특보의 질(質)에 대한 가장 중요한 두 가지 특성인 정확도와 편의(偏倚)를 다음과 같이 구하였다. 정확도(accuracy)란 개별적인 예보 값과 관측값 간의 평균적인 일치성을 말하며 정확도의 일차원적 측정은 예보 자료 세트의 전체적인 질을 하나의 값으로 요약하는 것을 의미한다.



먼저 예보 정확도 평가를 편리하게 수행하기 위하여 다음과 같은 분할표(contingency table)를 마련하였다.

		Observed		
		Yes	No	Total
Forecast	Yes	$a$	$b$	$a+b$
	No	$c$	$d$	$c+d$
	Total	$a+c$	$b+d$	$n=a+b+c+d$

주어진 예보 자료 세트에 적용할 수 있는 예보 정확도의 평가 방법에는 다음과 같이 각각의 특징을 지닌 여러 가지가 있다(Wilks, 1995).

① 적중률(hit rate) : 예보 정확도에 대한 가장 직접적이고 직관적인 평가(측정) 방법으로서 사건 발생률과 무발생률이 유사한 비율일 경우에 적합한 예보 정확도 측정 방법이다. 사건 발생 수( $a$ ) 및 무발생 수( $d$ )를 정확히 맞춘 예보의 수( $a+d$ )를 전체 예보의 수( $n$ )로 나눈 값으로 표현한다.

$$H = \frac{a+d}{n}$$

최상의 적중률은 1이고 최악의 적중률은 0이다. 적중률은 간혹 백분율로 표시하기도 한다.

② 임계 성공 지수(critical success index) : 사건의 발생률이 무발생률에 비해 상대적으로 적을 때 사용하는 측정 방법이다. 임계 성공 지수(CSI)는 사건 발생을 정확히 예보한 경우의 수( $a$ )를 사건이 예보된 경우의 수( $a+b$ )와 사건 발생을 예보하지는 않았지만 관측된 경우의 수( $c$ )의 합으로 나눈 값이다.

$$CSI = \frac{a}{a+b+c}$$

CSI는 정확히 사건의 무발생을 예보한 경우를 제외한 예보 정확도이다. 최상의 임계 성공 지수는 1이고 최악의 지수는 0이다.

③ 검색 확률(probability of detection) : 예보된 사건의 발생 수( $a$ )를 실제 사건 발생 수( $a+c$ )로 나눈 값으로 표시된다. 최상의 검색 확률은 1이고 최악의 확률은 0이다.

$$POD = \frac{a}{a+c}$$

④ 거짓 경보률(false-alarm rate) : 예보된 사건이 발생하지 않은 경우의 수( $b$ )를 사건 발생 예보의 수( $a+b$ )로 나눈 값이며, 부정적인 예보 정확도 측정 방법이다. 최상의 거짓 경보률은 0이고 최악은 1이다.

$$FAR = \frac{b}{a+b}$$

⑤ 경험적 예보 숙련도(skill-score of forecast) : 그 동안 예보관들의 예보 숙련도 평가를 위한 많은 경험적인 방법들이 개발되어 왔다. 여기서는 가장 보편적으로 사용되고 있는 Heidke(1926)의 숙련도(HSS)와 Kuiper(1965)의 숙련도(KSS)를 구했다. HSS는 적중률을 기초로 하여 개발된 예보 숙련도 평가 방법으로서 최상의 숙련도는 1이고 기준 숙련도는 0이며 기준 숙련도보다 나쁜 숙련도는 음의 값을 갖는다. 이 숙련도 평가에서 기준 숙련도는 무작위적으로 예보를 했을 때 얻을 수 있는 정확도이며 다음 식으로 표시한다.

$$HSS = \frac{2(ad-bc)}{(a+c)(c+d)+(a+b)(b+d)}$$

KSS는 HSS와 더불어 널리 사용되는 경험적 예보 숙련도 평가 방법으로서 HSS와 유사하며 다음 식으로 표시한다.

$$KSS = \frac{ad-bc}{(a+c)(b+d)}$$

한편 편의(bias)란 평균 예보 값과 평균 관측 값간의 불 일치성을 말한다. 즉 예보된 양이 관측된 양보다 항상 많거나 항상 적다면 정확도에 관계없이 편의가 존재한다. 편의를 표현하는 방법 또한 다양하지만 앞서 보인 분할 표를 이용하여 다음 식으로 표현하고 있다.

$$B = \frac{a+b}{a+c}$$

편의는 간단히 사건 발생을 예보한 수( $a+b$ )를 사건이 발생한 수( $a+c$ )로 나누는 것이다. 비편의 예보(unbiased forecast)는 1이며, 편의값이 1보다 클 때는 사건 발생 예보가 사건 발생보다 많은 과대 예보(overforecasting)의 경우를 말하며, 이와 반대로 편의 값이 1보다 작을 때는 과소 예보(underforecasting)의 경우가 된다.

이상의 평가 방법을 앞의 1, 3, 6, 12 및 24시간에 대한 누적확률의 25%, 50%, 75% 및 최대 곡률점 등 몇 가지 경우에 대하여 위에서 언급한 분할표를 만들어 적중률, 임계 성공 지수, 검색 확률, 거짓 경보를 및 경험적 예보 숙련도와 함께 편의를 구한 것이 Table. 3.10.12이다. 이 표에서 각 정확도 값들의 순위와 이들 순위를 합한 종합 순위를 각각 매기면 1위는 ④, 2위는 ⑤, 3위는 ⑥이다. 그리고 편의에 대해서도 순위를 매기면 정확도의 순위와 같이 1위가 ④, 2위는 ⑤, 3위는 ⑥이다. 결과적으로 ④의 경우인 50mm/1hr, 80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs, 110mm/24hrs가 정확도와 편의성 평가에서 가장 좋은 결과를 나타내고 있다. 따라서 이러한 좋은 결과를 나타내는 한 개 조(組)를 호우특보(경보)의 기준으로 사용할 수 있겠으나 특보 업무에 직접 도입하기는 너무 복잡하다.

Table 3.10.12 Accuracy and bias test of damage for 1 3, 6, 12 and 24 hours rainfall of, 50 and 75% and a few set of maximum curvature on the cumulative probability curve of damage at 63 weather stations in recent 10years(1987~1996).

No	Threshold expected [rainfall(mm) / peric	Counts of forecast/event				Hit Rate ( <i>H</i> )	Critical Success Index ( <i>CSI</i> )	Probability of Delection ( <i>POD</i> )	False- Alarm Rate ( <i>FA</i> )	Heidke Skill Score ( <i>HSS</i> )	Kuipers Skill Score ( <i>KSS</i> )	Accu- - racy rank	Bias ( <i>B</i> )	Bias rank	Rank total
		a	b	c	d										
①	20/1h, 30/3h, 40/6h, 60/12h, 80/24h	768	2275	120	472	0.6965	0.2428	0.8649	0.7476	0.2622	0.5400	7	3.4268	7	7
②	20/1h, 40/3h, 60/6h, 80/12h, 100/24h	637	1172	251	583	0.8196	0.3092	0.7173	0.6479	0.3785	0.5500	4	2.0371	6	4
③	40/1h, 60/3h, 90/6h, 120/12h, 150/24h	324	267	564	673	0.8947	0.2805	0.3649	0.4518	0.3826	0.3267	6	0.6655	4	4
④	50/1h, 80/3h, 90/6h, 100/12h, 110/24h	405	372	483	663	0.8916	0.3214	0.4561	0.4788	0.4415	0.4029	1	0.8750	1	1
⑤	50/1h, 80/3h, 100/6h, 110/12h, 110/24h	389	351	499	665	0.8923	0.3140	0.4381	0.4743	0.4184	0.3880	2	0.8333	2	2
⑥	50/1h, 80/3h, 100/6h, 110/12h, 120/24h	350	265	538	673	0.8982	0.3035	0.3941	0.5691	0.4115	0.3562	3	0.6925	3	3
⑦	50/1h, 80/3h, 100/6h, 120/12h, 130/24h	308	203	580	679	0.8968	0.2823	0.3468	0.3973	0.4001	0.3165	5	0.5754	5	4

나. 운영상의 편리를 위한 호우특보 기준 설정

앞서 특보 기준 호우 강도로 선정된 50mm/1hr, 80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs 및 110mm/24hrs에 대한 임의의 조합 모두에 대하여 정확도와 편의 평가를 시행하여 성적이 좋은 조합을 택하여 특보 기준으로 삼을 수 있을 것이다. 이를 위하여 Table 3.10.13처럼 가능한 모든 조합에 대한 정확도와 편의 평가를 시도하였다.

우선 5가지 시간 중 4가지, 3가지, 2가지 및 1가지 시간 중 가장 성적이 좋은 것을 각각 택한다면 다음과 같다.

조합 시간수	조합의 수	최적 시간구성	비고
4가지	5	80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs 또는 110mm/24hrs	1위
3가지	10	80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs 또는 110mm/24hrs 100mm/12hrs 또는 110mm/24hrs	2위 (공동) 2위 (공동)
2가지	10	100mm/12hrs 또는 110mm/24hrs	5위
1가지	5	110mm/24hrs	14위

위 표에서 4가지 시간 조합의 경우를 보면 50mm/1hr를 제외시켰더라도 50mm/1hr를 포함시켜 구한 평가와 비슷한 좋은 결과를 얻었다. 한편 1가지 시간으로만 특보 기준을 삼는다면 110mm/24hrs를 취할 수 있다.

110mm/24hrs를 포함시키면 어떤 조합이든 편의값이 0.81 이상인 좋은 결과를 나타내는데 포함하지 않을 경우는 심하게 편의되는 현상을 볼 수 있다. 두 가지 시간을 취한다면 100mm/12hrs, 110mm/24hrs를 취할 수 있다. 세 가지 시간을 취한다면 100mm/12hrs, 110mm/24hrs 외에 80mm/3hrs나 90mm/6hrs를 취하게 되는데 50mm/1hr를 제외시켜야 하기 때문에 80mm/3hrs를 집중호우 특보용 기준으로 선택하는 것이 바람직하다고 생각된다.

이제 1, 3, 6, 12 및 24시간 각각에 대해 차례로 기준이 될 수 있는 강수량 값이 나타날 때 여타 기간의 강수량 분포를 검토하면 Fig. 3.10.14에서 볼 수 있는 바와 같이 50mm/1hr 이상 때 3시간 이상의 강수량 출현 빈도가 거의 비슷하게 5회 이하로 적은 것이 특징이다. 즉 극히 단속적이며 큰비로 발전하는 비율이 매우 적은 것으로 보아 집중호우 패턴을 나타내는 것으로도 볼 수 있겠지만 사실상 50mm/1hr의 호우를 예측하는 수단을 가지고 있지 못하기 때문에 특보 기준으로 삼기가 매우 어렵다. 한편 80mm/3hrs 이상일 때는 Fig. 5.2.2에서처럼 1시간 강수는 30mm를 정점으로 큰 첨도를 보이고 있으며 6시간 이상의 강수는 110~140mm를 정점으로 하여 빈도도 10~20회로 증가하는 것으로 보아 80mm/3hrs 이상의 강수량은 6시간 이상 강수량과는 달리 비교적 단시간 강수를 대표하는 것으로 보인다.

90mm/6hrs 이상일 때는 Fig. 3.10.16에서처럼 그 모양이 80mm/3hrs 때의 모양과 일부 겹치기도 하지만 12시간 이상의 강수는 모두 비슷하게 110~140mm를 정점으로 하고 있으며 그 때 빈도가 35~45회 정도로 커진다.

100mm/12hrs 이상일 때는 Fig. 3.10.17에서처럼 그 모양이 6시간의 그것과 부분적으로 비슷한 패턴으로 보이며 또한 24시간의 경우와 상당부분이 중복되어 나타난다.

Table 3.10.13 Accuracy and bias tests of damage for the combinations of the heavy rains of 50mm/1hr, 80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs and 110mm/24hrs, respectively.

Threshold expected (rainfall(mm)/period)	Counts of forecast/event				Hit Rate ( <i>H</i> )	Critical Success Index ( <i>CSI</i> )	Probability of Detection ( <i>POD</i> )	False-Alarm Rate ( <i>FAR</i> )	Heidke Skill Score ( <i>HSS</i> )	Kuipers Skill Score ( <i>KSS</i> )	Bias ( <i>B</i> )	Rank total
	a	b	c	d								
50/1h, 80/3h, 90/6h, 100/12h, 110/24h	405	372	483	6630	0.8916	0.3214	0.4561	0.4788	0.4262	0.4030	0.8750	1
50/1h, 80/3h, 90/6h, 100/12h	335	249	553	6753	0.8984	0.2946	0.3773	0.4264	0.4017	0.3417	0.6577	15
50/1h, 80/3h, 90/6h, 110/24h	393	356	495	6646	0.8921	0.3159	0.4426	0.4753	0.4205	0.3917	0.8435	9
50/1h, 80/3h, 100/12h, 110/24h	404	371	484	6631	0.8916	0.3209	0.4550	0.4787	0.4256	0.4020	0.8727	4
50/1h, 90/6h, 100/12h, 110/24h	404	370	484	6632	0.8918	0.2311	0.4550	0.4780	0.4260	0.4021	0.8716	7
80/3h, 90/6h, 100/12h, 110/24h	405	368	483	6634	0.8921	0.3225	0.4561	0.4761	0.4277	0.4033	0.8705	1
50/1h, 80/3h, 90/6h	232	144	656	6858	0.8986	0.2248	0.2613	0.3830	0.3217	0.2407	0.4234	25
50/1h, 80/3h, 100/12h	334	247	554	6755	0.8985	0.2943	0.3761	0.4251	0.4014	0.3409	0.6543	16
50/1h, 80/3h, 110/24h	389	350	499	6652	0.8924	0.3142	0.4381	0.4736	0.4188	0.3881	0.8322	19
50/1h, 90/6h, 100/12h	334	247	554	6755	0.8985	0.2943	0.3761	0.4251	0.4014	0.3409	0.6543	16
50/1h, 90/6h, 110/24h	392	354	496	6648	0.8923	0.3156	0.4414	0.4745	0.4202	0.3909	0.8401	11
50/1h, 100/12h, 110/24h	402	368	486	6634	0.8918	0.3102	0.4527	0.4779	0.4248	0.4001	0.8671	9
80/3h, 90/6h, 100/12h	332	243	556	6759	0.8987	0.2935	0.3739	0.4226	0.4009	0.3392	0.6475	20
80/3h, 90/6h, 110/24h	393	352	495	6650	0.8926	0.3169	0.4426	0.4725	0.4220	0.3923	0.8390	5
80/3h, 100/12h, 110/24h	404	367	484	6635	0.8921	0.3219	0.4550	0.4760	0.4271	0.4025	0.8682	2
90/6h, 100/12h, 110/24h	404	366	484	6636	0.8923	0.3222	0.4550	0.4753	0.4275	0.4027	0.8671	2
50/1h, 80/3h	121	62	767	6940	0.8949	0.1274	0.1363	0.3388	0.1950	0.1274	0.2061	28
50/1h, 90/6h	230	141	658	6861	0.8987	0.2235	0.2590	0.3801	0.3203	0.2389	0.4178	25
50/1h, 100/12h	331	242	557	6760	0.8987	0.2929	0.3727	0.4223	0.4002	0.3382	0.6453	21
50/1h, 110/24h	387	343	501	6659	0.8930	0.3144	0.4358	0.4699	0.4194	0.3868	0.8221	13
80/3h, 90/6h	229	137	659	6865	0.8991	0.2234	0.2579	0.3743	0.3206	0.2383	0.4122	16
80/3h, 100/12h	331	241	557	6761	0.898	0.2932	0.3727	0.4213	0.4006	0.3383	0.6441	22
80/3h, 110/24h	389	346	499	6656	0.8929	0.3152	0.4381	0.4707	0.4203	0.3886	0.8277	12
90/6h, 100/12h	330	241	558	6761	0.8987	0.2923	0.3716	0.4221	0.3995	0.3372	0.6430	23
90/6h, 110/24h	392	350	496	6652	0.8929	0.3166	0.4414	0.4717	0.4217	0.3915	0.8356	8
100/12h, 110/24h	400	364	488	6638	0.8920	0.3195	0.4505	0.4764	0.4243	0.3985	0.8604	5
50/1h	32	14	856	6988	0.8897	0.0355	0.0360	0.3043	0.0581	0.0340	0.0518	30
80/3h	118	54	770	6948	0.8956	0.1253	0.1329	0.3140	0.1932	0.1252	0.1937	29
90/6h	226	134	662	6868	0.8991	0.2211	0.2545	0.3722	0.3179	0.2354	0.4054	27
100/12h	325	236	563	6766	0.8987	0.2891	0.3660	0.4207	0.3959	0.3323	0.6318	24
110/24h	384	337	504	6665	0.8934	0.3135	0.4324	0.4674	0.4187	0.3843	0.8119	14

24시간 이상의 강수는 110mm에서 정점이 나타나고 최고 빈도는 65회 정도이다. 110mm/24hrs 이상 때는 그 모양이 Fig. 3.10.18에서처럼 6시간, 12시간의 경우와 매우 유사하게 분포한다. 그런데 정확도와 편의 평가(Table 3.10.13 참조)에서 110mm/24hrs만으로도 편의를 크게 줄이는 효과가 나타나 110mm/24hrs 강수를 포함하지 않은 어느 조합의 경우보다도 편의가 적게 나타난다. 따라서 특보 기준에서 24시간 강수량은 필수적인 것으로 보인다.

결과적으로 80mm/3hrs, 100mm/12hrs 또는 110mm/24hrs를 특보 기준으로 함께 사용함으로써 단시간의 호우와 일반적인 호우 및 장시간의 호우에 대해서 특보를 발표하는데 효과적이라고 판단된다. 이들 각 기준값 이상의 강수량 빈도 분포를 나타낸 것이 Fig. 3.10.19-21이다. 이들 빈도 분포는 대체로 일반적인 호우빈도 분포와 비슷하다. 그리고 제안된 새 호우특보(경보) 기준이 나타나는 전국적인 분포를 보인 것이 Fig. 3.10.22인데 빈도 분포 모양은 역시 일반적인 호우 분포 모양과 매우 유사하다. 이 Fig. 3.10.22의 각 지점의 출현빈도의 단순평균은 1.2회이다. 이는 24시간 최대 누적 강수량 80mm 이상 빈도(2.4회)의 0.5배, 그리고 150mm 이상 빈도(0.5회)의 2.4배에 해당한다. 따라서 이 기준에 의해 특보(경보)를 현재의 특보 빈도처럼 발표한다고 가정하면 현재의 특보는 연간 호우주의보 77회, 경보 21회를 발표하고 있으므로 39회~49회의 호우특보(경보)를 발표하게 되는 결과를 가져온다.

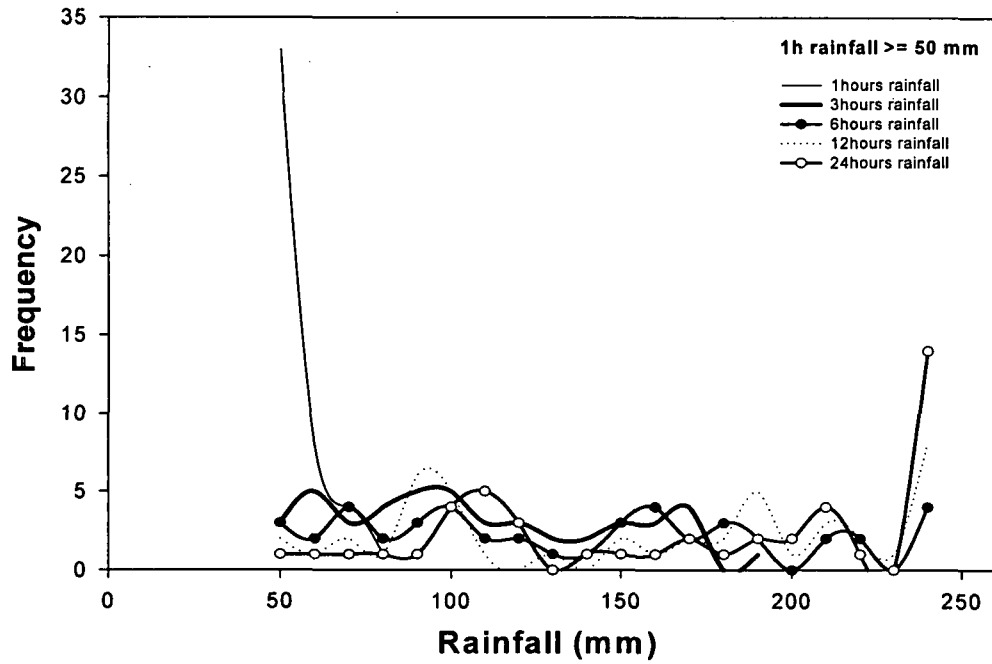


Fig. 3.10.14 Frequency of the classified rainfall amount for various timeperiods while 1 hr maximum accumulative amount of rainfall is 50 mm or more in recent 10 years(1987~1996).

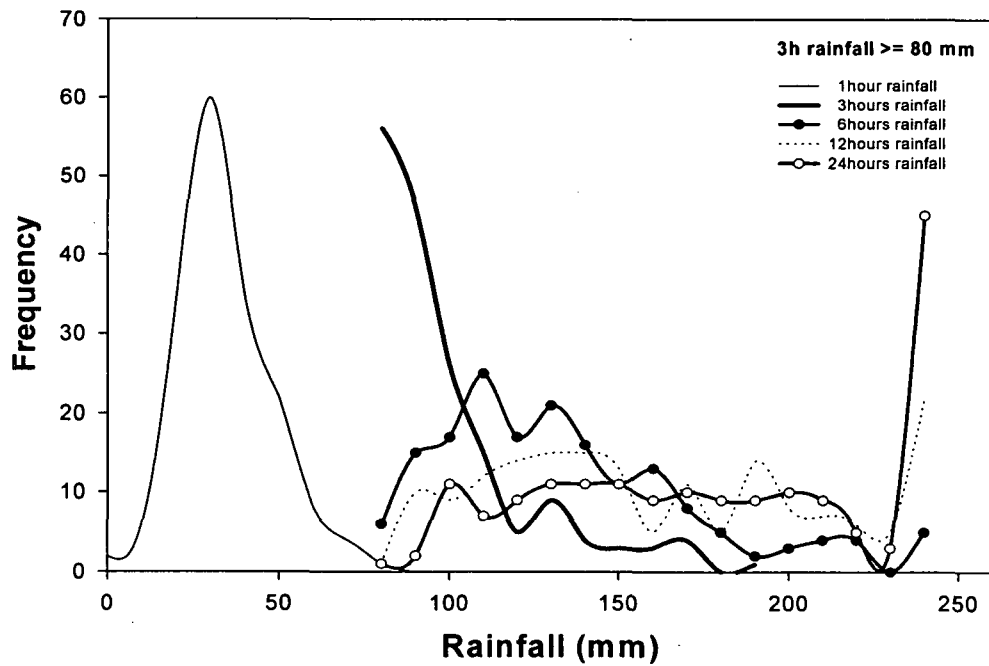


Fig. 3.10.15 Same as Fig. 5.2.1 except 3 hours maximum accumulative amount of rainfall is 80 mm or more.

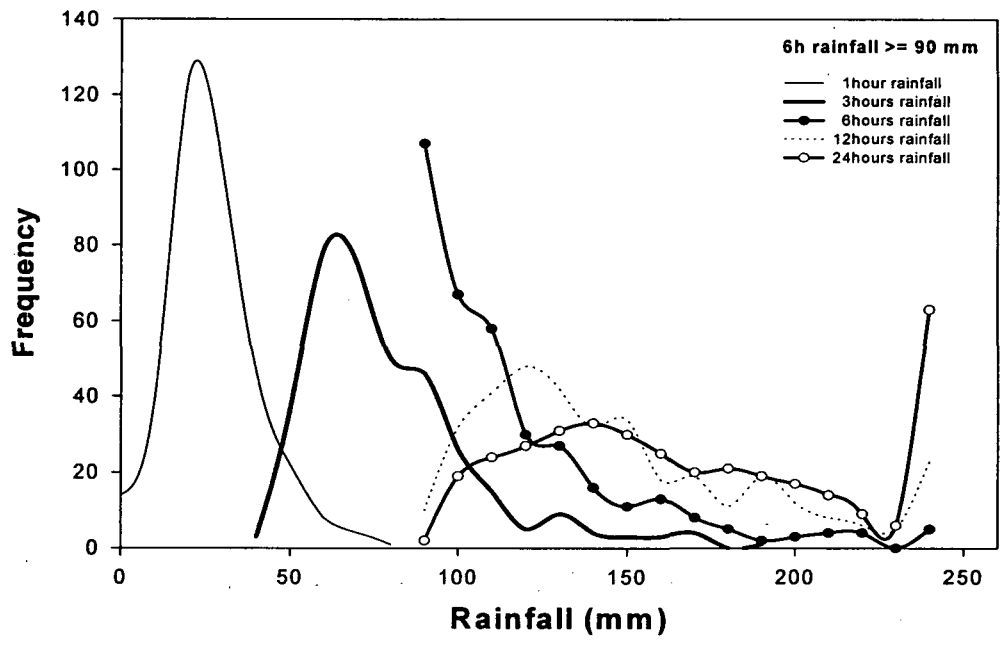


Fig. 3.10.16 Same as Fig.3.10.15 except 6 hours maximum accumulative amount of rainfall is 90 mm or more.

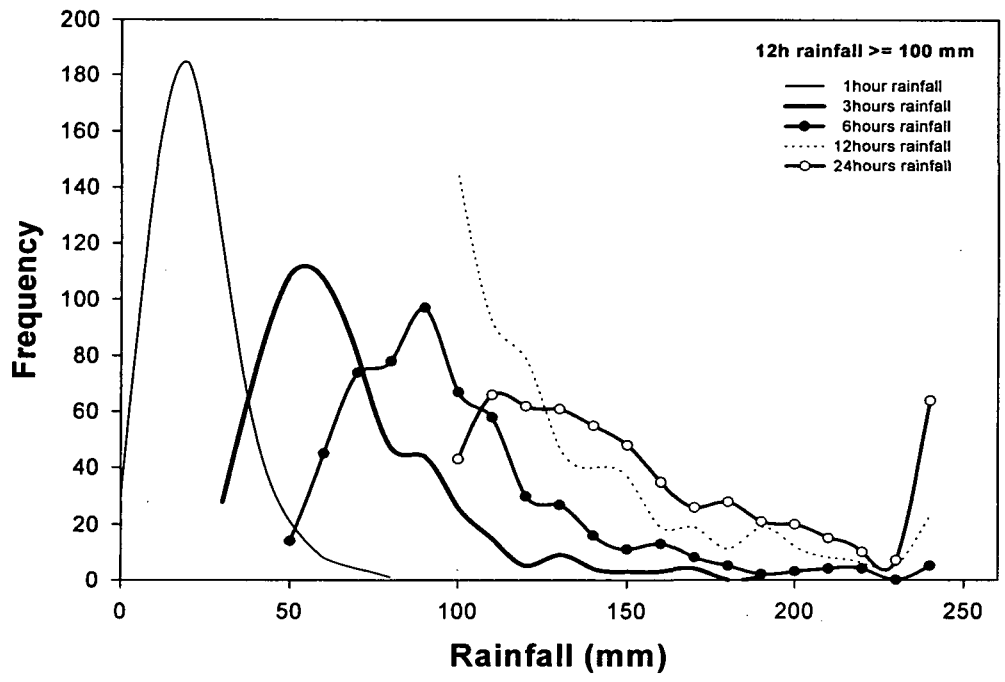


Fig. 3.10.17 Same as Fig. 5.2.1 except 12 hours maximum accumulative amount of rainfall is 100 mm or more.



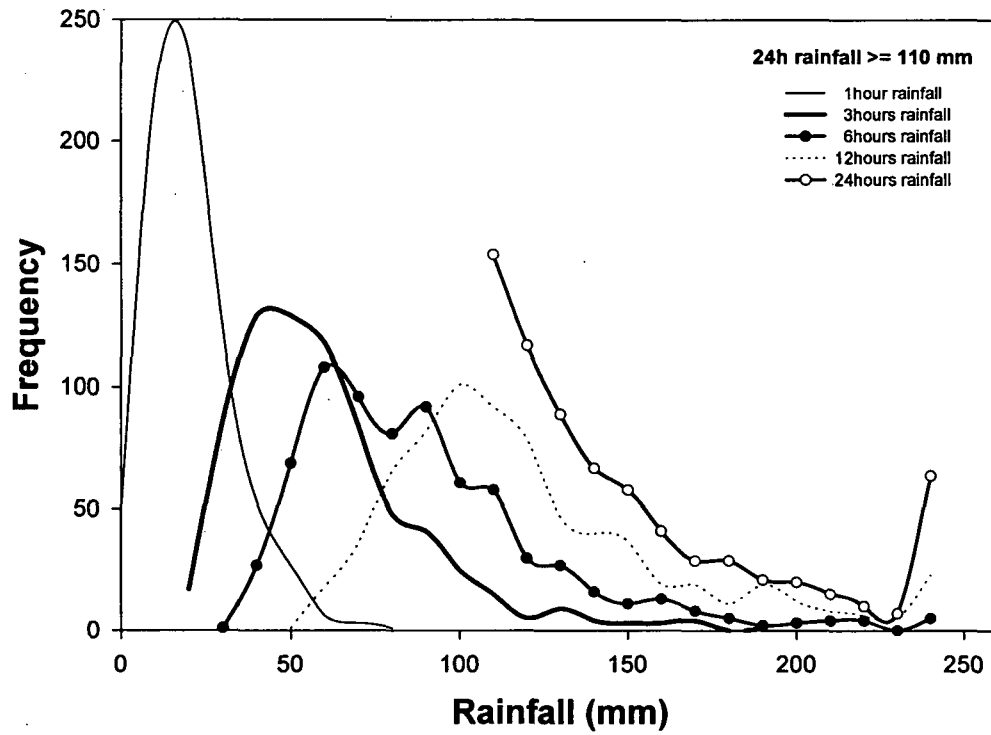


Fig. 3.10.18 Same as Fig. 5.2.1 except 24 hours maximum accumulative amount of rainfall is 110 mm or more.

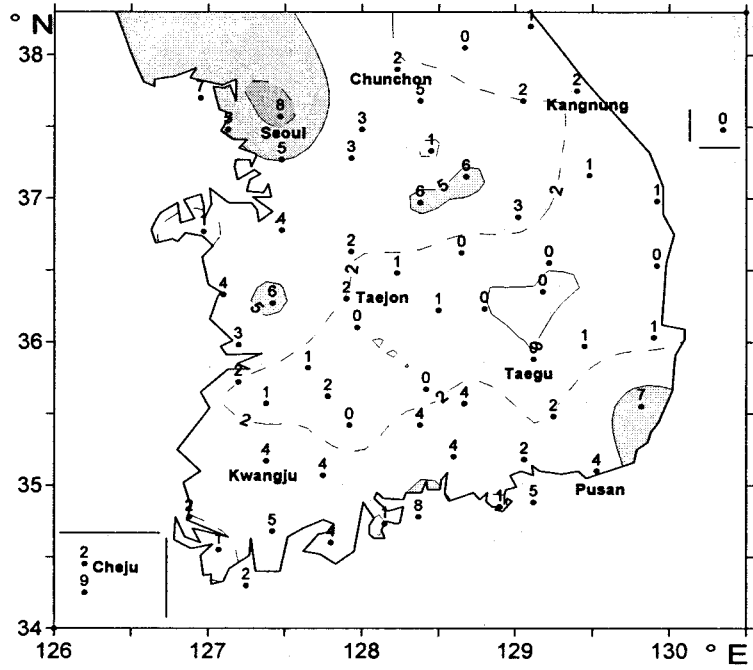


Fig. 3.10.19 Annual average frequency( $\times 10^{-1}$ ) of rainfall of 80 mm/3hrs or more in recent 10 years (1987~1996).

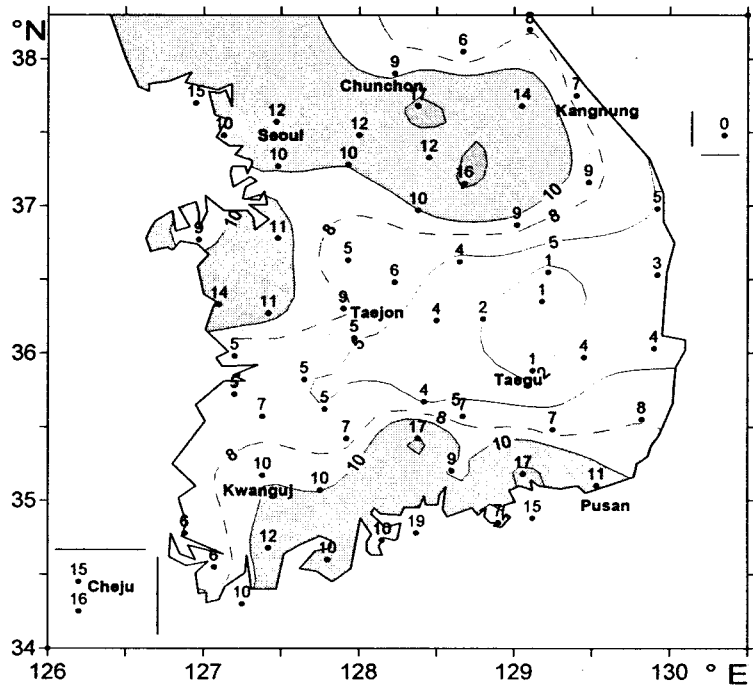


Fig. 3.10.20 Same as Fig.3.10.19 except 100 mm/12hrs or more in recent 10 years (1987~1996).

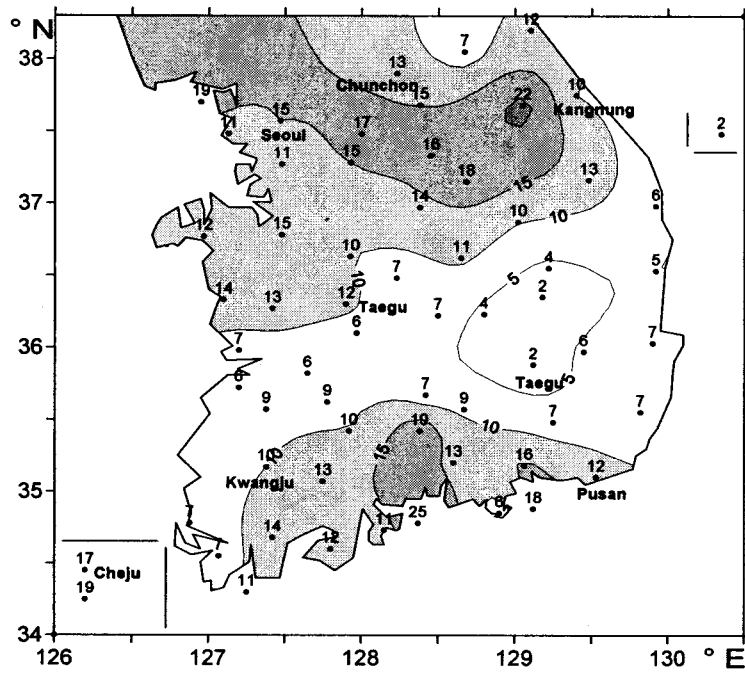


Fig. 3.10.21 Same as Fig. 3.10.19 except 110 mm/24hrs or more.

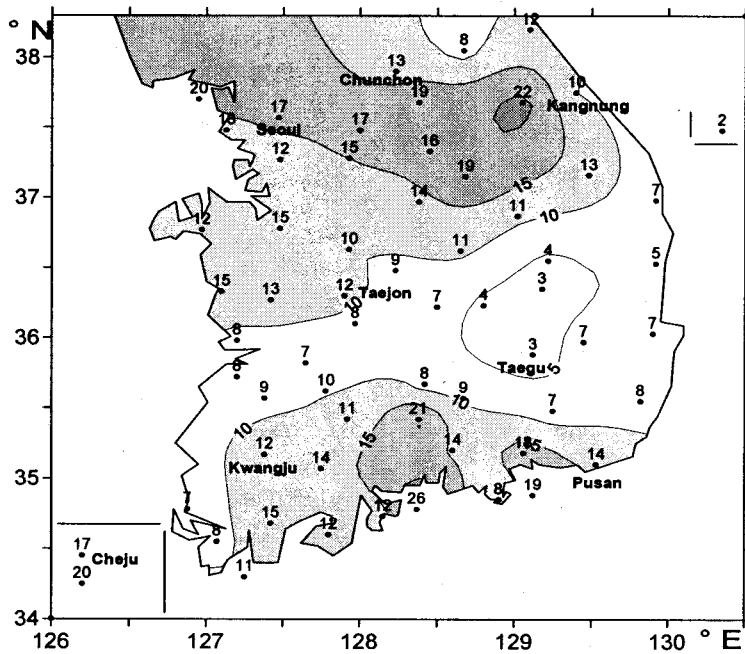


Fig. 3.10.22 Annual average frequency( $\times 10^{-1}$ ) of suggested heavy rain warning criteria consisted with new threshold values for 80 mm/3hrs, 100 mm/12hrs and/or 110mm/24hrs or more rainfall, respectively(1987~1996).

## 6. 소 결론

현재 우리나라에서 호우주의보와 경보를 발표함에 있어서 그 발표 기준이 지니고 있는 개념은 중대한 재해발생 가능성에 바탕을 두고 있다. 그런데 WMO와 구미 국가의 특보 기준의 바탕은 우리나라의 주의보에 해당한다고 생각되는 advisory는 재해 발생 가능성은 희박하나 주의를 요하는 악기상의 출현 가능성, 그리고 경보에 해당한다고 생각되는 warning은 재해 발생 가능성에 두고 있다. 따라서 WMO와 구미 각국의 warning은 실제적으로는 우리의 주의보에서 경보까지의 광범위한 현상을 두루 포괄하고 있다.

우리나라에서 최근 10년간 호우주의보 기준 범위의 호우 출현시 60% 정도는 피해의 정도가 미미하였다고 볼 수 있다. 따라서 현행 호우주의보의 기준 설정은 재해 발생을 경고하는 의미가 많은 것으로 보인다. 이를 개선하기 위해서는 호우특보의 개념을 WMO 기준에 맞추어 호우경보의 현 기준(150mm/24hrs)을 하향 조정하거나 실제적으로 heavy rain warning에 속하는 호우주의보의 현 기준(80mm/24hrs)을 재해 발생 본래의 개념으로 상향조정하여 호우경보 기준으로 합치고 호우주의보를 폐지하는 것이 바람직하다. 이는 정용승과 봉종헌(1993)과도 맥락을 같이한다고 생각된다.

앞에서 검토한 바와 같이 80mm/24hrs 이상의 호우시 매 10mm별 피해 발생률과 함께 평균 재해액을 나타낸 Fig. 3.10.4-4.2.3을 보면 피해 발생률이 40% 미만에서 50%로 증가하고 있으며 평균 재해액이 1.5억원 미만에서 3억원으로 급증하는 경계 값인 110mm를 호우특보(경보) 기준의 하나로 삼을 수 있다.

다른 나라에서도 24시간 강수량 외에도 같은 비중으로 1, 3, 6 및 12시간 강수량을 특보 기준으로 사용하고 있어서 우리도 24시간 강수량 이외의 시간 동안의 강수량을 기준으로 호우특보를 조정할 필요가 있을 것으로 보인다. 1회 강수 중 1, 3, 6, 12 및 24시간의 최대 누적강수량에 대한 피해 누적확률 분포도를 그려 확률 25, 50, 75% 및 누적확률 곡선의 최대 곡률점에 대한 특보 수행 결과를 일차원적 예보 평가 방법으로 정확도와 편의를 표시했을 때 가장 성적이 좋은 것이 누적확률 최대 곡률점에 대한 것으로서 50mm/1hr, 80mm/3hrs, 90mm/6hrs, 100mm/12hrs 및 110mm/24hrs의 경우였다. 이들 5가지 시간에 대한 기준을 이용하여 특보 업무를 수행하기 편리하도록 단순화 시키기 위해 5가지 시간에 대한 가능한 모든 조합에 대해 정확도와 편의 분석을 통해 적절한 3가지 시간의 조합인 80mm/3hrs, 100mm/12hrs 또는 110mm/24hrs를 호우특보(경보)의 기준으로 삼고자 한다. 3시간 강수는 단시간의 호우를 잘 나타내고 12시간 강수는 일반적인 호우를 잘 나타내며 24시간 강수는 장시간의 호우를 잘 나타내고 있는 것으로 평가할 수 있다. 아울러 현

행 호우특보와 비교해 볼 때 본 연구에서 제시한 새 기준이 간접적으로 선행시간 (lead time)을 다소 늘리는 효과도 나타내게 된다고 볼 수 있을 것이다.

호우에 의한 피해는 자연적인 것과 인위적인 것의 복합적인 현상으로 발생한다. 따라서 피해와 무피해, 또는 사소한 피해와 현저한 피해의 경계로서의 특보 기준을 엄밀하게 정한다는 것은 매우 어려운 일이다. 본 연구에서는 각 지방의 강수 특성과 지표 특성을 고려하지 않고 전국을 한 단위로 하여 각 시간 길이별 강수량과 그에 따른 피해 발생의 유·무만으로 호우특보 기준을 정했기 때문에 지역에 따라서는 실제의 상황과 다소 차이가 있을 것으로 본다. 따라서 앞으로는 한반도의 각 지역별 호우 특성을 고려한 각 지역별 호우특보 기준이 연구되어야 할 것이고 또한 호우의 형태와 더불어 각 지역의 지형과 토양의 특성 및 식생 분포를 고려한 세밀한 지역 호우특보 기준도 연구되어야 할 것이다. 끝으로 특보에 대한 개념과 기준이 개정됨으로써 야기될 수 있는 이용자들의 혼란을 피하기 위해서는 일정 기간 동안 주의보 사용을 중단하고 경보만을 사용하면서, 주의보 대신 기상정보를 사용하여 경보 발표 전에 경보 발표의 가능성을 예보함으로써 특보 개정의 자연스러운 이행이 되도록 하여야 할 것으로 생각된다.

## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

오늘날 전세계는 지구온난화와 엘니뇨 등의 이상기상으로 인한 기상재해로 큰 피해를 입고 있어 이에 대한 대응책 마련이 시급하다. 기상재해는 그 원인을 억제할 수 있는 인적재해와 달리 그 발생자체를 줄이기에는 현재의 과학기술로는 한계가 있어 기상재해에 대응하는 정책은 기상재해를 조기에 감시 및 예측하여 이에 상응하는 대응조치를 취함으로써 그 피해를 최대한 경감시키는 방향으로 추진되어야 한다. 이를 위해 이 사업에서는 기상재해에 적절히 대비하기 위하여 위성을 이용한 전구 규모의 기상재해 감시, 기상재해 예측, 산업기상정보 생산, 장마집중감시, 기상재해정보 전달 기술을 개발하여 기상청 현업에 적용할 수 있는 기술을 확보하였다. 이렇게 개발된 기술은 기상재해정보를 기상청, 재해대책본부, 건교부 등 기상재해유관 기관에 지원할 수 있어 기상재해 저감에 크게 기여할 것으로 예상된다. 각 세부 연구결과에 대한 달성도 및 대외기여도는 다음과 같다.

### 제 1 절 기상재해 감시기술

위성을 이용한 전구 규모의 기상재해 감시 기술을 개발하기 위하여 위성자료를 이용한 강수량 산출, 단시간 강수량 예측, 해양기상요소의 산출 및 변동성을 분석하였다. 본 연구에서 개발된 강수량 추정 알고리즘에는 GMS-5와 SSM/I의 강수확률분포 관계를 이용한 PMM 기법이 '99년 6월부터 현업에 적용 운영되고 있으며, GMS-5와 지상 강수 관측값인 AWS자료의 다중 회귀관계를 이용한 REG 기법이 개발되어 PMM과 함께 기상청 예보 보조 자료로 활용하였다. 그러나 1년 동안 시험 운영한 결과 PMM 기법은 강수를 과다 추정하는 경향을 보이고, REG 기법은 AWS 자료가 한반도 육지에만 제한되어 있고 표본 개수의 대표성이 적어 효과적인 강수감시에 제한이 있었다. 따라서 이러한 문제점을 해결하기 위하여 본 연구에서는 미 해군에서 개발된 누적 히스토그램 대응법(AHMM)을 도입하여 전지구 정지기상위성, SSM/I 그리고 TRMM/TMI 자료를 모두 사용함으로써 기존의 PMM 기법보다 개선된 결과를 도출할 수 있었다. 또한 미국과의 국제 협력을 통하여 국가방재 자료로 구입하기 힘든 SSM/I와 TRMM 자료를 준 실시간으로 수신할 수 있게 되어 막대한 정보의 활용이 가능하게 되었다. 또한 일본 지역을 포함하는 7개 지점의 레이더 산출 강수강도 자료를 AWS 강수 대신 이용함으로써 기존의 REG 기법에 의해 산출된 강수강도보다 실측치에 가까운 결과를 도출함으로써 매우 만족

스러운 결과로 보였다. 더욱이 기존에 개발된 강수강도 산출 기법에 근거하여 3시간까지의 단시간 강수강도 예측 알고리즘을 개발하여 시험해봄으로써 향후 위성자료를 이용한 강수예측 분야의 기반을 마련할 수 있었다. 한편 해양관측 위성인 Topex/Poseidon에서 관측된 해수면 고도자료를 이용하여 한반도 주변해역에서의 해수면 고도의 상승을 분석함으로써 여름몬순, 기온, 기압 해수면 고도 등과의 관계를 파악할 수 있어 장기적인 이상기상 감시에 많은 정보를 확보할 수 있게 되었다.

## 제 2 절 기상재해 예측 기술

기상재해 예측을 위하여 중장기 기상재해 예측 모델, 상세 예측을 위한 초고속 기상예측모델, 태풍예측 예측모델을 개발하였다.

중장기 기상재해 예측 모델로는 미국, 캐나다 등에서 쓰이는 통계적 기후 예보 기법인 CCA를 활용하여 한국을 포함한 극동아시아에서의 기후 예보 평가를 수행하였으며, OCN을 활용하여 한반도 월평균 기온 예측을 수행하여 통계적 기후 예보법의 구축 기반을 마련하려는 목표를 달성하였다. 기상청에서 계절예보를 발표하기 전에 정기적으로 개최하는 장기예보 자문회의에 이 결과를 제공함으로써 기상청 장기예보에 기여하였다.

상세 기상재해 예측시스템의 개발을 위해 클러스터링 기술과 병렬화 기술 등의 고난이도의 기술을 적극적으로 접목하여 초고속 기상재해 예측기술의 개발에 성공함으로써 「기상재해예측은 최소의 비용으로 현장에서 즉시」라는 새로운 패러다임을 제시하였으며 클러스터링에 특별한 해법을 제시하지 못하고 있는 관련분야에서 높은 평가를 받을 수 있을 것으로 기대된다. 또한, 초고속 기상모델의 운영에 필요한 국·내외 기술을 빠르게 수용하는 한편 이를 기상모형의 운영에 적합한 시스템을 구성하기 위해 적극 활용하고 안정화시키는 노력을 계속하여 연구개발의 목표를 조기에 달성할 수 있도록 하였다. 그 주요 성과로는 분산 시스템을 위한 병렬 정수형 MM5의 구현, Linux를 운영체제로 하는 16대의 PC를 이용하여 1세대 클러스터를 개발, 진보된 2세대 클러스터를 구축하여 중규모 상세 모형에 의한 예측 시간을 1시간 전후로 단축을 들 수 있겠다.

개발된 태풍예보시스템은 '99년도부터 태풍 현업 예보에서 이용하고 있다. 향후 앙상블 태풍 모델의 정확성을 향상시키기 위하여, 태풍 발달 단계 (전향전, 전향중, 전향후)와 각 태풍 모델들의 진로 오차의 바이어스를 고려한 분석 자료를 이용하여 앙상블 태풍 모델을 개발하여 현업에서 운영할 계획이다. 태풍예보전문가 시스템

은 현재 1 부인 기상 분석장 부분이 완성된 상태이다. 이 1 부만으로도 태풍예보에 일조할 수 있을 것이며 또한 과거자료를 분석하여 차후에 통계모델이나 신경망모델을 개발하는데 활용될 것이다. 목적에 의한 유형화가 아니라 계량화되어 객관적 유형화 기준을 제시함으로써 태풍진로 유형과 관련된 연구에 도움을 주고 타 연구와의 비교 분석에 용이하게 사용될 수 있다. 연구된 상태중속모형을 기초로 하여 태풍진로 주변 기상장 요소들을 포함한 통계적 진로예측모형을 개발하는 등 기상청의 태풍 예측 능력을 향상시켰다.

### 제 3 절 기상정보의 산업화 기술 개발

기상정보의 산업화 기술은 도시화에 따른 도시기상재해 분야, 가용수자원 극대화를 위한 기초 자료확보를 위한 한반도 강수계의 분석, 해상의 기상재해 정보 생산을 위한 조석·파랑 등 해상기상정보 생산기술을 개발하였다.

인구과밀지역의 미세 국지 기후 변화로 인한 도시 열섬, 스모그, 대기오염 확산 등의 도시기상재해 문제를 파악하고 예측할 수 있는 기반 연구를 수행하였다. 미세 국지 기후 모의를 위해 지형 특성에 적합한 미세국지 기후 모델을 도입 운영하였으며 이를 상세 지리정보와 접합함으로써 국지 기후 변화의 영향을 평가하고 예측할 수 있는 기초 기술을 보유할 수 있었다. 한편 수치모의 연구와 병행하여 관측자료를 분석함으로써 최근의 미세 국지 기후 특성을 파악하여 앞으로의 도시 환경개선 및 도시기상재해 예측 연구를 위한 현황 자료로 활용할 수 있었다. 이상의 연구 결과는 서울시 도시계획과에 도시계획 참고자료로 제공(오성남, 서울시 도시계획과 강연, 1999.10.22)된 바 있으며 서울시의 '바람의 길' 조성 계획 수립에 활용된 바 있다. 이는 열섬의 완화, 도시환기의 효율화 등에 활용되어 도시열섬, 스모그, 대기오염확산 등으로 인한 도시기상재해 영향을 감소시키는 기초자료로 활용될 것이다.

겨울철 중부지방 대설의 종관적 특성을 조사하고 구름모형을 개발하는 것으로서, REOF의 통계적 방법을 이용하여 한반도 대설지역을 5개 지역으로 구분하여 지역별 강설시의 종관특성을 분석하였고, 미국 국립 대기과학연구소의 구름강우모델인 Clark-Hall 모델을 도입하여 겨울철 한반도 서해 대류 눈구름에 대한 수치실험의 수행으로 우리나라의 구름 미세물리 연구의 토대를 마련하였다. 또한, 한반도에서의 가용수자원 추정 기술개발에 대한 연구로서, 그 동안 한반도에서 활용되지 못했던 레이더 연직 반사도 자료를 이용하여 연직 반사도 관측자료에 나타난 중규모 이하



의 특징을 분석하였고 또한 연구 기간 중 총 6회의 전선성 강수계를 관측하였다. 이 연구로 인하여 중규모 이하의 강수현상을 이해하기 위하여 필수적인 고해상도 (공간규모 1 km 이하, 시간규모 수 10분) 자료를 제공할 수 있게 되었다. 기상레이더를 통하여 보다 많은 관측자료를 효율적으로 이용하기 위하여, 다양한 원격 통신망 중 레이더의 특성에 맞으며, 경제성이 있는 최적 방안을 제시하고, 실시간 에코추적이 가능하며 과거자료 검색 기능을 갖춘 이동식 레이더 자료 영상표출 소프트웨어를 개발하여 그 활용성을 높였다.

해상의 기상재해 정보 생산하기 위하여 기상조와 조석이 동시에 고려된 해수면변동을 재현하는 모델을 구성하였고 이를 실시간 조위 관측자료와 연계해서 영상표출 시스템을 구성하였다. 구성된 모델의 격자 간격이 20 km 이상으로 실제 관측 위치와는 어느 정도 거리 차이가 있는 것을 고려하면 조석 및 해일 모델 결과는 비교적 좋은 결과를 보였다. 태풍해일 모델 결과와 인천 해양경찰청 전용부두에서의 조위관측결과는 덕적도 부이 자료와 함께 영상표출 시스템(NT Server)을 통해 Internet에 게시되어 실시간 해수면 정보, 해수면 예보치, 해일 예보치 등 해수면 변화와 관련된 모든 정보를 관련기간 및 기타 수요자들이 쉽게 접근할 수 있도록 하였다. 연안에서 관측된 조위자료와 파랑·해일·조석 혼합모델을 이용하여 파랑·조석·해일 예측시스템을 시도하였으며, 이로부터 한반도 서해안에서 실시간으로 해수면과 파랑을 예측하였다. 또한 파랑·조석·해일 혼합모델을 사용함으로써 조석·해일의 상호작용으로 나타나는 12시간 주기의 변동을 재현하였으며, 파랑으로부터 직접 해표면 응력을 계산하여 해일예측의 정확도를 향상시켰다. 파랑 예측에서는 해수유동을 고려한 경우, 지역에 따라 최대 약 0.5m 파고, 1초 주기 변화가 나타나 앞으로 관측값과 비교 검증을 거친다면 우리나라 근해의 파랑예측 모델로 널리 이용될 수 있을 것이다. 본 연구의 결과 중의 하나인 TIPS는 해일예보 현장에서 쉽게 사용할 수 있는 프로그램으로 정확하고 신속한 해일 예보에 일조할 것으로 기대된다.

## 제 4 절 장마집중감시 연구

장마 전선 상에 발달하는 중규모 요란에 대한 연구는 여러 가지 중규모 특성을 가지고 있음에도 불구하고 종관 자료의 시·공간적 제약으로 중규모 물리과정을 규명하지 못하고 있어 중규모적 기상현상의 이해 및 감시·예측을 위해서는 그에 적절한 시·공간적 관측 자료, 즉 고해상도 관측 자료 생산이 필요하다. 따라서 이 사업에서는 고층, 레이더, 지표 플럭스 관측을 실시하였다.

1998년에는 대기운동의 입체적인 파악을 위하여 지역집중 야외고층관측을 통한 고층기상자료를 4곳에서 10일간 1일 4회로 조정하여 고층관측 실험을 실시하였다. 국내에서 최초로 이루어진 대규모적인 고층관측 실험으로 장마기간 중 10일간 양질의 고층관측자료를 생산하였다. 이번 실험은 중국과 일본 등에서 실시하고 있는 특별관측과 동시에 수행되어졌으며 우리 나라가 국제적인 관측 연구 프로그램에 동참한데 의미가 있다고 하겠다. 1999년에는 1998년도 마찬가지로 고층관측을 수행하였으며 양질의 자료를 생산할 수 있게 되었다. 이 고층관측 자료들은 시공간적으로 고해상도 자료이므로 차후의 장마 분석 연구 및 수치 예보 모델에 제공되는 자료로서 기여할 수 있을 것이다.

기상청이 운영중인 5대의 현업 기상 레이더 자료를 도플러 레이더 영상 종합 처리 시스템(EDGE)으로 처리한 원시자료와 기상연구소 보유 이동식 기상 레이더에서 관측한 레이더 자료를 사용하여 수집 상황 및 수집된 자료의 전 처리 과정을 일괄적으로 처리할 수 있도록 하였다. 본 연구에서는 레이더 자료 수집 및 처리 부분에 대해서는 연구 목표를 충분히 달성하였으며 그 외에 악기상 예측 모형의 입력 자료도 제공할 수 있는 시스템을 갖추었다. 이로써 그 동안 영상 자료로만 제한되었던 레이더 자료 지원이 정량적인 레이더 자료 지원으로 개선되어 레이더 자료 처리 기술 및 활용기술 향상과 예보 현업에서 레이더 자료 활용도를 높이는 데 큰 역할을 할 것으로 기대된다. 또한 레이더 자료는 악기상 감시 예측 모형의 자료로서 중요한 역할을 차지하므로 이를 위해 반사도와 반경 속도의 좌표변환(3차원 카티션 좌표계)을 제공하였다. 따라서 이를 토대로 집중 호우를 유발하는 중규모 시스템 관측 모델의 품질 향상 및 현업화에 기여할 것으로 기대된다.

지상정밀관측 실험에서는 한반도내의 에너지 및 물 순환 이해에 필요한 현열 속과 잠열 속 및 다층(31,24,16,9m)의 온·습도, 풍속 자료를 측정하기 위하여 우리나라 지형의 대부분(95%)을 차지하는 산악지형을 대상 지형으로 선택하였으며, 특히 산림의 분포에 대한 정보를 얻을 수 있는 중부 임업 시험 연습장(광릉 수목원)내의 침엽수림대와 활엽수림대의 경계를 관측지로 선정하였다. 우리 나라 최초로 산악지형에서 취주 거리를 고려하여, 수목 높이 15m의 2배인 30m 타워를 설치하였다. 관측탑에 설치한 에디 공분산 시스템으로 매 30분 간격으로 현열 속과 잠열 속을 측정하였으며 또한 31,24,16(수목 바로 위),9m(수목 속)에 각각 온·습도계, 풍속계를 설치하여 고도(환경)변화에 따른 온·습도, 풍속 변화를 조사하였다. 1998년 7월부터 지표 플럭스 관측 자료 생산이 성공적으로 이루어 졌으나 관측탑 설치 이후에 경기 북부 지방에 집중되었던 호우로 인해 관측 자료 생산일이 생각보다 작아졌고, 9월 10일부터 각 높이에 따른 온·습도와 풍속 자료가 생산되었지만 온·습도

의 강제 통풍에 소요되는 과도한 전력으로 인하여 본 관측타워에 설치한 태양전지판의 전력 생산 능력이 부족하여 24, 16, 9m 높이에서의 온·습도 측정을 일시 중단하였다. 그리고 9m 풍속은 배선 문제로 인해 늦게 관측이 시작되었다. 10월 20일부터는 정상적으로 자료가 생산되었으나 1999년 3월이 되면서 지표 플렉스를 관측하는 고속 반응기기의 작동이 불량해져 결측율이 높아졌고 8월부터는 다시 자료를 생산중이다.

1998년과 1999년 KORMEX 관측자료를 활용하여 장마전선 내 중규모 대류세포 발달에 관한 연구, 집중관측기간 동안의 대기 혼합층 특성 분석, KORMEX 플렉스 자료의 지면모수화 적용 및 KORMEX 관측자료의 품질검사 연구를 수행하였다,

'97 KORMEX 예비관측자료, '98 KORMEX 야외집중 고층관측 자료 수집 및 분석, '99 KORMEX 기상청 강화관측자료 및 기상연구소의 고층 관측, 레이더 관측, 수문 관측을 수행하였다. 자료의 품질 검사 방법 개발이 지속적으로 시도되고 있으며 자료는 CD로 출판되었으며 기상연구소 소유의 server에 보관하여 분배를 용이하게 하였다. 자료 수집, 분배를 위한 통신망 구축을 위해 기상청의 개발관실, 항공기상과, 위성담당, 레이더담당, 예보관리과, 수치예보과 등과의 교류를 원활히 함으로써 자료를 수집할 수 있었다. 일본 및 중국 등에서 생산된 특별 관측 국외자료는 관측 자료 분석이 완전히 종료되지 않아서 국제적인 자료의 교류는 아직 이루어지지 않고 있으나 일부의 자료는 일본의 GAME 자료센터와 교환되었다.

## 제 5 절 기상재해정보 전달 기술

생산된 기상재해 정보의 가치를 극대화하기 위해서는 생산된 기상재해정보가 전달기술을 개발하였으며 이 사업에서는 기상재해 정보의 최종적인 양식인 한국의 특보 기준의 설정 기준을 정립하고 또한 대중매체를 이용하여 효과적으로 기상재해 정보를 전달할 수 있는 인터넷기상방송 운영시스템 개발하였다.

호우의 피해는 자연적인 원인과 인위적인 원인이 복합되어 나타난다. 따라서 피해와 무피해, 또는 사소한 피해와 현저한 피해의 경계로서의 특보 기준을 엄밀하게 정한다는 것은 매우 어려운 일이다. 이를 위해 한반도의 각 지역별 호우 특성을 고려한 지역 호우특보 기준이 연구되어야 하며 이 사업에서 재해 시작 호우 강도 산출, 운영상의 편리를 위한 호우특보 기준을 제시하였으며 이 기준은 기상청의 특보 기준 재설정에 많은 기여를 할 것으로 예상된다.

기상정보에 관련된 설문조사결과 인터넷에서의 이상적인 방송 형태는 인터넷 이용자들의 성격에 맞는 방송 형태로 매우 복잡적이다. 일반적인 온디맨드 방송뿐만 아니라 생중계 및 적은 정보량으로 빠르게 정보를 얻을 수 있는 방송 등 다양하다.

이를 적용하려면 인터넷의 웹 환경에서 거의 모든 것이 가능하나 동영상 및 음성에 관련된 기술이 부족하고 또 이들과 문자 그리고 이미지 등의 아이콘의 동기화 기술도 필요하다. 본 개발 프로그램에서는 위의 사항들을 충족 시켜줌은 물론이고 하나의 채널을 관리하는 것이 아닌 여러 개의 채널을 관리 스위칭 시켜줌으로 다원화 방송을 가능하게 하였다. 또한 기상방송에서 응용이 되었지만 그 기본은 인터넷 방송기술이므로 기타 인터넷 방송기술에 많은 도움이 될 것이다. 인터넷 동영상 스트림에 관한 단말 어플리케이션은 현재 여러 형태로 제공이 되고 있지만 엔코딩 부분에서의 어플리케이션은 국내에 전무한 상태이므로 타 인터넷 방송 시스템에 적용이 될 수 있다.

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

이 사업에서 개발된 기술은 기상청의 현업화 또는 보조 자료로 활용할 수 있도록 개발되었으며 일부 기술은 이미 기상청 현업에 정규적으로 사용되고 있어 그 활용도가 매우 높다.

강수강도 산출 기법은 3 차년 동안 시험과 개선을 거쳐 현재 기상청 인터넷에 PMM 기법대신 AHMM 기법에 의해 산출된 강수 자료가 준 실시간으로 제공됨으로써 장마나 태풍 등으로 인한 호우예보에 활용되고 있다. 또한 기존의 REG 기법에서 AWS 자료보다 나은 시·공간성을 대표하는 일본 7개 지점의 레이더 자료를 이용하여 강수추정이 개선된 REG 기법이 2000년 강수현상에 대한 충분한 검증 이후 기상청 예보 현업에 제공됨으로써 장마, 집중호우 등의 감시뿐만 아니라 효율적인 물수지 관리의 기초자료로 제공될 수 있다. 또한 3시간까지의 단시간 강수강도 예측 기법은 아직은 한반도에서 관측된 실측치와 비교 검증이 되지 않은 상태이고, 3시간까지는 많은 오차를 포함하고 있어 다른 연구와 연계하여 차기 년도에는 수치예보와 함께 위성자료를 이용한 강수예보에 활용될 수 있을 것이다. 위성자료를 이용한 강수산출 기법을 개발하기 위해 미국, 일본 등과의 국제협력 등으로 수집된 TRMM/ PR, TMI, VIRS 자료와 SSM/I 자료는 고해상도의 강수정보를 제공하기 때문에 수치모델이나 물수지 모델의 입력자료로도 이용이 가능하며, 기상청 레이더 자료의 개선과 비교자료로 충분히 사용될 수 있으므로 기상예보의 정확도 개선에 기여할 수 있을 것이다.

중장기 기온 및 강수량 예보법은 현업예보에 적용할 수 있는 체계를 구축하였으며 지속적으로 매월 예보 자료를 생산하여 기상청 장기예보에 지원할 것이며, 이러한 예측 결과들은 또한 수자원 및 에너지 관리, 이상기후 대처에 활용될 수 있을 것이다.

클러스터를 활용한 단시간 기상재해 예측시스템은 중규모 기상재해의 특성에 맞추어 기상재해 관련 업무 종사자의 요청이 있을 때 현장에서 즉시 수행하여 재해예측자료를 생산하는 중규모 기상재해 예측시스템의 표준 모델로서 활용할 것이다. 특히 지방기상청의 고유수치예보 시스템으로도 활용가능성도 매우 큰 것으로 평가되어 2001년 강릉지방기상청과 부산지방기상청의 단시간 예측시스템개발에 본 연구에서 개발한 기술을 이전할 계획이다. 또한, 병렬화된 기상모형은 상대적으로 기술력이 부족한 학계에서도 운영하여 연구성과를 배가 할 수 있을 것으로 기대된다.

미세규모의 수치모델을 통하여 상세한 기상정보를 제공케 됨으로서 미세 국지 바람장 변화의 최소화, 환기의 효율화에 활용되고, 도시내 녹지지역 확보 및 조성에

기여할 것이다. 이를 통하여 도시 열섬, 스모그, 대기오염 확산의 영향을 완화하고 도시기상재해로 인한 문제들을 경감하고 예측할 수 있을 것이다. 특히 연구 결과가 남한 전체 인구의 약 1/4이 거주하는 대도시인 서울에 해당하는 것이기 때문에 그 파급효과와 활용가치는 매우 높다고 할 수 있다.

겨울철 대설 연구를 통해 대설의 예보정확도 향상에 기여할 것이며, 구름강우 수치모델의 운영은, 보다 상세한 강수 정보의 제공을 가능하게 하였다. 또한 한반도에서 거의 수행된 바 없는 중규모 강수계의 내부구조 분석을 통해 구름 내 미세물리 과정을 포함한 강수 형성 및 발달과정에 대한 이해를 높여, 좁은 지역에서 국지적으로 발생하는 국지성 강수예보의 정확도를 높일 뿐 아니라, 구름물리 발전에도 크게 기여할 것이다. 이 과정에서 파악된 구름 내 과냉각 수적의 양 및 위치에 대한 정보는 추후 기상조절에 의한 강수량 증대를 의도할 때 필수적인 정보를 제공할 수 있다.

한반도 주변해역은 정치·외교적으로 매우 중요한 곳으로 해군작전 등과 같은 국가 방위개념 뿐만 아니라 국가 경제에 일익을 담당하는 해상무역활동의 안전한 이행을 위해서 해상상태의 기초자료의 필요성은 더욱 증대할 것으로 기대된다. 조석정보의 실시간 제공으로 어업관련 종사자들의 안전한 어로활동에 만전을 기할 수 있고 해난 재해에 빠르고 정확한 예보시스템으로 재해를 최소한으로 경감시킬 수 있다.

KORMEX 관측 실험에서 생산된 자료는 국·내외의 장마 및 집중호우 분석과 예측 연구에 사용되며 국내·외에 배포될 예정이다. 특히, 지상정밀관측에서 생산된 플렉스와 다층 온·습도, 풍속 자료는 지표 플렉스 변동 연구의 기초 자료로 활용하는 동시에 본 자료를 검정 자료로 활용하여 수문 모델인 지표-대기 모델을 개발하고자 한다. 특히 임업, 수자원 등 타 연구 분야에서의 KORMEX 관측 자료의 활용도를 높이는 학제간 연구를 수행할 수 있을 것으로 본다. 한편, 좌표변환(3차원 카티션 좌표계)된 레이더 자료는 집중 호우를 유발하는 중규모 시스템 모의 모델의 입력 자료로 사용되어 모델의 품질 향상 및 현업화에 사용될 것이다. 공간적 분해능이 우수한 합성된 본 연구의 레이더 자료에, 지점별로 우수한 자료인 자동기상관측(AWS)자료와 기존의 관측소 자료를 합성한다면 1시간 내지 6시간이내의 단시간 강수 예측을 가능하게 하므로 이를 예보 현업에 적극적으로 활용할 수 있다. 또한 특별 관측자료의 자료동화 과정을 거쳐 재생산되어 장마 연구 및 수치예보 초기자료 등에 쓰일 것이며, 여러 저장 형태로 국내·외에 배포될 것이다. 또한 외국 관측 자료와의 상호교환으로 장마 및 집중호우 분석과 예측 연구, 과학적 수자원 관리, 산업 활동의 계획을 위한 정보의 제공 등에 활용될 것이다.

연구개발 결과는 기상정보를 전문으로 취급하는 기상전문 방송형태로 인터넷을

통해 불특정 다수에게 전달될 것이고 그 기상방송을 청취하는 사용자는 개개인의 특성에 맞는 형태의 방송을 청취할 수 있다. 이 연구는 기본이 인터넷 방송형태이므로 타 방송 사이트에 적용이 가능하며 특히 기상과 같이 갑작스런 속보성이 강한 뉴스와 같은 방송에 적용이 가능하다. 그 중 가장 유력한 예로서는 원격교육 사이트나 사내 교육사이트 등 동화상의 자료와 함께 그림이나 도식설명이 필요한 사이트에 적용이 가능하다.

## 제 6 장 참고문헌

- 강인식, 1998: 엘니뇨와 한반도 기후 변동의 관련성, 한국 기상학회, 34, 670-676
- \_\_\_\_\_, 정영근, 1996: 서울 기온과 강수량의 경년 변동과 태평양 해수면 온도의 주변동모드와의 관련성. 한국기상학회. 32, 339-345
- 권원태 등, 1997: 기후모델을 활용한 지역장기예보모델 개발. 과학기술처 연구보고서. pp 358.
- 기상연구소, 1978: 서울지방의 Heat Island 특성연구. 연구보고서 MR78-4, 기상연구소, 170pp.
- \_\_\_\_\_, 1989: 레이더 에코로 계산된 강우량의 정확도 평가 연구.
- \_\_\_\_\_, 1991, 1992, 1993 : 위성 및 레이더 자료를 이용한 단시간 강수예보시스템 개발 연구(I), (II), (III)
- \_\_\_\_\_, 1997: 인공강우 실험 연구(II), 328pp.
- \_\_\_\_\_, 1997: 해양기상 관측 시스템 개발 연구(III), 291pp.
- \_\_\_\_\_, 1998. '97 특정연구개발사업 -기상기술개발- 연차보고서. 389pp.
- \_\_\_\_\_, 1986: 서울의 도시기후 조사( I ), 연구보고서MR86-5, 기상연구소, 121pp.
- \_\_\_\_\_, 1987: 서울의 도시기후 조사(II), 연구보고서MR87-4, 기상연구소, 142pp.
- \_\_\_\_\_, 1994: 바람 측정시 장애물의 영향에 관한 연구(I), 연구보고서MR94I-007, 기상연구소, 116pp.
- \_\_\_\_\_, 1994: 한반도 중서부 지방의 3차원 바람장 추정 및 오염물질 분포에 관한 연구(I). 기상연구소 MR94A-005, 190pp.
- \_\_\_\_\_, 1995: 바람 측정시 장애물의 영향에 관한 연구(II), 연구보고서 MR95H0-07 기상연구소, 65pp.
- \_\_\_\_\_, 1995: 한반도 중서부 지방의 3차원 바람장 추정 및 오염물질 분포에 관한 연구(II). 기상연구소 MR95A0-06, 149pp.
- \_\_\_\_\_, 1999. 장마집중감시연구(KORMEX) 보고서, 과학기술부
- 기상청 기상연구소 한국해양연구소, 1997, 97년 여름철(백중사리) 해수범람 원인 규명
- \_\_\_\_\_, 1961(1997 개정): 기상업무법, 기상업무법령집, 기상청, 275-282/1.
- \_\_\_\_\_, 1985: 기상연감, 242pp.
- \_\_\_\_\_, 1995: 장마백서, 345pp.
- \_\_\_\_\_, 1996: 기상청의 새로운 수치예보 시스템, 수치예보과 기술보고서 96-2, 수치예보과, 149pp.



- \_\_\_\_\_, 1996: 태풍백서, 261pp.
- \_\_\_\_\_, 1998: 태풍 예보 시스템과 예보평가, 수치예보과 기술보고서 98-1, 수치예보과, 149pp.
- \_\_\_\_\_, 1962(1997 개정): 기상업무법 시행령, 기상업무법령집, 기상청, 283-288/2.
- \_\_\_\_\_, 1964(1998 개정): 기상업무규정, 기상업무 법령집, 기상청, 313-398/15.
- \_\_\_\_\_, 1964-1998: 기상업무규정 개정 문서철, 미발간.
- \_\_\_\_\_, 1987-1997: 기상특보 발표철, 미발간.
- \_\_\_\_\_, 1988-1997: 기상년감.
- 김광식 등, 1973: 한국의 기후, 일지사, 446pp.
- \_\_\_\_\_, 1992: 기상학사전, 향문사, 서울, 735pp.
- 김기영, 전명식, 1994: SAS 군집분석, 자유아카데미.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 1997: SAS 판별 및 분류분석, 자유아카데미.
- 김병곤, 1993: 지상 관측자료를 이용한 3차원 바람장의 추정, 서울대학교 석사학위논문, 64pp.
- 김성삼, 1979: 남한의 10cm 이상 강설의 기상조건, 한국기상학회지, 15, 1-10.
- 김철희, 1992: 3차원 해륙풍 모델을 이용한 한반도 국지 순환의 수치실험. 서울대학교 석사학위 논문, 67pp.
- \_\_\_\_\_, 1998: 준 경험적 광화학 반응 모델의 개발과 이를 이용한 경인지역의 지상 오존 농도의 모의. 서울대학교 박사학위 논문, 123pp.
- 노재식, 1973: 서울지방의 기온상승에 대하여. 한국기상학회지, 9(2), 49-58.
- 농어촌진흥공사, 1997. 수리·수문 관측기술, 농어촌 진흥공사 연구자료, 성균기획, 89pp.
- 명현국 역, 荒川 忠一 1994: 數值流體工學, 한미, pp 290.
- 문영수, 1990: 클러스터 분석에 의한 한국의 강수지역 구분, 한국기상학회지, 26(4) 203-215.
- 박남규, 유한규, 신봉희, 1979: 기상특경보 기준량 설정을 위한 서해지역 기상조사, 기상연구소 MR79-1, 44pp.
- 박순용, 1990: 한반도에서 3차원 해륙풍 수치모델의 결과. 한국기상학회지, 26(2), 78-103.
- \_\_\_\_\_, 윤일희, 1991: 한반도의 국지 기상 특징. 한국기상학회지, 27(2), 88-118.
- 박영산, 1991 : 한반도 해안지역의 국지 기상특징에 관한 연구. 서울대학교 석사학위 논문, 64pp.
- 박영연, 이태영, 1990: 서울에서의 겨울철 바람장에 관한 수치적 연구.

- 한국기상학회지, 26(4), 247-262.
- 박윤석, 1993: Climatological study on Typhoon Tracks, M.S., 7-9.
- 박종길, 1992: 한반도에 영향을 주는 태풍의 종관기후학적 특성과 진로에 관한 연구, Ph.D., 27-30.
- 박종화, 1992: Landsat 綠色植生指數를 이용한 서울시 도시녹지 변화 조사, 대한원격탐사학회지, 8(1), 27-43.
- 백희정, 권원태, 1994: 도시화로 인한 한반도 기온의 변화 경향 분석. 기상연구 논문집, 11(1), 12-26.
- 봉중현, 이충구, 김정우, 정용승, 이광호, 윤순창, 이천우, 최정부, 최영진 등, 1989: 기상특보 발표 및 통보 기능 향상을 위한 기술개발 연구(Ⅲ) —호우 대설 특보 기준치 검토, 기상연구소 연구보고서, 208pp.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 하경자, 최진택, 최영진, 김행병, 이천우, 최정부 등, 1988: 기상특보 발표 및 통보 기능 향상을 위한 기술개발 연구(Ⅱ) 특보 기준 개선을 위한 기초 조사, 기상연구소 연구보고서, 133pp.
- \_\_\_\_\_, 홍성길, 김정우, 이종범, 이천우, 최진택, 김우규, 전상호 등, 1987: 기상특보 발표 및 통보 기능 향상을 위한 기술개발 연구(Ⅰ) — 기상특보의 정확도 분석 평가, 기상연구소 연구보고서, 141pp.
- 부경은, 오성남, 2000: 1999년 서울지역 기온의 시공간 분포 특성, (인쇄중).
- \_\_\_\_\_, 전영신, 박지용, 조하만, 권원태, 1999: 자동기상관측장치자료를 이용한 서울의 기온 수평분포 분석, 35(3), 335-343.
- 소선섭, 임재준, 나득균, 1995: 한국 근대 기상관측이래 최대 일 강수량을 나타낸 장흥지방의 집중호우의 분석, 한국기상학회지, 31(3), 281-299.
- 손건태, 백지선, 김백조, 김현애 · 문승의, 1998b: 태풍진로 유형분석:1977-1996년 북서태평양발생 태풍, 한국기상학회지, 34(4) 586-592.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 김현애, 오재호, 1998a: 다변량 통계자료분석 기법에 의한 태풍진로 유형 분석, 한국기상학회지, 34(2). 346-354.
- 송병현, 1993: 우리나라 동해안 지역과 서해안 지역의 강설 특성 비교 연구. 서울대학교 석사학위 논문.
- 신동빈, 이태영, 1989 : 한반도 중부지방에서의 해륙풍 순환에 미치는 지형의 영향. 한국기상학회지, 25(2), 80-93.
- 오성남, 임영권, 윤원태, 전영신, 2000: 서울지역의 지형 및 토지이용도에 따른 3차원 바람장 산출에 관한 연구, 한국기상학회지, 36(2), 229-244.
- 오임상, 문일주, 박명숙, 이동은, 1997: 199년 여름 '백중사리' 재구성, 한국해양학회

- 1997년도 추계학술발표회 요약집, 127pp.
- \_\_\_\_\_, 이진경, 안희수, 1993: 동북 아시아 해역의 폭풍해일 연구 II. 수치모델에 의한 해일의 규명, *J. Korean Earth Science Society*, **14(4)**, 467-481.
- 이광호, 김문일, 1982: 집중호우의 종관 기후적 연구, *한국기상학회지*, **18(2)**, 11-17.
- 이동규 · 장동언 · 위태권, 1992: 한반도에 접근하는 태풍, 1960-1989 제1부: 통계와 종관개요, *한국기상학회지*, **28(2)**, 133-147.
- 이승우, 이동규, 1998 : 수도권 지역에서 지표 및 지형 효과에 따른 국지규모 대기 순환의 수치 실험. *한국기상학회지*, **34(1)**, 1-19.
- 이영희, 박순웅, 1997: 지표면 거칠기 길이의 변화에 따른 대기 경계층의 구조변화. *한국기상학회지*, **33(3)**, 445-456.
- 이중범, 1978: 서울지방의 기온 경년 변화와 그 요인에 관하여. *한국기상학회지*, **14(1)**, 29-35.
- 이중찬, 정경태, 1996. 자료합성법을 이용한 황해 및 동중국해의 M2 조석 산정. *Ocean Research*, **18(1)**: 13-24.
- 이충구, 김우규, 김동호, 1987: 우리나라 호우의 발생 빈도 조사, *기상연구 논문집*, 기상연구소, 9-16.
- 이현영, 1986: 서울의 도시기온에 관한 연구. 이화여대 대학원 박사학위 논문, 104pp.
- \_\_\_\_\_, 1989: 도시기후학, 대광문화사, 303pp.
- \_\_\_\_\_, 1989: 원격탐사 기법에 의한 도시열섬 연구, *지리학* 40호 1-13
- \_\_\_\_\_, 1995: 토지이용 변화가 국지기후에 미치는 영향, *대한원격탐사학회지*, **11(3)** 83-100.
- 이희연, 송종홍, 1995: 서울대도시권역의 설정과 지역구조에 관한 연구, *대한지리학회지*, **30(1)**, 35-56.
- 임은하, 한종일, 엄원근, 1996: 유입류의 시어와 외관비가 빌딩 주위 바람장에 미치는 영향에 관한 3차원 수치실험, *한국기상학회지*, **32(2)**, 303-313
- 전영신, 최영진, 손승희, 조하만, 1993: AWS 자료를 이용한 중서부 지방의 기온 분포 특성, *기상연구논문집*, **10(1)**, 103-110.
- 전종갑, 1979: 우리나라 호우의 통계적 분석, *기상연구논문집*, **1(1)**, 기상연구소, 51-56.
- 정관영, 1989: 지형을 포함한 2차원 해륙풍 모델과 이를 이용한 오염 확산. 서울대학교 석사학위 논문, 56pp.
- \_\_\_\_\_, 송명덕, 엄원근, 홍성길, 1997: 남한지역 연평균 면적 강수량 추정,

- 기상연구논문집, 14(1), 41-46.
- 정용승, 봉종현, 1993: 호우와 대설주의보 및 경보의 새로운 기준치 설정, 한국기상학회지, 29(2), 176-180.
- 정창희, 김성삼, 손형진, 문승의, 1981: 우리나라에 홍수를 초래한 태풍에 관한 연구 한국기상학회지, 18(1), 33-47. 중앙재해대책본부, 1987~1996: 재해년보.
- 정훈신, 1998. 황해에서의 조석 및 월별 수온 분포 수치모델링, 인하대학교, 65 pp.
- 조천호, 박상욱, 1998: 태풍예보시스템과 예보평가, 기상청 수치예보과 기술보고서 98-1, 67pp.
- 조하만, 조천호, 정귀원, 1988: 서울의 도시화에 따른 기온의 변화. 한국기상학회지, 24(1), 27-37.
- 중앙기상대, 1996: 태풍백서.
- 채종덕, 1979: 남해 해역의 기상과 해난, 기상연구소 연구논문집 1(1), 35-44.
- \_\_\_\_\_, 유한규, 1978: 기상특경보 기준량 설정을 위한 남해지역 기상조사, 기상연구소 MR78-2, 124pp.
- 최병호, 1983, 우리나라 정밀 수준망에 대한 연구, 국립지리원, 한국측지학회
- 최순희, 1996: 이중 도플러 레이더 방법에 의한 열대 중규모 구름무리의 강수 및 바람장 분석, 경북대학교 석사학위 논문.
- 최희승, 채종덕, 1980: 전 해상 기상특경보 기준 개정을 위한 연구, 기상연구소 MR80-3, 164pp.
- 한국기상학회, 1996: 대기과학용어집, 교학연구사, 서울, 492pp.
- 행정자치부, 현대엔지니어링주식회사, (주)우대기술단건축사무소, 1998, 서해안 해수범람 흔적조사 및 종합대책수립.
- 현종훈, 이동규, 1990 : 3차원 중규모 모델을 이용한 제주도에서의 해륙풍 모의. 한국기상학회지, 26(2), 121-136.
- 홍성길, 1992: 기상분석과 일기예보, 교학출판사, pp533.
- \_\_\_\_\_, 1996 : 강수관련 기상재해 경감을 위한 정책적 대응방안에 관한 연구, 과학기술정책관리 연구소, 연구보고96-06, 364pp.
- \_\_\_\_\_, 1997: 특보의 발효일시 결정에 관한 고찰, 기상연구논문집, 기상연구소, 14(1), 65-75.
- \_\_\_\_\_, 엄원근, 오상근, 오재호, 최병철, 권원태, 1996: 강수관련 기상재해경감을 위한 정책적 대응방안에 관한 연구, 과학기술정책관리연구소, 연구보고 96-06, 964pp.
- 홍성유, 이동규, 1996: 한반도에서 발생한 집중호우의 열과 수분 수지,

- 한국기상학회지, 32(1), 85-102.
- 日本 氣象廳, 1976a: 氣象規法
- 日本 氣象廳————, 1976b: 全國注意報, 警報基準一覽表, 氣象豫報部, 東京, 65pp.
- 大氣科學辭典編委會, 1994: 大氣科學辭典(Encyclopedia of Atmospheric Science), Chief Ed. 顧鈞禧, 氣象出版社, 北京, 980pp.
- Adler, R. F., and A. J. Negri, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 27, 30-51
- Akiyama, T., 1981a: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part1. Principal time and space variations of precipitations described by EOF. *J. Meteor Soc. Japan*, 59, 578-590.
- Akiyama, T., 1981a: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part2. Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF. *J. Meteor Soc. Japan*, 59, 578-590.
- Altshuller et al., 1967: Chemical aspects of the Photo-oxidation of the Propylene-Nitrogen oxide system, *Environ. Sci. Technol.*, Vol. 1, 899pp.
- An, H. S., 1977. A numerical experiment of the M2 tide in the Yellow Sea, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 33:103-110.
- Andersen, O.B., P.L. Woodworth, and R.A. Flather, 1995. Intercomparison of recent ocean tide models, *J. Geophys. Res.*, 100:25261-25282.
- Anthes, R. A., E.-Y. Hsie, and Y.-H. Kuo, Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4). Tech. Rep. NCAR/TN-282+STR, National Center for Atmosphere Research, Boulder, Colorado, 1987.
- Asaeda, T. and V. T. Ca, 1996: Heat storage of pavement and its effect on the lower atmosphere, *Atmospheric Environment*, 30, 413-427.
- Asai, 1965: A Numerical Study of the Air-Mass Transformation over the Japan Sea in Winter, *J. Meteor. Soc. Japan*, 43, 1-15.
- Atlas, D., C. W. Ulbrich, C. Williams, and F. D. Marks, 1997: *On the Variability of Tropical Rain Microphysics and Radar Rain Retrievals*, 28th Conf. on Radar Meteor., 334-337.
- Aussem, A., Fionn Murtagh and Marc Sarazin, 1995: Dynamical Recurrent Neural Networks - Towards Environmental Time Series Prediction,

- International Journal of Neural Systems, Vol. 6, No. 2, p. 145-170.
- Avissar, R., 1996 : Potential effects of vegetation on the urban thermal environment, *Atmospheric Environment*, 30, 437-448.
- Balmaseda, M. A., M. K. Davey, and D. L. T. Anderson, 1995: Decadal and seasonal dependence of ENSO prediction skill. *J. Climate*, 8, 2705-2715.
- Bannister, A. J., M. A. Boothe, Carr, L. E., and R. L. Elsberry, 1999: Systematic approach to tropical cyclone track forecasting—application in the southern hemisphere. Proceeding 23rd Conf. Hurricane and Tropical Meteorology, 743-746.
- Barnett, T. P., and R. W. Preisendorfer, 1987: Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Mon. Wea. Rev.* 115, 1825-1850.
- Barnston, A. G., 1994: Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. *J. Climate*, 7, 1513-1564.
- \_\_\_\_\_ and T. M. Smith, 1996: Specification and prediction of global temperature and precipitation from global SST using CCA. *J. of Climate*, 9, 2660-2697.
- Barret E.C., and D.W. Martin, 1980: The use of satellite data in rainfall monitoring. The Academic Press INC (London), 337pp
- Baskaran A. and T. Stathopoulos, 1989: Computational evaluation of wind effects on buildings, *Build. and Environ.*, 24(4), 325-333.
- Battan, L. J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. Univ. of Chicago press.
- Beardsley, R. C., R. Limeburner, D. Hu, and K. Le, 1983. Structure of Changjiang River Plume in the East China Sea during June, 1980, In: proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea, China press, pp 243-260.
- Bell C., J. M. Vassie and P. L. Woodworth, 1998. POL/PSMSL Tidal Analysis Software Kit 2000 (TASK-2000), Proudman Oceanographic Laboratory, 22 pp.
- Bengio, S., F. Fessant, and D. Collobert, 1996: Use of modular architecture for time series prediction, *Neural Processing Letters*, 3(2), 101-106.
- Bjerknes, J., 1966 : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to

- equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829
- Blackadar, A. K., 1962: The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 67, 3095-3102.
- Blanford, H. F., 1984: On the connection of the Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, 37, 3-32.
- Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, 1987, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, In: Three-dimensional Coastal Ocean Models, N. S. Heaps, ed. *Oast. Est. Sci.*, 4:1-16.
- Blumberg, A. F., 1992, A primer for ECOM-si, Technical report, Hydroqual, Inc., Mahwah, New Jersey, 64pp.
- Bruintjes, R. T., T. L. Clark, and W. D. Hall, 1994: Interaction between topographic airflow and cloud/precipitation development during the passage of a winter storm in Arizona, *J. Atmos. Sci.*, 51, 48-67.
- Bureau of Meteorology, 1992: Weather Service Handbook, Commonwealth of Australia
- Campistron, B. A, A. W. Huggins, A. B. Long, 1991: Investigations of a Winter Mountains Storm in Utah. Part III: Single-Doppler Radar Measurements of Turbulence, *J. Atmos. Sci.* 48, 1306-1318.
- Canada AES, 1988: Manual of Standards and Procedure for Public Weather Service(5th ed.), Wea. Serv. Direct, Atmos. Envir. Serv.
- Cane, M.A., S. E. Zebiak, S. C. Dolan, 1986: Experimental forecasts of El-Nino, *Nature*, 321, 827-832
- Carr, L. E., R. L. Elsberry, and M. A. Boothe, 1997: Condensed and updated version of the systematic approach meteorological knowledge base Western North Pacific. Tech. Rep. NPS-MR-98-002, 169pp.
- Carr, L.E., III, and R.T. Williams, 1989: Barotropic vortex stability to perturbations from axisymmetry. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3177-3196.
- Castro, I.P. and A.G. Robins, 1977: The flow around a surface-mounted cube in uniform and turbulent streams, *J. Fluid Mech.*, 79, 307-335.
- Casulli, V., 1990. Semi-implicit finite-difference methods for the two dimensional shallow water equations, *J. Comp. Phys.*, 86:56-74.
- Cavaleri, L. and P. Malanotte Rizzoli, 1981: Wind wave prediction in shallow water: theory and applications. *J. Geophys. Res.* 86, 10961-10973.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 81,

- 639-640.
- Chen, C. and R.C. Beardsley, 1995. A numerical study of stratified tidal rectification over finite-amplitude banks, Part I: Symmetric banks, *J. Phys. Ocenogr.*, 25: 2090-2110.
- Chen, D, S. E. Zebiak, and M. A. Cane, 1997: Initialization and predictability of a coupled ENSO forecast Model. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 773-788.
- \_\_\_\_\_, S. E. Zebiak, A. J. Busallachi, and M. A. Cane, 1995: An improved procedure for El-Niño forecasting: Implications for predictability. *Science*, 269, 1699-1702.
- Choi, B. H., 1980, A tidal model of the Yellow Sea and the eastern China Sea, KORDI report 80-02, 72pp.
- \_\_\_\_\_, 1990, Development of fine-grid numerical tidal models of the Yellow Sea and the East China Sea, *J. Kor. Soc. Coast. Ocean Eng.*, 4:233-244.
- \_\_\_\_\_, Y.K. Kim, and Y.B. Kim, 1997. A nested fine mesh M2 tidal model of the Yellow Sea, *The Yellow Sea*, 3:76-86.
- Clark, T. L., 1977: A small scale numerical model using a terrain following coordinate transformation, *J. Comput. Phys.*, 24, 186-215.
- \_\_\_\_\_, and R. D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting : A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, 41, 329-350.
- \_\_\_\_\_, and W. D. Hall, 1991: Multidomain simulations of the time dependent Navier Stokes equation : Benchmark Error analyses of nesting procedures, *J. Comp. Phys.*, 92, 456-481.
- Cohen, B., Daid Saad and Emanuel Marom, 1997: Efficient Training of Recurrent Neural Network with Time Delays, *Neural Networks*, Vol. 10, No. 1, pp. 51-59.
- Cressie, N. A. C. 1993:*Statistics for Spatial Data*, John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- DeMaria, M., and J.-J. Baik, 1987: The effect of the vortex structure on barotropic hurricane track forecasts. *17th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, FL, Miami, Amer. Meteor. Soc., 52-54.



- \_\_\_\_\_, 1987: Tropical cyclone prediction with a barotropic spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2346-2357.
- Dennis, A. S., 1980: *Weather modification by cloud seeding*. Academic Press, 267pp.
- Dronkers, J. J. 1964: Tidal computations in rivers and coastal waters. *North-Holland Publishing Company*, Amsterdam, 518pp.
- Easton, A. K., 1977: Selected programs for tidal analysis and prediction. *computing Rep. No. 9*, Flinders Univ. South Australia, 78pp.
- Egbert, G.D., A.F. Bennett, and M.G.G. Foreman, 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model, *J Geophys. Res.*, 99:24821-24854.
- Eschenroeder, A. Q., J. R. Martinez, 1972 : Concepts and applications of photochemical smog models. *Adv. Chem.*, 133, 101-167.
- Eschenroeder, A. Q., Martinez, J. R., 1972: Concepts and applications of Photochemical Smog models, *Adv. Chem.*, Vol. 113, 101pp.
- Fang, Z., A. Ye, and G Fang, 1991. Solutions of tidal motions in a semi-closed rectangular gulf with open boundary condition specified, In: *Tidal Hydrodynamics*, ed, B. Parjer, John wiley & sons, Inc., 153-168.
- Fiorino, M., and R.L. Elsberry, 1989a: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Flatoy, F. 1992: Comparison of two parameterization schemes for cloud and precipitation processes. *Tellus* **44 A**, 41-53.
- Foreman, M.G.G., R.F. Henry, R.A. Walters, V.A. Ballantyne, 1993. A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia. *Jr. Geophysical Res*, 98: 2509-2531.
- Foster, I. and B. Toonen, 1994: *Load-Balancing Algorithms for Climate Models*, Proc. 1994 Scalable High-Performance Computing Conf., IEEE, 674-681.
- Friday, E., 1997: National Weather Service Operational Information Technology Plan, National Weather Service, Silver Spring, Maryland, 31pp.
- Galperin, B., L.H. Kanth, S. Hassid, and A. Rosati, 1988. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *J. Atmos. Sci.*, 45:55-62.
- Georgakakos, K. P., and W., F., Krajewski, 1996; Statistical-microphysical causes of rainfall variability in the tropic. *J. Geophys. Res.*, **27**, 26165-26180.
- Givoni, B, 1989: Urban design in different climates. WMO/TD-No. 346.

WCAP-10.

- Goke, S and A. Waldvogel, 1997: *Aggregation and Breakup of Hydrometeors in the Melting layer*, 28th Conf. on Radar Meteor., 386-387.
- Graf, Jutta, 1989: Simulation der bildung von Ozon in der atmosphärischen grenzschicht, dissertation, Meteorologisches Institut der Universitaet Muenchen.
- Grell, G. O., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, *A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*, Tech. Rep. NCAR/TN-398+STR, National Center for Atmosphere Research, Boulder, Colorado, June 1994.
- Gu, D., and S. G. H. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275, 805-807
- Guan, B. 1983. Analysis of the variations of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea. *Chinese J. Ocean. Limnol.*, 1(2): 156-165
- Haggan, V., Heravi, S.M. and Priestly, M.B., 1984: A Study of the Application of State-dependent Models in Non-linear Time Series Analysis. *J. Time Series Analysis*, 5,69-102.
- Hand, D.J., 1981: *Discrimination and Classification*, Wiley, New York.
- Hanssen, A. W., and W. J. A. Kuipers, 1965: On the relationship between the frequency of rain and various meteorological parameters, *Meded. Verh.*, 81, 2-15.
- Hasselmann, S. and K. Hasselmann, 1985: computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1369-1377.
- Heggli, M., 1986: A ground-based approach used to determine cloud seeding opportunity. Preprints, Tenth Conf. on Weather Modification. Arlington, VA, *Amer. Meteor. Soc.*, 64-67.
- Heidke, P., 1926: Berechnung des Erfolges und der Güte der Windstärkevorhersagen im Sturmwarnungsdienst. *Geogr. Ann.*, 8, 310-349.
- Hernandez, C.A., J. Espf, K. Nakayama, M. Fernandez, 1993: Interval Arithmetic Backpropagation, Proceedings International Joint Conference on Neural Networks.
- Heymsfield A: J., and Donner L. J., 1990; A scheme for parameterization

- ice-cloud water content in general circulation models. *J. Atmos. Sci.* **15**, 1865-1877.
- Hirst, A. C., 1988: Slow instabilities in tropical ocean basin-global atmosphere models. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 830-852.
- Hirt, C. W. and J. J. Cook, 1972: Calculating three-dimensional flows around structures and over rough terrain, *J. Comput. Phys.*, **10**, 324-340.
- Hoffman, R. and E. Kalnay., 1983: Lagged average forecasting an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus*, **35A**, 100-118.
- Holland, G. J., 1980: An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212-1218.
- \_\_\_\_\_, 1980: An analytic model of the wind pressure profiles in Hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212-1218.
- Hollingsworth, A., K. Arpe, M. Tiedtke, M. Capaldo and H. Savijarvi, 1980: The performance of a medium-range forest model in winter-impact of physical parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1736-1773.
- Hong, S. and H.-L. Pan, 1998: Convective trigger function for a mass-flux cumulus parameterization scheme *Mon. Wea. Rev.*, vol. 126, 2599-2620.
- \_\_\_\_\_ and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 124, 2322-2339.
- Horel, J. D., 1981: A rotated principal component analysis of the interannual variability of the northern hemisphere 500 mb height field, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2080-2092.
- \_\_\_\_\_ and J. M. Wallace, 1981: Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829
- Hsu,W., L.S. Hsu and M. F. Tenorio, 1993: The Clusnet Algorithm and Time Series Prediction, *International Journal of Neural Systems*, Vol. 4. No. 3, p. 247-255
- Huang, J., H. M. van den Dool, and A. G. Barnston, 1996: Long-lead Seasonal temperature prediction using optimal climate normals. *J. Climate*, **9**, 809-817.
- Huthnance, J.M., 1973. Tidal current asymmetries over the Norfolk Sandbank, *Est. Coast. Mar. Sci.*, **1**:89-99.
- Ichinose, T., K. Shimodozono, K. Hanaki , 1999: Impact of anthropogenic heat on

- urban climate in Tokyo, *Atmospheric Environment*, 33, 3897-3909.
- IPCC, 1990; Climatic change. The IPCC scientific assessment. Report prepared for Intergovernmental Panel on Climatic Change by Working group I. **WMO/UNEP**. Cambridge University Press.
- Janssen, P. A. E. M., 1991: Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1631-1642.
- Ji, M., and T. M. Smith 1995: Ocean model response to temperature data assimilation and varying surface wind stress: Intercomparisons and implications for climate forecast. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1811-1821.
- JMA, 1987. Tide tables for the year 1988, Japan Meteorological Agency.
- Johansson, A., A. G. Barnston, S. Saha, and H. M. Van den Dool, 1998: On the level and origin of seasonal forecast skill in Northern Europe, *J. Atmos. Sci.*, 55, 103-127.
- Johnson K., J. Bauer, G. Riccardi, K. Droegemeier, and M. Xue, 1984: Distributed Processing of a Regional Prediction Model, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2558-2572.
- Jordan, M. I. and R. A. Jacobs, 1994: Hierarchical Mixtures of Experts and the EM algorithm. *Neural Computation*, 6, 181-214.
- Kang, S. K., S. R. Lee and K.D. Yum, 1991, Tidal computation of the East China Sea, the Yellow Sea and the East Sea, In: *Oceanography of Asian marginal seas*, K. Takano ed., Elsevier Oceanography ser., 54:25-48.
- \_\_\_\_\_, 1995. An analytical model of tidal waves in bay and strait under current effect. Ph.D Thesis, Seoul National Univ., 173pp.
- \_\_\_\_\_, S.R. Lee and H.J. Lie, 1998. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Continental Shelf Res.* 18:739-772.
- Kang, Y.Q., 1984. An analytical model of tidal waves in the Yellow Sea. *Jr. Mar. Res.* 42:473-483.
- Kapitza, H., and D. P. Eppel 1992; The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part I: Dynamical equations and tests. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 66, 129-146.
- Kerschgens, M., Suer, H., 1988: "Untersuchung praktikabler parametrisierungen des Turbulenzzustandes der Atmosphaere", Endbericht zum projekt 73683/UA-556 des Bundesministeriums fuer Forschung. und Technologie.
- \_\_\_\_\_, W. Brueher, F. Steffany, 1994: WiTraK, Windfeld-, Transport- und

Klimatologie Programm, Institut fuer Geophysik und Meteorologie der  
Universitaet zu Koeln.

- Kessler, E. 1969; On the distribution and continuity of water substance in  
atmospheric circulation. *Met. Monograph 10* , 32, American  
Meteorological Society, Boston, USA.
- Kidder, S. Q., and Vonder Haar T. H., 1995: *Satellite Meteorology: An  
Introduction*. Academic Press, New York, 466pp.
- Kim, K. and S.H. Lee, 1986. Variation of the M2 tide amplitude around Jeju-Do.  
J. Oceanol. Soc. Kor., 21:171-183.
- Kim, Y., S. Kothari, E. Takle, and Z. Pan, 1997: *A run-time library and load balance  
analysis for parallel atmospheric models*, Symposium on Regional Weather  
Prediction on Parallel Computer Environments, Athens, Greece.
- Klysiak, K. and K. Fortuniak, 1999: Temporal and spatial characteristics of the  
urban heat island of Lodz, Poland, *Atmospheric Environment*, 33,  
3885-3895.
- Koenig, L. R. and F. W. Murray, 1976 : Ice-Bearing cumulus cloud evolution :  
Numerical simulation and general comparison against observations, *J.  
Appli. Meteor.*, 15, 747-762
- Krige, D. G., 1951: A statistical approach to some basic mine valuation problems  
on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining  
Society of South Africa*, 52, 119-139
- Kunkel, K. E. and A. Court, 1990: Climatic mean and normals- a statement of  
the American Association of State Climatologists (AASC). *Bull. Amer.  
Meteor. Soc.*, 71, 201-203.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of  
cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Kuo, S. S., 1972: Computer applications of numerical methods. *Addison Wesley  
Publishing Company*, 415pp.
- Kurihara, Y., and R. E. Tuleya, 1981; A numerical simulation study on the  
genesis of a tropical storm. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1629-1653.
- \_\_\_\_\_, M. A. Bender, R. E. Tuleya and R. J. Ross, 1995: Improvements in the  
GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2791-2801.
- Kurino, T., 1997: A rainfall estimation with the GMS-5 infrared split-window

- and water vapor measurements. (in press)
- Kutzbach, J. E., 1967: Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America, *J. Appl. Meteorol.*, **6**, 791-802.
- Lamb, P. J. and S. A. Changnon, 1981: On the "best" temperature and precipitation normals: The Illinois situation. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1383-1390.
- Lander, M. A., 1994: Description of a monsoon 'gyre' circulation and its effects on the tropical cyclones in the western North Pacific during August 1991. *Wea. and Forecasting.*, **9**, 640-654.
- Lange, R., 1978: ADPIC-A three-dimensional particle-in-cell model for the dispersal of atmospheric pollutants and its comparison to regional tracer studies. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 320-329.
- Latif, M. 1998: Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate.*, **11**, 602-624.
- Lee, I. Y., 1989; Evaluation of cloud microphysics parameterizations. *Atmospheric Research.* **24**, 1-4.
- \_\_\_\_\_, R. L. Coulter, J. D. Shannon, H. M. Park, *et al.*, 1995: Three-dimensional, time-dependent mesoscale meteorological model applicable for simulation of momentum, thermodynamic, and moisture fields and air pollution over complex terrain under variable surface properties and atmospheric conditions, Argonne National Laboratory, ANL-95-00, pp 143.
- Lee, S.-H. and R. Beardsley, 1999. Influence of stratification on residual tidal currents in the Yellow Sea. *Jr. Geophysical Res.* 104:16579-15701.
- Lee, S.H. and K. Kim, 1988. Variations of diurnal tides around Jeju-Do. *Jr. Oceanol. Soc. Kor.* 23:62-69.
- Li, X.F., and B. Wang, 1994: Barotropic dynamics of the beta gyres and beta drift. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 746-756.
- Long, A. B., B. A. Campistrone, and A. W. Huggins, 1990: Investigations of a Winter Mountains Storm in Utah. Part I: Synoptic Analyses, Mesoscale Kinematics, and Water release Rates, *J. Atmos. Sci.* **47**, 1302-1322.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1992: Australian winter storms experiment(AWSE) I:

- Supercooled liquid water and precipitation -enhancement opportunities. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1041-1055.
- Ludlam, F.H., 1951: The production of showers by the coalescence of cloud droplets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **77**, 402-417.
- \_\_\_\_\_, 1951: Artificial snowfall from mountain clouds. *Tellus*, **7**, 277.
- Mackey, D., 1998: <http://131.111.48.24/mackey/c/macopt.html>.
- Madhavan, P. G., 1997: A New Recurrent Neural Network Learning Algorithm for Time Series Prediction, *Journal of Intelligent Systems Vol. 7*
- Madsen, O.S., Y.-K. Poon and H.C. Graber, 1988b: Spectral wave attenuation by bottom friction: theory. *Proc. 21st Int. Conf. coastal Eng.*, ASCE, Malaga, 492-504.
- Mahrer, Y., R. A. Pielke, 1977: The effect of the topography of sea and land breeze in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151-1162.
- Marshall, J. S. and W. Mck. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- \_\_\_\_\_ and Gunn, K. L. S., 1952: Measurements of snow parameters by radar. *J. Meteor.* **9**, 299-307.
- Mastenbroek, C., G. Burgers and P. A. E. M. Janssen, 1993: The Dynamical coupling of a wave model and a storm surge model through the atmospheric boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1856-1866.
- Matsumoto, T., H. Hamagishi and Y. Chonan, 1997: A Hierarchical Bayes Approach to Nonlinear Time Series Prediction with Neural Nets, *Proceeding of International Joint Conference on Neural Networks, Vol.3*, pp.2028-2033.
- Mazzega, P. and M. berge, 1994. Ocean tides in the Asian semienclosed seas from TOPEX/POSEIDON, *Jr. Geophys. Res.*, **99**:24867-24882.
- McLennon, N. and L. Neil, 1988: *Marine Bombs Program (Phase II)*, Atmospheric Environment Service Pacific Region Tech. Rep. 88-002.
- Mellor G. L., 1996 Users Guide for A Three-Kimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. Princeton University. Princeton. NJ, 40 pp.
- Mellor, G. L., Yamada, T., 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Reviews of Geophysics and Space Physics*,

20, 851-875.

- Metcalf T. R., 1996: Tropical cyclone strike probabilities,
- Michalakes, J., *RSL: A parallel runtime system library for regular grid finite difference models using multiple nests*, Tech. Rep. ANL/MCS-TM-197, MCS Division, Argonne National Laboratory, Argonne, Illinois, 1994.
- \_\_\_\_\_, T. Canfield, R. Nanjundiah, and S. Hammond, 1994: *Parallel implementation, validation, and performance of MIM5*, Proc. 6th Workshop on the use of Parallel Processors in Meteorology, Reading, U. K., European Center for Medium Range Weather Forecasting.
- Miriyama, T. and M. Ishikawa, 1994: Prediction of Time Series Based on the Structural Learning of Neural Network. *ICONIP'94*, **2**, 836-841.
- Miyasawa, S., 1982: 防災と気象, 朝倉書店, 東京, 195pp.
- Molinari, J., and M. Dudhia, 1992: Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical view, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 326-344.
- Murakami, M., T. L. Clark and W. D. Hall, 1994: Numerical Simulation of Convective Snow Clouds over the Sea of Japan; Two-Dimensional Simulations of Mixed Layer Development and Convective Snow Cloud Formation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 43-61.
- Na J. Y. and J. Seo, 1998. The Sea Surface Winds and Heat Flux in the East Asian Marginal Seas. 52 pp.
- Nakagima, K., and T. Matsuno, 1988; Numerical experiments concerning the origin of cloud clusters in the tropical atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 309-329.
- NASDA and NASA, 1999. Tropical Rainfall Measuring Mission(TRMM) Precipitation Radar Algorithm, *Instruction Manual(Version 1.0)*, 110 pp.
- National Research Council, 1991 : Rethinking the ozone problem in urban and regional air pollution, National Academic Press, Washington, D.C.
- National Weather Service, 1992a: Winter weather warning, NWS Operations Manual, Part C, Chap. 42, 32pp.
- \_\_\_\_\_, 1992b: Non-precipitation weather hazards, NWS Operations Manual, Part C, Chap. 44, 26pp.
- \_\_\_\_\_, 1995: Severe local storm watches, Warning and statements, NWS Operations



- Manual, Part C, Chap. 40, 61pp.
- \_\_\_\_\_, 1996: Tropical cyclone program, NWS Operations Manual, Part C, Chap. 41, 61pp(+E~4pp).
- Ninomiya, K., 1975: 集中豪雨(이병설 역, 1986), 교학연구사, 서울, 207pp.
- Nishida, H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean. Rep. of Hydrog., No. 15.
- NOAA, 1986. ETOPO5 digital relief of the surface fo the earth, Data Announce. 86-MGG-07, Natl. Geophys. Cent., Washington, D.C.
- Ochiati, K. H. Suzuki, K. Shinozawa, M. Fujii and N. Shinzawa, 1995: Snowfall and Rainfall Forecasting from Weather Radar Image with Artificial Neural Networks, *ICNN'95*, 2, 1182-1187
- Ogura, S., 1933. The tides in the sea adjacent to Japan. Hydrog. Bull. Dep. Imp. Jap. Navy, 7:1-189.
- Ogura, S., 1933. The tides in the seas adjacent to Japan. Bulletin of Hydrographic Department., 7: 1-189.
- Oh, I. S. and S. I. Kim, 1990: Numerical simulation of the storm surges in the seas around Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 25, 161-181.
- Oh, J. -H., 1989: Physically-based general circulation model parameterization of clouds and their radiative interaction. Ph. D. dissertation, Department of Atmospheric Sciences, Oregon State Univ., Corvallis, OR, 315pp.
- Oke T. R. 1987: Boundary layer climates, 2nd edition, Routledge, London, 435pp.
- Oki R., A. Sumi and D. A. Short, 1997 : TRMM Sampling of Radar-AMeDAS Rainfall Using the Threshold Method, *J. Appl. Meteor.*, 36 : 1480-1492.
- Oki. R and A. Sumi, 1999 : PR2A25 rain rate validation using ground based observation from Japan, *The Interim Report conference for TRMM Research Result*, Dec. 20-21, 1999, Earth Observation Research Center, National Space Development Agency of Japan.
- Pan, H.-L. and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC medium-range forecast model. NMC office Note 409, 40pp.
- Pankrath, J., 1975: Numerische Modellierung der Substanz-und Waermeausbreitung in der Wirbelstroemung in elner Gelaendevertiefung, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 48, 327-348.

- Park, S. U., 1990: Results of a three dimensional numerical modeling of land sea breeze over South Korea. *J. Kor. Meteor. Soc.*, 26(2), 78-103.
- Peak, J. E., Carr, L. E., and R. L. Elsberry, 1999: Systematic approach to tropical cyclone track forecasting-3: Development of a tropical cyclone track forecasting expert system, Proceeding 23rd Conf. Hurricane and Tropical Meteorology, 1057-1060.
- Perigaud, C., S. E. Zebiak, F. Melin, J.-P. Boulanger, and B. Dewitte, 1997: On the role of meridional wind anomalies in a coupled model of ENSO, *J. Climate*, 10, 761-773.
- Perkey, D. J., 1976: A description and preliminary results from a fine-mesh model for forecasting quantitative precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1513-1526.
- Philander, S. G. H., 1990: El Nino, La Nina, and Southern Oscillation. Academic Press, INC.
- Pielke, R. A., 1974: A Comparison of three-dimensional and two-dimensional numerical predictions of sea breeze, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1577-1585.
- \_\_\_\_\_, 1974: A three dimensional numerical model of the sea breeze phenomenon over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.
- \_\_\_\_\_, C. L. Martin, 1981: The derivation of a terrain following coordinate system for use in a hydrostatic model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1707-1713.
- Prandle, D. and J. Wolf, 1978: The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 203-216.
- Priestley, M.B., 1980: State-dependent Models: A General Approach to Non-linear Time Series Analysis. *J. Time Series Analysis*, 1, 47-71.
- Probert-Jones, J. R., 1962: The radar equation in Meteorology. *Q. J. Meteor. Soc.*, 88, 485-495.
- Randall, D. A., Harshvardhan, Dazlich, D. A., and Corsetti T. G. 1989; Interaction among radiation, convection, and large-scale dynamics in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* 46, 1943-1970.
- Richman, M. B., 1986: Rotation of principal components, *J. Climatol.*, 6, 293-355.
- Ross, D. G., I. N. Smith, 1988: Diagnostic Wind Field Modeling for Complex Terrain: Model Development and Testing, *J. Appl. Meteor.*, 27, pp. 758.
- Ross, R. J. and Y. Kurihara 1991: A simplified scheme to simulate asymmetries

- due to beta effect in barotropic vortices. *J. Atm. Sci.*, **49**, 1620-1628.
- Rossby, C.G., 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J. Mar. Res.*, **2**, 38-55.
- \_\_\_\_\_, 1948: On displacements and intensity changes of atmospheric vortices. *J. Mar. Res.*, **7**, 157-187.
- Rumelhart, D., G. Hinton, and R. William, 1986: *Parallel distributed processing*, Cambridge,MA, MIT Press.
- Sassen, K., A. W. Huggins, A. B. Long, J. B. Snider, and R. J. Meitin, 1990: Investigations of a Winter Mountains Storm in Utah. Part II: Mesoscale structure, Supercooled Liquid Water Development, and Precipitation Processes, *J. Atmos. Sci.* **47**, 1323-1350.
- Segal, M., R. Avissar, M. C. McCumber, R. A. Pielke, 1988 : Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations., *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2268-2292.
- Sekhon, R. S. and R. C., Srivastava, 1970: Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 299-307.
- Semple, A. T. 1998: *Conceptual Models of Cyclogenesis : A review and unification of conceptual models used to describe the structure and evolution of mid-latitude cyclones*. Joint Centre for Mesoscale Meteorology, Internal Report 92.
- Shabbar, A., and A. G. Barnston, 1996: Skill of seasonal climate forecasts in Canada using canonical correlation analysis, *Mon. Wea. Rev.* **124**, 2370-2385.
- Shapiro, L.J., and K.V. Ooyama, 1990: Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.
- Shepard, D., 1968: A two-dimensional interpolation function for irregular spaced data. *Proc. 13rd ACM Natl. conf.*, Las Vegas, NV, 517-524
- Sherman, C. A., 1978: A mass-consistent model for wind fields over complex terrain., *Jour. Appli. Meteor.*, **17**, 312-319.
- Shigeo, S, 1960, On the tide at Zinsen(Inchon) Korea, *J. of Ocean. Soc. Japan*, Vol.6, No.2, 16-22
- Shukla, J., and D. A. Mooley, 1987: Empirical prediction of the summer monsoon

- rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 695-703.
- Sievers, U., 1995 : Verallgemeinerung der Stromfunktionsmethode, *Meteorol. Zeitschrift*. N.F. 4, 3-15.
- \_\_\_\_\_ and W. G. Zdunkowski, 1986: A microscale urban climate model, *Beitr. Phys. Atmosph.*, Vol. 69, No 1. 13-40.
- Skamarock, W. and J. Klemp, 1992: The Stability of Time-Split Numerical Methods for the Hydrostatic and the Nonhydrostatic Elastic Equations, *Mon Wea Rev.*, **120**, 2109-2127.
- Smith, P., 1984: Equivalent radar reflectivity factor for snow and ice particle. *J. Clim. and Appl. Meteorol.*, **23**, 1258-1260.
- Smith, S. D. and E. G. Banke, 1975: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **101**, 665-673.
- Sohn K.T., Baik, J.S., Kim Y.S., 1999: Estimation of Typhoon Track using Bivariate State-dependent model, *Proceeding of 3rd International Workshop on Atmospheric Sciences*, 69-76
- Spilhaus, A. F., 1948: Drop size intensity and radar echo of rain, *J. Meteor.*, **5**, 161-164.
- Staniforth, A., Cote, J. 1991: Semi-Lagrangian Integration Schemes for Atmospheric Models - A Review, *American Meteorological Society*, 119, 2206pp.
- Stern, W., and K. Miyakoda, 1995: Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple GCM simulations. *J. Climate*, **8**, 1071-1085
- Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, 666pp.
- Suh, K.S., 1996. Numerical modeling fo global ocean tides, Ph.D. thesis, SungKyunKwan Univ., 230pp.
- Sundqvist, H., 1993a; Parameterization of condensation and associated clouds in models for weather prediction and general circulation simulation. *In Aerosol-Cloud-Climate Interactions*. ed. Peter V. Hobbs, Academic Press Inc., 175-203.
- Sundqvist, H., 1993b; Including of the ice phase of hydrometeors in cloud parameterization for mesoscale and large scale. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 137-147.

- \_\_\_\_\_, Berger, E. and Kristjansson, J. E., 1989: Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1641-1657.
- Super A. B., and B. A. Boe, 1988: Wintertime cloud liquid water observations over the Mogollon Rim of Arizona. *J. Wea. Mod.*, **20**, 1-8.
- Takahashi, K., 1980: 天気豫報の科学, 日本放送出版協会, 東京, 222pp.
- Tang, Y., R. Grimshaw, B. Sanderson, and G. Holland, 1996: A numerical study of storm surges and tides, with application to the North Queensland coast. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 2700-2711.
- Tham, C. K., 1995: "On-line learning using hierarchical mixtures of experts," *IEEE Conference on Artificial Neural Networks*. 347-351.
- Thompson, J. R., and A. B. Supper, 1987: Wintertime supercooled liquid water flux over the Grand Mesa, Colorado. *J. Wea. Mod.* **19**, 92-98.
- Tolman, H. L., 1991: A third generation model for wind waves on slowly varying, unsteady, and inhomogeneous depth and currents. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 782-797.
- Tsonics, A.A., and G.A. Issac, 1985: On a new approach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **9**, 489-497.
- Turk, F.J., G.D. Rohaly, J. Hawkins, E.A. Smith, F.S. Marzano, and A. Mugnai, 1999: Blending coincident SSM/I, TRMM and infrared geostationary satellite data for rapid updates of rainfall. Submitted to *J. Appl. Meteor.*
- Tziperman, E., M. A. Cane, and S. E. Zebiak, 1995: Irregularity and locking to the seasonal cycle in an ENSO prediction model as explained by quasi-periodicity route to chaos, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 293-306
- Versteeg, H. K. and W. Malalasekera, 1995: *An introduction to computational fluid dynamics*, Longman, pp 257.
- Wan, E. A., 1990: Temporal Backpropagation for FIR Neural Networks, *Proceeding of International Joint Conference on Neural Networks*, Vol.1, pp.575-580.
- Wand M.P., Jones M.C., 1995: *Kernel Smoothing*, Chapman & Hall.
- Wang Bin and Ji Zhonghen, 1994: The harmonious dissipative operators and the completely square conservative difference scheme in an explicit way,

- Science in China, Ser.B, 37, 462-471.
- Wang, B., 1995: Interdecadal Changes in El Nino onset in the last fore decades. *J. Climate*, **8**, 267-285.
- Watanabe, A., 1999: *GAME-Tropics Enhanced Rawinsonde Observation Members*, Fukushima University.
- WCRP-90, 1995: Cloud microphysics parameterizations in global atmospheric circulation models. **WMO/TD**-No. 713.
- Wei, William W.S., 1990: Time Series Analysis, Addison-Wesley.
- Weigend, A. S., M. Mangeas and A. N. Srivastava, 1995: Nonlinear gated experts for time series: discovering regimes and avoiding overfitting, *International Journal of Neural Systems*, **6**, 373-399.
- Werbos, P. J. 1988: "Generalization of Backpropagation with Application to a Recurrent Gas Market Model", *Neural Networks*, Vol.1, No.4.
- Wetherald, R. J., and Manabe, S. 1988; Cloud feedback processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* **45**, 1379-1415.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*. Academic Press, 464pp.
- Wilks, D. S., 1995; *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, 467pp.
- \_\_\_\_\_, 1996: Statistical significance of long-range "optimal climate normal" temperature and precipitation forecasts. *J. Climate*, **9**, 827-839.
- WMO, 1985: *Use of radar in meteorology*. WMO Tech. Note, 181.
- \_\_\_\_\_, 1992: *International Meteorological Vocabulary*, WMO No. 182, 784pp.
- \_\_\_\_\_, 1996: *Guide to Public Weather Services Practices*, WMO No. 834, 106pp.
- Woo, S. B., Y.B. Kim, B.H. Choi, and K.T. Chung, Improved tidal charts of the Yellow Sea and the East China Ses, Proc. Ann. meeting of Kor. Soc. Ocast. eng., 96pp.
- Waterhouse, S. R. and A. J. Robinson, 1995: Non-linear Prediction of Acoustic Vectors Using Hierarchical Mixtures of Experts. *NIPS* **7**, 835-842.
- Wu, J., 1982: Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to Hurricane, *J. Geophys. Res.*, **87**, 9704-9706.
- Wu, S. S., 1965: A study of heat transfer coefficient in the lowest 400 meters of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **70**, 1801-1807.

- Wyrтки, -----, 1985: Water displacements in the Pacific and genesis of El-Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, C90, 7129-7132.
- Wyrтки, K., 1975: El Niño-The dynamic response of equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- Yamada, T. C., Y. J. Kao, S. Bunker, 1989 : Airflow and air quality simulations over the western mountainous region with a four dimensional data assimilation technique. *Atmospheric Environment*, 23(3), 539-554.
- Yoon, Y.H., I.S. Oh, C.K. Kim, and Y. Hong, 1998. On the abnormal sea level during the summer spring, 'the Baek-Joong Sari', 1997, Jr. *Atmospheric Res.*, 15:16-25.
- Yoshikado, H., 1994: Interaction of the sea breeze with urban heat islands of different sizes and locations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72,139-142.
- Young, M. V. 1993: *Cyclogenesis: interpretation of satellite radar images for the forecaster*. Forecasting Research Division tech. Report 73 (Bracknell, UK, Meteorological Office), unpublished.
- Yu, J. S. and W. D. Lee, 1992: Parallel Mean Field Annealing Neural Network for Solving Traveling Salesman Problem. *IJCNN*, 4, 532-536.
- Zebiak, \_\_\_\_\_ and M. A. Cane, 1987: A model El Nino - Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 115, 2262-2278
- Zebiak, S. E. 1984: Tropical atmosphere-ocean interaction and the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. Ph. D. thesis, M.I.T.
- Zellner, Klaus, 1983: Mathmatische modellierung photochemischer reaktionen in ser Atmosphaere, Diplomarbeit, Universitaet karlsruhe(TH) Institut fuer technische thermodynamik.
- Zhang Y. Q. , A. H. Huber. S.P.S. Arya, and W. H. Snyder, 1993: Numerical simulation to determine the effects of incident wind shear and turbulence level on the flow around a building., *J. Wind Engr. Ind. Aerodyn.*, 46, 129-134.
- Zhang, M. Y. and Y. S. Li, 1996: The synchronous coupling of a third-generation wave model and a two-dimensional storm surge model. *Ocean Engng.*, 6, 533-543.