

행정간행물 등록번호
09212-73051-57-9827

MR981F27

제 1 단 계
최종보고서

자연재해피해 저감기술 개발

악기상 감시·예측 및 재해대응 기술 개발

The Technical Development of Monitor, Forecast and
Prevention against Severe Weather and Disaster

1998. 10

연구기관
기상청
기상연구소

과학기술부

제 출 문

과학기술부 장관 귀하

본 보고서를 “자연재해피해 저감기술개발”과제의 세부과제 “악기상 감시·예측 및 재해대응 기술 개발(III)”의 최종보고서로 제출합니다.

199 . . .

주관연구기관명 : 기상연구소
총괄연구책임자 : 오 재 호
세부연구책임자 : 권 원 태
연 구 원 : 권원태 권영철 김용상 김영아
나득균 류상범 박상욱 박광호
백희정 변영화 신경섭 신동현
오재호 오미림 이정환 이동일
이우진 엄원근 임은하 정순갑
조주영 조천호 정준석 정성훈
최영진 최준태 홍성길 황승언
홍 윤 김 경 김봉렬 김재진
김준형 김진열 김태훈 강혜영
도종관 문자연 박은영 박종혁
백중철 서은진 서호진 손정호
유근혁 윤지연 윤은영 임은실
이정은 장수영 정재은 정은실
허소정 황석규 황동익 허모랑
김경숙 권태영 권혁조 김경덕
박상욱 백종진 손병주 윤원태
이상호 이재규 오성남 정영근
위탁연구기관명 : 창원대학교
위탁연구책임자 : 배 덕 효
연 구 원 : 배덕효 허준행 김경덕 백중철
김옥동 신봉진 김진훈

요 약 문

I. 제 목

악기상 감시·예측 및 재해대응 기술 개발

II. 연구개발의 목적 및 필요성

1. 목적: 악기상(집중호우, 태풍, 홍수, 가뭄 등)에 의한 기상재해의 현상별 재해 특성을 파악하고, 사전 감시, 예측, 대응기술 등 기반기술을 개발함으로써 효율적인 방재기상 관측망을 구축하여 기상재해에 의한 피해를 저감하고자 함.
2. 필요성
 - 집중호우와 이에 동반되는 홍수는 우리 나라 자연재해 중에서 가장 빈도가 높고, 피해액이 전체의 70% 이상을 차지한다. 그러므로, 호우 또는 홍수에 대한 경보와 적절한 대응 방안이 필요하다.
 - 미세규모 격자의 수치모델을 개발하여 모델의 예측 강수량을 정량화하는 기술과 하천의 유량을 정량적으로 예측할 수 있는 모델을 개발하고, 하천유출모델을 대기 수치모델과 연계하여 운영함으로써 홍수의 가능성을 사전에 예측하여 경보시간을 연장할 수 있다.
 - 홍수 또는 가뭄이 발생하며, 수자원의 관리에 어려움을 겪게 된다. 그러므로 우리 나라를 포함하는 동아시아 지역의 장기적인 물순환의 특성을 파악하여야 홍수 또는 가뭄에 의한 사회·경제적으로 막대한 피해에 대비할 수 있다.

III. 연구개발의 내용

1. 정량적 강수량 예측(QPF)을 위한 중규모 대기수치모델 개발
 - 중규모 수치모델 한반도 이식
 - 호우 사례 실험을 통한 성능 검사
 - 수치모델의 정확도 개선을 위한 모델 물리과정 개선
 - 열대성 저기압 예보 시스템 개발 및 실용화
2. 악기상 분석 및 감시
 - 위성 자료를 이용한 열대성 저기압 감시
 - 레이더와 기상위성 자료를 이용한 강수량 추정방법 개선
 - 도플러 레이더를 이용한 바람장 산출방법 개발
 - 동계 대설을 유발하는 대기 패턴 분류 및 원인 분석
 - 호우사례 자료집 CD 발간
3. 유역 하천 유출 모델 개발
 - 다양한 유역 하천모델 비교 실험 및 최적 모델 선정
 - 모델 검증 및 평가, 모델 개선
 - 대기 수치모델과 연계 운영 시스템 구축
 - 하천유출모델 소양강 유역 적용 실험
4. 국지기후모의 실험
 - 동아시아 지역 국지기후 시스템 구축
 - 사례(1995년 4월) 실험 및 모의 결과 검증

IV. 연구개발결과

1. 미국 LLNL에서 개발한 중규모 모델(MAS 모델)을 한반도에 이식하고, 전
 - 후 처리 과정을 개발함으로써, 모델을 수행할 수 있는 환경을 구축하

- 였다. 모델의 성능을 검증하기 위하여 사례실험을 실시하고, 물리과정을 개선하였다. 또한 모델을 실시간 운영할 수 있도록 체계를 구축하였다. 개발된 MAS 모델 시스템을 이용하여 동아시아 국지 기후 모의 실험을 1995년 4월 한 달 간 실시하여 모델의 성능을 검증하였다.
2. 미세격자 모델인 ARPS모델을 한반도에 이식하고 집중호우 모의실험을 통하여, 시공간적인 강수량 예측 정확도를 향상시켰다. 토지이용도 자료를 개선하고, 모델의 실시간 운영체계를 구축하였다.
 3. 레이더, 기상위성 자료를 악기상 감시 활용 연구를 수행하였다. 특히 레이더와 기상위성 자료에서 강우량을 추출하는 방법을 개발하였다. 레이더는 레이더 반사도와 강우량 관계식을 개선하였고, GMS-5의 적외선 채널자료를 이용한 강수지역 모니터링과 강수량 산출 알고리즘을 개발하였다. 또, 단일 도플러 레이더 자료를 이용하여 바람장 추출 알고리즘을 개발하였다.
 4. 열대성 저기압에 의한 호우 감시를 위하여 미국 GFDL의 태풍모델을 입수하여 순압태풍 진로 예측모델과 함께 전구 예보시스템과 연계 운영하고 그 결과를 표출할 수 있는 열대성 저기압 그래픽 시스템 구축하였다.
 5. Sacramento 모델, TOPMODEL, 저류함수 모델 등 하천 유출모델을 비교 검토하였으며, 소양강 유역을 시험유역으로 선정하여 GIS 개발하여 하천수위 예측 사례를 실험하였다. 또 대기수치모델과 연계하여 수행될 수 있도록 연계 실험을 하였다. 이 실험 결과 장기간에 걸쳐 신뢰도 높은 하천 유출량을 산출하였다.
 6. 악기상 특성 분석을 위한 기반자료로서 호우사례 CD를 제작하였으며, 겨울철 악기상 현상으로 영동과 호남지방 대설을 유발하는 기압계의 패턴과 원인을 분석하였다.

V. 연구개발결과의 활용계획

1. 악기상 현상의 조기 포착 및 예보를 위한 현업 예보 체계 수립에 활용
2. 악기상에 의해 유발되는 홍수 피해 저감을 위한 하천 관리 대책에 활용
3. 태풍에 의한 풍수해에 대비한 방재 대책 수립을 위한 기초 자료 제시
4. 기상청 현업 예보 체계의 개선을 위한 효율적 도구 제시
5. 지역적 기후 특성 파악에 의한 악기상 대비책 마련
6. 정량적 강수량 예측기술을 개발하여 기상청과 내무부에 제공함으로써
예보시스템과 홍수통제 모델의 결합에 의한 실질적 재해 경감에 활용

SUMMARY

I. Title

The Technical Development of Monitor, Forecast, and Prevention against Severe Weather and Disaster

II. The purpose and necessity of research

1. Purpose

- To develop the techniques of analysis, monitoring and forecast, and prevention of the natural disaster by severe weather such as heavy rain, tropical cyclone, flood, drought etc., in order to build the national meteorological disaster prevention system and thus reduce losses by severe weather.

2. Necessity

- The heavy rainfall and flood which occurs most frequently and causes the most damages among natural disasters, it is necessary to develop the early warning system, quantitative estimation and flood forecast system by use of observation and monitoring network of heavy rain.
- To extend the leading time for flood forecasting, these are required to develop a high-resolution numerical model with a quantitative precipitation forecasting (QPF) capability, to

develop an advanced river discharge model, and to couple the atmospheric model and the discharge model.

- Flood and drought, recurring every year, are the most important factor in water management. Thus it is necessary to study the regional climate to understand water cycle and to lessen the social and economical damages due to these phenomena.

III. The contents of research

1. Development of mesoscale numerical model with quantitative precipitation forecasting capability.
 - Set up model and its environments
 - Experiment of numerical models for heavy rainfall cases
 - Improvement of parameterization scheme
 - Development of Typhoon track forecasting system
2. Monitoring of severe weather
 - Monitoring of severe weather using remote sensing data
 - Rainfall estimation methods from radar and satellite
 - Wind retrieval technique using single Doppler radar
 - Analysis of heavy snowfall cases
 - Publish a Heavy rainfall database CD
3. River runoff model development over an experimental river basin
 - River runoff model comparison study
 - Model verification and evaluation

- Coupling of atmospheric model and river runoff model
 - Model experiment over the Soyang river basin
4. Regional water cycle experiment
- Establish a regional climate model over East Asia
 - Experiment and verification of the model

IV. Results

1. Mesoscale Atmospheric Simulation (MAS) model in collaboration with LLNL, USA has been successfully established over the East Asia domain. Several heavy rainfall cases are simulated and the results indicate that large-scale features are satisfactory while the details of mesoscale events need more study. Several parameterization scheme has been improved, which in turn improve the model output. An experimental climate simulation using the MAS model for one-month period (April 1995) show the capability of long-term simulation and we analyzed the regional water cycle using the results.
2. The ARPS model (high-resolution numerical model developed by CAPS, University of Oklahoma) also has been established over the Korean Peninsula. The model performance is evaluated using heavy rainfall cases.
3. The monitoring techniques for severe weather using remote sensing data are developed. The rainfall estimation methods using radar and satellite observation are investigated and the wind retrieval

method using single Doppler observation are developed and verified..

4. Two tropical cyclone models are developed, such as GFDL model, barotropic model, and an tropical cyclone forecasting system is designed to include all existing typhoon models in order to improve the prediction of typhoon related disasters.
5. Three well-known river runoff models are compared and we choose the modified Sacramento model, TOPMODEL for further study. The performances of these models are evaluated based on the experiments over Soyang and Pyungchang river basin using observation and model rainfall.
6. We collected the heavy rainfall cases and publish a database CD. The synoptic pressure patterns during heavy snowfall events are analyzed.

V. Applications and benefits

1. The coupled atmospheric-river runoff model system can be useful in forecasting and preventing heavy rainfall and flash flood with extended leading time.
2. The results may be used in management plan of river to reduce the disaster of flood due to severe weather.
3. The tropical cyclone forecasting system can supply the basic information to the countermeasure plan of severe weather by tropical cyclone.

4. The developed system may be used operationally as a quantitative precipitation forecasting technique to the Korea Meteorological Administration and Ministry of Government Administration and Home Affairs, which reduce the losses by natural disaster

여 백

목 차

요약문	i
영문 요약문	v
영문목차	xv
그림 차례	xix
표 차례	xxviii
제 1 장 서론	1
제 1 절 연구개발의 목적과 범위	1
제 2 절 연구 진행 방법	3
제 2 장 미세격자모델 개발 연구	5
제 1 절 서론	5
제 2 절 중규모 일기예보 모델의 개발	7
1. 서론	7
2. 모델	7
3. 모델의 영역	12
4. 모델의 수행 성능 검사	14
5. 결론 및 토의	30
제 3 절 연천 호우 사례 분석을 통한 ARPS모형의 악기상 예측성 실험	31
1. 서론	31
2. ARPS 모형의 개요	32
3. 연천 호우 사례에 대한 개요	36
4. 실험 설계와 사례모의	37
5. 결론	38
제 4 절 1979 - 1996년 발생한 호우사례의 데이터 베이스	43
1. 서론	43

2. 자료 및 데이터베이스	43
3. 호우사례 데이터베이스의 사용 방법	46
4. 토의	54
제 3 장 하천유출량 예보모델 사례연구	56
제 1 절 서론	56
제 2 절 유역유출모델의 조사 및 모델이론	57
1. Modified Sacramento 모델	58
2. TOPMODEL	61
3. 상태 공간 형태의 저류함수모델	67
제 3 절 사례연구	71
1. 적용 대상 유역 및 가용 자료	71
2. 상태 공간 형태의 저류함수 모델	73
3. Modified Sacramento 모델	74
4. TOPMODEL	86
제 4 절 결론 및 향후 계획	98
제 4 장 국지기후 모의	100
제 1 절 서론	100
제 2 절 모델	103
제 3 절 수문기상의 모의	104
제 4 절 결과 및 토의	108
제 5 장 레이더 자료 산출 알고리즘 개발	114
제 1 절 서론	114
제 2 절 국내외 기술 개발 현황	116
1. 바람장 산출 역사	116
2. 경계층내의 3차원 바람장의 관심을 끄는 이유	118
3. 연구 개발 수행 내용 및 결과	119
제 3 절 VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System) 방법	130

1. 자료 처리	133
제 4 절 사례연구	137
1. 기상학적 배경	137
2. VARD방법을 이용한 결과 분석	138
3. VDRAS방법을 이용한 결과 분석	140
제 5 절 연구개발목표 달성도 및 대외 기여도	145
제 6 절 연구개발결과의 활용 계획	146
제 6 장 GMS-5 적외자료를 이용한 한반도 지역에서의 강수량 추정	147
제 1 절 서론	147
제 2 절 자료	150
1. 강수량 실측치 자료	150
2. GMS-5 IR 자료	152
제 3 절 강수량 복원 알고리즘	154
1. Arkin 방법(ARKT)	154
2. Negri-Adler-Wetzel 방법(NAWT)	154
3. 대류-층운형 방법(CST)	155
제 4 절 결과	157
제 5 절 결론 및 토의	166
제 7 장 열대성 저기압에 의한 집중 호우 감시 시스템 구축	168
제 1 절 목적 및 내용	168
제 2 절 열대성 저기압 모형들의 특징	169
1. KTM(Korea Typhoon Model)	169
2. 적응 격자체계 열대성 저기압 모형 (BATS: Barotropic Adaptive-grid Typhoon System)	154
3. GFDK(Geophysical Fluid Dynamic Korea) 열대성 저기압 모형	169
4. 전지구 모형(GDAPS)	170

제 3 절 주요 결과	171
1. 전지구 예보 시스템과 열대성 저기압 모형과의 연계 운영	171
2. 지구 물리 유체 역학 열대성 저기압 모형 (GFDK) 구축	171
3. KTM 예측 진로에 대한 확률 63% 반경 산출	172
4. 그래픽 시스템 구축	172
제 8 장 동계 대설 특성 연구	174
제 1 절 영동 대설시 대관령과 강릉지역의 적설량 차이를 일으키는 종관 구조 ...	174
1. 서론	174
2. 자료	175
3. 자료 분석	175
4. 신적설량(또는 강수량) 비교 분석	177
5. 사례별 종관 특성	178
6. 종합 및 결과	221
제 2 절 호남지방 대설 발생의 종관환경	226
1. 서론	226
2. 자료 분석 및 호남 대설의 정의	226
3. 호남지방 대설의 종관환경	231
4. 종관환경 변화와 호남지방 강설	244
5. 요약 및 결론	257
제 9 장 참고문헌	266

Content

Summary	i
Summary in English	v
Contents in English	xv
List of Figures	xix
List of Tables	xxviii
Chapter 1. Introduction	1
Section 1. Purpose and Scope of the research and development	1
Section 2. Approach to the study	3
Chapter 2. Development of Fine-Grid Model	5
Section 1. Introduction	5
Section 2 . Development of Mesoscale Forecast Model	7
1. Introduction	7
2. Model description	7
3. Domain of the model	12
4. Performance test	14
5. Result and descussion	30
Section 3. Numerical model simulation of Yeonchon food event using ARPS mode	31
1. Introduction	31
2. Model description of ARPS	32
3. Survey on the Yeonchon flood event	36
4. Design of numerical model and simulation of severe weather	37
5. Conclusion	38

Section 4. Database of flood event from 1979 to 1996	43
1. Introduction	43
2. Data and Database	43
3. Survey on the Yeonchon food event	46
4. The usage of flood event database	54
Chapter 3. Numerical experiment of run-off prediction model	56
Section 1. Introduction	56
Section 2. Investigation of regional runoff models and their theories	57
1. Modified Sacramento Model	58
2. TOPMODEL	61
3. State space type reservoir model	67
Section 3. Case study	71
1. Domain of experiment and data	71
2. State space type reservoir model	73
3. Modified Sacramento Model	74
4. TOPMODEL	86
Section 4. Conclusion and further study	98
Chapter 4. Simulation of local climate	100
Section 1. Introduction	100
Section 2. Model description	103
Section 3. Simulation of hydrometeorology	104
Section 4. Results and discussion	108
Chapter 5. Development of Radar data retrieval algorithm	114
Section 1. Introduction	114
Section 2. Current status of foreign and domestic countries	116
1. History of wind field retrieval	116

2. What make us be enchanced?	118
3. Contents and results	119
Section 3. VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System)	130
1. Data processing	133
Section 4. Case study	137
1. Meteorological background	137
2. Assessment of VARD technique	138
3. Assessment of VDRAS technique	140
Section 5. Accomplishment and contribution	145
Section 6. Plans for application of the results	146
Chapter 6. Estimation of rainfall over Korea using GMS-5 Infrared data	147
Section 1. Introduction	147
Section 2. Data	150
1. Observed data of precipitation	150
2. GMS-5 IR data	152
Section 3. Rainfall retrieval algorithm	154
1. Arkin technique(ARKT)	154
2. Negri-Adler-Wetzel technique(NAWT)	154
3. Convective-stratiform type technique(CST)	155
Section 4. Results	157
Section 5. Conclusion and discussion	166
Chapter 7. Development of Typhoon monitoring system	168
Section 1. Purpose and contents	168
Section 2. Characteristics of Typhoon Models	169
1. KTM(Korea Typhoon Model)	169
2. BATS(Barotropic Adaptive-grid Typhoon System)	169
3. GFDK(Geophysical Fluid Dynamic Korea)	169

4. GDAPS(Global Data Assimilation and Prediction System)	170
Section 3. Results	171
1. Combined operating of GDAPS and Typhoon Model	171
2. Build up GFDK	171
3. prediction of KTM path with the radius of 63% in probability	172
4. Build up the graphic system	172
Chapter 8. Study on the characteristics of heavy snowfall	174
Section 1. Atmospheric patterns and reasons which causes the winter heavy snowfall in Taegwallyong and Kangnung	174
1. Introduction	174
2. Data	175
3. Data analysis	175
4. Comparison of fresh snow cover	177
5. Synoptic characteristics of two cases	178
6. Results	221
Section 2. Synoptic pattern of heavy snowfall case in Honam area	226
1. Introduction	226
2. Data analysis and definition of Honam heavy snowfall	226
3. Synoptic pattern of Honam heavy snowfall	231
4. Temporal change of synoptic pattern	244
5. Summary and conclusion	257
Chapter 9. References	266

Figure List

Fig. 1.2.1 The conceptual diagram of the project "The Technical Development of Monitor, Forecast, and Prevention against Severe Weather and Disaster".	4
Fig. 2.2.1 60km Experiment Domain of MAS for East Asia. Internal area is for 20km nesting.	13
Fig. 2.2.2 Total precipitation during 1990.9.10 ~ 9.12 (Case 2).	15
Fig. 2.2.3 Analysis field for mean sea level pressure for Case 1.	17
Fig. 2.2.4 Forecasted field for mean sea level pressure by MAS model for Case 1.	18
Fig. 2.2.5 24 hour precipitation forecasted by MAS mode for Case 1.	21
Fig. 2.2.6 Total precipitation distribution during 1996.7.26 ~ 7.29 (Case 4).	22
Fig. 2.2.7 Analysis field for mean sea level pressure for Case 4.	24
Fig. 2.2.8 Forecast field for mean sea level pressure by MAS model for Case 4.	25
Fig. 2.2.9 24 hour precipitation forecasted by MAS mode for Case 4.	26
Fig. 2.2.10 Hourly precipitation of Chorwon during Yeonchon flood event (1996.7.25 01LST - 29 00LST) (Case 4).	29
Fig. 2.3.1 GMS IR pictures for (a) 1996. 7. 25 12UTC (b) 1996. 7. 26. ...	39
Fig. 2.3.2 The hourly precipitation on Cholwon from 1999. 7. 26 to 7. 28.	40
Fig. 2.3.3 12 hour accumulated rainfall (mm) for (a) Kain-Fritsch scheme, (b) Explicit micro-physics.	40
Fig. 2.3.4 3 hour accumulated rainfall (mm) for (a) 03, (b) 06, (c) 09, (d) 12 UTC forecast with Kain-Fritsch scheme and (e) 03, (f) 06, (g)	

09, (h) 12 UTC with Explicit micro-physics.	41
Fig. 2.4.1. The surface stations in Korea.	45
Fig. 2.4.2. Displayed database with MS Access execution.	47
Fig. 2.4.3. The main displaying of heavy rainfall cases search.	47
Fig. 2.4.4. Yearly search.	47
Fig. 2.4.5. Heavy rainfall case on June 24, 1981.	48
Fig. 2.4.6. Radar echo on June 24, 1981.	49
Fig. 2.4.7. Selecting menu to display more detail image.	50
Fig. 2.4.8. Displaying more detail image.	51
Fig. 2.4.9. Search by maximum rainfall region.	51
Fig. 2.4.10. Heavy rainfall cases on August 24, 1980.	52
Fig. 2.4.11. Heavy rainfall cases on September 1, 1983.	52
Fig. 2.4.12. Heavy rainfall cases on July 17, 1990.	53
Fig. 2.4.13. The surface charts on July 24, 1990.	54
Fig. 3.2.1 Schematic Description of the Modified Sacramento Model.	64
Fig. 3.2.2 Schematic Description of the TOPMODEL.	64
Fig. 3.2.3 Computational Algorithms of SFD and MFD Methods.	66
Fig. 3.3.1 Study Areas.	72
Fig. 3.3.2 Model Performance of SFM on the Soyang River Basin.	75
Fig. 3.3.3 The Behavior of Snowpack Properties.	78
Fig. 3.3.4 Time Variations of Soil Moisture and Runoff Depending on Snowmelt.	78
Fig. 3.3.5 Computation Algorithm of the Downhill Simplex Method.	82
Fig. 3.3.6 Results of Hourly Runoff Analysis on the Pyungchang River Basin.	82
Fig. 3.3.7 Model performance on the Pyungchang River Basin.	84
Fig. 3.3.8 Model Performance on the Naerin River Basin.	84

Fig. 3.3.9 Model Performance on the Soyang Basin, 1990 Event.	85
Fig. 3.3.10 Model Performance on the Soyang Basin, 1991 Event.	85
Fig. 3.3.11 DEM of the Soyang River Basin.	87
Fig. 3.3.12 Subdivisions of the Soyang River Basin.	87
Fig. 3.3.13 Spatial Values of Topographic Index on the Soyang River Basin.	88
Fig. 3.3.14 Frequency Distribution of Topographic Index on the Soyang River Basin.	89
Fig. 3.3.15 Results of Daily Runoff Analysis by TOPMODEL on the Soyang River Basin.	89
Fig. 3.3.16 Model Performance on the Soyang Basin, 1990 May Event.	91
Fig. 3.3.17 Model Performance on the Soyang Basin, 1995 August Event.	91
Fig. 3.3.18 Simulated Discharge Hydrographs at Several Locations Within the Soyang River Basin.	92
Fig. 3.3.19 River Flow Responses According to the Accuracy of Rainfall rediction.	94
Fig. 3.3.20 Computed Flows Depending on the Predicted Rainfalls of MAS Model.	97
Fig. 4.1.1. A schematic diagram of the Regional Climate System Model (RCSM).	101
Fig. 4.3.1 (a) Terrain height and (b) soil texture of MAS model.	105
Fig. 4.3.2 (a) Green Leaf Fraction, (b) Leaf Area Index.	106
Fig. 4.3.3 (a) Soil temperature, (b) Soil moisture of top soil layer. ...	107
Fig. 4.4.1 (a) Simulated total rainfall, (b) GPCP precipitation of April 1995.	109
Fig. 4.4.2 Monthly mean soil moisture (%) (a) top layer, (b) bottom layer	110

Fig. 4.4.3	The changes of soil moisture w.r.t precipitation. Dashed line pre-presents bottom layer change while solid line top layer for (a) Beijing Area, (b) Yangtze Area and (c) south Korea.	111
Fig. 4.4.4	Daily change of surface fluxes for (a) Beijing area, (b) Yangtze area and (c) South Korea. LE, G, HE and Rn denote the latent heat flux, ground heat flux, sensible heat flux and net radiation respectively.	112
Fig. 5.2.1	Geometry of the analysis area.	117
Fig. 5.3.1	Schematic of four-dimensional variational data assimilation. .	132
Fig. 5.3.2	The logical flow chart of adjoint procedure(Enricco, 1990). .	132
Fig. 5.3.3	Illustration of sampling volume used for Cartesian transformation of radar data(Mohr et. al., 1986).	134
Fig. 5.4.1	The radar reflectivity in dBZ with 0.5° elevation angle on 19:36:36GMT.	142
Fig. 5.4.2	Same as Fig.5.1.5 except for radial velocity.	142
Fig. 5.4.3	The radar reflectivity in dBZ with 0.5° elevation angle on 19:42:33GMT.	142
Fig. 5.4.4	Same as Fig.5.1.7 except for radial velocity.	142
Fig. 5.4.5	The radar reflectivity in dBZ with 0.5° elevation angle on 19:47:53GMT.	143
Fig. 5.4.6	Same as Fig.5.1.9 except for radial velocity.	143
Fig. 5.4.7	The horizontal velocity vector field before iteration.	143
Fig. 5.4.8	Same as Fig.5.1.11 except for after 50th iteration.	143
Fig. 6.2.1	Distribution of rain gauge stations (oval marks) used for the in situ measurements. Each rectangular grid over the Korean peninsula is the target area used for the area averaging process.	151

Fig. 6.4.1	Surface weather map at 1200UTC of 26 July 1996.	158
Fig. 6.4.2	(a) GMS image of brightness temperature in 11 μ m infrared channel at 1200 UTC of July 1996. (b) Estimated rain rates from the Arkin technique(ARTK) at the same time. Black areas represent 3 mmh ⁻¹ , respectively. (c) Estimated rain rates from the Negri-Adler-Wetzel technique (NAWT). Black and grey areas represent 9 mmh ⁻¹ and 1.8 mmh ⁻¹ , respectively. (d) Estimated rain rate from the convective-stratiform technique (CST). Shaded areas represent between 2 mmh ⁻¹ (stratiform; gray) and about 20 mmh ⁻¹ (convective; black), but depending on cloud top temperature. All rain estimates are calculated at 1200 UTC of 26 July 1996.	159
Fig. 6.4.3	Scatterplot of raingauge-observed versus satellite-estimated daily mean rain rates fro July 1996. Rain rate is an average at each grid box.	161
Fig. 6.4.4	Scatterplot of raingauge-observed versus satellite-estimated monthly mean daily rain rates for July 1996. Rain rain rate is an average at each grid box.	162
Fig. 6.4.5	Mean regional daily precipitation averaged over the Korean peninsular for July 1996. Comparisons between raingauge-observed data and values obtained from the satellite estimation techniques of ARKT, NAWT, and CST.	165
Fig. 6.4.6	Time evolution of hourly precipitation of raingauge-observed and three satellite estimates. Values are averaged over the northern Kyung-gi and Kangwon area.	165
Fig. 7.3.1	Comparison of the errors for various typhoon forecast model : (a) track errors of 4 typhoon models and (b) central pressure errors for 3 models.	173

Fig. 7.3.2 Typhoon model representation system for 4 typhoon models.	173
Fig. 8.1.1 Synoptic surface weather charts at (a) 00 UTC and (b) 12 UTC 31 January 1992.	179
Fig. 8.1.2 Snowfall amounts in cm for the 3-hour interval at (a) Taegwallyong and (b) Kangnung on 30-31 January 1992.	181
Fig. 8.1.3 Synoptic weather charts at 12 UTC 31 January 1992 for (a) 850 hPa level and (b) 500 hPa level.	182
Fig. 8.1.4 Temperature advection analysis charts in C/hr at (a) 00 UTC and (b) 06 UTC 31 January 1992 for 850 hPa level.	183
Fig. 8.1.5 The same as Fig. 4 except for moisture flux in $gm^{-2}s^{-1}$	185
Fig. 8.1.6 Vertical soundings at (a) 00 UTC and (b) 12 UTC 31 January 1992 at Pohang. Right solid lines and left dashed lines denote air temperature and dew point temperature, respectively.	186
Fig. 8.1.7 The same as Fig. 4 except for vertical p-velocity in $10^{-2}Pa/s$	188
Fig. 8.1.8 (a) The backward isentropic trajectory of the air parcels of 275 K (solid line) and 280 K (dashed line) started from Kangnung (37.75N, 128.90E) at 00 UTC 31 January 1992 and (b) the time series of vertical fluctuation of the isentropic surface of 275 K (solid line) and 280 K (dashed line) during transport. The positions of moving air parcel are plotted by dots every 6 hours.	189
Fig. 8.1.9 Synoptic surface weather charts at (a) 00 UTC and (b) 12 UTC 3 March 1995.	190
Fig. 8.1.10 The same as Fig. 2 except for 3 March 1995.	192
Fig. 8.1.11 The same as Fig. 3 except for 12 UTC 3 March 1995.	193
Fig. 8.1.12 Temperature advection analysis charts in C/hr at (a) 06 UTC and (b) 12 UTC 3 March 1995 for 850 hPa level.	194

Fig. 8.1.13	The same as Fig. 12 except for moisture flux in $gm^{-2}s^{-1}$	195
Fig. 8.1.14	The same as Fig. 6 except for 3 March 1995.	197
Fig. 8.1.15	The same as Fig. 12 except for vertical p-velocity in $10^{-2}Pa/s$	198
Fig. 8.1.16	The same as Fig. 8 except for 12 UTC 3 March 1995.	199
Fig. 8.1.17	The same as Fig. 1 except for 3 February 1997.	201
Fig. 8.1.18	The same as Fig. 2 except for 3 February 1997.	202
Fig. 8.1.19	The same as Fig. 3 except for 00 UTC 3 February 1997.	204
Fig. 8.1.20	The same as Fig. 4 except for 3 February 1997.	205
Fig. 8.1.21	The same as Fig. 20 except for moisture flux in $gm^{-2}s^{-1}$	206
Fig. 8.1.22	The same as Fig. 6 except for 3 February 1997.	208
Fig. 8.1.23	The distribution of vertical p-velocity in $10^{-2}Pa/s$ at (a) 00 UTC and (b) 06 UTC 3 February 1997 for 850 hPa level, and (c) 00 UTC and (d) 06 UTC 3 February 1997 for 700 hPa level.	209
Fig. 8.1.24	The same as Fig. 8 except for 00 UTC 3 February 1997.	210
Fig. 8.1.25	The same as Fig. 1 except for 29 January 1994.	212
Fig. 8.1.26	The same as Fig. 2 except for 29 January 1994.	213
Fig. 8.1.27	The same as Fig. 3 except for 00 UTC 29 January 1994.	215
Fig. 8.1.28	The same as Fig. 4 except for 29 January 1994.	216
Fig. 8.1.29	The same as Fig. 28 except for moisture flux in $gm^{-2}s^{-1}$	217
Fig. 8.1.30	The same as Fig. 6 except for 29 January 1994.	219
Fig. 8.1.31	The same as Fig. 23 except for 29 January 1994.	220
Fig. 8.1.32	The same as Fig. 8 except for 06 UTC 27 January 1994.	222
Fig. 8.1.33	Schematic diagrams for (a) Type A and (b) Type B.	225
Fig. 8.2.1	Monthly mean number of days (a) and daily mean amount of new snowfall (b) when new snowfall amount above 10 cm occurred in the southwestern		

region of Korea.	230
Fig. 8.2.2 Composite maps of the surface pressure pattern 1(a), pattern 2(b) and pattern 3(c) from 36 hours(snpl-3) before the heavy snowfall to the heavy snowfall occurrence time(snpl-0) in the southwestern region of Korea at an interval of 12 hours.	233
Fig. 8.2.3 Mean amount of new snowfall in the surface pressure pattern 1(a), pattern 2(b) and pattern 3(c) when new snowfall above 10 cm occurred in the southwestern region of Korea.	236
Fig. 8.2.4 As in Fig. 2 except for 850 hPa level. Solid lines represent geopotential heights at an interval of 30 gpm and dashed line temperature at an interval of 5 C. Arrows are wind vectors scaled according to the index of 20 m/sec below the each map.	237
Fig. 8.2.5 As in Fig. 2 except for 500 hPa level. Solid lines represent the geopotential heights at an interval of 60 gpm and dashed lines temperature at an interval of 5 C.	241
Fig. 8.2.6 850 hPa composite maps for the surface pressure pattern 1 of the cases with new snowfall amount between 5 cm and 10 cm(a), 0 cm and 5 cm(b) and with no precipitation(c). The contours and arrows are the same as in Fig.4.	247
Fig. 8.2.7 The divergence of Q-vector on the 850 hPa level for the surface pressure pattern 1 with new snowfall amount above 10 cm(a), between 5 cm and 10 cm(b), 0 cm and 5 cm(c), and with no precipitation(d). The contour interval is $0.25 \times 10^{-15} \text{ deg sec}^{-1} \text{ m}^{-2}$	249
Fig. 8.2.8 Temperature advection on the 850 hPa level in the southeastern region (32-34N, 124-126E) of Yellow Sea for the surface pressure pattern 1. sn10 in legend represents the cases of new snowfall amount above 10 cm, sn05 between 10 cm and 5 cm, sn00 between 0 cm and 5 cm and nop for	

the cases of no precipitation.	250
Fig. 8.2.9 The product of the geostrophic wind speed(m/sec) in the surface pressure by the sea - air temperature differences(C) in the southeaternregion(32-34N, 124-126E) of Yellow Sea for the surface pressure pattern 1. 0 hours in the abscissa is the heavy new snowfall occurrence time in the southwestern region of Korea. The symbols in legend are the same as in Fig.8.	251
Fig. 8.2.10 As in Fig. 6 except for the surface pressure pattern 2.	252
Fig. 8.2.11 As in Fig.7 except for the frontogenesis function on the 850 hPa level for the surface pressure pattern 2 with new snowfall amount above 10 cm(a), between 5 cm and 10 cm(b), 0 cm and 5 cm(c), with rain(d) and with no precipitation(e). The contour interval is $1.0 \times 10^{-15} \text{ deg}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ m}^{-2}$	254
Fig. 8.2.12 As in Fig.8 except for the surface pressure pattern 2.	255
Fig. 8.2.13 As in Fig.9 except for the surface pressure pattern 2.	256
Fig. 8.2.14 As in Fig.10 except for the surface pressure pattern 2.	258
Fig. 8.2.15 As in Fig.7 except for the surface pressure pattern 3.	260
Fig. 8.2.16 As in Fig.11 except for the surface pressure pattern 3.	261
Fig. 8.2.17 As in Fig.8 except for the surface pressure pattern 3.	262
Fig. 8.2.18 As in Fig.9 except for the surface pressure pattern 3.	263

Table List

Table 1.1.1 The amount of damage from Natural disaster during recent 10 years(unit : 100 million, reference year : 1993).	2
Table 2.2.1 Summary of case studies.	30
Table 2.3.1 Time scale, spatial scale, temperature scale and others in ARPS model.	33
Table 2.4.1. The distribution of monthly and yearly occurrences of the selected cases	44
Table 3.3.1 The statistical results of observed river flow and computed flow during non-winter season(April-October).	83
Table 3.3.2 River flow responses depending on the variability of precipitation	95
Table 5.4.1 The rainfall rate(mm/hr) from 31th Jul. to 1st Aug.at two stations.	138
Table 5.4.2 The observational parameter of Kunsan radar.	139
Table 6.2.1 Characteristics of the GMS-5 VISSR sensor.	152
Table 6.4.1 Statistics of monthly mean rainfall between guage observations and satellite estimates for July 1996.	160
Table 6.4.2 Statistics of regional daily precipitation between guage observations and satellite estimates for July 1996.	163
Table 7.3.2 Improvement of data supplied to tropical cyclone model	171
Table 8.2.1 Number of days with new snowfall amount above 10 cm at each station according to the surface pressure patterns during the period of 1964.11-1994.3.	231
Table 8.2.2 Mean pattern correlation between each map on which the heavy snowfall occurred in the southwestern region of Korea and the	

composite map of surface and 500 hPa level(right column) from 36 hours before the heavy snowfall to the heavy snowfall occurrence time. The value in parenthesis is its standard deviation. 245

Table 8.2.3. Number of days with the pattern correlation above the mean value or 0.9 in the cases of the mean value below 0.9 in Table 8.2.2 according to the precipitation amount and type in the southwestern region of Korean peninsula. 245

제 1 장 서 론

제 1 절 연구 개발의 목적과 범위

자연 현상이 주변의 조건과 겹쳐 인간의 생명과 재산의 손실을 가져오는 것을 자연재해라고 정의한다면 이러한 자연 현상 중에서 가장 많은 피해를 초래하는 것이 폭우와 홍수 등의 악기상 현상에 의한 것이다. 특히 최근 엘니뇨 현상, 기후 변동 등에 의하여 예기치 못한 극렬한 악기상 현상이 빈발하여 피해는 날로 증가하고 있다. 또한 인구의 증가와 문명의 발달로 도시화가 급격히 진행 되면서 이러한 자연재해의 피해는 그 규모가 대형화 되어 가는 추세에 있다.

북반구의 중위도에 위치하고 있어서 제트의 경로에 위치하고, 동으로는 태평양이 란 대양과 서로는 아시아라는 큰 대륙의 사이에 놓인 한반도는 그 지리적, 기상학적 조건에 의하여 태풍, 저기압 등의 악기상 현상의 통과 구역에 위치하게 되어 매년 악기상 현상에 직접적인 영향을 받고 있다. 이러한 위치적 조건에 더하여 산악이 많은 국토와 빠른 산업화 과정을 겪고 있는 실정에서 무분별한 국토 개발 등에 의한 홍수나 산사태 등이 발생하기 쉬운 조건을 갖추게 되어 집중 호우 등의 악기상 현상에 취약한 환경을 갖고 있다. 또한 인구의 증가와 하천의 하류에 위치한 대도시의 발달은 인구 및 재산의 과밀을 초래하여 악기상에 의한 피해가 가중되는 일이 잦아지고 있다. Table 1.1.1은 1984년에서 1993년까지 우리 나라의 풍수해 관련 피해액을 나타낸 것이다. 이 10년간 연 평균 재산 피해는 4천억원 이상, 인명 피해는 270명 이상으로 국민의 생활과 산업 활동에 위협적인 피해이다. 이 자연 재해의 원인 중에서 태풍, 호우, 폭풍 등 악기상에 의한 원인이 대부분을 차지하고 있어서 전체 인명 및 재산 피해의 98.6%를 차지하고 있다. 1998년에는 여름철 장마가 끝나고 닥친 호우에 의하여 수천의 이재민이 발생하고, 1조에 가까운 재산피해를 입어 악기상에 의한 자연 재해는 전쟁을 제외한 그 어느 사건보다 더 심각한 것을 알 수 있다.

Table 1.1.1 The amount of damage from Natural disaster during recent 10 years(unit : 100 million, reference year : 1993)

종목 원인	사 망 (인)	이재민 (인)	침수면적 (정보)	건 물	선 박	농경지	농작물	공공시설	기 타	합 계
호 우	1,437	961,583	847,226	394.7	155.8	1,941.7	7,752.1	12,891.0	4,008.2	27,143.5
태 풍	649	163,870	200,267	127.4	40.7	399.3	2,340.4	6,425.0	1,710.6	11,243.4
폭 풍	624	27,039	6,767	11.6	187.9	0.1	243.8	419.8	804.5	1,657.7
설 해	2	410		6.6			3.0	47.4	216.0	273.0
우 박	12						301.5	0.2	3.2	304.9
낙뢰	25							4.7		
해 일		353	482				1.5		20.6	26.8
지 진									3.9	3.9
합 계	2,749	1,153,172	1,054,742	540.3	386.4	2,341.1	10,641.9	19,788.1	6,764.0	40,653.2
평 균	275	115,318	105,475	54.0	38.6	234.1	1,064.2	1,978.8	676.4	4,065.3

사회의 발달에 따라 악기상(집중호우, 태풍, 홍수, 가뭄 등)에 의한 재해의 규모는 계속 증가하고 있으나, 관련된 기상 또는 수문학적인 연구는 주로 악기상 현상의 역학적 메커니즘 규명 또는 수치예보 모형 개발에 머무르고 있는 실정이다. 또한 이러한 연구는 주로 대학이나 연구 기관에 의해 수행되어 실제 재해 방지 차원에서 볼 때, 여러 가지 여건상 매우 미흡한 실정이다. 그러므로 이 연구에서는 대학과 연구 기관 및 악기상에 의한 재해에 직접적인 이해와 책임이 있는 국가기관(기상청)을 포함한 연구진을 구성하여, 취약한 재해 방지 시스템을 연구함과 동시에 가능한 한 최단 시일에 이를 현업에 활용하는 것을 목적으로 하고 있다.

제 2 절 연구 진행 방법

본 연구는 악기상 현상에 대한 포착과 예측 그에 따른 피해 요인의 발생까지를 포괄적으로 다루고 있다. 이를 위하여 관측 및 자료의 수집에 역점을 둔 원격 탐사 자료를 이용한 악기상 현상의 포착과 초기 자료의 생산, 이 자료를 이용한 악기상 현상의 예측, 악기상 현상에 동반되어 직접적인 피해를 유발할 수 있는 홍수의 예보로 크게 분류하여 연구가 진행되었다. 또한 우리 나라의 악기상에 중요한 요인인 태풍의 예보를 위한 연구가 2차년도 까지 진행 되었다. 이러한 구성 요소는 각각이 직접 일선 재해 대응을 위한 도구로 사용할 수 있다.

이러한 구도를 전제로 하여 레이더 자료를 이용한 악기상 현상의 포착, 위성 자료를 이용한 호우 지역의 포착을 시도하였다. 이러한 시도는 이어서 레이더를 이용하여 구할 수 있는 자료를 수치 예보에 이용하기 위한 바람장 분석을 연구하게 되었다. 기존의 관측 자료와 이러한 원격 탐사 자료를 조합하여 단기간의 악기상을 예측할 수 있는 수치예보 모델을 우리 나라 지역에 맞도록 구축하고 이의 적용 가능성에 대한 실험을 수행하였다. 도입된 모델은 우리 나라 지역의 일기 변화를 예측할 수 있는 영역을 대상으로 대표적인 악기상 현상에 대하여 실험되었으며 그 결과를 토대로 하여 악기상 예보 시스템으로 모여져 나갈 것이다. 관측 및 수치예보의 결과는 하천 유출 모델에 적용되어 홍수의 예보에 사용되어 실질적인 악기상의 피해를 줄일 수 있는 방향으로 연구를 진행하려 나가고 있다. 하천 유출 모델은 각 하천 유역에 대한 정밀한 자료를 토대로 그 결과를 검증하며 우리 나라 지역에 맞는 유출 모델의 선정 및 보완이 진행되고 있다. Fig. 1.2.1은 이러한 연구진행을 위한 주제별 구성도를 보여주고 있다.

이와 같이 주제별로 진행되고있는 연구 결과들은 다음 단계에서 통합되어 악기상에 의한 자연 재해에 대비할 수 있는 통합 시스템의 모체가 될 수 있도록 연구의 방향을 잡아나가게 될 것이다.

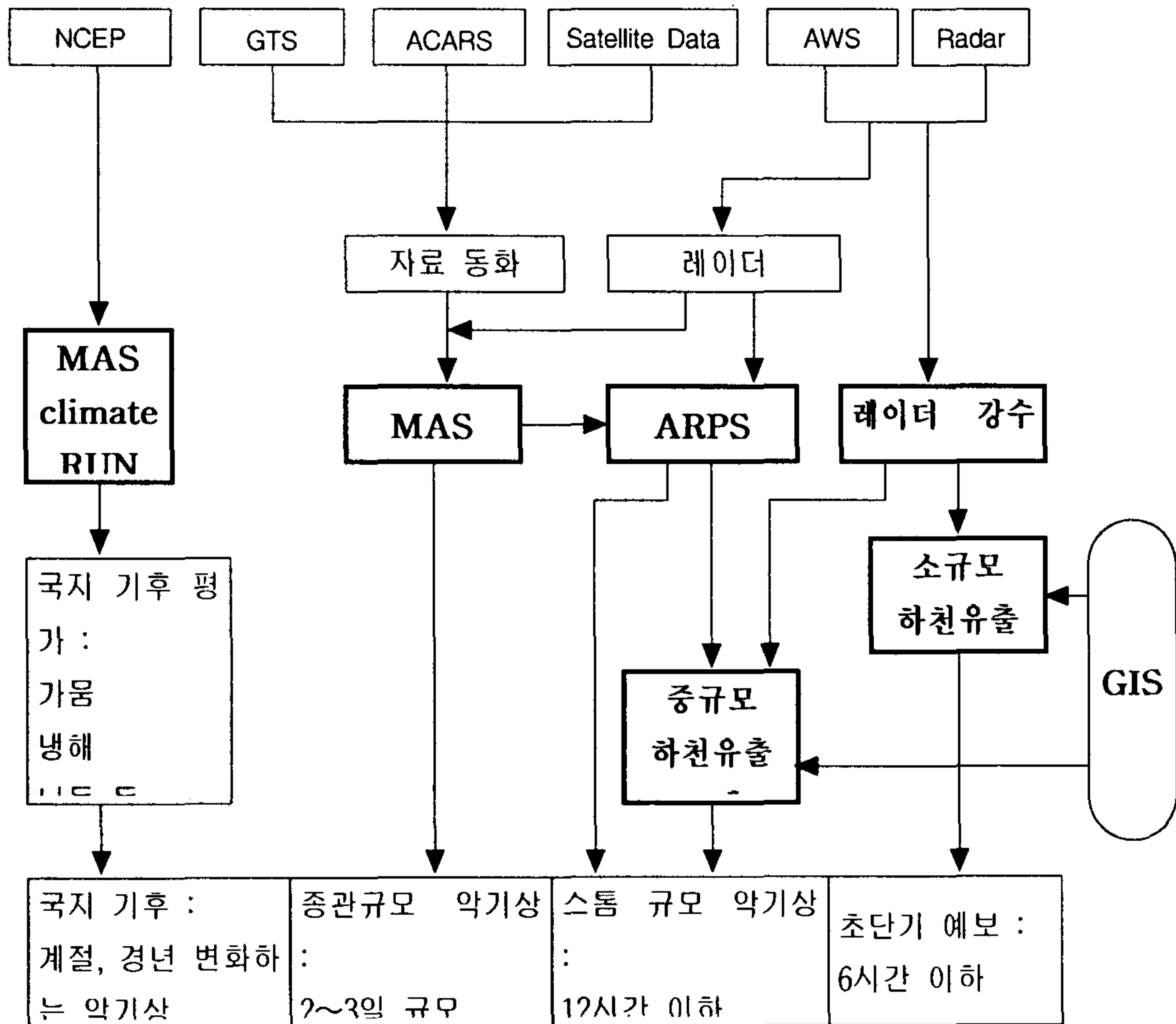


Fig. 1.2.1 The conceptual diagram of the project "The Technical Development of Monitor, Forecast, and Prevention against Severe Weather and Disaster".

제 2 장 미세격자 모델 개발 연구

제 1 절 서론

자연재해에 있어 그 빈도가 가장 높고 피해액이 가장 큰 집중호우와 이에 따른 홍수를 예보하기 위하여, 집중호우 관측 감시망을 이용한 호우 조기 경보 및 강수량의 정량적 산출, 보다 정확한 강수량 예보와 이를 이용한 홍수 예보 시스템의 연결에 대한 연구가 필수적이다. 집중호우나 태풍 등 악기상 현상은 국지적이며 변화가 급격하다는 공통적인 특성을 가지고 있다. 그러므로, 현재 기상청과 건설교통부가 보유하고 있는 자동관측장비(AWS), 자동강수량 관측망을 최대한 활용함과 동시에 도플러 레이더, 기상 위성 등 원격 탐사 자료를 활용하여 강수 현상을 탐지하고, 정량적인 강수량을 산출하는 것이 강수에 의한 재해 방지 연구에 우선적으로 수행되어야 할 것이다. 특히 기상청에서 보유하고 있는 도플러 레이더 자료는 강수량을 정량적으로 산출하여 집중호우의 발생을 조기 포착할 수 있을 뿐만 아니라, 집중호우 시스템의 3차원적 구조 파악에도 매우 유용한 자료이다.

단시간 및 단기 예보의 정확도와 적시성을 개선시키는 데에는 최신 관측 장비를 동원한 기상관측, 진보된 역학 과정과 물리 과정, 최신 수치 기법을 사용한 수치모델, 그리고 수치결과를 최단시간에 처리할 수 있는 슈퍼컴퓨터의 보유가 필수적이다. 현재 기상청과 기상연구소는 수치예보 모델에 대한 경험과 기술이 축적되어 있으며, 자체의 슈퍼컴퓨터를 보유하고 있어, 정량적 강수량 예보를 위한 미세격자 수치모델을 개발할 여건이 성숙되어 있다. 따라서 우리나라의 재난 경보와 효율적인 수자원 관리를 위해서 강수량을 정량적으로 예측할 수 있는 지역강수 모델 개발이 절실히 요구되고 있다.

본 연구에서는 짧은 시간에 일어날 수 있는 악기상 현상을 조기에 예측하고 이에

따른 대책을 세우는데 중요한 역할을 하는 미세격자 수치예보 모델을 개발하여 악기상에 의한 피해를 저감하는데 기여하고자 한다. 개발의 대상이 되는 미세 격자 모델은 극동 아시아 지역의 일기를 수일 내에 예보할 수 있는 중규모 모델과 해상도가 더 높아 지형 및 지리적 환경을 더 잘 표현할 수 있는 고해상도 모델의 두 가지를 병행하여 개발하여 상호 보완적인 예보 시스템으로 사용하려고 한다.

중규모 모델은 미국 로렌스 리버모어 국립 연구소에서 개발되어 실험용으로 사용되고 있는 중규모 대기 모의 모델(Mesoscale Atmospheric Simulation Model, MAS Model)을 모태로 채택하여 한국지역에 이식하였으며 개발중인 모델의 상세한 부분을 더 발전시켜 사용하도록 하였다. 또한 고해상도 모델은 미국 오클라호마 대학내의 스톰 예보센터(Center for Analysis and Prediction of Storms, CAPS)에서 개발된 ARPS (Advanced regional Prediction System)를 채택하였다. 새로운 모델의 개발이 아닌 기존의 모델을 채택하여 한국 지역에 이식하여 개발 기간을 줄이고 일정 수준이상의 신뢰도를 확보하고 연구에 들어가는 방식을 취하였다.

제 2 절 중규모 일기예보 모델의 개발

1. 서론

중규모 일기 예보 모델은 통상적인 일기 예보의 범위에 속하는 수일간의 예보를 수행하기 위하여 운영되는 것이다. 이러한 규모의 일기를 예보하기 위해서는 북동 아시아 전역을 대상으로 영역을 설정하여 며칠간의 일기 변화를 계속 추적할 수 있어야 하며 중위도 일기 변화를 결정하는데 중요한 역할을 하는 고기압과 저기압의 이동을 포착할 수 있어야 한다. 기존에 운영되고 있는 중규모 일기 예보 모델은 기압계의 동향은 대략 추적하고 있으나 강수량의 예측은 양이나 위치는 비교적 오차가 큰 편이다. 이러한 문제는 중규모 모델의 해상도가 강수를 유발하는 소규모 강수현상을 잘 표현하지 못하기 때문에 생기는 것으로 정밀한 매개 변수화 및 비대류성 강수 과정이 필요하다. 이 연구에 사용되는 MAS 모델은 이러한 문제를 해결하기 위해 비대류성 강수 과정의 정밀도를 높였으며 아울러 이와 혼합하여 대류성 강수와의 상관 관계를 높여 강수량의 정확도와 위치 예측의 정확도를 높이려고 시도하였다. 이러한 중규모 모델의 결과는 다시 일방 전달형 등지화 과정을 거쳐 보다 정밀한 수치예보 모델에 초기 자료 및 경계 자료를 제공해 줄 수 있을 것이다.

2. 모델

이 연구에 사용된 모델은 대기 모델과 토양 모델이 쌍방향 대화형 등지화 기법이 적용된 MAS-SPS (Snow-Plant-Soil) 모델이다. 이 모델은 대기와 지표면의 되먹임 과정을 모의할 수 있으며, 지표에서의 물과 에너지의 교환을 잘 모의하는 것이 장점이라고 할 수 있다. 모델에서 지표면은 나대지, 자유수면, 단일층 차폐물을 포함하는 가상적 합성체이다. 전체 지표 증발은 각 요소로부터의 기여분을 적분하여 계산

하며, 지표에서의 하향 단파 및 장파 복사와 강수는 대기 모델에서 계산된다. 상향 장파 복사와 지표와 대기간의 난류 열 전달은 지표 에너지 균형 방정식의 비선형 형식을 반복적으로 풀어서 계산한다(Kim and Ek, 1995).

가. 중규모 대기 모의 모델

중규모 대기 모의 모델(MAS model)은 연직 σ -좌표계를 채택한 원시방정식의 제한 지역 모델이다. 이 연구에서는 18층의 버전을 사용한다. 지도 투영법으로 만들어진 좌표계에서 지배방정식의 플러스 형은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\pi \vec{V})}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \frac{\pi u \vec{V}}{m} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\pi v \vec{V}}{m} \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial \sigma} \pi \dot{\sigma} \vec{V} - m \left(\pi \nabla \phi - \sigma \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \nabla \pi \right) \\ & + \pi (\vec{\xi} \times \vec{V} + \vec{F}) \end{aligned} \quad (2.2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\pi \theta)}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \frac{\pi u \theta}{m} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\pi v \theta}{m} \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial \sigma} \pi \dot{\sigma} \theta + \pi Q \end{aligned} \quad (2.2.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\pi q)}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \frac{\pi u q}{m} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\pi v q}{m} \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial \sigma} \pi \dot{\sigma} q + \pi S \end{aligned} \quad (2.2.3)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -m^2 \int_{\sigma=1}^{\sigma=0} \left[\frac{\partial}{\partial x} \frac{\pi u}{m} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\pi v}{m} \right] d\sigma \quad (2.2.4)$$

$$d\phi = -C_p \theta dP \quad (2.2.5)$$

여기서 $\vec{\xi} = [f - v(\partial m / \partial x) + u(\partial m / \partial x)] \hat{k}$ 는 전향력 인자(f)와 곡률항

의 합, m 은 지도인자, θ 는 온위, q 는 스칼라 변수(수증기, 수문학적 강수 입자, 희소 기체 등)이며, $\pi = p_{sfc} - p_{top}$ 는 모델 대기의 기압 두께를 나타낸다.

$\sigma = (p - p_{sfc})/\pi$, $P = (p/p_0)^{R_d/C_p}$ 이며 $p_0 = 1000$ hPa, Q 는 현열 가열율 ($K_s - 1$), \hat{k} 는 연직 방향의 단위 벡터이다. S 는 q 의 쏘스나 싱크항이며 부호에 의존한다. 다른 표기는 일반적인 의미를 갖는다(Anthes and Warner 1978; Arakawa and Suarez 1983, etc.). σ -면의 연직 속도는 질량 연속 방정식의 연직 적분을 이용하여 구한다.

$$\frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = -\frac{m^2}{\pi} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] - \frac{\partial \pi}{\partial t} \quad (2.2.6)$$

종속 변수는 Arakawa-C 격자의 차격자계를 사용하며 연직방향으로는 로렌즈 격자(Lorenz, 1960)를 사용한다. 이류 방정식은 Takacs (1985)의 3-차 정확도 방식을 사용하여 푼다. 이 방식은 위상 오차와 소규모 수치적 발산을 무시할 수 있다. 종속 변수의 비대류성 연직 차분은 Arakawa and Suarez (1983)의 방식을 따른다.

격자 규모 응결과 강수는 Cho 등(1989)의 용적 구름 미세물리 방식의 4 계급 버전을 사용하여 계산한다. 이 변형된 방식은 싸락눈과 관련된 미세물리 과정은 무시한다. 민감도 실험에 의하면 10 km보다 더 큰 격자의 해상도에서 구름효과와 강수를 모의하는데 싸락눈의 기여도는 적은 것으로 나타난다. 대류성 강수는 Anthes (1977)의 적은 매개변수화에 의하여 계산된다. 물의 보존성을 확실히 하기 위하여 격자 규모의 응결과 대류성 강수는 결합되어 대류에 의하여 보정되는 수분의 물리장이 미세규모 상호작용을 계산하는데 사용된다. 이러한 결합을 위하여 Anthes (1977)의 원래 방식이 변형되어 대류 응결이 가열률에 따라 각 모델 면에 존재하는 수적들에 더해진다. 이러한 변형은 위상변화에 따른 전체 물과 에너지의 보존을 확실하게 한다. 또한 수치적 포인트 스톱(Giorgi, 1991)의 발생을 현저하게 줄였다. 명시적 미세물리 방식의 사용함에 따른 부가적인 잇점은 구름의 광학적 성질이 수적들의 연직 분포에 따라 복사 계산에 대하여 직접 계산되는 것이다. 태양(Stephens,

1978) 및 지구 복사(Starr and Cox, 1985) 전달에 대한 얼음 및 물 구름의 영향이 포함된 후에 태양 복사와 지구복사는 Harshvardahn 등(1987)에 따라 계산된다. 일곱 개 밴드의 태양 복사 방식은 대규모 광학적 두께에 대하여서는 delta-Eddington 근사를 사용한다. 반면 소규모 광학적 두께에 대하여서는 2 스트림 근사가 사용된다. 지구 복사 전달 방식은 대기층의 용적 방사도에 기초를 둔다.

하층 경계에서의 연직 에디 전달은 Deardorff (1978)의 용적 기체역학 방식을 사용하여 계산한다. 또한 계산된 지표 끌림 계수는 지표의 에너지 균형 방정식을 풀며 지표 식생의 저항을 계산하기 위하여 SPS 모델에 사용된다. 지표 위의 연직 에디 전달은 에디 확산도가 Louis 등(1981)의 공식을 사용하여 계산하는 K-이론을 사용하여 계산한다.

나. 토양-식물-눈 모델

여기서는 미국 오레곤 주립대학의 결합 대기 식물 눈(Coupled Atmosphere Plant Snow, CAPS) 모델 (Mahrt and Pan, 1984; Pan and Mahrt, 1987)의 토양-식물-눈 부분으로부터 유래한 SPS 모델(SPS model)의 2층 버전을 사용한다. 이 연구에서는 상층과 하층의 토양층의 두께는 각각 5 cm 와 95 cm로 정하였다. SPS 모델은 단위체 적당 토양 수분, 토양 온도, 차폐물 수분, 물상당 적설량을 예보한다. 대기와 지표 면간의 열 및 수증기 교환의 계산에 사용되는 지면온도와 수증기 혼합비는 지표 에너지 균형방정식으로부터 계산된다. 간단한 SPS 모델의 방정식은 아래와 같다.

한 개의 토양 기둥에 대한 단위체적당 토양 수분 (Q), 토양 온도 (T), 토양 차폐물의 수분 (W_c)에 대한 지배방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_Q(Q) \frac{\partial Q}{\partial z} \right] + \frac{\partial D(Q)}{\partial z} + F_Q \quad (2.2.7)$$

$$C(Q) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_T(Q) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + F_T \quad (2.2.8)$$

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = P - D_r - E_c \quad (2.2.9)$$

여기서 $D(Q)$ 는 hydraulic 용량 (ms^{-1}), K_0 는 토양 수분 확산도 (m^2s^{-1}), K_T 는 토양 열 전도율 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), C 는 토양 열 용량 ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$), P 는 강수량, D_r 은 토양 차폐물로부터의 물 강하량, E_c 는 토양 차폐물로부터의 증발량이다. F_0 와 F_T 는 각각 토양 수분과 토양 온도의 쏘스나 싱크항이다. F_0 와 F_T 는 강수, 증발산, 유출, 누수, 지표하부의 토양 기둥의 연변 경계를 지나는 물과 토양 열의 전달이 포함된다.

열과 수분의 지표면 플럭스는 지표면 에너지 균형 방정식의 비선형형을 풀어서 결정한다.

$$R\downarrow - \varepsilon\sigma T_s^4 - H - L - G = 0 \quad (2.2.10)$$

여기서 $R\downarrow$ 는 지표의 하향 태양 및 지구 복사의 합이며 (Wm^{-2}), T_s 는 지면온도 (K), H 는 현열 플럭스 (Wm^{-2}), L 은 잠열 플럭스 (Wm^{-2}), G 는 지표면 열 플럭스 (Wm^{-2})이다. 단일층 지표 눈 수지는 신적설과 눈녹음 사이의 균형에 의하여 다음과 같이 계산된다.

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = P_{snow} - S_{melt} \quad (2.2.11)$$

여기서 W_s 는 물상당 적설(m), P_{snow} 는 강설율(ms^{-1}), S_{melt} 눈녹음을(ms^{-1})이다. 눈 녹음은 지표 에너지 균형 부분으로 계산된다. 만일 지표면 에너지 균형 방정식으로부터 얻어진 T_s 가 눈 덮인 지표에서 빙점보다 높으면 T_s 가 감소하여 빙점에 이르거나 눈이 완전히 없어질 때까지 눈이 녹는다. T_s 는 눈을 녹이는데 사용되는 용해의 잠열양에 의하여 조정된다.

증발은 나대지 증발, 차폐물 증발, 증산의 합으로 계산된다. 이 계산은 토양 조직, 토양 수분, 압면지수, 태양 복사, 기온, 습도에 의한 효과가 포함된다 (Noilhan and Planton, 1989; Jacquemin and Noilan, 1990). SPS 모델내의 증발산 계산에 관한 자세한 사항은 Kim and Ek (1995)에 설명되어 있다.

3. 모델의 영역

한반도 주변의 대기 현상을 모의하기 위하여 동아시아지역에 대한 모델의 영역을 정하고 그 영역에 대한 지형 자료 및 지표면 성격을 나타내는 기초 자료를 만들어 주었다.

가. 모델의 영역

MAS 모델을 한국에 이식하기 위하여 Fig. 2.2.1과 같은 영역을 정의하였다. 종관 규모 대기현상을 모의하기 위한 영역은 60 km의 격자 크기로 91×81의 격자계를 갖고 있으며 시베리아 및 티베트의 동부를 포함한다. 또 남동쪽 영역은 태평양 북서부를 일부 포함한다. 지도 투영법은 램버트 원추 도법을 사용하고 있다. Fig.2.2.1의 내부에 있는 영역은 20 km 격자계의 101×91의 한반도 상세 예보 영역으로서 60 km 모델에 일방 전달형으로 등지화 된다. 제한 지역 모델에서 모델의 하층 강제력을 결정하는 중요한 요소인 지형고도 자료는 미국해군의 6분의 1도 지형고도 자료를 Barnes-객관분석하여 사용하며 해상도에 맞도록 9점 평할을 2회 반복하여 계산상의 잡음을 줄일 수 있도록 하였다. 등지화 영역에서의 20 km 지형고도는 상대적으로 덜 평활되어 상세한 지형을 잘 묘사하고 있다.

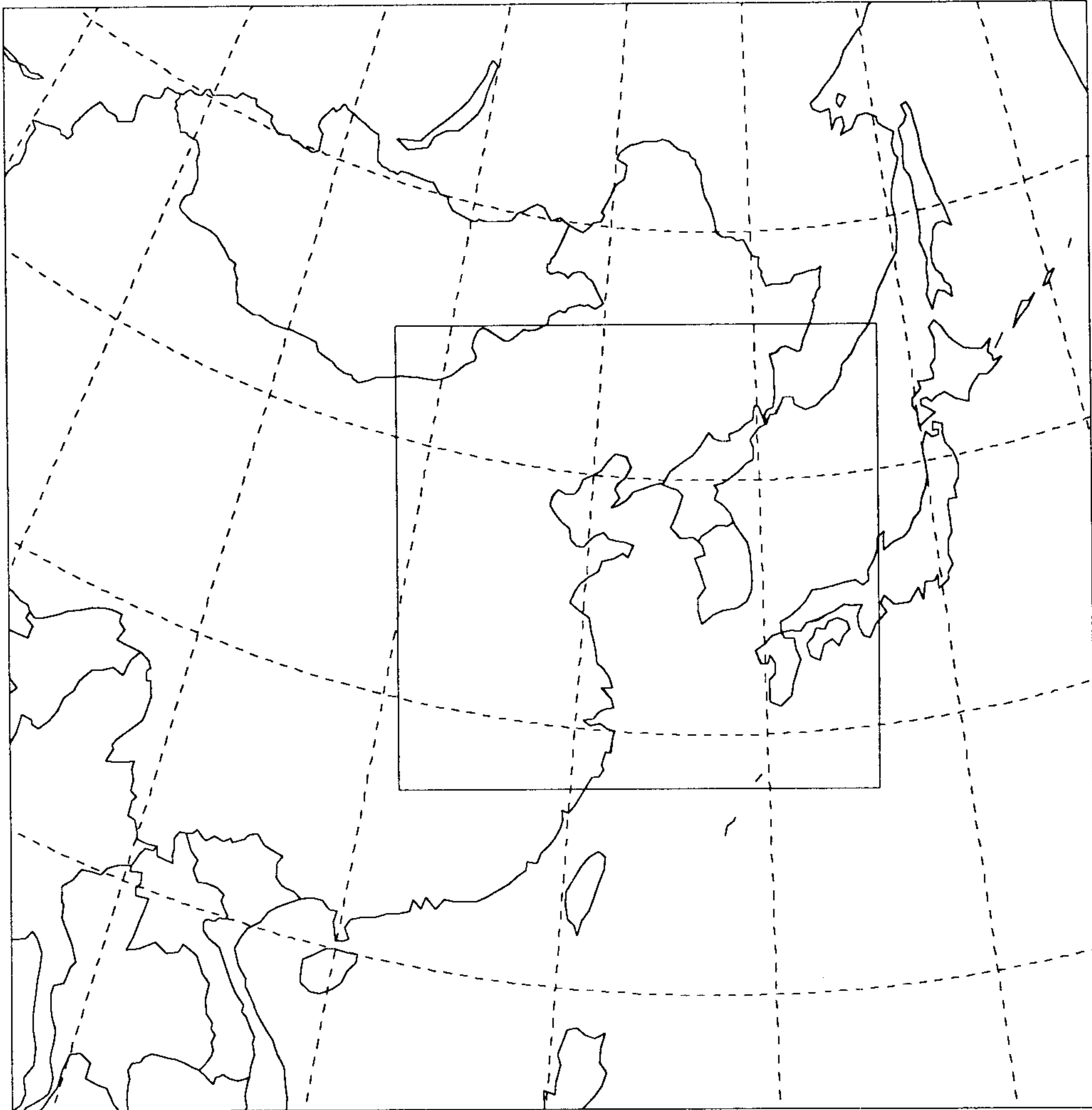


Fig. 2.2.1 60km Experiment Domain of MAS for East Asia. Internal area is for 20km nesting.

나. 연변 경계에서의 지형 고도 모델의 경계 지역에서의 스무딩

지형 고도자료는 모델에 제공되는 대격자 자료와 모델의 자료와의 불연속을 줄이기 위하여 Hong and Juang (1997)의 방법을 사용하여 완화시켜주었다. 이러한 과정은 60 km의 지형 고도 자료와 이에 등지화된 20 km 영역의 지형고도 자료에도 적용되었다.

4. 모델의 수행 성능 검사

한반도지역에 이식된 모델의 수행 성능을 검사하기 위하여 다음의 4가지 사례가 선정되었다.

사례1 겨울 동풍 유입시 동해안 강설이 일어난 사례

사례2 태풍의 영향으로 발생한 호우사례

사례3 급격히 발달하는 저기압 사례

사례4 1996년 중부 지방에 홍수를 초래한 저기압 사례

이 4가지 사례는 한반도 지역에 일어나는 대표적 악기상 현상을 포함하고 있으며 이 중 사례4의 경우는 중규모 모델과 고해상도 모델인 ARPS를 이용하여 각각 단기간 실험을 수행하였다. 여기서는 사례 2와 사례 4의 MAS 모델에 의한 모의 결과를 보여 준다.

가. 사례2: 태풍의 영향으로 발생한 호우사례

(1) 종관 환경

1990년 9월 10~11일 사이에 한강유역에 평균 약 400 mm의 강수량을 기록한 사례 (Fig. 2.2.2)로 기상연구소(1991)의 종관 분석을 참고로 하였다. 중국 남동 해안에 상륙한 태풍 DOT가 약화되어 열대성 저기압으로 변질되면서 이에 동반된 열대성 기류가 북쪽에 위치한 기압골을 따라 유입, 이 지역에 수렴대를 강화시켰다.

Fig. 2.2.3은 1990년 9월 9일~11일 00과 12 UTC의 지상일기도이다. 9월 9일

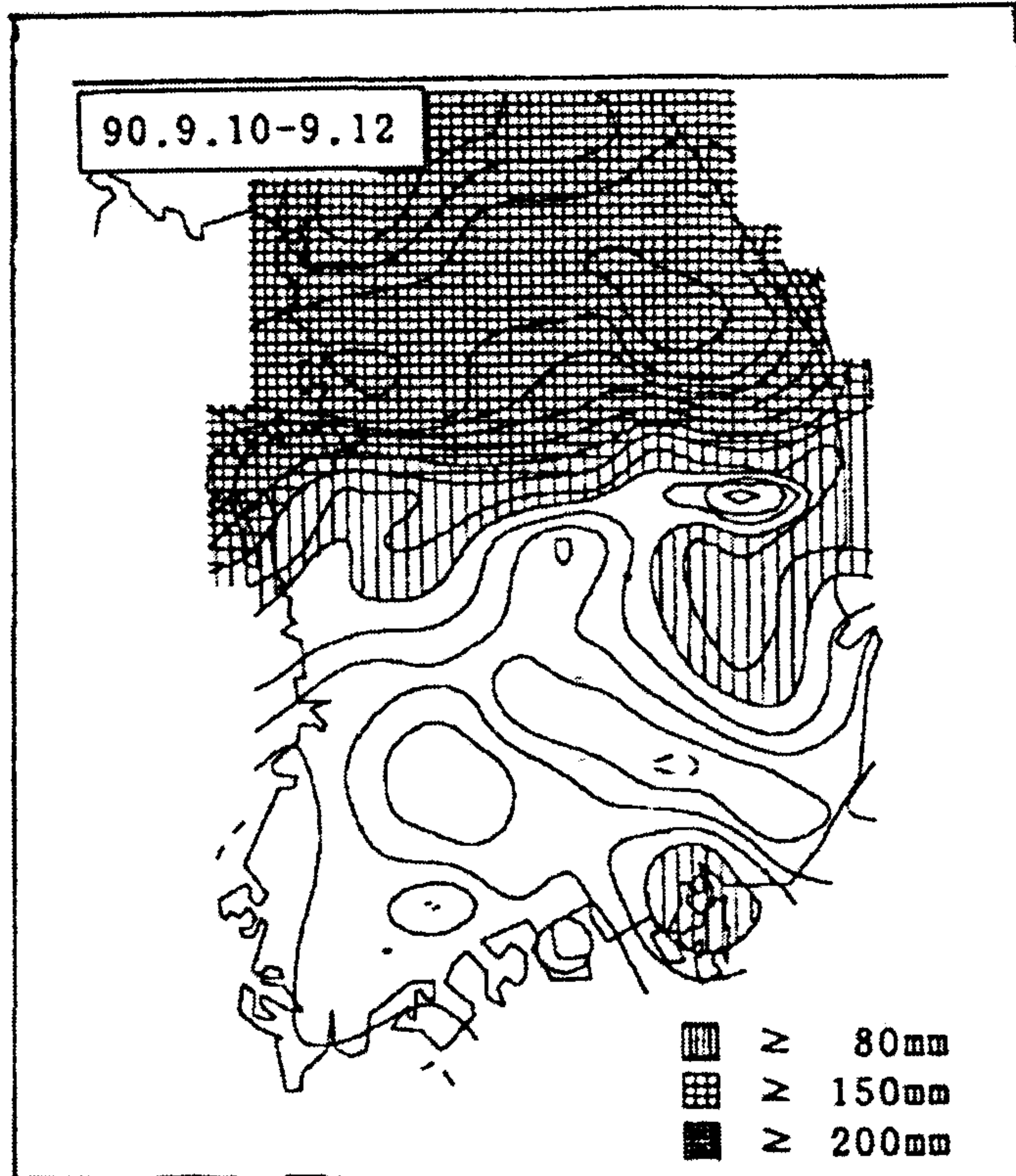


Fig. 2.2.2. Total precipitaion during 1990.9.10 ~ 9.12 (Case 2).

태풍이 중국 남동해안으로 상륙하여 약화되고 있으며 한반도에는 전선을 동반한 기압골이 빠져나가고 있다. 이 후 태풍으로 인한 순환에 의하여 고온 다습한 기류가 동중국해로부터 유입되어 정체 전선이 한반도 쪽으로 뻗어 나오며 9월 10일에는 중부지방에 영향을 미치고 있다. 약화된 태풍은 저기압으로 변하여 11일에 황해 상으로 이동하여 오후에는 그 중심이 전라북도 지방으로 이동하였다(Fig. 2.2.3). 이 기간동안 이 정체 전선에 의하여 중부지방에는 많은 호우가 내렸다. 또 상층자료를 분석한 결과를 보면(기상연구소, 1991), 아열대 제트기류의 중심이 우리나라의 북쪽에 나타났으며, 한반도는 아열대 제트기류의 입구지역에 위치하였다. 또한 하층 제트기류는 남-남서풍계열로 호우기간 동안에 몬순과 열대기단의 고온다습한 공기를 계속 한반도로 유입하였다. 즉 이 호우사례는 중국에 상륙한 태풍의 가접적인 영향과 아열대 제트의 역학적인 구조에 의해 발생한 전형적인 사례라고 할 수 있다.

이 사례에 대한 모의를 위하여 NCEP의 재분석 자료를 이용하였다. NCEP의 재분석 자료는 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 연직 17층 등압면 자료로서 Barnes (1964)의 객관분석법을 사용하여 모델의 영역으로 내삽되었다.

2) 모의 결과

Fig. 2.2.4은 모의된 해면 기압의 분포를 보여주고 있다. 1990년 9월 9일 00 UTC를 초기 시간으로 하여 9월 12일까지 72시간 모의하였다. 24시간 예보에서는 태풍이 상륙하여 중국 내륙에서 약화되어 한반도 쪽으로 다가오는 것을 잘 모의하고 있으며 48시간 후(9월 11일 00 UTC)에는 황해 쪽으로 뻗어오고 있다. 12일 00 UTC에는 분석 자료에서와는 달리 저기압의 이동이 북쪽으로 치우쳐서 나타나고 있다. 이는 대규모 운동의 일부인 북태평양 고기압의 이동을 잘 모의하지 못하고 있기 때문인 것으로 짐작된다. 그러나 이러한 대규모의 현상은 중규모 제한지역 모델로는 그 변동성을 잘 모의하기 힘든 것으로 인식되고 있다. Fig. 2.2.5는 이 사례에 대하여 모의된 1일 강수량을 나타내고 있다. 72시간에 걸쳐 180 mm 가량의 강수가 중부지방에 있는 것으로 나타나고 있다. 해상도 60 km의 제한 지역 모델로서 국지적인 규모의 호우를 잘 포착하고 있음을 보여 준다.

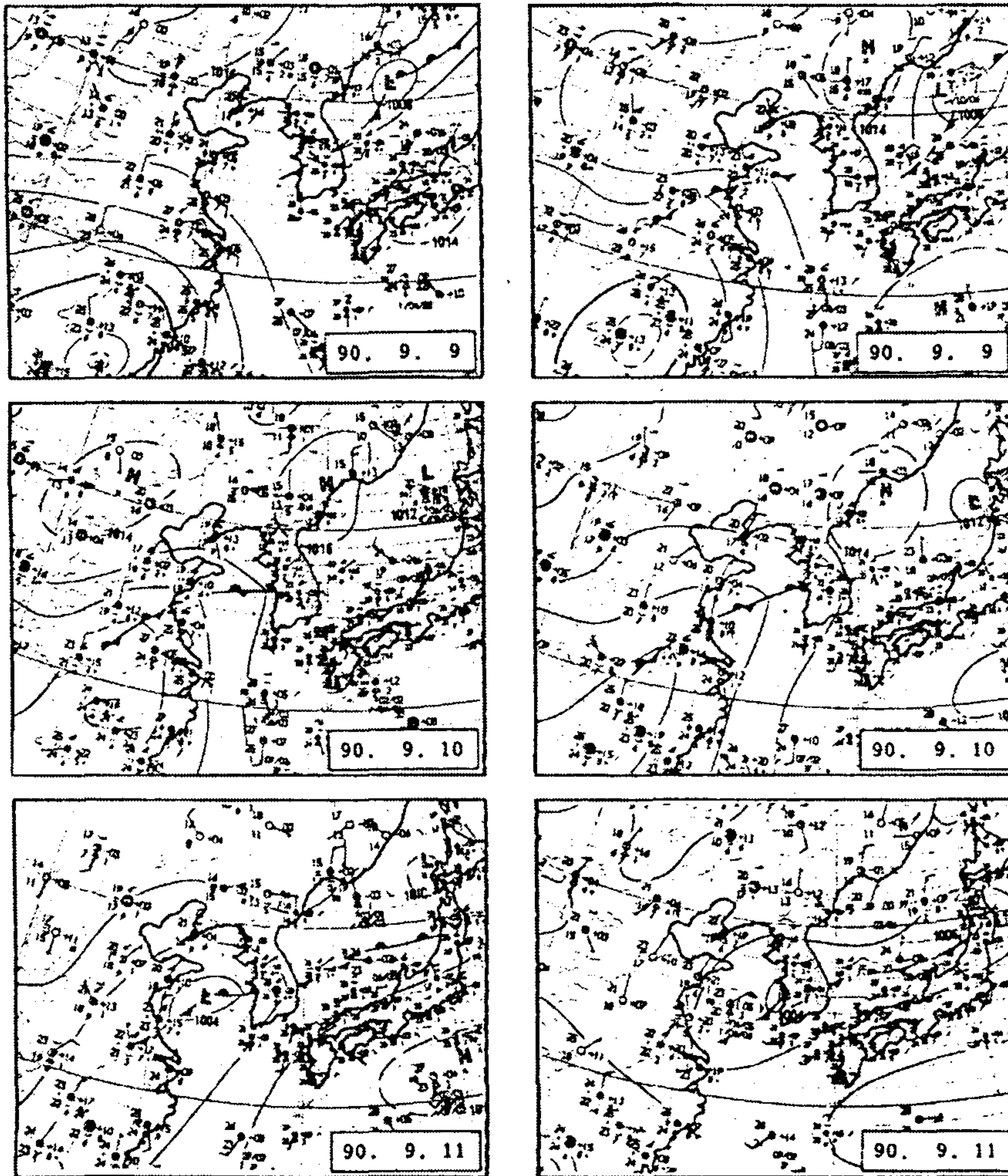
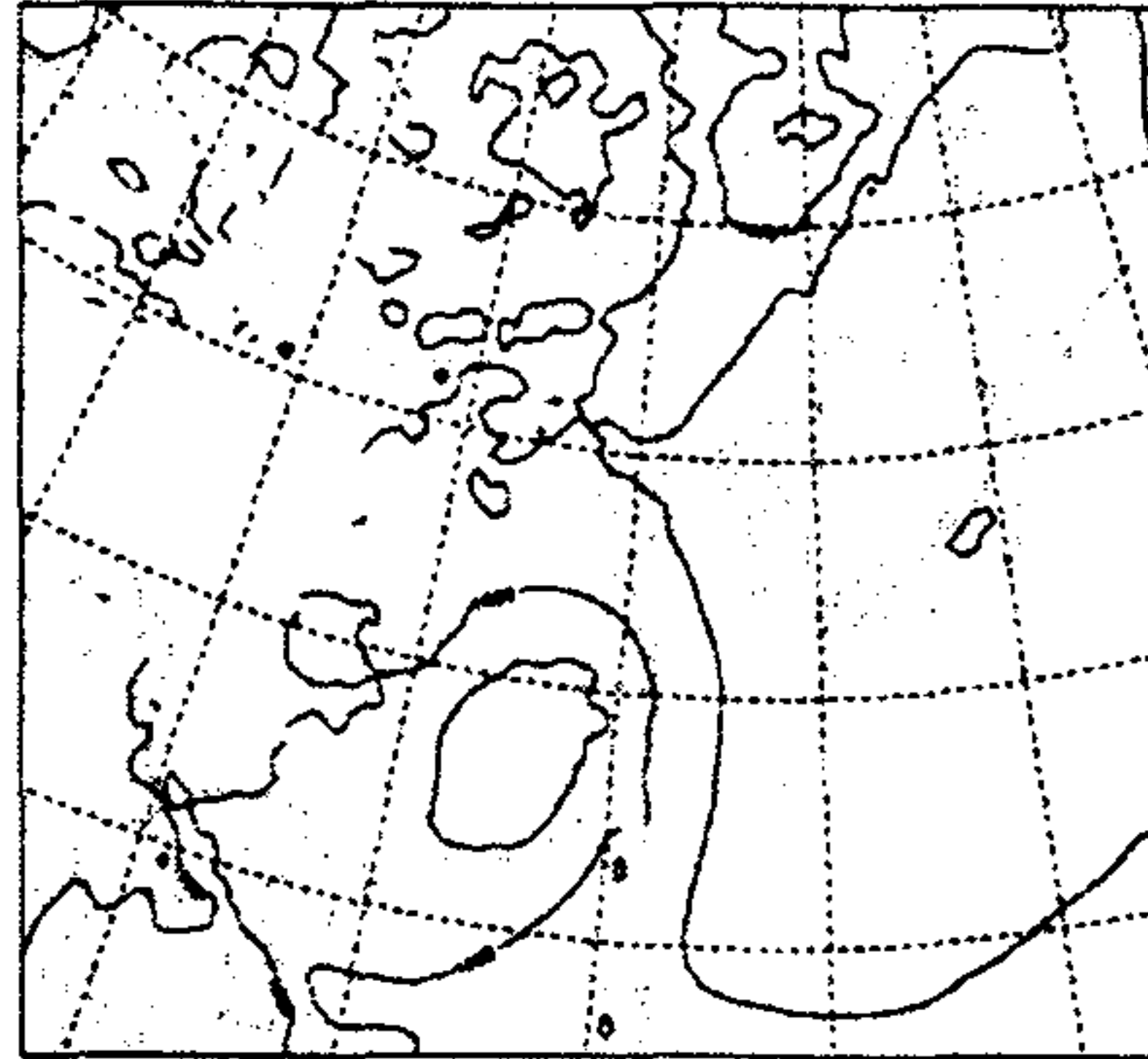


Fig.2.2.3 Analysis field for mean sea level pressure fir Case 1. Left panels are 00 UTC and right panels, 12 UTC.

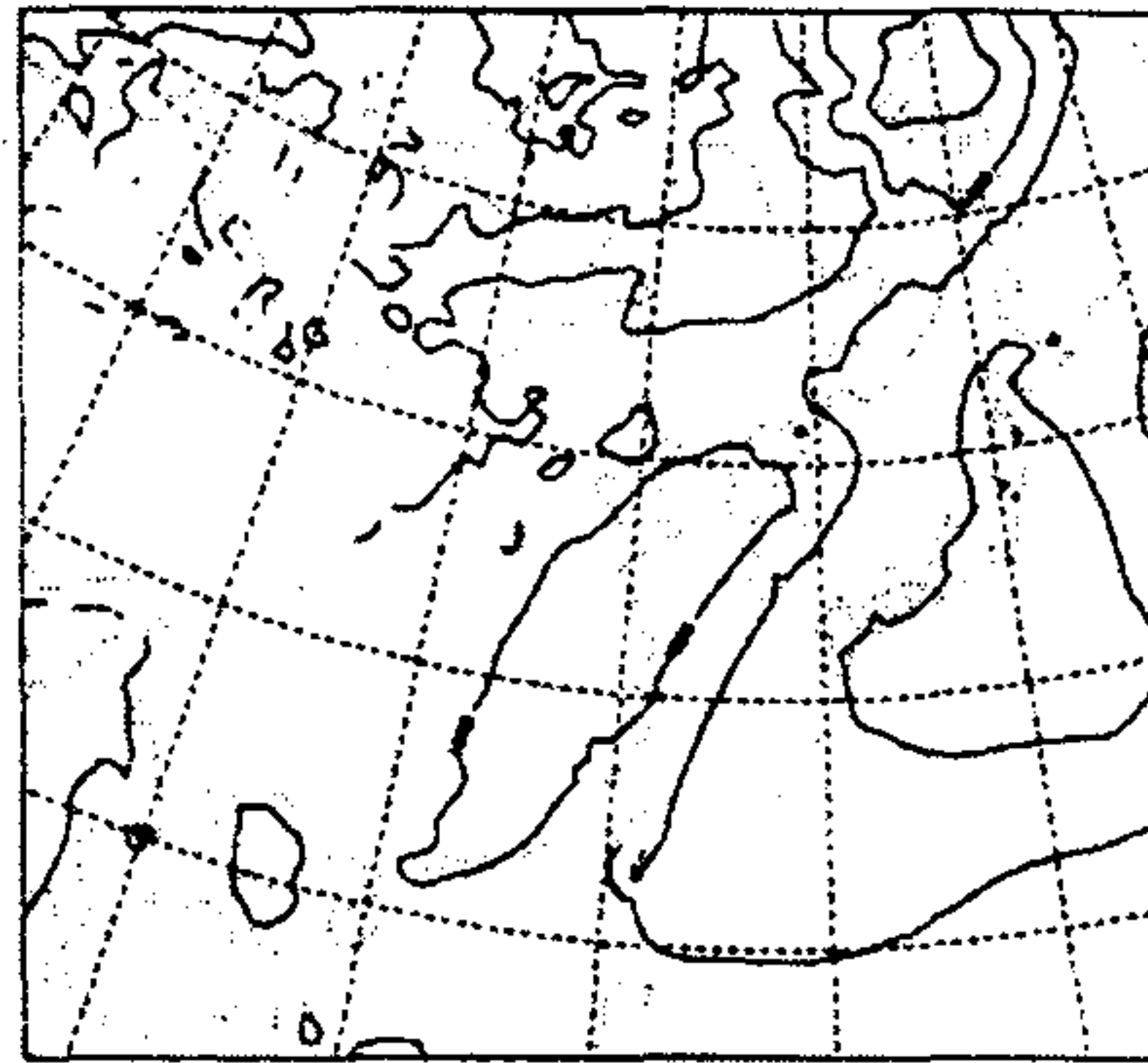
P1, SFC VALID AT 90091000

MSPL (4hPa)



P1, SFC VALID AT 90091100

MSPL (4hPa)



P1, SFC VALID AT 90091200

MSPL (4hPa)

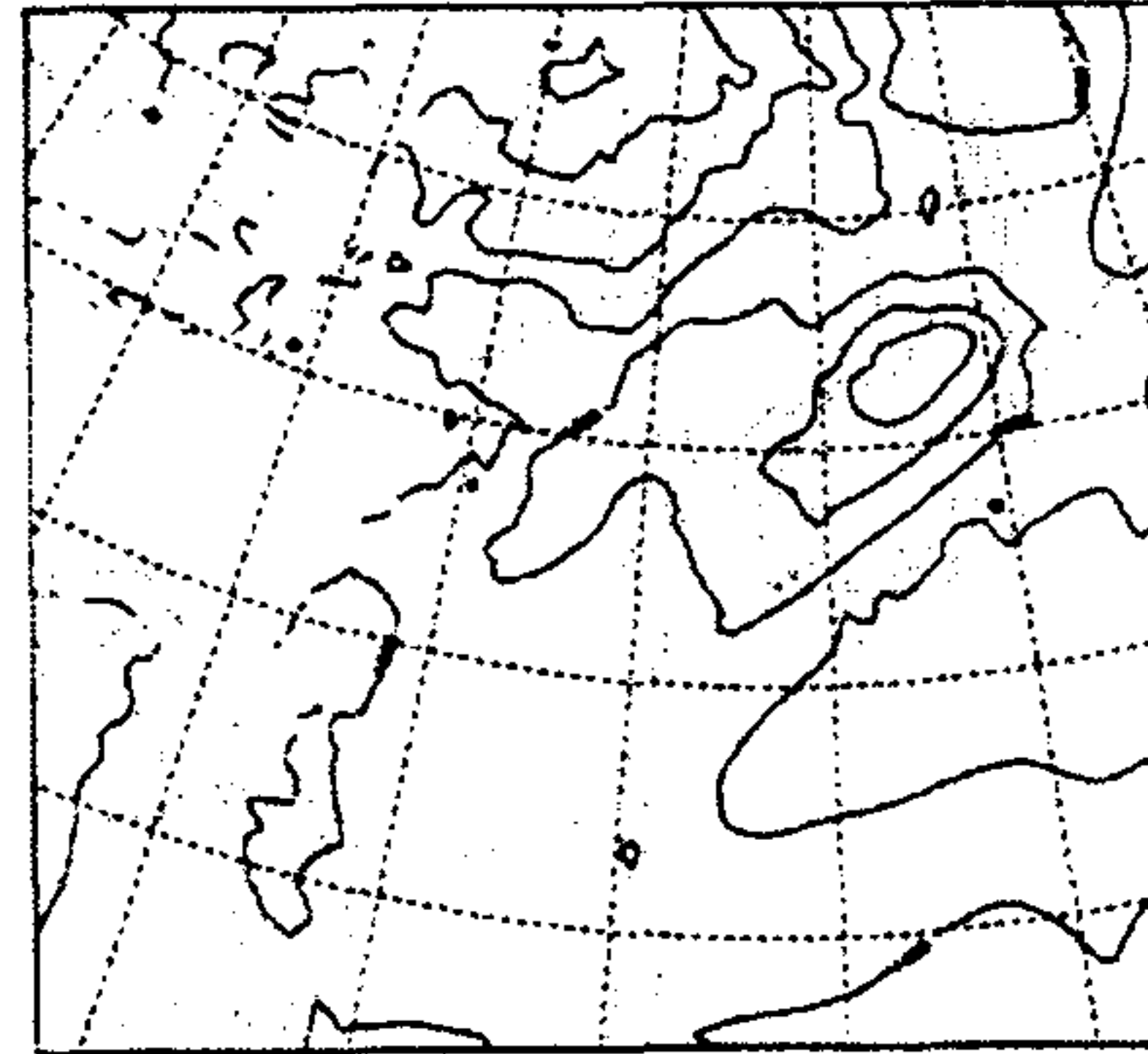


Fig.2.2.4 Forcasted field for mean sea level pressure by MAS model for Case 1.

P6 . PRECIPITATION VALID AT 90091200

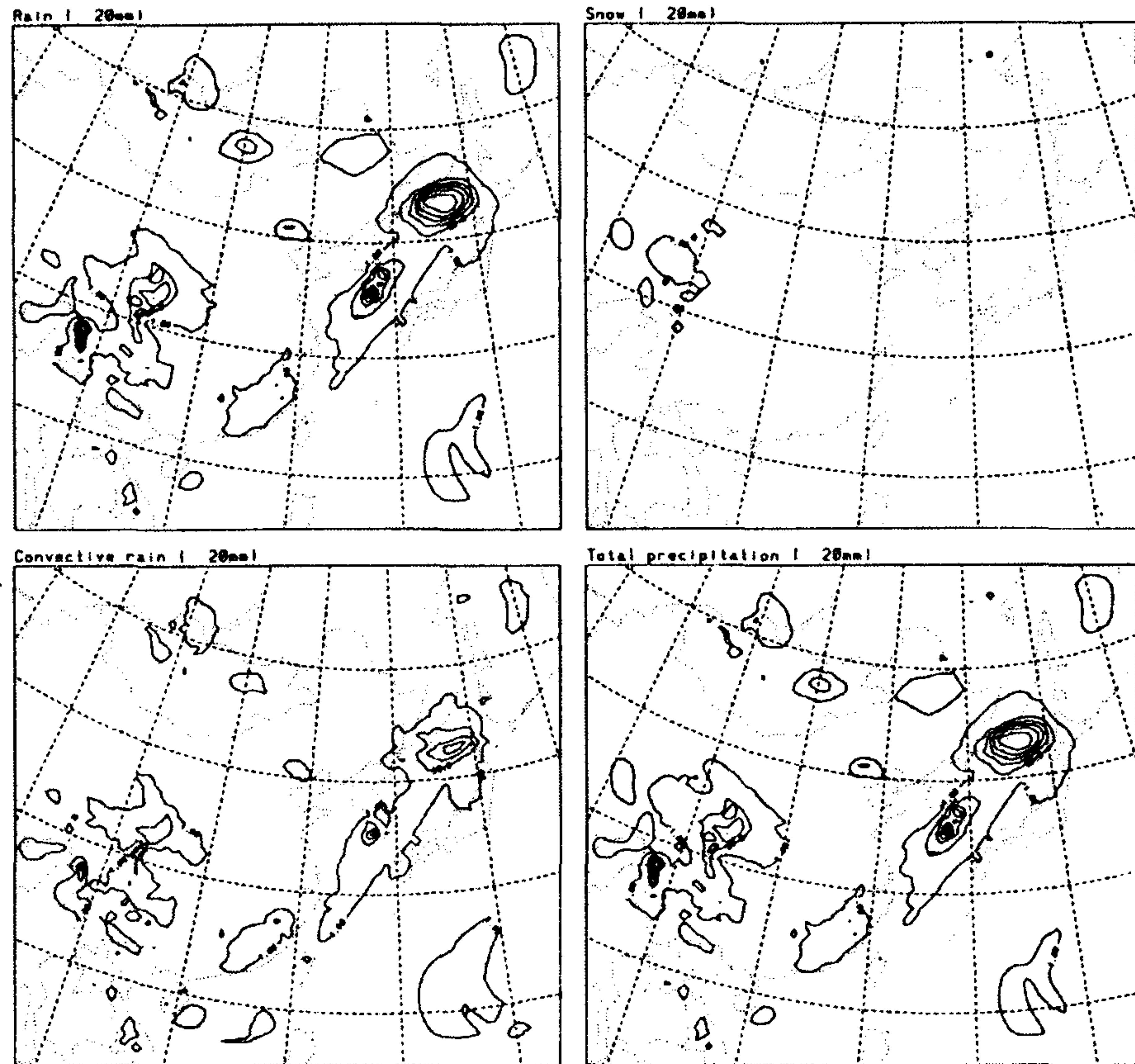


Fig. 2.2.4 (Continued)

P6 . PRECIPITATION VALID AT 90091100

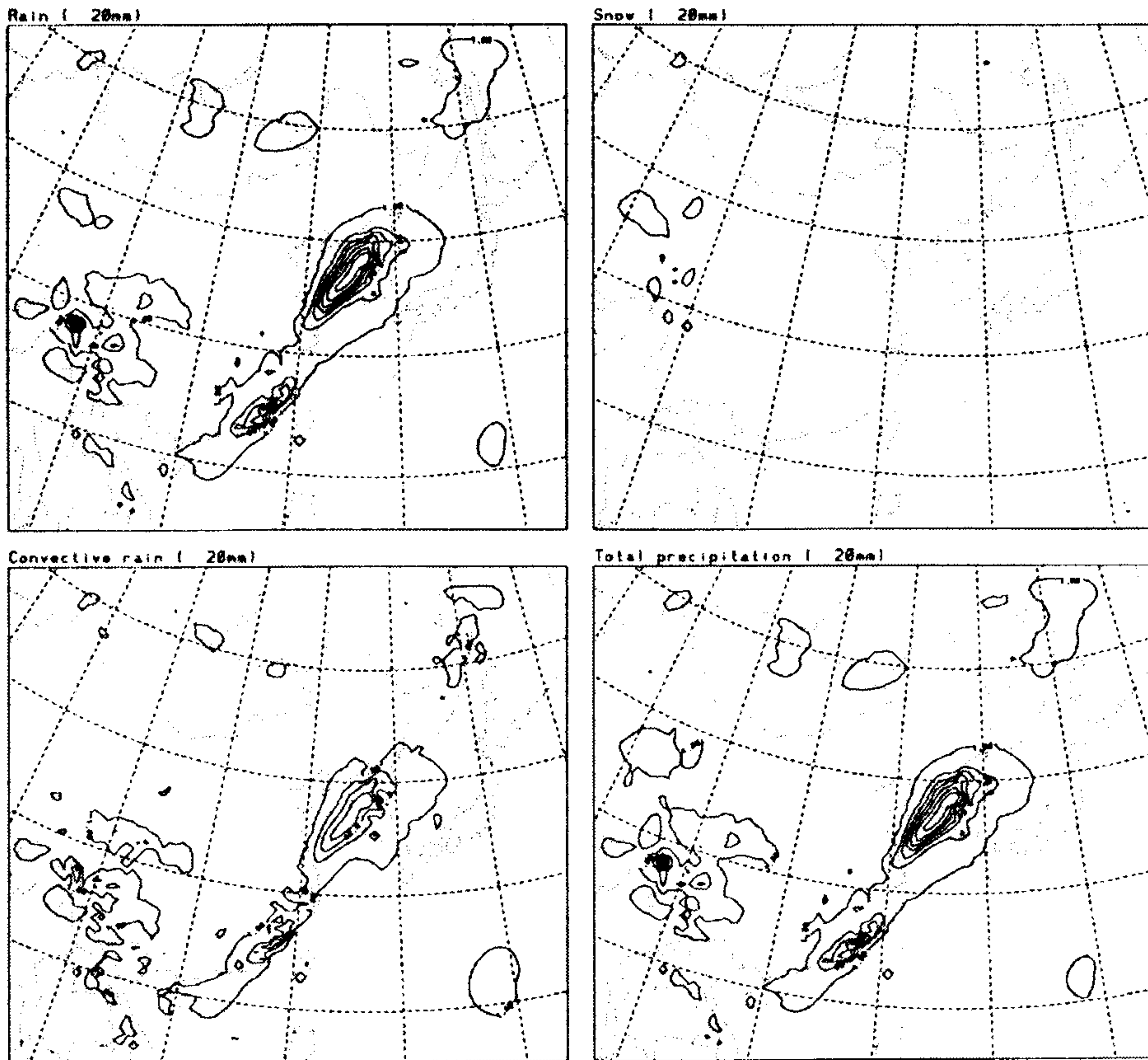


Fig. 2.2.4 (Continued)

P6 . PRECIPITATION VALID AT 90091000

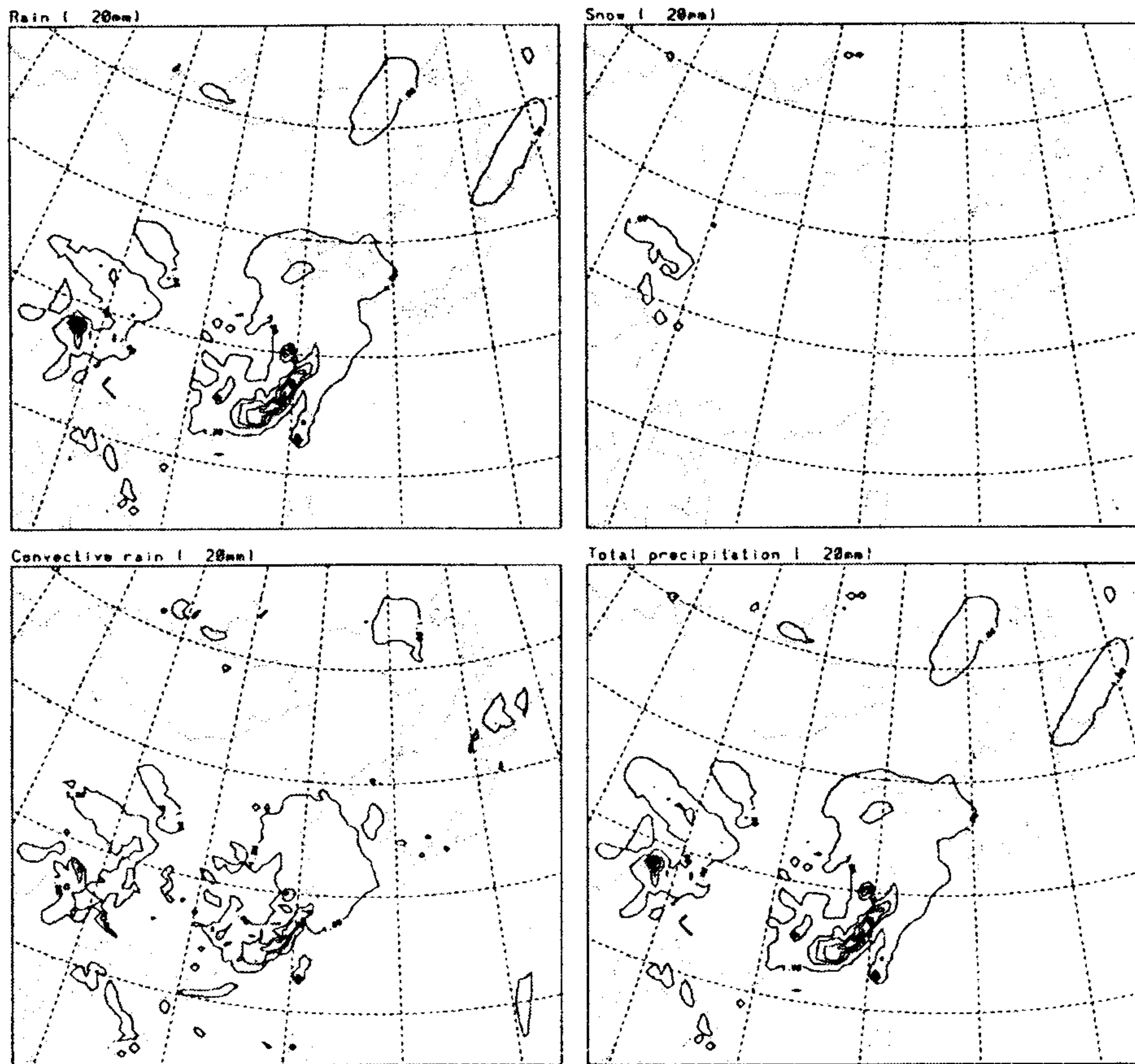


Fig. 2.2.5 24 hour precipitation forecasted by MAS model for Case 2.

나. 사례 4 : 1996년 중부지방에 홍수를 초래한 저기압 사례

1) 종관 환경

1996년 7월 26일과 28일 사이에 연천지방을 중심으로 230-530 mm 강수량을 기록하였으며, 이로 인하여 연천 소수력 댐이 붕괴하여 많은 인명과 재산이 손실되었다 (Fig. 2.2.6). 7월 26일에는 장마 전선은 한중 국경 부근에 위치하고, 우리 나라는

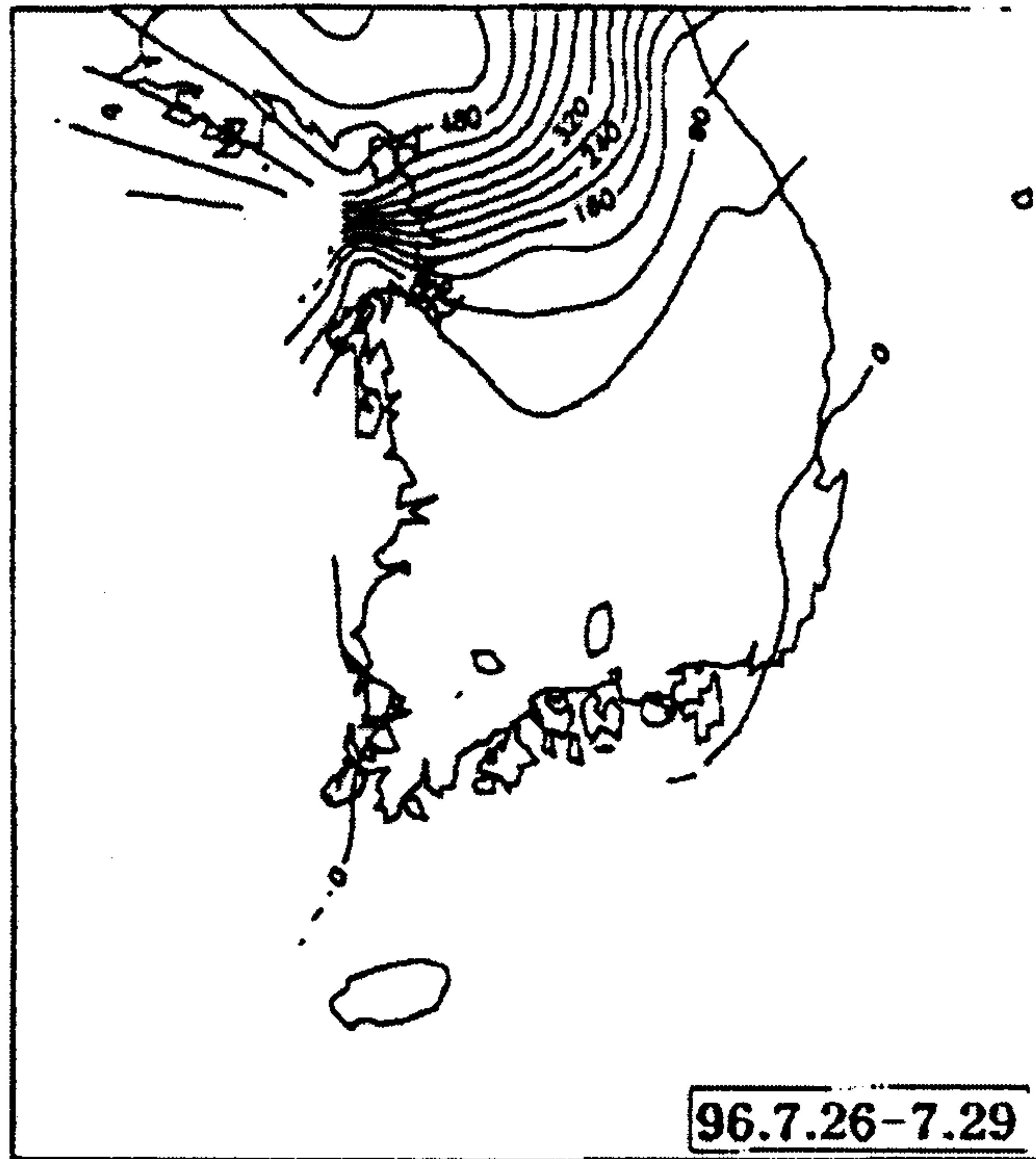


Fig. 2.2.6 Total precipitation distribution during 1996.7.26 ~ 7.29 (Case 4).

북태평양 고기압의 연변에 위치하였으며, 대만 남부에는 제28호 태풍 글로리아가 위치하고 있었다. 이러한 기압계의 패턴에서 모의기간 중 우리 나라는 대기가 불안정하였으며, 고기압의 연변을 따라 남서기류에 의해 고온 다습한 공기가 지속적으로 유입되어 대류운이 활성화되었다. 중국 남부에 위치한 태풍의 순환은 이러한 남서기류를 강화시켜 주고 습윤한 공기의 공급을 원활하게 해주는 역할을 하고 있다. 또 26일~28일에는 상대적으로 차가운 북부의 상층 공기와의 사이에서 강수밴드가 형성되어 강한 비구름이 형성되었으며, 이 비구름이 정체되어 많은 비를 뿌린 것으로 추정된다. 이때 상하층 제트기류의 위치는 이러한 중규모 현상이 발달하기에 좋은 조건을 만족하고 있다. Fig. 2.2.7는 지상 일기도이다. 사례의 기간동안 몽고 남부에서 만주를 거쳐 동해로 저기압이 지나갔으며 동해로 진입하는 저기압에 연결되어 약한 기압골이 산둥반도로부터 한반도를 가로지르고 있다.

이 실험에서는 당시 기상청의 현업 예보시스템에 사용하는 일본 기상청 전구모델의 격자점(GPV) 자료를 사용하여 사례 실험을 수행하였다. 이 자료는 2.5도 격자자료로서 연직으로는 표준기압의 자료를 100 hPa까지 나타낸다. 제공되는 변수는 바람벡터, 상대습도, 기온, 고도 등이며 12시간 간격이다. 초기자료는 GPV자료를 내삽하여 사용하였고, 해수면 온도 자료용 기후자료를 사용하였으며, 경계자료는 12시간 간격으로 제공하였다.

2) 모의결과

1996년 7월 25일로 00 UTC를 초기시간으로 하여 96시간의 모의를 수행하였다. Fig. 2.2.8은 모의된 결과이다. 모의기간동안 만주 및 북부지방을 통과하는 저기압은 잘 모의되고 있으나 산둥반도로부터 황해를 가로질러 한반도에 이르는 기압골은 잘 나타나지 않는다. Fig. 2.2.9는 모의된 강수량의 분포를 보여준다. 24기산 예보에서는 뚜렷한 강수집중구역이 발달하지는 않았으나 강수밴드가 형성되어 우리나라 중부지역에 걸쳐 있는 것을 확인할 수 있다. 이 시간 지상의 바람은 남중국해에서 태풍 순환의 영향을 받아 남서풍 계열의 바람이 한반도 중부로 유입되어 수렴대를 형성하고 있는 것을 모의하고 있다(Fig. 2.2.8). 700 hPa의 혼합비 분포(not

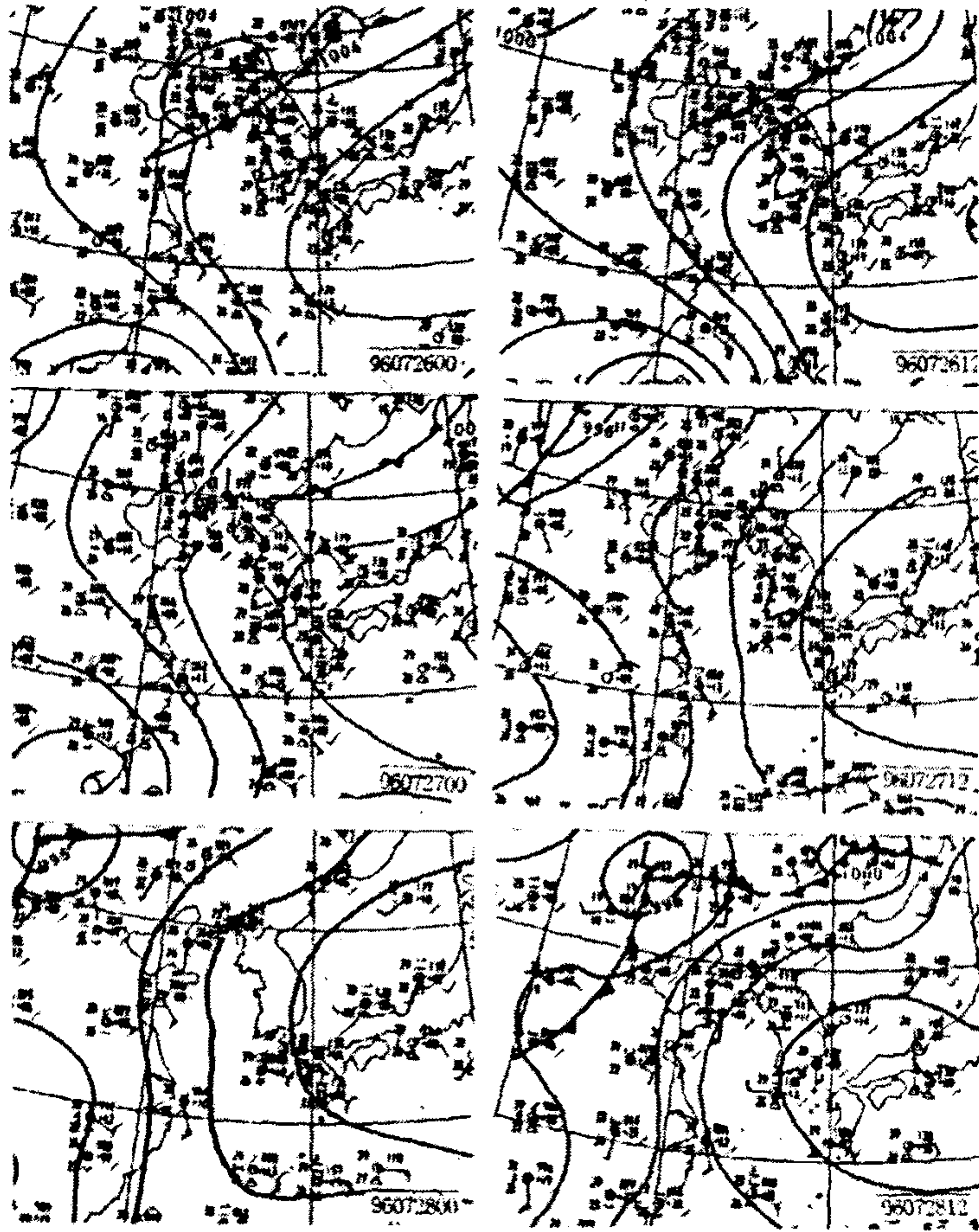


Fig. 2.2.7 Analysis field for mean sea level pressure for Case 4.

P6 . PRECIPITATION VALID-AT 96072600

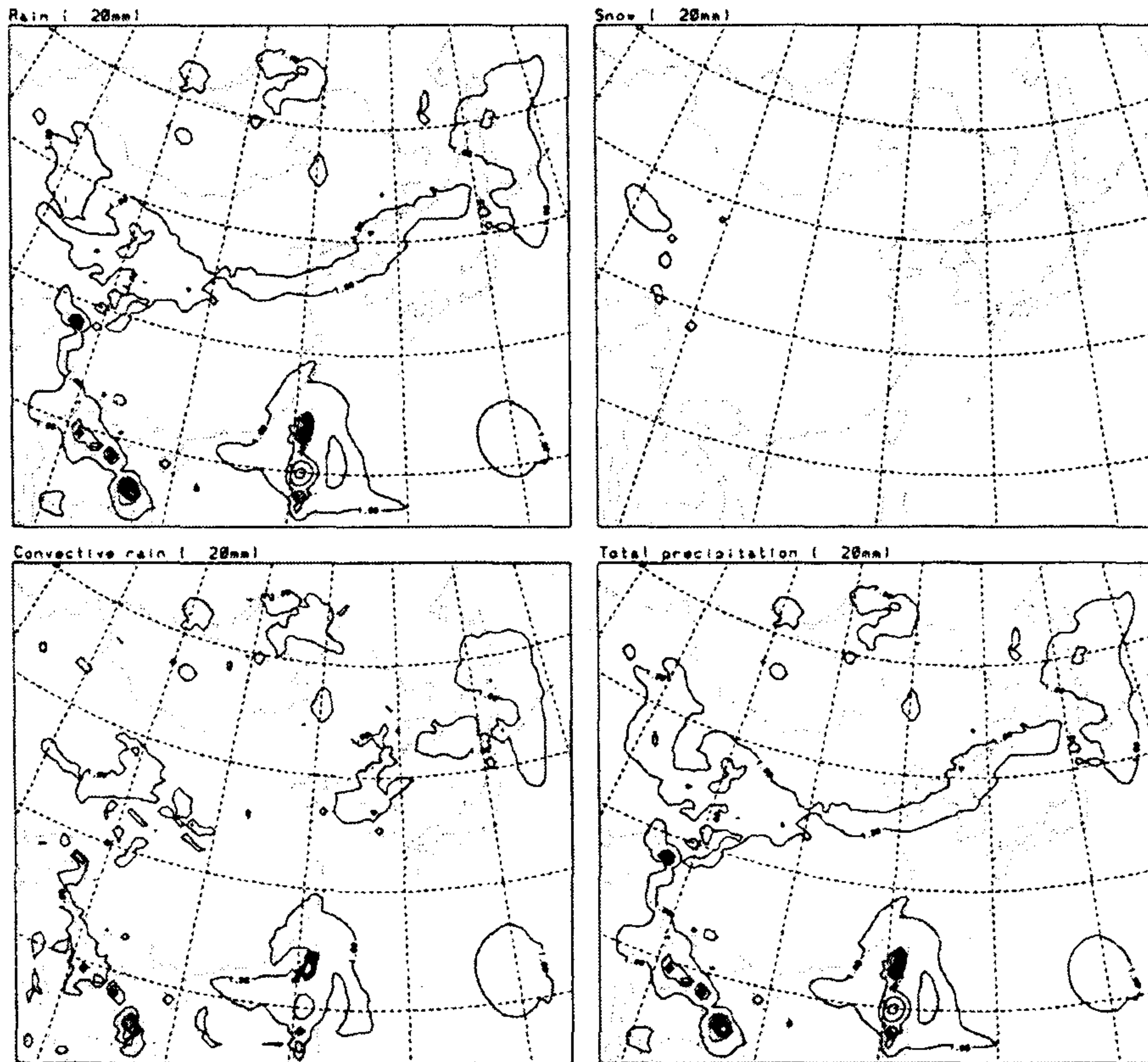


Fig. 2.2.8 Forecast field for mean sea level pressure by MAS model for Case 4.

P6 : PRECIPITATION VALID AT 96072700

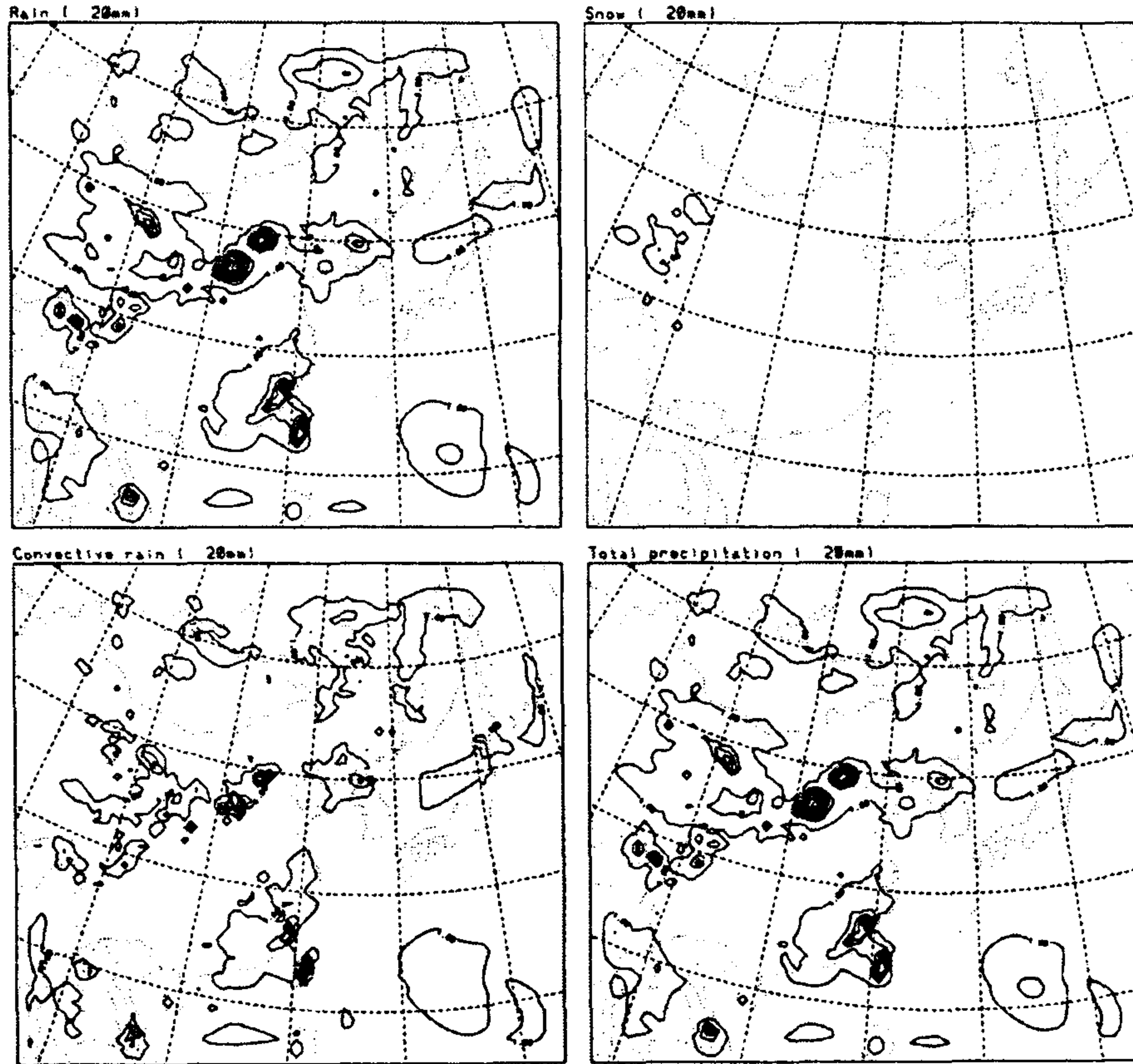


Fig. 2.2.9 24 hour precipitation forecasted by MAS model for Case 4.

P6 . PRECIPITATION VALID AT 96072800

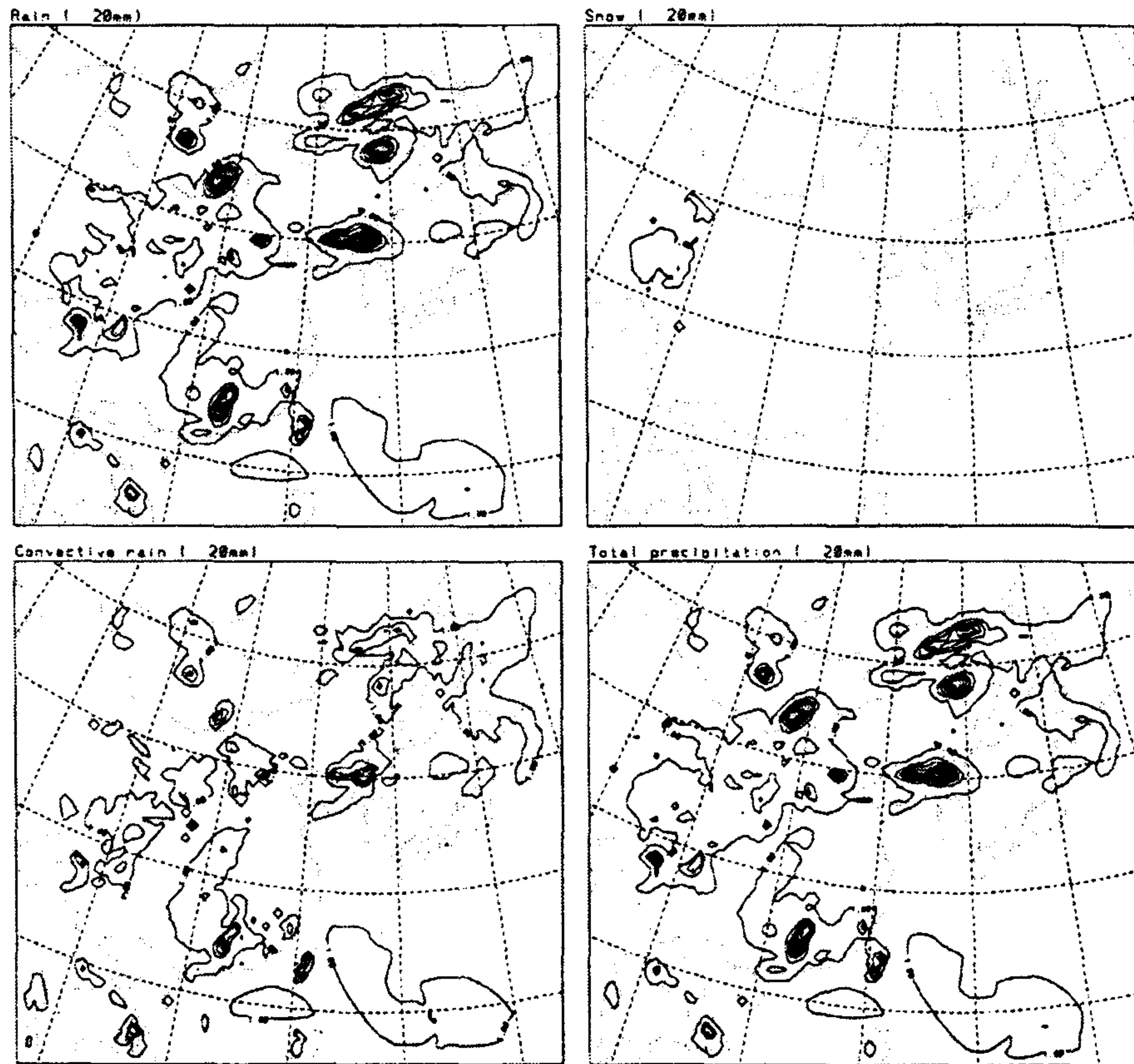


Fig. 2.2.9 (Continue)

P6 . PRECIPITATION VALID AT 96072900

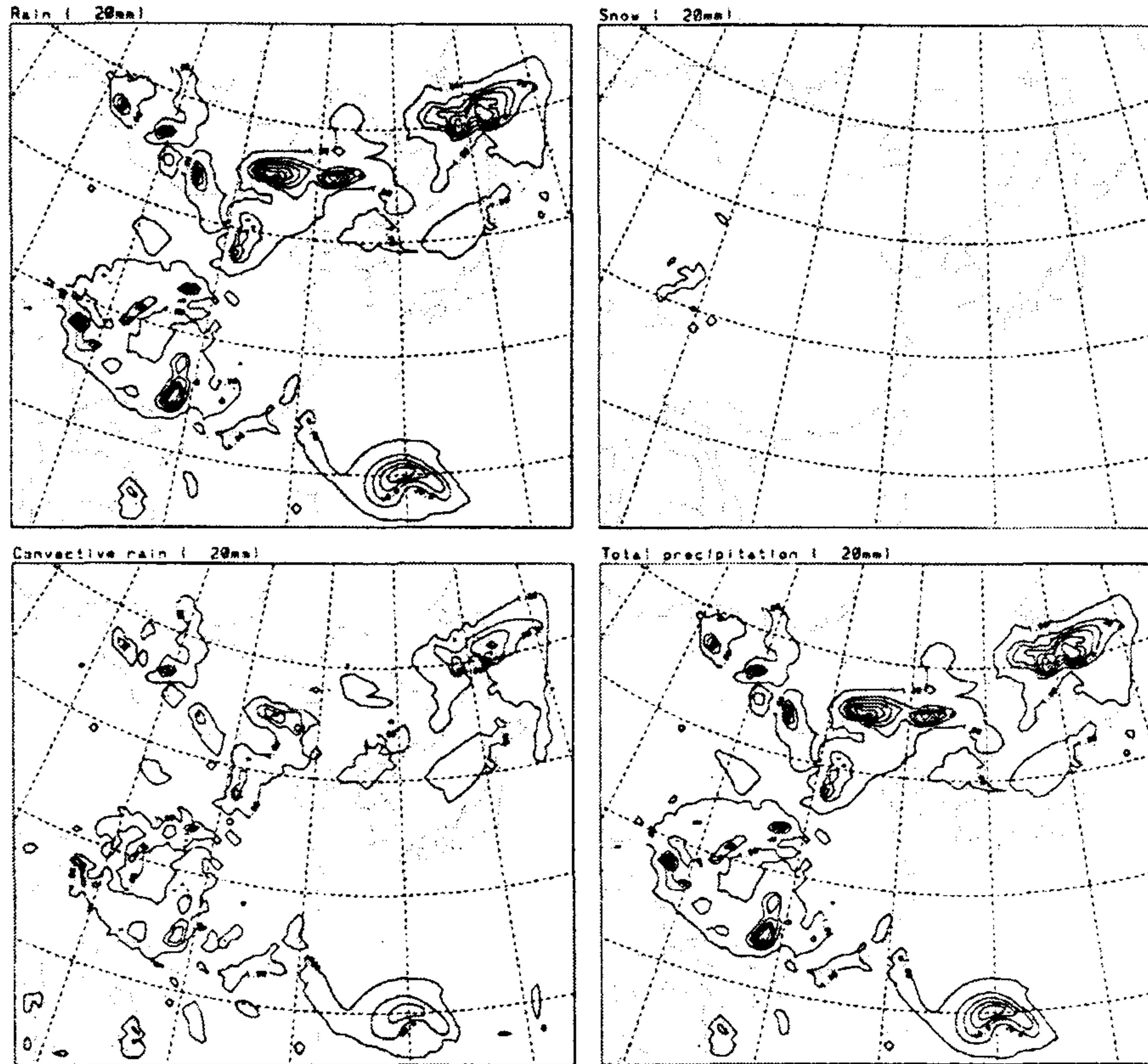


Fig. 2.2.9 (Continued)

shown)를 보면, 습설이 중국 내륙에서 우리 나라로 뻗어 있으며 이러한 환경 하에서 수십 mm의 강수가 중북부에 나타났다. 27일에는 중국에서 다가오는 기압골의 영향으로 중국에 강한 강수대가 나타나고 있으나 우리 나라 중북부 지방의 강수대는 크게 발달하지는 않았다. 중국 내륙에서 발해만을 지나 북한 지방을 가로지르는 강수대는 28일에는 약간 남하하여 발달하였다. 그러나, Fig. 2.2.6의 관측 강수량에 비하여 강수 지역이 북쪽으로 편향되어 있고 강수량도 적게 모의되었다. 이는 호우를 유발한 강수 시스템이 소규모여서 60 km의 해상도로서는 이러한 호우의 모의에 어려움이 있음을 암시한다. Fig. 2.2.10은 중부 지방 호우 발생시의 시간대별 강수량 변화를 보여준다. 철원지방의 강수량 변화에서 보듯이 두 개의 강수대가 지나갔음을 알 수 있으며 홍수를 유발한 주요 호우는 두 번째의 현상에 기인한 것임을 알 수 있다. 모의된 결과에는 첫 번째의 강수현상은 대체로 모의된 것으로 평가되나 두 번째 현상의 모의에는 실패한 것으로 생각된다. 이러한 문제는 강수발달 메커니즘이 이 모델에서 충분히 반영되지 못했거나 낮은 해상도로 인하여 좁은 지역에서 나타나는 강한 강수 현상을 잘 표현하지 못하는 한계에 의한 것이라고 생각되며, 고해상도 모델을 이용함으로써 어느 정도 극복할 수 있을 것이다.

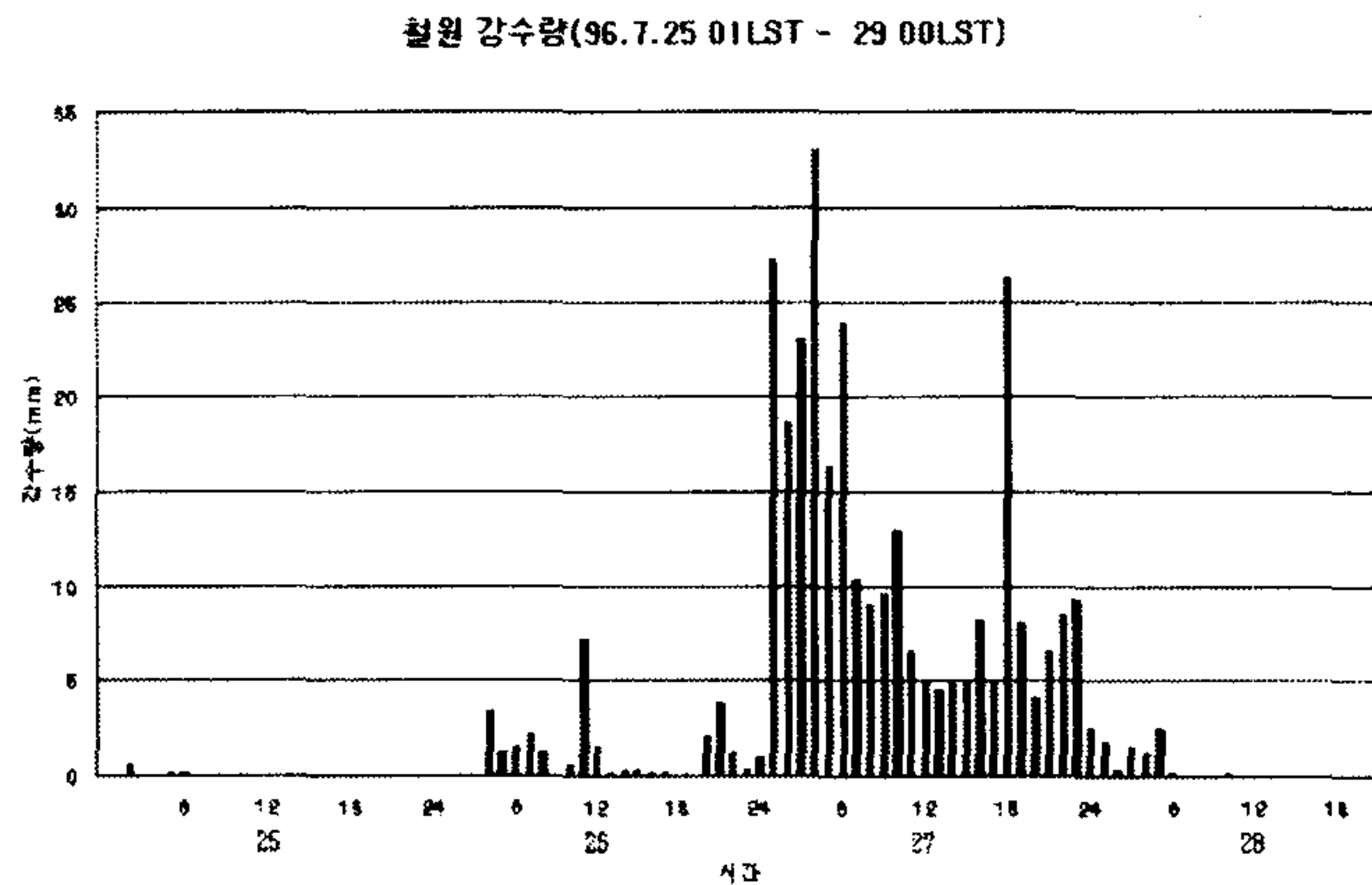


Fig. 2.2.10 Hourly precipitation of Chorwon during Yeonchon flood event (1996.7.25 01 LST - 29 00LST) (Case 4) .

5. 결론 및 토의

한반도 지역의 악기상 현상을 모의하기 위하여 MAS 모델을 도입하였다. 이 모델의 예보 성능을 검사하기 위하여 한반도에서 잘 일어나는 3개의 악기상 현상과 1개의 특이현상에 대한 사례를 선정하여 모의 실험을 수행하였다 Table 2.2.1은 모의실험의 결과를 요약한 것이다.

이 결과로 유추해 볼 때 동아시아 지역의 종관적 규모의 영역에서 일어나는 중 규모 현상은 성공적으로 모의할 수 있는 것으로 평가된다. 그러나 더욱 소규모의 현상에 의하여 발생하는 급격한 강수현상을 모의하기에는 해상도의 한계가 있는 것으로 판단된다. 이러한 문제점을 극복하기 위하여 등지화 기법을 도입하거나 비정역학적 고해상도 모델을 이용할 것을 고려하여야 할 것이다.

Table 2.2.1. Summary of case studies.

사례	주요현상	이용 자료	결과
1	동해안 대설	NCEP 재분석 자료	동풍 유입에 의한 강제상승에 기인한 강설 모의 가능
2	태풍의 간접 영향에 의한 호우	"	약화된 태풍에 의한 수증기 이류 및 상층 기압골 모의 가능. 중부 지방 호우의 정량적 모의
3	폭탄 저기압	"	양쯔강 하구에서 급격히 발달하는 저기압의 모의 가능
4	96년 연천 호우	GPV 분석	북부지방의 강수는 모의가능하였으나 중부지방에 호우를 초래한 강한 소규모 대류 현상의 모의는 실패

제3절 연천 호우 사례 분석을 통한 ARPS모형의 악기상 예측성 실험

1. 서론

여러 가지 대기현상 중 강수현상은 적란운과 같은 소규모 대기요란에서부터 종관 규모의 저기압과 태풍, 또 장마전선과 같은 대규모 기상현상과 관련되어 발생하는 만큼 시, 공간적으로 다양한 규모의 강수메커니즘에 의하여 생성, 유지, 소멸된다. 이중 호우사례는 주변의 종관장, 중규모 기상과정 그리고 이들의 상호작용과 밀접한 관계가 있다.

이런 호우사례를 수치모의 할 경우, 현재의 수치예보 기술로는 종관규모의 기상현상은 어느 정도 예측하나, 집중호우와 같은 중규모 기상현상을 예측하기는 매우 어렵다. 현재의 수치예보 모형은 그 격자간격이 40~60 km 정도가 되고, 집중호우와 같은 국지적 악기상 현상은 그 보다도 훨씬 작은 규모의 현상이기 때문에 마치 간격이 넓은 그물로는 작은 물고기를 잡을수 없는 것에 비유될 수 있다. 그 대안으로 지금보다 시공간적 간격이 훨씬 작은 미세 격자 모형을 들 수 있다. 또한, 미세 격자 모형에서 고려되어야 할 중요한 문제가 모형 내에서 강수를 유발하는 강수과정에 관한 문제이다. 구름을 포함하는 중규모 강수현상은 아주 복잡한 물리과정이고, 강수량을 정확하게 예보하기 위해서는 수증기량을 시공간적 구조를 정확하게 파악해야 하는데, 강수와 관련된 수증기량 자체가 매우 빨리 변화하는 변수이므로 예보에 상당한 어려움을 주고 있다

현재 미세 격자 모형에서의 강수과정은 명시적 미세 물리 과정이나 혹은, 적은 매개변수화 과정을 통해 모의될 수 있다. 그러나 강수과정을 명시적 미세 물리 과정으로만 처리한다면 대기안의 습윤 대류 과정은 수치예보모형에서 명시적으로 분해할 수 있는 것보다 작은 규모에서 일어나기 때문에 소규모의 대류성 강수를 모의하지

못하는 단점이 있다. 이러한 소규모의 대류성 강수는 적운대류의 강도, 위치와 시간이 분해될 수 있는 변수로 암시적으로 추론되어야 하며 적절한 적운 모수화 과정을 통해 모의될 수 있다.

따라서, 본 연구에서는 한반도 중북부지방에 기록적인 집중호우를 내렸던, 1996년 7월 25일~26일의 연천 호우 사례를 미세 격자 모형인 ARPS를 이용하여 수치실험하고, 강수과정에 따른 민감도 분석을 통하여 집중호우와 같은 중규모 악기상 현상의 예측 가능성을 조사하였다.

2. ARPS 모형의 개요

(가) ARPS 모형

본 연구에서 사용한 수치모형은 thunderstorms, snow bands, 그리고 downslope windstorms 같은 비교적 소규모와 단주기(Table 2.3.1)의 기상현상을 예측하기 위하여 미국 오클라호마대학의 Center for Analysis and Prediction of Storm(CAPS, University of Oklahoma)에서 개발한 Advanced Regional Prediction System(ARPS)를 사용하였다. ARPS모형은 3차원 비정역학 모형으로서 중규모 기상현상의 재현을 위해 구름물리과정내에 물의 3가지상(수증기, 운수, 우적)에 얼음의 3가지상(운빙, 눈, 우박)을 첨가하여 다양한 구름물리과정을 모사하고 있다.

(나) 기본장과 지배방정식

(1) 기본장

기본적으로 본 모형에서 적분되는 변수는 $u, v, w, \theta, p, \rho, q_v, q_i$ 이며 각 변

Table 2.3.1. Time scale, spatial scale, temperature scale and others in ARPS model.

Meteorological Phenomena	Mesoscale Phenomena	Stormscale Phenomena	Microscale Phenomena
Time scale	0 to 12 hours Timing of events to within 1 hr	0 to 6 hours Timing of events to within 15 min	0 to 1 hours Timing of events to within 5 min
Spatial scale	$\Delta x = 5$ to 15 km Location of events to within 50 km	$\Delta x = 1$ to 3 km Location of events to within 10 km	$\Delta x = 0.1$ to 0.5 km Location of events to within 1 km
Temperature scale and others	$\Delta v \pm 5$ m/s $\Delta T \pm 3$ K Precipitation rate 5 mm/hr	$\Delta v \pm 5$ m/s $\Delta T \pm 2$ K Precipitation rate 5 mm/hr	$\Delta v \pm 2$ m/s $\Delta T \pm 2$ K Precipitation rate 2 mm/hr

수들은 식(2.3.1)과 같이 기본장과 그 편차의 합으로 정의된다. 기본장은 수평적으로 균일하게 정의하였고, 기본장에서의 w 와 q_{li} 는 0으로 하였다.

$$u(\xi, \eta, \zeta, t) = \bar{u}(\xi, \eta, \zeta) + u'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

$$v(\xi, \eta, \zeta, t) = \bar{v}(\xi, \eta, \zeta) + v'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

$$w(\xi, \eta, \zeta, t) = w'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

$$\theta(\xi, \eta, \zeta, t) = \bar{\theta}(\xi, \eta, \zeta) + \theta'(\xi, \eta, \zeta, t) \quad (2.3.1)$$

$$p(\xi, \eta, \zeta, t) = \bar{p}(\xi, \eta, \zeta) + p'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

$$\rho(\xi, \eta, \zeta, t) = \bar{\rho}(\xi, \eta, \zeta) + \rho'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

$$q_v(\xi, \eta, \zeta, t) = \bar{q}_v(\xi, \eta, \zeta) + q_v'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

$$q_{li}(\xi, \eta, \zeta, t) = q_{li}'(\xi, \eta, \zeta, t)$$

여기서 u, v, w 는 x, y, z 방향의 속도성분, θ 는 온위, p 는 압력, ρ 는 밀도, q_v 는 수증기의 혼합비, q_{ii} 는 모형에서 고려되는 일반적인 water substances를 나타낸다.

(2) 지배방정식

본 모형에서 도입된 곡선좌표계(curvilinear coordinate system)에 의한 지배방정식은 x, y , 그리고 연직방향의 운동방정식, 온위방정식, 압력방정식, 수분보존방정식, 난류운동에너지방정식과 거기에 포함된 부력항, divergence damping항으로 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^*}{\partial t} = & - \left[u^* \frac{\partial u}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial u}{\partial \eta} + W^* \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right] \\ & - \left[\frac{\partial}{\partial \xi} \{ J_3(p' - aDiv^*) \} + \frac{\partial}{\partial \zeta} \{ J_1(p' - aDiv^*) \} \right] \\ & + [\rho^* \tilde{f}v - \rho^* \tilde{f}w] + \sqrt{G}D_u \end{aligned}$$

(2.3.2)

$$\begin{aligned} \frac{\partial v^*}{\partial t} = & - \left[u^* \frac{\partial v}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial v}{\partial \eta} + W^* \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right] \\ & - \left[\frac{\partial}{\partial \eta} \{ J_3(p' - aDiv^*) \} + \frac{\partial}{\partial \zeta} \{ J_2(p' - aDiv^*) \} \right] \\ & - \rho^* \tilde{f}u + \sqrt{G}D_v \end{aligned}$$

(2.3.3)

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho^* w) = & - \left[u^* \frac{\partial w}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial w}{\partial \eta} + W^* \frac{\partial w}{\partial \zeta} \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial \zeta} (p' - aDiv^*) + \rho^* B + \rho^* \tilde{f}u + \sqrt{G}D_w \end{aligned}$$

(2.3.4)

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho^* \theta') = & - \left[u^* \frac{\partial \theta'}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial \theta'}{\partial \eta} + W^* \frac{\partial \theta'}{\partial \zeta} \right] \\ & - \left[\rho^* w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \sqrt{G} D_{\theta} + \sqrt{G} S_{\theta} \end{aligned} \quad (2.3.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(J_3 p') = & - \left[(J_3 u) \frac{\partial p'}{\partial \xi} + (J_3 v) \frac{\partial p'}{\partial \eta} + (J_3 W) \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right] + J_3 \bar{\rho} g w \\ & - \bar{\rho} c_s^2 \left[\frac{\partial}{\partial \xi}(J_3 u) + \frac{\partial}{\partial \eta}(J_3 v) + \frac{\partial}{\partial \zeta}(J_3 W) \right] \\ & + J_3 \bar{\rho} c_s^2 \left[\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} - \frac{1}{E} \frac{dE}{dt} \right] \end{aligned} \quad (2.3.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho^* q_{\psi}) = & - \left[u^* \frac{\partial q_{\psi}}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial q_{\psi}}{\partial \eta} + W^* \frac{\partial q_{\psi}}{\partial \zeta} \right] \\ & + \frac{\partial(\rho^* V_{q_{\psi}} q_{\psi})}{\partial \zeta} + \sqrt{G} D_{q_{\psi}} + \sqrt{G} S_{q_{\psi}} \end{aligned} \quad (2.3.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho^* E}{\partial t} = & - \left[u^* \frac{\partial E}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial E}{\partial \eta} + W^* \frac{\partial E}{\partial \zeta} \right] + C \\ & + \rho^* (K_m |DeA|^2 - \frac{2}{3} E Div) - \rho^* \frac{C_{\epsilon}}{l} E^{2/3} \\ & + 2 \left[\frac{\partial}{\partial \xi}(J_3 H_1) + \frac{\partial}{\partial \eta}(J_3 H_2) + \frac{\partial}{\partial \zeta}(H_3 + J_1 H_1 + J_2 H_2) \right] \end{aligned} \quad (2.3.8)$$

$$B = -g \frac{\rho'}{\rho} = g \left[\frac{\theta'}{\theta} - \frac{p'}{\rho c_s^2} + \frac{q_v' + q_{liquid+ice}}{1 + q_v} \right] \quad (2.3.9)$$

$$Div^* = \frac{1}{\sqrt{G}} \left[\frac{\partial u^*}{\partial \xi} + \frac{\partial v^*}{\partial \eta} + \frac{\partial W^*}{\partial \zeta} \right] \quad (2.3.10)$$

여기서, W^c 는 곡선좌표계에 의한 연직속도 성분, f 는 코리올리파라메타, c_s 는 음속, g 는 중력가속도, q^{ψ} 는 water substances의 일반형, E 는 난류운동에너지, C 는 역학적에너지보존항, K_m 은 난류확산계수, C_{ϵ} 는 소멸계수, H_1, H_2 , 그리고 H_3 는 x, y, z 방향에서의 난류 fluxes이다.

식(2.3.2)-(2.3.4)에서 우변 제 1항과 제 2항은 이류항, 기압경도의 섭동항을

나타내고, αDiv^* 는 음파를 제거하기 위한 divergence damping항이며, α 는 damping계수이고, D로 주어진 항은 각 방향별 mixing항이다.

식(2.3.5)에서 우변 제 1항은 온위의 섭동항, 제 2항은 온위의 이류항, 제 3항은 mixing항, 제 4항은 구름물리과정에서 나타나는 열의 생성, 소멸항이다.

식(2.3.6)에서 우변 제 1항은 압력섭동의 이류항, 제 2항은 압력의 이류항, 제 3항은 발산항, 제 4항은 비단열항을 나타낸다.

식(2.3.7)에서 우변의 항들은 순서대로 각각 이류, 흡착, 혼합, 그리고 생성항을 나타낸다.

3. 연천 호우 사례에 대한 개요

1996년 7월 25일 12 UTC에 관측된 위성의 적외화상을 Fig. 2.3.1a에 나타내었다. 그림에서 보듯이 양쯔강 부근에서 강한 대류활동이 관측되었다. 이 대류활동은 본 호우사례와 직접적으로 관련된 중규모 대류로 발달하였는데, 7월 26일 00 UTC에 한반도의 중부지방에 위치하였다(Fig. 2.3.1b). 강수는 1996년 7월 26일 새벽에 강원 영서북부와 경기 북부지방을 시작으로 경기남부까지 확장하였으나, 밤에 경기 남부로부터 경기북부로 비가 약해지고 철원에서 27일 오후 늦게부터 21시까지 일시적으로 비가 약해졌다. 7월 26일~28일의 호우사례 기간동안 최고강수량을 기록한 철원지방의 총강수량은 527.2 mm를 기록하였고, 7월 27일 하루 강수량은 268.1 mm로 기존의 최고기록을 갱신하였다. Fig. 2.3.2는 26일 01 UTC에서 12UTC까지의 철원지방 강수량의 시계열을 나타낸 것이다.

이 기간동안에 장마전선이 7월 25일 12 UTC에 만주지방에 위치하였고, 26일 00 UTC에는 남쪽으로 이동하였다. 장마 뒤에 이러한 호우의 발생을 고려해 볼 때, 태풍 Gloria의 상륙과 잇따른 태풍 Herb와 연관된 많은 양의 습기이류에 기인된 것으로 판단된다.

4. 실험 설계와 사례모의

가. 실험 설계

본 연구에서는 3차원 비정역학 중규모 모형인 ARPS를 사용하였다. 기본적으로 모형에서 적분되는 변수는 $u, v, w, \theta, p, \rho, q_v, q_{li}$ 이며, 그외에 난류운동에너지를 계산한다. 여기서 u, v, w 는 x, y, z 방향의 속도성분, θ 는 온위, p 는 압력, ρ 는 밀도, q_v 는 수증기의 혼합비, q_{li} 는 모형에서 고려되는 일반적인 형태의 water substance를 나타낸다.

이 모형에서 큰 시간 적분 간격은 12초 작은 시간 적분 간격은 6초로 하였다. 난류 혼합과정은 1.5 TKE turbulent mixing을 사용하였고, 미세 물리 과정으로 Schultz NEM ice microphysics가 사용되었다. 적운모수화 과정은 명시적 미세 물리 방안(Exp. 1), Kain-Fritsch(1993) 방안(Exp. 2)로 각각 고려되었다.

수치실험은 1996년 7월 26일 00 UTC에서 12 UTC까지 수행하였다. 모형에서 수평 모사 영역은 동서방향으로 $119^\circ\text{E} \sim 133^\circ\text{E}$, 남북방향으로 $30^\circ\text{N} \sim 43^\circ\text{N}$ 의 영역을 가진다. 수평격자간격은 12 km이고, 99×119 개의 수평격자점을 갖는다. 연직 방향의 격자수는 500 m이며 43개의 연직격자점을 갖는다.

대기하층에서의 정확도를 고려하기 위해 지상으로부터 모형 상단까지 쌍곡선 탄젠트 함수로 연직 격자간격을 구성하여 하층에서의 격자간격을 조밀하게 하였다. 초기조건과 경계조건은 40 km 격자간격의 KLAM (Korea Limited Area Model)의 12 UTC 예보장에서 추출하여 12 km의 ARPS 격자로 재배치하여 사용하였다.

나. 호우 모의 실험

1996년 연천, 철원지방의 호우사례는 장마전선 상에 고온다습한 남서기류가 유

입되어 강한 강수가 연천지방을 중심으로 발생한 사례이다. 이 사례를 ARPS 모형의 적운 모수화 방안으로 Kain-Fritsch 방안(1990, Exp. 1), 그리고 명시적 미세물리 방안(Exp. 2)을 이용하여 모의한 12시간 누적 강수량을 Fig. 2.3.3에 각각 나타내었다. 전체적인 누적강수량의 패턴은 두 경우에서 유사하나, Exp. 1에서 강수대가 약간 북쪽으로 치우쳐 있고, 남북으로의 폭도 넓다. 특히 강한 집중호우가 발생하였던 연천, 철원 지방의 강수량과 그 패턴은 Exp. 1에서 강수량과 강수 위치가 비교적 정확하게 모의되었고, 인근의 한반도 중부지방의 강수량 패턴도 보다 현실적이다. 그러나 Exp. 2에서는 강수량도 Exp. 1보다 적을 뿐 아니라 그 위치도 동쪽으로 치우쳐 나타난다. 또한 한반도의 강수역이 집중호우를 내린 지역 외에는 나타나지 않아 Exp. 1보다 현실적이지 못한 경향을 보여준다.

연천 호우사례에 대한 12시간의 사례모의 중 Exp. 1과 Exp. 2에 대한 3시간 누적 강수량의 분포를 Fig. 2.3.3에 나타내었다. 한반도 중부지방에 강수량이 시작된 시간은 비슷하나, 그 패턴에서는 다소 차이를 보여주고 있다. 7월 26일 09UTC에서 각각의 강수량은 비슷하나 Exp. 1에서는 최대값 주위로 타원형의 강수패턴을 보여주고 있고, Exp. 2에서는 남북으로 좁고 동서로 길게 뻗은 패턴을 보여준다. 7월 26일 12 UTC에서 Exp. 2에서는 강수대가 동해 쪽으로 빠져나가 있고, Exp. 1에서는 철원지방의 수치 모의 실험이 명시적 물리과정에서 보다 더 오래 지속되어 집중호우를 보다 실제적으로 모의하였다.

5. 결론

ARPS 모형을 이용하여 1996년 7월 26일 한반도 중부지방에서 발생한 호우사례를 적운 모수화 방안으로 Kain-Fritsch 방안과 명시적 미세물리 과정으로 강수 과정을 각각 비교 실험한 결과를 요약하면 다음과 같다.

- 1) 7월 26일 00 UTC에서 12 UTC 까지의 누적 강수량은 Kain-Fritsch 방안에서 명시적 물리 과정에서보다 강수대가 약간 북쪽으로 치우쳐 있고, 남북으로의 폭도 넓었다.

- 2) 강한 집중호우가 발생하였던 연천, 철원 지방의 강수량과 그 패턴은 Kain-Fritsch 방안에서 강수량과 강수위치가 보다 정확하게 모의 되었다.
- 3) 7월 26일 09 UTC에서 한반도의 강수시작 시간과 강수량은 비슷하였으나, Kain-Fritsch 방안을 사용한 연천, 철원지방의 수치 모의 실험에서 명시적 미세 물리과정에 보다 더 오래 지속되어 집중호우를 보다 실제적으로 모의하였다.

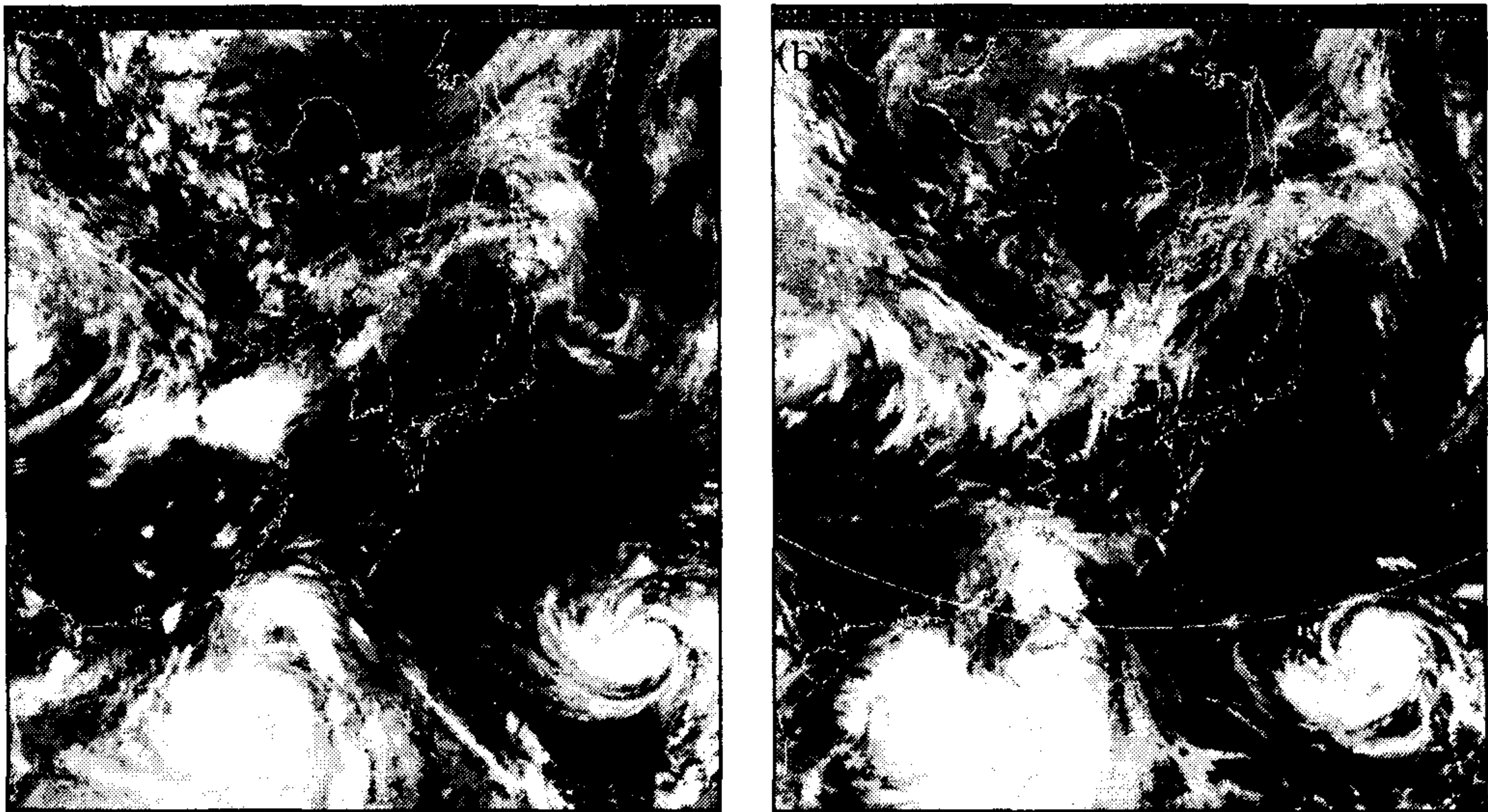


Fig. 2.3.1 GMS IR pictures for (a) 1996. 7. 25 12UTC (b) 1996. 7. 26.

1999. 7. 26-28 칠원 강수량

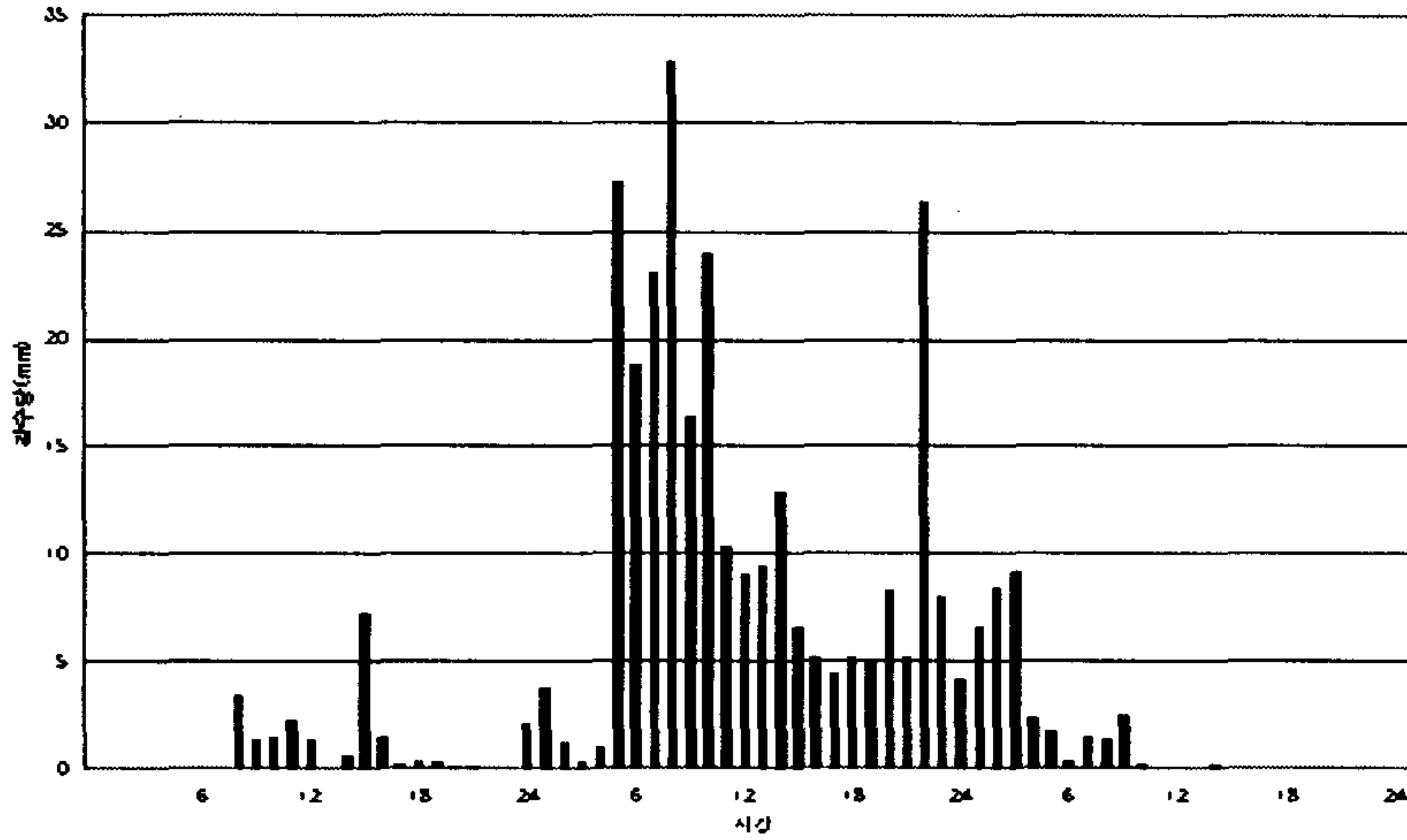


Fig. 2.3.2 The hourly precipitation on Cholwon from 1999. 7. 26 to 7. 28

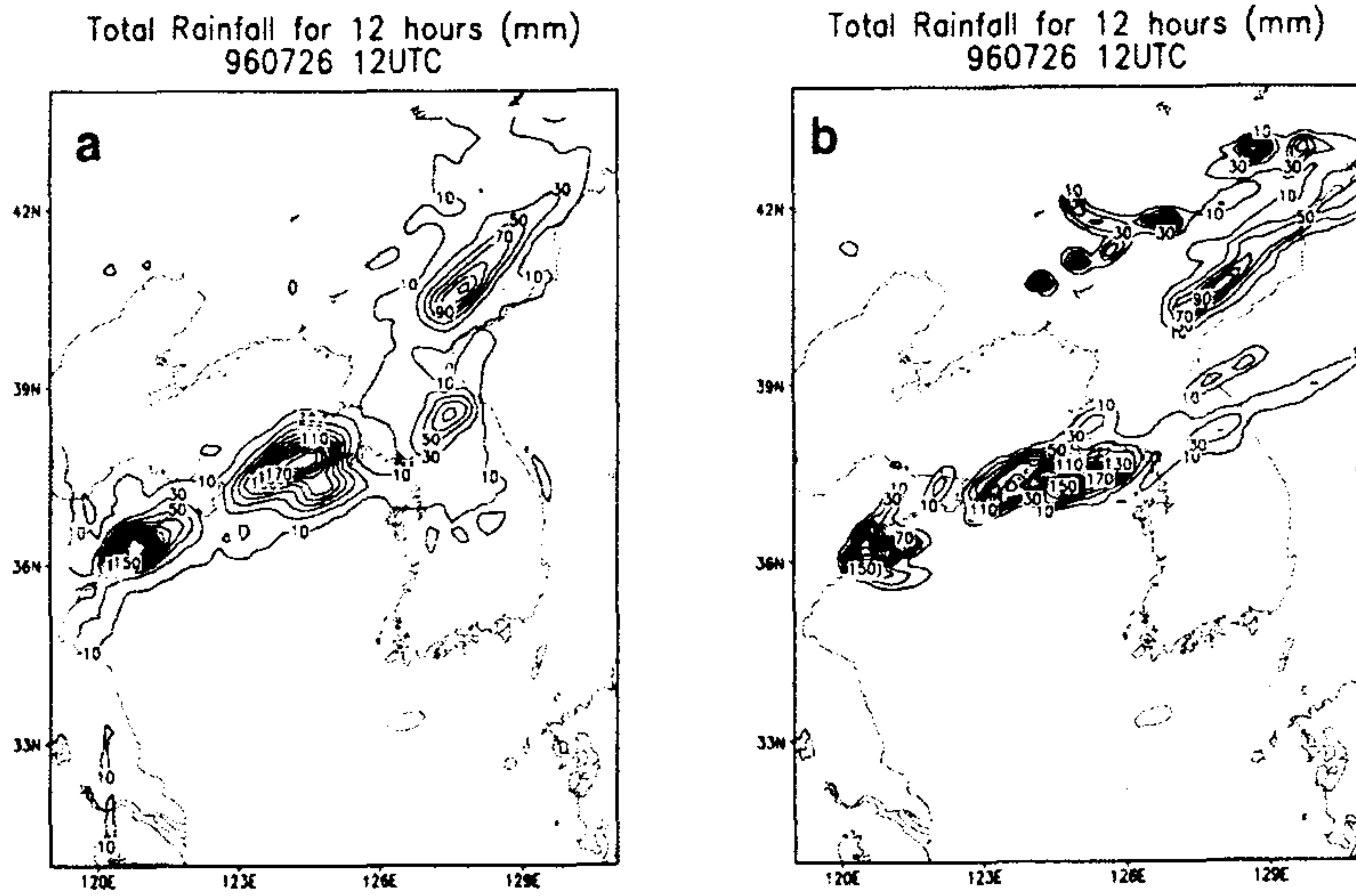
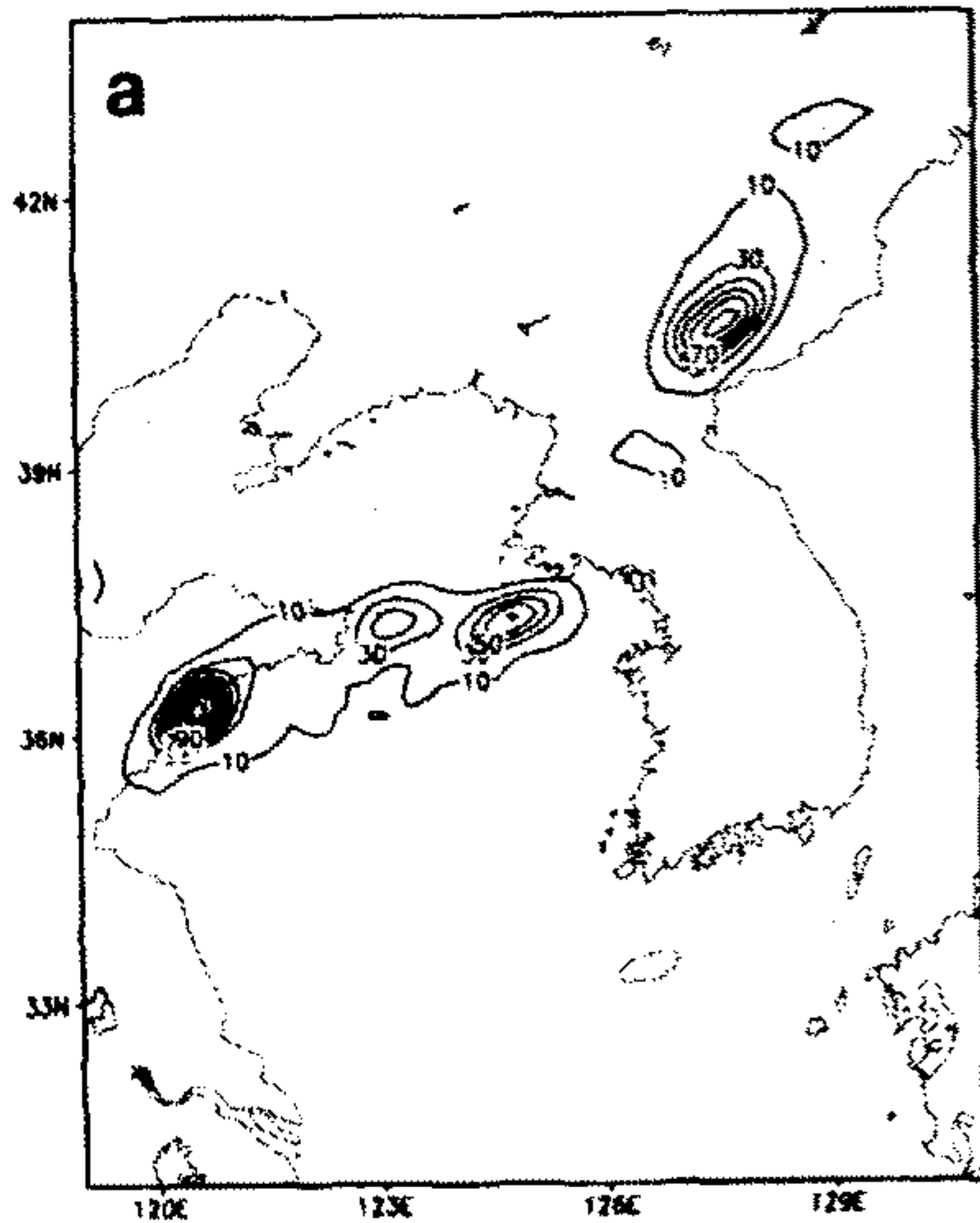
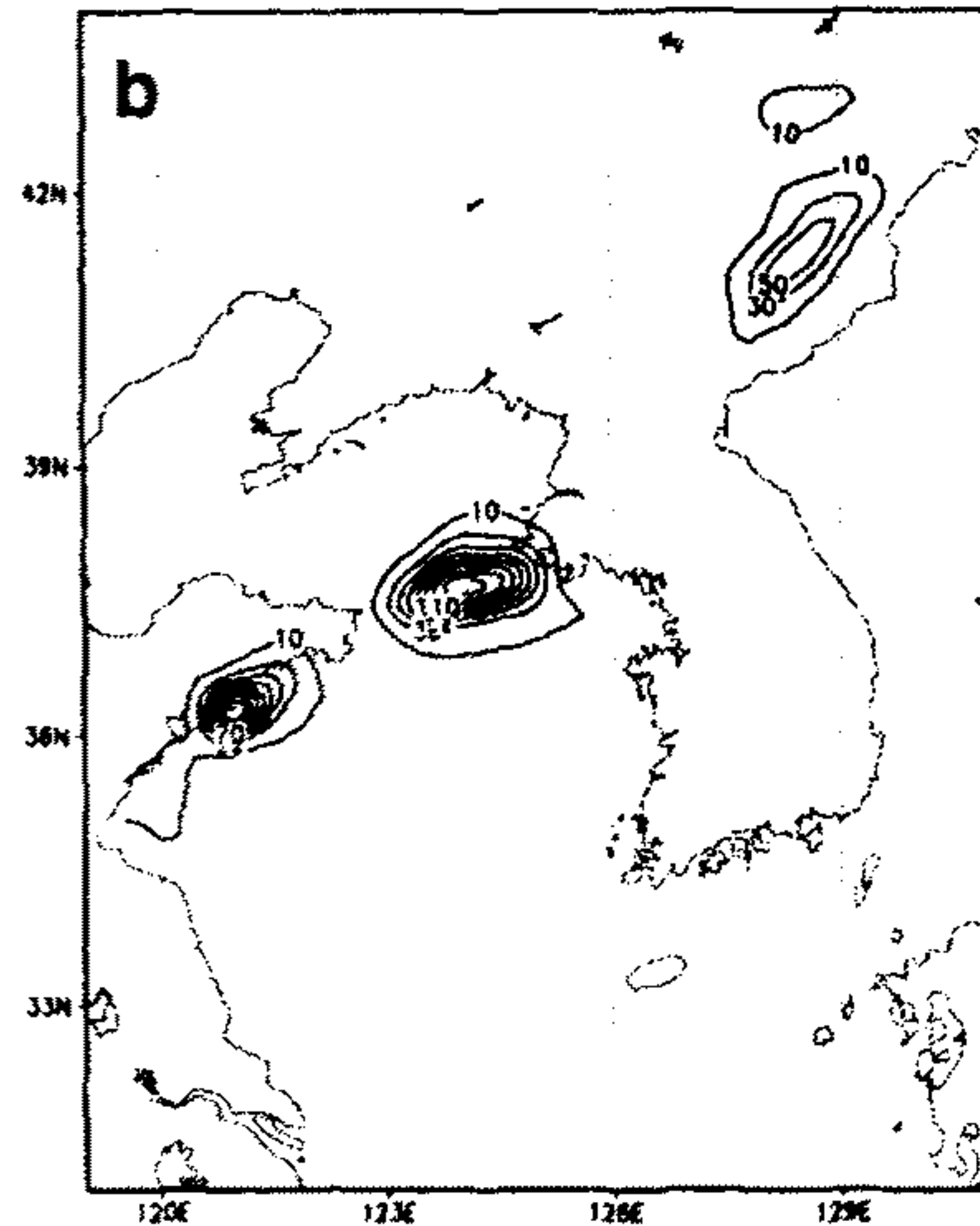


Fig. 2.3.3 12 hour accumulated rainfall (mm) for (a) Kain-Fritsch scheme, (b) Explicit micro-physics.

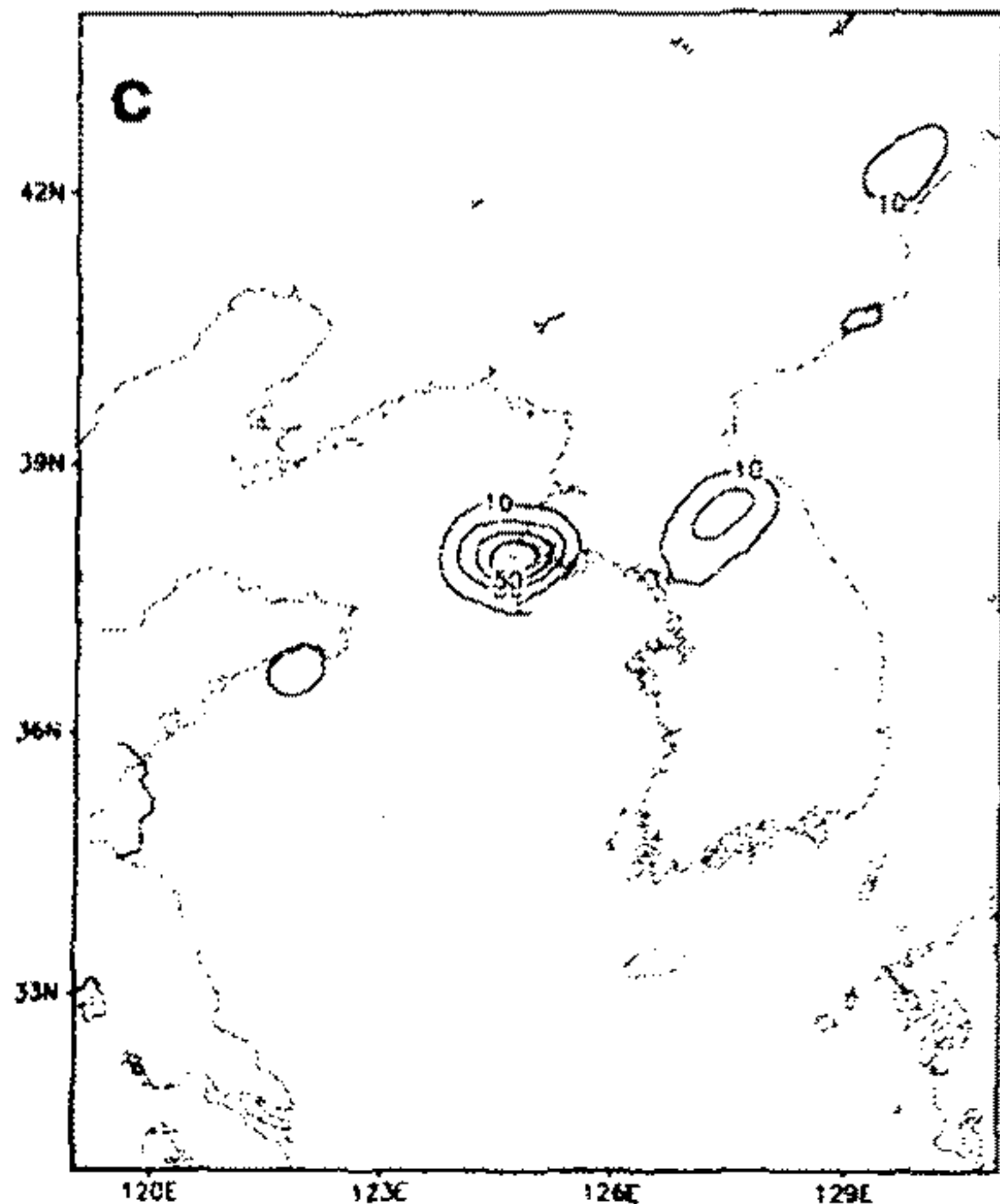
Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 03UTC



Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 06UTC



Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 09UTC



Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 12UTC

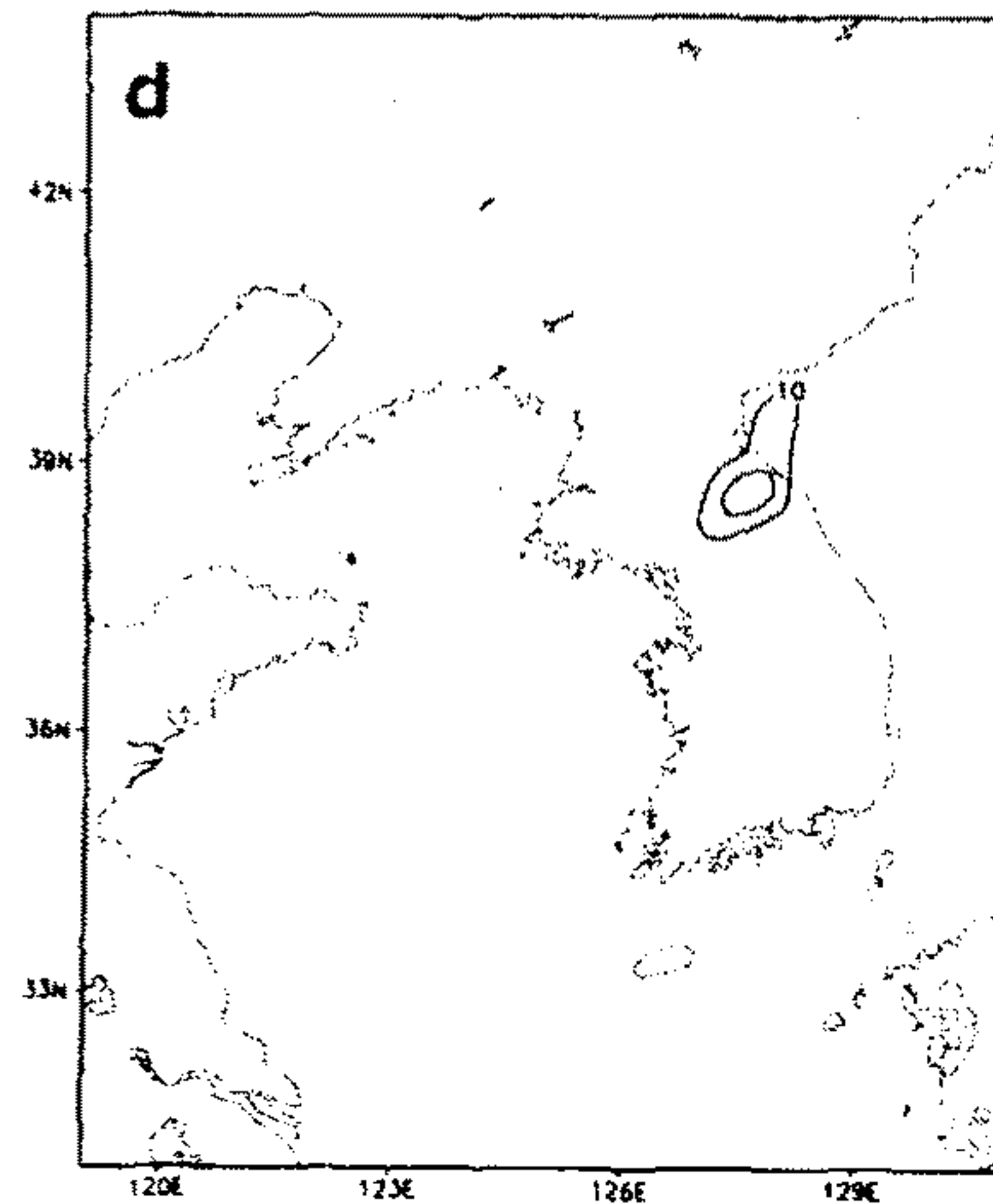
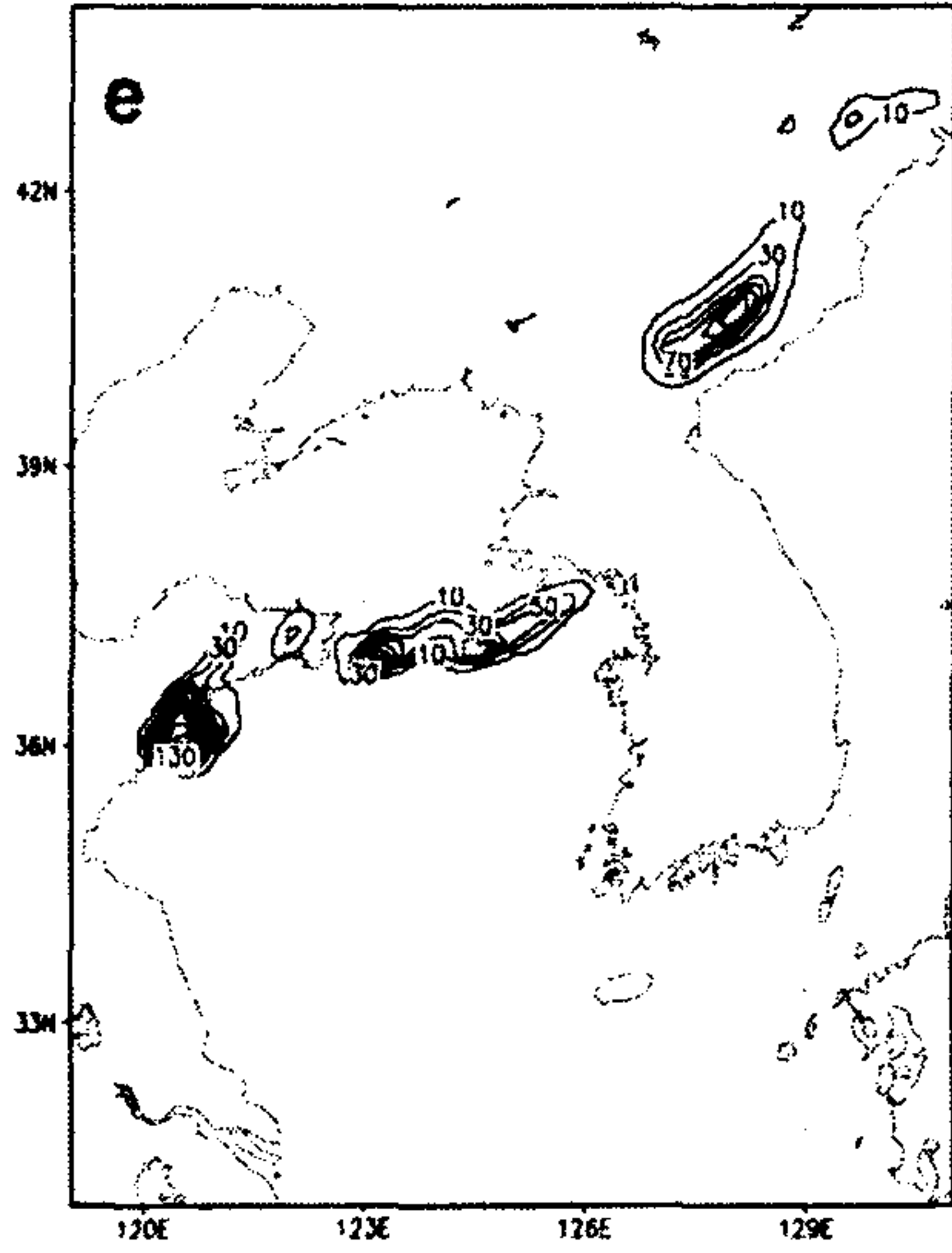
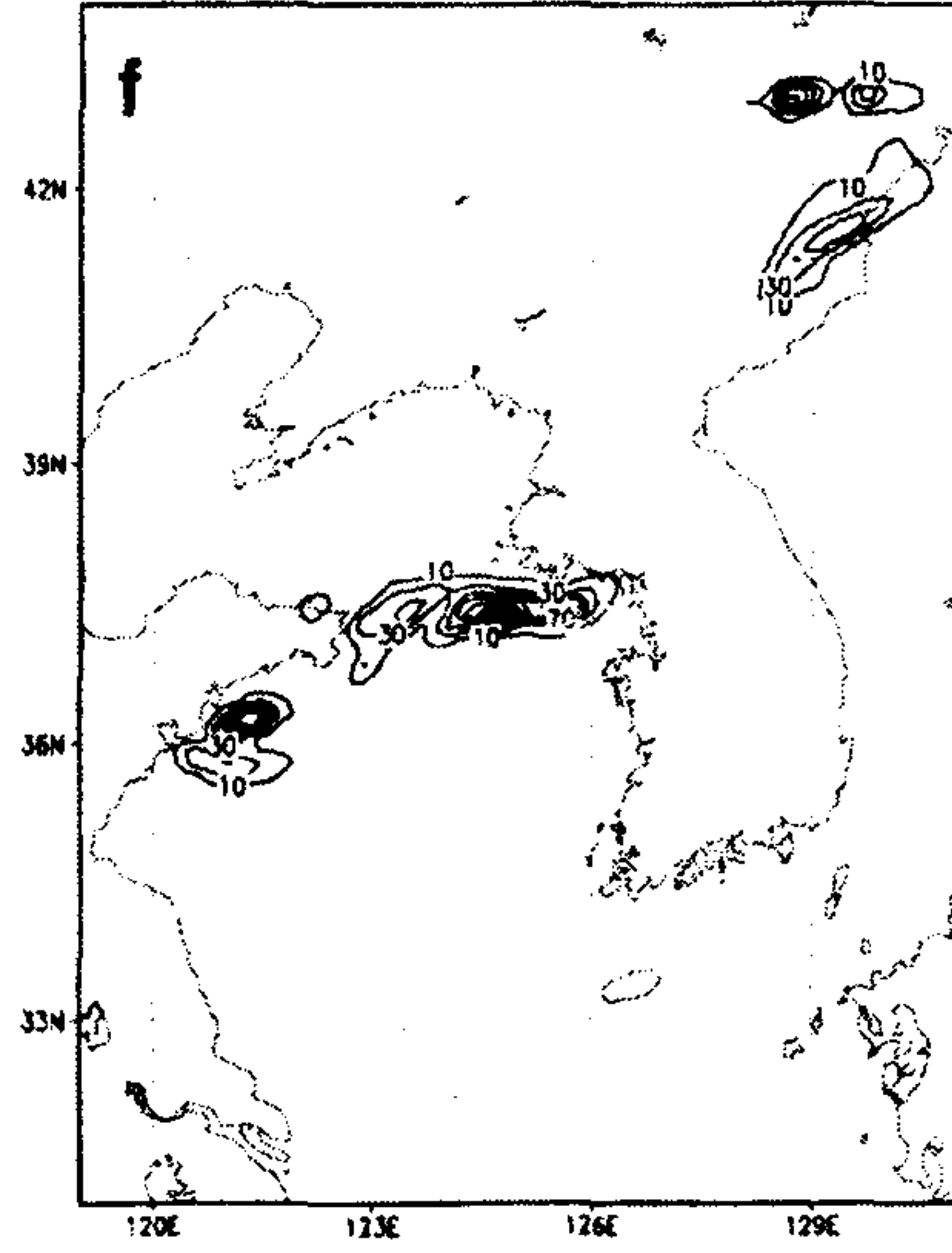


Fig. 2.3.4 3 hour accumulated rainfall (mm) for (a) 03, (b) 06, (c) 09, (d) 12 UTC forecast with Kain-Fritsch scheme and (e) 03, (f) 06, (g) 09, (h) 12 UTC with Explicit micro-physics.

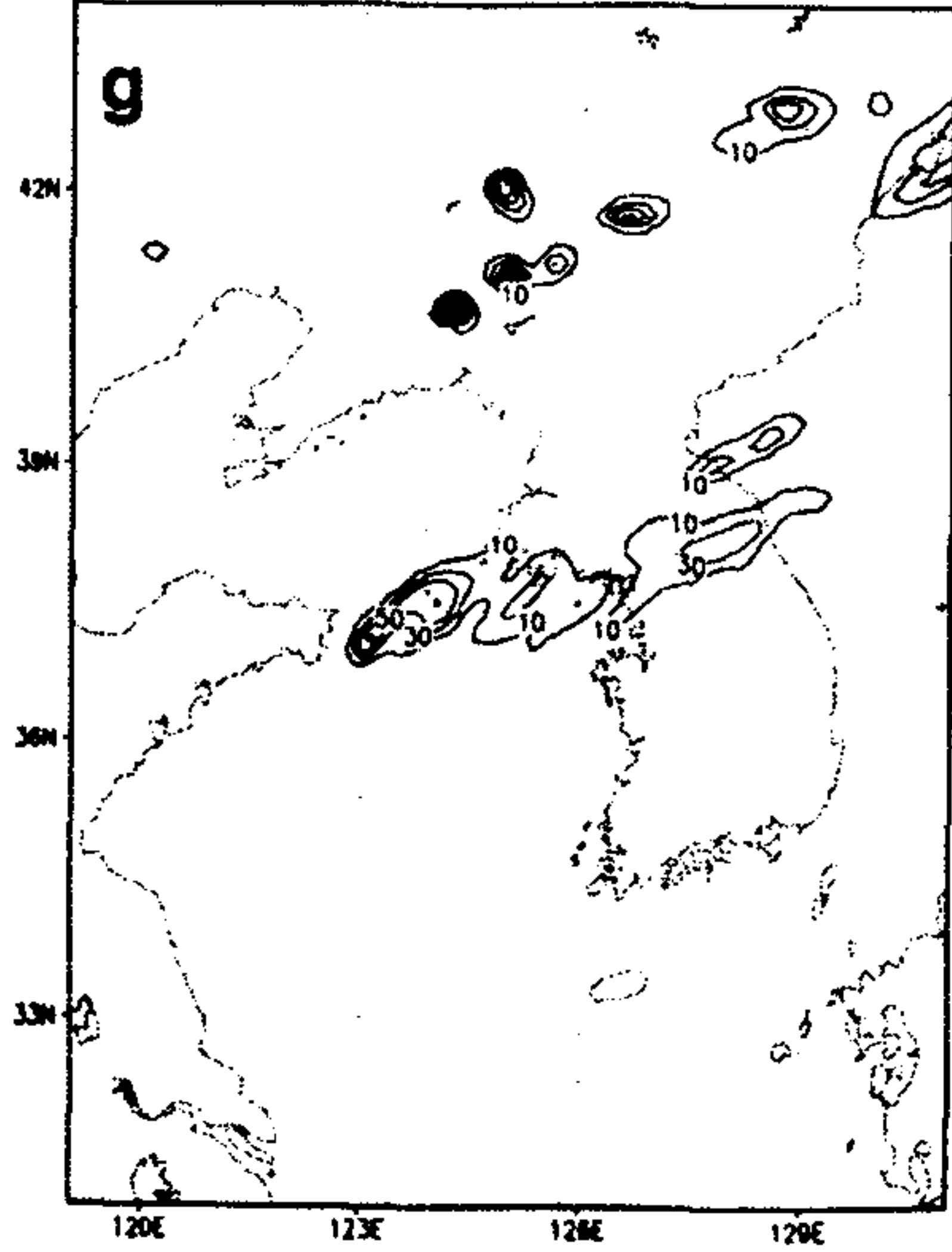
Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 03UTC



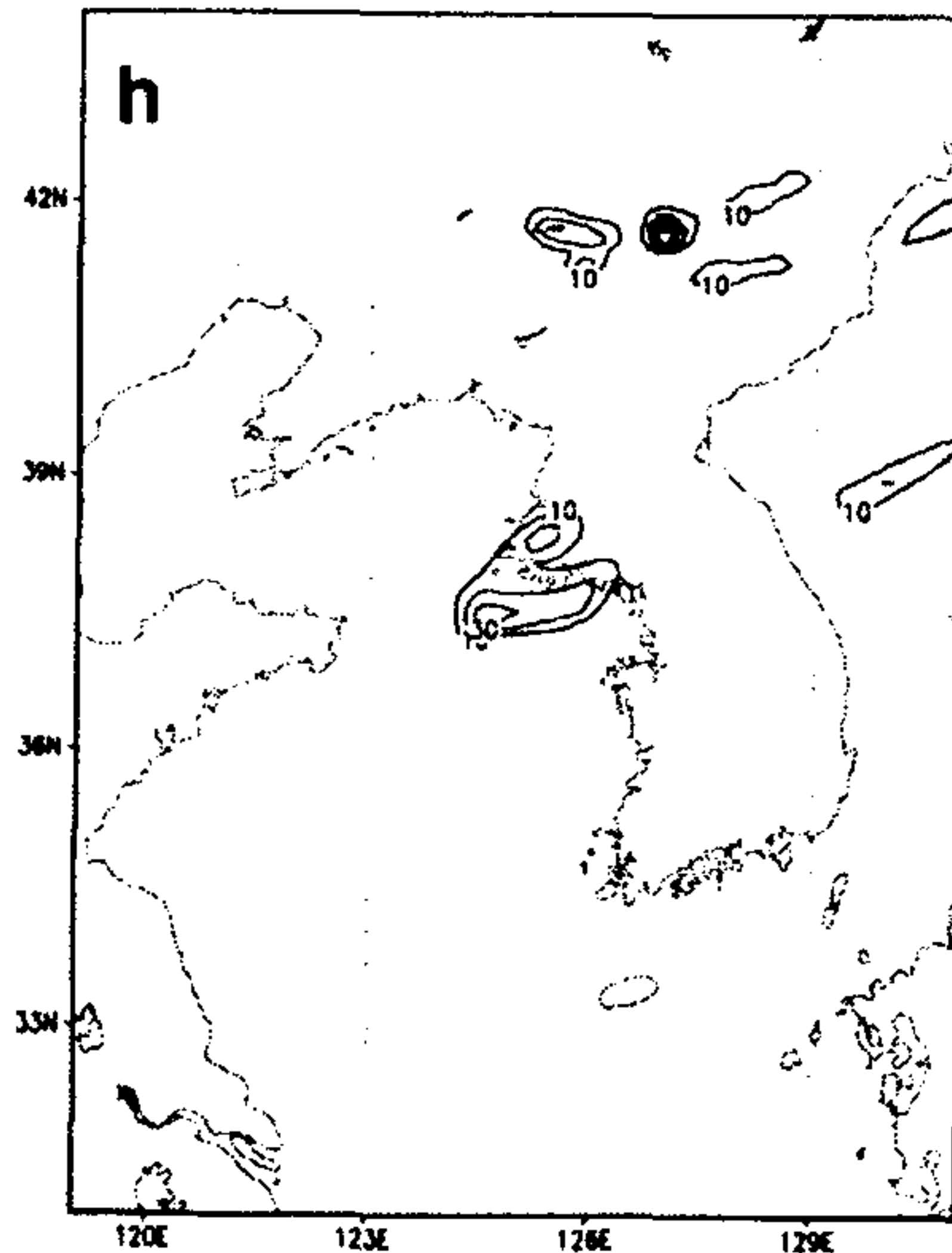
Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 06UTC



Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 09UTC



Accumulated Rainfall for 3 hours (mm)
960726 12UTC



-17-

Fig. 2.3.4 (continued)

제4절 1979~1996년 발생한 호우사례의 데이터베이스

1. 서 론

오늘날 세계 여러 곳에서 이상기상으로 인한 기상재해 중에서 가장 중요한 것 중 하나가 호우와 관련된 재해이다. 한반도의 연평균 강수량은 1000~1800 mm의 분포이나, 지역에 따라서는 2000 mm 이상의 비가 내린 경우도 많으며, 연 강수량의 70% 정도가 6~9월까지 4개월간에 집중되고, 특히 이 기간 동안에 내리는 비는 호우 형태를 보이는 경우가 많다 (기상청, 1993). 우리 나라는 매년 집중호우, 폭풍 등 악기상으로 인하여 고귀한 인명과 막대한 재산상의 피해를 입고 있으며, 호우에 의한 재해는 전체 기상 재해의 발생빈도 중 약 30%를 차지하고 있다 (기상청, 1993).

따라서 호우에 대한 신속 정확한 예보는 기상 재해 대응에 중요한 과제이다. 기상청은 현재 24시간 강우량이 80 mm 이상이고 재해가 예상되면 호우 주의보를 발표하여 호우로 인해 발생하는 피해를 최소화하기 위한 노력을 하고 있지만, 특히 집중호우와 같은 국지적이고 돌발성이 강한 현상들은 중규모 수치 모델에서의 모수화에 관련된 문제들이 아직 충분히 해결되지 않은 관계로 호우 예보에 많은 어려움을 주고 있다.

그러므로 예보 및 연구목적으로서 호우와 관련된 각종 자료에 대한 수요가 많을 것으로 예상되나, 현재 통합된 데이터베이스가 없어 수요자의 필요에 따라 여러 출처로부터 자료를 추출하여 이용하고 있는 실정이다. 따라서 본 연구에서는 통합된 호우 데이터베이스를 구축하여 사용자들이 신속, 편리하게 호우자료를 이용하여, 호우로 인한 재해대응에 도움이 될 수 있도록 하였다.

2. 자료 및 데이터베이스

가. 자료

호우 데이터베이스에 사용된 자료는 기상청에서 발행된 호우사례집 (1981~1990), 기상연보, 기상월보, 지상 및 상층일기도와 기상청 산하 71개 관측소에서 관측한 시간 강수량 관측자료이다.

나. 자료의 기간 및 선정기준

자료의 기간으로는 1979년부터 1996년까지 총 18년이며, 기상청 산하 71개 관측소 (Fig. 2.4.1)의 24시간 누적강수량이 80 mm 이상을 기록한 사례 중에서 1981~1990년은 호우사례집에 수록된 사례를 선정하였고, 1979, 1980년 및 1991년~1996년은 시간 강수량 자료 (기상청 기후 자료과 협조)를 이용하여 24시간 누적강수량이 80 mm 이상을 기록한 사례를 선정하였다. Table 2.4.1 은 선정된 호우사례의 연도별, 월별 발생횟수를 나타낸다.

Table 2.4.1. The Distribution of monthly and yearly occurrences of the selected cases.

Year	Month												Total
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1979		1			1	2	2	3					9
1980				1	1	2	5	5	1				15
1981						2	5	3	2	1			13
1982					1		3	3					7
1983						1	5	4	5				15
1984				1	1	3	5	5	1		1		17
1985			1	1	2	3	3	5	3	3			21
1986					1	2	5	4	1	1			14
1987						2	5	6	1				14
1988						3	4	1	1				9
1989					1	1	5	4	3		1		15
1990				1	1	2	5	3	4				16
1991				1	1	1	5	1	2				11
1992					1		2	4	1				8
1993						2	3	4	1				10
1994					1	2		2	1	1			7
1995					1	1	4	5					11
1996						2	1						3
Total		1	1	5	13	31	67	62	27	6	2		215
Mean	0	0.06	0.06	0.28	0.72	1.72	3.72	3.44	1.5	0.33	0.11	0	11.94
Percentage (%)		0.5	0.5	2.3	6	14.4	31.2	28.8	12.6	2.8	0.9	0	100

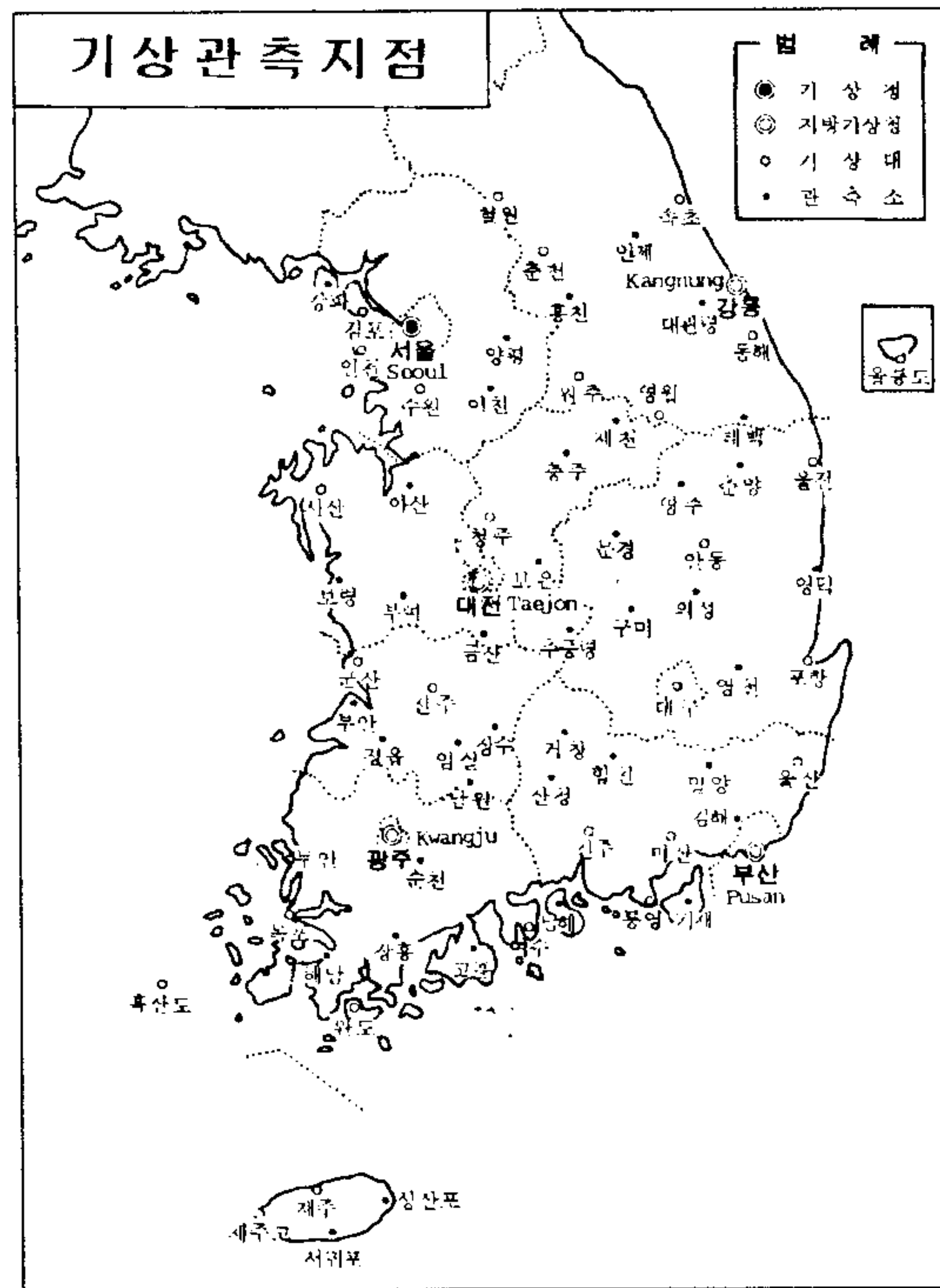


Fig. 2.4.1. The surface stations in Korea.

다. 호우사례 데이터베이스

호우사례 데이터베이스의 기본 틀은 마이크로소프트 엑세스 97을 이용하여 CD-ROM으로 제작하였으며, 자료는 시작일, 지속기간, 발생지역, 최고강수가 나타난 최고강수지점, 최고강수지점의 최고강수량 (mm/일), 발생원인, 원인분석 및 그림자료로 구성되어 있다. 그림자료는 총강수량 분포도 (1장), 저기압이동경로도 (1장), 지상일기도 (00, 12 UTC: 6장), 상층일기도 (850 hPa, 500 hPa의 12 UTC: 6장), 레이더에코 (2장) 및 위성사진 (2장)으로 사례당 총 18장이다. 다만, 레이더에코와 위성사진은 자료부족과 자료수집의 몇 가지 문제점으로 인하여 누락된 자료가 있다.

3. 호우사례 데이터베이스의 사용방법

호우사례 데이터베이스를 사용하기 위해서는 운영체제로 한글 윈도우 95, 소프트웨어로 마이크로소프트 액세스 97 그리고 2배속 이상의 CD-ROM Drive의 시스템 사양이 필요하다.

가. 사용순서

호우사례 데이터베이스의 일반적인 사용순서는 다음과 같은 순서에 따라 이루어진다.

- (가) 먼저 호우사례 데이터베이스 CD-ROM를 삽입하고, 윈도우 95 바탕화면의 내 컴퓨터에 CD-ROM Drive의 아이콘 (D: 혹은 E:)을 더블 클릭한다.
- (나) Howoo.mdb를 더블 클릭하여 마이크로소프트 액세스 97을 실행시킨다.
- (다) Fig. 2.4.2 와 같이 'HOWOO: 데이터베이스'가 나타나면, 여기서 '폼'란의 호우사례 데이터베이스를 더블클릭하여 호우사례 데이터베이스를 실행시킨다.
- (라) Fig. 2.4.3 과 같이 호우사례 데이터베이스가 실행되면 연도별, 월별, 호우 발생지역별, 최고강수량별, 최고강수지점별 및 호우발생원인별로 검색할 수 있고, 그 사례에 해당하는 총강수량분포도, 저기압이동경로도, 지상 일기도, 상층일기도, 레이더에코 및 위성사진을 볼 수 있다.

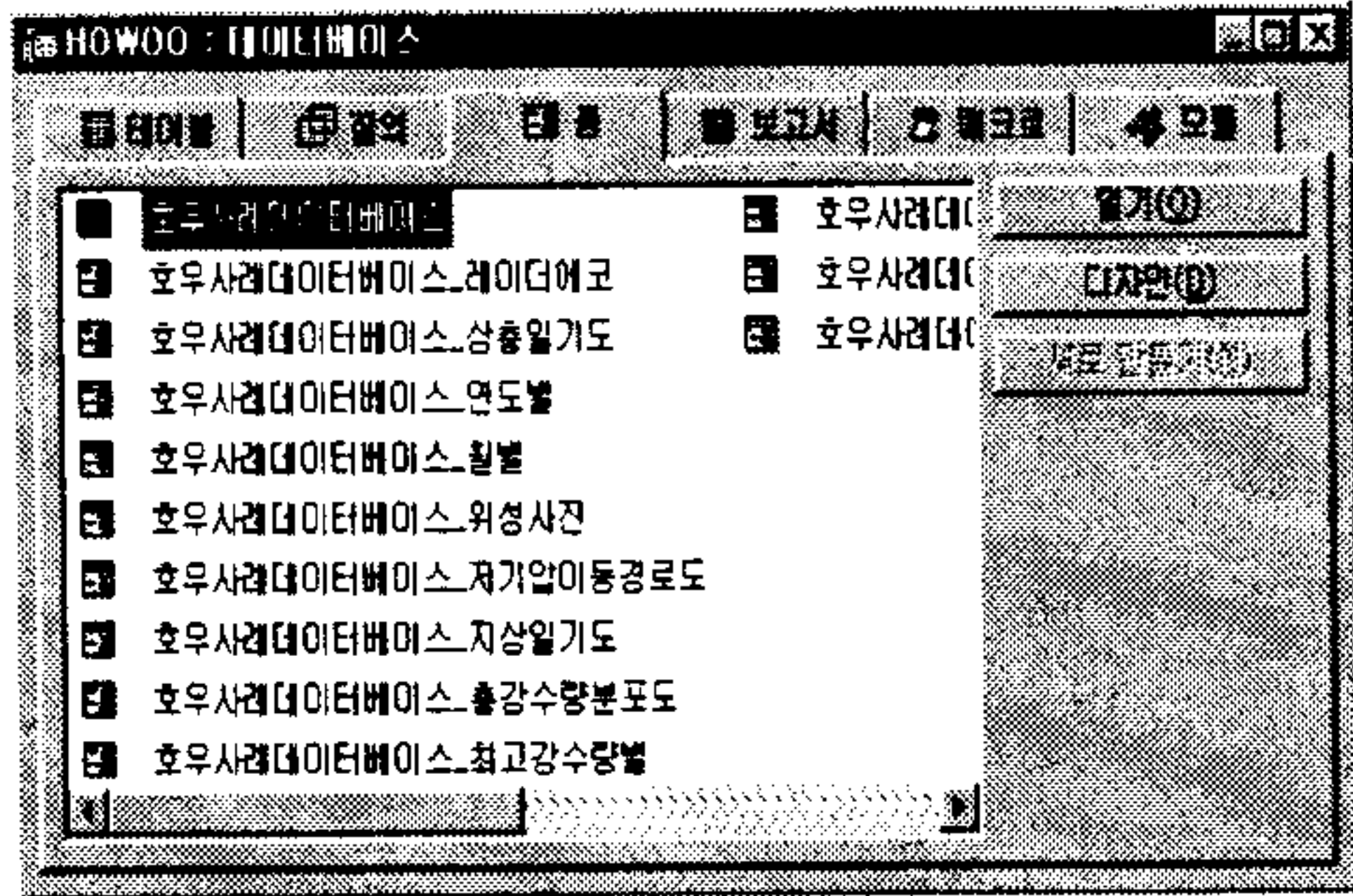


Fig. 2.4.2. Displayed database with MS Access execution.

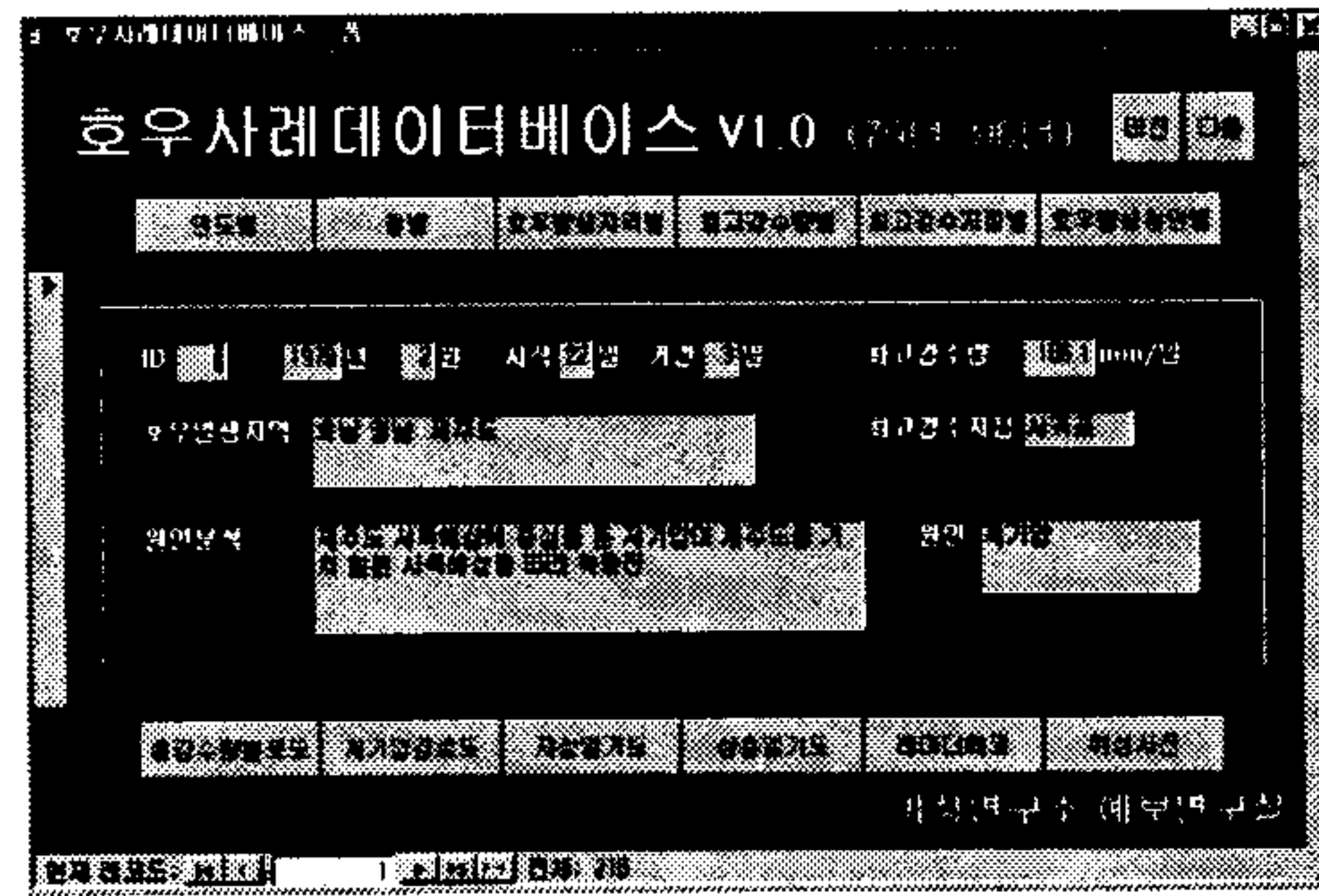


Fig. 2.4.3. The main displaying of heavy rainfall cases search.

나. 호우사례 데이터베이스의 사용례

(1) 1981년 6월 24일의 호우사례와 레이다 에코자료 검색

1981년 6월 24일의 호우사례와 레이다 에코자료를 검색하려면 다음과 같은 순서로 검색할 수 있다.

(가) 호우사례 데이터베이스에서 '연도별'을 클릭한다.

(나) 연도별 검색으로 화면이 바뀌면 Fig. 2.4.4 와 같이 해당 년도인 '1981년'을 선택한다.

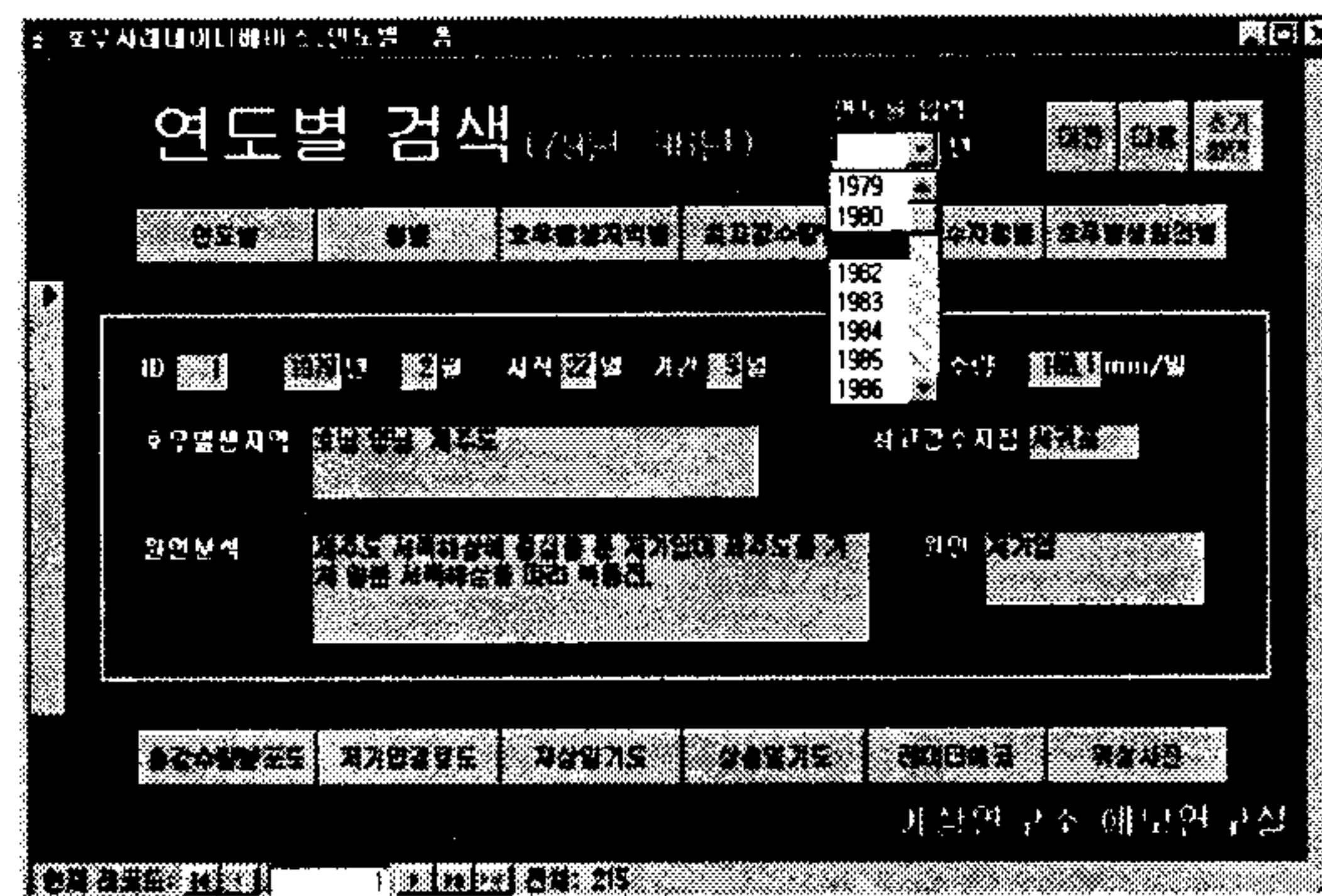


Fig. 2.4.4. Yearly search.

(다) 1981년을 선택하면 해당 년도의 가장 빠른 호우사례인 6월 21일의 호우사

례가 검색되고, 오른쪽 상단의 '다음' 단추를 클릭하면 해당사례인 1981년 6월 24일 호우사례가 Fig. 2.4.5 와 같이 검색된다.

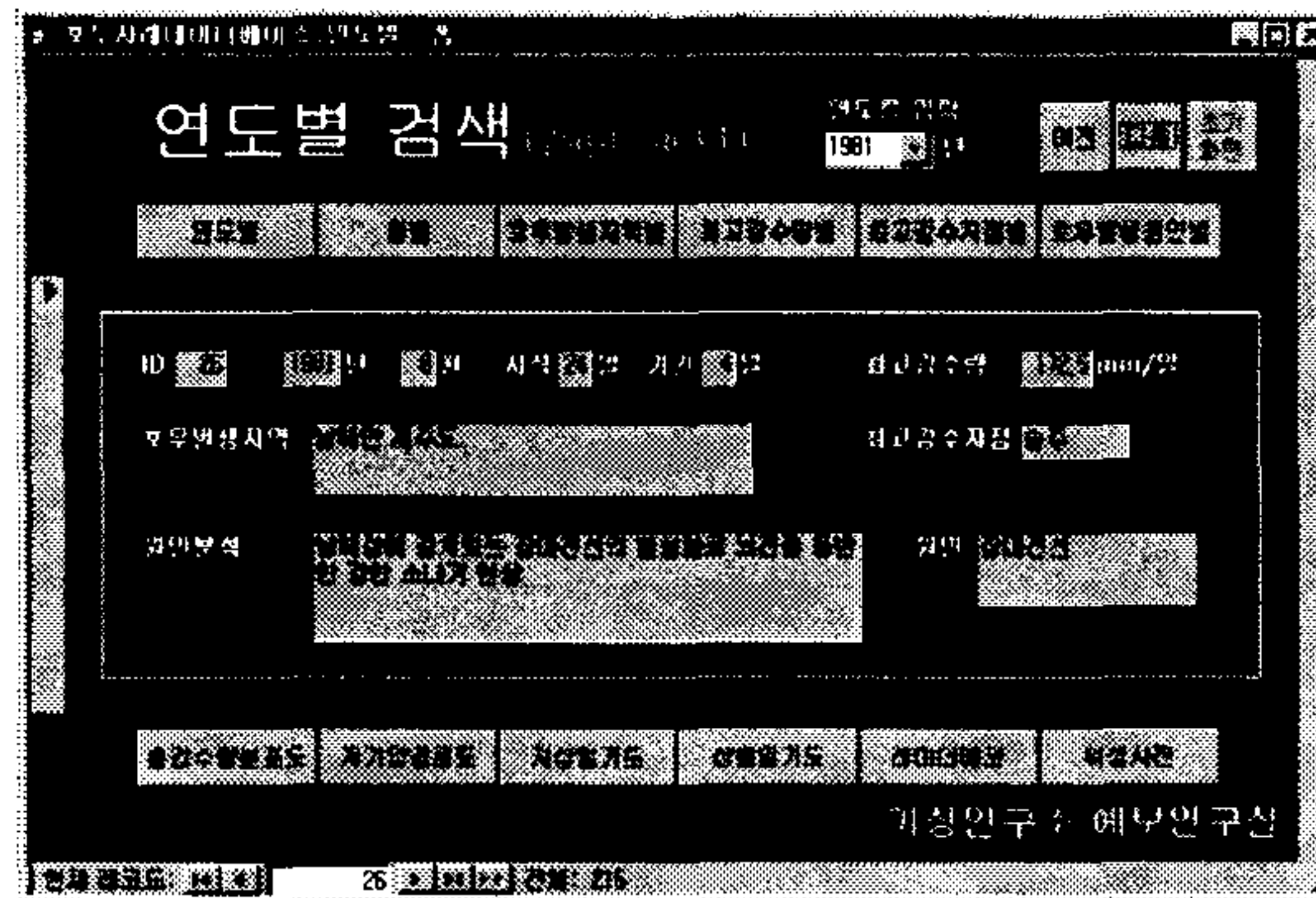


Fig. 2.4.5. Heavy rainfall case on June 24, 1981.

(라) 1981년 6월 24일의 레이더에코 자료를 검색하려면, 하단의 '레이더에코' 단추를 클릭하면 Fig. 2.4.6 과 같이 검색할 수 있다.

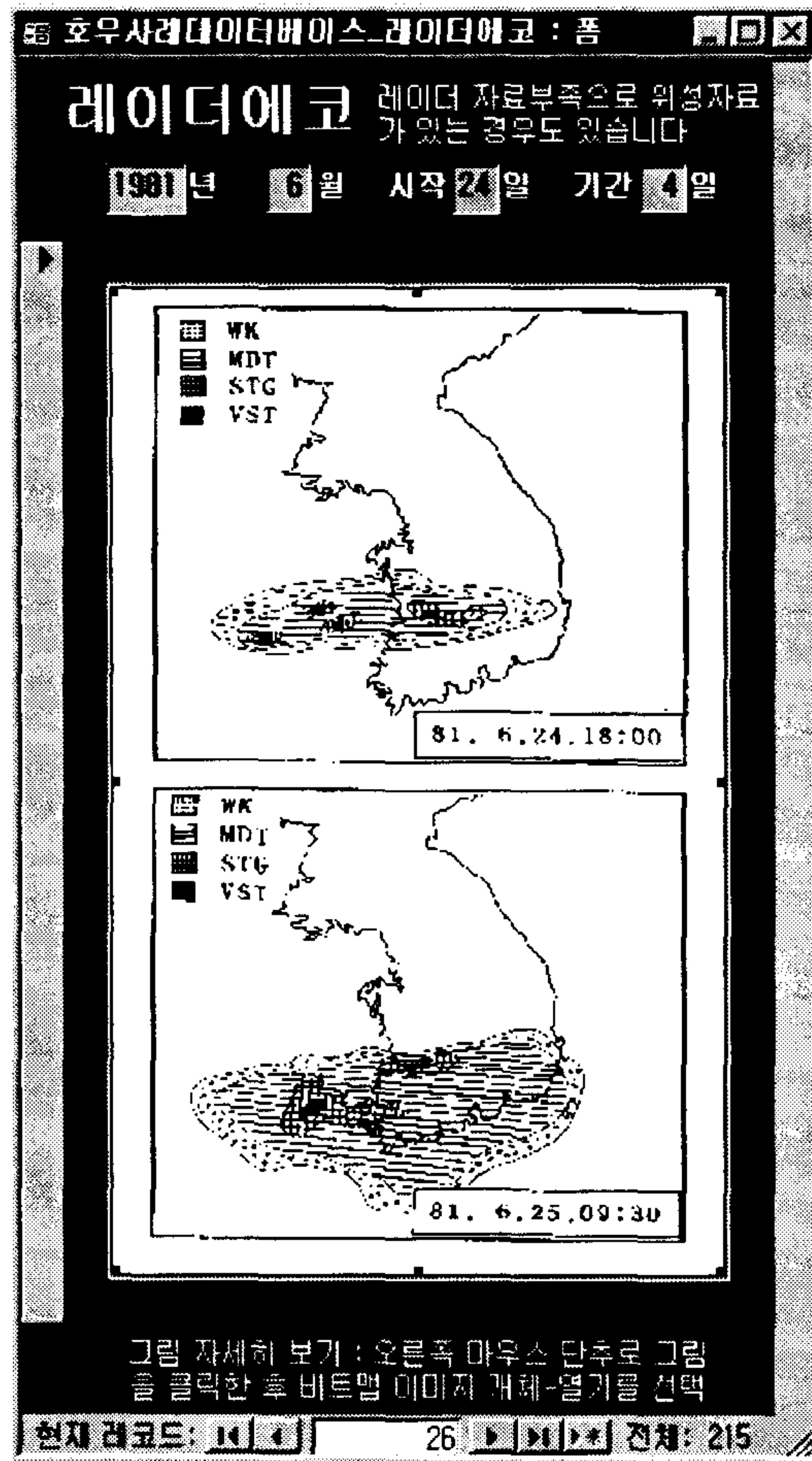


Fig. 2.4.6. Radar echo on June 24,
1981.

(마) 검색된 레이더에코 자료를 자세히 보려면, Fig. 2.4.7 과 같이 오른쪽 마
우스 단추로 그림을 클릭한후 '비트맵 이미지 개체-열기'를 선택한다.

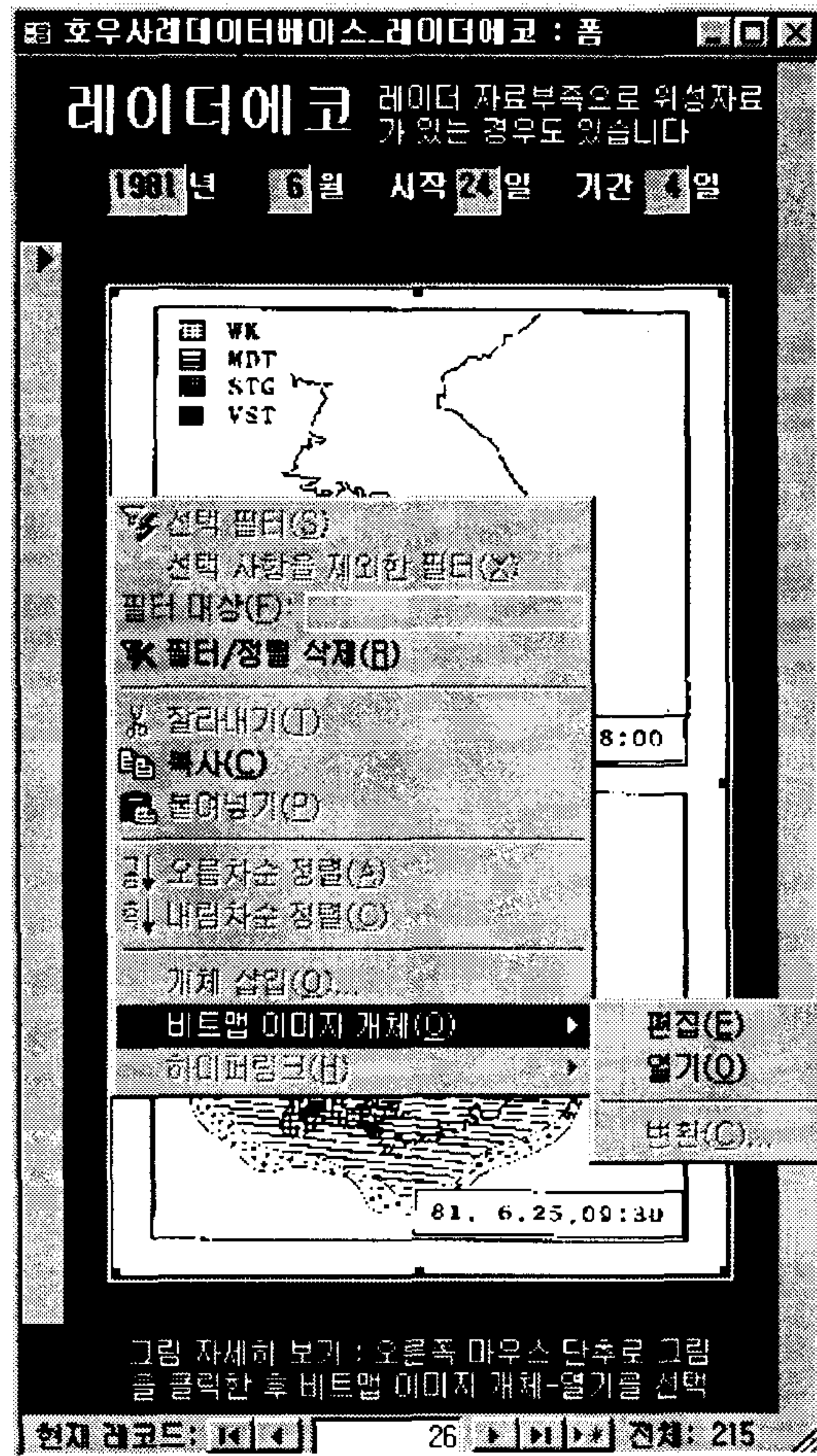


Fig. 2.4.7. Selecting menu to display more detail image.

(바) 비트맵 이미지 개체—열기를 선택하면 '그림판'이 실행되어 Fig. 2.4.8 과 같이 '전체화면'으로 검색할 수 있다.

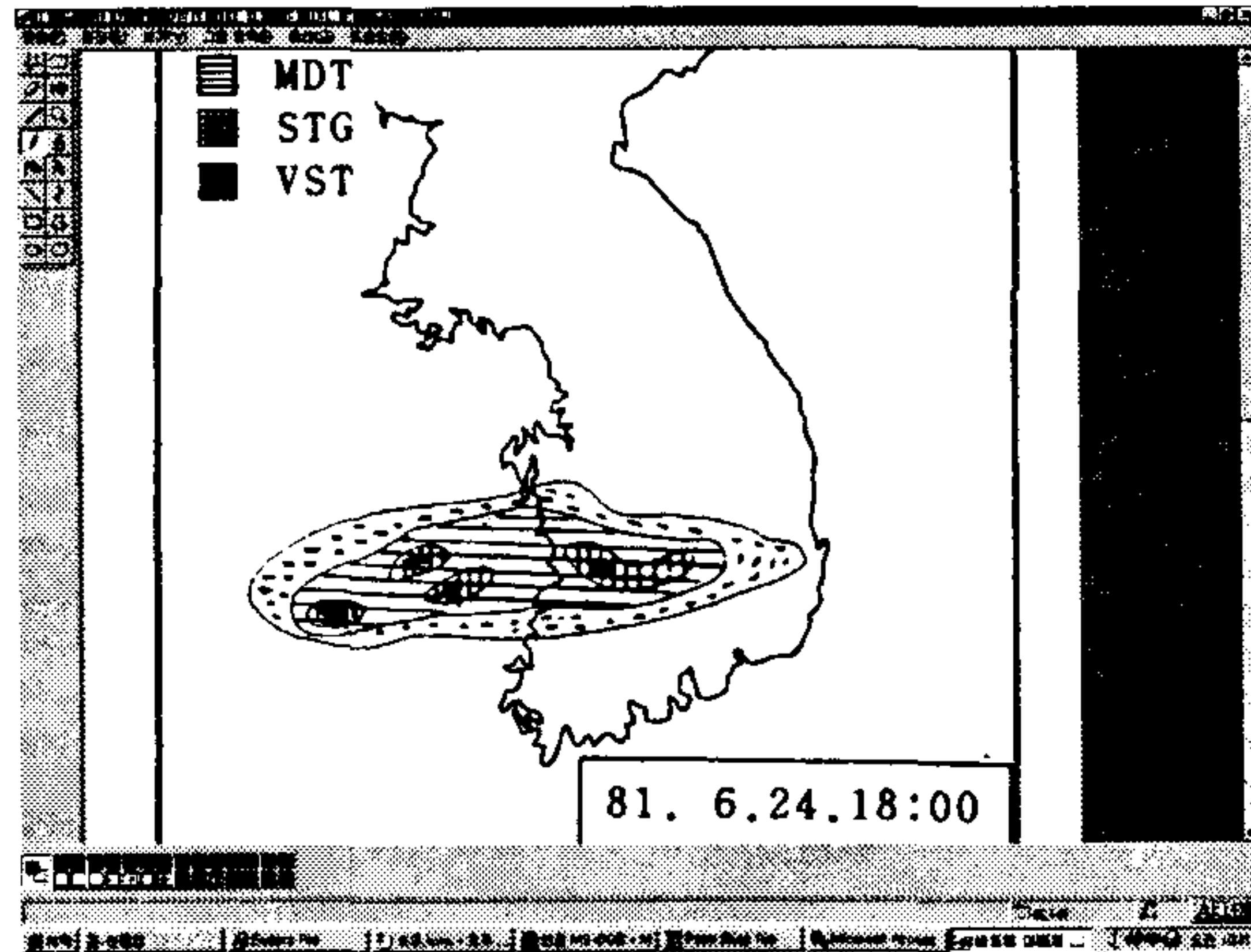


Fig. 2.4.8. Displaying more detail image.

(2) 최고강수지점이 서울지역인 경우의 호우사례 검색

호우사례 데이터베이스 기간중 (1979년~1996년) 최고강수지점이 서울지역인 경우의 호우사례를 검색하려면 다음과 같은 순서로 검색할 수 있다.

(가) 호우사례 데이터베이스에서 '최고강수지점별'을 클릭한다.

(나) 최고강수지점별 검색으로 화면이 바뀌면 Fig. 2.4.9 와 같이 해당 지점인 '서울'을 선택한다.

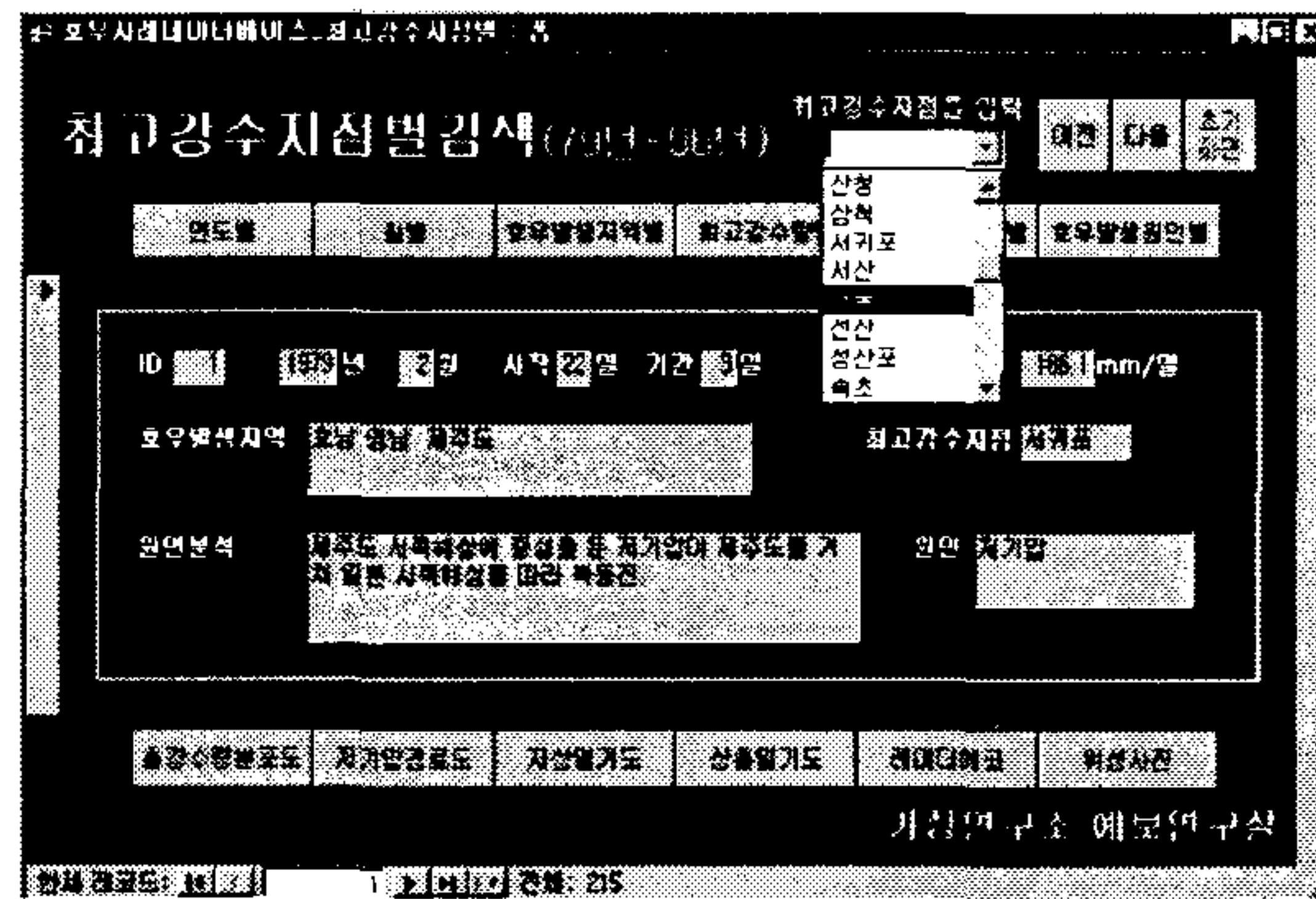


Fig. 2.4.9. Search by maximum rainfall region.

(다) 최고강수지점으로 서울을 선택하면 해당 지점의 가장 빠른 호우사례인 1980년 8월 13일의 호우사례가 Fig. 2.4.10 과 같이 검색되고, 오른쪽 상단의 '다음' 단추를 클릭하면 다음사례인 1983년 9월 1일과 1990년 7월 17일의 호우사례가 Fig. 2.4.11 과 Fig. 2.4.12 와 같이 검색된다.

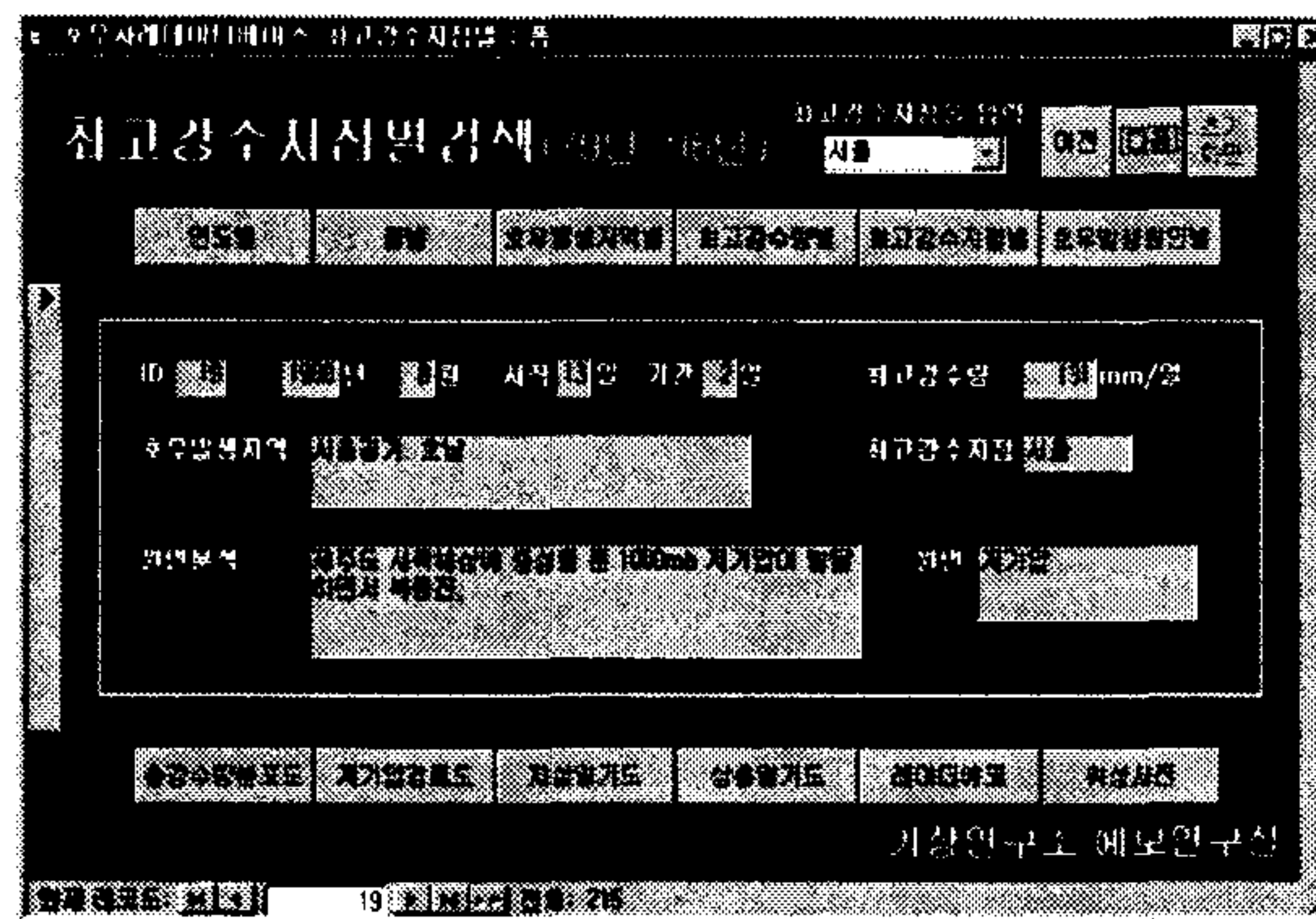


Fig. 2.4.10. Heavy rainfall cases on August 24, 1980.

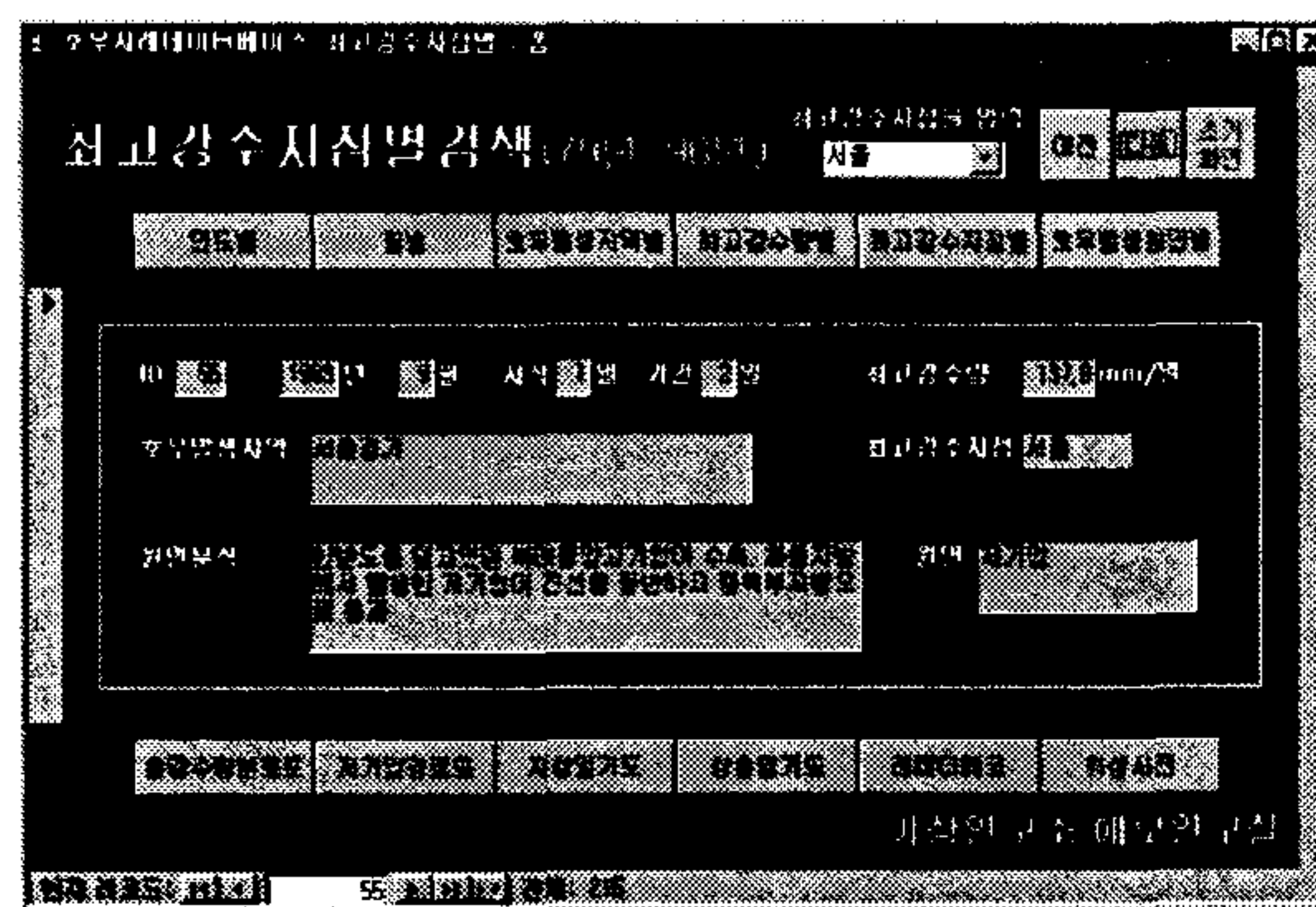


Fig. 2.4.11. Heavy rainfall cases on September 1, 1983.

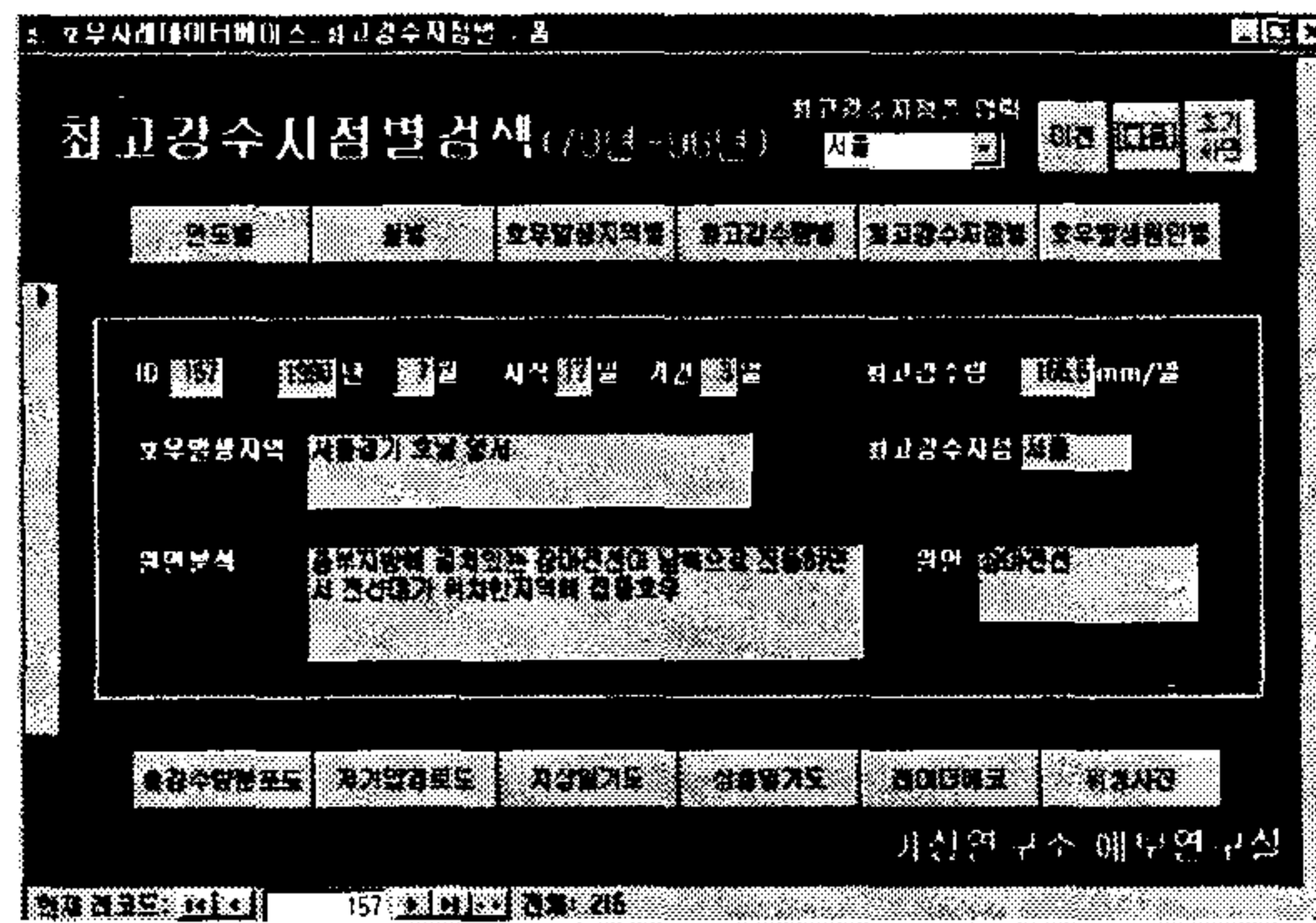


Fig. 2.4.12. Heavy rainfall cases on July 17, 1990.

(라) 1990년 7월 17일의 지상일기도를 검색하려면, 하단의 '지상일기도' 단추를 클릭하면 Fig. 2.4.13 과 같이 검색할 수 있다.

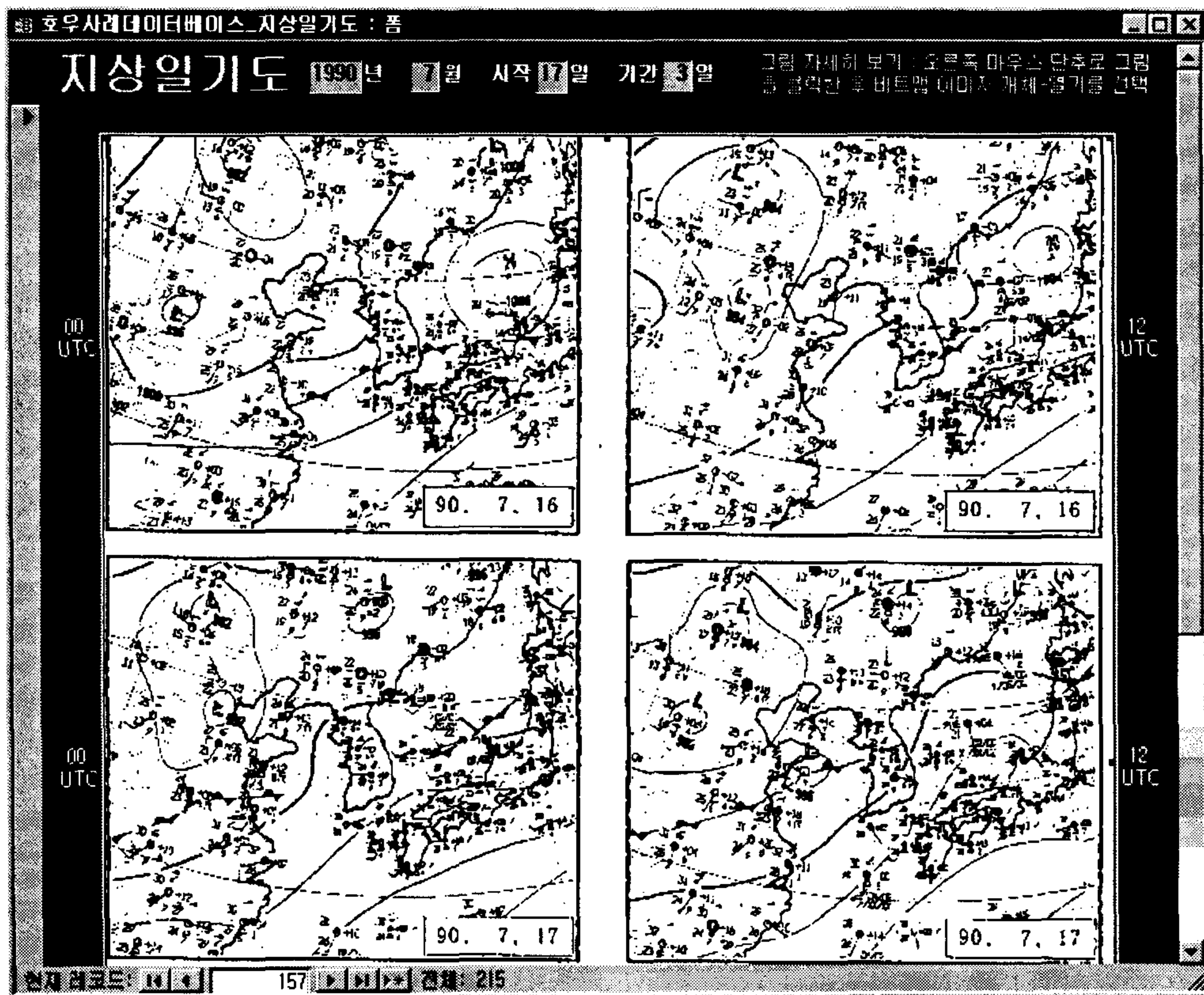


Fig. 2.4.13. The surface charts on July 24, 1990.

4. 토 의

1979년부터 1996년까지의 기상청 산하 71개 관측소의 24시간 누적강수량이 80 mm 이상을 기록한 사례 중에서 1981~1990년은 호우사례집에 수록된 사례와 1979, 1980년 및 1991년~1996년은 시간 강수량 자료를 이용하여 24시간 누적강수량이 80 mm 이상을 기록한 사례를 선정하여 호우사례 데이터베이스를 제작하였다. 자료는 시작일, 지속기간, 발생지역, 최고강수가 나타난 최고강수지점, 최고강수지점의 최고강수량 (mm/일), 발생원인, 원인분석 및 그림자료로 구성하고, 그림자료는 총강수량 분포도, 저기압이동경로도, 지상일기도 (00, 12 UTC), 상층일기도(850

hPa, 500 hPa의 12 UTC), 레이더에코 및 위성사진으로 구성하였다.

실제 호우 자료의 검색에서 다양한 자료의 처리 (빠른 검색, 요소별로 검색하는 편리한 사용성 등)를 통해, 예보 현업, 연구 업무에 적극 활용하며, 자료의 관리 및 사용자의 필요에 따른 사례 확장을 용이하게 할 수 있을 것으로 기대되며, 앞으로 호우사례 검색시스템의 프린터 출력부분의 module을 제작하여 원하는 부분의 출력을 가능하게 하고, 디지털 레이더자료 (관악산 영상합성자료)를 보충하여 누락된 부분의 자료를 이용할 수 있게 한다면 더욱 유용할 것이다.

제 3 장 하천유출량 예보모델 사례연구

제 1 절 서론

본 연구는 갑작스런 집중호우로 인해 야기될 수 있는 돌발홍수(flash flood)에 의한 피해를 줄이기 위한 방안의 일환으로 강우-유량 통합 예측 모델을 개발하는 것이다. 하천유량을 추정하기 위한 강우-유출 모델들이 수 없이 개발되었고 그 동안 많이 개선되었지만, 대부분의 모델들이 하천 유출량을 예측하기 위해서 강수 실관측치를 모델의 입력치로 요구하는 지표유출 모델과 저수지 혹은 하도 홍수추적 모델로 구성되어 있으므로 단시간의 집중호우로 야기되는 돌발홍수의 예경보에는 적합치 않았다.

따라서 본 연구에서는 이와 같은 한계를 극복하기 위해서 강우예측 모델의 예측 강우를 이용하여 하천 유출량을 추정할 수 있는 강우량 및 유출량 예측 통합 시스템을 개발하기 위한 기초 연구로서 국내외적으로 이용되고 있는 강우-유출 모델에 대한 사례 연구를 수행하고자 한다. 본 연구의 주요 착안점은 단지 기존에 개발된 강우-유출 모델을 우리나라의 한 지역에 적용하는 것이 아니라 돌발 홍수의 예측에 가장 적합한 유량예측 모델을 개발하는 것이다. 개발의 방향은 크게 두가지 방향으로 요약될 수 있다. 하나는 현재 국내 홍수예경보에 사용하고 있는 모델을 실시간 홍수예보(real-time flood forecast)에 적합하도록 modern estimation theory에 근거를 둔 추계학적 상태·공간 형태의 모델로 개발하는 것이다. 또 다른 하나는 현재 전 세계적으로 강우에 의한 유출 현상을 가장 잘 설명할 수 있는 것으로 알려진 모델들을 국내에 도입하여 시험적으로 운영하고 국내의 여러 현실(기상학적, 수문학적, 지형적 여건 등)을 감안하여 문제점이 야기될 경우 이들을 도출, 향후 모델 개선을 위한 기초 자료로 활용하고자 한다.

제 2 절 유역유출모델의 조사 및 모델이론

강우에 의한 유출현상을 보다 잘 이해하거나 또는 미래에 발생할 유출현상을 사전에 예측하기 위해서 지금까지 수많은 강우-유출 모델을 개발·발전시켜 왔는데, 이들 모델은 일반적으로 지표유출 모델과 저수지 혹은 하도추적 모델로 구성되어 있다. 또한 모델의 형태도 단순한 통계적 모델에서 복잡한 개념적 모델 및 분배형 모델에 이르기까지 그 형태가 매우 다양하다. 국내에서도 여러 가지 목적상 유출 모델이 사용되었으며, 참고로 건설기술연구원(1993)에서 학계, 관계 및 용역업체를 대상으로 한 설문 조사에 의하면 계획 및 설계분야에서 주로 이용되는 모델은 합리식, 단위도, 합성단위도(Snyder, HYMO, SCS, 나카야스 등), 가지야마 홍수량 산정공식, TANK 모델 등이며 도시유출의 설계 및 해석에는 ILLUDAS, RRL, ILSD, 합리식 등이 이용되고 있으며 홍수해석을 위해서는 HEC-1, HEC-2, SSARR, SWM, SWMM, USGS, DAMBRK, 저류함수법, CLARK의 유출해석모델 등이 이용되고 있으며 수질해석용 모델로는 WQRRS 모델 등이 이용되는 것으로 조사되었다. 이들 중 홍수사상 해석을 위해서는 HEC-1 모델과 저류함수모델이 주로 단일 홍수사상을 해석하는데 사용되고 있으며, 국내 5대강 유역을 중심으로 홍수통제소에서는 유역 및 하도 홍수해석시 저류함수모델을 기본적으로 활용하고 있다. 그러나 이와 같은 모델들은 하천유량을 계산하기 전에 강수 관측치를 입력치로 요구하기 때문에 악기상 상태 하에서 발생하는 돌발홍수시 하천 유량을 효율적으로 예측하기에는 부적당하다. 왜냐하면 강우량이 관측되었을 때 이들 자료를 이용하여 유역의 출구점에서 하천 유출량을 계산하고 위험하다고 판단되어 돌발홍수에 대한 예경보를 발령하여 인명과 재산을 안전지대로 대피시키기에는 시간적인 여유가 너무 없기 때문이다. 이와 같은 관점에서 미래에 예상되는 강우량을 사전에 예측할 수 있는 강우량 예측 모델을 개발하고, 이를 신뢰성 있는 유출모델과 결합하여 운영하는 강우-유출 통합 시스템을 개발하는 것이 필수적이다.

본 연구에서는 기상연구소에서 개발될 강우예측모델과의 연계성을 위해서 모델의 형식이 서로 다른 Modified Sacramento 모델, TOPMODEL, 저류함수모델 등 3가지

유출모델을 선정하였다. 모델의 선정기준은 모델의 사용목적, 정확성, 간결성 등을 고려하였을 뿐 만이 아니라 국내의 실정 및 미국 UC-LLNL과의 공동연구 등을 고려하여 선정하였다. 현재 UC-LLNL에서도 Modified Sacramento 모델 및 TOPMODEL과 강우모델을 연계한 모델 개발을 기상연구소와 협의하에 수행중에 있다. 이들 각각의 모델에 대한 이론을 간략히 소개하면 다음과 같다.

1. Modified Sacramento 모델

Sacramento 모델은 미국 국립기상청(NWS)의 홍수예측모델의 여러 토양수분모델 가운데 하나로 사용되고 있다. 이 모델이 개발되기 이전에는 미국 각 지역의 홍수통제소마다 서로 다른 홍수예보모델이 사용되었다. 이에 따른 여러 문제점을 극복하기 위해서 국립기상청에서는 미국 전역에서 사용할 수 있는 통합적인 모델을 개발하고자 노력하였는데 그 산물이 Sacramento 모델이라 할 수 있다. 이 모델은 1972년 Burnash et al.(1973)과 Peck(1976)에 의해서 개발되었고, Armstrong(1978)은 이 모델의 각 요소들에 대한 물리적 해석을 하였다. 그 후 Kitanidis and Bras(1980)는 상태·공간 형태의 비선형 미분방정식의 형태로 발전시켰다. 본 연구에서는 Georgakakos(1986)가 원래의 모델을 개선·발전시킨 모델을 사용하였으며, 이 모델은 현재 미국의 공식적인 홍수예경보 모델로서의 타당성을 검토하기 위해서 몇몇 홍수통제소에서 시험중에 있다(Georgakakos et al., 1995). Fig. 3.2.1은 이 모델의 개념도를 나타낸다. 이 모델의 구성 요소로는 하천유량에 영향을 미치는 지하수의 영역을 상층부(Upper Zone)와 하층부(Lower Zone)의 2개의 개념적인 저수지로 나누고 각각의 층에는 장력수(tension water)와 자유수(free water)의 영역으로 구성되어 있다고 생각한다. 상층부는 지표에 인접한 토양층 부분과 차단 저류고(interception storage)를 나타내며, 주로 증발산, 직접 유출, 지표면 유출, 중간 유출 및 침투수와 관련이 있다. 이에 비해 하층부는 하천유량의 기저유출과 관련이 있는 지하수 저장고로 간주된다. 각각의 층을 장력수와 자유수 영역으로 나누는 이유는 토양입자 사이의 공극을 통한 지하수 흐름의 물리적 특성을

수식화하기 위한 것으로서, 장력수는 토양입자 주위에 흡착되어 있는 토양수분을 나타내며 자유수는 공극을 통해서 흐르는 지하수를 말한다. 이에 따라 장력수는 단지 증발산에 의해서만 없어 질 수 있으며, 자유수는 상층부에서 하층부로 침투수, 하천으로의 유출, 하천으로 유입되지 않는 지하수 및 증발산에 의해서 변할 수 있는 것으로 간주된다.

Fig. 3.2.1에서와 같이 모델의 입력자료로는 유역평균강우량(u_p)과 증발산량(u_e)이 요구되며 하천 유입량(u_c)이 모델의 출력치가 된다. 모델의 상태변수로는 상층부의 장력수량(x_1)과 자유수량(x_2), 하층부의 장력수량(x_3), 주요 자유수량(x_4), 보조 자유수량(x_5) 및 강수로 인한 추가적인 불투수 지역의 저류고(x_6)이다. 이 모델은 다음과 같은 6개의 미분방정식으로 구성되어 있으며 14개의 매개변수가 있다.

$$\frac{dx_1}{dt} = \left[1 - \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right)^{m_1} \right] u_p - u_e \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right) \quad (3.2.1)$$

$$\frac{dx_2}{dt} = \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right) \left[1 - \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right)^{m_2} \right] u_p - d_u x_2 - C_1 (1 + \epsilon y^\theta) \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right) \quad (3.2.2.a)$$

$$C_1 = d' x_4^0 + d'' x_5^0 \quad (3.2.2.b)$$

$$y = 1 - \frac{x_3 + x_4 + x_5}{x_3^0 + x_4^0 + x_5^0} \quad (3.2.2.c)$$

$$\frac{dx_3}{dt} = C_1 (1 + \epsilon y^\theta) \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right) (1 - p_f) \left[1 - \left(\frac{x_3}{x_3^0} \right)^{m_3} \right] - u_e \left(1 - \frac{x_1}{x_1^0} \right) \left(\frac{x_3}{x_1^0 + x_3^0} \right) \quad (3.2.3)$$

$$\frac{dx_4}{dt} = -d'x_4 + C_1(1 + \varepsilon y^\theta) \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right) \left(1 - (1 - p_f) \left[1 - \left(\frac{x_3}{x_3^0} \right)^{m_3} \right] \right) \left(\left(\frac{d'x_4}{C_1} \frac{x_5}{x_5^0} - 1 \right) \left(\frac{x_4}{x_4^0} \right) + 1 \right) \quad (3.2.4)$$

$$\frac{dx_5}{dt} = -d''x_5 + C_1(1 + \varepsilon y^\theta) \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right) \left(1 - (1 - p_f) \left[1 - \left(\frac{x_3}{x_3^0} \right)^{m_3} \right] \right) \left(1 - \frac{d'x_4}{C_1} \frac{x_5}{x_5^0} \right) \left(\frac{x_4}{x_4^0} \right) \quad (3.2.5)$$

$$\frac{dx_6}{dt} = \left[1 - \left(\frac{x_6}{x_3^0} \right)^2 \right] \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right)^{m_1} \left(1 - \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right)^{m_2} \right) u_p - u_e \left(1 - \frac{x_1}{x_1^0} \right) \left(\frac{x_6}{x_1^0 + x_3^0} \right) \quad (3.2.6)$$

Fig. 3.2.1에서와 같이 하천으로의 총유입량에 해당하는 이 모델의 출력요소(u_c)는 불투수지역에서의 직접유출량, 상층부에서의 지표유출과 중간유출, 하층부에서의 기저유출의 요소들로 구성되어 있으며, 이는 유역홍수추적 모델의 입력치가 된다.

$$u_c = u_p \beta_2 + \left(\frac{x_6}{x_3^0} \right)^2 u_p \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right)^{m_1} \beta_1 + \left[1 - \left(\frac{x_6}{x_3^0} \right)^2 \right] \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right)^{m_2} \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right)^{m_1} u_p \beta_1 + u_p \left(\frac{x_1}{x_1^0} \right)^{m_1} \left(\frac{x_2}{x_2^0} \right)^{m_2} (1 - \beta_1 - \beta_2) + \left(d_u x_2 + \frac{d'x_4 + d''x_5}{1 + \mu} \right) (1 - \beta_1 - \beta_2) \quad (3.2.7)$$

이와 같이 이 모델은 하천유량에 결정적 영향을 미치는 토양수분의 시간적 변화를 고려할 수 있는 개념적·물리적인 저수지 형태의 지하수 모델로서 토양수분의 초기 조건으로부터 연속적인 시뮬레이션이 가능하다.

한편, 본 연구에서 사용된 유역홍수 추적모델은 Georgakakos and Bras(1982)가 개발한 개념적인 비선형 저수지 형태의 모델로서 기본 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{ds_1(t)}{dt} = u_c(t) - \beta s_1^m(t) \quad (3.2.8.a)$$

$$\frac{ds_i(t)}{dt} = \beta s_{i-1}^m(t) - \beta s_i^m(t) \quad ; i=2, \dots, n \quad (3.2.8.b)$$

여기서 $s_i(t)$ 는 i^{th} 번째 개념적인 저수지에 시간 t 에서의 저유된 유량을 나타내고, $u_c(t)$ 는 첫번째 개념적 저수지로의 총 유입량을 나타내며 Sacramento 모델의 출력치이다. β 와 m 은 각각의 개념적인 저수지에서의 저유량(s)와 유출량(Q)의 비선형적 관계를 나타내는 모델의 매개변수들로서 다음 식으로 표현된다.

$$Q_i(t) = \beta s_i^m(t) \quad ; i=1, 2, \dots, n \quad (3.2.9)$$

이 식은 kinematic 하도홍수 추적모델의 특성인 수위와 유량 사이의 일가함수의 관계를 나타내므로 비교적 하상경사가 급한 유역에 적합한 방법으로 알려져 있다. 이 모델의 특징은 모델의 방정식이 비교적 단순하다는 점과 유량의 비선형성을 고려할 수 있는 장점이 있다.

2. TOPMODEL

물리적 개념에 바탕을 둔 분배형 모델인 TOPMODEL은 1976년 Beven에 의해서 개발

되었으며, 그 후 Kirkby, Quinn 등 수 많은 연구자에 의해서 개선·발전되어 왔다. 이 모델의 기본 개념은 어떤 특정된 유역은 비교적 수문학적 거동이 균일한 여러 개의 소유역으로 나눌 수 있고, 각각의 소유역은 하도추적을 통해서 유역출구의 유출량을 계산하게 된다는 것이다(Beven et al., 1984). 이 모델이 개발될 당시의 개념은 Fig. 3.2.2(a)에서와 같이 각각의 소유역에는 차단저류고, 침투저류고, 포화저류고가 존재한다는 개념 하에 차단저류고 S_1 은 최대 차단저류고 S_D 가 될 때 까지 침투가 일어나지 않는 것으로 가정하였다. 또한 S_1 으로부터의 증발량은 S_1 이 0인 경우를 제외하고는 잠재증발량과 같은 것으로 생각하였다. 침투저류고 S_2 는 최대 침투저류고 S_c 가 될 때 까지 초과강우량 i 가 침투저류고 S_2 에서 포화저류고 S_3 로 침투하는 침투량 i_0 보다 크면 증가한다. 이때 지표유출을 통해 유역출구에 도달하는 지표유출량은 $i-i_0$ 가 되고, 실제 증발량 e_a 는 포화증발량 e_r 과 다음과 같은 관계 식을 갖는다.

$$e_a = e_r \frac{S_2}{S_c} \quad (3.2.10)$$

또한, 지표유출의 주된 부분은 포화저류고 S_3 에 의해서 이루어진다. 즉 포화지역은 다음 식과 같이 지형지수(topographic Index) $\ln(a/\tan\beta)$ 의 함수로 표현된다.

$$\ln \frac{a}{\tan\beta} > \frac{S_T}{m} - \frac{S_3}{m} + \lambda \quad (3.2.11)$$

한편 포화저류고 S_3 가 포화되었을 때 흐르는 지하유출량을 q_0 라 할 때 포화저류고의 변화에 대한 지하유출량 q_b 는 다음 식과 같이 지수감수곡선식을 갖는다.

$$q_b = q_0 \exp\left(\frac{S_3}{m}\right) \quad (3.2.12)$$

그러나 이와 같은 개념은 침투저류고 S_2 에 저장된 수분은 곧 바로 포화저류고 S_3 로 침투되는 개념이므로 장기간의 건조토양 상태에서 많은 양의 비가 왔을 때는 하천유

량이 과다하게 계산되는 단점이 있었다. 이와 같은 문제점을 극복하기 위해서 도입된 개념이 Fig. 3.2.2(b)와 같은 field capacity 개념이다(Beven et. al., 1994).

Fig. 3.2.2(b)에서와 같이 토양의 포화층과 불포화층은 지하수의 깊이 형식으로 표현되고, 불포화층의 토양수분 함량은 시듦점(wilting point), 최대보수량(field capacity) 및 포화점(saturation point) 등에 따라 다른 침투 양상을 나타낸다. 즉 특정 시간에 강우량이 도달하게 되면 불포화층의 토양식생 영역(root zone)의 토양수분 부족량을 채우게 되고, 만약 강우량이 충분하여 최대보수량보다 크게 되면 잉여 강수량은 불포화층에 저장된다. 이때 잉여 강수량은 중력의 영향에 의해 포화층으로 배수되며 다음 식 (3.2.13)과 같이 표현된다.

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S_i t_d} \quad (3.2.13)$$

여기서 S_{uz} 는 불포화층(gravity drainage zone)의 저류량, t_d 는 시간 상수, S_i 는 i 번째 영역에서의 중력배수에 의한 포화층 부족분을 나타내며, 이는 지하수 (또는 토양수분 부족량)의 함수로서 유역내의 투수계수 T_0 가 일정한 경우 다음 식 (3.2.14)와 같이 나타낼 수 있다.

$$S_i = \bar{S} + m \left(\frac{1}{A} \sum_i \ln \frac{a}{\tan \beta} - \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) \quad (3.2.14)$$

한편 포화층(saturation zone)에서의 흐름은 기저유출(base flow)을 의미하며, 이는 길이가 l 인 m 개의 하천에서 지하수의 합계로 분산되었다는 개념하에서 다음 식 (3.2.15)에 의해서 계산될 수 있다.

$$Q_b = \sum_{j=1}^m l_j (T_0 \tan \beta) e^{-fz_j} \quad (3.2.15)$$

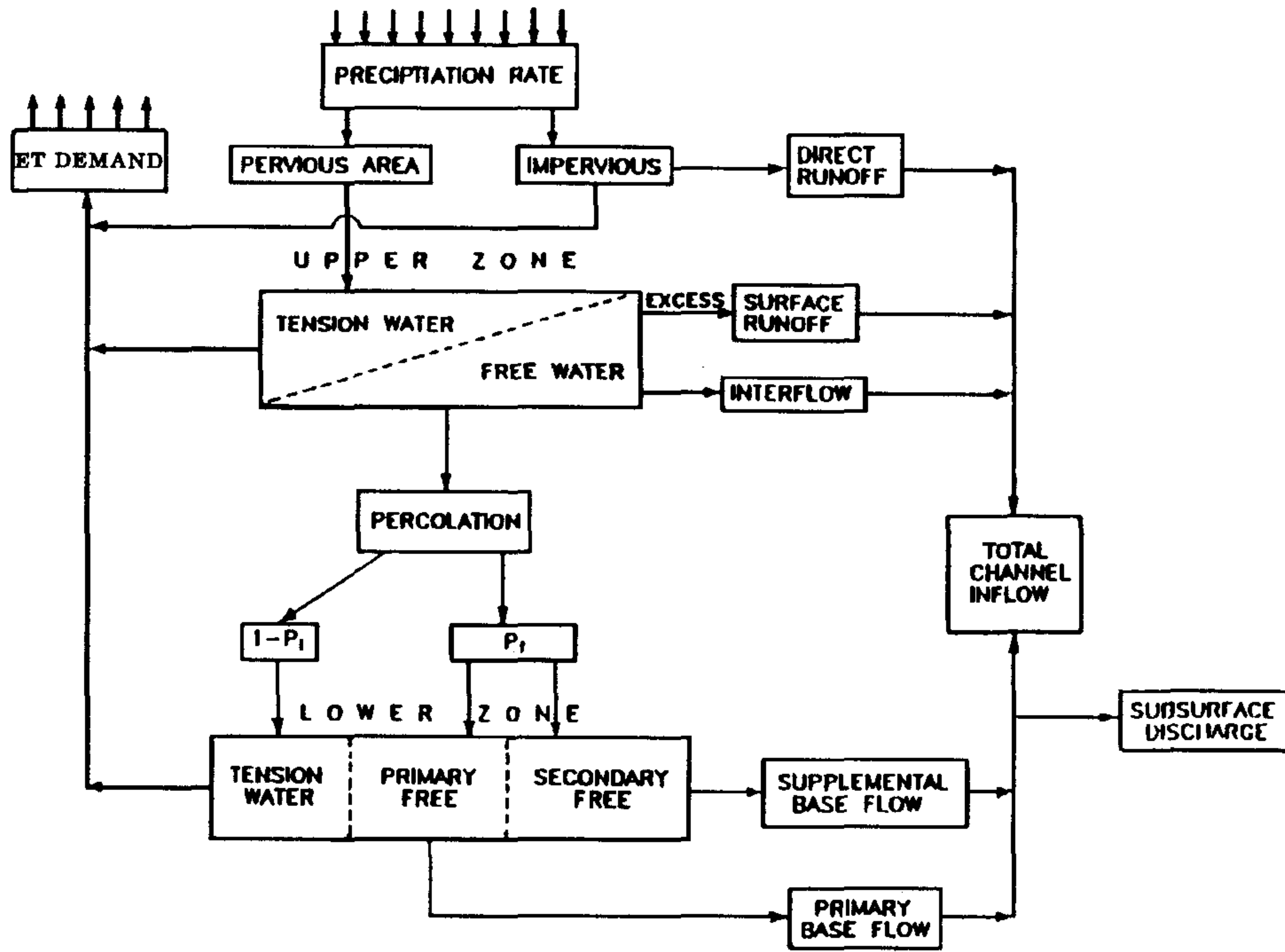


Fig. 3.2.1. Schematic Description of the Modified Sacramento Model.

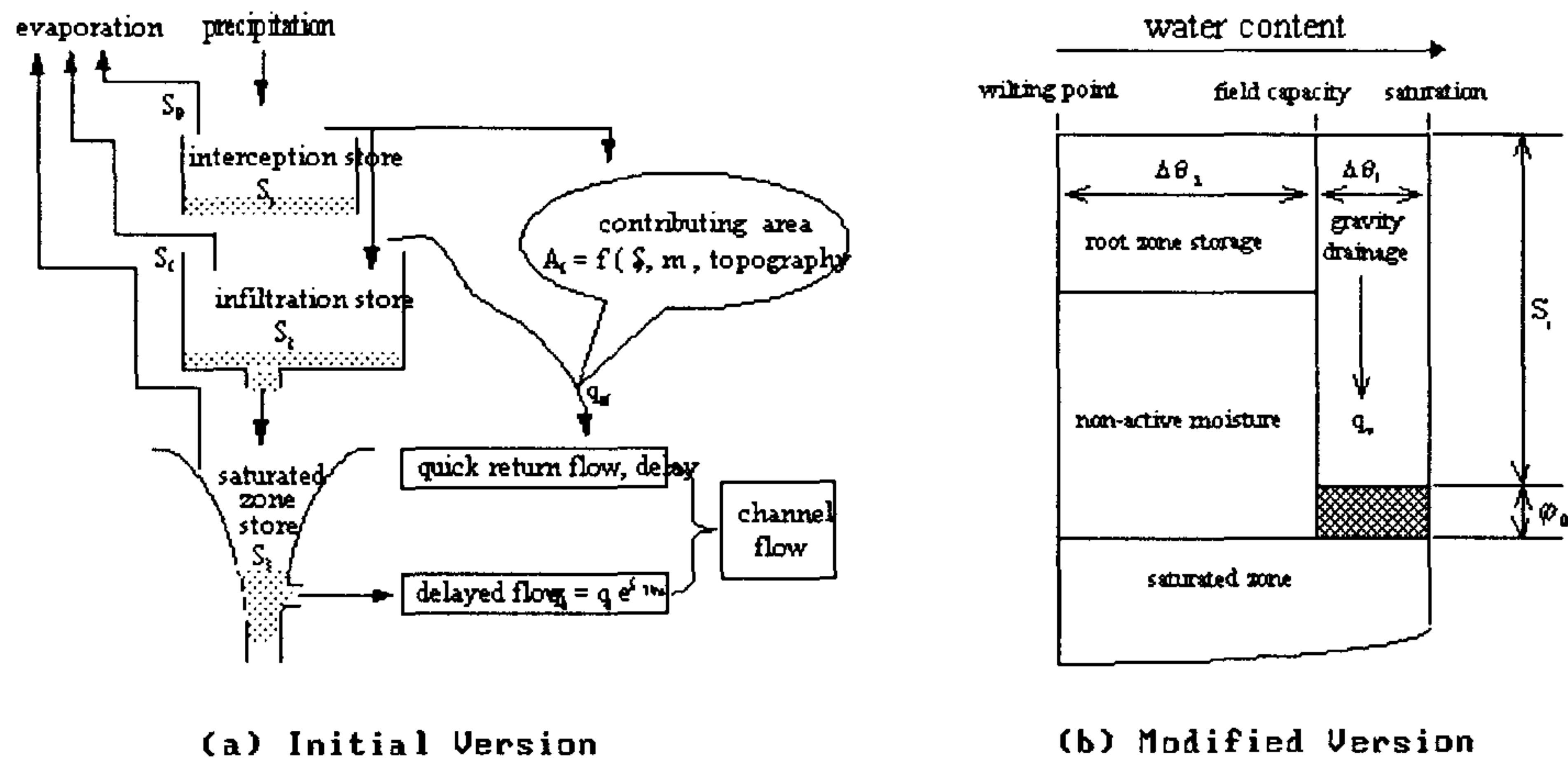


Fig. 3.2.2. Schematic Description of the TOPMODEL.

이와 같이 이 모델의 기본 개념은 포화영역에서의 동수경사는 그 지역의 지형경사와 동일하다는 가정 하에서 시작되므로 유출량 및 지하수위는 지형경사의 함수 ($\ln \frac{a}{\tan \beta}$: 지형지수)로 표현된다. 지형지수의 공간적 분포는 지형도나 GIS 시스템을 이용하여 유도할 수 있으며, 그 개념을 간략히 소개하면 다음과 같다.

DEM (Digital Elevation Model) 자료를 이용하면 구역내의 각 격자간격의 넓이 a 와 경사 $\tan \beta$ 를 계산할 수 있는데, 이는 각 격자로 배수되는 전체면적(A)과 등고선의 길이(C), 격자의 높이로 인한 경사도($\tan \beta$)의 산정이 필요하다($a = A/C$).

Fig. 3.2.3에서와 같이 지형지수를 계산하는 알고리즘은 임의 격자로부터의 흐름은 단 하나의 최고 급경사 방향으로 발생한다는 SFD(Simple Flow Direction) 알고리즘과 모든 경사 방향으로 발생한다는 MFD(Multiple Flow Direction) 알고리즘이 있으며, 두가지 방법 모두 와지(local depressions)의 제거가 이루어진다(Wolock and McCabe, 1995). 본 연구에서는 MFD 알고리즘을 사용하였으며, 그 기본 개념은 다음과 같다.

MFD 알고리즘은 SFD 알고리즘과 달리 대상 격자의 인접 격자의 표고가 대상 격자의 표고보다 낮은 값이 하나 이상 존재하면 모든 경사방향으로 경사면적을 계산하며 그 순서는 다음과 같다.

(가) 각 격자의 경사면적 초기값으로 각 격자 면적이 사용된다.

(나) 흐름 방향을 판별하기 위해서 시작되는 격자는 고도가 가장 높은 값을 갖는 격자이며, 이 격자를 중심으로 한 주변의 4개 주방향 격자와 4개 대각 방향 격자의 고도를 비교하여 흐름의 방향을 결정한다. 경사방향 주변격자와의 관계에서 가중치의 합은 다음 식 (3.2.16)으로부터 계산된다.

$$C_w = \sum_{i=1}^n (\tan \beta_i C_i) \quad (3.2.16)$$

여기서 $\tan \beta_i$ 는 흐름방향의 결정으로 인해 계산되는 경사도이고, C_i 는 흐름방

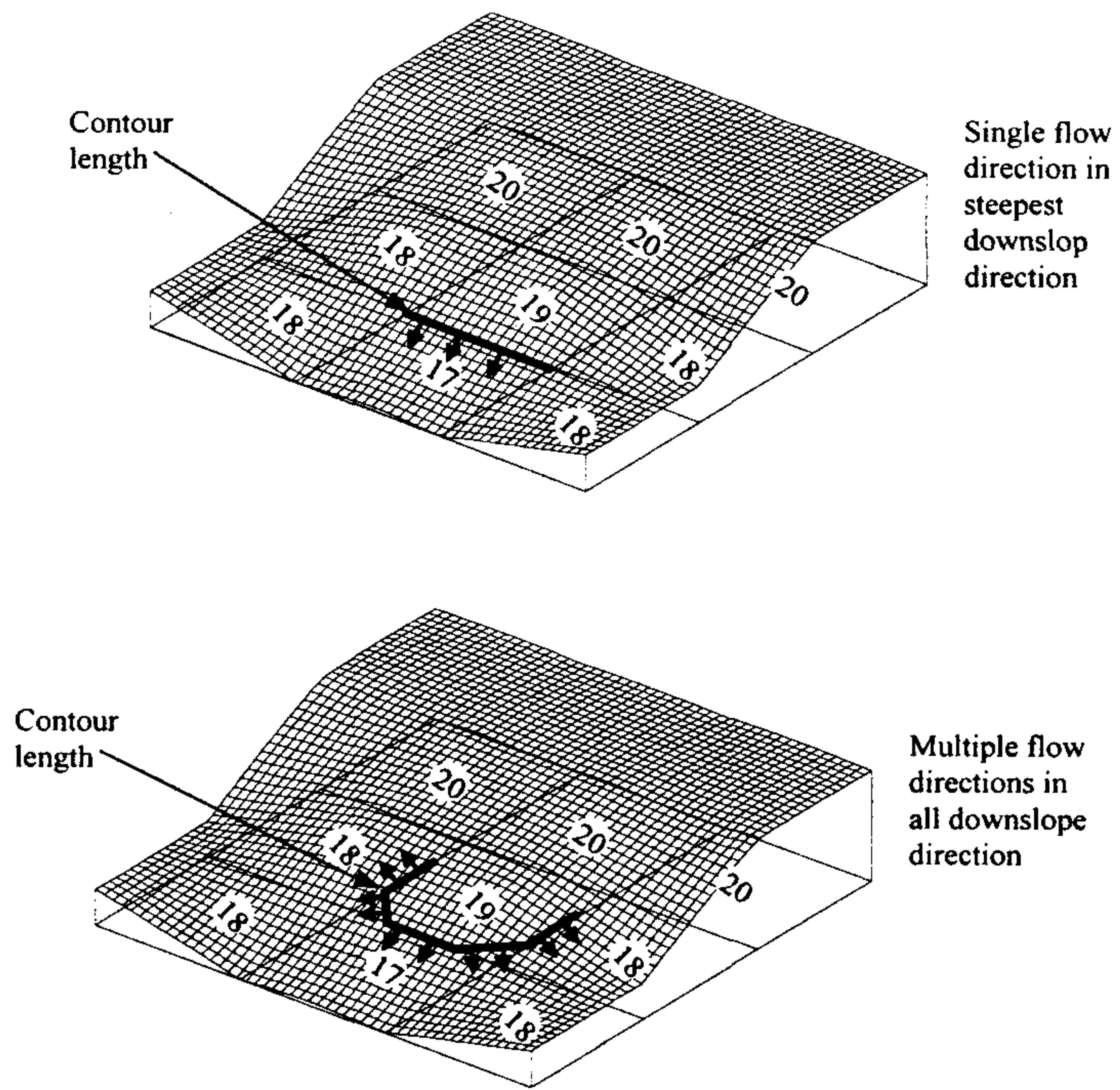


Fig. 3.2.3. Computational Algorithms of SFD and MFD Methods.

향으로 인한 등고선의 길이로서 정방향 격자에 대해서 주방향 흐름(cardinal direction)에서는 격자간격의 50%, 대각방향 흐름(diagonal direction)에서는 격자간격의 35.4% 이다.

(다) 각 격자점에서의 지형지수 $\ln(a/\tan\beta)$ 값은 다음 식 (3.2.17)로부터 계산된다.

$$\begin{aligned}\ln(a/\tan\beta) &= \ln[A/C_w] \\ &= \ln[A/\tan\beta_i C_i]\end{aligned}\tag{3.2.17}$$

(라) 흐름에 기여한 상류 전체 면적은 하류의 주변 격자에 다음 식 (3.2.18)과 같이 분배된다.

$$\Delta A_i = A \frac{\tan\beta_i C_i}{\sum_{i=1}^n \tan\beta_i C_i}\tag{3.2.18}$$

여기서 ΔA_i 는 해당 격자점에서 인접 격자 i 에 기여되는 배수 면적을 나타내며, 이는 모든 하향 흐름 방향의 이전 A 값에 계속해서 누가된다.

(마) 이와 같은 계산과정은 처음 최상류로부터 출발하여 계속해서 (나)~(라)의 과정을 반복, 각 격자에서의 지형지수 $\ln(a/\tan\beta)$ 값을 계산한다.

3. 상태·공간 형태의 저류함수모델

현재 국내 홍수예경보 시스템에서는 하천 유출량을 계산하기 위해서 1961년 기무라에 의해 제안된 유역과 하도에 각각 적용할 수 있는 저류함수모델이 이용되고 있다. 이 방법은 주로 일본에서 널리 사용되어 왔으며, 국내의 수문 및 기상자료의 부족으로 매개변수 산정에 다소 문제가 있으나 계산 절차가 간편하고 홍수 유출의 비선형성을 고려할 수 있다는 점에서 채택·운영되고 있다. 본 연구에서 사용된 실시

간 홍수예보에 적합한 추계동력학적 상태·공간 형태의 저류함수모델의 기본 개념은 다음과 같다. 소유역의 유출량 계산은 다음과 같은 연속 방정식과 운동량 방정식에 근거를 둔다.

$$\frac{ds(t)}{dt} = r_{ave}(t - T_1) - q(t) \quad (3.2.19)$$

$$s(t) = K q(t)^p \quad (3.2.20)$$

$$r_{ave}(t) = \begin{cases} f_1 r_{ave}(t) & \Sigma r_{ave} < R_{sa} \\ r_{ave}(t) & \Sigma r_{ave} \geq R_{sa} \end{cases} \quad (3.2.21)$$

여기서 $s(t)$ 는 시간 t 에서 유역의 단위저류고(mm), $q(t)$ 는 단위유출고(mm/hr), K 와 p 는 저류상수를 나타낸다. $\Sigma r_{ave}(t)$ 는 계산의 시작점에서 시간 t 까지의 누가우량, f_1 은 초기 유출율, R_{sa} 는 포화 누가우량을 나타낸다. 식 (3.2.19)를 유역의 단위저류고를 변수로 하는 미분방정식의 형태로 전환하기 위해서 식 (3.2.20)을 식 (3.2.19)에 대입하여 정리하면 다음 식 (3.2.22)와 같다.

$$\begin{aligned} \frac{dq(t)}{dt} &= \frac{1}{k p q(t)^{p-1}} (r_{ave}(t - T_1) - q(t)) \\ &\equiv f(q(t), t) \end{aligned} \quad (3.2.22)$$

식 (3.2.22)로 표현되는 저류함수모델은 다음 식 (3.2.23), (3.2.24)와 같은 모델과 관측 시스템의 불확실성(uncertainty)을 고려할 수 있는 상태·공간 형태 (state-space form)의 추계학적 모델로 표현될 수 있다.

$$\frac{dq(t)}{dt} = f(q(t), t) + w(t) \quad (3.2.23)$$

$$z_k = h_k(q_k) + v_k, \quad k = 1, 2, 3, \dots \quad (3.2.24)$$

여기서 $w(t)$ 는 모델의 불완전성, 입력자료의 부정확성, 매개변수 산정치의 오차

등으로 인한 모델의 불확실성을 나타내는 항이다. z_k 는 상태변량의 관측치를 나타내며, $h_k(\cdot)$ 는 모델의 상태변량과 시간 k 에서 관측치와의 관계를 나타내는 스칼라 함수이다. 또한 관측치의 오차를 나타내는 항을 v_k 로 표현할 때 이는 일반적으로 $w(t)$ 와 상호 독립적이고 평균이 0인 백색잡음 과정으로 가정된다.

식 (3.2.23), (3.2.24)로 구성된 상태·공간 형태의 추계학적 시스템은 시간이 경과함에 따라 상태변량의 평균(state mean)과 공분산(covariance)의 예측단계(prediction step)와 갱신단계(updating step)의 순환과정을 거친다.

예측단계:

$$\begin{aligned} \frac{d\hat{q}(t)}{dt} &= \frac{1}{k p \hat{q}(t)^{p-1}} (r_{ave}(t - T_1) - \hat{q}(t)) \\ &\equiv f(\hat{q}(t), t) \end{aligned} \quad (3.2.25)$$

$$\frac{dP(t)}{dt} = F(\hat{q}(t), t) P(t) + P(t) F^T(\hat{q}(t), t) + Q(t)$$

$$\begin{aligned} \text{여기서, } F(\hat{q}(t), t) &= \left. \frac{\partial f}{\partial q} \right|_{q=\hat{q}} \\ &= \frac{1}{k p} \{ (1-p)r_{ave}(t - T_1)q^{-p} - (2-p)q^{1-p} \} \end{aligned} \quad 97$$

(3.2.26)

갱신단계:

$$\hat{q}_k(+)=\hat{q}_k(-)+K_k[z_k-h_k(\hat{q}_k(-))] \quad (3.2.27)$$

$$P_k(+)=[I-K_k H_k(\hat{q}_k(-))]P_k(-) \quad (3.2.28)$$

$$\text{여기서, } K_k = \frac{P_k(-)}{P_k(-) + R_k}$$

$$H_k(\hat{q}_k(-)) = \left. \frac{\partial h_k(q(t_k))}{\partial q(t_k)} \right|_{q(t_k) = \hat{q}_k(-)}$$

예측단계는 현재의 시간 t 에서 다음 시간 $t+1$ 시점에 대한 상태변량의 값과 오차를 예측하는 단계이다. $\hat{q}(t)$ 는 상태변량의 예측값을 나타내며, $P(t)$ 는 예측의 오차를 나타낸다. $Q(t)$ 는 모델의 불확실성을 나타내는 식 (3.2.23)에 나타난 $w(t)$ 의 분산을 의미한다. 갱신단계는 현재의 시점 t 에서 시간이 경과하여 $t+1$ 시점이 되었을 때 관측 시스템으로부터 입수한 관측치와 예측단계에서 구한 예측치로부터 상태변량의 최적추정을 하는 단계이다. 또한, $\hat{q}_k(-)$ 와 $P_k(-)$ 는 각각 식 (3.2.25), (3.2.26)으로부터 계산되는 예측단계의 상태변량 모델시스템과 관측 시스템의 해를 나타내며, 이들은 각각 예측단계의 유량 예측치와 분산오차를 나타낸다. $\hat{q}_k(+)$ 는 모델의 예측치 $\hat{q}_k(-)$ 와 유량 관측치 z_k 에 의해 구한 최적 추정치를 나타내며, $P_k(+)$ 는 $P_k(-)$ 로부터 갱신된 분산오차를 의미한다. 이들 $\hat{q}_k(+)$ 와 $P_k(+)$ 는 다음 시간단계 유량 예측을 위한 초기값이 된다. 또한, R_k 는 식 (3.2.24)의 관측 시스템의 불확실성을 나타내는 $v(t)$ 의 분산을 나타낸다. 일반적으로 시스템의 초기조건과 모델 및 관측시스템의 불확실성을 나타내는 $Q(t)$ 와 R_k 는 알고 있는 것으로 가정한다. 식 (3.2.28)의 K_k 로 표현되는 Kalman Gain은 모델과 관측 자료의 불확실성 정도에 따라 달라진다(Bras and Rodriguez-Iturbe, 1985; Gelb, 1974).

제 3 절 사례연구

1. 적용 대상 유역 및 가용 자료

본 연구의 대상유역은 2,703 km²의 유역면적을 갖는 소양강 댐 상류유역(Fig. 3.3.1(a))과 528 km²의 평창강 IHP 유역(Fig. 3.3.1(b))을 선정하였다. 소양강은 총 유로연장 166.2 km로써 한강수계를 형성하는 북한강의 최대 지류이며 오대산(EL. 1,563m) 부근에서 발원하여 남으로 유하하다가 춘천시 남북방에서 북한강과 합류한다. 소양강 댐은 북한강 합류지점에서 12 km 떨어진 소양강 계곡에 위치한 높이가 123m, 댐 길이 530m, 체적 약 9,600,000m³의 사력댐으로서 홍수기에 자연 유하량을 저류하여 갈수기에 서서히 유하시킬 수 있는 홍수조절 능력을 갖추고 있다. Fig. 3.3.1(a)와 같이 본 연구대상 유역에는 한국수자원공사에서 운영하는 서화, 원통, 현리, 창촌, 인제, 추양, 용대, 군량, 상남, 신평 등 12개의 자기 유량관측소가 있으며, 일부 모델의 입력자료로 요구되는 증발자료는 인근 춘천 및 인제 측후소의 증발접시 증발량 자료를 이용하였다. 수위관측 지점으로는 원통, 내린천 수위 관측소가 있다. 한편 관측된 수위를 유량으로 환산하기 위한 수위-유량관계 곡선식은 다음 식을 사용하였다(신용노, 1996).

$$\text{내린천 수위관측소: } Q = 40.29572 H^{2.1386} \quad (3.3.1)$$

$$\begin{aligned} \text{원통 수위관측소: } & Q = 20.15763 H^{3.315093} \quad ; \quad H < 2.0 \\ & Q = 114.23537 (H - 0.57021)^{3.315093} \quad ; \quad H \geq 2.0 \end{aligned} \quad (3.3.2)$$

한편 Fig. 3.3.1(b)와 같이 방림을 유역 출구로 하는 평창강 유역은 대부분이 산악지역으로 구성되어 있으며 일부는 전답으로 이용되고 있다. 본 연구 대상 유역에는 IHP 사업의 일환으로 11개의 강우 관측소와 6개의 수위 관측소가 설치되어 1981

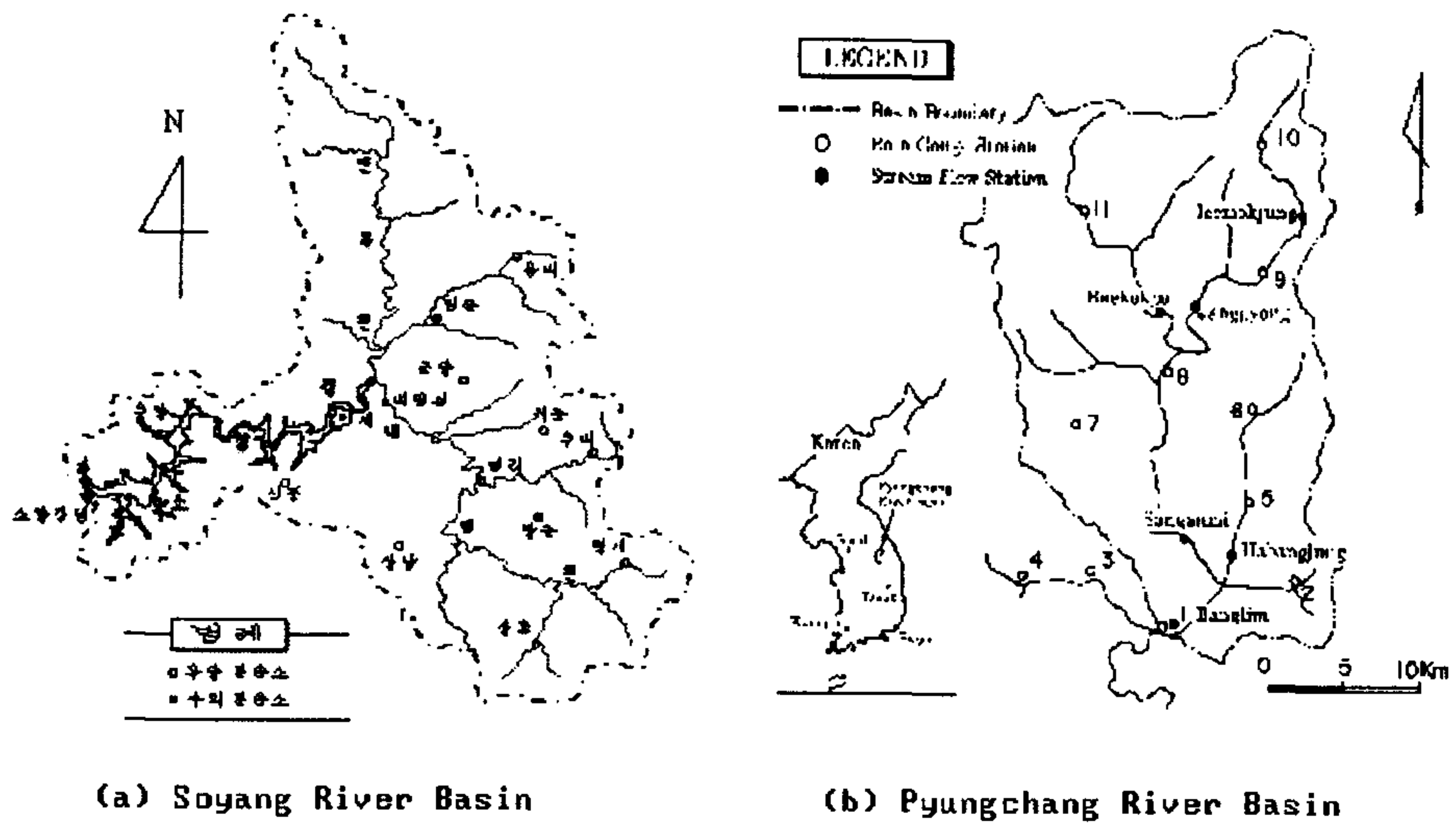


Fig. 3.3.1. Study Areas.

년 10월부터 운영되고 있다. 유역평균강우량 자료는 유역내외에 존재하는 11개의 점 강수 관측지점으로부터 관측된 강수량을 산술평균하여 구하였으며, 증발산 자료는 대관령 측후소의 자료를 이용하였다. 유역출구인 방림에서의 유량은 관측된 수위자료로부터 건설기술연구원(1991)이 갈수기의 수위-유량관계 곡선을 보완하여 제시한 수위-유량관계 곡선식을 사용하였다.

기타 모델 사례연구에 필요한 지형자료는 GIS(Geographic Information System, 지리정보시스템)를 이용하였다. GIS는 컴퓨터 Hardware, Software, 지형자료 및 인적 자원의 집합체로서 각종 형태의 지형 자료로부터 다양한 정보를 효율적으로 추출, 저장, 갱신, 조작, 해석하고 그 결과를 시각적으로 도시할 수 있다. GIS 프로그램 중에서 현재 세계적으로 널리 사용되고 있는 프로그램으로는 Arc/Info, GRASS, IDRISI, GENASYS, MapInfo, Intergraph MGE, ERDAS, Geovision 등 수십 종이 있으나 본 연구에서는 Arc/Info, GRASS, IDRISI를 이용하였다. Arc/Info는 미국의 ESRI(Environmental System Research Institute)에서 개발하여 공급되며 전 세계적으로 GIS 기술분야에서 시장 주도권을 가지고 있다. GRASS(Geographical Resources Analysis Support System)는 처음에는 미국 공병단 건설연구실에서 80년대 초에 개발되었으나 현재는 다양한 개정판으로 확장되었고 Arc/Info와 함께 GIS의 큰 줄기를 형성하고 있다. IDRISI는 미국 Clark 대학에서 개발한 프로그램으로서 특정 지역을 격자로 나누고 각 셀에 특정한 값을 보유하여 그 값에 따라 색상을 지정하여 지도로 나타내는 프로그램이다. 공간분석 기능이 뛰어나며 비교적 간단한 프로그램이기는 하나 대략적인 GIS의 구성요건들을 포함하고 있어 GIS의 전체적인 파악을 하는데 주로 이용되고 있다.

이와 같은 각 유역의 지형, 기상 및 수문 자료를 입력치로 하여 본 연구의 사례 연구 결과를 간략히 소개하면 다음과 같다.

2. 상태·공간 형태의 저류함수 모델

Fig. 3.3.2는 소양강댐 유역에서 저류함수모델의 적용 결과를 나타낸다. 그림상에 나타난 강우량은 유역내외에 존재하는 10개의 점 강우관측 자료로부터 계산한 유역평균강우량을 나타내며, 범례의 "deterministic run"은 기존의 국내 홍수예보에서 사용되는 것과 동일한 방법으로 계산한 값이다. 이에 비해 "stochastic run"은 본 연구에서 개발한 추계동력학적 상태·공간 형태의 저류함수모델을 이용하여 유량예측을 수행한 결과이다. 이들 두 결과를 비교할 때 본 연구의 모델이 기존의 모델에 비해 향상된 결과를 나타냄을 알 수 있다. 한편 그림상에 나타난 Kalman Gain은 추계학적 상태·공간 형태의 저류함수모델에서 모델과 관측자료의 불확실성 정도에 따라 다른 값을 가지며, 이는 다음 시간단계 유량예측의 기준을 제공하는데 중요한 역할을 한다.

3. Modified Sacramento 모델

가. 용설영향을 고려한 일유출 해석

우리나라와 같이 겨울철에 눈이 내리는 사계절의 변화가 뚜렷한 지역에서 하천 유량을 장기간에 걸쳐 연속적으로 모의하기 위해서는 강수, 증발산, 침투, 토양수분의 변화 등 하천 유량에 영향을 미칠 수 있는 수문순환의 각 성분과정이 강우-유출모델에 포함되어야 할 뿐 아니라 용설의 현상을 모의할 수 있는 모델의 요소가 요구된다. 왜냐하면 강우-유출 모델에서 일반적으로 입력치로 요구되는 강수량(precipitation)의 형태가 강우(rainfall)나 아니면 강설(snow)이냐에 따라 유출 계산에 미치는 영향은 매우 다르기 때문이다. 강우는 지표면에 도달하자마자 일부는 지하로 침투하여 지하수를 형성하고 나머지는 지표유출을 하여 하천의 유출량에 바로 영향을 미치지만, 강설은 지표면에 쌓여 있다가 대기의 온도가 영상으로 상승함에 따라 서서히 녹아 하천 유출량에 영향을 미치기 때문이다. 본 연구에서는 장기간의 연속적인 유출해석이 가능하도록 용설모델을 도입하고, 이를 효율적인 유출모델과 결합한 후 유출해석을 실시하여 우리나라 북부 산간지방의 용설의 영향을 고찰하

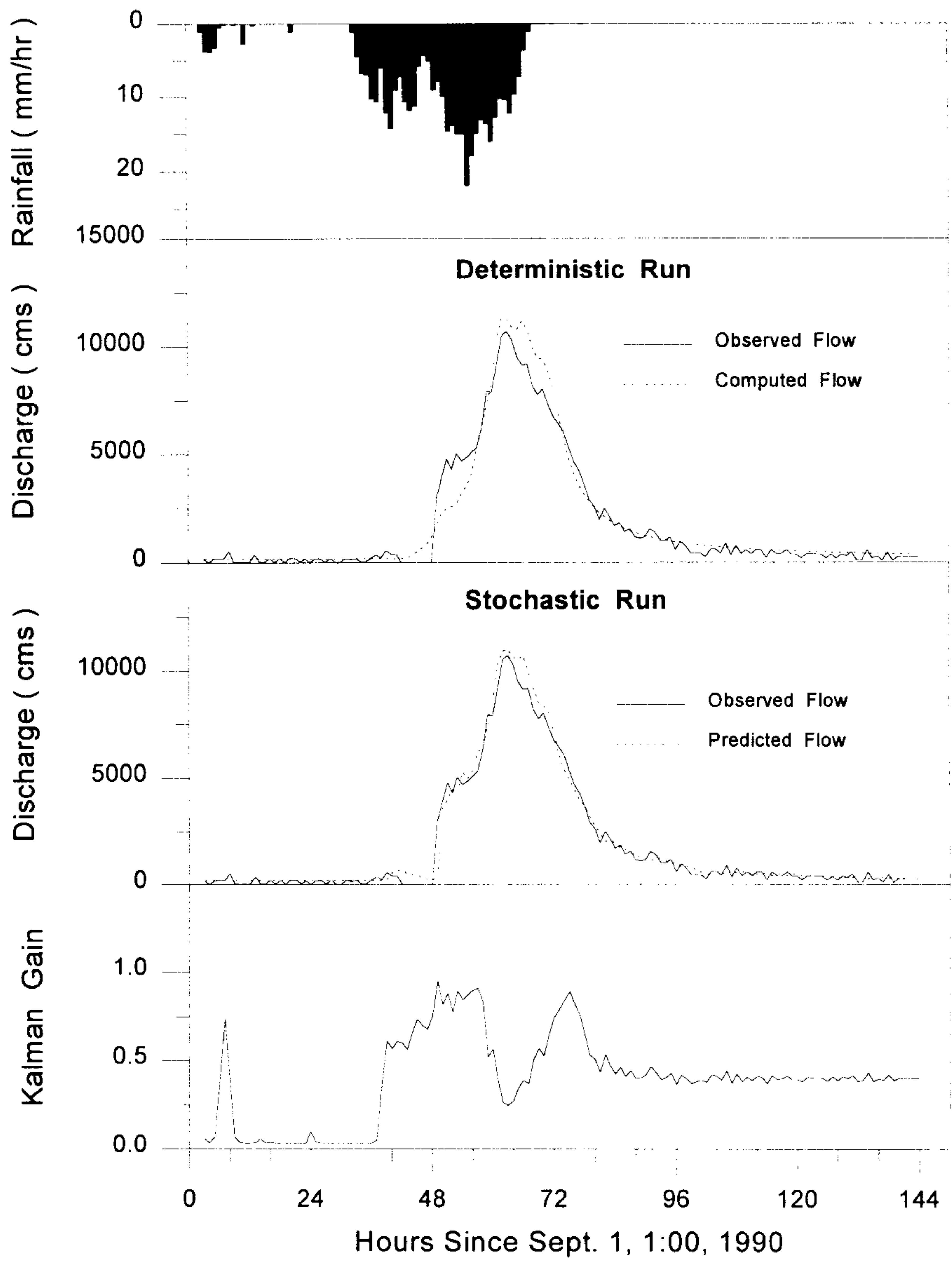


Fig. 3.3.2. Model Performance of SFM on the Soyang River Basin

였다.

본 연구에서는 국내에서의 용설 연구에 관한 현실을 감안하여 모델의 형식은 용설의 물리적 과정을 표현하면서도 모델의 입력자료가 비교적 간단한 총괄형(lumped) 개념적 모델(conceptual model)인 미국 국립기상청의 온도지수 용설모델(temperature index snowmelt model)을 선정하였다. Anderson에 의해서 개발된 이 모델은 전세계에서 가장 우수한 온도지수-용설모델(temperature index snowmelt model) 중의 하나인 것으로 알려져 있다. 본 연구에서의 용설 모델을 내린천 유역에 적용한 결과는 Fig. 3.3.3, Fig. 3.3.4와 같다. 이는 특정기간('90. 1. 1. ~ '90. 3. 31) 동안 용설모델의 거동 특성 및 이와 같은 용설이 하천 유출에 미치는 영향을 나타낸다. 편의상 용설모델의 거동 특성이 다른 3단계, 즉 적설 이전(혹은 미소 적설) 단계인 1월 1일~1월 29일(시간단계 1~29), 적설단계인 1월 30일~2월 17일(시간단계 30~48), 적설 이후 단계인 2월 18일~3월 31일(시간단계 49~90)로 나누었다. Fig. 3.3.3에서 알 수 있는 것처럼 첫 번째 단계에서의 온도(범례의 Air Temperature)는 0°C를 축으로하여 영상과 영하의 온도가 교차하는 상태이다. 이 기간동안에 영하의 기온에서 내린 강수는 시간단계 6의 일평균 기온 -5.1°C, 강수량 3.5 mm와 시간단계 20의 일평균 기온 -9.4°C, 강수량 2.5 mm이고 나머지 강수량은 영상의 기온에서 내린 것이다. 따라서 적설물당량(W_s), 액체물당량(W_l) 및 음의 열 저류고(W_{ns})는 미세한 변화를 나타냈다. 두 번째 단계에서는 영하의 기온에서 총 59.55 mm, 영상의 기온에서 4.25 mm의 강수량이 기록되었다. 이 기간 동안에서 초기 강설기간 동안에는 W_s 가 증가하게되나 후반부 온도가 영상으로 올라가면서 감소하는 모양을 나타낸다. 이에 비해 W_l 은 온도변화에 따라 W_s 보다 다소 지체된 이후에 증가하다가 온도가 영상으로 올라가면서 감소하는 거동 특성을 보이고 있다. W_{ns} 역시 온도 변화에 의한 열수지 변화에 따라 변하는 특성을 나타내고 있다. 세 번째 단계는 대부분의 온도가 영상인 상태에서 강수량이 166.80 mm가 내린 경우이다. 이 기간 동안에 내린 강수량은 온도가 영상이라 용설모델에서는 강우량으로 간주하므로 용설 요소의 변동도 거의 없는 상태이다. Fig. 3.3.3의

Sc는 모델에 의해 계산된 적설의 지역적 분포를 나타내며, Snow는 인제 측후소에서 관측된 적설량을 나타낸다. 본 연구 대상 지역을 포함한 국내 타 유역의 경우에 용설 요소를 정량적으로 평가할 관측 자료의 부족으로 정량적으로 판단할 수 없지만, Fig. 3.3.3의 Sc와 Snow로부터 용설모델의 적용성에 대한 정성적인 검증은 가능하다고 생각된다. 즉 그림에서 알 수 있는 것처럼 제 1단계 후반부 및 제 2단계의 전 기간 동안에 모델에 의해서 계산된 적설의 지역적 분포와 인제 측후소에서 관측된 적설량의 시간적 변동성은 매우 잘 일치함을 알 수 있다.

한편 Fig. 3.3.4에서는 용설모델 유무에 따른 토양수분 및 하천 유량의 시간적 변동성을 나타낸다. Fig. 3.3.3에서와 같이 전 기간을 3단계로 구분할 때 제 1단계의 경우 시간단계 6에서의 미소 적설량은 토양수분의 변화에 미소하게 영향을 미치지 않지만, 이들 적설량이 적어서 하천 유량에는 영향을 미치지 못함을 알 수 있다. 그러나 제 2단계에서는 용설모델의 유무에 따라 토양수분 및 하천 유량은 매우 다른 양상을 나타낸다. 즉 용설모델을 고려하지 않은 경우 시간단계 30, 31의 강수량 26.35 mm, 17.20 mm은 강수량으로 간주되어 토양수분 및 하천유량에 바로 영향을 미쳐 시간간격 32에서 3.3 mm/day의 하천 유량이 계산되지만, 용설모델을 고려할 경우 시간 단계 30, 31은 온도가 영하이므로 적설로 간주되어 토양수분 및 하천 유량에는 영향을 미치지 않는다. 이와 같은 적설은 시간이 지남에 따라 온도가 영상으로 상승하는 시간단계 40~42, 45~48에서 용설이 집중적으로 발생하여 토양수분이 거의 습윤상태가 되었고 온도가 영상인 시간단계 49~50에서 발생한 강수량 46.9 mm에 의해 하천 유량의 증가를 가져왔다. 이와 같이 용설모델의 사용 유무에 따라 토양수분 및 하천유량에 미치는 영향은 매우 다름을 알 수 있다.

나. 매개변수 추정알고리즘 개발

본 연구에서는 Sacramento 토양수분 모델과 다중저수지 형태의 유역홍수추적 모델로 구성된 모델의 다중 매개변수를 효율적으로 찾을 수 있는 방법을 개발하였다.

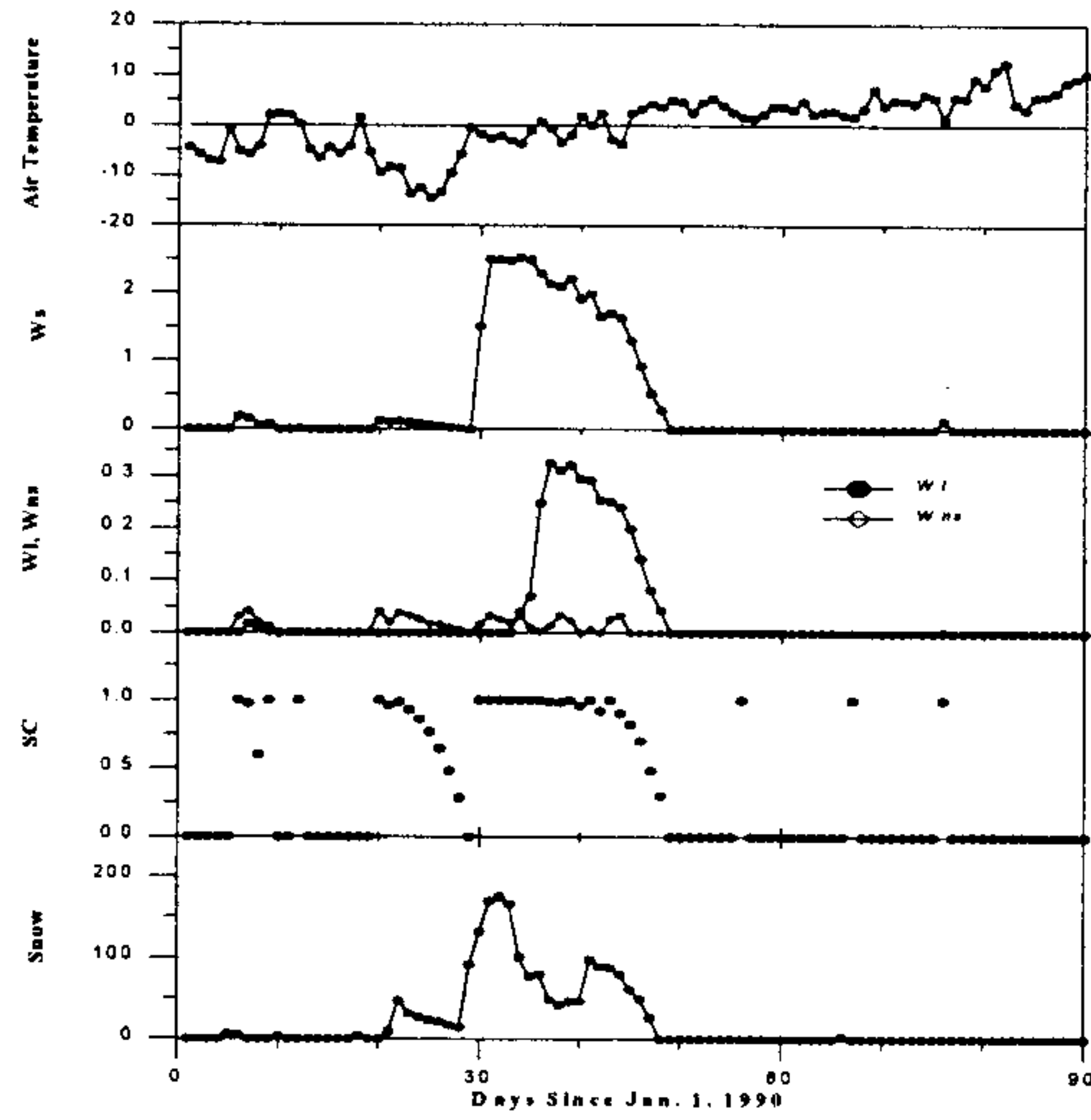


Fig. 3.3.3. The Behavior of
Snowpack Properties.

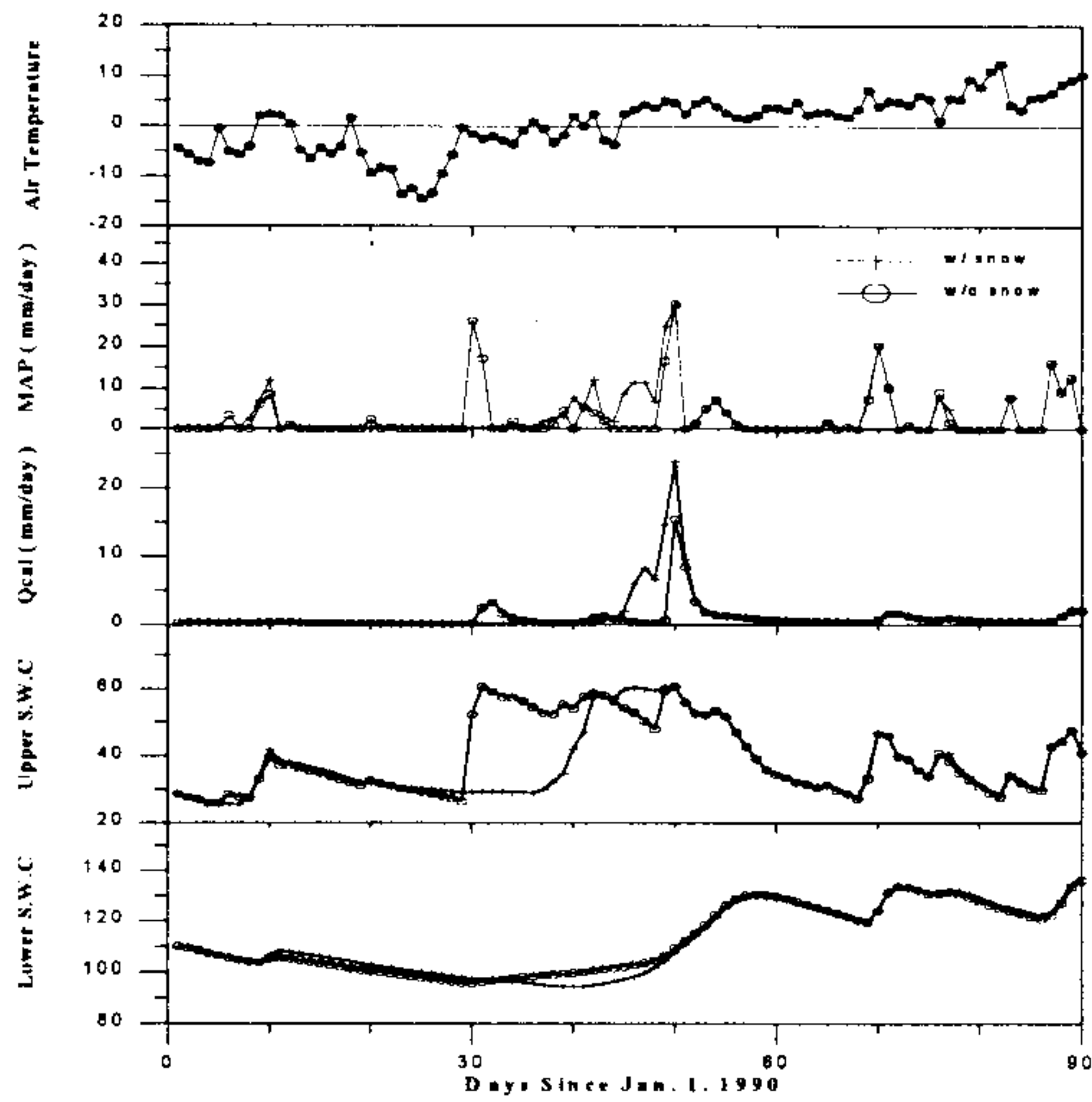


Fig. 3.3.4. Time Variations of
Soil Moisture and
Runoff Depending on
Snowmelt.

그 방법은 기존의 수문학적, 기상학적 관측자료로부터 물리적 의미를 갖는 매개변수들의 초기치를 산정하고, Downhill Simplex법에 의해 자동추적을 하여 최종 매개변수를 결정하는 것이다.

방림을 유역출구로 하는 평창강 IHP 유역에서 관측된 강수량 및 유량 자료를 이용하여 매개변수의 초기치를 산정하였으며, 산정된 매개변수의 초기치를 이용하여 1983년 1월 1일부터 10년 연속 일 유출을 모의한 결과 계산된 유출 수문곡선의 형상은 관측 유출 수문곡선의 형상과 비교적 잘 일치하나 첨두유량의 크기는 과소 평가되는 경향이 있다. 이와 같은 초기 추정방법은 물리적 개념적 모델에서 매개변수가 모델에서 하는 역할을 이해하는데 매우 유익하지만, 자동추적 방법을 수행하여 최종적으로 결정하여야 함을 의미한다.

다중 매개변수를 갖는 비선형 연속 유출모델의 매개변수 자동추적 알고리즘으로는 다차원 목적함수의 최소값을 찾는 알고리즘인 Downhill Simplex 법을 이용하였다. Fig. 3.3.5는 Downhill Simplex 방법의 계산 알고리즘을 나타낸다. 유역의 기상 및 수문자료를 이용한 매개변수 초기 추정치와 자동 추적에 의한 최종 추정치를 비교·검토한 결과 초기 평가치는 매개변수 자동 추적을 위해 필요한 것으로 나타났으며, 자동추적에 의해 추정된 매개변수는 상당히 향상된 결과를 제시하였다.

다. 모델의 민감도 분석

강우-유출 모델과 같은 수문모델에서 전형적인 오차의 원인은 모델의 간략화에서 야기되는 모델 오차, 매개변수 추정 오차, 입력 자료의 부정확성에서 야기되는 오차 등이다. 모델의 오차는 강우-유출의 물리적 과정을 간략화하거나 혹은 수치계산에서 야기되는 오차이다. 매개변수 추정 오차는 모델의 계산 과정이나 모델 계산에 이용된 과거 자료의 질과 밀접한 관계가 있다. 모델의 입력 자료 오차는 측정 장치의 부정확성 또는 점 강우량 자료로부터 유역평균강우량을 산정하는 것과 같은 관측자료의 부정확한 해석에 의한 것이다. 민감도 분석은 이와 같은 불확실성을 정량화 할

수 있는 한 가지 방법이다. 민감도 분석의 전형적인 한 방법은 perturbation 방법이다. 이는 분석하고자 하는 매개변수 이외의 매개변수는 초기 임의 값으로 고정하고, 분석하고자 하는 매개변수는 초기 임의 값으로부터 변화시킨 후 모델의 거동을 분석한다. 이 방법은 매개변수가 모델에서 하는 역할을 잘 이해할 수 있으나 한번에 하나의 매개변수만을 교란하기 때문에 매개변수 사이의 연관성을 파악하는데는 한계가 있다. 그러나 이와 같은 방법은 본 연구에서와 같이 미분 방정식 시스템으로 구성되어 있는 모델의 경우 민감도 분석을 위한 최선의 방법으로 알려져 있다.

본 연구에서의 모델과 같이 연속 모델은 단일 홍수사상 뿐 아니라 저유량을 포함한 장기유출 해석이 가능하므로 단일 홍수사상과 장기 연속유출의 경우로 분리하여 민감도 분석을 실시하였다. 그 결과 모든 매개변수 가운데 상층부 한계 자유수에 해당하는 X_2^0 가 다른 매개변수에 비해 매우 민감함을 알 수 있다. 이는 X_2^0 가 과소 평가되었을 경우 호우시 대부분의 강우량은 직접 하천으로 유입되기 때문이다. 따라서 모든 매개변수 가운데 X_2^0 의 추정에 세심한 주의가 요망되었다.

라. 시단위 유출해석

우리나라와 같이 단시간에 특정 지역에 집중호우가 발생하는 강우의 국지성이 강한 지역에서는 일단위의 장기 유출해석 뿐 아니라 시단위의 유출해석이 중요한 의미를 갖는다. 만약 강우의 유출현상을 해석할 수 있는 강우-유출 모델이 물리적으로 의미를 가지고 있고 모델의 매개변수가 적절하게 계산되었다면 계산 시간간격에 상관없이 모델을 적용할 수 있어야 한다. 따라서 본 연구에서는 Sacramento 모형의 계산시간 간격에 따른 유출 거동 특성을 분석하고자 한다.

이미 언급한 바와 같이 본 연구의 Sacramento 모델은 유역평균강수량과 증발산량을 모형의 입력치로하여 하천 유입량을 계산하는 개념적, 물리적 모델이다. 이 모형은 6개의 미분방정식으로 구성되어 있으며 14개의 매개변수를 포함하고 있다. 식

(3.2.1)~(3.2.6)에서 알 수 있는 것 처럼 이들 매개변수 가운데 상하층부 장력수 및 자유수 저류고를 나타내는 x_1^0 , x_2^0 , x_3^0 , x_4^0 및 x_5^0 의 단위는 mm이며, 상하층부의 유출계수를 나타내는 d_u , d' 및 d'' 는 Δt^{-1} 의 단위를 가지며 기타 ϵ , θ , P_f , μ , β_1 및 β_2 는 무차원이다.

Fig. 3.3.6은 평창강 IHP 유역에서 95년 7월 8일 6시에서 7월 21일 24시에 발생한 3개의 호우사상에 대해서 연속적으로 모의한 결과를 나타낸다. 그림에서 MAP는 유역내외에 존재하는 11개의 점강우 관측지점 자료를 이용하여 계산한 유역평균강수량을 나타내며, 범례의 Q_{obs} 는 유역 출구인 방림에서 관측 유량을 유역면적으로 나누어 mm/hr로 환산한 유량을 나타낸다. 범례의 "Test1"은 일단위 관측자료를 이용하여 추정된 매개변수를 이용하여 모의된 결과를 나타내고, "Test2"는 "Test1"에서 사용된 매개변수 가운데 $1/\Delta t$ 의 단위를 갖는 매개변수를 1/24로 곱한 뒤 모의한 결과를 나타낸다. 그림에서 알 수 있는 바와 같이 시간단위 해석을 위한 별도의 매개변수 추정없이 모형의 매개변수에 대한 물리적 의미(즉 $1/\Delta t$ 의 단위를 갖는 매개변수는 계산시간 간격의 변화 고려)만을 고려하여 시간단위 유출해석을 수행하였을 때 비교적 정확한 계산을 수행할 수 있음을 알 수 있다. 그러나 기저 유출량과 밀접한 관련이 있는 유출수문곡선 하강부의 계산 결과는 관측치보다 급격히 감소하는 경향이 지배적이므로 향후 모형의 하층부와 관련된 모형 구조 및 매개변수 추정에 대한 개선이 요구된다.

마. 모형의 적용성 분석

Fig. 3.3.7과 Fig. 3.3.8은 각각 평창강 유역 방림과 내린천 유역 내린천 수위표 지점에서의 강우와 증발과 같은 기상조건에 따른 유출의 시간적 변화를 나타낸다. Fig. 3.3.7의 경우 1983년~1992년의 10년의 일자료 중에서 1983년~1989년의 7년간은 모형의 매개변수 자동추적에 이용하였으며, 1990년~1992년의 3년간의 계산

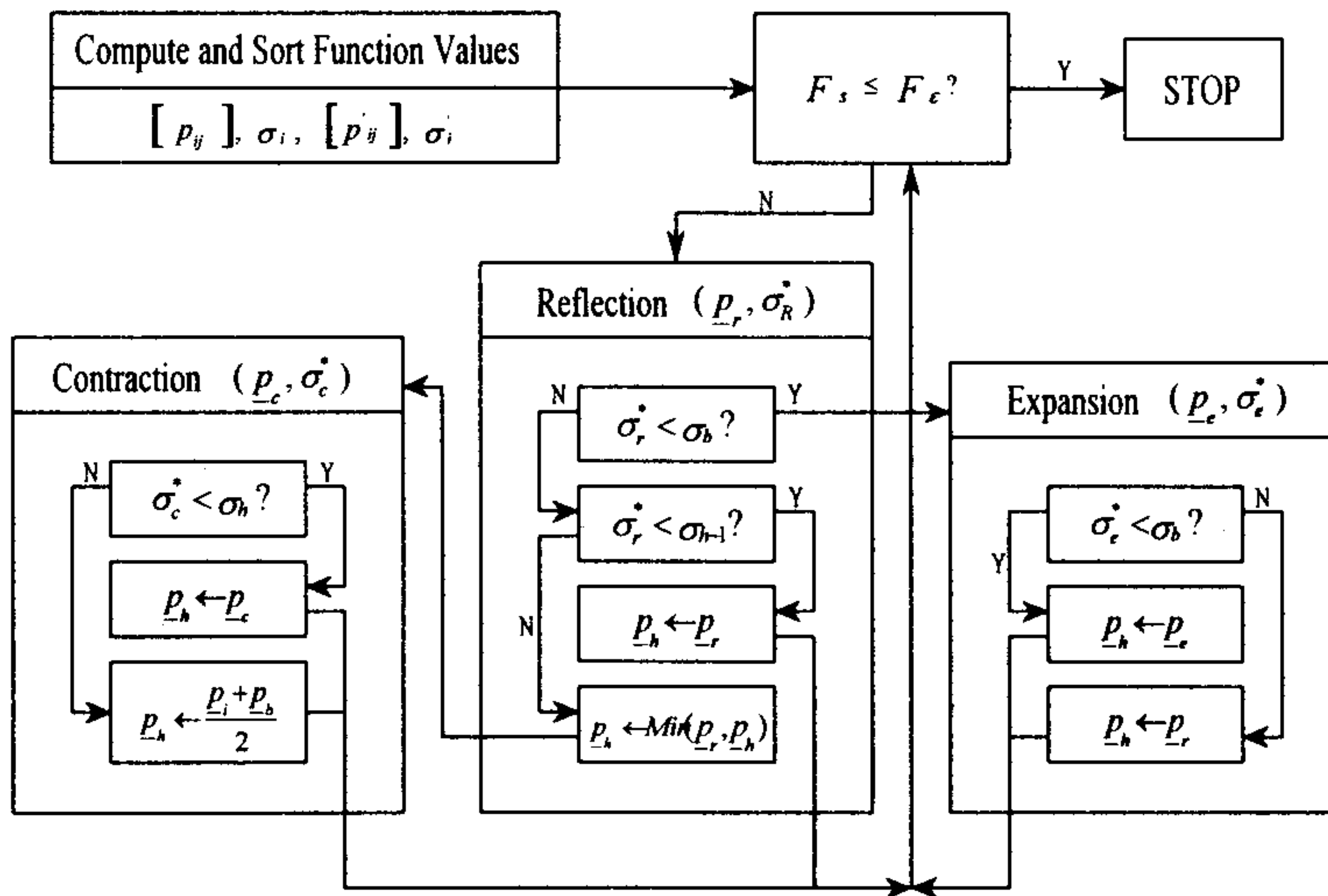


Fig. 3.3.5. Computation Algorithm of the Downhill Simplex Method.

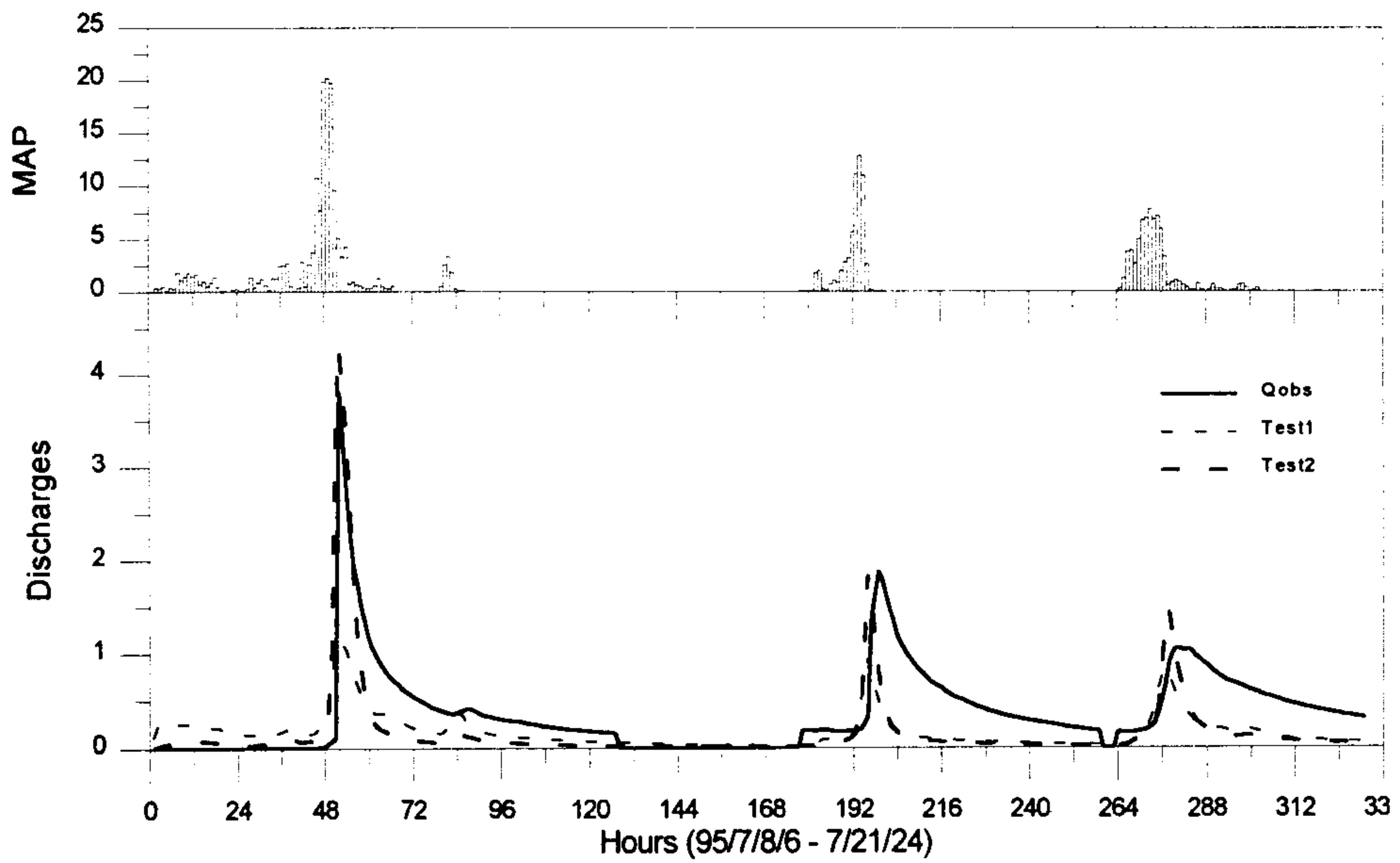


Fig. 3.3.6. Results of Hourly Runoff Analysis on the Pyungchang River Basin.

결과는 단지 모델의 입력자료인 유역평균강우량과 증발량을 이용하여 모델에 의해 계산된 결과이다. Fig. 3.3.7의 MAP는 유역평균강우량을 나타내며, 이는 유역 내외에 존재하는 11개 강수 관측지점으로부터 산술평균법에 의해 계산되었다. Fig. 3.3.7의 Qobs, Qcal은 각각 관측 유량의 시간적 변화와 기상 조건 및 토양수분 상태에 따라 모델에 의해서 계산된 하천유량을 나타낸다. 이들 계산된 유량을 관측유량과 비교할 때 비교적 잘 일치함을 알 수 있다. Table 3.3.1는 이들 관측 유량과 계산 유량 사이의 통계적 분석 결과를 나타낸다. 1984년과 1990년에 발생한 2개의 홍수사상의 최대유량에 대해서는 상대오차가 각각 -16.99 %, 6.49 %를 나타냈다. 또한 검증기간 동안의 비동절기(4월-10월)에 대한 관측유량과 모델에 의한 계산유량 사이의 상관계수는 0.93으로서 정확한 유량 계산을 할 수 있었다. Fig. 3.3.8의 경우는 내린천 유역에 대한 유역평균강우량, 관측 및 계산 유량을 나타낸다. 그림에서 알 수 있는 바와 같이 계산된 유량은 관측 유량과 잘 일치함을 알 수 있으며, Fig. 3.3.7과 동일한 유추 해석이 가능하리라 생각된다.

Table 3.3.1 The statistical results of observed river flow and computed flow during non-winter season(April-October)

통계치 \ 유역 및 기간	평창강 유역		내린천 유역	
	계산기간 (83.1.1-89.1 2.31)	검증기간 (90.1.1-92.1 2.31)	계산기간 (93.1.1-96.1 2.31)	검증기간 (90.1.1-92.1 2.31)
첨두유량 상대오차(%)	-16.99 (84년 홍수)	+6.49 (90년 홍수)	-13.99 (95년 홍수)	-15.24 (90년 홍수)
유출용적 오차(%)	-22.28	-28.08	-14.78	-17.79
평균잔차(mm/day)	2.42	2.84	1.74	2.54
평균제곱오차(mm/day)	9.49	6.02	4.77	7.36
상관계수	0.77	0.93	0.84	0.83

한편 Fig. 3.3.9와 10은 소양강 댐을 유역출구로 하는 소양강 유역에서의 Modified Sacramento 모델의 적용성을 나타낸다. 유역평균강우량은 유역내에 존재

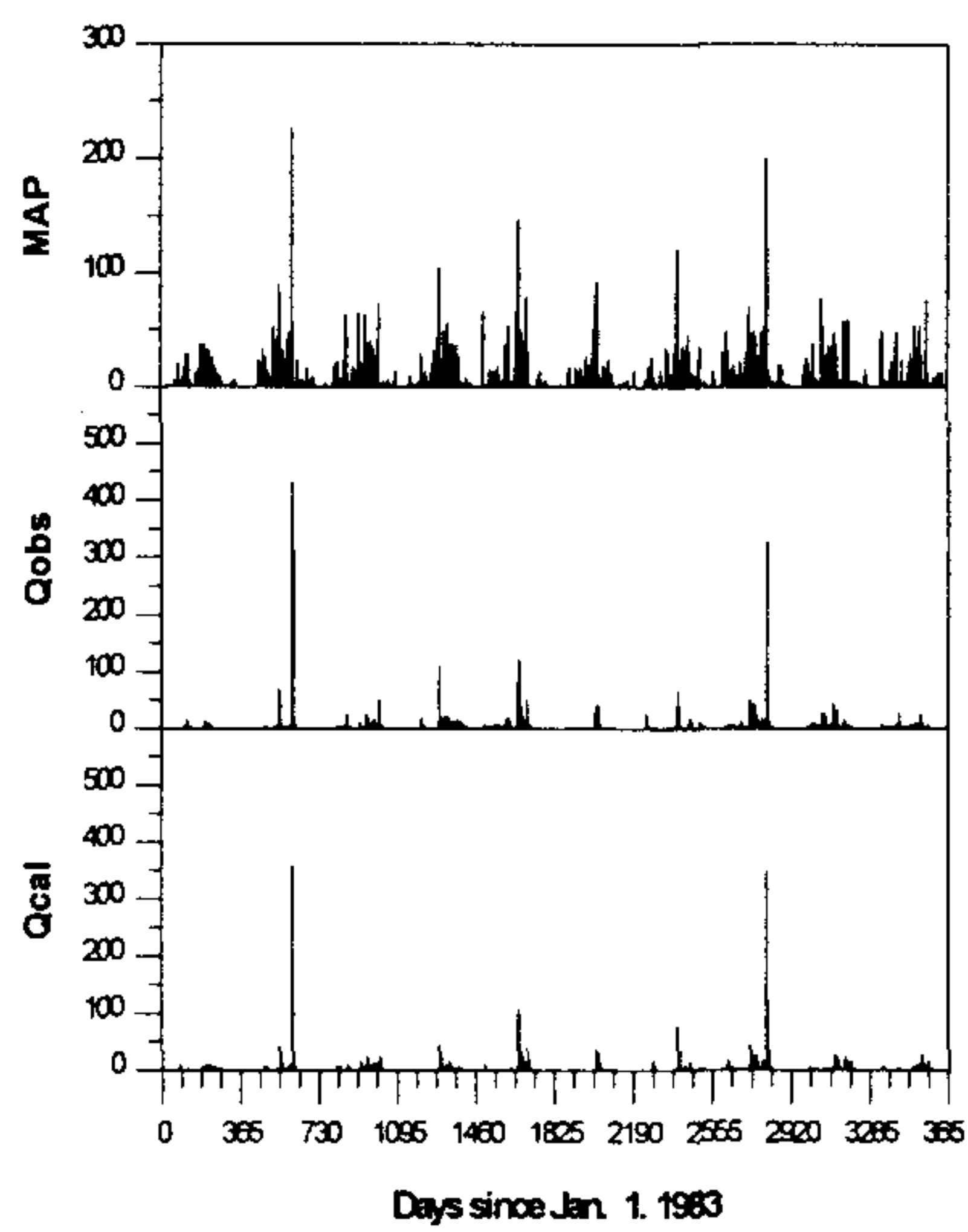


Fig. 3.3.7. Model
performance
on the
Pyungchang
River Basin.

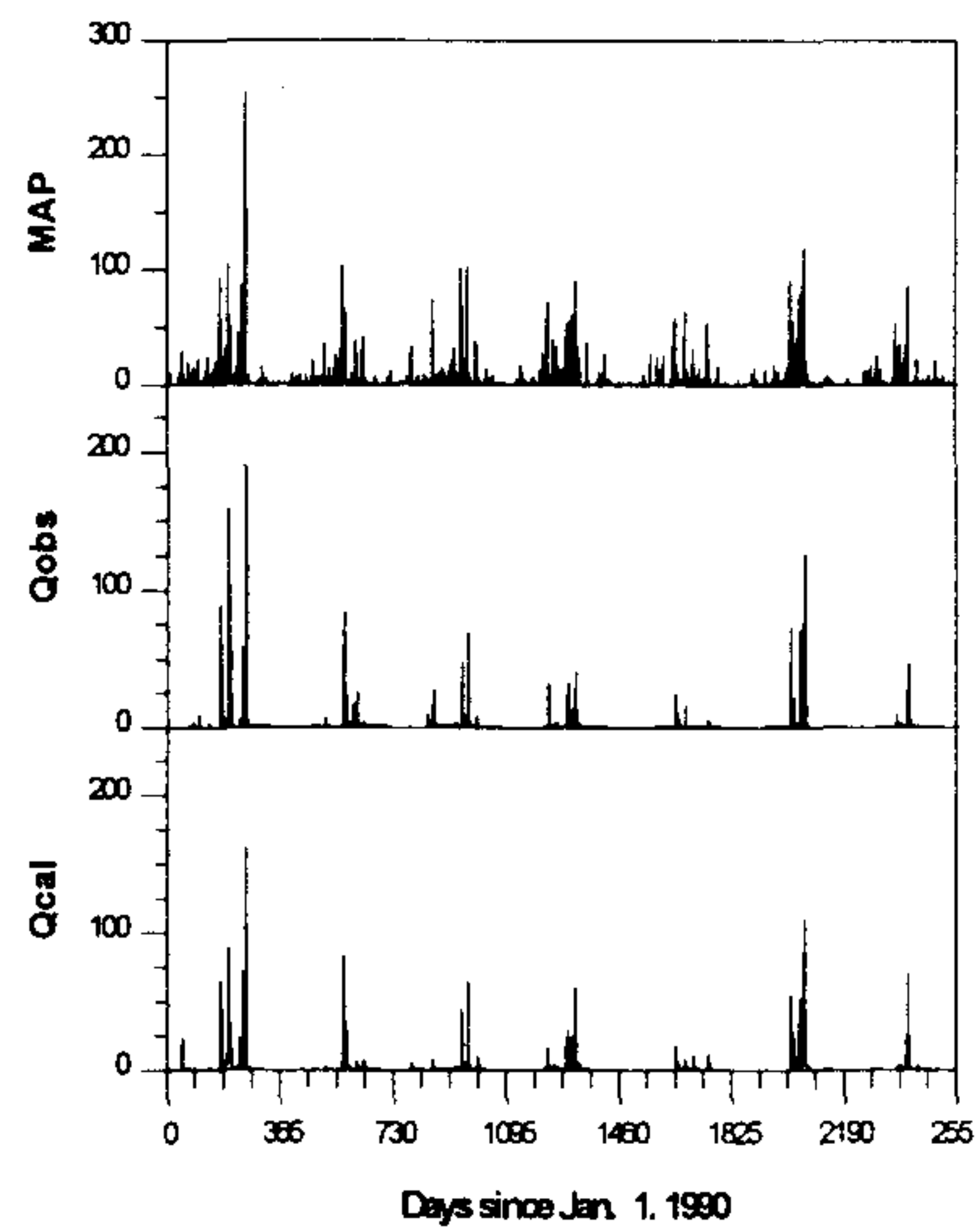


Fig. 3.3.8. Model
Performance
on the Naerin
River Basin.

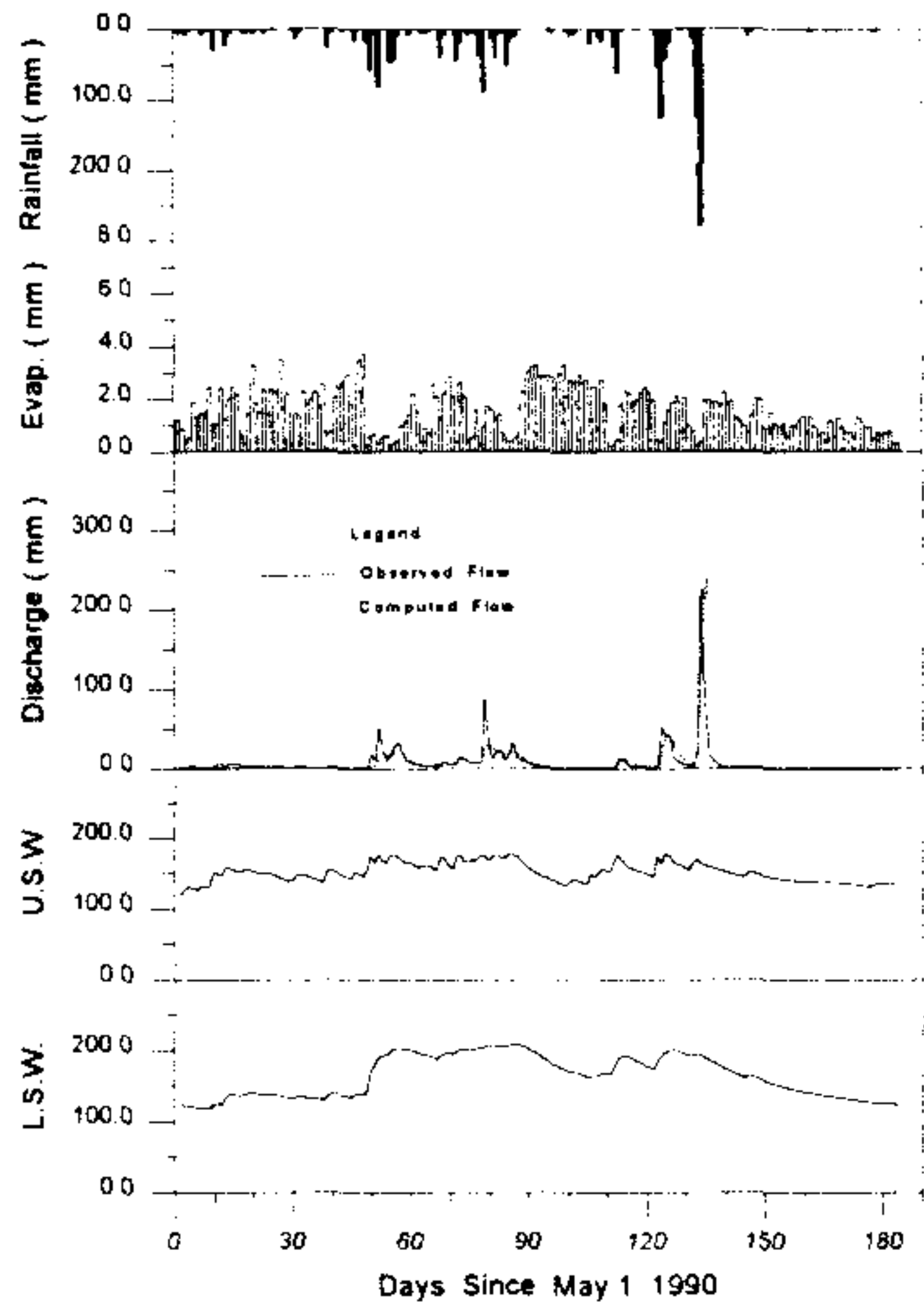


Fig. 3.3.9. Model Performance on the Soyang Basin, 1990 Event.

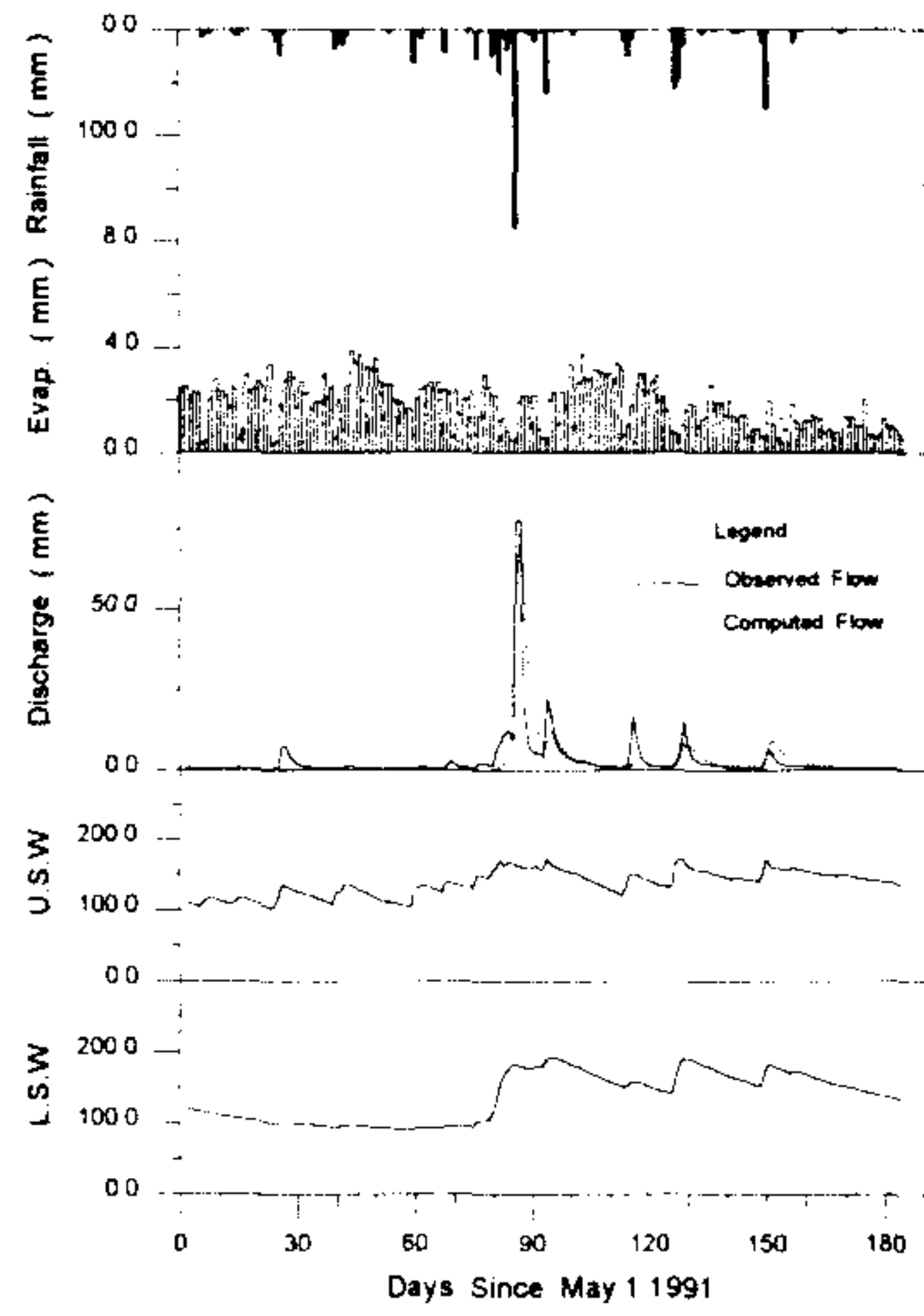


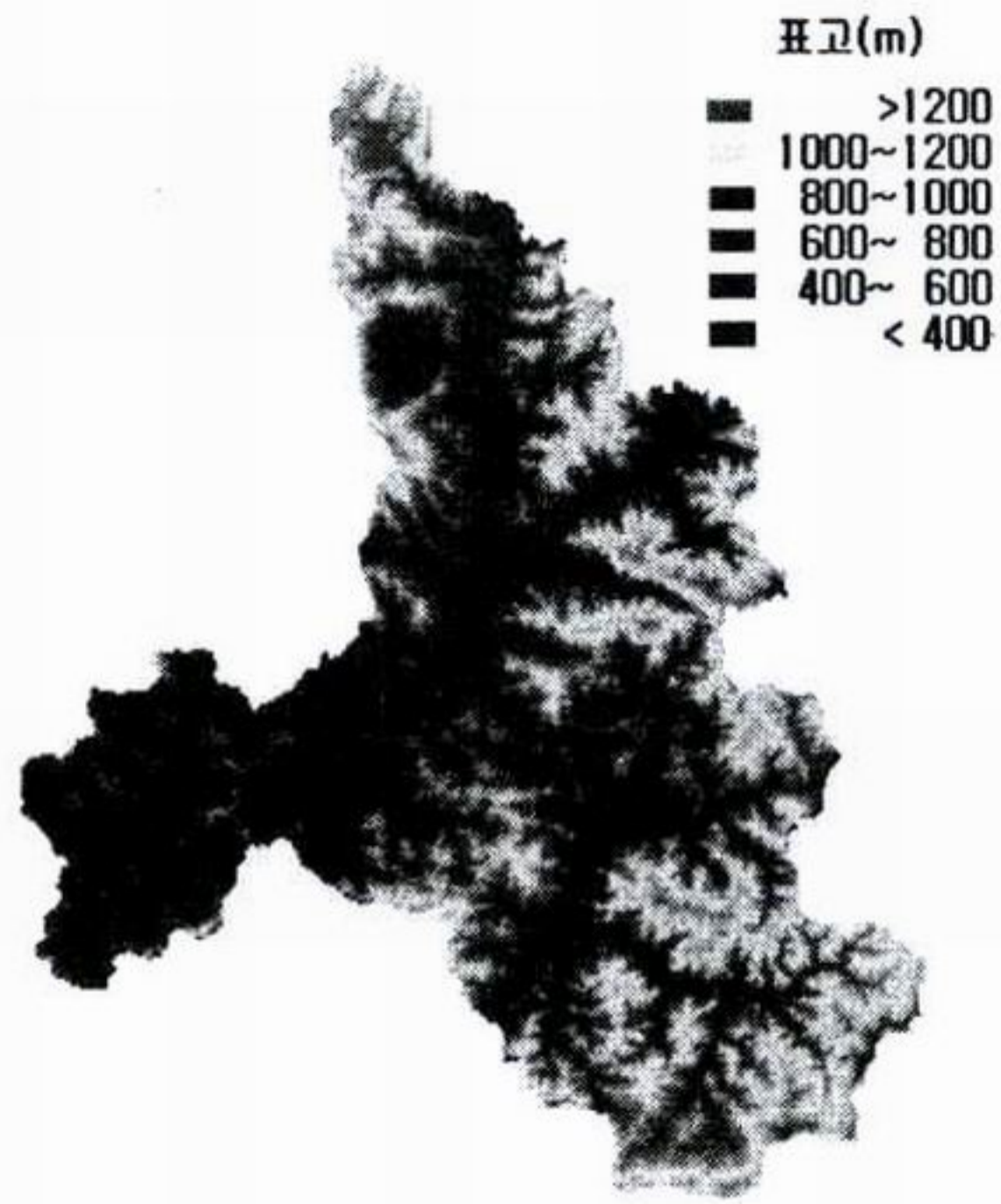
Fig. 3.3.10. Model Performance on the Soyang Basin, 1991 Event.

하는 10개의 강우 관측 지점으로부터 계산한 값이며, 증발량은 인접 춘천 측후소의 잠재 증발량을 입력자료로하여 모델에 의해서 계산된 값이다. 관측유량과 모델에 의해 계산된 유량은 강수량이 하천유량에 미치는 영향을 직접 비교하기 위해서 유량 값(m^3/sec)을 유량 깊이(mm/day)로 환산한 값을 나타내었다. 두 그림에서 알 수 있는 바와 같이 각각 6개월 간의 일단위 유출 계산에서 관측유량과 계산유량은 비교적 잘 일치함을 알 수 있다.

4. TOPMODEL

본 연구에서 사용된 TOPMODEL은 분배형 모델로서 지형도, 유역도, 소유역 분할도, 사면경사도, 하천망도 등 타 모델에 비해 많은 입력자료를 요구한다. 이들 필요한 입력자료들은 GIS를 이용하여 생성될 수 있으며 Fig. 3.3.11과 12는 이들 결과의 일부를 나타낸다. 앞에서 언급한 것처럼 TOPMODEL의 기본 개념은 유역내 포화층에서의 동수경사는 지표면 경사와 일치한다는 가정하에서 유역내 상류지역으로부터 특정지점으로 유입되는 면적과 지표면 경사의 비를 나타내는 지형지수가 같은 값을 갖는 지역은 유출의 수문학적 거동이 같은 것으로 간주하므로 유역의 지형지수에 대한 분포곡선을 구하는 것은 TOPMODEL의 중요한 과정이다. Fig. 3.3.13은 소양강 유역에서 산정된 지형지수를 나타내며, Fig. 3.3.14는 지형지수의 분포곡선을 나타낸다. 그림에서 알 수 있는 것처럼 소양강 유역의 지형지수는 3.53에서 77.79의 범위에 속하는 것으로 나타났으며, 지형지수가 8.65일 때 빈도는 0.134로 최대빈도를 나타내고 있다.

Fig. 3.3.15에서 Fig. 3.3.17은 소양강 유역에서 TOPMODEL의 적용성을 나타낸다. Fig. 3.3.15는 90년 5월에서 10월까지 6개월의 관측 강우량과 증발량을 이용하여 연속적으로 모의한 결과를 나타낸다. 범례의 "Rainfall"은 유역내에 존재하는 10개의 강우 관측지점으로부터 구한 유역 평균강우량을 나타내며, "Ep"는 인제 측후소의 관측 증발량 자료를 나타낸다. "Qobs" 및 "Qcal"은 각각 유역출구인 소양강



소양강댐 유역 수치고도모델

Fig. 3.3.11. DEM of the Soyang River Basin.

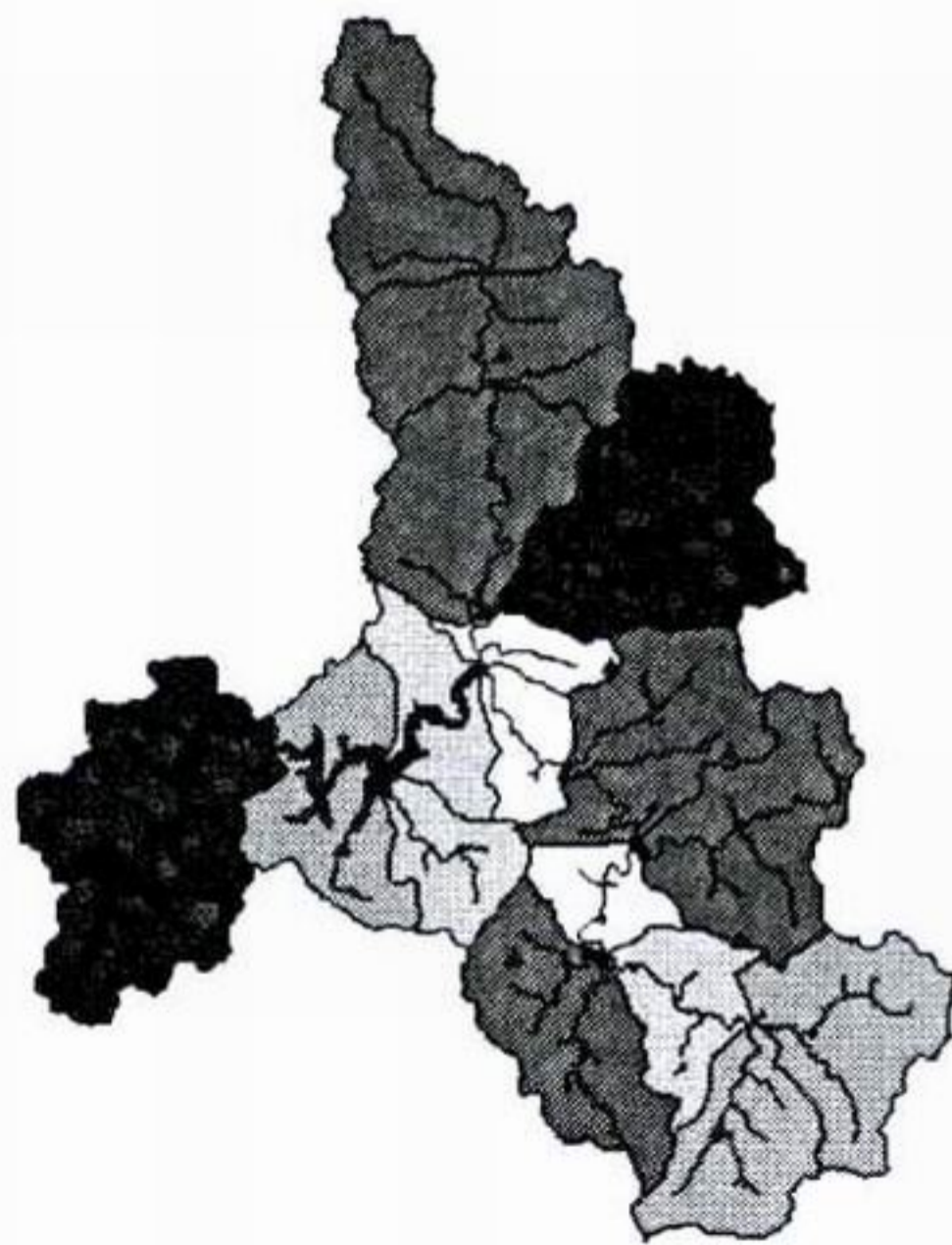


Fig. 3.3.12. Subdivisions of the Soyang River Basin.

Soyang Watershed Topographic Index

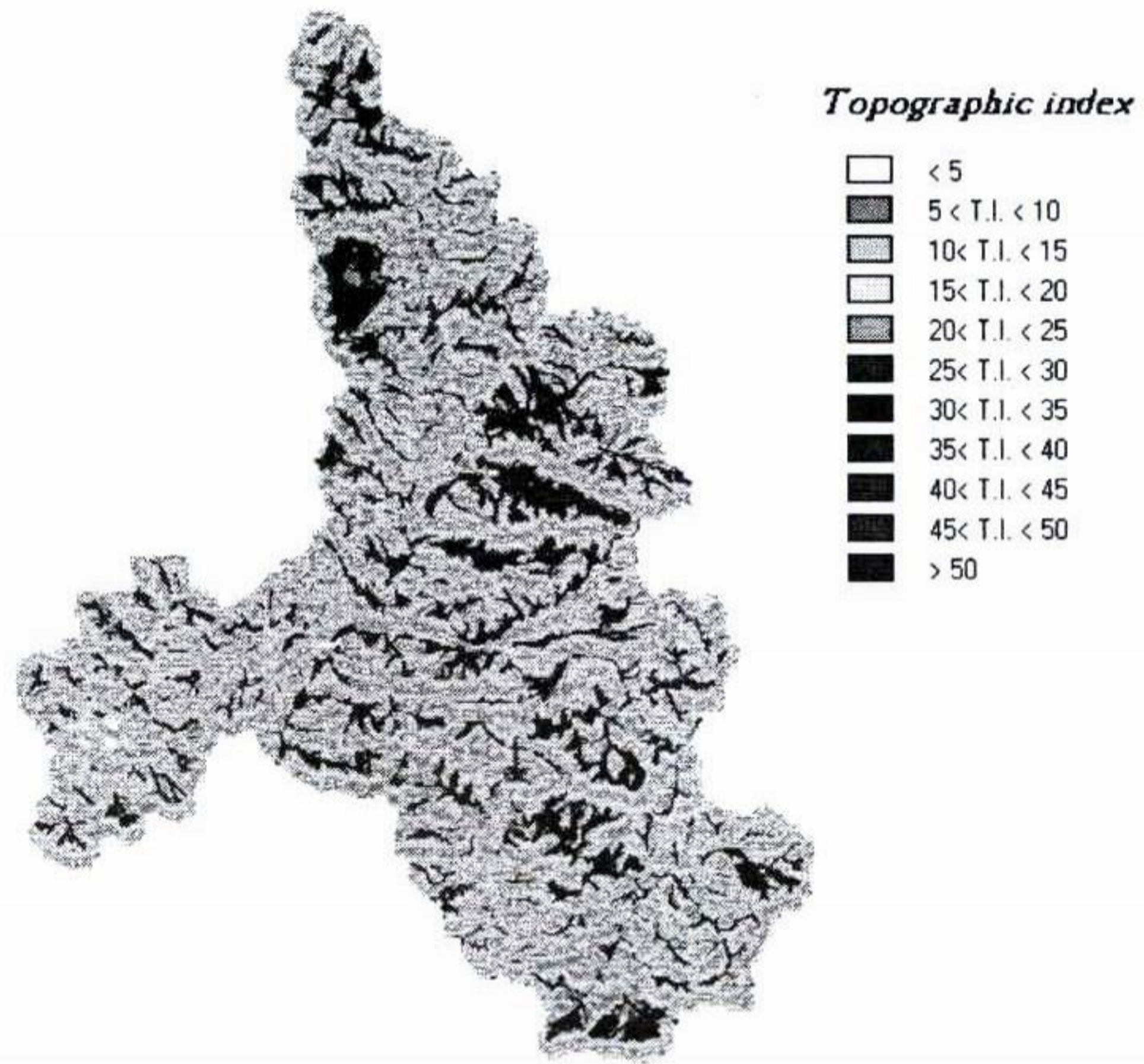


Fig. 3.3.13. Spatial Values of Topographic Index on the Soyang River Basin.

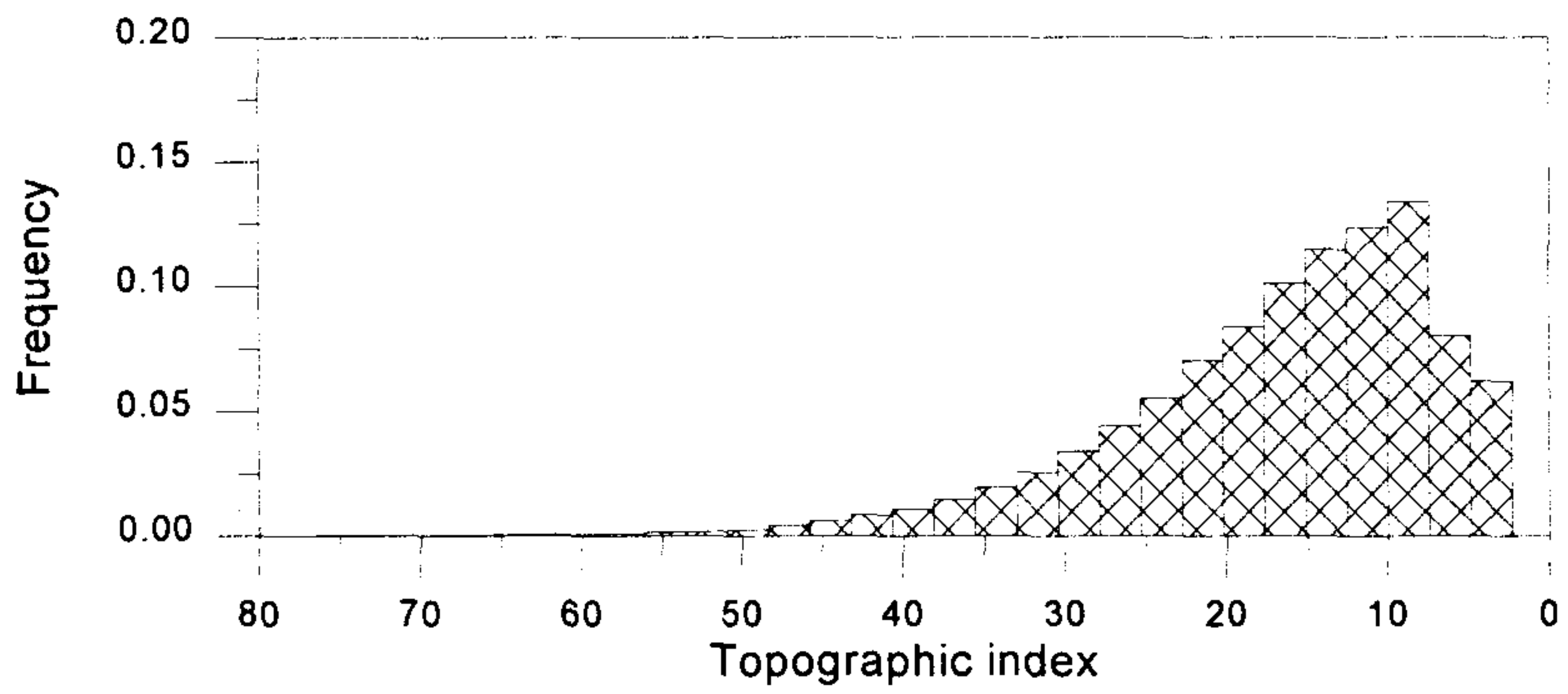


Fig. 3.3.14. Frequency Distribution of Topographic Index on the Soyang River Basin.

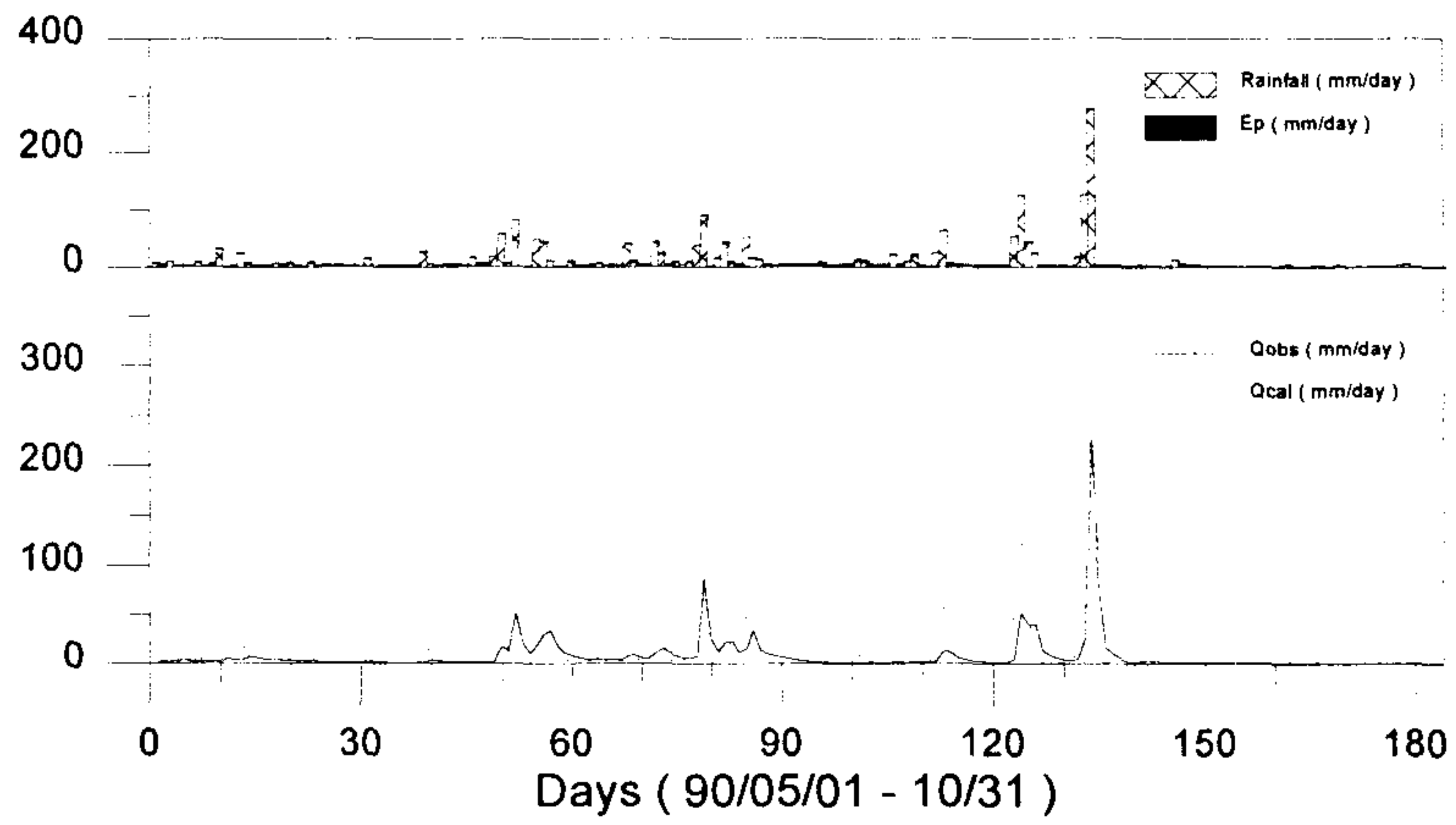


Fig. 3.3.15. Results of Daily Runoff Analysis by TOPMODEL on the Soyang River Basin.

댐에서의 관측 유량과 TOPMODEL에 의해 계산된 유량을 나타낸다. 이들 유량 값은 모형의 입력치인 강우량과 증발량과의 직접적인 비교를 위해서 유량 값을 유역면적으로 나누어 환산한 유량깊이 단위로 나타낸 값이다. 그림에서 알 수 있는 것처럼 관측유량과 계산유량은 비교적 잘 일치함을 알 수 있다. Fig. 3.3.16과 17은 각각 90년 9월 사상과 95년 8월 사상에 대해서 시단위로 해석한 결과를 나타낸다. 이들 사상은 서로 다른 강우의 형태에 따른 모형의 거동 특성을 고찰하기 위한 것이다. 즉 90년 9월 사상은 9월 10일 11시에서 11일 24시 사이의 약 37시간 동안의 단일 호우 사상을 나타내고, 95년 8월 사상은 8월 23일 9시에서 27일 6시 사이의 약 93시간 동안의 연속 호우사상을 선택하여 이와 같은 강우 패턴에 따른 관측유량과 모형에 의한 계산 유량을 나타낸 것이다. 본 연구의 TOPMODEL 매개변수로는 길이의 차원을 갖는 전도계수의 지수형 감소계수(m), 토양식생 영역의 가용수능(S_{r0})와 단위시간당 길이의 차원을 갖는 유역평균 전도계수(T_0), 불포화층의 시간상수(T_d), 지하천의 유속(V_c), 내부유역의 흐름유속(R_v) 등이다. 따라서 Fig. 3.3.16, 17은 일단위의 유출해석에서 추정된 매개변수를 이용하여 단지 계산시간의 차이에서 야기되는 매개변수만을 보정하여 계산한 결과를 나타낸다. Fig. 3.3.16의 90년 9월 홍수 사상의 경우 관측치와 계산치의 첨두유량 오차는 12.9%이고, 용적오차는 11.7%로 나타났다. Fig. 3.3.17의 95년 8월 홍수사상의 경우 첨두유량 오차는 10.3%이고, 용적오차는 -4.5%로 나타나 일단위의 유출해석과 마찬가지로 시단위의 유출해석에서도 비교적 잘 모의할 수 있는 것으로 나타났다.

Fig. 3.3.18은 유역내 주요 지점의 유출 수문곡선을 모의한 결과를 나타낸다. 그림에서와 같이 유역내 주요 지점으로는 내린천과 인북천의 합류점, 양구교 지점, 추양, 소양강 댐으로 선정하였으며, 각 지점에 대한 유역평균강수량은 동일한 것으로 간주하였다. 그림에서 알 수 있는 것처럼 각 지점의 첨두유량 도달시간은 첫 번째 수문곡선의 경우 8월 29일 9, 10, 12, 14시로 계산되었고 두 번째 수문곡선의 경우 8월 25일 7, 11, 12, 15시로 계산되어 하루로 갈수록 지체되고, 첨두유량의 크기는 첫 번째 수문곡선의 경우 5246, 5030, 5074, 6621 m^3/sec , 두 번째 수문곡선의

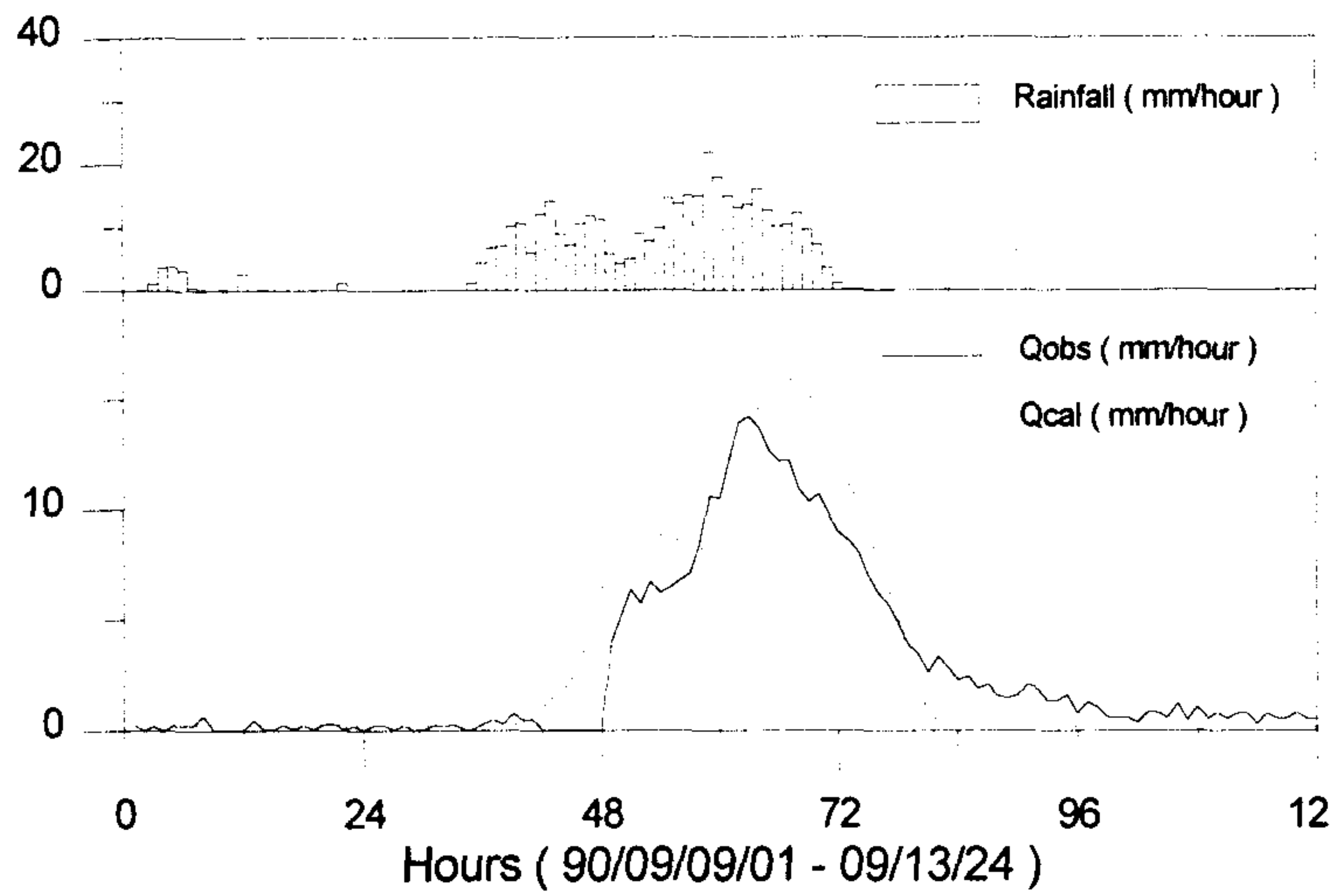


Fig. 3.3.16. Model Performance on the Soyang Basin,
1990 May Event.

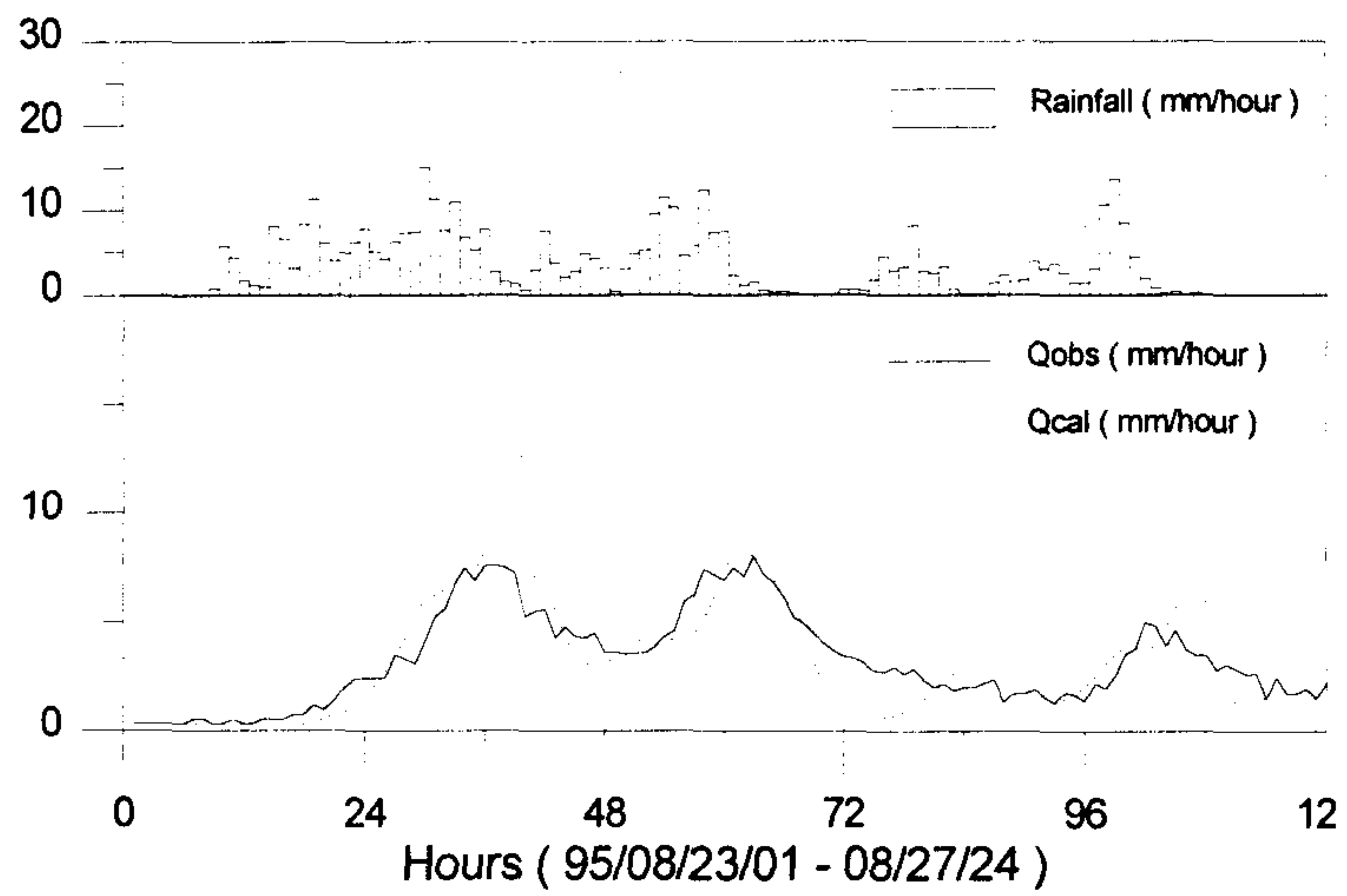


Fig. 3.3.17. Model Performance on the Soyang Basin,
1995 August Event.

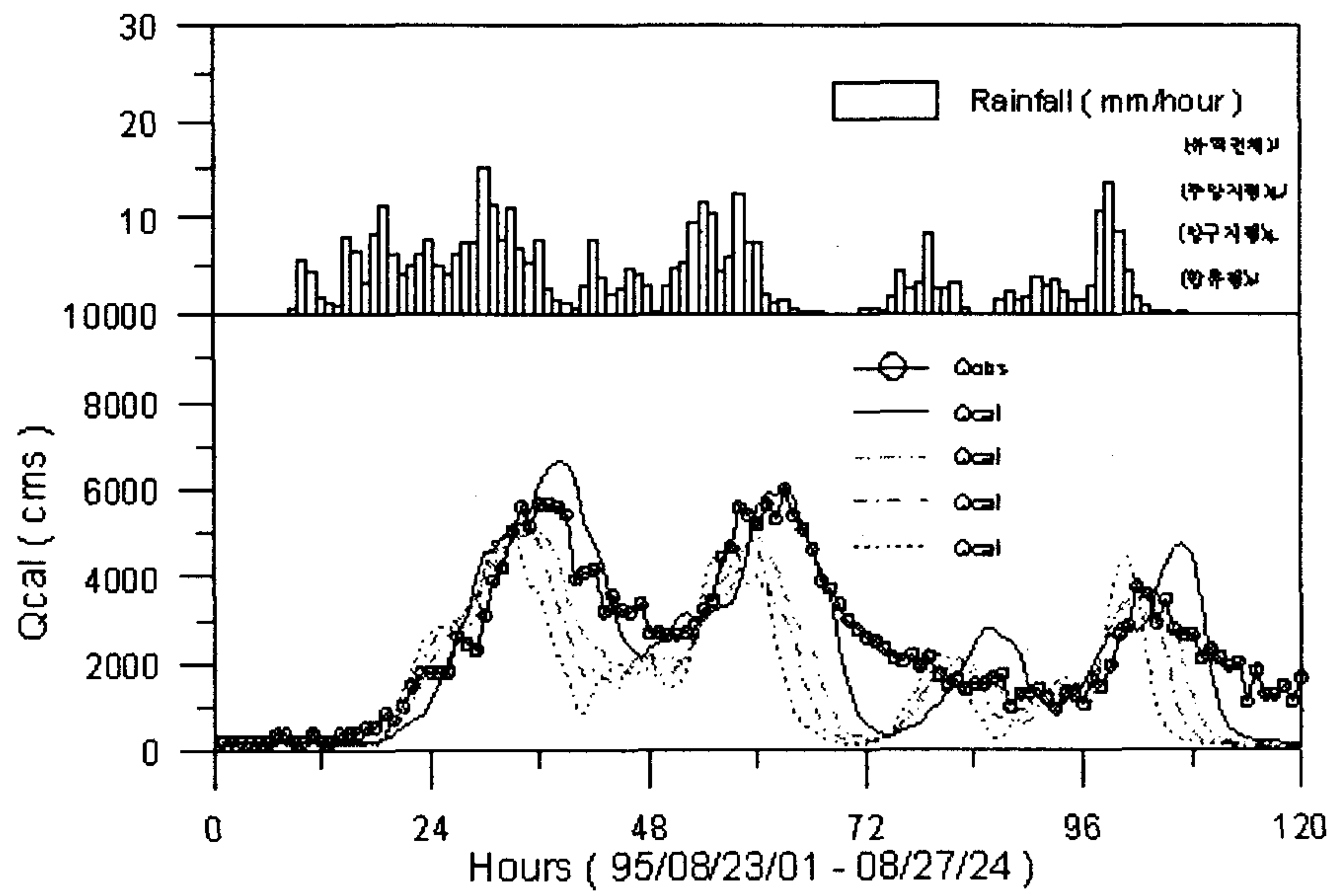


Fig. 3.3.18. Simulated Discharge Hydrographs at Several Locations Within the Soyang River Basin.

경우 4414, 4804, 4915, 6089 m^3/sec 로 계산되어 하천 흐름의 동역학적 특성을 잘 나타냄을 알 수 있다.

Fig. 3.3.19는 95년 8월의 홍수사상에 대해서 강우예측의 정확도에 따른 유출의 변동 특성을 나타낸 것이다. 그림에서와 같이 강우예측 평가는 수문곡선의 상승부 이전 단계, 수문곡선의 상승부 단계, 수문곡선의 정점부 단계, 수문곡선의 하강부 단계 등 4단계로 구분하고 각각의 단계에서 $\pm 50%$, $+100%$ 변동에 따른 유출 특성을 검토하였다. Table 3.3.2는 강우 예측의 정확도에 따른 유출용적의 변동성을 나타낸다. Table에서 알 수 있는 것처럼 강우의 변동성에 따른 각 단계별 오차를 비교할 때 유출 수문곡선의 시작 이전 단계인 제 1단계가 가장 큰 것을 알 수 있으며, 이는 유출량에 결정적 영향을 미치는 토양수분 상태의 변화를 초래하기 때문인 것으로 판단된다. 또한 $\pm 50%$ 의 강수 예측량 오차에 따른 유출량 오차를 비교할 때 강수량을 과대 예측한 경우는 과소 예측의 경우보다 유출량 예측에 더 큰 오차를 초래함을 알 수 있다. 특히 첨두유량 구간인 제 3단계의 경우의 오차는 유출량의 25.2%로 나타나 다른 시간 단계보다 훨씬 크게 나타남을 알 수 있는데, 이는 하천의 첨두유량이 발생할 단계는 통상적으로 이미 토양수분이 포화된 상태이므로 추가적인 강우는 모두 하천 유출량에 직접 영향을 미치는 직접 유출량으로 나타나기 때문인 것으로 판단된다. 이와 같이 정확한 유출 수문곡선을 예측하기 위해서는 유출이 발생하는 전 기간의 강우예측 정확도가 결정적인 영향을 미침을 알 수 있고, 특히 유출용적의 정확도는 수문곡선의 시작이전 단계에 많은 영향을 받고 첨두유량의 경우는 첨두유량 부근의 강우예측의 정확도가 중요함을 알 수 있다.

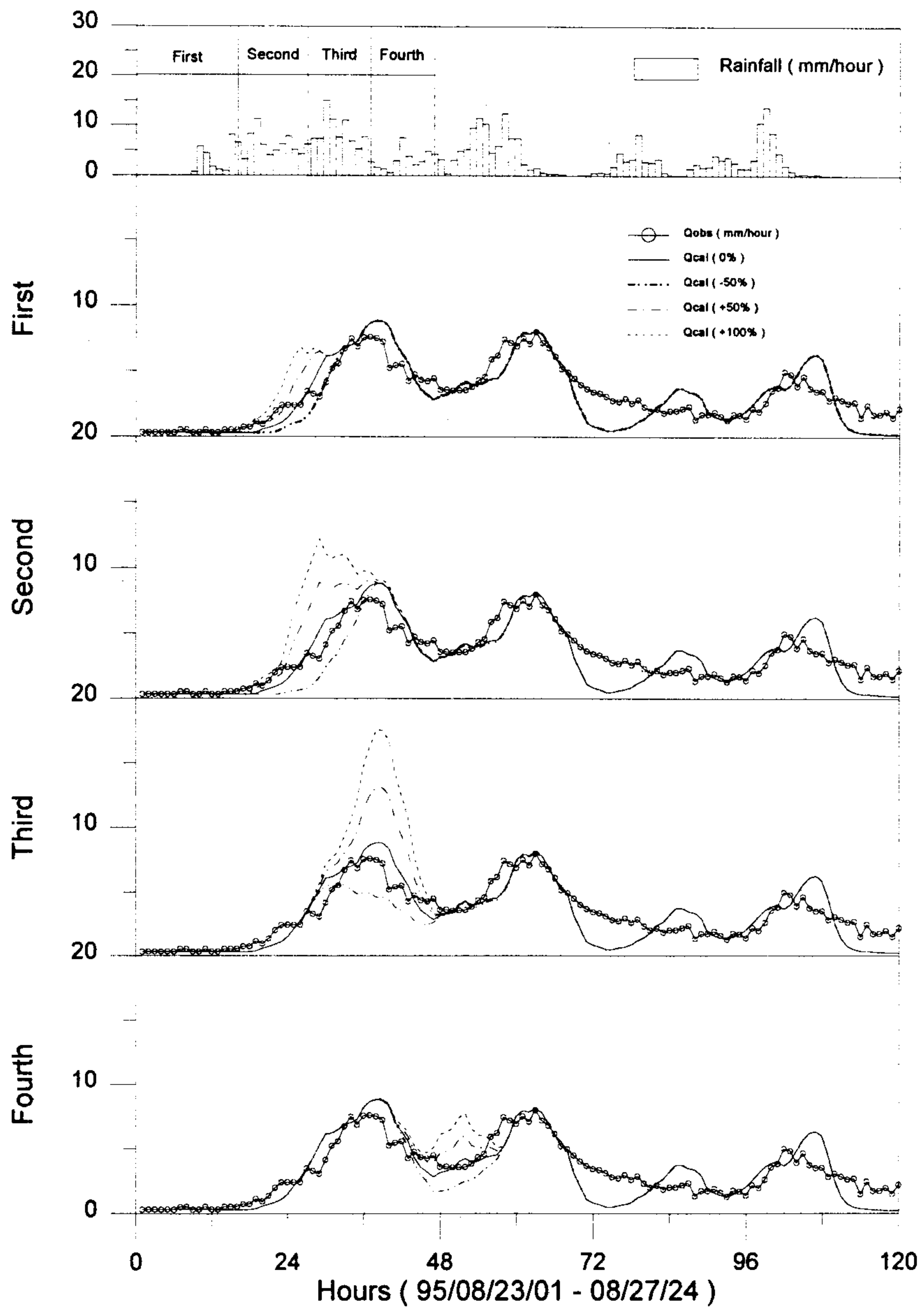


Fig. 3.3.19. River Flow Responses According to the Accuracy of Rainfall Prediction.

Table 3.3.2 River flow responses depending on the variability of precipitation

수문량 기간	관측강수량	강우의 변동성에 따른 유출량			
		0%	-50%(오차)	+50%(오차)	+100%(오차)
1 단계	29.59	63.14	49.62(-21.4%)	77.85(+23.3%)	91.95(+45.6%)
2 단계	67.94	208.14	178.05(-14.5%)	245.96(+18.2%)	280.07(+34.6%)
3 단계	82.50	202.84	171.43(-15.5%)	253.98(+25.2%)	295.34(+45.6%)
4 단계	31.88	103.00	86.93(-15.6%)	118.89(+15.4%)	134.78(+30.9%)

Fig. 3.3.20은 95년 8월 사상에 대한 중규모(meso-scale) 대기모델인 MAS(Mesoscale Atmospheric Simulation Model) 모델과 분배형 유출모델인 TOPMODEL을 결합한 결과를 나타낸다. 범례의 "Robs"는 소양강댐 상류 유역에 존재하는 12개 강우 관측지점으로부터 산정한 유역평균 강수량을 나타내며 "Rcal"은 MAS 모델에 의해 예측된 강수량을 나타낸다. 본 연구에서의 MAS 모델의 격자 간격은 60 kmx60 km로 대상유역 및 인접지역에 해당하는 지점은 37.55o, 128.19o지점과 38.09o, 128.20o지점이므로 이들 두 지점 값을 산술평균하여 유역평균 예측 강수량을 산정하였다. 특정일 t일 09시에서 t+1일 08시까지의 예측 강수량은 t-1일 09시의 기상조건을 초기치로 하여 매 시간별 계산된 강수량을 나타낸다. 편의상 23일 9시~24일 8시(시간단계 9~32)의 제 1단계, 24일 9시~25일 8시(시간단계 33~56)의 제 2단계, 25일 9시~26일 8시(시간단계 57~80)의 제 3단계, 26일 9시~27일 8시(시간단계 81~104)의 제 4단계로 나누면 각 단계별 관측 강수량은 146.23, 118.09, 64.76, 73.36 mm인데 비해 MAS 모델에 의한 예측 강수량은 16.95, 4.6, 76.2, 25.35 mm로 나타났다. 이들 두 강수량을 비교할 때 MAS 모델에 의한 예측 강수량은 강수의 정성적 성질(즉 강수 발생 유무)은 어느 정도 예측 가능하였으나 정량적으로는 다소 많은 차이가 있음을 알 수 있다. 범례의 "Qobs"는 소양강 댐에서 관측된 유량을 유량깊이로 환산하여 나타낸 값이고, "Qcal"은 MAS 모델에 의하여 예측된 강수량을 이용하여 유출해석을 수행한 결과를 나타낸다. 관측 강수량에 의한 유출용적은 389.70 mm인데 비해 각 단계별 예측 강우를 이용한 유출용적은 각각

242.94, 258.70, 383.61, 324.16 mm로 나타나 강수예측의 정확도가 유량예측의 정확도에 결정적인 영향을 미치는 것으로 나타났다. Fig. 3.3.20의 95년 8월 사상은 소양강 유역과 평창강 유역에 수행한 각 유역별 두 호우 사례 가운데 모델의 예측성이 가장 불량한 것을 기술한 것이다. 향후 MAS 모델을 20 kmx20 km 격자까지 보다 세밀한 계산을 수행할 필요가 있으며, 일단위의 장기 유출해석에 대한 평가가 요구된다.

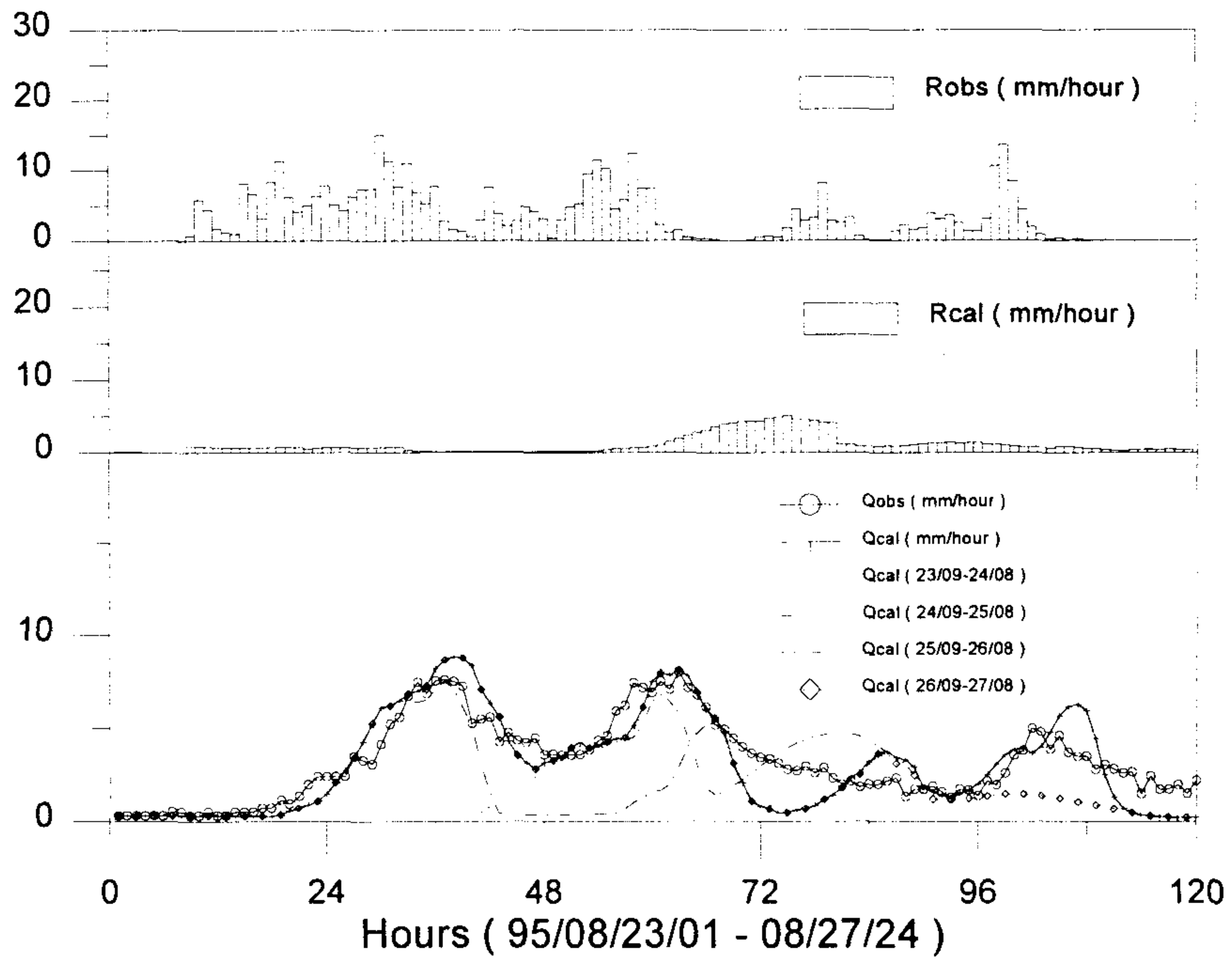


Fig. 3.3.20. Computed Flows Depending on the Predicted Rainfalls of MAS Model.

제 4 절 결론 및 향후 계획

본 연구에서는 기상연구소와 미국 UC-LLNL에서 공동 개발 중인 대기모델과 연계될 수 있는 유출모델 개발을 위한 사례 연구를 수행하였다. 본 연구 과제의 성격 자체가 국내외적으로 우수한 유출 모델에 대한 사례 연구이므로 하나의 모델에 집중하기보다는 지금까지 개발된 수 많은 모델 가운데 본 연구의 특성에 적합하리라 생각되는 저류함수모델, Modified Sacramento 모델, 및 TOPMODEL 등 3 모델을 선정, 필요한 기초 연구를 수행하였다. 모델의 선정은 모델의 사용목적, 정확성 및 간결성 등을 고려하였고, 국내의 실정 및 미국 UC-LLNL과의 공동 연구 등을 고려하였다. 본 연구에서 얻은 연구 결과를 요약하면 다음과 같다.

국내 홍수에경보로 사용되고 있는 저류함수모델을 개선한 추계학적 상태·공간 형태의 저류함수모델은 기존의 모델에 비해 본 연구의 모델이 정확한 결과를 제시할 뿐 만이 아니라 실시간 홍수에경보에 적합한 구조를 가지고 있지만, 이 모델은 단일 홍수사상에 국한하여 적용된다는 점과 유역 고유의 매개변수 산정 문제 등이 단점으로 남아 있다. 따라서 저류함수모델을 강수모델과 결합하기 보다는 타 모델의 보조 수단으로 사용하는 것이 타당하리라 생각된다.

미국 국립 기상청에서 홍수에보 모델로 사용되고 있는 Sacramento 모델에 대한 연구 결과로는 장기간의 연속 유출 계산이 가능하도록 용설 모델을 강우-유출 모델과 결합하였고, Downhill Simplex법을 이용한 매개변수 자동추적 알고리즘을 개발하여 개념적 물리적 모델 계산의 중요한 부분인 매개변수 추정을 효율적으로 수행할 수 있도록 하였다. 또한 모델의 민감도 분석을 통해서 매개변수 추정의 정확도가 유출 계산의 정확도에 미치는 영향을 분석하였으며, 시단위 및 일단위의 유출해석을 수행한 결과 비교적 정확한 계산 결과를 제시하였다. 그러나 본 연구의 모델은 소유역에 적용 가능한 제약성을 가지고 있으므로 이를 중규모의 유역에 적합한 모델로 확장·발전시킬 필요가 있다. 이를 위해서는 유역 유출모델 이외에도 하도 홍수추적 모델을 개발하여야 하고 이를 유역 추적 모델과 결합하여야 한다.

분배형 모델인 TOPMODEL에 대한 연구로는 본 모델의 기초 입력자료로 요구되는 GIS 시스템을 구축하였으며, 모델의 중요한 입력 자료인 지형지수의 분포 특성을 규명하였다. 일단위의 강우 및 유출 자료를 이용하여 수동보정법에 의해 모델의 매개변수를 추정하여 일단위 및 시단위의 유출해석을 수행하고 민감도 분석을 수행한 결과 내부유역의 흐름유속(R_v) 등 몇몇 특정 매개변수만이 유출변화에 민감한 것으로 나타났고 시단위 및 일단위 유출해석 공히 우수한 결과를 제시하였다. 따라서 TOPMODEL은 대기모델과 결합될 수 있는 모델로 평가된다. 향후 매개변수를 자동으로 추정할 수 있는 알고리즘의 개발이 요구되며, Sacramento 모델과 같이 소유역에만 적용될 수 있는 제약성이 있어 하도추적 모델을 개발하여 중규모의 유역에 적용할 수 있는 모델로 개선·발전시키는 연구가 필요하리라 생각된다.

기타 본 연구에서 검토된 바와 같이 유출예측의 정확도는 강수예측의 정확도가 결정적인 영향을 미치므로 대기모델인 MAS 모델을 보다 세밀한 격자로 호우분석을 수행하여 호수예측의 정확도를 향상시킬 필요가 있으며, 단기간 강우예보 모델인 ARPS 모델과 연계한 유출 해석 등이 요구된다.

제 4 장 국지기후 모의

제 1 절 서론

국지 기후는 인간의 생활과 자연 생태계에 중요한 영향을 미치고 수자원의 가용성, 홍수 및 한발의 가능성을 결정하며 농업활동에 영향을 준다. 동아시아의 인구와 산업활동이 증가함에 따라 수자원의 요구량은 증가하고 있다. 그러므로, 국지 기후에 대한 변동성과 이에 따른 영향을 파악하는 것은 매우 중요하며, 특히 수문 기후는 생태계 및 사회적으로 중요한 영향을 미치기 때문에 세계기후연구사업(WCRP) 중에서 매우 중요한 부분을 차지하고 있다.

국지기후는 다양한 시간, 공간적 규모의 물리과정과 역학과정의 복잡한 상호작용의 결과이다. 국지기후 모델링에 있어서 가장 중요한 목표는 복잡한 물리/역학 과정 이해와 대규모 가항력에 대한 국지적인 민감도 파악, 예측능력 향상이다. 최근에는 등지형 중규모 모델을 이용한 국지기후모델에 관한 연구가 진행되고 있고(Dickinson et al., 1989; Pielke et al., 1992; Giorgi et al., 1994; Giorgi, 1995; Kim et al., 1997), 이러한 결과가 GCM 모의에 비해 국지기후를 더 잘 나타낼 수 있다(Giorgi and Bates, 1989; Giorgi et al., 1993)고 보고된 바 있다.

국지기후를 결정하는 중요한 요인은 대기와 지표의 상호작용이다. 대부분의 지역에서 지표수의 가장 중요한 원천은 강수이며, 여름철 중위도에서 발생하는 대류 현상의 중요한 원천 중의 하나가 지표로부터의 증발이다(Mintz, 1984). 토양의 수분과 식생은 대기와 지표 사이의 에너지와 물의 교환에 매우 중요한 역할을 한다. 또한 해륙 분포, 지형, 식생, 토지 이용도, 토양 수분의 비균질성에 의해 국지적인 온도 차이가 생기고 이에 따라 국지 순환이 발생하여 국지적인 강수와 지표에 에너지에 영향을 미칠 수 있다(Fast and McCorcle, 1991). 강수와 토양수분은 지표유출, 농업 생산성, 임업 생산성의 양 및 변화에 영향을 미치기도 한다. 그러므로 강수 및 지표의 플럭스의 적절한 추정과 지속적인 개발 계획에 필요한 기후

영향평가에 중요한 요인이 된다.

이 연구에 사용된 국지기후시스템모델 (Regional Climate System Model, RCSM) (Miller and Kim 1996; Kim et al. 1997; Miller et al. 1997)은 국지 수문기후와 그 변화 및 영향 평가를 물리인 기반 하에 계산할 수 있는 모델로서 개발되었다. RCSM의 기본적인 구조는 Fig. 4.1.1과 같으며, 구성 모델은 중규모 대기모의 모델 (Mesoscale Atmospheric Simulation Model, MAS Model), 토양-식물-눈 모델 (Soil-Plant-Snow Model, SPS Model), 분산형 및 용적 수문 모델은 TOPMODEL (Beven et al., 1994)과 Sacramento model (Bae and Georagakakos, 1994)로 구성된다. 이 연구는 미국의 LBNL과 공동으로 수행되었다.

이 연구에서는 이러한 국지기후시스템을 동아시아 영역에 구축하고 시스템의 성능을 평가하기 위하여 1995년 4월의 극동 아시아 수문기상을 모의하여 국지적인 에너지와 물 순환을 계산하고자 한다. 이 기간은 극동아시아 몬순이 시작되기 직

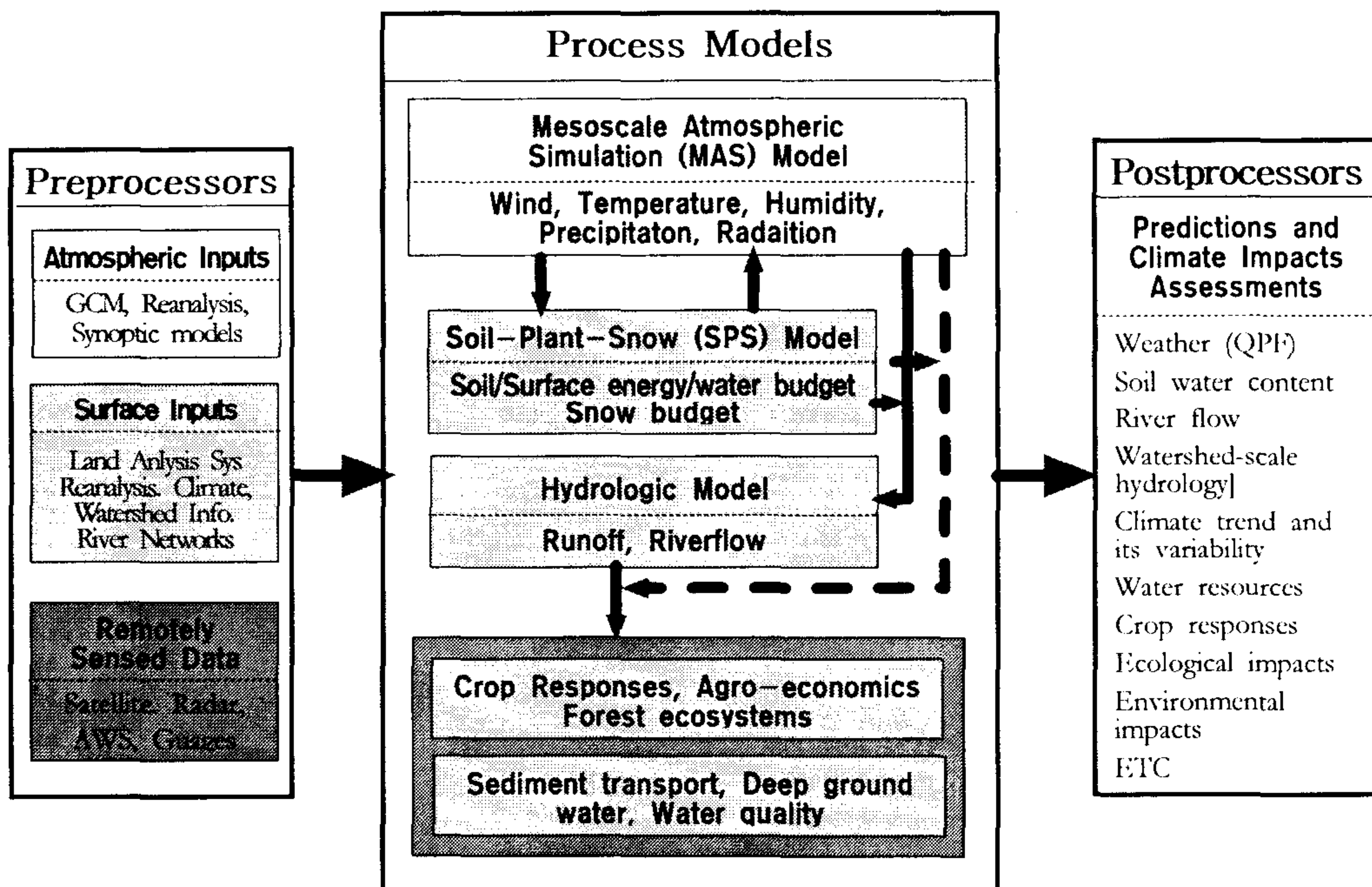


Fig. 4.1.1. A schematic diagram of the Regional Climate System Model (RCSM).

전으로서 준정체성 전선이 양쯔강 남쪽에 위치하고 있어서, 양쯔강 북쪽은 건조한 반면 남쪽은 습한 특성을 보인다. 또 4월은 극동아시아 지역에서는 겨울에서 여름으로 전이해 가는 시절이라고 할 수 있다. 여기서는 특별히 강수와 토양수분의 변화를 살펴보고 양쯔강 유역, 북경 유역, 한반도 남부의 3개 영역을 선택하여 에너지 수지와 토양 수분의 변화를 계산하였다.

제 2 절 모델

이 연구에 사용된 모델은 2장에서 구축된 중규모 대기모의 모델(MAS 모델)을 사용하였으며 이 모델은 RCSM의 핵심 모델이다. MAS 모델의 기본 사양은 제 2 장 제 1 절의 2에 설명되어 있다. 이 모델은 대기와 지표간의 되먹임을 모의할 수 있으며 특히 물과 에너지의 교환을 잘 모의하고 있다. 지표는 나대지, 자유수면, 단층 차폐를 각 요소에 의하여 덮인 지표의 비율을 사용하는 가상적인 조합으로 구성되어 있다.

국지 기후 모의를 위하여서는 MAS 모델을 장기간 연속 수행하여야한다. 중규모 모델은 일반적으로 3~4일 가량 수행하여 그 결과를 예보로 사용하게된다. 그러나 기후모의를 위하여서는 장기간의 연속 모의를 수행하여야 하므로 안정적인 연속 수행을 할 필요가 있다. 이를 위하여 몇 가지 수행 안정성을 도모하기 위한 처리를 하였다.

제 3 절 수문기상의 모의

동아시아 수문기상의 특성을 살펴보기 위하여 1995년 4월을 사례로 선정하였다. 모델의 영역은 $5400 \text{ km} \times 4800 \text{ km}$ 로서 수평으로 60 km 의 해상도를 갖고 있다. 사용된 투영법은 램버트 원추도법을 사용한 등거리 격자계를 사용하였다(Fig. 4.3.1a). 이 연구의 주요 관심 영역은 중국 동부와 한반도 지역의 인구 과밀 지역이다.

국지 수문기후 모의를 위한 중요한 필요조건 중의 하나는 지표의 특성을 제공하기 위한 데이터베이스이다. SPS모델은 토양조직(Soil Texture), 녹엽율(GLF; Green Leaf Fraction), 엽면지수(LAI; Leaf Area Index), 뿌리 밀도의 연직 분포를 필요로 한다. 또한 MAS-SPS 결합모델은 알베도(지표면 반사도), 거칠기 길이, 영면변위 고도를 식생 형태에 따른 함수로 제공될 필요가 있다. 토양 조직(Fig. 4.3.1b)은 Zobler (1986)의 것을 사용하였고 GLF (Fig. 4.3.2a) 와 LAI (Fig. 4.3.2b)는 Gutman and Ignov (1977)의 자료와 NASA/GSFC DACC (1995)의 자료를 각각 사용하였다. 자료가 부족한 관계로 뿌리 밀도는 모델의 토양층에 대하여 균일하다고 가정하였다.

모의를 위한 초기자료와 시간 의존적 연변 경계자료는 미국 국립환경예보센터(NCEP; National Center of Environmental Prediction)의 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 해상도 자료를 Barnes의 내삽법을 사용하여 $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ 격자로 내삽하였다. 토양 온도와 토양 수분 (Fig. 4.3.3a, b)의 초기 자료는 재분석 지표면 자료를 이용하였다.

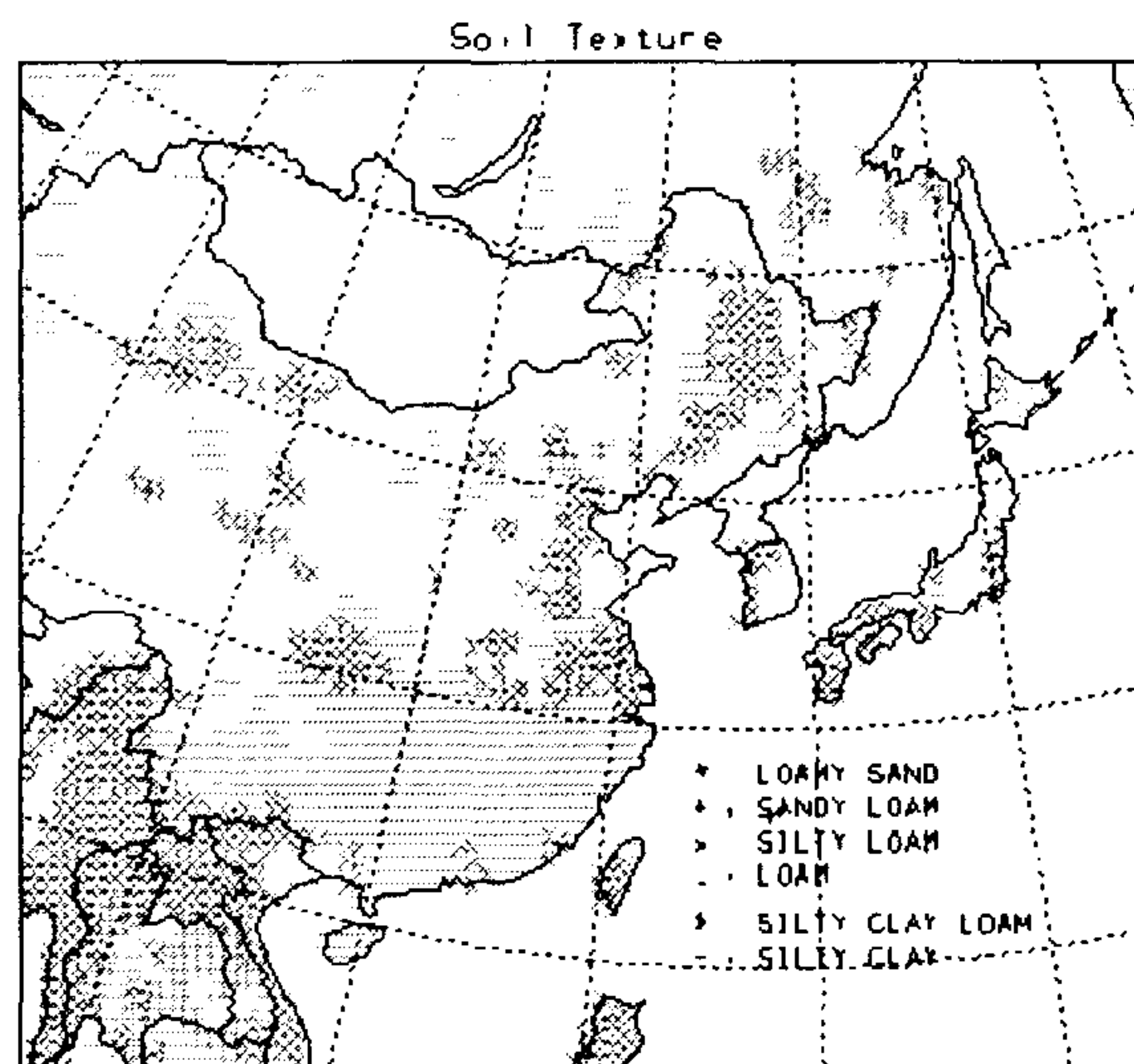
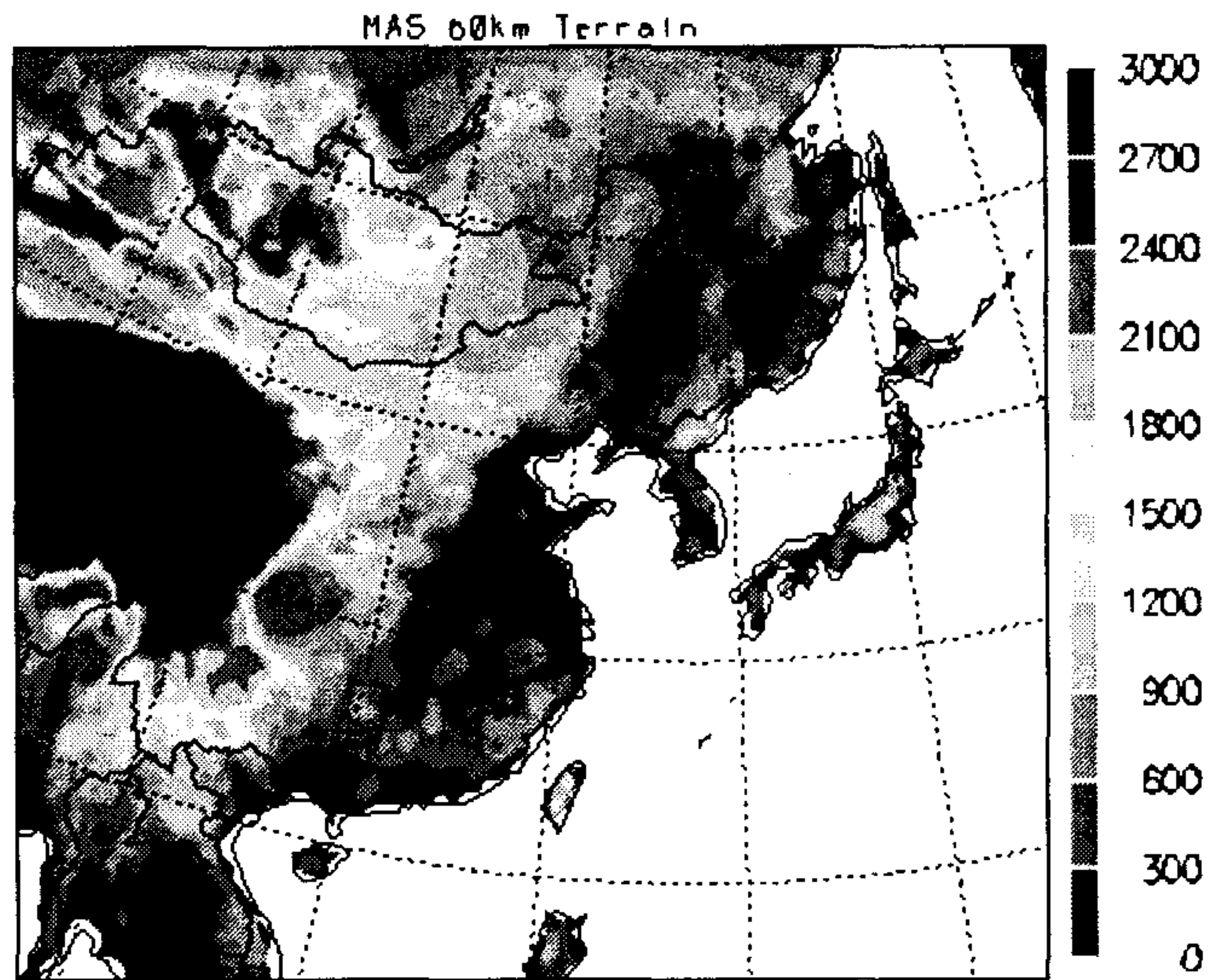


Fig. 4.3.1 (a) Terrain height and (b) soil texture of MAS model

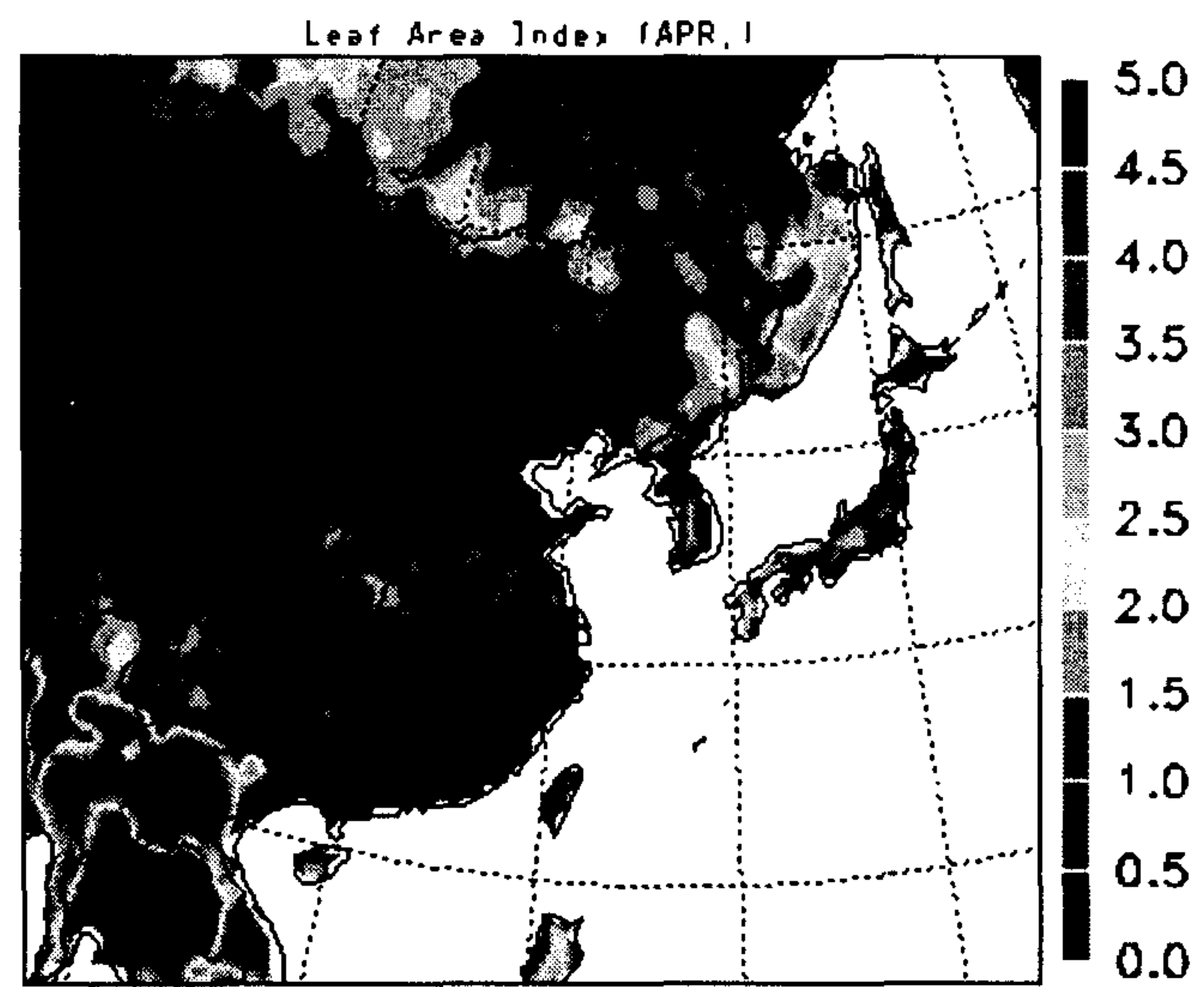
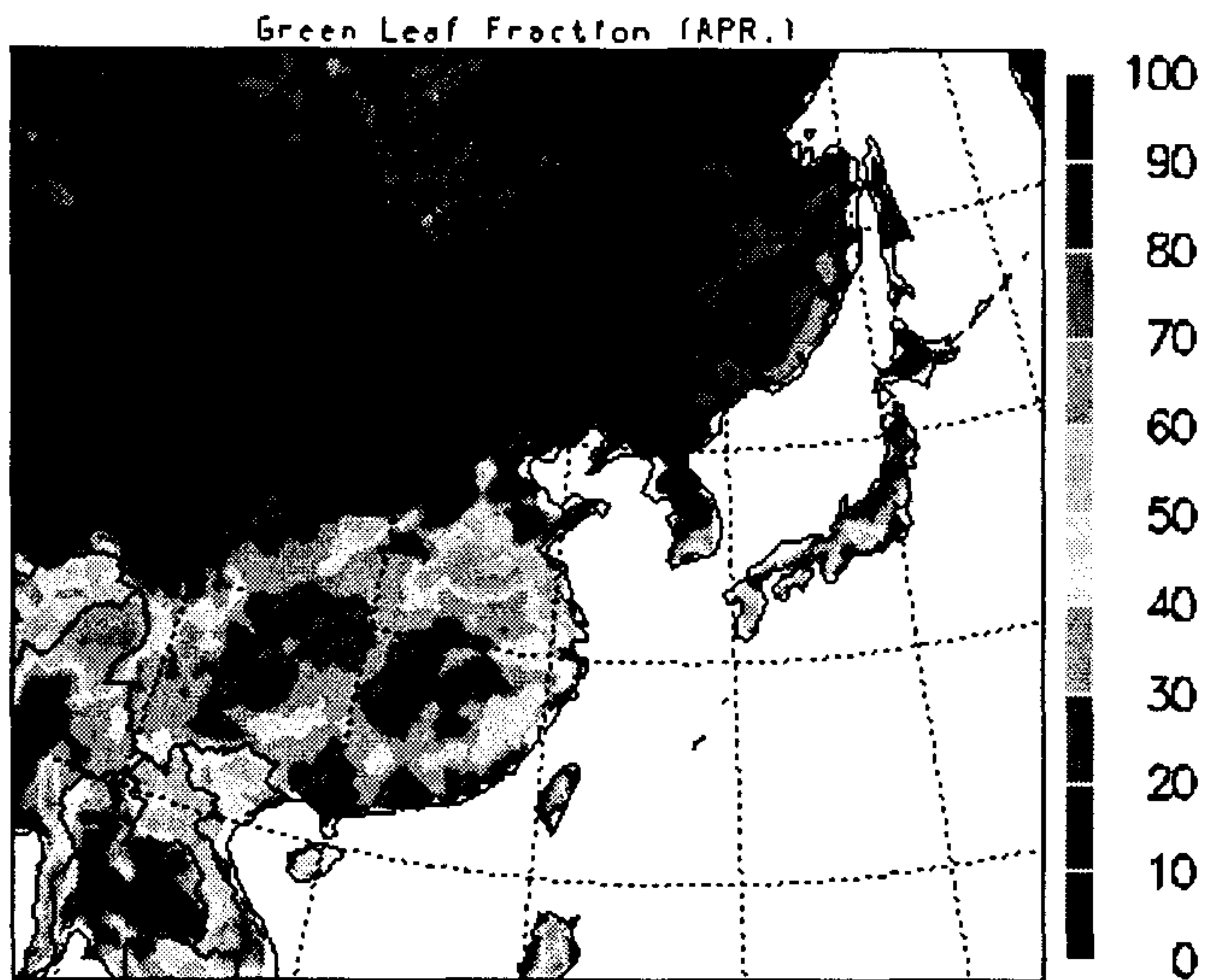


Fig. 4.3.2. (a) Green Leaf Fraction, (b) Leaf Area Index

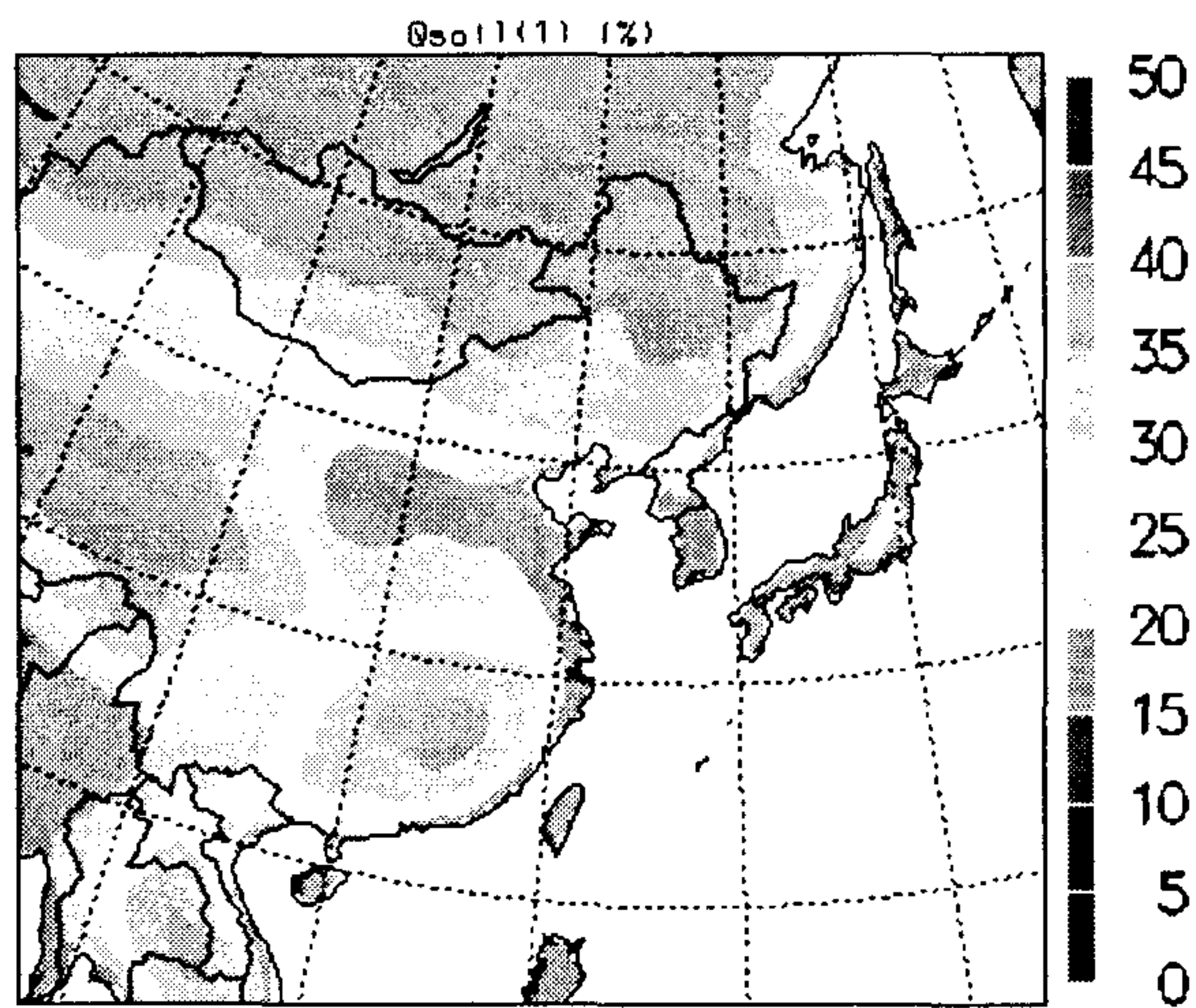
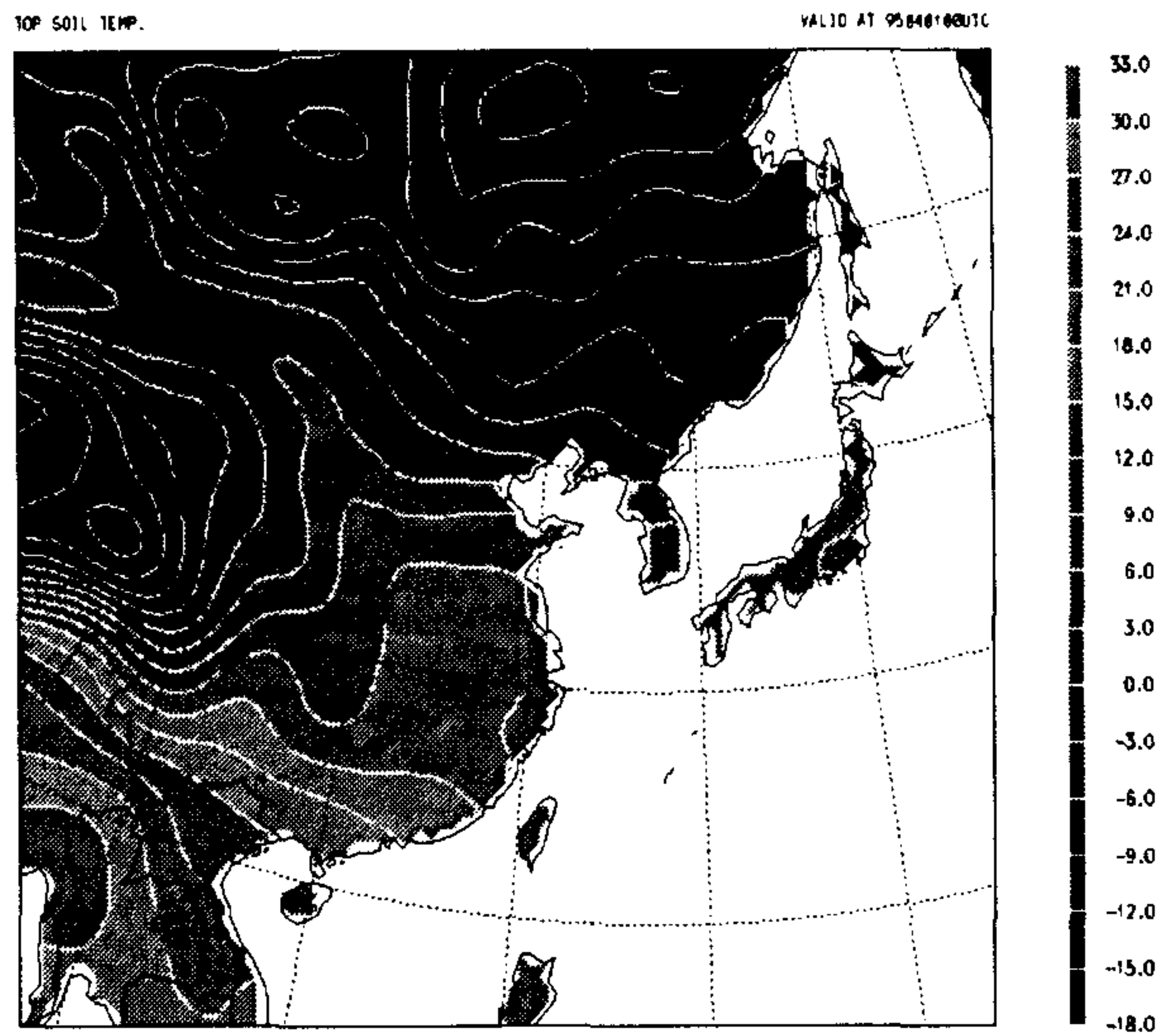


Fig. 4.3.3. (a) Soil temperature, (b) Soil moisture of top soil layer

제 4 절 결과 및 토의

1995년 4월에 대하여 모의된 강수량과 관측 강수량은 Fig. 4.4.1에 보였다. 관측강수량은 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 자료를 사용하였다. 동아시아 지역에서는 봄철은 북쪽에서 접근하는 이동속도가 빠른 극저기압과 티베트의 남동쪽 사면에서 발달하는 저기압에 동반된 강수가 특징이다. 모의된 강수대는 양자강 유역, 동중국해를 거쳐 일본에 걸쳐 있으며, GPCP 관측 강수량 및 한국 기상청의 저기압 경로도와 잘 일치한다. 동부 양자강 유역의 강수량은 10 mm/day를 넘게 모의되었다. 또, 모델 영역의 북쪽과 고지대에는 강설이 있었으며, 이 강설현상은 모의기간 중 지표면 반사도에 영향을 미친 것으로 보인다.

토양수분의 분포는 강수에 따라 밀접하게 변화한다. 주요 강수대를 따라 습윤한 토양이 양자강유역에서 일본에 걸쳐 나타나고 있으며, 중국 남부와 인도차이나 반도에서는 토양층이 현저하게 건조하다 (Fig. 4.4.2). 모의기간 중 상부 토양수분의 변화는 주 강수대를 따라, 특히 동부 양자강 유역에서 토양 수분이 크게 증가하였으며, 중국 남부, 인도차이나 반도, 티베트 고원의 동쪽에서 현저하게 감소하였다. 반면에 하부 토양수분 변화는 매우 점진적으로 강수대를 따라 증가하고 다른 지역에서는 감소하였다(not shown). Fig. 4.4.3는 북경, 양자강 유역과 남한 영역(A1, A2, A3, respectively)에서 강수량과 상부 및 하부 토양수분의 시간에 따른 변화를 보인 것이다. 그림에서 강수량의 변동에 따라 상부와 하부의 토양수분이 변동하는 특성을 잘 보이고 있다. 특히 상부 토양수분은 강수현상에 의해 변동이 크게 나타나는 것을 볼 수 있는데 이는 강수가 발생하였을 때 토양 속으로 물이 스며들어가는 속도가 비가 오지 않았을 때 토양에서 증발되는 속도에 비해 빠르기 때문이며, 하부 토양수분은 주로 식물에 의해 감소하게 된다(Kim and Ek, 1995).

Fig. 4.4.4는 A1, A2, A3 지역에서 국지에너지수지를 정리한 것이다. 그림에서 지표면 에너지 수지가 토양 수분에 의하여 강하게 영향을 받는 것을 관찰할 수 있다. 양자강 유역(A1)에서는 잠열 플럭스가 가장 크게 나타나나, 비교적 건조하

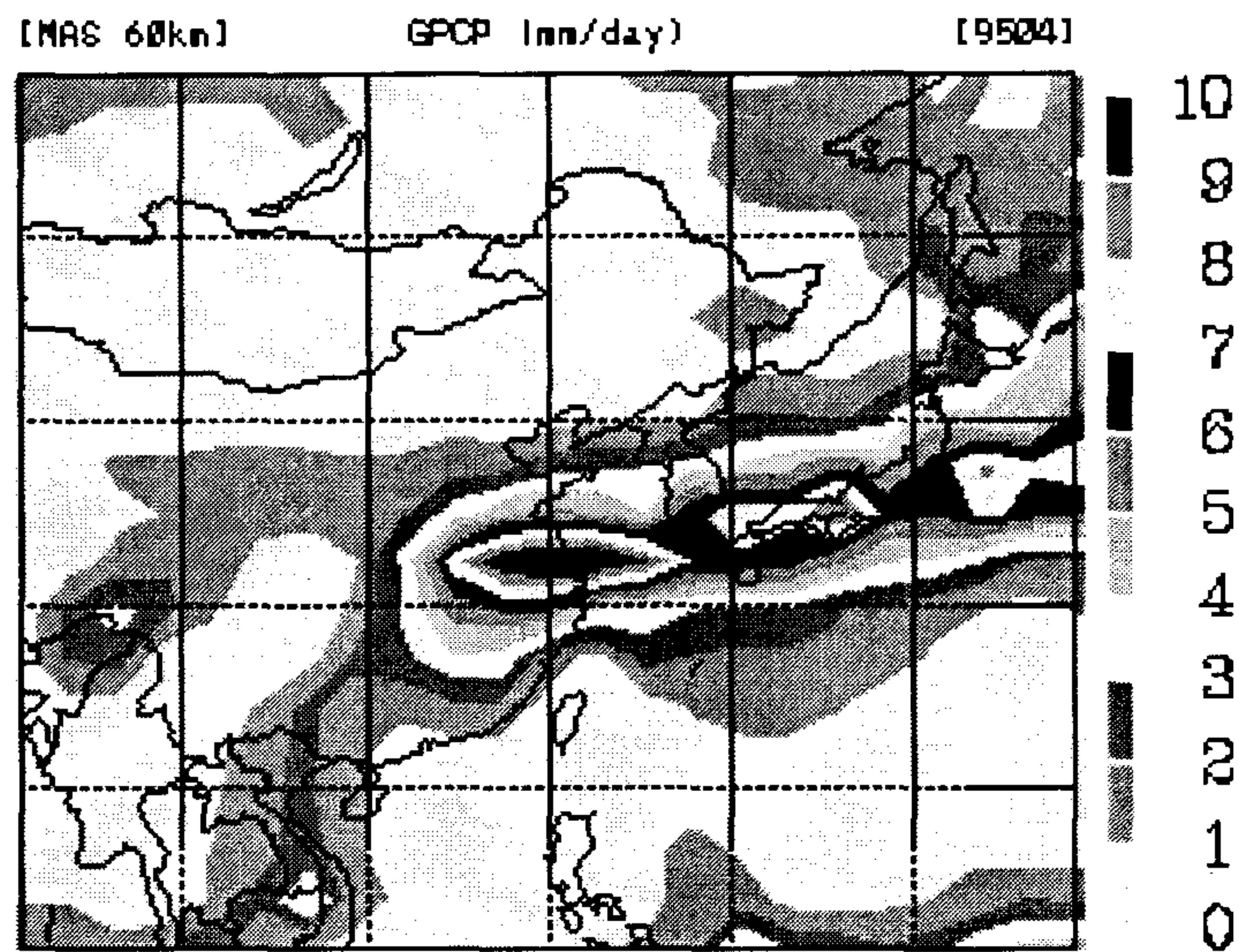
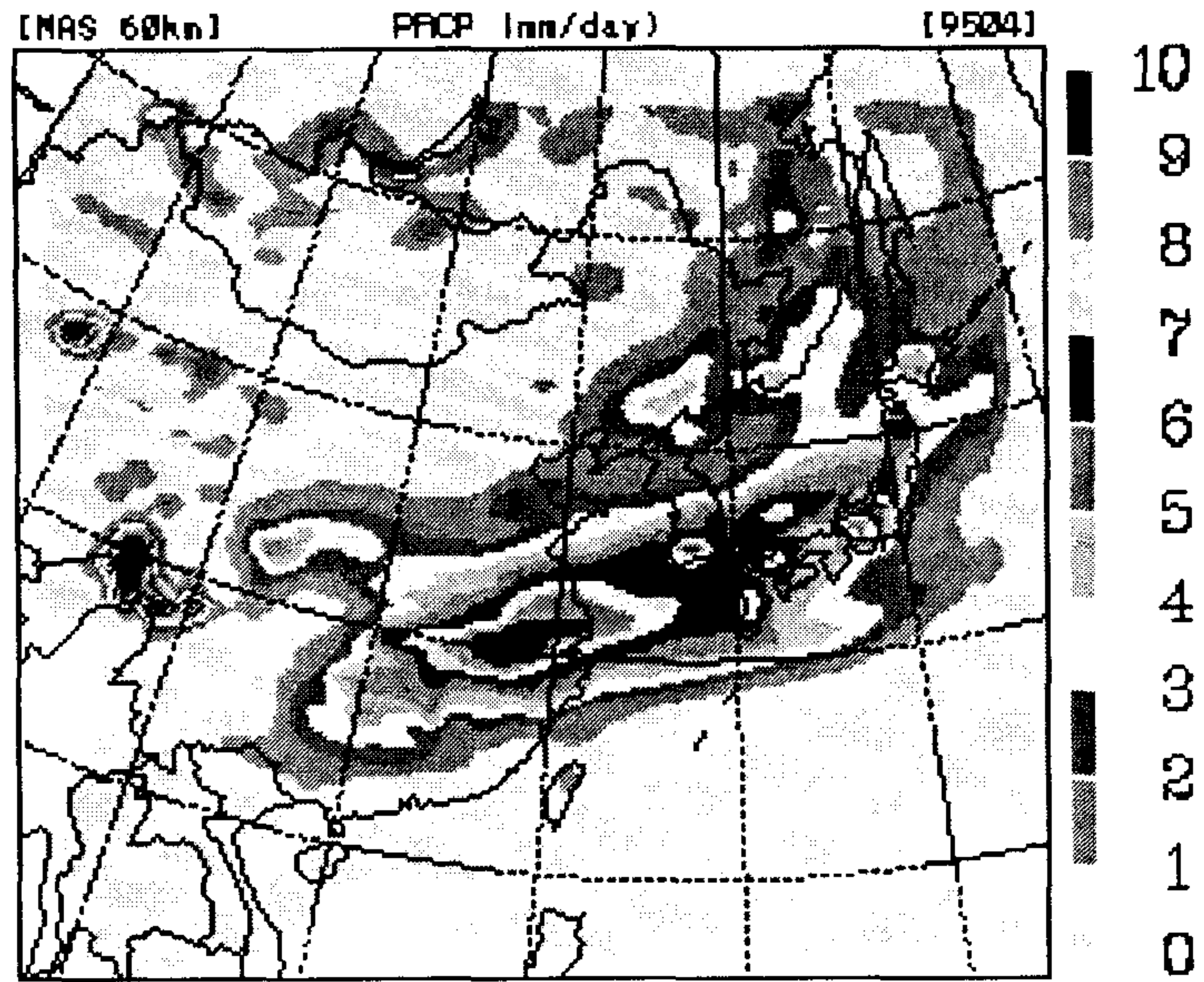


Fig. 4.4.1 (a) Simulated total rainfall, (b) GPCP precipitation of April 1995.

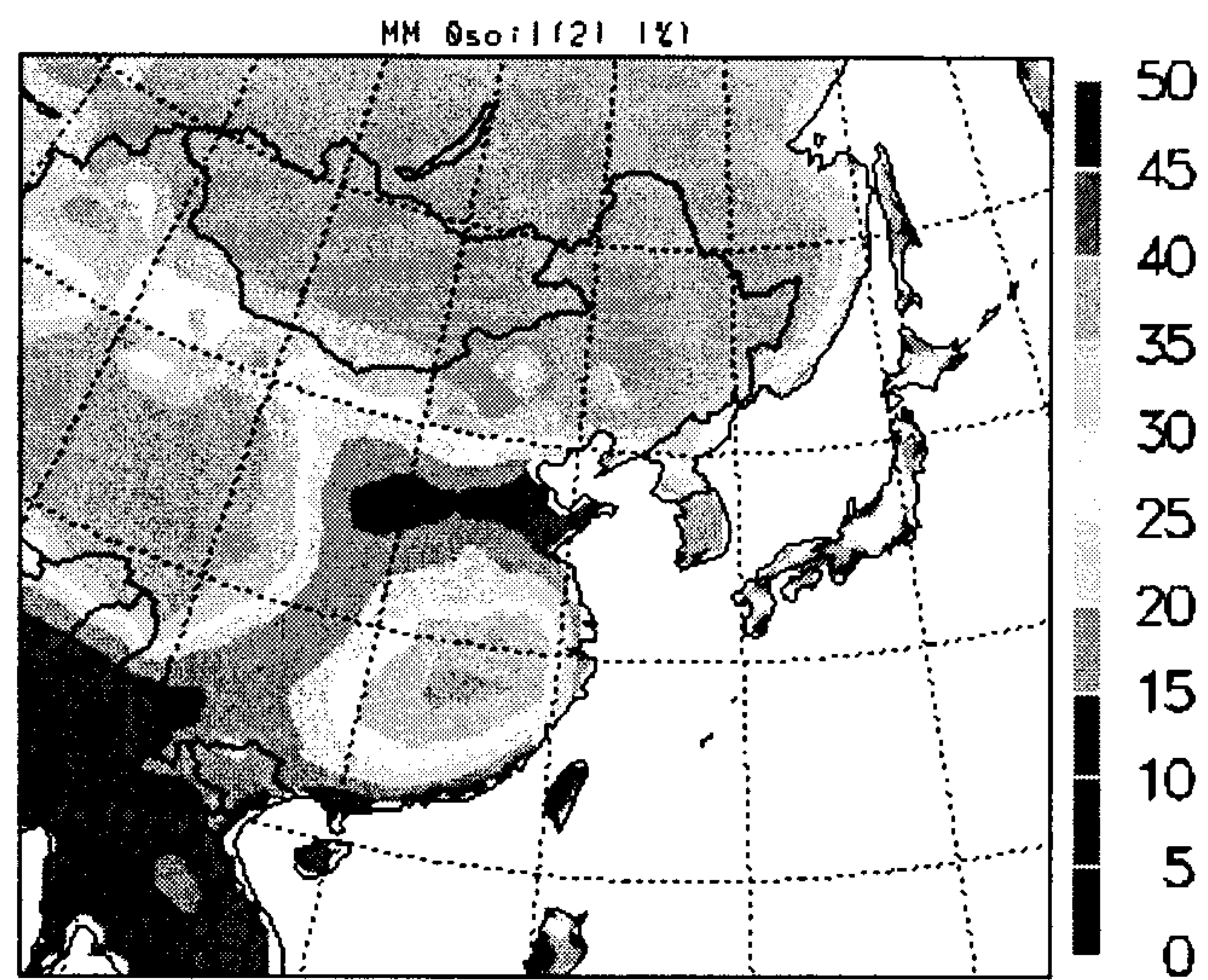
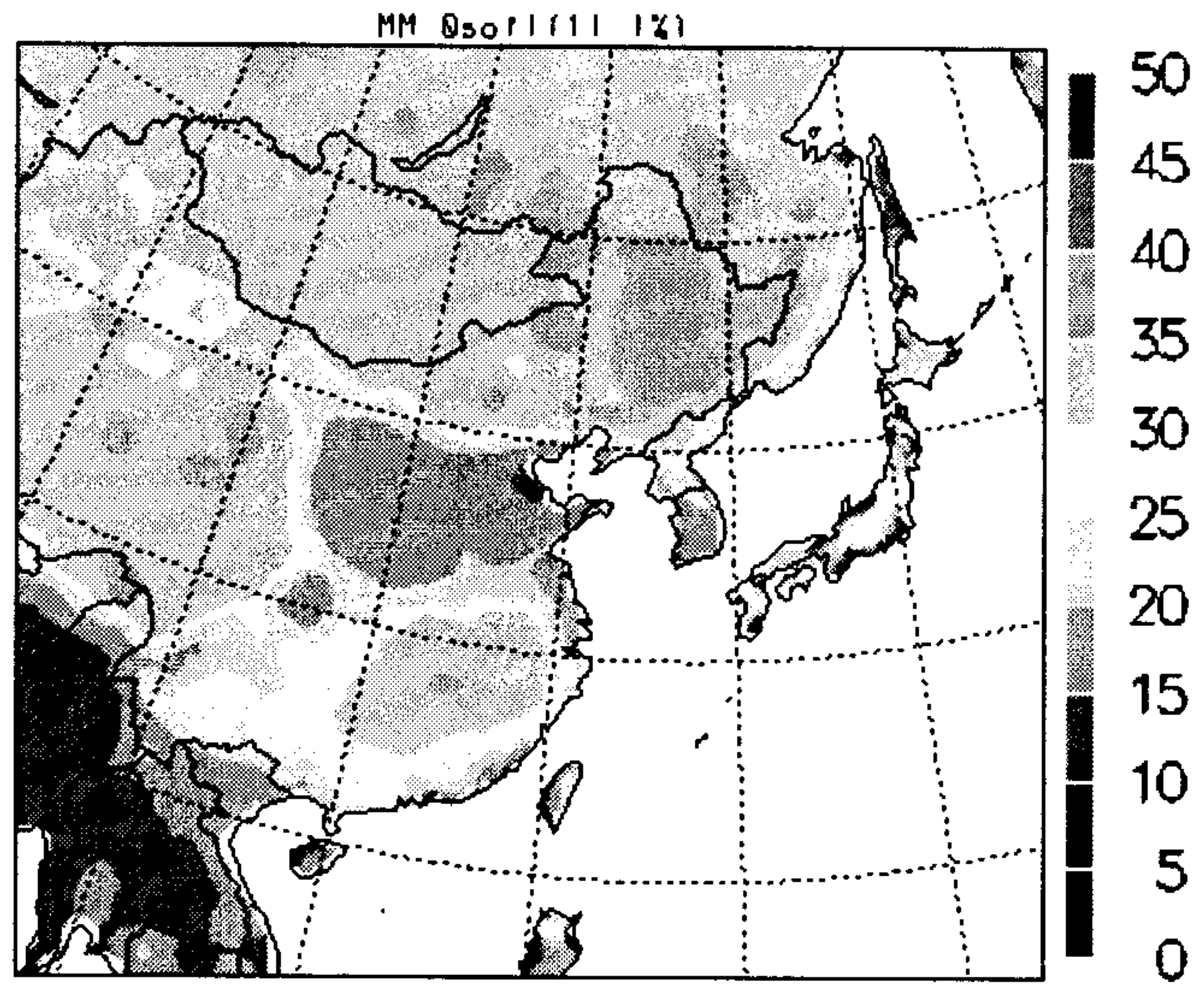


Fig. 4.4.2 Monthly mean soil moisture (%) (a) top layer, (b) bottom layer

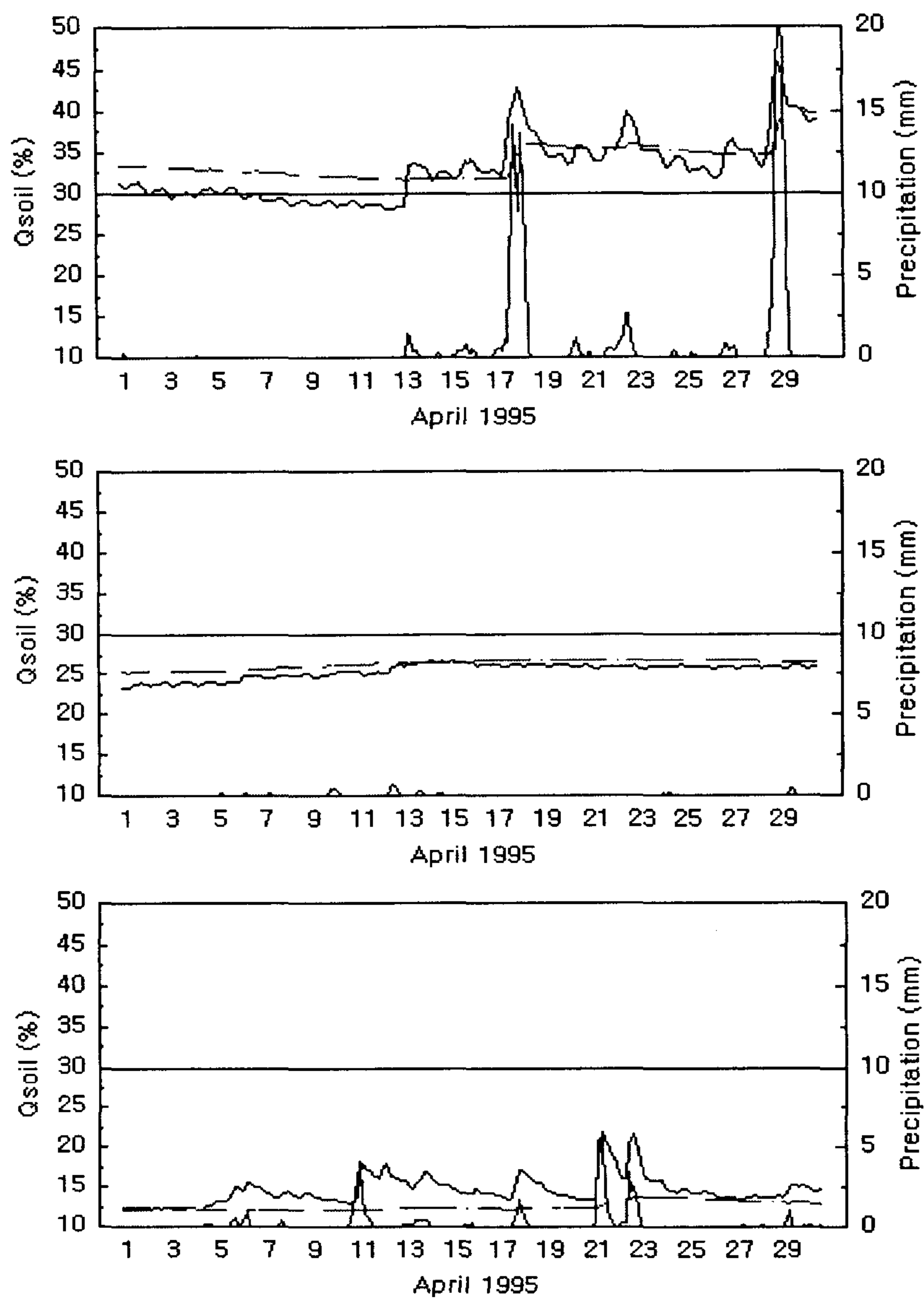


Fig. 4.4.3 The changes of soil moisture w.r.t precipitation. Dashed line represents bottom layer change while solid line top layer for (a) Beijing Area, (b) Yangtze Area and (c) south Korea.

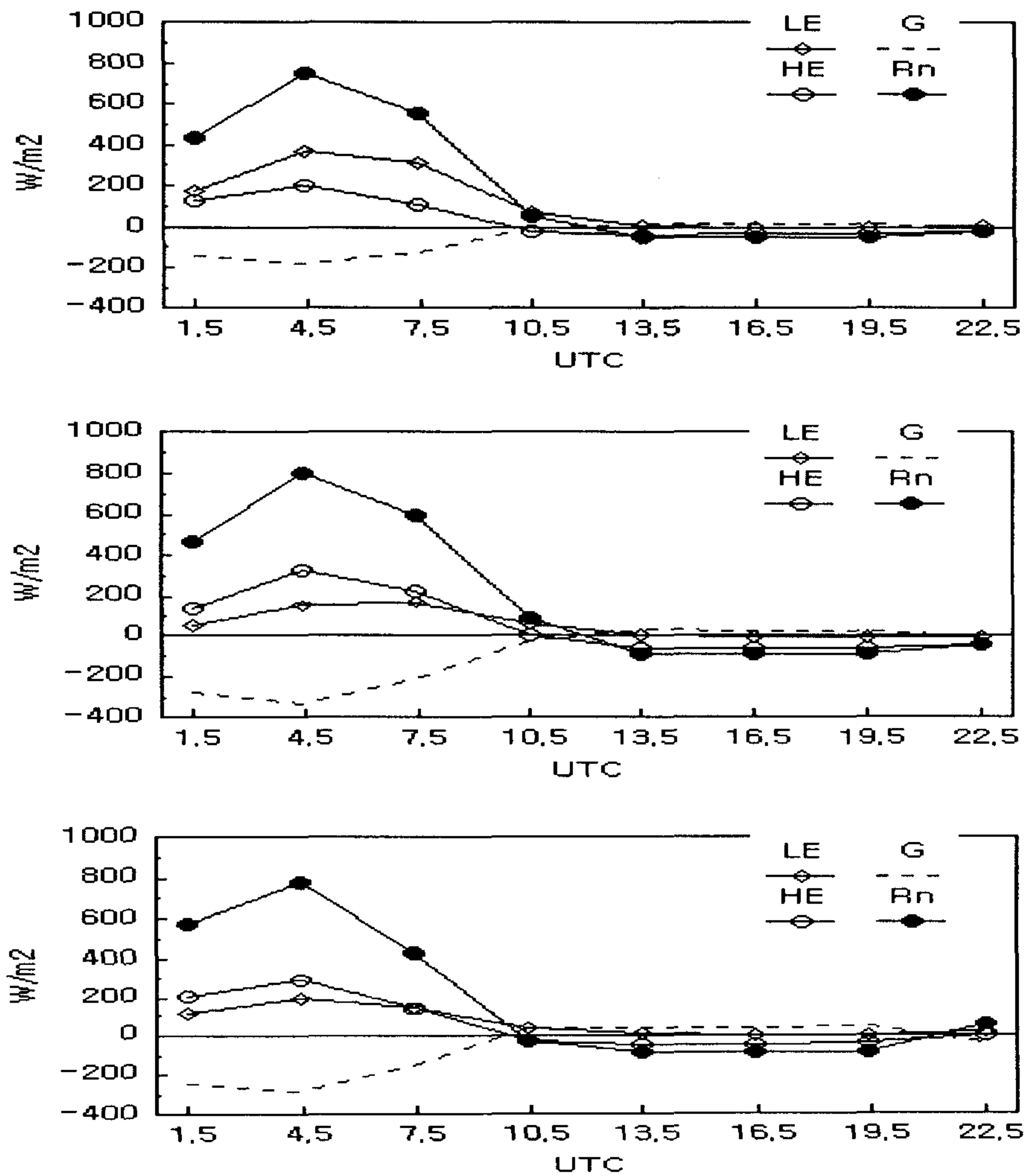


Fig. 4.4.4 Daily change of surface fluxes for (a) Beijing area, (b) Yangtze area and (c) South Korea. LE, G, HE and Rn denote the latent heat flux, ground heat flux, sensible heat flux and net radiation respectively.

었던 북경(A2)와 남한(A3) 지역에서는 현열 플럭스가 잠열 플럭스에 비해 큰 것을 알 수 있다. 또 특이한 것은 추운 계절에서 따뜻한 계절로 전환되는 시기이기 때문에 토양 열 플럭스가 잠열과 현열의 플럭스와 비슷한 크기로 지표면 에너지 수지에서 중요한 부분을 차지한다. 그러나 이러한 지표 에너지 수지의 변화를 대표할 만한 관측자료가 부족하여, 이를 검증하거나 또는 초기상태를 설정하기에 어느 정도 불확실성이 있다. 그러므로, 초기상태에 따른 불확실성의 정도를 분석하기 위하여 토양수분의 양을 70%로 하여 모의를 수행하였다. 이 모의실험에서 중국지역에서 강수대의 약간 북쪽으로 치우친 것을 제외하고 큰 변화는 나타나지 않았다.

이 연구의 결과를 요약하면, MAS-SPS 결합 모델은 모의기간 중 동아시아의 일기상태를 잘 모의하였다고 할 수 있겠다. 모의된 강수대의 위치와 강수량은 관측자료와 잘 일치하였다. 강수대는 동부 양자강유역에서 일본에 걸쳐 나타났으며, 양자강 유역에서 10 mm/day가 넘는 강수가 나타났으며, 한반도에서는 지형에 의한 강수가 잘 모의되었다. 모의기간 중 상부 토양수분은 강수에 의하여 재빨리 변화하였으며 하부 토양수분도 강수에 따라 빠르게 증가한다. 그러나 하부 토양수분은 상부 토양층에 비하여 훨씬 천천히 감소하는 패턴을 보여, 강수가 토양층에 침투하는 것이 토양에서 증발하는 것에 비하여 빠르다는 것을 보여준다.

또 모의된 지표 에너지 수지는 토양 수분이 지표의 에너지 수지를 콘트롤하는 중요한 요인이라는 것을 암시한다. 습윤한 토양 지역에서는 현열 플럭스보다 잠열 플럭스가 지배적이다. 결과적으로 양쯔강 유역에서 최대의 증발이 일어나고 있다. 지표면 열 플럭스는 이 봄철에 현열 플럭스의 양에 필적할 만하다.

이 연구는 극동 아시아지역에 대한 장기적인 수문기후를 모의하기 위한 사전적인 단계로 한달동안 모의실험을 수행하였다. 모의실험 결과는 관측에 잘 일치하였으며, 지표면 에너지 수지와 토양수분의 변동을 비교적 잘 모의한 것으로 판단된다. 그러나, 보다 정확한 지역 기후 모의를 위하여 지표층 부근의 온도장, 토양수분 등의 수문기후에 대한 관측자료가 부족하여, 실험결과를 검증하는데 어려움이 있다.

제 5 장 레이다 자료 산출 알고리즘 개발

제 1 절 서 론

단시간에 지역적으로 다량의 강수량과 돌풍을 일으키는 악성뇌우는 인명과 재산의 피해적인 면에서는 태풍에 못지 않다. 그러나 태풍이 기존의 종관 관측망, 위성등의 장비로 관측되어질 수 있는 반면에 악성뇌우는 조밀한 중규모적인 지상 관측망이 없다면 마치 악기상이 발생하지도 않은 것과 같은 결과를 얻을 수도 있다. 또한 시간 규모적인 측면에서 보면, 성장, 성숙, 소멸을 거치는 일생이 작게는 수시간 길어야 1일 정도의 규모 이므로, 시간적으로도 해상도가 높은 관측 자료가 있어야만 뇌우의 구조와 주변 종관장의 상호 작용등을 분석하여 진행 방향, 강도, 강수량등을 예측할 수 있다.

시공간적으로 조밀한 관측 자료를 얻기 위하여 지상 관측망을 조밀하게 설치하여 수분 주기로 자료를 수집 분석하는 것이 악기상 예측의 기본이기는 하지만, 이 자료가 단지 지상 값만을 대표하므로 3차원적인 구조 분석에는 맹점일 수 밖에 없다. 따라서 지상 관측 자료의 보완적인 측면과 경계층내의 연직 자료 확보를 위한 수단으로서 현재 제시될 수 있는 대안은 레이더에 의한 관측이 핵심이 될 수 밖에 없다.

도플러 레이더를 중심으로 하는 원추형 곡면에서 관측되는 자료는 반사도와 레이더 중심 방향 속도, 그리고 관측 볼륨내 입자들 속도의 분포이다. 그러나 악기상의 예보 및 분석에 이용되는 자료는 3차원의 바람성분과 반사도로부터 추출될 수 있는 강우 강도와 강우역의 이동이다. 특히 3차원 바람성분은 뇌우의 이동 및 성장등을 예측할 수 있는 주요 변인이다.

그러나 한 대의 도플러 레이더로는 목표물의 실제 이동 벡터에 대한 빔 방향의 성분만을 탐지할 수 있으므로 3차원의 바람장을 산출하기 위해서는 3대의 도플러 레이더로 동일 목표물을 관측해야만 한다. 레이더의 도플러 관측 최대 반경은 약 120km

이므로, 3대의 레이더가 공유할 수 있는 영역의 수평 거리는 고작해야 30-50km 정도이다. 또한 우리 나라 5대 레이더의 평균 설치 간격은 200km 정도이므로 동일 구역에 관한 동시 관측이 불가능하다. 또 다른 방법은 Bistatic 레이더를 이용하는 방법으로서 레이더 빔을 송신하는 1대의 레이더와 목표물에 의해 반사된 레이더 빔을 수신하는 레이더를 공간적으로 배치하여, 관측된 자료를 분석하는 것이다(Wurman, 1993). 또한 Tuttle and Foote(1990)는 반사도 형태가 평균류를 따라간다는 가정하에 시간적으로 연속적인 두개의 반사도 자료를 적절한 격자로 구분하여 각 격자의 에코가 주어진 영향 반경내에서 상관관계가 가장 높은 격자로 이동한다고 가정하여 평균류를 구하는 것으로서 대류성 기상 현상의 초 단시간 예보 (0-60분)현업에 적절하게 이용될 수 있음을 밝혔다(Crook and Tuttle, 1997).

위에서 언급한 두가지 방법은 관측을 통해 3차원 바람장을 산출하는 것이므로 경비나 운영면에서 제약이 따를 수 밖에 없다. 따라서 Probert-Jones(1960) 이후 많은 연구자들이 단일 도플러 레이더 자료를 이용하여 3차원 바람장을 산출하려고 노력해 왔다. 이 연구에서는 단일 도플러 레이더 자료를 이용한 바람장 추출 방법의 한 예이며, 기존의 방법들에 비해 비교적 정확도가 높으며, 운영하기에 간단한 VARD(Velocity Area Display) 방법에 관해서 자세히 논의하도록 하겠다. 또한 최근의 연구 동향으로서 역학 모델을 이용한 3차원 추출 방법에 대해서도 소개하도록 하겠다.

제 2 절에서는 바람장 산출의 역사적인 흐름과 국내외 연구 결과들을 제시하고 이 중에서 신뢰성이 있으며 우리에게 적합한 방법을 선택하여 개선하고, 적용한 결과를 제 3 절에 제시하였으며, 제 4 절에서는 연구 개발 목표의 달성도 및 대외 기여도를 제시하고, 제 5 절에서는 연구 개발 결과의 활용 계획을 논의하고자 한다.

제 2 절 국내외 기술 개발 현황

1. 바람장 산출 역사

펄스형 도플러 레이더(이후 레이더라함)를 이용한 바람장 산출은 Probert-Jones(1960)으로 부터 시작한다. 레이더 자료를 이용한 바람장 추출에는 강수 입자들이 주위 공기의 바람장을 따라 이동한다는 대 전제 조건이 있다. Lhermitte and Atlas(1961)는 균일한 강수가 넓게 분포하고 수평 바람의 크기와 방향이 주어 진 고도에서는 일정하다고 할때, 1개의 PPI¹⁾(Plan Position Indicator) 자료를 이용하여 각 고도별 수평 바람의 속도와 크기를 추출할 수 있음을 보였다(VAD, Velocity Azimuth Display). 즉, 반경 속도(radial velocity, or Doppler velocity)는 수평속도와 낙하속도의 사인 및 코사인 성분의 합으로 표시된다. 이 방법은 강수가 균일한 지역에서 수평 바람 성분을 잘 모사하며, 정확도는 라윈존데 자료와 비교했을때, 약 $\pm 0.5m/s$ 이며, 이 정확도는 진동수 분석기(frequency analyzer)에 의해 결정된다. 또한 쉬어 층과 쉬어 벡터의 방향과 크기가 나타나므로 난류 지역을 찾아낼 수 있다. 그렇지만 이 방법은 방사거리가 8~16km 의 좁은 지역에 대해서만 적용이 가능하다.

Caton(1963)은 VAD방법을 확장하여 수평 발산장을 구할 수 있다는 것을 보였으며, 이를 EVAD(Extended VAD) 방법이라 부른다. 또한 Browning and Wexler(1968)는 위의 결과물 외에 수평 변형장(deformation)을 산출할 수 있음을 보였다.

그러나 전술한 VAD 계열의 방법들이 가지는 단점은 고도별로 1개의 대표 값만을 알 수 있기 때문에 수평 바람장을 얻을 수 없다는 것과 하나의 고도각 자료만을 사용 하므로써, 수평 발산장 추정시 연직 쉬어를 고려할 수 없다는 것이다(Peace et al., 1969).

1. PPI(Plan Position Indicator) : 탐지된 에코 신호(signal)를 방사거리(range)와 방위각(azimuth)으로 표현되는 면상에 표출한 것

따라서 VAD방법이 빙상의 자료를 이용한 반면에, Easterbrook(1975)은 입자의 연직 운동을 무시할 수 있는 낮은 층에서 두개의 방위각과 2개의 방사 거리로 이루어지는 원추형 면내(Fig. 5.2.1)의 반경 속도를 이용하여 발산장을 추정하였다. Waldteufel and Corbin(1979)은 2개 이상의 고도각 자료를 이용하여 분석 체적(analysis volume)을 중심으로 바람장이 선형적으로 변한다는 가정하에 수평 발산장과 변형장을 계산하였다. 이 방법을 VVP(Volume Velocity Processing)라 한다. 그런데 이 방법이 정의한 분석 체적이 분석 체적내 바람의 선형적 가정을 충족시키기에는 너무 커서 다량의 오차를 포함할 수 있으므로 Kosciely et al.(1982)은 2개의 고도각으로 이루어지는 영역을 작은 규모의 분석 체적들로 나누어 분석 체적내에서만 수평 바람 성분의 선형적 변화를 가정하였다. 위에서 언급한 방법들의 변천을 자료의 이용면에서 살펴보면, 빙(선)상의 자료에서 면상의 자료 그리고 체적내의 자료로 옮겨감을 알 수 있다. 그러나 여전히 위에서 언급한 통계적인 방법들이 기상 현상 분석과 예측의 참고 자료로 사용될 수는 있지만 악기상 예측 모델의 초기 자료로 사용되기에는 공간 해상도가 떨어질 뿐만 아니라 분석 영역내에서 바람 성분의 선형성을 가정한다는 것이 다소 무리이다.

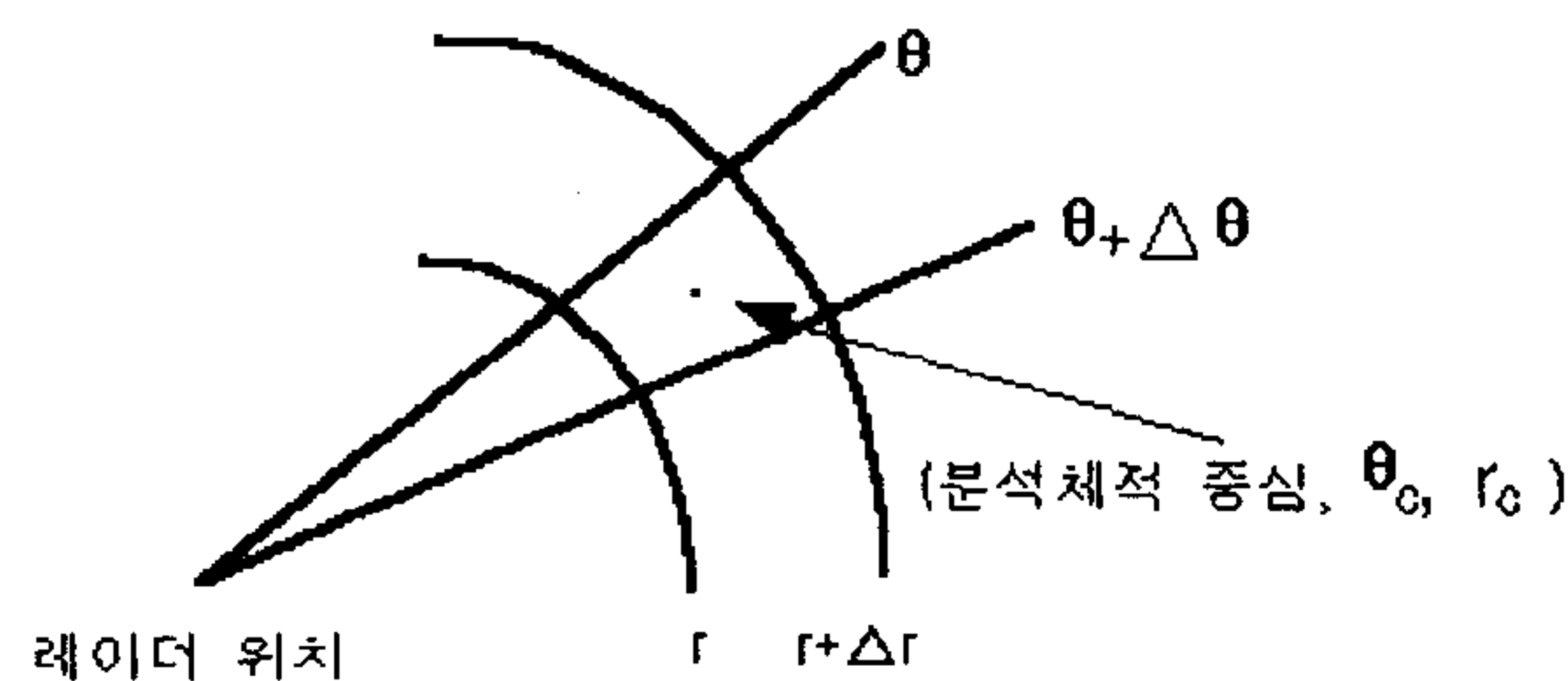


Fig. 5.2.1. Geometry of the analysis area.

따라서 1980년대 부터는 역학 모델을 이용하여 3차원 바람장과 열역학장을 추출하려는 연구들이 계속되어져 왔다. 그 대표적인 예로서 Shapiro and Lazarus(1993)는 반사도 보존 방정식과 계의 완결성을 위해 Taylor's frozen turbulence이론을 이용한 pseudostream function의 보존 방정식을 사용하여 역학

및 열역학 변수들을 산출했다. 또한 Sun and Crook(1994b)은 4차원 자료 동화 기법을 이용하여 연속적인 2개 혹은 3개의 반사도 및 반경속도 관측 자료와 지상 관측 자료를 이용하여 3차원의 바람장과 온위장을 산출하였으며, 비행기 관측 자료와 비교해 본 결과 상당히 유의성 있음을 밝혀 냈다.

2. 경계층내의 3차원 바람장이 관심을 끄는 이유

최근 들어 기상학 분야의 주요한 관심 분야 중의 하나는 지역적인 편중이 심한 악 기상 현상의 발생 징후(onset rigger)를 중규모적인 지상 관측망이나 단일 도플러 레이더 자료로 부터 찾아낼 수 있는가 하는 것이다. 1940년대 미국의 악성뇌우 프로젝트(thunderstorm Project)에서, Byers and Braham(1949)는 대기 저층의 수렴과 대류성 강수량 사이에는 의미있는 상관 관계가 존재한다는 것을 지상 관측 자료를 이용하여 밝혔다. 이 상관 관계는 이후에 연속적인 연구 과제들에 의해 검증되었다. 우선, Gentry and Moore(1954)는 마이애미에서 관측한 고층 기상 관측 자료 중 1500m에의 풍향 풍속이 이 지역의 강우 발생과 상관 관계가 있다는 것을 밝혔다. Cooper et al.(1982)는 플로리다 남부 지역의 대류성 뇌우 발생이, 반도 규모의 수렴과 상당한 관계가 있음을 밝혔다. 또한 수렴에 의한 뇌우의 발생이 최대가 된 이후에도 기존의 뇌우에서 발생하는 지표면 근처의 유출에 의해 새로운 뇌우 세포들이 생성된다는 것을 제시하였다. Achtemeier(1983)는 대기 저층의 수렴과 강우 강도, 위치, 발생 시간과의 상호 관계를 정성 및 정량적으로 나타내었다. 그에 따르면, 강수 개시전에 관측된 평균 수렴성분은 강수 강도와는 관련성이 약하지만, 강수 개시전 75-90분전에 보다 작은 규모의 관측망으로 관측된 수렴 성분은 강수 강도와 상관 관계가 상당히 크다는 것을 밝혀 내었다. Watson and Blanchard(1984)는 플로리다 남부 지방에서 1975년 7, 8월에 발생한 121 개의 대류성 강수 사례를 조사해 본 결과 메조 베타 규모의 수렴 현상과 대류성 강수 사이의 상관관계가 -0.59임을 입증했다.

따라서 많은 모델 운영자들도 이러한 저층의 수렴과 적운형 대류에 결정적인 영향을 미친다는 것을 입증하려고 노력해 왔다. Pilke(1974)는 잠열 방출 효과를 무시한 채 3차원의 해륙풍 모델을 개발하여, 플로리다 남부 지방에서 대류의 초기 상태를 실측 값과 매우 근사하게 모사하였다. Tripoli and Cotton(1980)은 그들이 개발한 3차원 구름 모델의 하부의 수렴 정도를 변화시킨 결과 하층의 바람 쉬어가 상대적으로 약한 경우에 중규모 적인 수렴에 의해 제공되는 습윤 정지 안정도의 양이 적난운의 강도와 상당히 밀접한 관계가 있음을 밝혔다.

앞에서 언급한 하층의 수렴에 관한 연구는 모두 지상 관측자료를 사용하였으므로 지상 관측망의 평균 거리가 50km이고 3시간 간격 자료임을 고려한다면, 이것은 뇌우나 재해 위험을 경고하는 데는 상당히 성긴 격자계임을 알 수 있다. 따라서 Wilson and Schreiber(1986)는 레이더 자료를 이용하여 하층의 수렴선 (convergence line)이 뇌우를 촉발시키는 데 중요한 역할을 한다고 밝혔다. 레이더 자료의 공간 해상도는 약 1km 이고, 관측 소요 시간은 평균 5-6분 정도이므로 기존의 지상 관측망과 비교했을 때, 상당히 조밀한 자료임을 알 수 있다. 그들은 덴버에서 발생한 80%의 뇌우가 레이더로 관측한 경계층내 수렴선부근에서 발생했음을 밝혔다.

따라서 경계층내의 수렴선을 레이더 자료를 이용해서 분석해내고 앞 절에서 제시한 다양한 바람장 산출 알고리즘을 이용하여 수평 혹은 3차원 바람장을 산출해내면 이 결과 자체로서 뇌우의 이동과 발달에 대한 초단시간 예측이 가능하며, 또한 이 자료를 단시간 예보를 위한 악기상 모델의 초기 자료로 사용할 경우에 기존의 관측망 자료만을 사용했을 경우에 비해 예보의 정확도를 향상시킬 수 있다는 것을 쉽게 짐작할 수 있다.

3. 연구 개발 수행 내용 및 결과

전술한 바와 같이 레이더 자료는 원추형 곡면 위에서 관측되므로 이 자료를 수평

면상에 표출하면 원의 중심에서 바깥쪽으로 갈 수록 고도가 높아지며, 고도가 높아지는 비율은 지구의 곡률효과와 레이더 빔이 대기의 밀도와 온도 등에 의해 변화되는 율을 고려해야 하므로 예보자 혹은 예보 모델의 초기 입력자료로 사용하고자는 사람들에게는 상당히 자료 처리에 많은 시간을 소모해야 하는 부담감이 따르게 된다. 더우기 레이더 자료가 단지 반경속도만을 제공하기 때문에 3차원 카티션 격자계에서 3 방향의 바람 성분에 익숙한 모델과 예보자들에게 이들을 제공한다는 것은 반드시 수행되어야 하는 전제 조건일 수 밖에 없으며, 특히 초 단기 예보 결과는 초기 조건에 상당히 민감하므로 시공간적으로 높은 해상도를 갖는 레이더 자료를 포함하는 것이 정확한 예보의 관건이라고 해도 과언이 아니다. 따라서 2차원(u, v) 바람장을 고도별로 산출할 수 있는 VARD(Velocity Area Display)와 3차원 바람장(u, v, w)을 산출할 수 있는 VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System)의 방법과 이 방법으로 산출된 결과물에 관해서 논의해 보고자 한다.

가. VVP(Volume Velocity Processing) 방법

VVP를 우선적으로 논의하는 이유는 이 것이 분석 체적의 중심에서의 수평 바람성분을 얻는 방법이며, VARD는 분석 면적의 중심에서 이 면적을 대표하는 바람 성분을 얻는 것이므로 일반적인 방법을 먼저 기술하는 것이 향후의 이용을 위해서도 바람직하기 때문이다.

VVP 방법은 분석 체적내의 바람장이 분석 체적 중심으로부터 선형적으로 변하며 관측 시간동안 바람장의 변화가 없다는 가정하에 유도되었다. 그 과정은 아래와 같다.

$$\vec{V} = (u, v, w) \quad : \text{분석 체적내 각 좌표에서의 바람 벡터}$$

$$\vec{r}_0 = (x_0, y_0, z_0) \quad : \text{분석 체적 중심의 거리 벡터}$$

$$\vec{V}_0 = (u_0, v_0, w_0) \quad : \text{분석 체적 중심의 바람 벡터}$$

VVP 방법의 가정에 따라 \vec{V} 는 \vec{V}_0 로부터 선형적으로 변한다. 이와 같은 가정하에 3차원 바람 성분은 다음과 같이 표현된다.

$$\begin{aligned} u &= u_0 + u_x(x-x_0) + u_y(y-y_0) + u_z(z-z_0) \\ v &= v_0 + v_x(x-x_0) + v_y(y-y_0) + v_z(z-z_0) \end{aligned} \quad (5.2.1)$$

$$w = w_0 + w_x(x-x_0) + w_y(y-y_0) + w_z(z-z_0)$$

$u_x = \frac{\partial u}{\partial x}$, $u_y = \frac{\partial u}{\partial y}$, $u_z = \frac{\partial u}{\partial z}$ 이고, 나머지 v , w 에 관한 미분항도 같은 방법으로 표현된다.

r 을 레이더로부터 레이더 반사체까지의 거리, θ 를 북쪽으로부터 시계 방향으로 관측되는 방위각, ϕ 를 고도각이라 할 때 레이더 반사체의 좌표는 레이더 좌표계에서 아래와 같이 표현된다.

$$\begin{aligned} x &= r \cos \phi \sin \theta \\ y &= r \cos \phi \cos \theta \end{aligned} \quad (5.2.2)$$

$$z = r \sin \phi - \frac{r^2 \cos^2 \phi_e}{2a_e} \quad (I) \text{항}$$

이때, (I)항은 지구 곡률 효과를 고려한 항으로써 $\phi_e = \phi + \phi_c$ 이고,

$\phi_c = \tan^{-1} \left[\frac{r \cos \phi}{(a_e + r \sin \phi)} \right]$ 이다. 또한, a_e 는 유효 지구 반경으로 지구

반경을 R 이라 할 때 $a_e = \frac{4}{3} R$ 이 된다.

균질 대기의 경우에는 레이더 빔은 직선이지만 실제 대기는 비균질 대기로 레이더

빔은 이에 영향을 받고 굴절하게 된다. 이때 레이더 빔 곡률은 지구 곡률과 대기 굴절률 변화에 따라 변화한다. 전형적인 대기에서 대기 굴절률은 1.003 정도이므로 연직 범위가 그다지 크지 않을 경우에는 이를 1.0으로 고정하여 일률적으로 적용하는데는 큰 문제가 없을 것이다. 또 하나의 문제는 지구 곡률에 따른 변화로 바람의 수평 시어보다 연직 시어가 큰 경우 레이더 수평선의 차이에 따라 각 바람 성분의 각 방향에 대한 미분항의 값이 많은 차이를 일으킬 수 있다. 그런데 본 연구와 같이 수평 거리 범위 r 이 60 km 이하인 경우에는 $r \ll a_e$ 이므로 지구 곡률에 따른 영향은 그리 크지 않을 것으로 판단되어 (I)항은 계산시 제외하기로 하였다. 실제로 (I)항의 크기는 고도각이 5° 이고 레이더 반사체까지의 거리가 60 km 일 때 약 210 m가 된다. 이 크기는 본 연구에서 이용된 레이더의 빔폭이 1.1° 인 점을 고려할 때 (60 km 거리에서 빔폭 약 1,152 m) 그리 큰 영향을 미치지 않을 것으로 판단된다.

레이더에 의해 관측된 도플러 속도 v_r 은 바람 벡터 \vec{V} 가 \vec{r} 상으로 투영된 크기이다. 따라서,

$$v_r = \vec{V} \cdot \hat{a}_r \quad (5.2.3)$$

이 되고 \hat{a}_r 은 \vec{r} 상의 단위 벡터로 레이더 좌표계에서 아래와 같이 표현된다.

$$\hat{a}_r = \hat{i} \cos \phi \sin \theta + \hat{j} \cos \phi \cos \theta + \hat{k} \sin \phi \quad (5.2.4)$$

식(5.2.1), (5.2.2), (5.2.4)를 식(5.2.3)에 대입하고 정리하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned}
v_r = & u_0' \cos \phi \sin \theta + v_0' \cos \phi \cos \theta \\
& + (u_y + v_x) [r \cos \phi \cos \theta \sin \theta - (x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)/2] \cos \phi \\
& + u_x (r \cos \phi \sin \theta - x_0) \sin \theta \cos \phi \\
& + v_y (r \cos \phi \cos \theta - y_0) \cos \theta \cos \phi \\
& + u_z (r \sin \phi - z_0) \sin \theta \cos \phi \\
& + v_z (r \sin \phi - z_0) \cos \theta \cos \phi \\
& + w_0 \sin \phi + w_z (r \sin \phi - z_0) \sin \phi \\
& + w_x (r \cos \phi \sin \theta - x_0) \sin \phi + w_y (r \cos \phi \cos \theta - y_0) \sin \phi
\end{aligned} \tag{5.2.5}$$

이때,

$$u_0' = [u_0 + y_0(v_x - u_y)/2], \quad v_0' = [v_0 + x_0(v_x - u_y)/2] \tag{5.2.6}$$

이다. 이와 같이 관측된 레이더 도플러 속도는 선형성 가정하에 식(5.2.5)와 같이 11개의 파라미터에 의해 설명된다.

식(5.2.5)를 풀기 위한 방법으로 아래와 같이 행렬의 형태를 이용하면,

$$P_{11} = \begin{bmatrix} p_1 \\ p_2 \\ p_3 \\ p_4 \\ p_5 \\ p_6 \\ p_7 \\ p_8 \\ p_9 \\ p_{10} \\ p_{11} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \phi \sin \theta \\ \cos \phi \cos \theta \\ \cos \phi [r \cos \phi \cos \theta \sin \theta - (x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)/2] \\ \cos \phi [r \cos \phi \sin \theta - x_0] \sin \theta \\ \cos \phi [r \cos \phi \cos \theta - y_0] \cos \theta \\ \cos \phi [r \sin \phi - z_0] \sin \theta \\ \cos \phi [r \sin \phi - z_0] \cos \theta \\ \sin \phi \\ \sin \phi [r \sin \phi - z_0] \\ \sin \phi [r \cos \phi \sin \theta - x_0] \\ \sin \phi [r \cos \phi \cos \theta - y_0] \end{bmatrix} \tag{5.2.7}$$

P_{11} 은 예보 인자 (predictor) 이며, 선형성을 가정한 바람장의 물리적 성질은 아래와 같이 11개의 파라미터로 구성된다.

$$\begin{aligned}
K_{11}^T &= [k_1, k_2, k_3, k_4, k_5, k_6, k_7, k_8, k_9, k_{10}, k_{11}] \\
&= [u_0', v_0', (u_y + v_x), u_x, v_y, u_z, v_z, w_0, w_x, w_y, w_z]
\end{aligned} \tag{5.2.8}$$

식(5.2.8)의 "T"는 "transpose"를 의미한다. 식(5.2.5)를 행렬의 형태로 표현하면 $v_r' = P_{11}^T K_{11}$ 이며, 이때 v_r' 을 회귀 모형에 의해 추정되는 도플러 속도라 할 때 관측된 도플러 속도와 추정되는 도플러 속도 사이에는 아래와 같은 관계가 성립하게 된다. 이때, 통계적 회귀 이론은 Drapper and Smith (1966)를 참고하였다.

$$v_r = v_r' + \varepsilon = P_m^T K_m + \varepsilon \quad (m \leq 11) \quad (5.2.9)$$

하나의 분석 체적내에서 관측된 도플러 속도의 행렬을 $V_n^T = [v_{r1}, v_{r2}, v_{r3}, \dots, v_{rn}]$ 로 표현할 때 이에 관련된 예보 인자의 행렬은 P_{nm} 으로 $n \times m$ 행렬이 된다. 이에 최소자승법 (Least squares technique)을 적용하여 파라미터 행렬 K_m 의 최소자승해를 구하면 아래와 같다.

$$\widehat{K}_m = G_{mm}^{-1} [P_{nm}^T V_n] \quad (5.2.10)$$

$G_{mm} = [P_{nm}^T P_{nm}]$ 로써 기하 행렬 (Geometry matrix) 이라 하며 이는 분석 체적의 크기와 밀접한 관련이 있다. 식(5.2.10)의 "-1"은 역함수를 의미한다.

이때, 주의하여 고려할 사항이 바로 식(5.2.8)의 11개의 파라미터가 수평 발산장이나 바람장 추정을 위하여 모두 필요한 것인가를 결정하는 것이다. Koscielny et al. (1982)에 의하면 파라미터들은 대략 세가지 유형으로 나눌 수 있는데 그 첫 번째는 관심을 갖고 추정하고자 하는 것으로 $u_0, v_0, u_x, v_y, (u_y + v_x)$ 가 이에 포함되며, 두 번째는 추정하고자 하는 파라미터는 아니지만 수평 발산장 추정을 위한 회귀 모형의 적절성을 위하여 반드시 포함되어야 하는 것으로 수평 바람의 연직 시어인 u_z, v_z 가 이에 속하며, 마지막은 회귀 모형의 적절성을 위하여 필요하지 않을 뿐 아니라 오히려 추정하고자 하는 파라미터에 나쁜 영향을 미치는 것으로는 w_0, w_x, w_y, w_z 가 해당된다고 하였다. 즉, 회귀 모형이 이미 적절함에도 불구하고 필요 이상의 파라미터가 더해진다면 관심있게 추정하고자 하는 파라미터의 추정

오차만을 가중시키게 된다는 것이다.

따라서 선형성 가정하에 설정된 11개의 파라미터중 수평 발산장 추정을 위한 회귀 모형의 적절성을 위하여 7개의 파라미터만을 이용하고, 선형성 가정을 보다 효율적으로 적용하기 위하여 작은 단위의 분석 체적을 결정하여 바람장을 산출하는 방법을 Koscielny et al. (1982)의 변형된 VVP 방법이라 하며, 본 연구에서도 수평 발산장 추정을 위하여 이 방법을 이용하였다.

(1) 수평 발산장 추정

변형된 VVP 방법에 따른 수평 발산장 산출 과정은 다음과 같다. 수평 발산장 추정은 식(5.2.9)에서 $m=7$ 인 경우로써 추정되는 도플러 속도는 $v_r' = P_7^T K_7$ 의 형태로 표현된다.

P_7^T 는 식(5.2.7)의 행렬에서 앞쪽 7개의 인자로 구성되는 행렬이며 이는 각 분석 체적내의 각 좌표의 방위각, 고도각, 거리에 의하여 결정된다. 또한, K_7 은 식(2.8)에서 연직 바람장과 관련된 네가지 성분을 제외한 7개의 파라미터로 이루어진 행렬이다. 따라서 관측된 도플러 속도 v_r 은 회귀 모형에 의해 추정된 도플러 속도 v_r' 와 두 값의 차이 (ε)의 합으로 표현될 것이다. 즉,

$$v_r = P_7^T K_7 + \varepsilon \quad (5.2.11)$$

회귀 모형이 적절하게 설정되지 못한 경우에는 관측값과 추정값의 차이인 ε 이 증가하게 된다. 오차 요인에 관하여는 2.2.3절에서 보다 상세히 설명하기로 한다.

식(2.10)은 $\widehat{K}_7 = G_{77}^{-1} [P_{n7}^T V_m]$ 이 되고, $G_{77} = [P_{n7}^T P_{n7}]$ 이 된다.

따라서 구하고자 하는 수평 발산장은 \widehat{K}_7 의 네 번째와 다섯 번째 성분의 합에 의해 결정된다. 즉,

$$DIV = \widehat{u}_x + \widehat{v}_y = \widehat{k}_4 + \widehat{k}_5 \quad (5.2.12)$$

이와 함께 변형장도 추정되며 그 값은 \widehat{K}_7 의 세 번째 성분이 이에 해당된다. 즉,

$$DEF = \widehat{u}_y + \widehat{v}_x = \widehat{k}_3 \quad (5.2.13)$$

(2) 수평 바람장 추정

수평 바람장 추정을 위한 회귀 모형은 위의 수평 발산장의 추정 방법을 응용하여 보다 단순화시켰다. 식(5.2.6)에서와 같이 수평 바람 성분 u_0, v_0 가 와도 성분과 연결되어 있어 와도에 대한 추가 정보가 없으면 수평 바람 성분이 분리되지 않는다. 그런데 약 5~10분 간격으로 관측되는 도플러 자료에 이용할 수 있는 상층 바람 자료의 관측값을 얻는다는 것은 사실상 어려우므로 수평 바람장 추정을 위한 다른 방법이 모색되어야 한다.

이와 같은 의도하에 식(5.2.5)의 각 성분을 규모 분석 (scale analysis)하여 단지 u_0, v_0 성분이 관측된 도플러 속도를 어느 정도 설명하는지를 살펴본 결과 이에 관련된 항이 다른 항에 비하여 월등히 큰 것으로 나타났다. 따라서 수평 바람 성분의 추정을 위하여는 아래와 같은 회귀 모형을 이용하였다 (오미림, 전종갑, 1991).

$$v_r' = P_2^T K_2 = u_0 \cos \phi \sin \theta + v_0 \cos \phi \cos \theta \quad (5.2.14)$$

(3) 오차 요인

식(5.2.10)에 의해 추정되는 각 파라미터 값은 식(5.2.9)의 값과는 차이가 있을 것이다. 이러한 차이의 원인은 크게 바이어스 (Bias) 오차와 변동 (Variance) 오

차로 나눌 수 있다. Drapper and Smith (1966)는 설정된 회귀 모형이 적절하면 파라미터의 최소자승해인 \widehat{K}_m 은 바이어스되지 않음을 밝힌 바 있다. 바이어스 오차가 발생하는 이유는,

① 바람장이 선형적일 때, 회귀 모형의 적절성을 위하여 반드시 필요한 파라미터가 빠진 경우 ($m < 11$)로써 회귀 모형에서 빠진 파라미터가 회귀 모형에 포함된 파라미터에 어느 정도 연관되어 있는가는 아래의 식에서 계산된다.

$$E[\widehat{K}_m] = K_m + A_{ml}K_l^T \quad (5.2.15)$$

$l = 11 - m$, $K_l^T = [k_{m+1}, k_{m+2}, \dots, k_{11}]$ 로써 11개의 파라미터중 회귀 모형에 포함되지 않은 파라미터의 행렬이다. 또한 A_{ml} 은 Alias 행렬로써 아래와 같이 계산된다.

$$A_{ml} = G_{mm}^{-1}[P_{nm}^T P_{nl}] , \quad P_l^T = [p_{m+1}, p_{m+2}, \dots, p_{11}] \quad (5.2.16)$$

식(5.2.16)에서 보는 바와 같이 Alias 행렬은 전적으로 예보 인자의 행렬에 의존하며 이 예보 인자 행렬은 식(5.2.5)에서와 같이 분석 체적내의 각 좌표의 방위각, 고도각 거리에 의존하는 것을 알 수 있다. 따라서 바이어스 오차는 분석 체적의 크기가 적절히 설정되면 감소될 수 있는 것이다.

② 바람장이 비선형적일 경우로써 이러한 경우에 식(5.2.9)는 매우 비적절하게 된다. 이때에는 식(5.2.9)에 비선형적인 성분 (higher order 성분)을 포함하면 어느 정도 해결될 수 있을 것이다.

K_m 이 바이어스되지 않았다 할지라도 어떠한 원인의 불규칙 오차 (random error)가 발생할 수 있다. 이러한 오차는 아래의 Covariance 행렬에 의해 계산할 수 있다.

$$C_{mm} = G_{mm}^{-1}S^2 \quad (5.2.17)$$

s^2 은 residual variance로 $s^2 = E_n^T E_n$, $E_n = [V_n - P_{nm}^T K_m]$ 로 표현된다. 회귀 모형이 적절하여 바이어스되지 않았다면 $s^2 \approx \sigma_e^2$ 로 생각할 수 있으므로 각 파라미터의 편차는 covariance 행렬의 대각선상의 값으로 주어진다. 다시 말하면 각 파라미터의 편차가 바로 파라미터의 추정 오차가 되는 것이다. 식(5.2.17)에서와 같이 추정 오차 역시 Geometry 행렬과 밀접한 관련이 있으므로 분석 체적의 크기 설정이 파라미터의 추정에 매우 중요함을 알 수 있다.

실제로 residual variance s^2 의 증가는 관측된 도플러 속도의 aliasing, 관측값의 입력이 정확히 이루어지지 않았을 때 그리고 바람장이 비선형적일 때 발생한다. Koscielny et al. (1982)는 실제로 관측된 도플러 속도의 불규칙 오차보다는 바람장의 비선형성이 더 큰 오차 요인임을 밝힌 바 있다.

나. VARD(Velocity ARea Display) 방법

이 방법은 수평 바람장만을 산출하기 위한 방법으로 VVP 방법이 분석 체적내의 자료를 이용한 것과는 달리 등고도각으로 관측된 PPI를 방위각 범위와 거리 범위로 나누어 원추형 면내의 자료를 이용하여 각 분석 영역마다 그 중심에서의 바람 성분을 산출하였다. Easterbrook (1975)은 VARD 방법은 바람의 연직 시어와 연직 성분과 관련된 항들을 모두 제외하였으므로 연직 시어나 연직 바람 성분의 영향을 많이 받지 않는 고도각 5° 이하의 낮은 고도에 적용해야 함을 강조하였다.

(1) 분석 면적(analysis area) 결정

제1절 3 의 오차 요인에서 바이어스 오차와 변동 오차가 기하 행렬과 밀접하게 연관되어 있으며 이 기하 행렬은 분석 체적 혹은 분석 영역내의 방위각, 고도각, 거리 범위 즉, 분석 체적의 크기와 연관되어 있음을 말한 바 있다. 따라서 분석 체적을

어떻게 결정하느냐에 따라 추정하고자 하는 파라미터의 추정 오차 범위가 크게 달라지게 되는 것이다. 위의 분석 방법에서도 설명한 바와 같이 분석하고자 하는 파라미터에 따라 설정되는 회귀 모형이 다르고 분석하는 방법에 따라서도 차이가 있으므로 각 경우에 따라 분석 면적의 크기는 달리 설정되어야 한다.

따라서 VARD방법을 이용하여 수평 바람장을 산출하는 경우에 분석 면적 크기별 오차 분석이 선행되어야 하며, 가능하면 분석 면적에 자료가 골고루 분포되어 있는 경우의 분석 체적에 대한 바람장만을 사용하는 것이 오차를 더욱 줄일 수 있을 것으로 기대된다. 실제 현업에 이 자료를 제공하는 경우에도 지나치게 큰 값으로 추출된 바람장 자료는 사용하지 않는 것이 바람직하다.

제 3 절 VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System) 방법

레이더 자료를 이용하여 수평 성분의 바람장을 산출해 내는 방법중의 하나로서 VDRAS는 4차원 자료동화 기법, 바꾸어 말하면 adjoint기법이라고 한다. 종래의 자료 동화 기법은 현재 시각의 초기 자료를 생산하기 위해 지금까지의 모델 결과와 관측 자료를 객관 분석하는 것으로서 시간적으로 순행하는 흐름이었다. 그러나 adjoint 기법은 일정기간 동안 시간적으로 순행하다 다시 역행하여 초기 위치로 돌아와서 만들어진 자료를 의미하므로, 이 초기 자료를 사용하는 것이 종래의 것보다 일정 시간 흐른 후에 관측 결과와 모델의 결과를 비교 했을 때, 관측 값에 더 근접한다는 이론적 배경을 제시한다.

이 논리를 좀 더 자세히 살펴 보기 위해서 Fig. 5.3.1(Errico, 1997)을 제시하였다. 그림에서 B는 시각 t_1 에서 대기 상태의 배경 값(background value)이며, 예를 들면 이 시각에서의 모델 산출 결과, 표시한 막대 크기 만큼의 오차를 내포한다. 또한 O_1 은 시각 1에서 관측한 대기의 상태이며, 이 값 또한 오차 범위를 갖는다. 이 두 값의 객관 분석의 결과를 오차 범위와 함께 A로 표시하였다. 이 자료를 t_1 에서 모델의 초기 자료로 입력하여 모델을 적분하면 시각 t_2 에서의 예측 값 F를 얻을 수 있다. 예상할 수 있는 바와 같이 F는 이 시각에서의 관측 값 O_2 와 일치하지 않는다. 따라서 adjoint 모델이 지향하는 것은 각 시각에서 관측 값과 모델 예측 값의 차이를 최소한으로 할 수 있는 초기 자료(A^*)를 생산하여 시각 O_2 에서도 관측 값과의 차이가 적은 O_2^* 를 생산해내는 것이다. O_2^* 가 O_2 와 일치할 수 없는 것은 각 모델들이 가지고 있는 불안정성 때문이다. 또한 시각 t_2 에서 관측 값과의 오차가 적으므로 더 긴 시간 t 에 대해서도 기존의 방법을 이용한 초기 자료로 생산된 것에 비해 오차가 적을 것이라는 것을 기대할 수 있다.

이 adjoint방법도 기본적인 가정위에서 출발한다. 그것은 모델이 완벽하게 대기 현상을 기술하므로 모델의 예측을 결정짓는 요인은 단지 초기 자료 뿐이라는 것이

다. 그러나 모델의 예측 값에 오차를 일으키는 변인들은 부적절한 초기 조건, 부정확하거나 자세하지 못한 모델의 물리과정이나 역학 혹은 작은 규모의 기상 현상을 예측하는 모델에서 더욱 중요한 영향을 미치는 경계 조건등을 들 수 있다. 따라서 4차원 자료 동화 기법은 위에서 열거한 여러가지 오차 변인 중 초기 조건만을 조절해 준다고 볼 수 있다. 그렇지만 모델 자체의 불완정성은 현재 예측 모델 개발 기술 및 자연 현상에 대한 우리의 이해 부족으로 본다면, 현재로서는 주어진 모델이 최선의 것이라고 할 수 있기 때문에 경계조건 및 초기 조건의 조절이 중요하다고 볼 수 있다.

Adjoint 방법의 개념 이해를 돕기 위해서 Fig. 5.3.2를 제시하였다. 그림에서 X_0 는 비선형 모델을 이용하여 예측하고자 하는 기상 변수들의 초기 자료를 의미하며 x_f 는 이 모델을 시간상으로 전진 차분(시간이 증가하는 방향) 하여 예측 최종 시각 f 에서 얻어진 모델 결과를 의미한다. 이 때, 모델 사용자는 비용함수(cost function) J 를 정의한다. 비용함수는 제곱 평균 예보 오차, 예측된 저기압의 중심 기압, 예측된 전선의 강도, 혹은 일정 기간 일정 영역에서의 누적 강수량으로 정의할 수 있다. 이때, 주의해야 할 것은 이 비용함수가 변수 X 에 대하여 미분 가능해야 한다는 것이다. 예를들면 비용함수를 저기압의 중심 기압이라고 정의하면 이것은 미분가능하지 않기 때문에 와도(vorticity)로 대체 적용해야만 이 문제를 해결할 수 있다. 이렇게 정의된 비용함수의 시각 f 에서의 모델 결과에 대한 1차 미분을 결정하여 이것을 adjoint모델의 초기 입력 자료로 사용하여 adjoint 모델을 시간상으로 후진 차분하면 초기 시간 0에서, 비용함수에 대한 초기 입력자료 X_0 의 1차 미분을 구할 수 있다. 이 과정에서 볼 수 있듯이 adjoint모델의 변수는 비용함수에 대한 각 변수들의 1차 미분을 의미한다. adjoint모델의 최종 결과는 사용자의 의도에 따라 다시 한번 가공 과정을 거쳐야 한다. 예를들어 비용함수를 저기압 중심에서의 와도로 정의했다면, 모델 운영자의 관심은 해당 저기압에 영향을 미치는 기상 변수들의 지역적인 영향의 정량적인 평가를 얻고자 할 것이고, adjoint모델의 최종 결과가 이 조건을 만족 시켜 줄 것이다. 이것은 기존의 모델 사용자들이 관심을 가져왔던 민감도 연구에 ADJM이 사용될 수 있음을 의미한다. 또한 민감도 연구 분야의 지

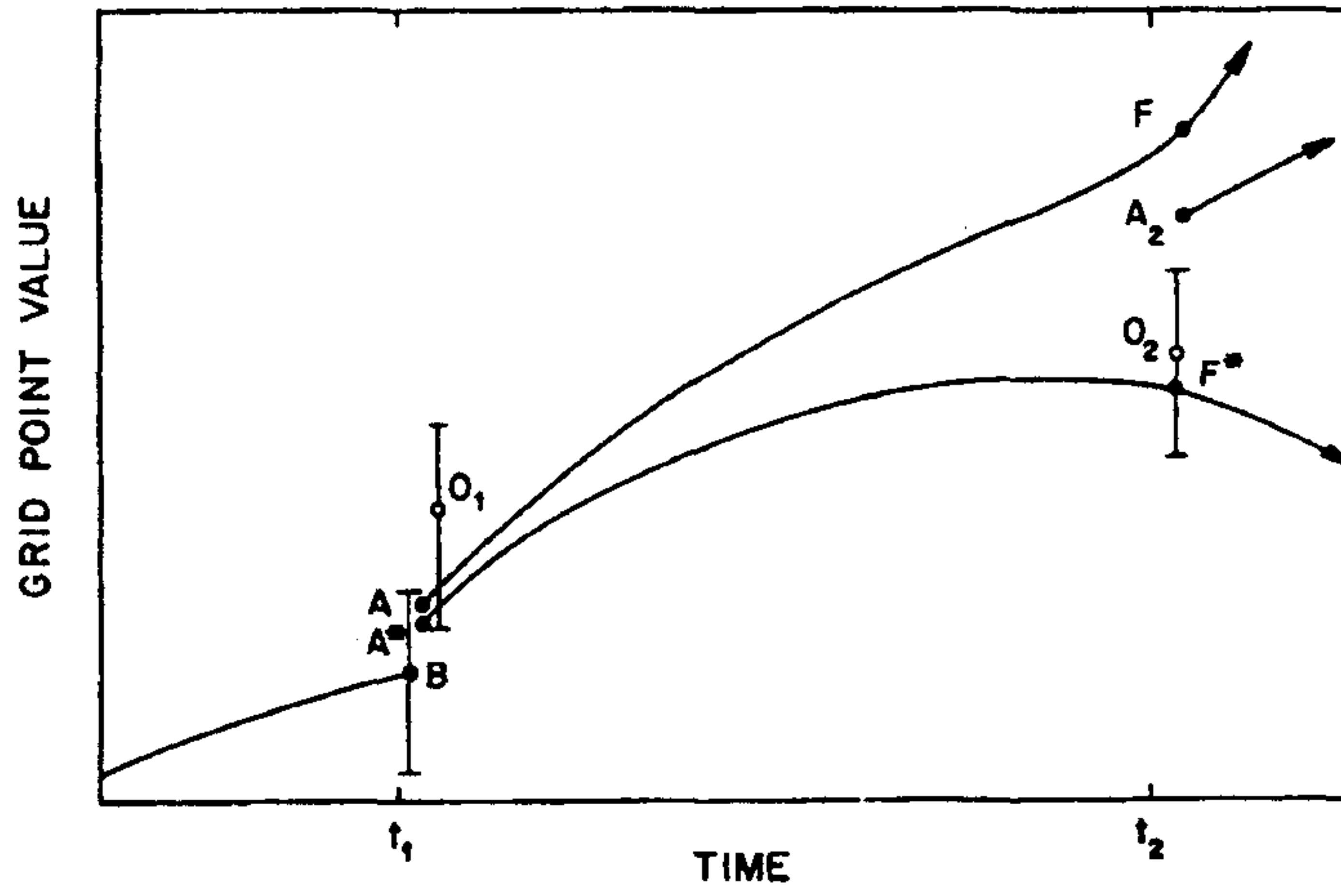


Fig. 5.3.1. Schematic of four-dimensional variational data assimilation

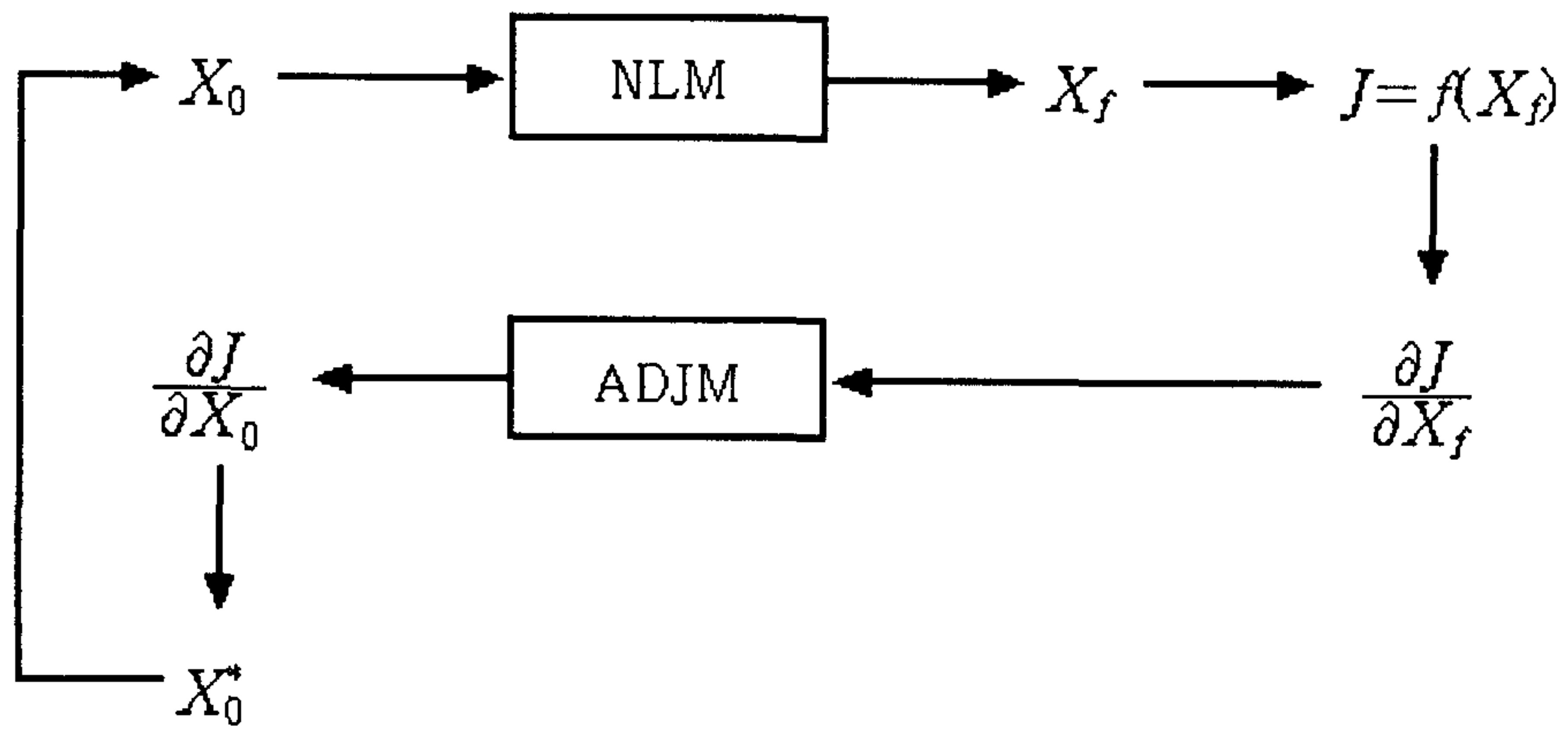


Fig. 5.3.2. The logical flow chart of adjoint procedure(Enricco, 1990).

류로서, 표적(tageting) 대상 선정을 들 수 있다. 예를들면 민감도 연구 결과 특정 지역의 기상 변수들이 관심을 갖는 기상 현상에 큰 영향을 미치는 것으로 민감도 실험 결과가 산출되면, 이 지역에 대한 집중 관측을 효과적으로 수행할 수 있다. 만약 이러한 특정 지역을 밝혀 내지 못하면 모델 영역 전체에 대한 집중 관측이 이루어져야 하므로 경제적인 면에서 상당히 비 효율적이라는 것을 쉽게 짐작할 수 있다.

adjoint 기법의 또 다른 응용 분야로서 4차원 자료 동화 기법을 들 수 있다. 비용함수를 최소 자승 예보 오차로 정의한다면, adjoint모델의 결과는 이 비용함수에 대한 초기 자료의 1 차 미분이고, 따라서 이 값을 최소화하는 X_0 를 찾을 수 있다면 이 값은 초기 자료 X_0 에 비해 각 시각 모델의 결과와 관측 값 사이의 오차를 최소화 하는 값이 될 것이다. 이 개념이 바로 adjoint기법을 이용한 자료 동화의 기본이 된다.

1. 자료 처리

앞에서 언급했듯이 레이더 자료는 구면좌표계 상에서 반경속도, 반사도, 그리고 표본 체적 (sampling volume)내의 속도 분산만을 제공한다. 따라서 대부분의 모델이 카티션 좌표계에서의 값을 원하므로 좌표 변환이 이루어져야 한다. SPRINT(Sorted Position Radar INterpolation)는 비행기에 탑재된 레이더 자료, 비행기의 궤적을 좌표로 갖는 레이더 자료, 혹은 두 대의 레이더로 관측된 영역중에 중첩되는 부분들, 그렇지 않으면 기존의 레이더 자료들을 카티션 격자계로 좌표 변환하기 위한 응용 프로그램이다(mohr and Vaughan 1979, Milller et. al., 1981).

이 응용 프로그램의 좌표 변환 방법을 간단히 설명하도록 하겠다. 자세한 내용은 장마집중감시사업 중 레이더 및 지상정밀 관측 부분에 자세히 기술되어있다. 이해를 돕기 위하여 Fig. 5.3.3에 내삽 방법을 설명하기 위한 그림을 제시하였다. 우선 카티션 격자계의 한 점이 선정되면, 이 점 주위의 상하로 4개의 빔을 선택하고 이

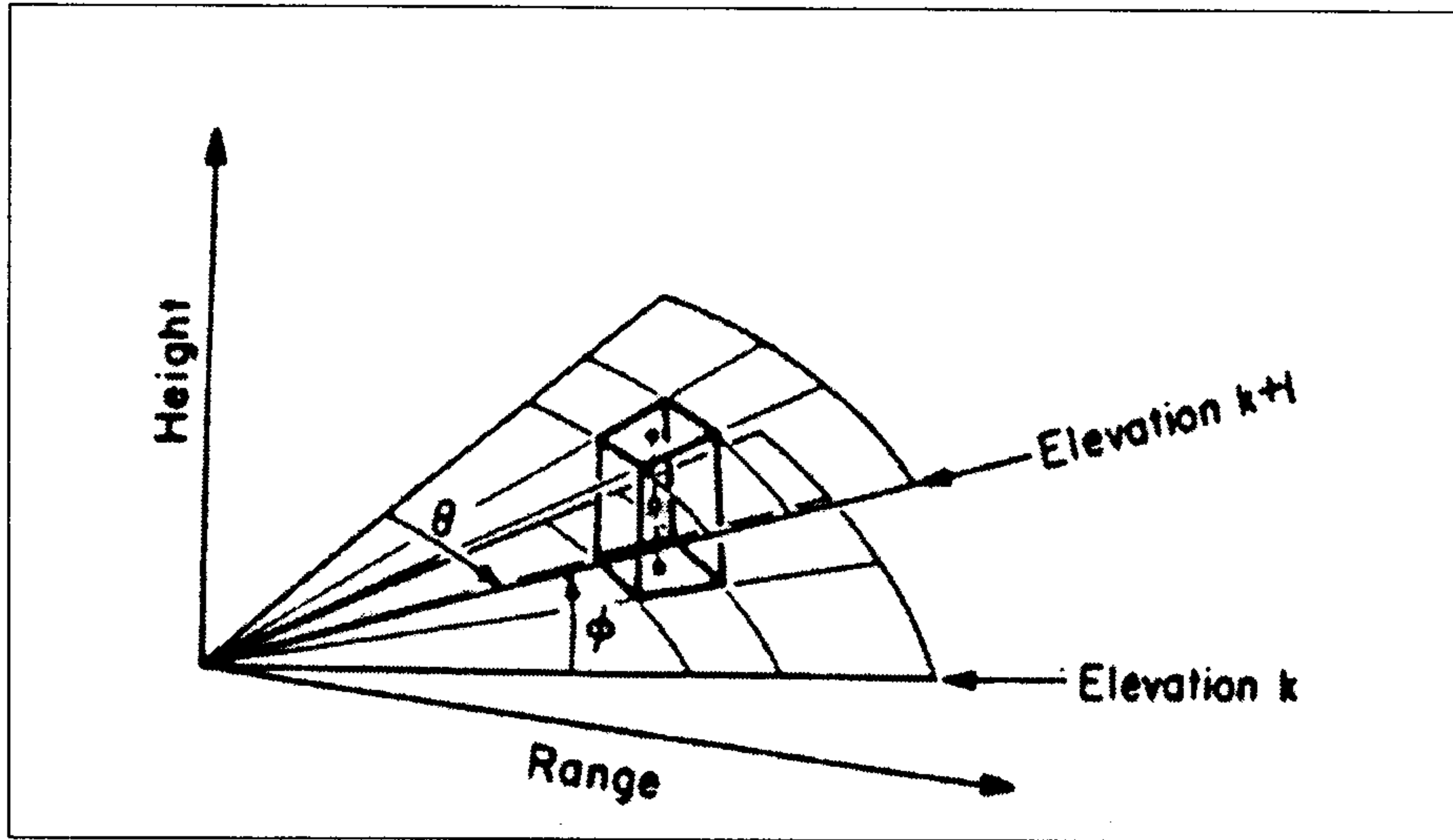


Fig. 5.3.3. Illustration of sampling volume used for Cartesian transformation of radar data(Mohr *et. al.*, 1986).

비들로 구성되는 직육면체를 고려한다. 즉, 격자점을 중심으로 8개의 관측 값이 존재한다. 이 때, 이 8개의 격자점 중 적어도 3개 이상이 관측 값을 가질때에만 내삽 과정을 진행하고 그렇지 않은 경우에는 이 지점을 오염된 관측값(bad data)로 처리한다. 이 오염된 관측 값은 결측이거나 강수입자가 존재하지 않는 경우이다. 8개의 관측 값의 거리 가중 평균에 의해 해당 격자점에서의 관측 값이 얻어진다.

반경속도의 위와 같은 내삽과정 이외에 속도펼침(velocity unfolding) 과정을 거쳐야 한다. 레이더는 펄스반복 주파수(PRF)와 파장(λ)에 따라 관측할 수 있는 최대 속도가 결정되는데 이것을 탐지 최대 속도(nyquist velocity)라고 한다.

$$V_n = \frac{(PRF)\lambda}{4} \quad (5.3.1)$$

그러므로 레이더가 관측할 수 있는 속도는 $\pm V_n$ 이다. 만약 목표물의 반경 속도가 이 값의 범위를 넘어서면 실제 관측 값은 접혀진 관측값을 가지게 된다. 예를들면, 탐지 최대 속도가 20m/s이고 목표물의 반경 속도가 25m/s이면 관측된 속도값은 -15m/s이다. 따라서 속도의 접힘 현상(velocity folding)이 일어나고 이것을 실제 속도라고 추정되는 값으로 전환해 주어야 하며 이를 속도 펼침(velocity unfolding)이라 한다. 종래의 내삽과정은 이렇게 속도 펼침이 이루어진 후에 좌표 변환을 적용하였는데, SPRINT에서는 관측 자료의 통계적인 유의성을 보존하기 위해 내삽 과정중에 속도 펼침하는 방법을 이용하였다.

SPRINT에서는 내삽된 반경속도의 유의성을 검증하는데 사용할 수 있도록 내삽 과정에서 각 격자점 마다 다음과 같은 값을 산출한다.

$$Q(x, y, z) = 1 - \frac{var(U)}{V_n^2/3} \quad (5.3.2)$$

여기서 $var(U)$ 는 속도 펼침된 반경 속도의 공간적인 분산을 의미한다.

위와 같은 일련의 과정을 거친 반사도 및 반경속도는 전 방향에 대해 2차원 공간상의 여과작업(filtering)이 수행된다. 여과 작업에는 2가지 방법이 있는데 하나는 Leise(1981)에 개발한 scale-telescoped filter로서 이것은 해당 격자점을 중심으로 3×3 개의 격자점 값에 고정된 가중치를 두어 여과 작업을 하는 방법이다. 또 하나는 Bevington이 개발한 것은 임의 영역 반경내에 들어오는 $n \times n$ 개의 관측값의 선형 최고 자승 근사를 적용하는 것이다. 이 방법은 품질이 좋은 관측값들에 둘러 쌓인 결측 지점을 채우는데 효과가 있다.

결측값들은 레이더 자료의 분석에 사용된 다양한 프로그램들의 사용에 제한을 가하게 된다. 따라서 연속성의 입장이 적용될 수 있는 곳에서는 자료의 채워 넣기 작업은 본래의 자료가 가지고 있는 성향들을 오염시키지 않고 자료를 더 확보할 수 있다는 장점을 갖는다.

제 4 절 사례연구

1. 기상학적 배경

8월 3일부터 16일까지의 호우는 중부와 남부 지방을 오르내리면서 상당한 양의 비를 내렸으며, 8월 3일 저녁부터 4일 오후까지 서울 경기 지방에는 30-258mm의 많은 비가 내렸으며, 4일 아침에는 시간당 강우량이 60mm가 넘었다. 8월 5일 저녁부터 강화도에서 시작된 비는 6일 오전까지 경기북부와 강원 북부 지방을 중심으로 30-620mm의 많은 비가왔다. 8월8일 밤부터 9일 새벽에 서산과 당진을 중심으로 한 좁은 지역에 단시간내 70-350mm의 집중호우가 있었다. 8월 11일과 12일에 걸쳐 보은과 속리산을 중심으로 50-500mm의 집중호우가 있었으며, 그 후에도 중부와 남부를 이동하면서 국지적인 호우가 계속되었다. 8월 1일부터 16일까지 주요 지점별 강우량을 살펴보면 서울 1,167mm로 가장 많았으며, 강화 1,002mm, 양평 903mm, 보은 898mm, 대전 757mm, 춘천 641mm, 홍천 624mm, 문경 590mm, 장수 558mm, 광주 452mm등의 순이다.

금년 집중호우의 원인을 살펴보면, 여름철에 북태평양 고기압이 강하게 발달하지 못하여 우리 나라는 7월 하순부터 현재까지 북태평양 고기압의 가장자리에 놓여 대기가 매우 불안정하였으며, 중국 내륙에서 발달한 저기압이 우리 나라를 통과하면서 대기 불안정이 더욱 강화되었으며, 양쯔강 부근으로부터 습윤한 남서기류가 지속적으로 강하게 유입되었다. 특히 지리산과 속리산 호우시에는 풍상측에 놓인 산악 효과로 기류가 강제 상승되어 호우를 강화 시켰다. 또한 8월 7일-8일 서울과 경기 북부지방의 호우와 8월 14일-15일 중남부 지방 호우시에는 제2호 태풍 옷토와 제3호 태풍 페니가 소멸되어 온대저기압화 되면서 많은 양의 수증기를 함유하고 우리나라를 통과하므로써 집중호우의 원인이 되었다.

올해 집중 호우의 특징은 국지성(局地性), 돌발성(突發性), 야행성(夜行性)을 들 수 있다. 예를들어 지리산 호우시 순천과 구례 지방의 호우 세포 수명은 평균

Table 5.4.1. The rainfall rate(mm/hr) from 31th Jul. to 1st Aug. at two stations.

지명 \ 시간	7월 31일				8월 1일			합 계
	21	22	23	24	01	02	03	
구례	8.0	4.5	53.0	139.5	26.5	6.0	1.0	316.0
순천	5.5	25.5	128.0	6.0	28.5	0.0	0.0	226.0

1-2시간에 불과 했다. Table 5.4.1은 두 지역의 강우강도(mm/hr)를 나타낸 것이다. 구례 지방은 23시에 활성화되어 24시에 시간당 139.5mm의 강수를 보이고 다음 날 01시이후에 급격하게 소멸되었음을 볼 수 있다. 순천도 23시를 기준으로 비슷한 결과를 보였다. 순천 지방의 7월 31일 시간당 (21:50~22:50) 최대 강우량은 145mm는 우리 나라 기상관측사상 최대 강우량을 기록하였다(종전의 기록은 1942년 8월 5일 서울에서 118.6mm). 따라서 이러한 집중호우의 예보는 집중호우 발생 징후의 파악과 이동 상황을 추적하면서 초 단시간 예보 및 단시간 예보를 할 수밖에 없으며 이를 위해서는 레이더 자료가 필수적이다.

2. VARD방법을 이용한 결과 분석

VARD 방법을 적용하기 위하여 1998년 8월 10일 11시 관악산 자료를 이용하였다. 이 사례를 선정한 이유는 기상청에서 보유한 5대의 레이더는 기본적으로 현업 지원용 레이더이며, 현재까지 현업에서는 반사도 합성도만을 참조하므로 각 레이더로부터 관측 최대 거리를 요구한다. 따라서 레이더 관측 특성에 의해 최대 관측 반경 속도가 줄어들어(속도접힘현상), 반경 속도 관측 자료를 선정하는 것이 어려웠기 때문이다.

이 시각에서는 5개 고도각에 대한 볼륨 관측이 이루어 졌으며, 관측 변수들을 Table 5.4.2에 표시하였다. 관측 고도각은 최저 고도각은 0.0° 부터 4.0° 까지이다. 이때 빈 사이즈는 1.0km이고 빈수가 240개 이므로 관측 반경은 240km가 된

Table 5.4.2. The observational parameter of Kunsan radar

구 분	고도각 수	빔수	빈수	빈사이즈
크 기	5	394	120	1km

다. 최적 분석 면적을 결정하기 위하여 ΔR (반경 범위)과 $\Delta \theta$ (방위각 범위)를 변화시켜 가면서 이 때 각 분석 면적 중심에서 추정된 바람성분 u_0, v_0 를 다시 반경 속도 Vr_0 로 환산하여, 관측된 Vr 사이의 최소 지승오차를 산출하였다. 분석 면적이 넓어질수록 추정 오차는 작아지지만 분석 면적내에서 수평 바람 성분의 선형성 가정이 만족될 수 있을 만큼 작은 분석 면적을 보장되어야 하므로 이 두가지 조건을 만족하는 분석 면적의 크기를 전체 고도각에 대해 $\Delta R=20\text{km}$, $\Delta \theta=20^\circ$ 로 결정하여 VARD방법을 적용하였다. 레이더 중심으로부터 30-40km 떨어진 지점에서는 40dBZ 이상의 반사 강도를 갖는 에코가 연직으로 유지된다. -20dBZ 정도의 에코는 일반적으로 강수 입자라고 보기 보다는 구름입자로 보거나, 파장이 다소 긴 경우에는 벌레와 새들과 같은 생물이나, 입자가 다소 큰 부유물질로 대변되는 청천에코(clear echo)를 나타낸다. 기상청 레이더에서 관측된 -20dBZ자료는 구름 입자이며, 이를 확인하기 위해서 오산에서 관측한 00UTC 상층 관측 자료와 비교하였다. 이 자료의 최대 탐지 속도(Nyquist Velocity)는 $\pm 16.4\text{m/s}$ 이며 반경 속도의 영상에서는 속도 접힘 현상은 발생하지 않았다. 속도 접힘 현상이 발생하면, 양의 값에서 돌연 음의 값으로 변화하므로 육안으로 쉽게 구별해 낼 수 있지만, 일반적으로는 자료 처리 과정에서 속도 풀기를 한다. 그러나 스톱의 선단(leading edge)에서는 풍속도 약하고 풍향도 복잡한 양상을 보이고 있다. 그 이유는 스톱의 진행 방향에 대해 선단에서는 상대적인 수렴 성분이 발생하고 이에 따른 연직 상승 운동등이 원인인 것으로 보인다. 또한 접근 속도가 최대인 곳에서 추출한 바람장은 발산 형태를 보이는데 레이더 중심으로 강하게 이동하는 곳(반경속도)을 중심으로 추출된 바람장이 발산되고 있음을 보여 준다. 따라서 추출된 바람 속도가 이 시스템의 순화를 적절히 묘사함을 볼 수 있다. 또한 고도가 증가할수록 풍속이 증가하는 것도 VARD가 수평 바람

을 적절히 모사할 수 있음을 보여 주고 있다.

추출된 바람장의 정확도는 일반적으로 이중 도플러 관측 자료 혹은 특별 관측(비행기 관측) 자료를 이용하여 검증한다. 그러나 서론에서도 밝혔듯이 기상청의 EDGE 자료는 도플러 속도 관측면에서는 전혀 중첩되는 부분이 존재하지 않기 때문에 이중 도플러 자료를 이용하는 것이 불가능하다. 또한 RDAPS 자료를 이용하고자 했으나, 이 자료의 연직 좌표는 압력이고, 수평 분해능이 위도는 0.02° , 경도는 0.45° 로서 추출된 바람장을 비교하려면 고층 자료의 기압과 지오폠펜설을 이용할 수 있겠지만, 이것 또한 오차를 포함하고 있어 적절치 못하다고 판단되어 비교하지 않았다. 그러나 이 방법은 이미 일본 레이더 관측 자료에 적용하여 정확도를 계산하여 만족할 만한 자료를 획득하였다. 그렇지만 수치 예보 자료의 초기 값으로 사용 되기 위해서는 정량적인 검증이 이루어져야 하므로 특별 관측등을 실시해야할 필요가 있다.

3. VDRAS 방법을 이용한 결과 분석

이 방법은 레이더가 평지에 설치되어 있을 때 관측되어진 자료에 적합하도록 구성 되어 있다. 왜냐하면 adjoint 방정식을 구성할 때, 지형의 효과를 고려하지 않았기 때문이다. 또한 분석되어진 결과는 레이더 바로 위부터 일정 높이 간격에서의 열역학 변수들이다. 따라서 뇌우 발생 징후를 예측하기 위해서 경계층내의 수렴 성분을 구하는 경우에는 관악산과 같이 해발고도가 600mm가 넘는 경우에는 다소 어려움이 따른다. 따라서 이 방법은 해발고도가 높지 않은 곳에 설치된 레이더로부터 얻은 자료에 적용하는 것이 바람직하다.

VDRAS 방법을 적용하기 위해서는 시간적으로 연속적인 2개 혹은 3개의 볼륨 관측 레이더 자료, 지상 관측 바람 자료가 필요하다. 그러나 기상청 레이더의 경우 KOMEX(KOrea Monsoon EXperiment) 기간동안 1시간에 1번씩만 도플러 관측을 실시하였다. 따라서 시간적으로 연속적인 자료 모음을 구할 수 없었다.

따라서 미국에서 1997년 6월 15일부터 9월 30일동안 이루어진 특별 집중관측 계획인 Sterling Virginia Project의 자료중 1997년 8월 28일 자료에 VARD방법을 적용하였다. 이 사례는 경계층 흐름과 만풍(bay breeze)이 충돌하여 뇌우가 발생하였다. 사용된 자료는 6분간격(NEXRAD자료)의 볼륨자료 3개(19:36:36GMT, 19:42:33GMT, and 19:47:53GMT) 로서카티션 격자계로 좌표 변환된 반경속도와 반사도이다(Fig. 5.4.1 ~ Fig. 5.4.6). 또한 18개의 지표 관측 바람자료를 이용하였다.

그림을 살펴보면, 반사도가 45~50dBZ 정도인 에코들이 정북쪽으로 줄지어 있으면 10분 동안 약 10km정도 이동하는 것을 보여주고 있다. 레이더를 중심으로 서쪽에 북동-남서 방향으로 선 모양의 밝은 에코는 산맥이다.

자료동화 영역은 레이더를 중심에 둔 $149\text{km} \times 149\text{km} \times 2.5\text{km}$ 이다. 격자 간격은 수평 방향으로 3km, 연직으로 500m 이다. 에디 점성 계수(eddy viscosity) ν 는 $200\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 로 설정하였으며, 열 확산 계수(thermal diffusivity) $\chi=3\nu$ 로 정의하였다. 또한 반사도 보존 방정식에서 반사도 확산 계수 μ 는 ν 와 같다. u 와 v 의 유입 경계조건은 일정하게 고정시켰으며, 초기 추정 바람장(initial guess field)은 VAD(Velocity Azimuth Display) 방법으로 구하였다. 이 초기 추정 바람장과 지상 관측 바람장을 혼합(선형 최소 자승 방법)하여 배경 바람장(background field)을 산출하였다.

adjoint 방법의 가장 큰 장점은 과거관측 값 뿐만 아니라 미래 관측값(자료동화 시작 시간을 중심으로)을 사용하므로써 기존의 자료 동화 기법에서 산출된 초기 자료를 이용하여 예측한 값에 비해 해당 시각에서의 관측값에 더 적합한 예측값을 산출할 수 있다는 것이다. Fig. 5.4.7에 adjoint 방법을 적용하기전 레이더 안테나로부터 250m 고도에서 구한 초기 바람장 제시하였으며, Fig. 5.4.8 는 50회 반복한 이후의 바람장을 나타낸 것이다(여기서 xy축의 범위는 -57km부터 87km) 초기 바람장은 수평적으로 일정한 북서풍의 형태만을 보여주고 있으나, adjoint방법을 50회 적용한 이후에는 에코 강도가 가장 강한 곳에서 수렴 성분이 추출되었음을 볼 수 있

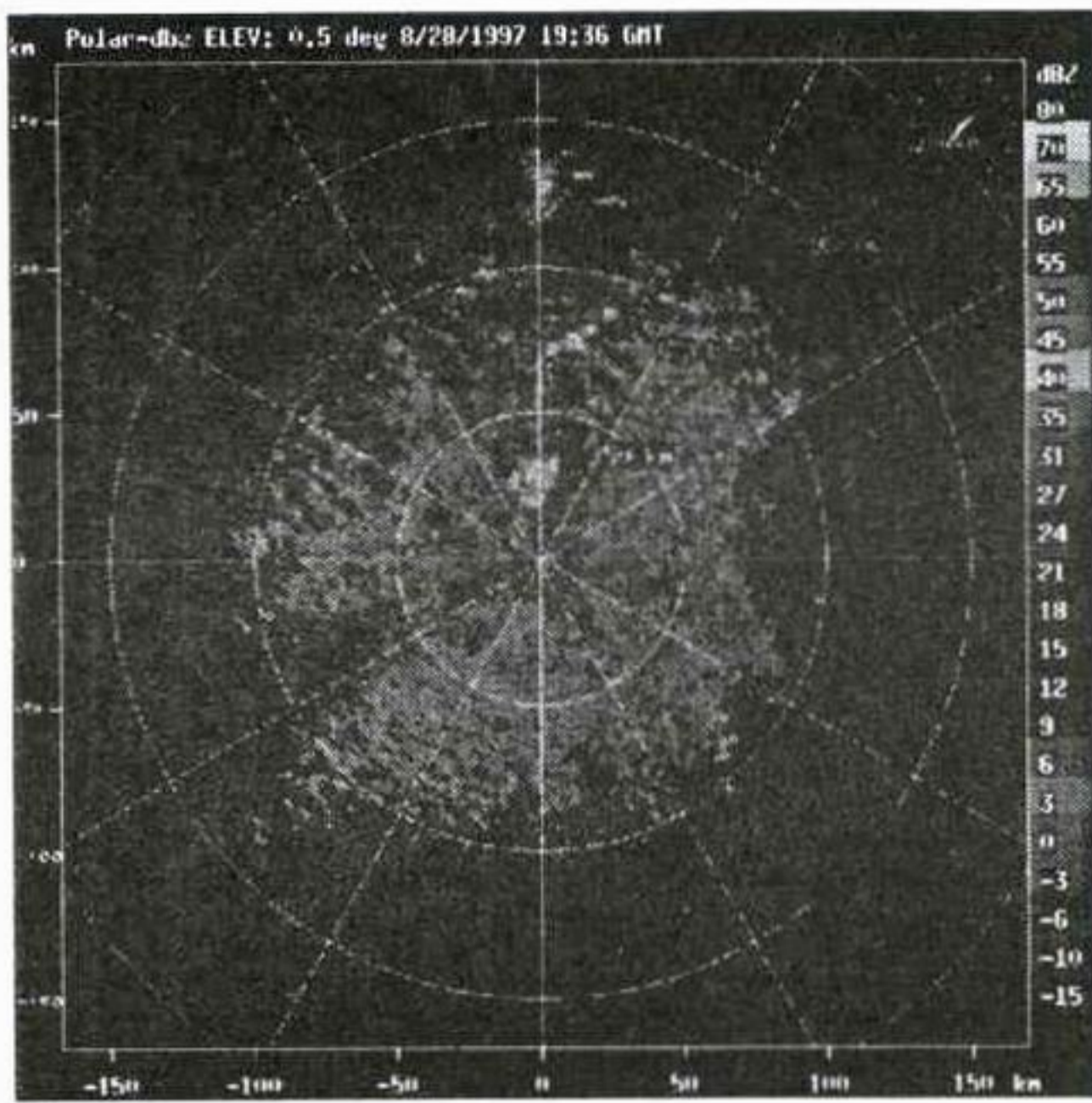


Fig. 5.4.1. The radar reflectivity in dBZ with 0.5° elevation angle on 19:36:36GMT.

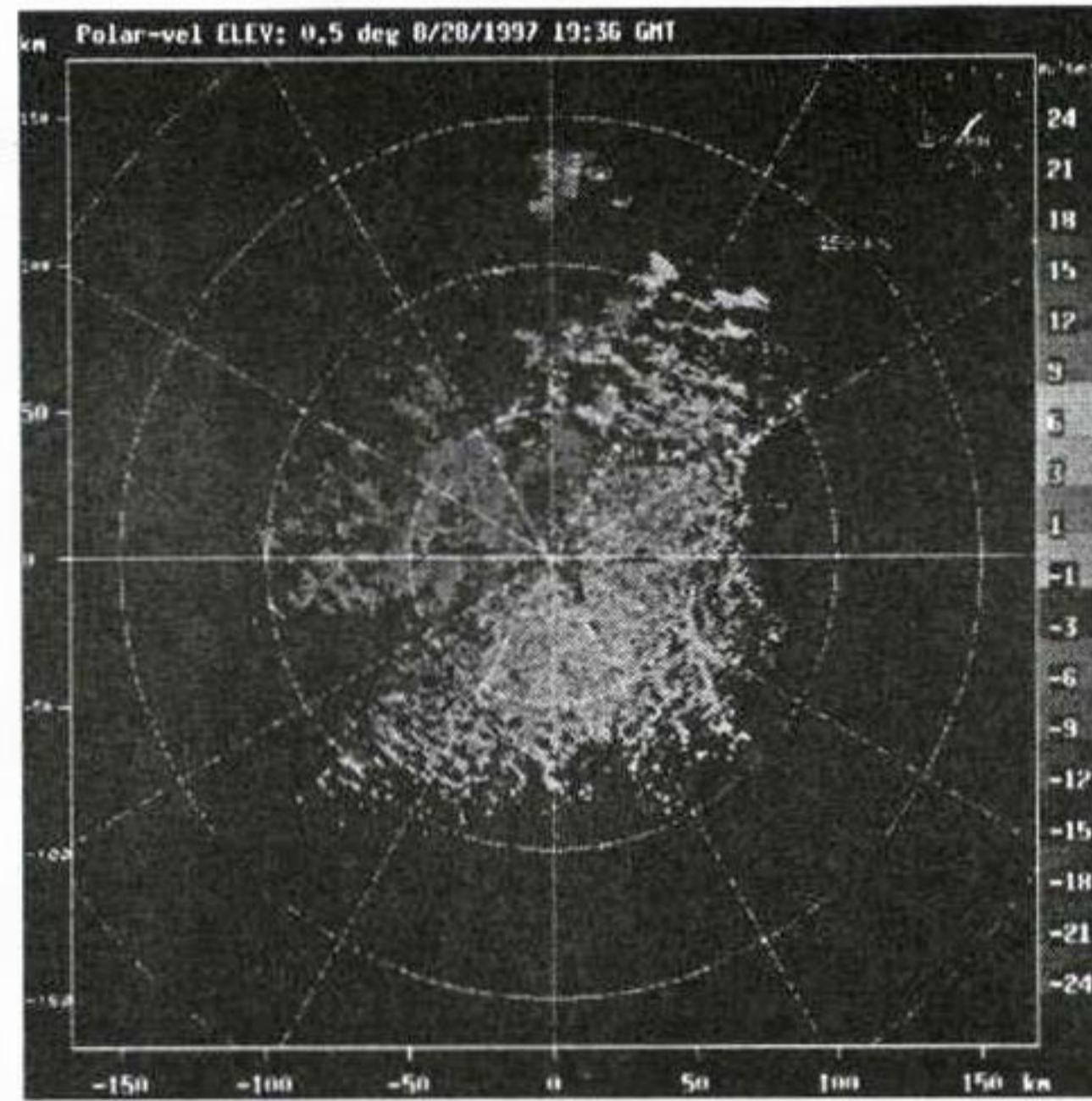


Fig. 5.4.2. Same as Fig. 5.4.1 except for radial velocity.

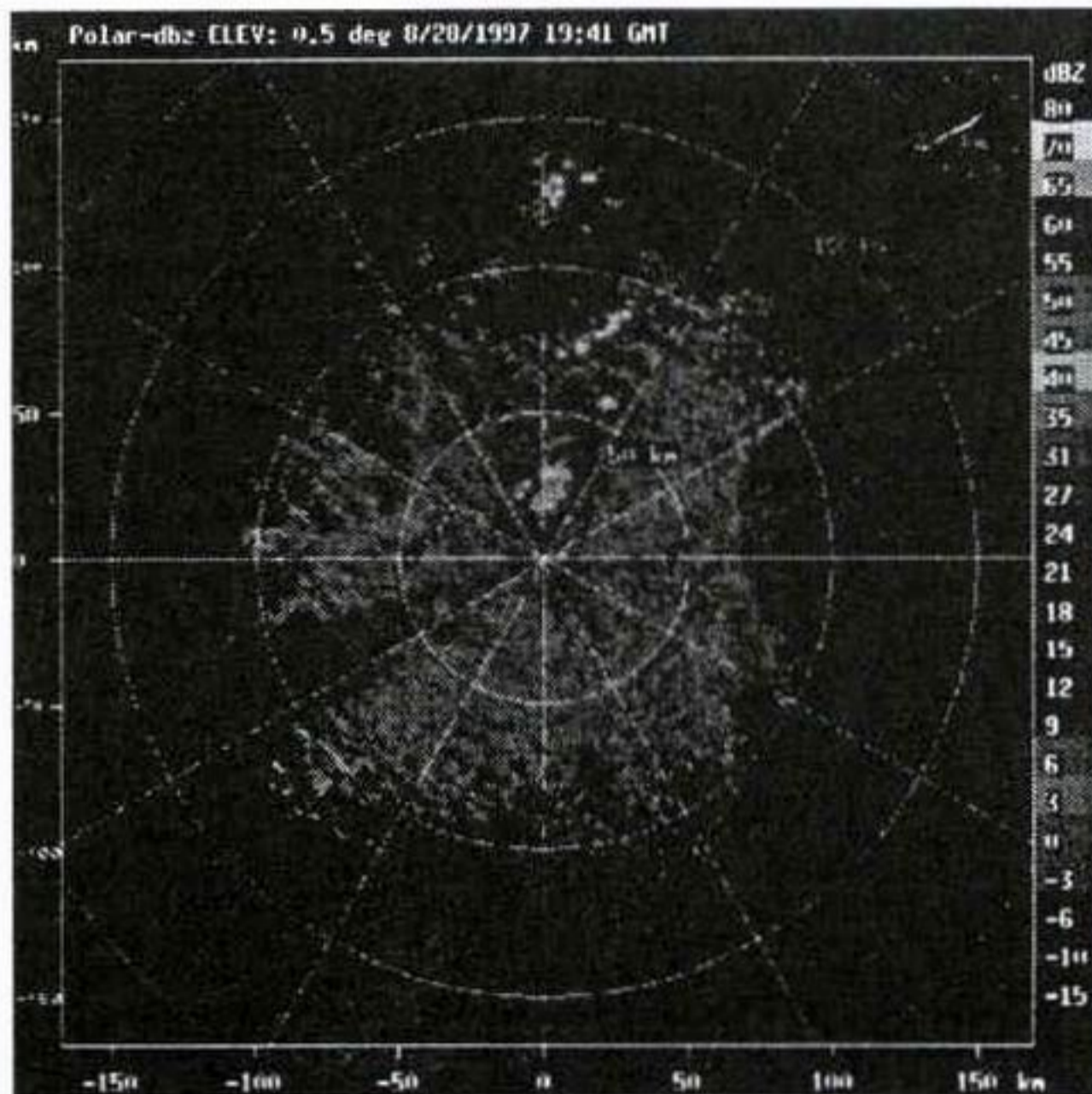


Fig. 5.4.3. The radar reflectivity in dBZ with 0.5° elevation angle on 19:42:33GMT.

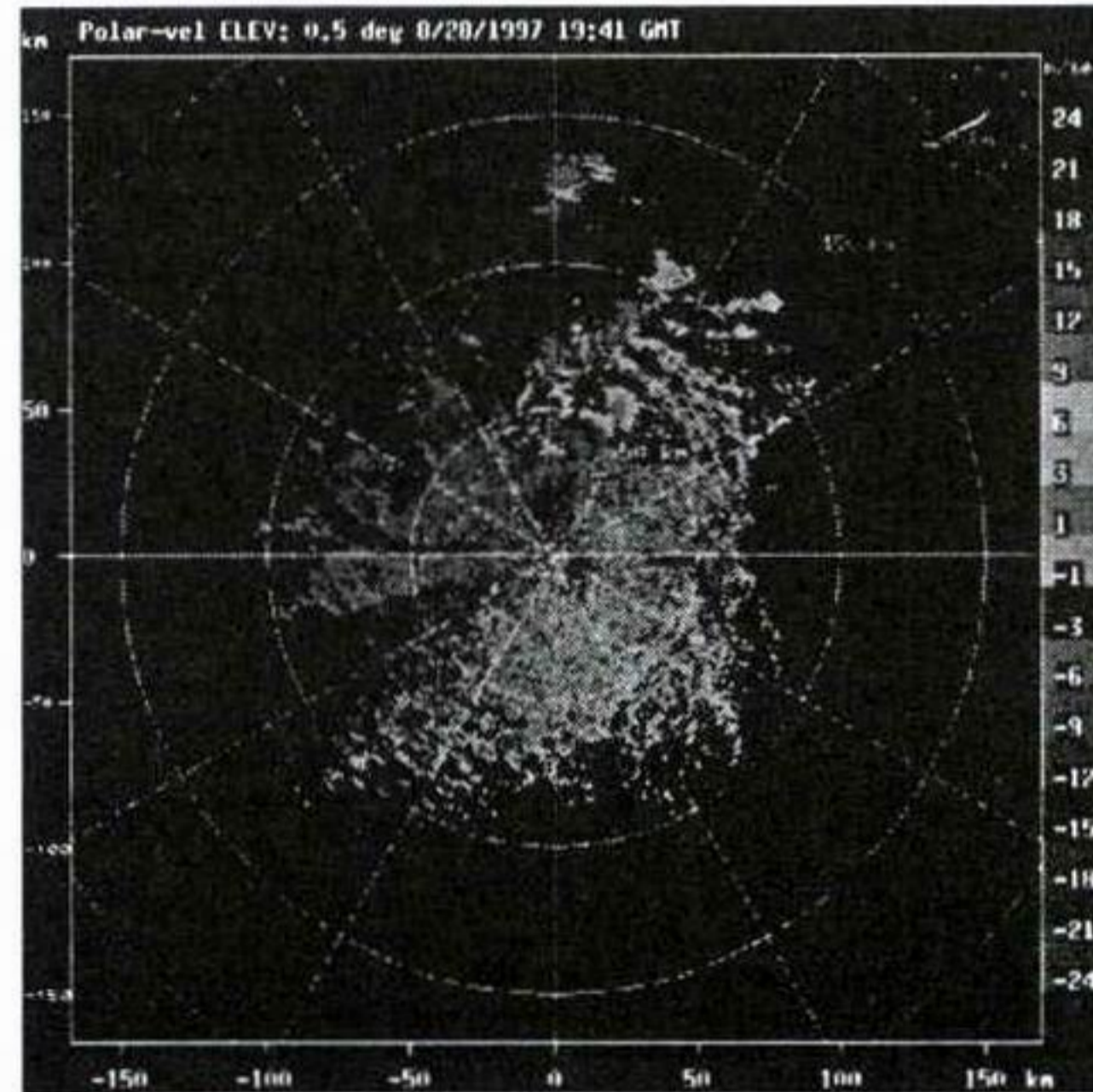


Fig. 5.4.4. Same as Fig. 5.4.3 except for radial velocity.

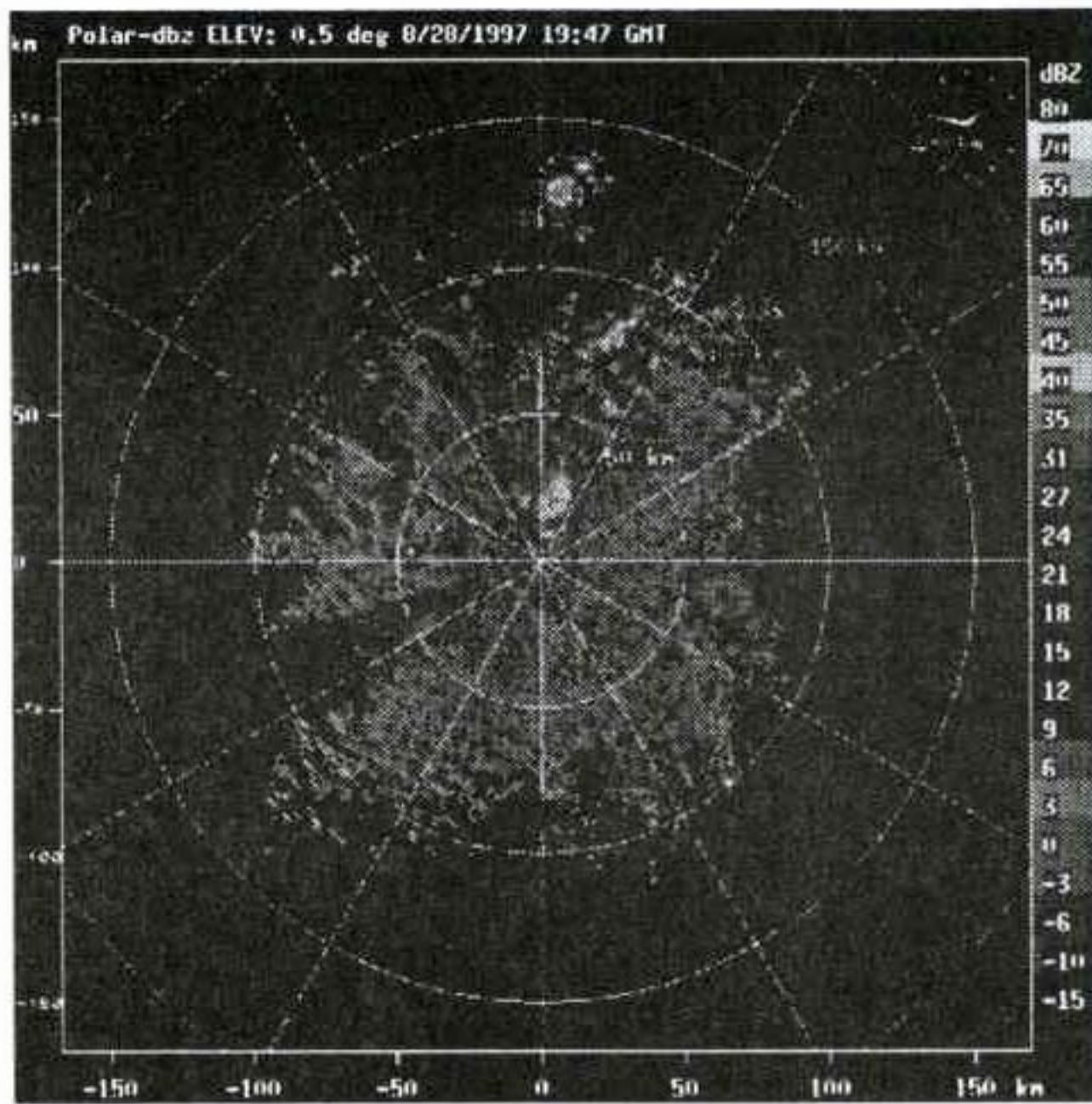


Fig. 5.4.5. The radar reflectivity in dBZ with 0.5° elevation angle on 19:47:53GMT.

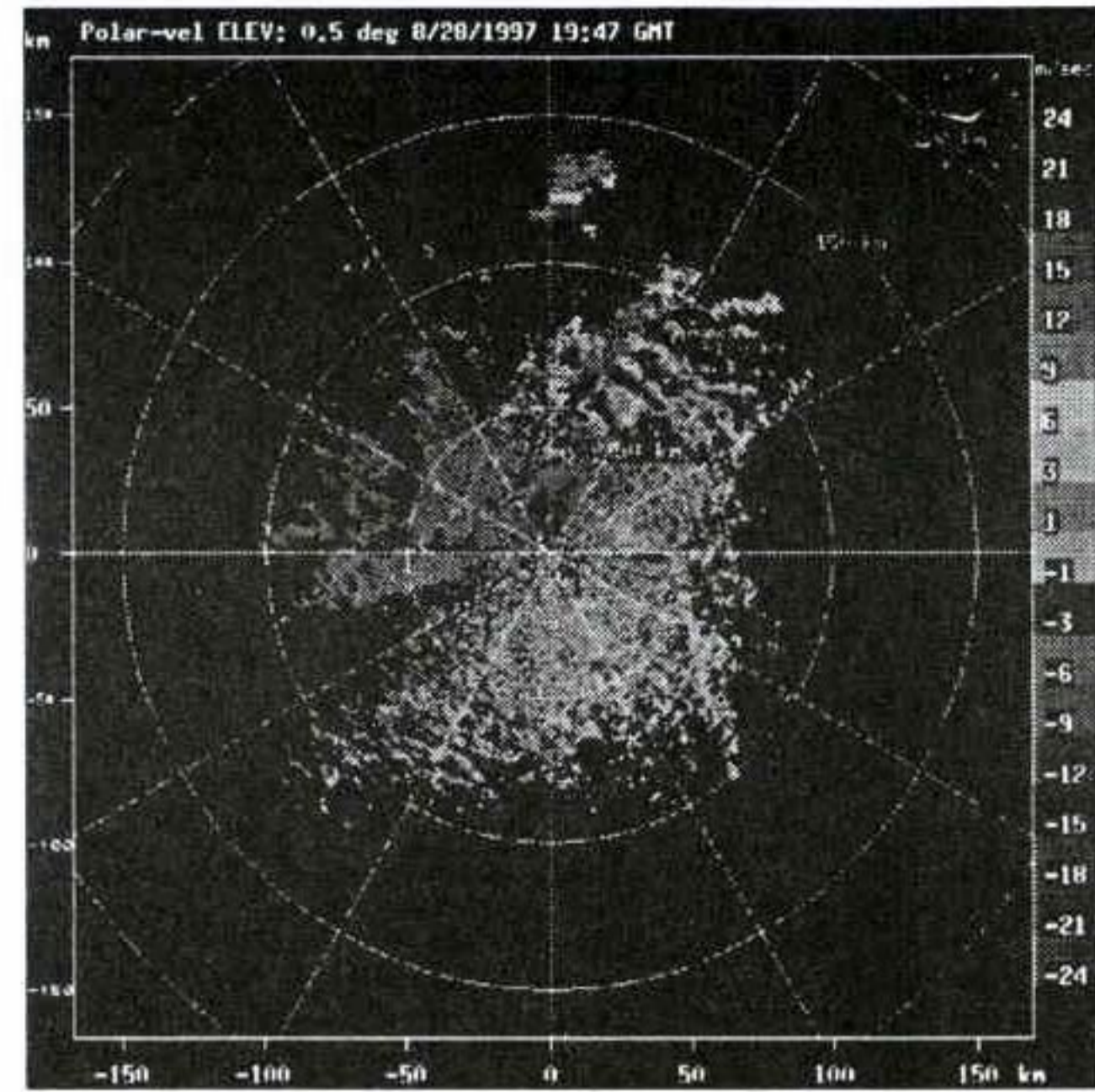


Fig. 5.4.6. Same as Fig. 5.4.5 except for radial velocity.

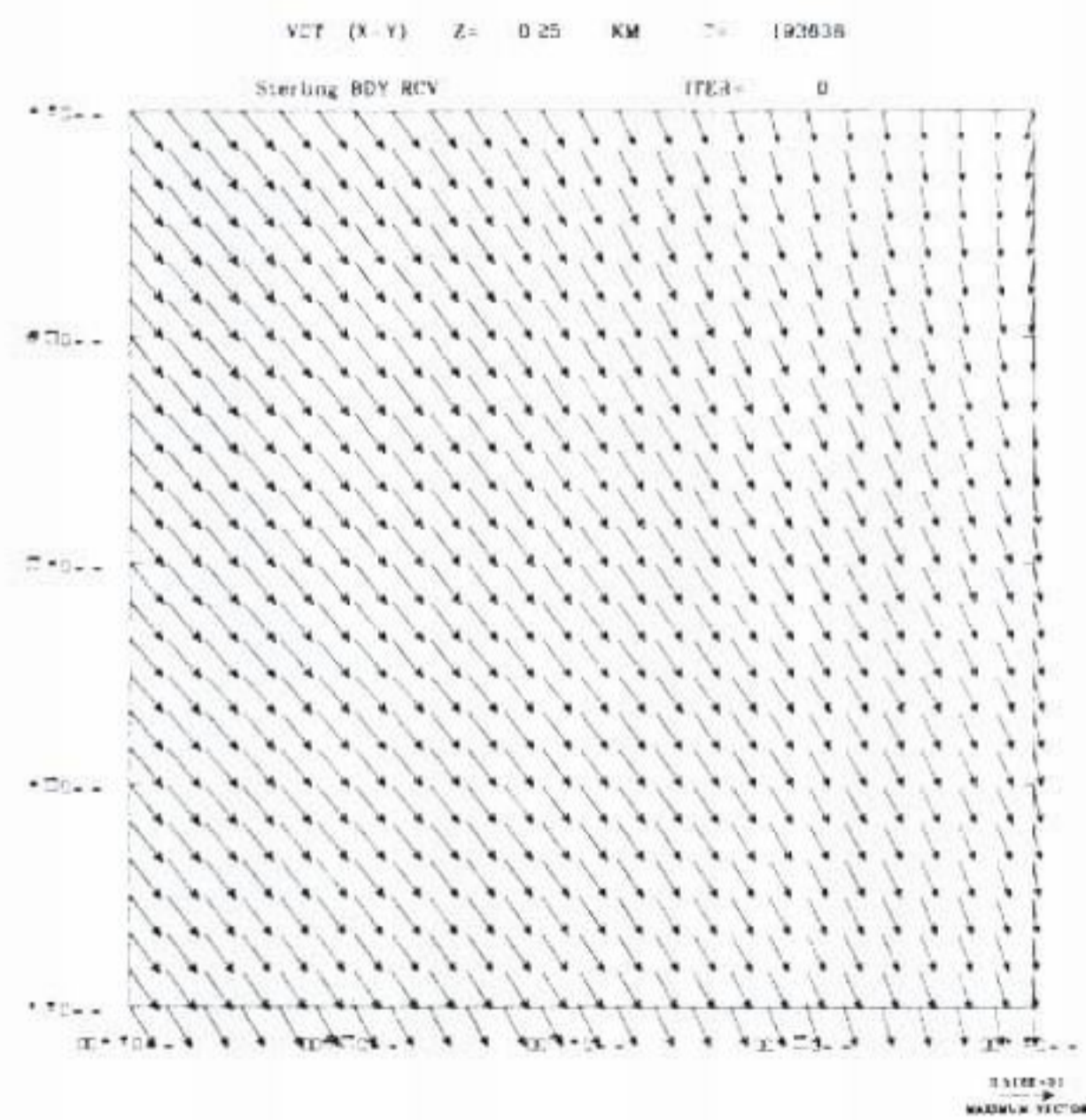


Fig. 5.4.7. The horizontal velocity vector field before iteration

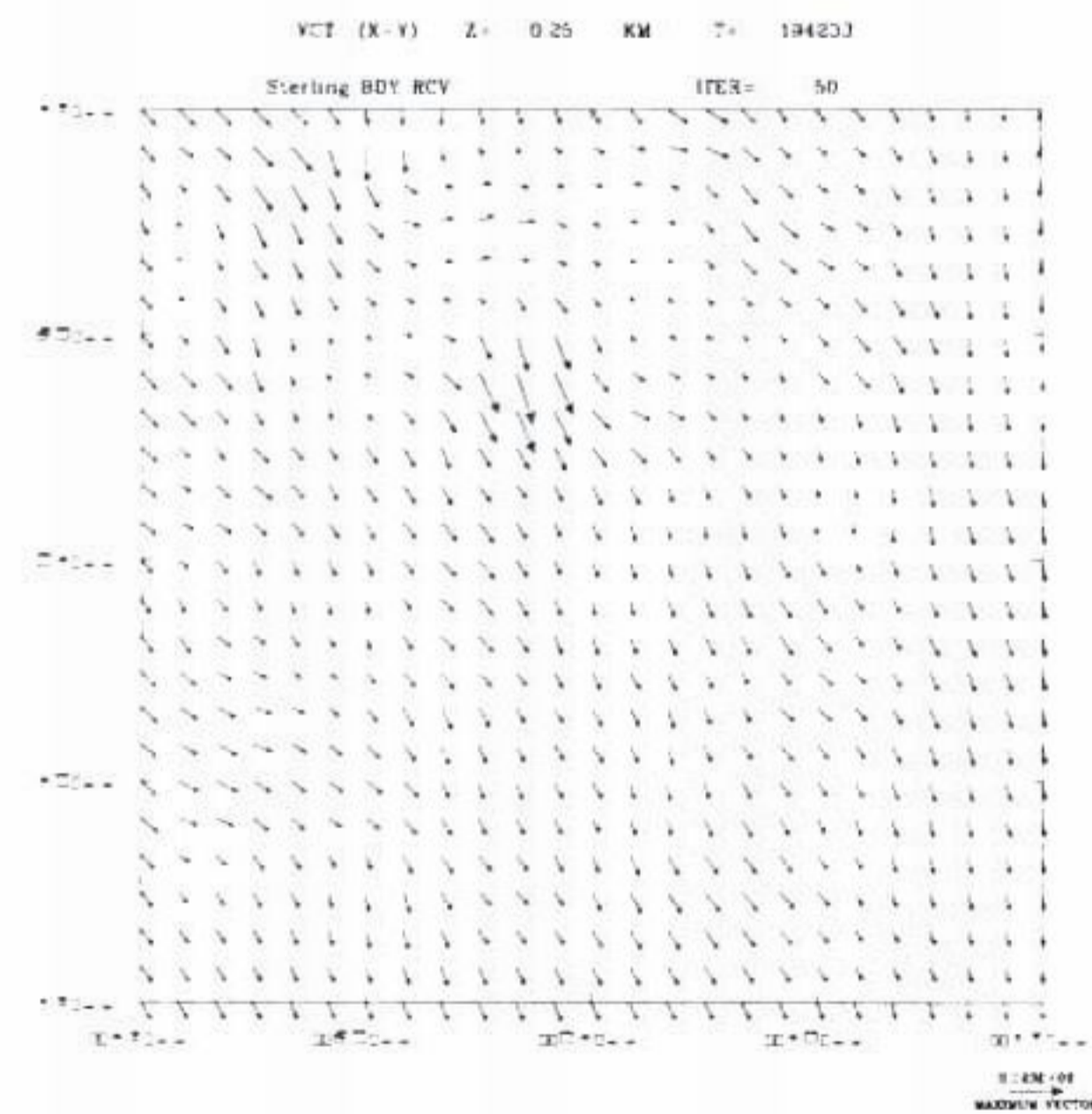


Fig. 5.4.8. Same as Fig. 5.4.6 except for after 50th iteration.

다. 또한 풍속의 크기도 관측값에 더 근접하다. 따라서 3개의 레이더 관측 자료로부터 기상 현상 발생 징후를 포착할 수 있다는데 큰 의미가 있다.

제 5 절 연구개발목표 달성도 및 대외 기여도

악기상 예측알고리즘 개발의 한 분야로서 레이더 관측 자료(반사도 및 반경 속도)를 이용한 고도별 수평 바람장 산출을 위하여, 기존의 방법 중 VARD방법을 개선하고 최근들어 주목 받기 시작하는 adjoint 방법을 이용한 VDRAS를 소개하였다. VARD방법을 1998년 8월 10일 자료에 적용해 본 결과 관측 자료의 특성을 반영하면서, 관측 자료가 레이더 중심 방향의 속도 밖에 관측하지 못하는데 비해 의미있는 수평 바람장을 산출하였다. 산출된 결과를 비교할 만한 적절한 자료가 존재하지 않아 직접적인 비교 검증은 하지 못했으나, 이 방법들이 이미 외국의 이중 도플러 레이더 관측 자료를 이용해 검증 받았으며, 정성적으로 관측 사실들을 잘 묘사하므로 이 단계에서는 의미있는 결과를 산출하였다고 해석된다. 따라서 앞으로 특별 관측(비행기관측, 이중 도플러 관측, 소다 관측등)을 통해 이 방법을 검증해야만 한다. 현재 기상청 현업에서 이용하는 레이더 자료는 최저 고도각으로 관측한 반사도뿐이므로, 강수 시스템의 이동을 예측하는데 필요한 정보는 활용되지 못하고 있다. 따라서 관측한 반경속도를 벡터로 표시하여 반사도위에 나타낸다면 누구라도 쉽게 에코의 이동에 대한 예측을 할 수 있을 것이다. 특히 adjoint 방법을 이용하면 최적 바람장을 생성할 수 있으므로 초단시간 혹은 단시간 악기상 예측 모델의 예측성 향상에 기여할 것으로 본다.

제 6 절 연구개발결과의 활용 계획

악기상 예측 모형의 초기 자료로서 한 요소로서 레이더 자료가 제공된다. 그러므로 기존의 입력 요소 중 종관 혹은 중규모 관측 바람자료와 어떻게 조화를 시켜야 하는 문제를 갖고 있다. 레이더 자료가 제공되는 곳에서는 등지 격자를 만들 수도 있다. 이 경우에는 등지 격자와 큰 격자 사이의 경계 조건을 조절해 주어야 하는 문제를 갖고 있다. 예를들어 LAPS(Local Area Prediction System)는 사용 가능한 모든 기상 자료들을 입력 자료로 이용하여 최적 초기 조건을 생성해 주는 역할을 담당하는 시스템이다. 따라서 추출된 바람장을 직접 예측 모형의 입력 자료로 사용하는 것이 아니라 LAPS와 같은 자료 전처리 과정을 지원하는 프로그램을 이용하는 것도 한가지 방안이라고 생각한다.

미국 NCAR에서는 초단시간 예보(0-60분)를 위해 레이더 관측 자료로부터 TREC 방법을 이용하여 예코의 이동을 예측하고 있다. 그러나 이 보고서에서 제시한 방법들도 계산 시간이 그다지 많이 소요되는 것이 아니므로 충분히 현업에 지원할 수 있을 것으로 본다. 그러나 우리나라와 같이 지형이 복잡하고, 일반적으로 레이더가 산 위에 설치된 경우에는 추출된 바람장을 지형에 적용 시키는 과정이 필요할 것으로 생각되며, 이 부분에 대한 연구가 반드시 선행되어야지만 단시간 예측 모형의 예보 향상에 더 큰 기여를 할 것이다. 또한 실제 이 방법들로 추출된 바람장을 예측 모형에 적용한 결과들이 추출된 바람장을 사용하지 않은 결과를 비교 검증할 수 있는 연구들이 뒤따라야 할 것으로 기대된다.

제 6 장 GMS-5 적외자료를 이용한 한반도 지역에서의 강수량 추정

제 1 절 서론

태풍 및 장마와 같은 기상현상에 수반되는 집중호우는 한반도에서 발생하는 가장 심각한 자연재해로 알려져 있다(기상청, 1995). 특히 장마는 대륙규모의 몬순 순환으로 지역적인 중규모 대류활동을 포함하는 서로 다른 순환규모가 혼재하는 기상현상으로 이해되고 있으며, 하계동안 한반도에 많은 집중호우를 유발하고 있다(기상청, 1995). 그러나 서로 다른 규모의 복잡한 순환기구에 대한 이해의 부족, 인접한 해양상의 대기를 기술하는 자료의 제한 등으로 인하여 그 예보의 정확성에 한계가 존재하고 있다.

집중호우는 그 진행이 단시간에 이루어지므로 이의 예보를 위해서는 순간예보(nowcasting) 기법이 필요하다. 집중호우에 대한 이상적인 순간예보는 정교한 수치모델, 잘 정비된 기상관측망과 관측자료의 전달을 위한 송신망을 필요로 한다. 이를 통해 수치예보모델의 수행에 필요한 입력자료(예를 들어 지표 및 고층기상관측, 레이더, 인공위성자료)를 실시간으로 그리고 연속적으로 공급받을 수 있기 때문이다. 특히 도플러 레이더 관측은 대류세포 내부구조와 강수율을 결정하는데 많은 도움을 주고 있다(임규호·이정환, 1996). 정교한 수치모델에 의해 시기 적절한 예보가 가능함에도 불구하고 이를 위해서는 일반적으로 유용가능하지 않은 집중적인 레이더나 중규모 관측망의 도움을 필요로 하고 있음을 고려할 때, 인공위성 관측은 강수강도의 공간적 분포 등 강수의 감시를 통해 관측망의 부재로 인한 어려움을 어느 정도 극복할 수 있다.(Barrett and Martin, 1981). 그러나 인공위성에 의한 강수정보의 획득은 인공위성에서 측정된 복사 시그널을 강수량으로 변환해야 함을 전제로 하고 있어, 이 문제는 결코 평이한 문제가 아니다(Kidder and Vonder Harr, 1995). 한편 정지기상위성 자료는 폭풍의 매시간 진행에 관한 정보

를 제공하고 있다. 특히 강수구역을 포함한 종관규모의 일기상태에 관한 위성자료는 종관규모 현상과 중간규모 운동인 폭풍의 연관관계를 추정할 수 있어 일기예보에 유용하게 사용되고 있다. 예를 들어 강수발달 초기 일반적인 관측망으로는 얻기 어려운 폭풍의 정확한 위치를 결정할 수 있으며, 강수량의 추정치를 순간예보시스템에 입력하여 예보의 정확도를 향상시킬 수 있다(Levizzani et al., 1990). 따라서 보다 나은 강수량 추정과 예보를 위한 인공위성의 이용은 이러한 맥락에서 그 가치가 존재할 것이다.

인공위성 관측 자료에 근거한 강수량 추정에는 일반적으로 적외선과 마이크로파가 사용되고 있다(Kidder and Vonder Harr, 1995). 적외선은 구름 상부의 열적 정보를 갖고 있기 때문에 구름층의 높이나 구름의 형태 등을 강수 유형과 연관시키는 적외선 방법은 간접적인 강수추정방법으로 간주되고 있다. 한편 마이크로파 방법은 마이크로파가 강수층을 통과하면서 강수입자에 의해 산란되거나, 또는 강수층에서 마이크로파가 방출되는 성질을 이용함으로써 적외선 방법보다는 보다 직접적이고 물리적인 강수 추정방법이라 할 수 있다. 홍수 경보를 위한 순간예보에는 공간분해능과 아울러 시간 분해능이 절대적으로 필요하다. 따라서, 마이크로파 방법이 보다 직접적인 방법이라 할지라도 현재 마이크로파 센서를 탑재한 극궤도위성에 의한 1일 2회 관측은 정지기상위성의 적외선 관측에 비해 월등히 낮은 시간 분해능을 갖고 있어 시공간적 분해능이 탁월한 적외선 관측자료의 이용이 순간예보의 목적을 위해 보다 나은 장점을 갖고 있다.

본 연구에서는 순간예보의 정확도 향상을 위한 정지 기상위성 자료의 이용을 목적으로 여러 문헌에서 발견되는 적외선 강수 알고리즘을 한반도 지역에 적용하여 각 알고리즘의 수행능력과 잉에 근거한 강수량 추정의 가능성을 파악하고자 한다. 이는 적외선 방법이 구름 내부의 물리과정에 바탕을 두기보다는 구름의 형태와 구조에 관련된 강수현상을 인공위성의 복사 시그널 관측과 연관시킨 간접적인 측정 방법이므로 전 지구 모든 지역에서 알고리즘의 일괄적인 적용은 불가능하기 때문에(Barrett and Martin, 1981), 중위도권에 속한 한반도에서 이들 알고리즘의 적용은 검증되어야 하기 때문이다. 이러한 목적을 위해 본 연구에서는 Arkin(1979),

Negri et al.(1984), Adler et al.(1988)의 세 적외선 알고리즘을 한반도 지역에 적용하였다.

제 2 절 자료

본 연구에서는 1966년 7월 1일부터 31일 까지 1개월 동안의 강수량 추정을 위해 GMS-5 적외선 자료(11 μ m 채널)를 사용하였으며 추정된 강수량과의 비교를 위한 실측 자료로서 같은 기간 기상청 관측망을 통해 관측된 매시간 평균 강수량 자료를 사용하였다. 1966년 7월 동안에 한반도를 중심으로 하여 나타난 주요한 일기현상은 장마와 후반에 발생한 집중호우를 들 수 있다. 장마전선은 7월초 남해안 지방과 중북부 지방에 위치하였으나, 남부지방에서는 그 출현 빈도가 낮았다(기상청, 1997). 7월 18-20일에는 태풍 Eve(9606)가 북상하면서 남서기류의 유입으로 전국적으로 무더운 날씨를 보였고, 북태평양 고기압의 확장에 따라 22일에는 장마권에서 벗어났으며, 26-28일에는 기층의 불안정으로 중북부 지방에 국지적인 집중호우가 발생하였다(기상청, 1997).

1. 강수량 실측치 자료

인공위성 강수량 추정치와의 비교를 위해 Fig. 6.2.1에 제시한 67개 지표 관측소에서 우량계를 이용해 실측한 강수량 자료를 사용하였다. 우량계에 의한 강수량 실측치는 그 분포가 시간과 공간적으로 급변하는 특징을 갖고 있다. 더불어 우량계가 1 m² 이하의 강수구역을 대표하고 있음을 고려할 때, 비교적 넓은 지역의 평균 강수량을 대표하는 인공위성 추정치(GMS의 최소 pixel 면적은 5 \times 5 km²)와 우량계 자료의 직접 비교는 그 의의가 작다(Shin and North, 1988). 따라서 Fig. 6.2.1과 같이 지표관측소의 숫자가 비교적 균일하게 배치될 수 있도록 남한 전역을 22개 구역으로 구획한 후 각 구역 내에 존재하는 관측소의 매시간 강수량(r')을 용하여 구역평균 일 누적강수량(r)을 다음과 같이 구하였다.

$$r_{i,j} = 3 \times \sum_{k=1}^8 r'_{i,j,3k} \quad (6.2.1)$$

식 (6.2.1)에서 i, j, k 는 각각 구역, 일, 시간의 순서를 의미하며, 일평균 강수량의 계산을 위해 3시간 간격의 인공위성 관측시간과 일치하는 시간에서의 실측

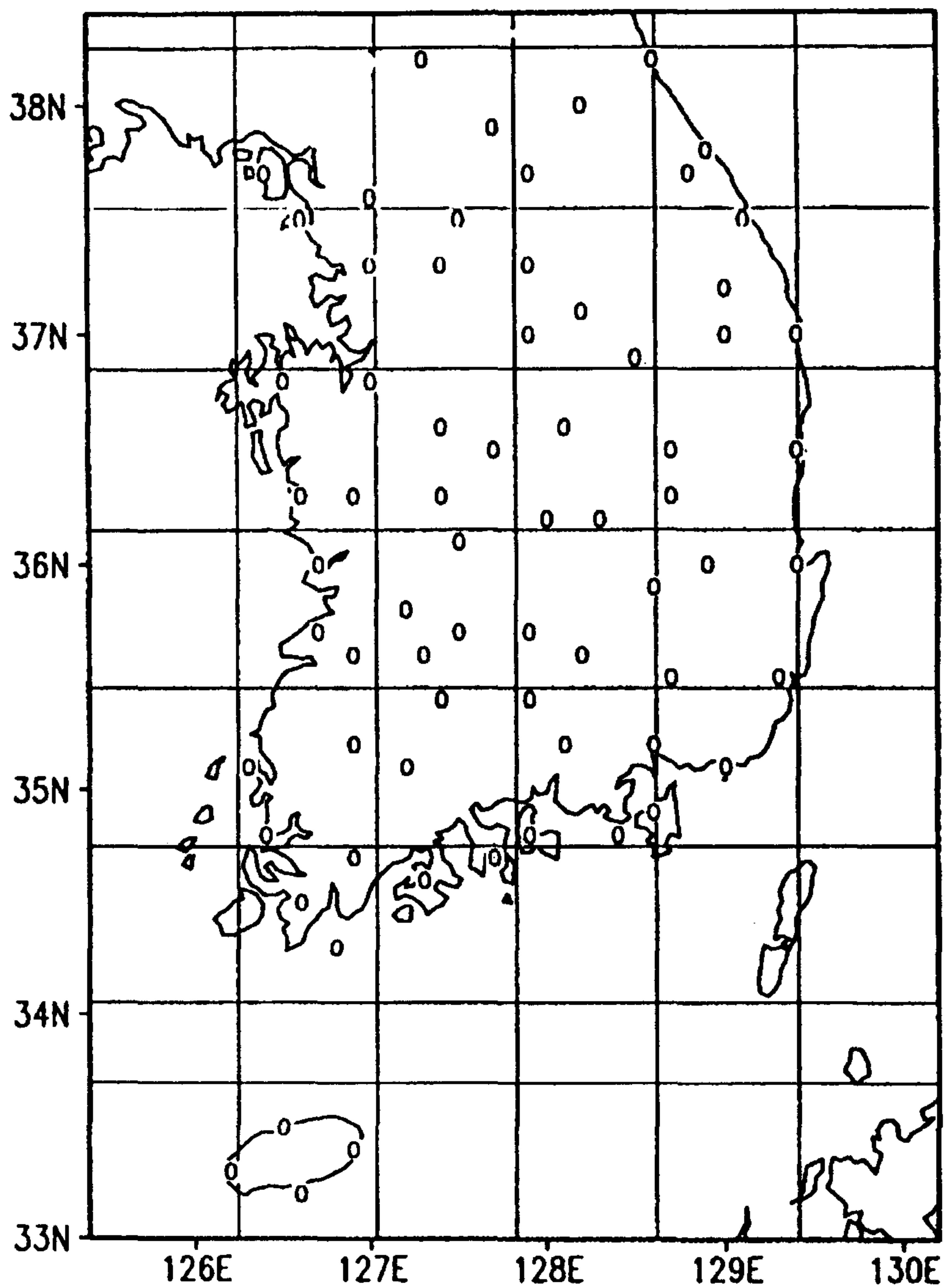


Fig. 6.2.1 Distribution of rain gauge stations (oval marks) used for the in the measurements. Each rectangular grid over the Korean peninsula is the target area used for the area averaging process.

시간 평균 강수량자료를 이용하여 i 구역, j 일에서의 일평균 강수량(GD_j)을 다음과 같이 구하였다.

$$GR_i = \frac{1}{p} \sum_{j=0}^p r_{i,j} \quad (6.2.2)$$

$$GD_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n r_{i,j} \quad (6.2.3)$$

식 (6.2.2)에서 GR_i 는 구역 i 에서의 월평균을 의미하므로 $p=31$ 이며 식 (6.2.3)에서 GD_j 는 j 일에서의 남한평균이므로 총구역수 $n=22$ 이다.

2. GMS-5 IR 자료

정지기상위성 GMS-5는 1995년 3월에 발사되었으며, VISSR(Visible and Infrared Spin Scan Radiometer)을 탑재하여 가시광선과 적외선 영역의 복사를 동시에 측정하고 있다. 공간 분해능은 인공위성 직하점에서 가시광선은 1.25 km, 적외선은 5 km이며 (Japan Meteorological Satellite Center, 1997) 매시간 관측하고 있다. VISSR은 가시광선 채널(0.55-0.90 μm)과 3개의 적외선 채널(10.5-11.5 μm ; 11.5-12.5 μm ; 6.5-7.0 μm)로 구성되어 있다(Table 6.2.1 참조). 본 연구에서는 한국 기상청이 보관중인 1996년 7월 동안 3시간 간격의 동아시아 자료로서 적외선 영역 11 μm 밝기온도 자료(IR1)를 사용하였다.

각 관측소의 우량계 실측 강수량에 대응하는 인공위성 추정치(s')는 관측소의 위치를 포함하는 중심화소(pixel) 주변의 8-11개 정도(반경 12 km 이내의 화소)의 추정치를 평균하여 얻었다. 구역평균 일일 강수량(s)은 식(6.2.1)과 유사하게 다음과 같이 얻었다.

Table 6.2.1. Characteristics of the GMS-5 VISSR sensor.

Channel	Wavelength	resolution
VIS	0.55-0.90 μm	1.25km
IR1	10.5-11.5 μm	5.0km
IR2	11.5-12.5 μm	"
IR3	6.5-7.0 μm	"

$$s_{i,j} = 2 \times \sum_{l=1}^8 s'_{i,j,l} \quad (6.2.4)$$

식 (6.2.4)에서 s 는 위성추정 강수량을 의미하며, l 은 GMS 위성의 매 3시간 간격의 관측을 의미하며 일일 8회이므로 $l=1, \dots, 8$ 이다.

인공위성 관측에 의한 구역 월평균 강수량(SR_i)은 식 (6.2.2), (6.2.3)과 유사한 다음과 같은 식을 이용하여 구하였다.

$$SR_i = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p s_{i,j} \quad (6.2.5)$$

$$SD_j = \frac{1}{n} \sum_p s_{i,j} \quad (6.2.6)$$

제 3 절 강수량 복원 알고리즘

이 연구에서는 강수량 복원을 위한 적외선 방법으로 가장 널리 사용되고 있는 Arkin(1979), Negri et al.(1984), Adler and Negri(1988) 알고리즘을 비교하였다. 이들 방법은 대류성 강수현상을 연구하기 위해 제안되었으며, 지면 강수량 관측, 레이다에 의한 강수량 추정치와 비교하여 정량적으로 개발되었다. 그러나 이들이 저위도 또는 중위도, 해양 또는 육지 등 강수 특성이 서로 다른 지역에서 개발되었음을 고려할 때, 한반도 주변에서의 적외선 관측을 이용한 강수량 추정과 이의 순간예보에의 응용에 선행하여 각 알고리즘의 비교와 검증에 통한 그 이용에의 타당성이 조사되어야 할 것이다.

1 Arkin 방법(ARKT)

Arkin(1979)은 저위도 지방에서 나타나는 대류운의 운정온도를 205K에서 240K까지 5K 간격으로 나누어 강수량과의 상관 관계를 조사한 결과 235K에서 최대의 상관 관계를 발견하였다. 이에 근거하여 운정온도가 235K 보다 낮은 지역에는 3mmh^{-1} 의 강수가 있는 지역으로, 235K 보다 높은 운정온도를 갖는 대류운은 비강수 지역으로 간주하여 강수량을 추정하였다. 이 방법은 개개의 구름의 발달 관계를 살필 필요가 없는 매우 간단한 방법으로, 비교적 장기간, 광범한 지역의 강수를 추정하는데 많이 사용되고 있다(Arkin and Ardanuy, 1989). 그러나 이 방법은 단일한 대류운에 의한 집중호우에 대해서는 실제 강수량보다 적게 측정하는 경향을 갖고 있다(Arkin, 1979).

2. Negri-Adler-Wetzel 방법(AWT)

구름의 발달단계를 고려한 순간강수량을 추정하는 방법인 Griffith-Woodley(Griffith et al., 1978)의 방법은 강수강도를 각 구름을 추적해 가며 발달단계를 확인한 후, 여러 절차를 거쳐 강수를 추정한다. 이 방법에서는 30분 간격의 위성자료를 이용하여 구름의 발달단계를 조사하였는데, Negri et

al. (1984)은 실제로 구름의 존재기간이 30분 이내인 경우가 많고, 개개의 구름을 추적하는 것이 어려우며, Griffity-Woodley 방법에 의해 강수량을 구해 보았을 때 구름의 면적이 강수량을 결정하는 가장 중요한 인자임을 알고 복잡한 과정을 단순화하였다.

NAWT는 인공위성에서 측정된 밝기온도가 253K보다 작은 경우에 구름이 존재한다고 가정하였다. 가정된 총 구름면적 중 하위 10%와 50%의 면적을 구분하는 온도 (각각 $T_{10\%}$, $T_{50\%}$)를 구하여, 각 pixel의 운정온도가 $T_{10\%}$ 보다 낮을 때에는 9mmh^{-1} 의 순간 강수량을, 운정온도가 $T_{10\%}$ 와 $T_{50\%}$ 사이에 존재하는 경우에는 1.8mmh^{-1} 의 강수량을 부여하였으며, 운정온도가 $T_{50\%}$ 보다 큰 경우는 비강수지역으로 정하였다 (Negri et al., 1984). 이 방법은 다음과 같이 요약될 수 있다.

$$\begin{array}{ll} T_c < T_{10\%} & RR = 9.0\text{mmh}^{-1} \\ T_{10\%} < T_c < T_{50\%} & RR = 1.8\text{mmh}^{-1} \\ T_c < T_{10\%} & RR = 0\text{mmh}^{-1} \end{array} \quad (6.3.1)$$

식 (6.3.1)에서 T_c 는 운정온도를 RR 은 각 화소에서의 순간 강수량을 나타낸다.

3. 대류-층운형 방법(CST)

Adler and Negri(1988)는 대류운과 층운 형태의 구름을 구별하여 강수를 추정하였는데, 먼저 권운을 분리한 후 각 지역의 최소온도인 지점을 대류세포의 중심으로 두고, Adler and Mack(1984)의 1차원 구름모델을 이용하여 강수량과 강수면적을 구하였다. 대류운이 장 발달하여 있을 때부터 쇠퇴할 때까지 나타나는 모루구름에서는 층운형의 강수가 존재하는 것을 고려하였다. 이 방법을 CST(Convective Stratiform Technique)라고 한다.

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

도입하였다. 즉,

$$S = T_E - T_{\min} \quad (6.3.2)$$

$$S_c = 1.923(T_{\min} - 217) \quad (6.3.3)$$

식 (6.3.2)에서 T_E 는 최저 운정고도(T_{\min}) 지점을 둘러싼 화소들의 평균온도를 의미한다. 식(6.3.2)의 온도경사 S 가 S_c 보다 크고 또한 1.7 보다 큰 경우에는 대류가 활발하고 강수가 많은 지역이다(Negri and Adler, 1993). 이렇게 결정된 대류세포에 Adler and Mack(1984)의 구름모델에 따라 강수면적과 강수량을 다음과 같이 결정한다.

$$\begin{aligned} T_c &= T_{\min} - 0.238 T_{\min} + 56.6 \\ RR &= 74.89 - 0.266 T_c \\ A_r &= \exp(15.27 - 0.465 T_c) \end{aligned} \quad (6.3.4)$$

이 모델은 원래 NOAA AVHRR 적외선 밝기온도(T_B)로부터 강수량(RR)과 강수면적(A_r)을 계산하기 위해 개발되었으나 GOES 적외관측자료의 적용을 위해 매개변수 T_c 를 도입하여 두 위성사이에 존재하는 차이를 보정하였다. 잘 발달된 대류세포에서 정숙기 혹은 쇠퇴기에 강수의 양은 적으나, 지속적인 강수가 있는 두꺼운 모루구름이 나타나는데, 이 지역은 대류권계면의 온도에 해당하는 경계값(T_s)을 기준으로 온도가 이보다 낮으면 층운형의 구름에서 내리는 강수로 보고(Adler et al., 1985), 2 mmh^{-1} 의 값을 부여하였다. 본연구에서는 Negri and Adler(1993)의 방법에 따라 T_s 를 221K로 두었다.

제 4 절 결과

각 알고리즘을 적용하여 구한 순간강수량의 공간분포와 강도 차이를 살펴보기 위해 경기, 강원 북부에서 집중호우가 발생했던 1996년 7월 26일을 사례로 선택하였다. Fig. 6.4.1에 이날의 12UTC 지상일기도를 나타내었다. 집중호우는 홋카이도 동북부에서 연해주를 거쳐 발해만으로 이어지는 전선과 연관되어 나타난 것을 알 수 있으며 강수역은 주로 전선의 남쪽에 위치하였다. 특징적인 종관장으로는 중심 기압 975 Pa의 태풍 글로리아가 대만을 지나 북북서로 이동하고 있으며 이와 관련된 저기압 영역이 북쪽으로 봉고지방에 중심을 둔 저기압과 남북방향으로 합류하는 양상을 띄고 있다.

이 날 같은 시각에 GMS에서 관측된 대기창역 11 μ m의 밝기온도와 적외선 자료로부터 각 알고리즘을 적용하여 구한 강수율 분포를 Fig. 6.4.2에 나타내었다. Fig. 6.4.2(a)에서 볼 수 있는 것처럼 구름의 분포는 전선을 따라 남서-북동방향으로 나타나고 있으며, 집중호우가 나타났던 한반도의 중부 지방에 운정온도가 매우 낮게 나타나고 있다. 태풍 글로리아는 분석영역의 남서쪽 부분에 위치하고 있다. Fig. 6.4.2(b)-(d)는 각각 ARKT, NAWT, CST로 구한 강수율 분포로 그 분포와 강도에 있어 매우 상이함을 보인다. ARKT는 전 강수영역을 3 mmh⁻¹ 고정시킴으로써 집중호우의 강수량 추정에는 부적합한 것으로 판단된다. Fig. 6.4.2(c)에서 검게 표시된 영역은 9 mmh⁻¹, 회색 지역은 1.8 mmh⁻¹의 강수강도를 나타내고 있어 NAWT는 ARKT에 비해 강수강도가 큰 지역을 나타내고 있으며 강수 지역 또한 넓게 나타나고 있다. 한편 CST는 이 사례의 경우 강수영역이 매우 좁은 지역에서 존재하여 ARKT, NAWT와 매우 다른 분포를 나타내고 있다. 이 단순 비교에서 알 수 있는 것처럼 강수율 추정에서 각 알고리즘의 적용은 매우 다른 결과를 유발하고 있어 한반도 주변의 순간예보향상을 위해서는 적절한 알고리즘의 선택과 이의 최적화가 요구됨을 시사하고 있다.

구획된 각 구역에서 1996년 7월 동안 측정된 일평균 누적 강수량과 인공위성 관측을 통해 추정된 일평균 누적 강수량 사이의 상관관계를 알아보기 위해 두 변수 사이의 산포도를 Fig. 6.4.3에 제시하였다. 자료의 총 수는 22 \times 31=682이다. ARKT,

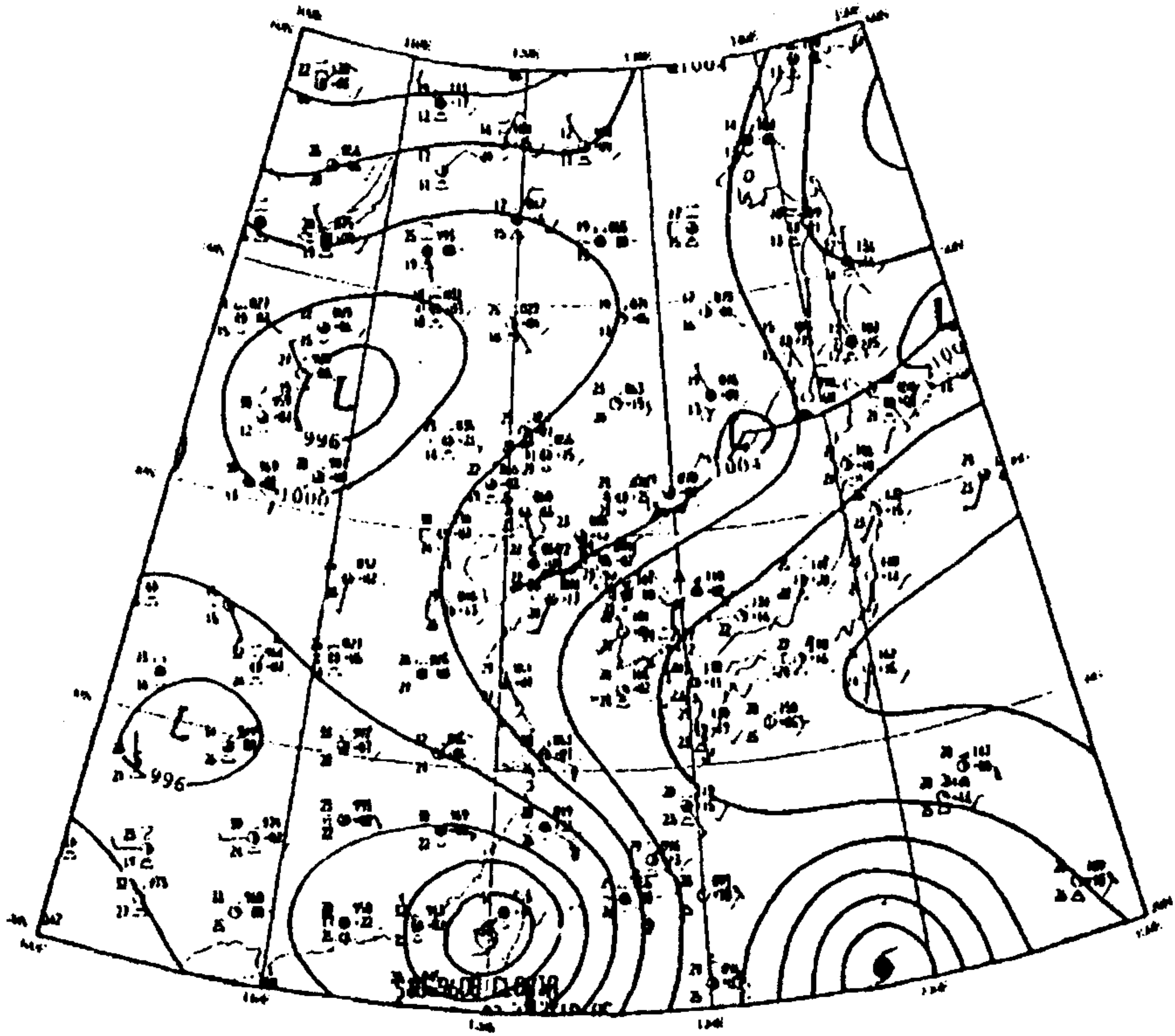


Fig. 6.4.1. Surface weather map at 1200UTC of 26 July 1996.

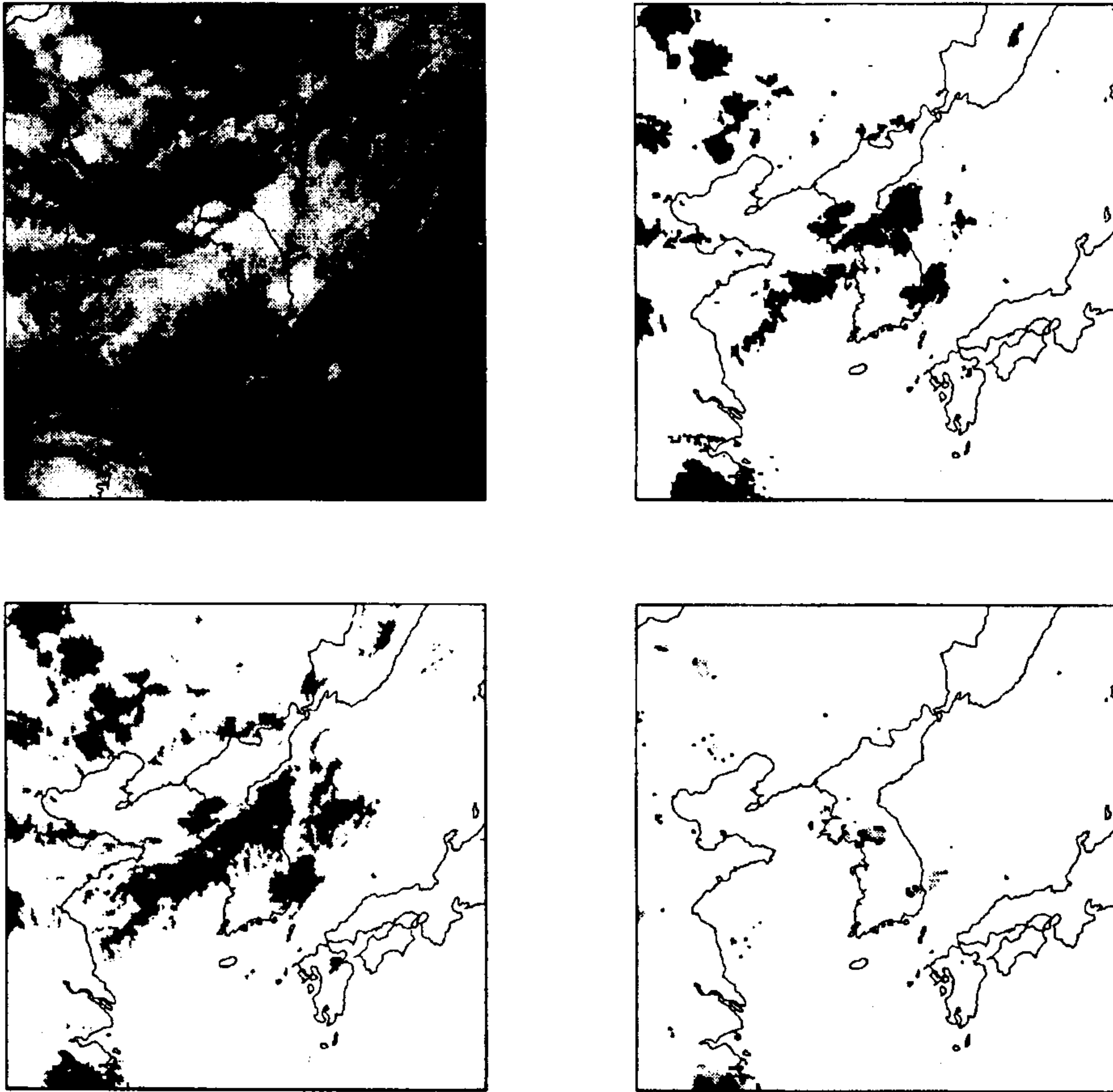


Fig. 6.4.2. (a) GMS image of brightness temperature in $11\mu\text{m}$ infrared channel at 1200 UTC of July 1996. (b) Estimated rain rates from the Arkin technique(ARTK) at the same time. Black areas represent 3 mmh^{-1} , respectively. (c) Estimated rain rates from the Negri-Adler-Wetzel technique (NAWT). Black and grey areas represent 9 mmh^{-1} and 1.8 mmh^{-1} , respectively. (d) Estimated rain rate from the convective-stratiform technique (CST). Shaded areas represent between 2 mmh^{-1} (stratiform; gray) and about 20 mmh^{-1} (convective; black), but depending on cloud top temperature. All rain estimates are calculated at 1200 UTC of 26 July 1996.

NAWT, CST는 각각 0.69, 0.71, 0.51의 상관계수를 나타내고 있어 NAWT가 가장 좋은 상관관계를 갖고 있다. 그러나 세 방법 모두 강수가 적은 경우 그 측정치의 신뢰도가 약하게 나타나고 있으며 또한 일평균 누적 강수가 100 mm 이상 존재하는 경우 세 인공위성 방법 모두 강수량을 낮게 추정하고 있다.

Fig. 6.4.3에 제시한 누적 강수량을 월 평균하여 구한 각 구역의 7월 평균 일강수량을 Fig. 6.4.4에 제시하였으며 이의 통계값은 Table 6.4.1에 제시하였다.

Table 6.4.1. Statistics of monthly mean rainfall between guage observations and satellite estimates for July 1996.

	Correlation	Rms error (mm)	Bias (mm)	Mean (mm)
Guage				7.25
ARKT	0.66	21.1	-2.59	4.66
NAWT	0.75	10.2	0.89	8.14
CST	0.56	17.1	-1.86	5.39

가장 높은 상관계수(0.75)는 일 누적강수량의 비교에서와 유사하게 NAWT에서 발견된다. 또한 한반도 전 평균에서 ARKT, NAWT, CST 방법은 각각 4.66, 8.14, 5.39로 실측치 7.25에 비하여 NAWT 방법을 통해 실제 강수량에 가장 가까운 값을 얻었다. ARKT 방법은 강수량을 운정온도에 연관시킨 매우 간단한 방법이며 시공간적으로 평균을 하였을 때 상관계수는 비교적 큼에도 불구하고 강수의 강약의 변화에 매우 둔감한 기울기가 작은 형태의 분포를 보이고 있어 한반도 주변에서의 강수량 추정에 부적합한 방법임을 암시하고 있다. CST 방법은 다른 방법들에 비해 상관계수가 매우 낮은데, 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, 층운형의 구름에서의 강수 측정에는 적합하지 않다고 알려져 있다(Adler and Negri, 1988). 특히, 중위도 지방에 속해있는 한반도는 대류운동에 의한 강수 뿐 아니라, 저기압성 또는 지형성 요인에 의한 강수도 많으므로 상관 관계가 낮은 것으로 파악된다. 이 비교에서 알 수 있는 적외선 방법의 일반적인 특징으로 적외선 방법이 강수가 적은 경우에는 과다하게, 많은 경우에는 과소하게 추정하는 양상을 들 수 있다.

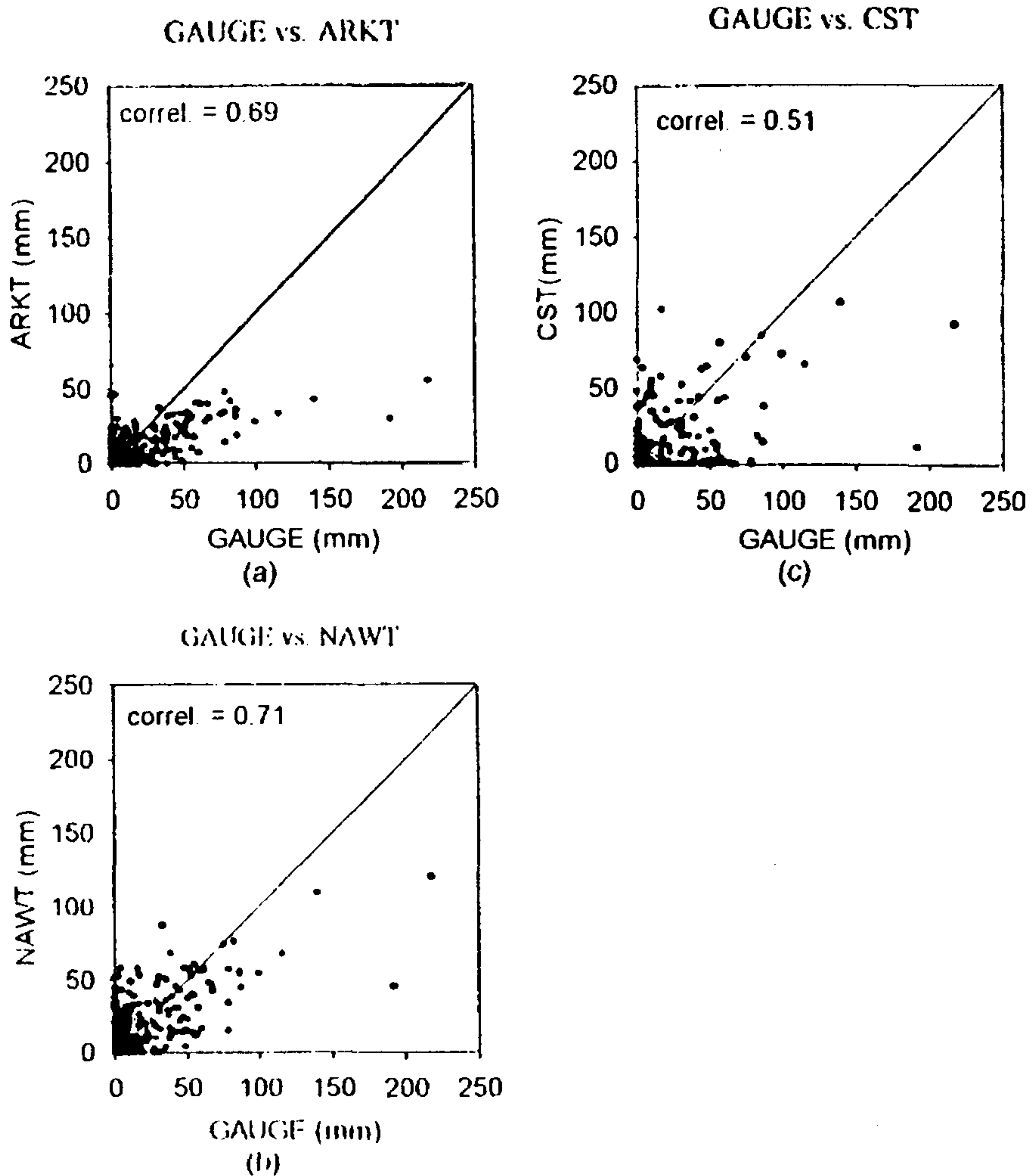


Fig. 6.4.3. Scatterplot of rain gauge-observed versus satellite-estimated daily mean rain rates from July 1996. Rain rate is an average at each grid box.

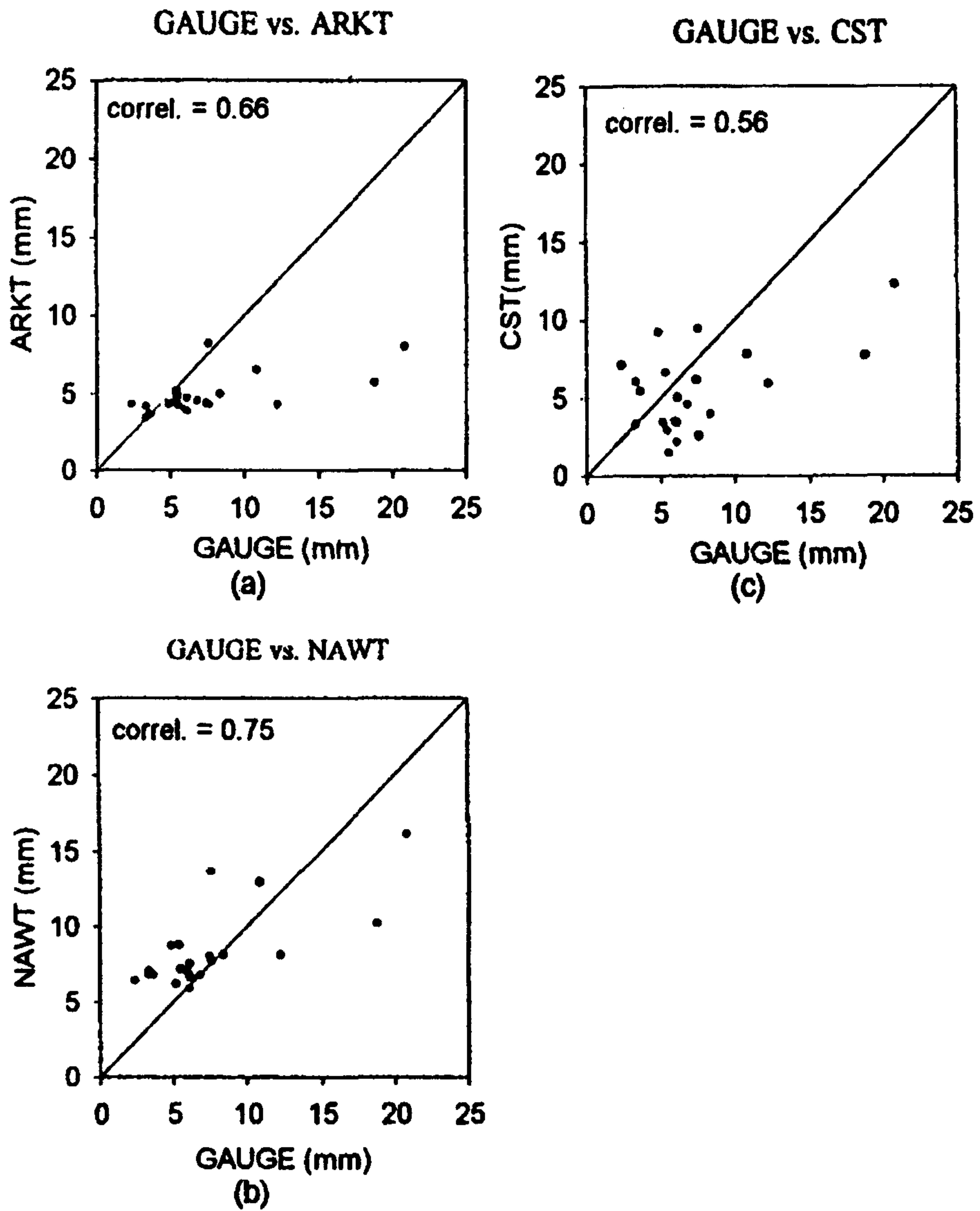


Fig. 6.4.4. Scatterplot of raingauge-observed versus satellite-estimated monthly mean daily rain rates for July 1996. Rain rain rate is an average at each grid box.

이는 강수량이 적을 때에는 강수가 존재하지 않는 권운의 효과가 포함되고 강수가 많은 경우에는 일률적으로 산정된 최고 강수율이 적용된 결과라 해석된다.

한반도 67개 관측소의 일일 강수량을 평균치와 이에 상당한 위성관측 강수량의 변화와 이의 통계값을 Fig. 6.4.5와 Table 6.4.2에 각각 제시하였다.

Table 6.4.2. Statistics of regional daily precipitation between guage observations and satellite estimates for July 1996.

	Correlation	Rms error (mm)	Bias (mm)	Mean (mm)
Guage				7.25
ARKT	0.91	6.23	-2.30	4.66
NAWT	0.87	5.98	1.13	8.14
CST	0.55	10.39	-1.78	5.39

두드러진 특징으로 ARKT와 NAWT에 의해 추정된 강수율이 실측치와 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 이러한 분석은 Table 6.4.2의 상관계수에서도 잘 나타나고 있는데 ARKT와 NAWT는 각각 0.91과 0.87의 매우 높은 상관계수를 보이고 있음에도 불구하고 실측평균 21.3 mm에 비해 6.9 mm가 과소 측정된 편차를 보이고 있다. NAWT의 공간평균 결과는 다른 두 방법에 비하여 우수하다. 대류운동이 활발한 열대 대기를 기준으로 하여 개발된 CST는 중위도권에 속하는 한반도 지역에 적용하였을 때, 공간평균 역시 품질이 열등함을 보여준다. 예를 들어 한반도 평균 일강수량이 160 mm 이상을 나타내는 7월 4일의 경우 CST는 약 10 mm의 강수량을, 7월 21일에는 실측치와 다른 방법에 의한 추정치에 비해 월등히 많은 양을 추정하는 등 일관성을 결여하고 있다. 7월 4일의 경우는 장마전선이 한반도 남부지방을 가로지르고 있으며 CST가 전선과 관련된 층운형태의 구름에서 발생하는 강수를 잘 인식하지 못한 것으로 여겨진다. 7월 21일의 경우, 일기도(제시하지 않았음)는 북태평양 고기압 연변에 위치한 한반도에서 대류성 강우가 존재하는 것으로 보아 CST 방법이 중위도에서 발생하는 대류성 강우를 과대하게 추정하는 것으로 보여진다. 또한 0.55의 낮은 상관계수를 보여주고 있어 Fig. 6.4.3과 6.4.4의 결과와 종합할 때 CST 방법은 중위도권에서의 강수량 추정에 적합하지 않는 방법임을 시사하고 있다. 7월 26일과 27일의 경우에는 매우 좋은 결과를 보여주고 있는데 이는

이 시기의 강수가 전선과 연관된 강한 대류활동에 의한 강수(김종석 외, 1998)이기 때문인 것으로 여겨진다.

비교적 단시간 동안 국지지역에서 발생한 강수량 추정에서 각 방법의 성능과 집중호우 판독 가능성을 파악하기 위해 1996년 7월 26일부터 28일 동안 경기, 강원 북부에 발생했던 집중호우 경우를 사례로 선택하여 배 3시간 간격으로 구한 시간 평균 강수량 자료와 이에 해당하는 우량계 관측자료를 비교하였다(Fig. 6.4.6) 7월 27일 0600 LST 자료는 보관되지 않아 그래프에서 제외되었으며 GMS 인공위성 관측은 1시간 간격이나 기상청에서의 자료의 보관은 매 3시간마다 이루어져서 3시간 간격의 자료를 제시하였다. 이 그림에서 정점은 비교적 잘 일치하나 추정된 강수량 값이 우량계 자료와 큰 차이를 보이고 있어 적외선 방법에 의한 강수량 추정 결과가 시간과 공간 평균에 크게 종속되고 있음을 시사한다. 따라서 이 연구에서 비교한 세 가지 방법 모두 실시간 간격의 강수량 추정에는 그 성능이 미흡하다.

우량계 관측은 26일 0000 LST의 경우 경기 강원 지방에 집중호우가 시작되고 있음을 보이고 있다. 또한 25일 2100 LST에 우량계 관측 강수량은 거의 전무하나 26일 0000LST에는 지역평균 7 mmh^{-1} 강우가 기록되어 집중호우 현상이 순간적으로 발생하는 왕성한 대류활동과 관련이 있음을 알 수 있다. 이에 비해 26일 0000 LST의 인공위성 추정치는 매우 약하며 3시간 후인 0300 LST에 이르러 집중호우의 징후를 보이고 있다. 이러한 시간의 차이는 호우발생 초기에 수반된 강수가 운정온도가 낮고 키가 큰 대류운에서 기인되었다기 보다는 초기의 운정온도가 비교적 높은 중층 대류운과 관련되어, 운정온도가 따라 강수량이 결정되는 인공위성 방법은 실측치에 비해 강수량을 과소 추정하리라 해석된다. 한편 7월 28일의 경우, 관측소 자료는 강수가 거의 존재하지 않음을 보이는데, 인공위성 방법은 비교적 강한 강수량 값을 나타내고 있어 오차가 매우 크게 나타나고 있음을 볼 수 있다. 이러한 현상은 강한 대류운이 발달하여 강수를 발생시킨 후 구름의 소멸단계에서 발생한 운정온도가 낮고 상층운인 권운 계열의 구름을 적외선 방법이 대류운과 구별할 수 없어 기인한 것으로 여겨진다.

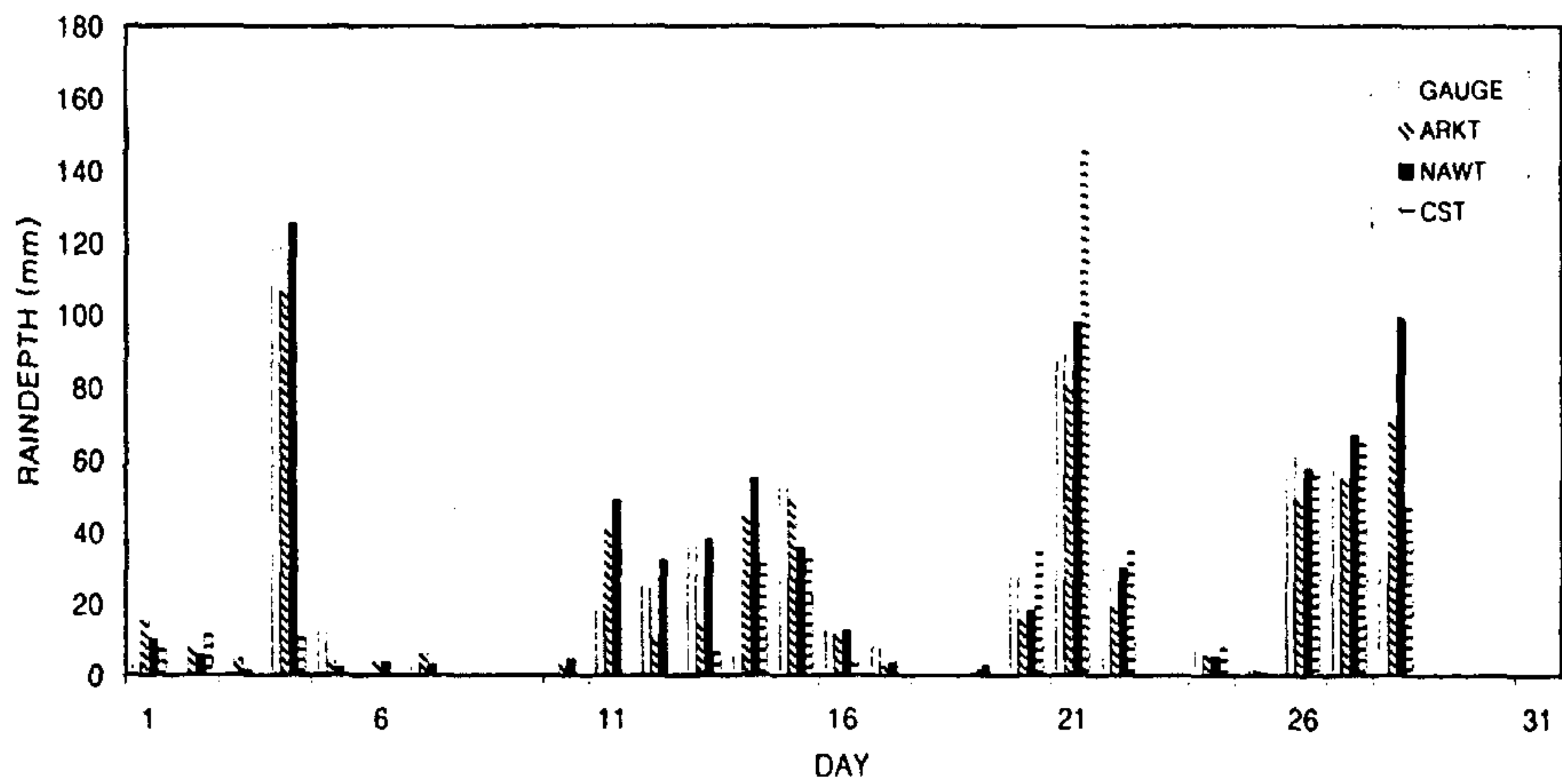


Fig. 6.4.5. Mean regional daily precipitation averaged over the Korean peninsular for July 1996. Comparisons between raingauge-observed data and values obtained from the satellite estimation techniques of ARKT, NAWT, and CST.

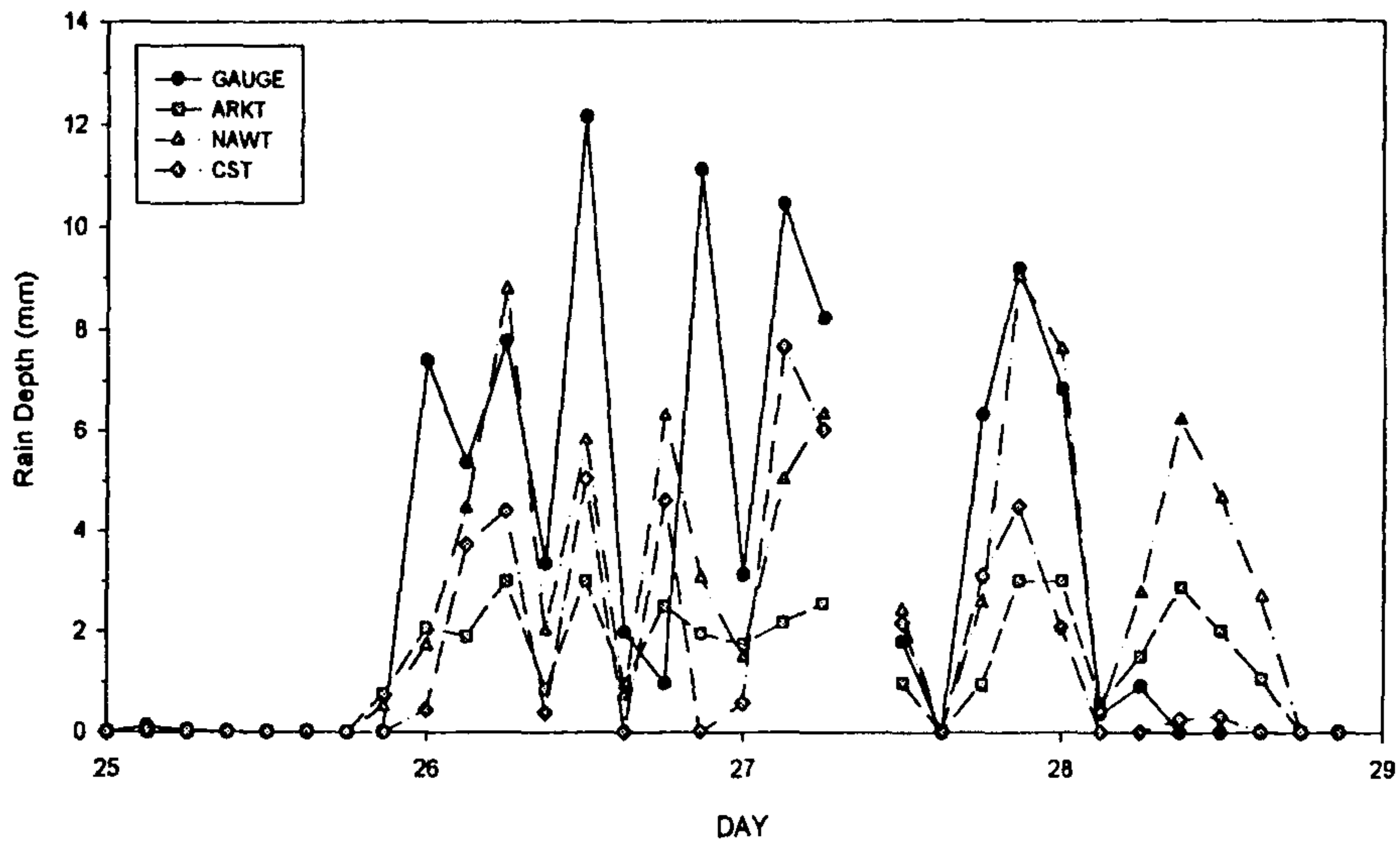


Fig. 6.4.6. Time evolution of hourly precipitation of raingauge-observed and three satellite estimates. Values are averaged over the northern Kyung-gi and Kangwon area.

제 5 절 결론 및 토의

본 연구는 한반도 지역에서 정지기상위서의 적외선 관측자료를 이용한 강수량 추정을 목적으로 세 가지 적외선 강수 알고리즘을 1996년 7월 동안 3시간 간격으로 관측된 GMS 적외선 관측자료에 적용하여 얻은 강수율을 실제 관측치에 비교하여 최적의 인공위성 알고리즘을 선택하고자 하였다. 선택한 알고리즘은 현재 전 지구 강수량 추정에 널리 사용되는 Arkin(1979), Negri et al.(1984), Adler and Negri(1988)의 적외선 방법이다. 비교결과 Negri et al.(1984)의 NAWT가 지역평균 강수량과 0.75, 전국 일평균 강수량과 0.87의 비교적 높은 상관계수를 보였으며, 가장 작은 rms 오차와 편이를 보이고 있어 비교한 세 알고리즘 중 한반도 적용시 가장 우수한 성능을 갖는 것으로 평가되었다. Arkin(1979)의 ARKT는 간편한 추정방법으로 시간, 공간 평균을 하였을 때 NAWT와 필적하는 0.66, 0.91의 상관관계를 보이거나 상대적으로 큰 rms 오차와 편이를 보이고 있다. 또한 산포도의 비교에서 강수율이 큰 경우 심각한 과소추정을 보이고 있어 한반도의 적용시 NAWT에 비하여 그 성능이 열세인 결과를 보였다. 한편 Adler and Negri(1988)의 CST 방법은 각각 0.56, 0.55의 상관관계를 보이는 등 한반도와 같은 중위도권 지역에 적용하는 것은 부적합한 것으로 판단되었다.

비교된 세 방법에서 구한 강수율을 시간과 공간에 대해 평균하였을 때 그 정확도가 향상되었음에도 불구하고 국지적이고 단시간에 발생하는 집중호우의 경우 세 방법 모두 만족스러운 결과를 나타내지 못하고 있다. 이러한 이유로서는 경험적 사실에 배경을 둔 적외선 방법이 갖는 한계 이외에 인공위성 추정치와 실측치가 갖는 서로 다른 물리량에 기인하고 있다. 실제 강수의 분포는 시간적으로 공간적으로 매우 급변하여, 지역과 시간에 따라 매우 다른 분포를 보이고 있는 기상변수이다. 공간적으로 1㎡정도의 면적에서 발생한 강수량을 측정한 우량계 자료의 경우 시간상으로는 연속적인 정점을 갖고 있다. 한편, 이 연구에서 사용한 인공위성 강수량 추정치는 최소 25km²의 면적을 가지고 공간에 대해 비교적 균질한 자료를 제공하고 있으나 관측 당시의 순간 강수율을 의미하고 있다. 따라서 단시간 동안 국지적으로 나타난 누적 강수량의 비교에서 보여지는 인공위성 추정치와 우

량계의 실측치의 차이는 서로 다른 물리량의 비교에서도 기인되었을 것으로 판단된다. 보다 의미있는 비교와 이를 통한 실시간 강수량 추정예의 응용을 위해서는 레이더 반사도와 우량계 관측 강수량의 관계를 적용한 레이더 관측 강수량의 생산이 절실히 필요하다.

결론적으로 이 연구에서 비교한 세 방법에 의한 정량적인 강수량 추정은 실시간 관측 측면에서 그 신뢰도가 낮으나 강수의 분포와 강도의 파악 등 실시간 강수량 예보에 유용한 정보를 제공할 수 있음을 보여 주고 있으며 이를 위한 가장 우수한 강수량추정 알고리즘은 NAWT임이 파악되었다. 그러나 이의 결론은 1개월의 자료비교에 근거하고 있어 보다 객관적인 판단을 위해서는 타 계절을 포함한 장기간 자료의 사용이 요구된다.

제 7 장 열대성 저기압에 의한 집중 호우 감시 시스템 구축

제 1 절 목적 및 내용

현재 기상청에서 사용되고 있는 현업 모델은 전지구 예보 시스템의 예보 자료를 초기 및 연변 경계 자료로 여러 가지 열대성 저기압 모형들을 운영하고 있다. 이러한 모델의 운영은 관측을 기초로 예보관의 판단하여 열대성 저기압의 수행을 결정한다. 그러나 이러한 판단에 의한 모델의 운영은 예보관 들의 판단에 의존하기 때문에 주관적인 면이 많이 작용하게 되어 예보의 질을 평준화하기가 어렵고 이러한 난점은 구체적인 태풍 예보의 정확도 향상을 가늠하기가 어렵게 하기도 한다. 이러한 문제를 극복하기 위하여 일주일 정도의 장기적인 예보를 생산하는 전지구 예보 시스템과 그 예보 자료를 기초로하여 열대성 저기압 모형을 운영할 수 있는 연계 운영 체계를 만든다.

현대의 열대성 저기압 예보는 예보관이 여러 다른 모형의 예측 결과의 앙상블 중에서 가장 일어날 가능성이 높은 것을 판단하는 기법이 보편적으로 이용되고 있다. 따라서 모형의 다변화를 통한 일종의 앙상블 예보 체계를 구축하기 위하여 미국 지구물리 유체역학 연구소에서 개발한 GFDL 모델을 도입하여 기존의 한국형 열대성 저기압 모델과 적응격자체계 열대성 저기압 모델을 함께 운영하는 체계를 만들었다.

여러 가지 열대성 저기압 모형을 운영하여 많은 예측 자료를 제공한다고 하여도 예보관이 그 많은 자료를 잘 이용하여 예보에 응용하기는 어렵다. 그러므로 예보 자료를 가공하여 예보관의 예보에 도움을 주기위한 몇가지 유용한 분석 예보 가이드를 제공하기 위하여 그래픽 시스템을 구축하고 유용한 가이드를 제공하기위하여 한국형 열대성 저기압 모형 (KTM)의 예측 진로에 대한 확률 63% 반경을 산출하여 제시할 수 있게 하였다.

제 2 절 열대성 저기압 모형들의 특징

1. KTM (Korea Typhoon Model)

한국형 열대성 저기압 모형은 원시방정식계를 사용하며 연직 σ 좌표계를 사용하여 연직 8층으로 나누어져 있다. 수평 방향으로는 스펙트랄 방법으로 구성되어 있으며 저기압 중심부의 수평 해상도는 약 50km 정도이다. 이 모형의 특징은 모조 (Bogus) 태풍을 만들어 초기 추정치 자료(전지구 모형의 결과 및 과측 자료)에서 표현할 수 없는 태풍의 중심부 구조를 표현하여 주는 것이다. 모조 열대성 저기압은 원통형이며 경험식에 의하여 저기압의 구조를 산출하여 모형에 입력한다. 물리 과정은 Kuo 방법의 적운 모수화를 하며 태풍의 발달과 이류에 중요한 영향을 미치는 경계층과 접지층 과정을 잘 구성하였다.

2. 적응 격자체계 열대성 저기압 모형(BATS; Barotropic Adaptive-grid Typhoon System)

천수방정식계(Shallow water equations)를 이용한 열대성 저기압 모형으로서 순압 모형으로서 역시 모조 열대성 저기압을 산출하여 예측한다. 주로 태풍의 진로를 예측하며 수평 좌표계는 격자형을 사용한다. 특징은 태풍의 주위에서 해상도가 높아지는 적응 격자체계를 사용하여 복잡한 태풍 근처에서의 자세한 구조를 표현해 내는 것이다. 이러한 방식은 태풍의 중심부는 고해상도이고 그 이외의 지역은 저해상도이므로 컴퓨터의 사용시간이 매우 줄어들어 경제적이다.

3. GFDK (Geophysical Fluid Dynamic Korea) 열대성 저기압 모형

미국 지구물리 유체역학 연구소(GFDL; Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)에서 개발한 모형로서 전 세계적으로 그 성능이 입증된 모형이다. 이 모형은 태풍의 모조화(Bogusing)과정에서 필터링을 이용하여 환경장의 특징을 유지하며 열대성 저기압을 분리해 낸다. 또한 축대칭 모형을 가동하여 모조 열대성 저기압 와동

(Vortex)을 생성해 낸다. 태풍의 수치 모의에서 표현하지 못하는 베타 표류 현상 (gyers)을 생성하기 위하여서는 순압 와도 모형을 이용한다.

언시방정식계로 이루어져 있으며 수평 영역은 3중 그물망 이동 격자로 구성되어 각각 1° , $1/3^\circ$, $1/6^\circ$ 의 해상도를 갖는다. 연직으로는 18층의 σ 좌표계를 사용한다. 물리 과정은 습윤 대류 조절, 복사 과정, 경계층과 접지층 과정을 모두 포함하는 정밀한 모형이다.

4. 전지구 모형 (GDAPS)

기상청의 현업에서 사용되는 전지구 예보시스템(GDAPS: Global Data Assimilation and Prediction System)에서 표현되는 태풍은 그 해상도는 떨어지지 만 역시 경험식에 의하여 모조 태풍을 생성하여 예보해 낸다. 전지구 모형의 특징 상 연변 경계 조건에 의존하지 않고 열대성 저기압의 경로를 산출해 낼 수 있다는 특징을 갖고 있기 때문에 장기간의 모의에 사용될 수 있다.

제 3 절 주요 결과

1. 전지구 예보 시스템과 열대성 저기압 모형과의 연계 운영

지금까지 한국형 열대성 저기압 모형 (KTM)과 순압 적응 격자 열대성 저기압 모형 (BATS)은 객관 분석 과정의 초기 추정값과 측면 경계값으로 일본 GPV 자료를 이용하였으나 1997년부터 기상청에서 전 지구 예보 시스템 (GDAPS)이 운영됨에 따라 GDAPS의 GPV 자료를 이용하여 운영할 수 있게 되었다. 이 자료를 이용하여 KTM의 초기 자료를 생성하여 체계적으로 열대성 저기압 모형을 운영하도록 시스템을 구축하였으며, 우수한 GDAPS의 자체 객관 분석 과정을 사용하게 됨으로써 예보의 정밀도를 높일 수 있게 되었다. 또한 이러한 객관적 자료를 이용하여 예보의 생산에 이용하게 됨으로서 예보의 균질화를 도모하게 되었으며 이를 토대로 예보 성능의 개선에 대한 가이드라인을 제시할 수 있게 되었다(Table 7.3.1).

Table 7.3.1 Improvement of data supplied to Tropical Cyclone Model

	GPV (JMA)	GDAPS(KMA)
Horizontal Resolution	2.5°	1.875 °
Vertical Resolution	7 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 (hPa)	14 1000, 850, 700, 500, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 (hPa)
Time interval supplied to BC	12 hours	6 hours

2. 지구 물리 유체 역학 열대성 저기압 모형 (GFDK) 구축

보다 정밀하고 우수한 열대성 저기압 모형을 운영하기 위하여 미국 지구 물리 유체 연구소의 열대성 저기압 모형인 GFDL을 도입하였다. 이를 위하여 이 모델을 우리나라의 예보 영역으로 수정하고 서태평양 상의 열대성 저기압 예보에 적합하도록 모형 모수 (parameter)들을 조율 (tunning)하였다. 애초 미국 NCEP의 T126 전

지구 모델 결과 자료를 사용하고 있었으나 한국의 시정에 맞도록 GDAPS(T106)의 결과를 받아들이게 재구성하였다.

Fig. 7.3.1은 각 모델의 예보 성능을 분석하여 그린 그래프이다. 태풍의 진로로 차는 GFDK가 가장 정확하게 예보하고 있으며 중심 기압의 변화도 잘 예측하고 있음을 알 수 있다.

3. KTM 예측 진로에 대한 확률 63% 반경 산출

Metcalf(1996)의 'Tropical Cyclone Strike Probability'의 방법을 기반으로 '96년 KTM의 진로 예보를 통계 처리하여 확률 63%의 열대성 저기압 중심 예상 위치 원 산출하여 열대성 저기압 모형에서 산출된 자료가 해당 예보시간에 맞을 확률을 객관적으로 제시하여 예보관의 예보 판단에 도움을 주도록 하였다 (Fig. 7.3.2).

4. 그래픽 시스템 구축

이상의 작업들을 토대로 각 열대성 저기압 예보 시스템의 결과를 통합하여 예보관에게 제시할 수 있는 그래픽 시스템을 구축하였다. 그래픽 시스템은 NCAR 그래픽 소프트웨어를 이용하고 Motif를 기반으로 사용자 환경을 구성하였다. 표출되는 기상요소는

- 열대성 저기압 진로 - KTM, GFDK, BATS, GDAPS, Best Track
- 동북 아시아의 해면 기압과 12 시간 누적 강우량 (수평 분해능 1°) - GFDK
- 열대성 저기압 중심부의 누적 강우량 (수평 분해능 1/6°) - GFDK
- 72시간 예보 기간의 최대 풍속과 누적 강우량 - GFDK

가 있으며 Fig. 7.3.2에 그 결과의 일부를 보였다.

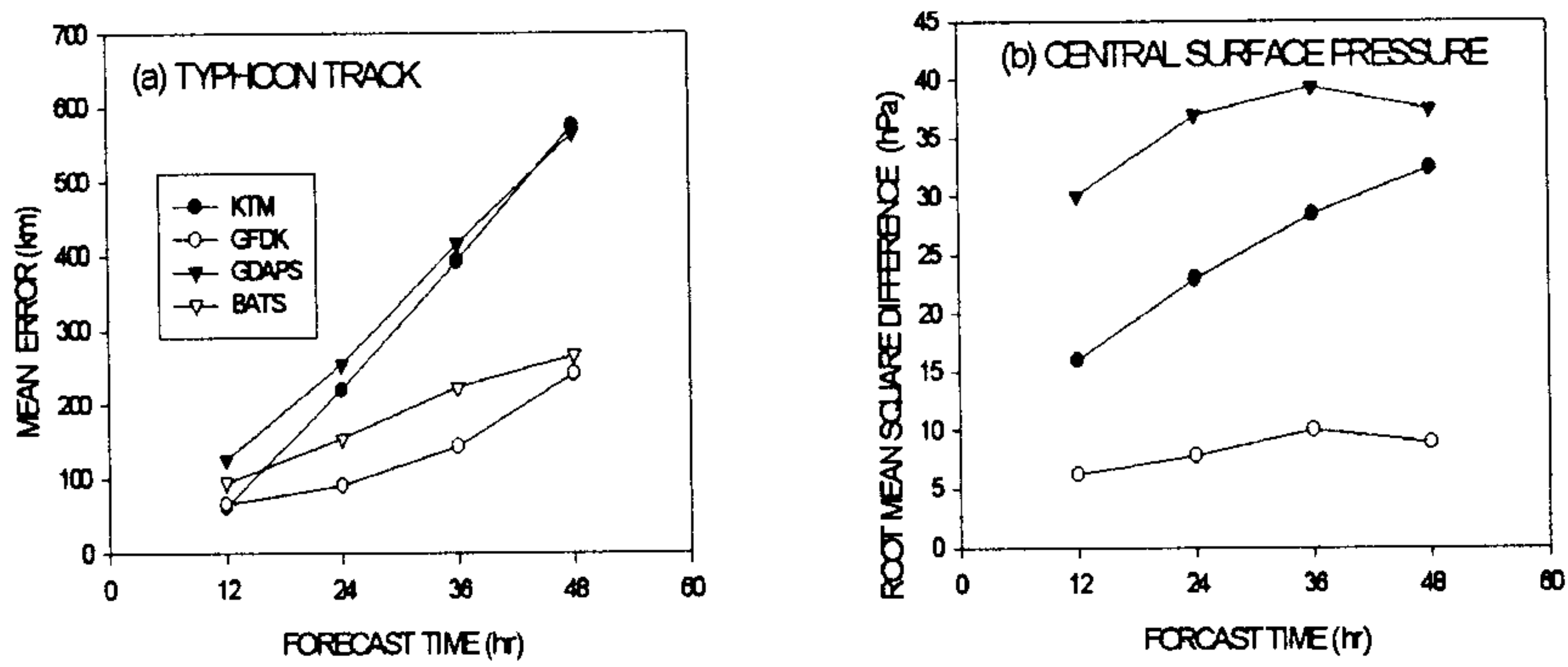


Fig. 7.3.1 Comparison of the errors for various typhoon forecast model : (a) track errors of 4 typhoon models and (b) central pressure errors for 3 models.

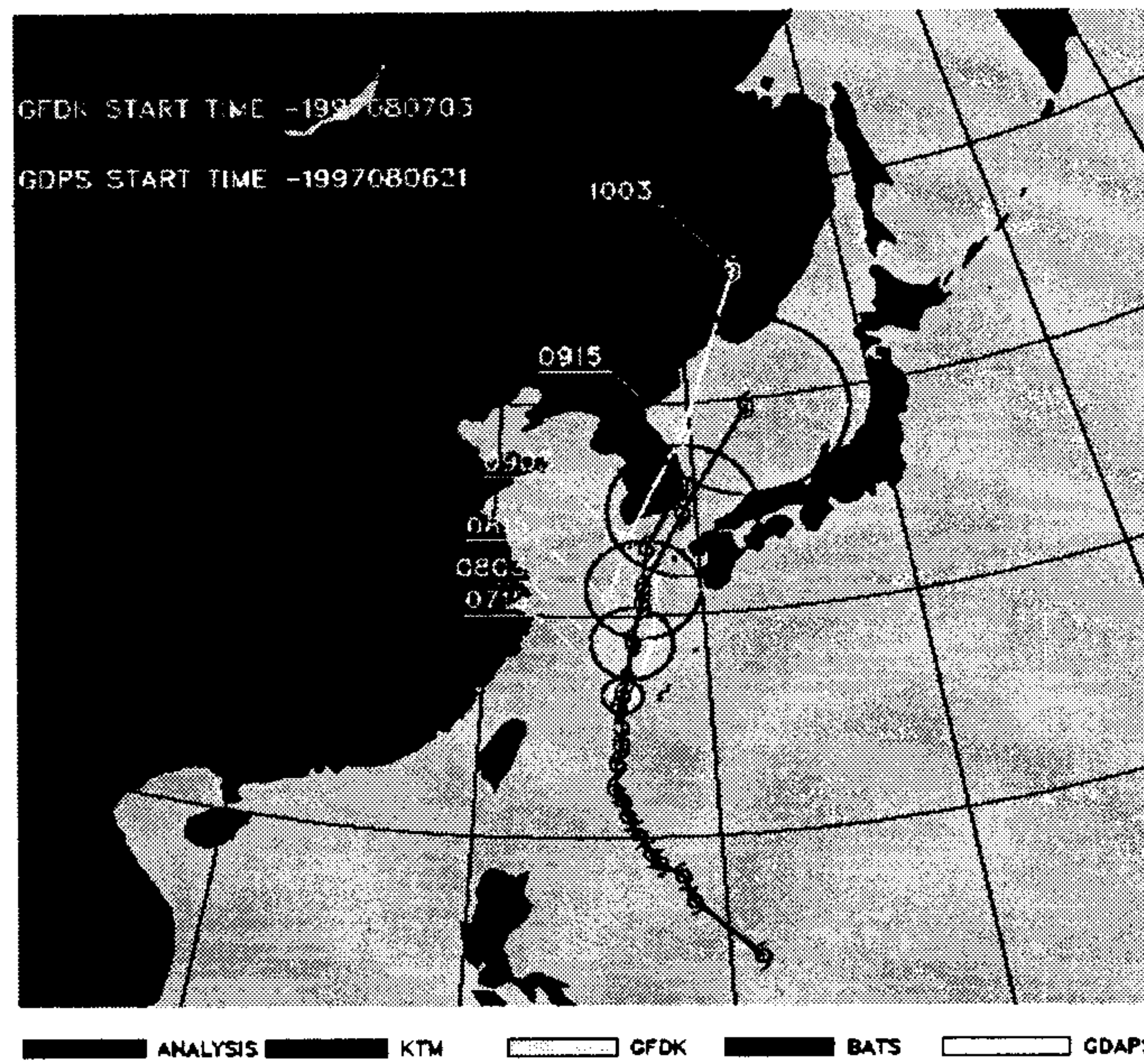


Fig. 7.3.2 Typhoon model representation system for 4 typhoon models.

제 8 장 동계 대설 특성 연구

제 1 절 영동 대설시 대관령과 강릉지역의 적설량 차이를 일으키는 종관 구조

1. 서론

박용대 등(1979)은 속초 연안의 해수 온도 및 대관령의 풍속과 적설량의 관계를 분석하여 해수면 온도와 850 hPa 고도 기온의 차가 크고 풍속이 증가함에 따라 대관령의 강설량이 증가함을 보였고, 김용수 등(1981)은 영동 지역에 지형성 강수현상을 동반한 기압계를 4가지 형태로 분류하였다. Park 과 Joung(1984)은 간단한 모형을 통하여 동계 한파 내습시 차고 건조한 공기가 온습한 수면 위를 통과할 때 대기 하층에서의 기단 변질에 의하여 소낙눈이 생성됨을 보였다. 즉, 한대 고기압이 우리나라로 확장시 차가운 기단이 온습한 서해상이나 동해상을 지나면서 기단의 하부로 부터 따뜻하게 변질되어 불안정화되기 시작하며 또한, 해면으로부터 수증기의 공급을 받아 포화상태가 된다. 이러한 상태가 해상을 지나는 동안에 유지되면서 계속적으로 열과 수증기의 공급을 받아 불안정해되고 이에 따른 공기의 상승 운동이 일어나 적운 계통의 눈 구름이 생성됨을 보였다. 그리고 이훈과 이태영(1994)은 2차원 비정역학 구름모델을 이용한 수치실험에서 바람의 방향과 초기 바람의 크기가 강수량에 미치는 영향을 보였고 또한 산의 높이가 낮을수록 강수량이 줄어들었음을 보였다. 한편, 김성삼(1979)은 강설빈도에 따라 남한을 울릉도, 영동, 내륙으로 3개 지역으로 분류하였으며 전종갑 등(1994)은 10년의 자료 분석을 통하여 대관령과 강릉, 속초의 순서로 대설의 빈도와 적설량이 많음을 보인바가 있다. 그런데 영동 지역에 대설현상이 나타나면 과연 산악지대인 대관령이 지형 효과로 인하여 해안 지역인 강릉과 속초보다 신적설량(또는 강수량)이 항상 많은가? 그렇지 않으면 어떤 종관 상황에서 해안 지역에서의 신적설량(또는 강수량)이 대관령의 신적설량보다 많은

가 등에 대해서는 연구가 부족한 실정이다. 한편, 수치모델이 예상 강수량을 산출하지만 아직도 영동 지역에서의 실제 강수량과는 큰 차이가 있으며 또한 산악지역과 해안 지역을 구분하여 강수량을 산출하기에는 현실적으로 어려움이 있는 것이 사실이다. 이 연구에서는 먼저, 21년간의 관측자료를 이용하여 대관령과 강릉의 신적설량(또는 강수량)을 서로 비교하여 대관령이 강릉보다 큰 대설 사례(Case A)의 횟수와, 반대로 강릉이 대관령보다 큰 대설 사례(Case B)의 횟수를 조사하고, Case A와 Case B 중에서 두 지역의 신적설량이 서로 큰 차이가 나는 두 경우를 각각 선정하여 종관분석을 실시함으로써, 두 지역에서 신적설량의 차이를 일으키는 종관 배경을 밝혀 영동 지역의 대설 현상을 이해하고 종관예보에 도움을 주는데 있다. 참고로 해안 지역인 강릉과 산악 지대인 대관령은 서로 다른 지형 조건을 갖고 있으며 또한 서로 가까운 위치에 있기 때문에 이 두 지역이 선정되었다.

2. 자료

분석에 이용된 자료는 기상청에서 제공한 전국의 일 기상 통계자료(1978년 1월부터 1998년 3월까지), 포항의 고층 관측자료 그리고 기상청 및 일본 기상청의 지상 및 상층 일기도이다. 또한, 일본 기상청의 전구 분석자료(1988년 6월부터 1996년 6월까지)를 사용하였다. 이 자료들은 표준 등압면(1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 hPa)에서의 u, v, 지오퍼텐셜 고도, 습수(500 hPa 이하의 등압면) 그리고 온도자료 등이다. 이 자료는 격자 간격이 1.875도이며 6시간 간격의 자료이다. 한편, 1997년 2월의 전구 분석 자료는 기상청이 제공한 자료이며 자료 형식은 일본 기상청의 분석 자료와 같은 형태이다.

3. 자료 분석

전구 분석 자료를 이용하여 연직 속도(p-velocity), 수분속 (moisture flux), 온도 이류(temperature advection)를 계산하였고 또한, 유적선(trajjectory)을 구

하였다.

먼저, 연직 속도는 연속 방정식을 연직적으로 적분하여 구하는 운동학적인 방법으로 연직속도를 구하였다. 즉,

$$\omega(p) = \omega(p_0) - \int_{p_0}^p (\nabla \cdot \mathbf{V})_p dp \quad (8.1.1)$$

여기서 p_0 는 기준 고도이며 p 는 임의의 고도이다. 그런데 겨울철의 권계면고도가 약 300 hPa내외의 고도에 위치하는 점을 감안하여 300 hPa면에서의 연직속도를 0으로 가정하였고, 1000 hPa면에서도 0으로 고정하였다. 그리고 이 사이 층에서의 연직속도는 먼저 운동학적으로 연직속도를 계산한 후, 300 hPa 면에서 구하여진 연직속도 자체를 오차로 보고 이 오차를 하층으로 갈수록 선형적으로 감소시켜 각 층에서의 오차를 추정하였고, 처음에 운동학적으로 구한 연직 속도 값에서 이 추정 오차를 감하는 방식으로 구하였다. 이 방법은 O'brien(1970)의 방법과 유사하다.

수분속(moisture flux)은 qV 이다. 즉 속도 벡터에 비습을 곱한 양이다. 온도 이류(Temperature advection)는 $V \cdot \nabla T$ 이다.

한편, 대설시 영동 지역에 유입되는 공기의 실제 이동경로를 구하기 위해 그 공기가 갖고 있는 물리적 성질을 보존하는 물질면(material surface)상에서 이동 경로를 구하였다. 그런데 공기의 상(phase)변화에 따른 잠열의 방출 또는 흡수, 그리고 복사에 의한 온도 변화를 무시한다면 공기는 그 온위를 유지하며 이동할 수 있어 등온위면(isentropic surface)이 물질면이 될 수 있다. 그리고 등온위면 자체가 수평면에 대하여 연직적으로 기울어져 있거나 등온위면 자체가 연직운동을 할 경우에, 이 등온위면 상에서의 운동은 자연적으로 연직 운동을 하므로 등온위면 상에서의 2차원 운동은 공기의 3차원적인 운동을 나타낸다고 할 수 있다.

유적선(Trajectory)의 계산은 단열 과정을 가정하여 다음과 같이 하였다. 먼저, 전구 분석자료는 등압면 자료이기 때문에 이 자료를 Bleck(1984)의 알고리즘을 이용하여 등온위면 자료로 변환하여 u , v , 기압 및 지오펜셜 고도를 구하였다. 그리

고 시작점에서 등온위면에서의 2차원적인 바람장을 적분 시간 간격(δt)동안에 평균 바람장으로 가정하여, 이류 효과에 의한 공기 입자의 이동 경로를 구하였다. 여기서는 Schoeberl과 Sparling (1995)의 predictor-corrector기법을 사용하여 유적선을 구하였다. 즉,

$$\begin{pmatrix} x^* = x(t) + v(x, t)\delta t, \\ x(t + \delta t) = x(t) + v((x^* + x)/2, t + \delta t/2)\delta t \end{pmatrix} \quad (8.1.2)$$

을 계산하였다. 여기서 적분 시간 간격(δt)은 30분으로 하였다. 공기 입자의 위치가 격자점을 벗어나고 또한 시간이 변함에 따라, 계산상 필요한 지점의 바람장을 구하기 위해 가장 가까운 4개의 격자점의 값들을 t_0 와 ($t_0 + 6$)시간의 두 자료를 이용하여 시간적으로 먼저 내삽하고, 그 후 공간적으로 내삽하는 trilinear 내삽을 하였다. 그리고 이 바람장을 이용하여 다음 단계의 적분을 하는 과정을 반복하였다. 첫 시작 지점은 강릉 지역으로 하였고 시작 시각은 강릉에 강설이 시작된 시간부근으로 하여 후진형 등온위면 유적선(backward isentropic trajectory)을 48시간 동안 계산하여 대설시 영동 지역으로 유입되는 공기의 이동 경로를 조사하였다.

4. 신적설량(또는 강수량) 비교 분석

1일 신적설량을 기준으로 하였을 때 직할시 이상의 대도시에서는 5 cm 이상 10 cm 미만이고 일반 지역에서는 10 cm 이상 30 cm 미만이 예상될 때 기상청에서 대설주의보를 발표함에 따라 약 21년의 기간 동안에 신적설량이 10 cm 또는 이에 상당하는 강수량인 10 mm 이상인 날들(대관령에서는 눈이 오고 강릉에서는 비가 오는 경우)을 조사하였는데, 1978년부터 1998년 사이의 12월, 1월, 2월 그리고 3월을 대상으로 하였다. 그 결과, 두 지역 중에서 적어도 한 지역이 대설주의보에 해당하는 날 수는

총 159일이었다. 그런데 두 지역의 강설량의 차이를 분류하기 위해 산악 지역인 대관령과 해안 지역인 강릉의 강설량의 차이가 적어도 10cm 이상이 되어야 강설량의 차이가 있다고 정하였다. 이렇게 정한 이유는 이 정도의 강설량의 차이가 있어야 종관규모의 분석에서 서로 다른 차이점을 분리해 낼 수 있다고 판단하였기 때문이다. 이러한 기준에 따라 분류한 결과,

총 159일 가운데 1) 대관령이 강릉보다 10 cm 이상 강설량이 많은 날은 52일 (33%)이었으며, 2) 대관령과 강릉의 강설량의 차이가 10 cm 미만으로 큰 차이가 없었던 날은 77일 (48%)이었고, 3) 강릉이 대관령보다 10 cm 이상 강설량이 많은 날은 30일 (19%)이었다. 따라서 강릉이 대관령보다 10 cm 이상 적설량이 많은 경우도 흔히 있음을 알 수 있다.

5. 사례별 종관 특성

서론에서 언급하였듯이, 편의상 1)과 같이 대관령이 강릉보다 큰 사례를 Case A, 반대로 강릉이 대관령보다 큰 사례를 Case B로 명하였다. 전형적인 Case A의 사례로는 92년 1월 31일의 경우와 95년 3월 3일의 경우를, 그리고 전형적인 Case B의 사례로는 97년 2월 3일의 경우와 94년 1월 29일의 경우를 각각 선정하여 분석하였다.

(가) 1992년 1월 31일의 사례 분석

(1) 일기도 및 보조 자료(Case A)

1992년 1월 31일 00UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.1a)는 일본 남쪽 해상에서 영동 지역으로 기압골이 형성되어 있어 영동 지역에서는 동풍계열의 바람이 유입되기 쉬운 기압 배치가 이루어 졌음을 보여 주고 있다. 31일 12 UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.1b)에서 일본열도 남쪽해상에 위치한 저기압이 급격히 발달하고 또한 남해동부

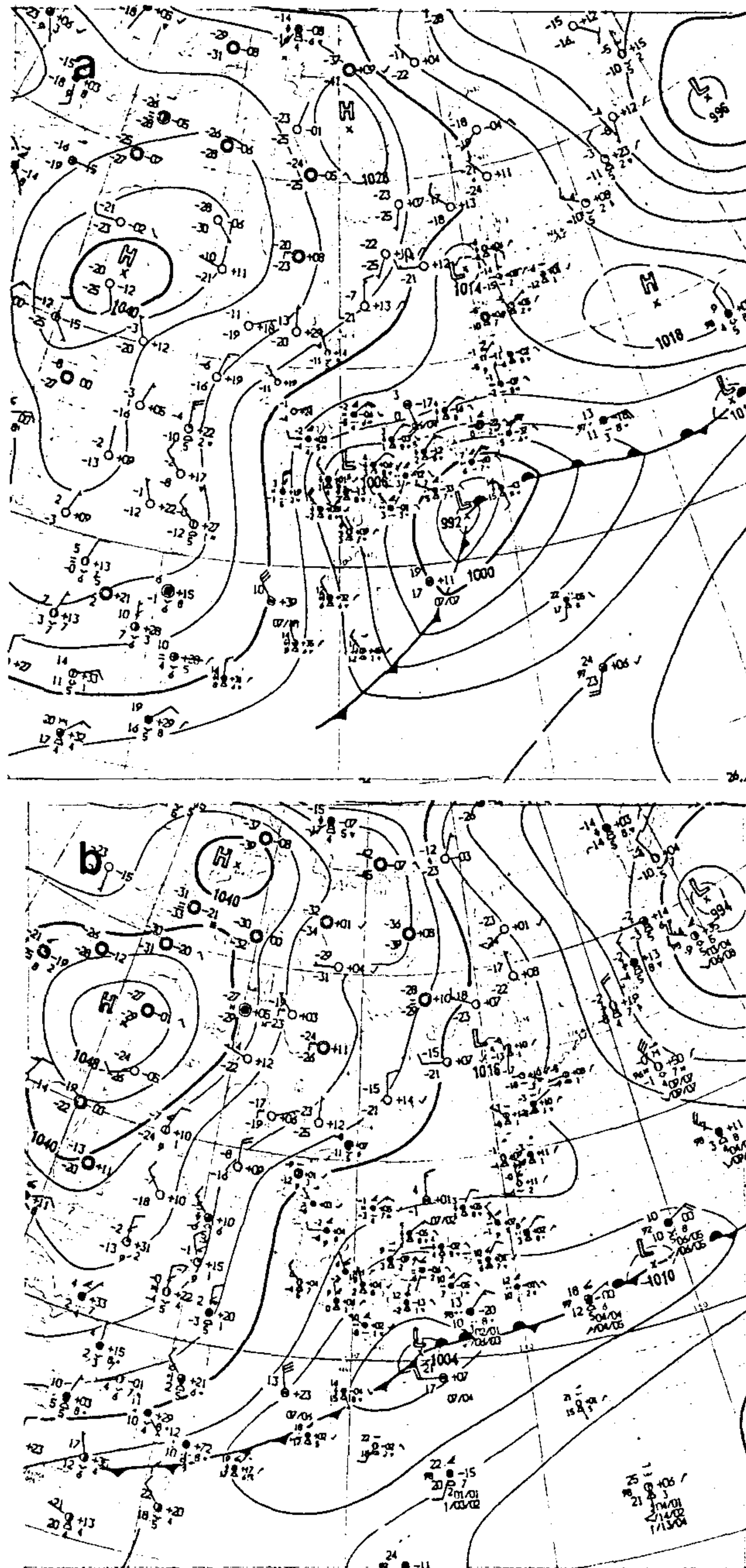


Fig. 8.1.1. Synoptic surface weather charts at (a) 00 UTC and (b) 12 UTC 31 January 1992.

해상에서 1005 hPa 저기압이 새롭게 발달하면서 영동 지역으로 기압경도력이 보다 조밀해져 북동계열의 강한 바람이 유입되고 있음을 알 수 있다. 일반적으로 이러한 기압배치는 대설을 유발시키는 기압 배치임을 전종갑 등(1994)이 밝힌 바 있다. Fig. 8.1.2a는 1992년 1월 31일의 대관령의 3시간 적설량을, Fig. 8.1.2b는 강릉의 적설량을 보여준다. 31일 하루 동안의 대관령의 적설량은 92.0 cm, 강릉의 경우는 41.7 cm(참고로 속초의 적설량은 41.0 cm)로 근접한 두 지역에서 이와 같이 적설량에 있어 약 50 cm 정도의 차이가 났다.

1992년 1월 31일 12 UTC 850 hPa 일기도(Fig. 8.1.3a)를 보면, 일본열도에서 영남 지역으로 기압골이 확장하면서 오산과 포항 쪽에서는 북동기류가 유입되고 있음을 알 수 있으며 특히 포항에서는 35 knot 내외의 강한 북동풍이 존재하였음을 알 수 있다. 온도 분포를 보면, 연해주 지역에 한랭 핵(cold core)의 중심이 위치해 있으나 동해 중부와 남부 해상에서의 등온선은 거의 동서 방향으로 놓여 있고 서해면바다에서는 발달된 온도골이 형성되어 있음을 알 수 있다. 31일 12 UTC의 500 hPa 일기도(Fig. 8.1.3b)에서는 기압골의 축이 중부 이북 지방으로 놓여 있어 중부지방은 남서기류가 유입되고 있다. 한편, 온도골(thermal trough)은 서해남부 해상으로 확장하고 있으며 또한 기압골의 앞쪽으로는 온도능(thermal ridge)이 위치하여 이 경압파가 잘 발달할 수 있는 역학적인 구조를 갖추고 있다. 따라서 이러한 기압골의 전면에 위치한 지상 저기압은 급격하게 발달하게 된다. 이런 점에서 이 사례의 대설은 종관규모 저기압의 체계적인 발달과 지형효과가 결합된 현상으로 볼 수가 있다.

전구 분석자료를 이용하여 계산한 1월 31일 00UTC 850 hPa면의 온도 이류 분포도(Fig. 8.1.4a)에서 영동 지역과 일본의 관동 지역에는 온난 이류 역이 위치하고 있으며 동해상과 서해상에서는 한기 이류가 있음을 볼 수 있다. 이러한 이류 분포는 시간이 지남에 따라 더욱 강화되었음을 6시간 후의 온도 이류 분포도(Fig. 8.1.4b)에서 확인할 수 있다. 이러한 상황을 종합하여 볼 때 서해 남부 해상으로 한기 이류가 강화되며 중부 지역으로는 온난 이류가 강화되어 기압골이 보다 활성화될 수 있

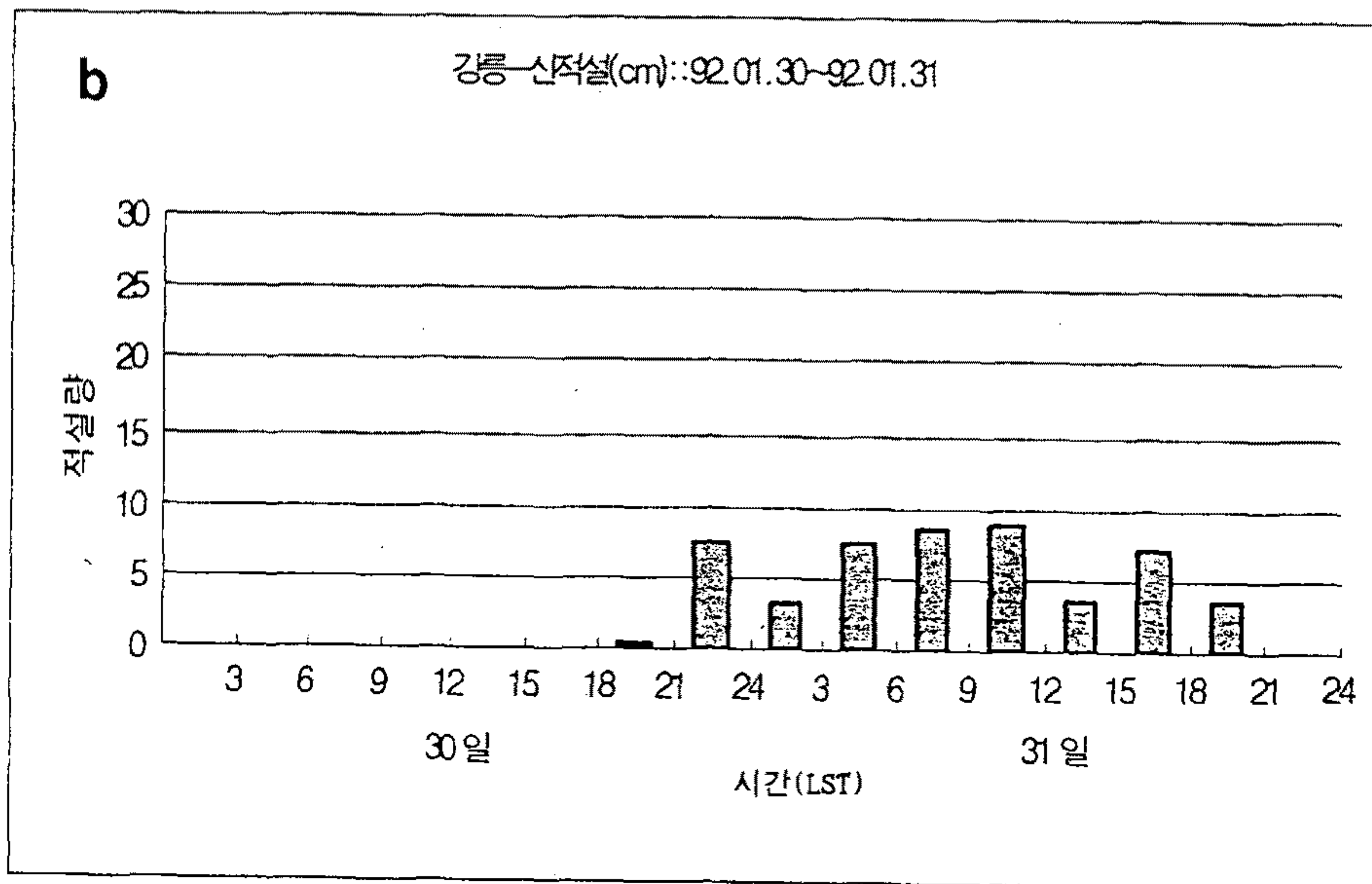
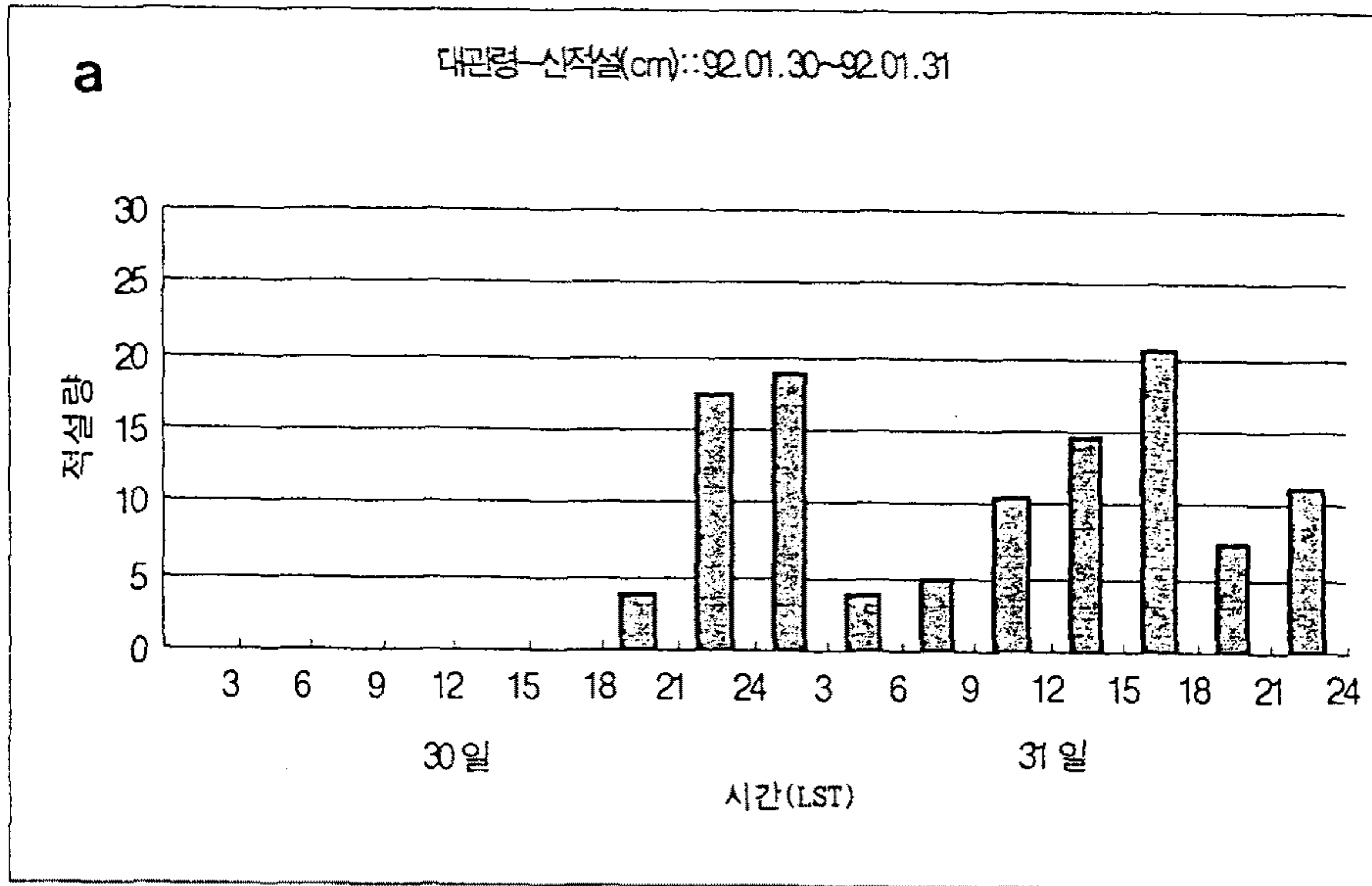


Fig. 8.1.2. Snowfall amounts in cm for the 3-hour interval at (a) Taegwallyong and (b) Kangnung on 30-31 January 1992.

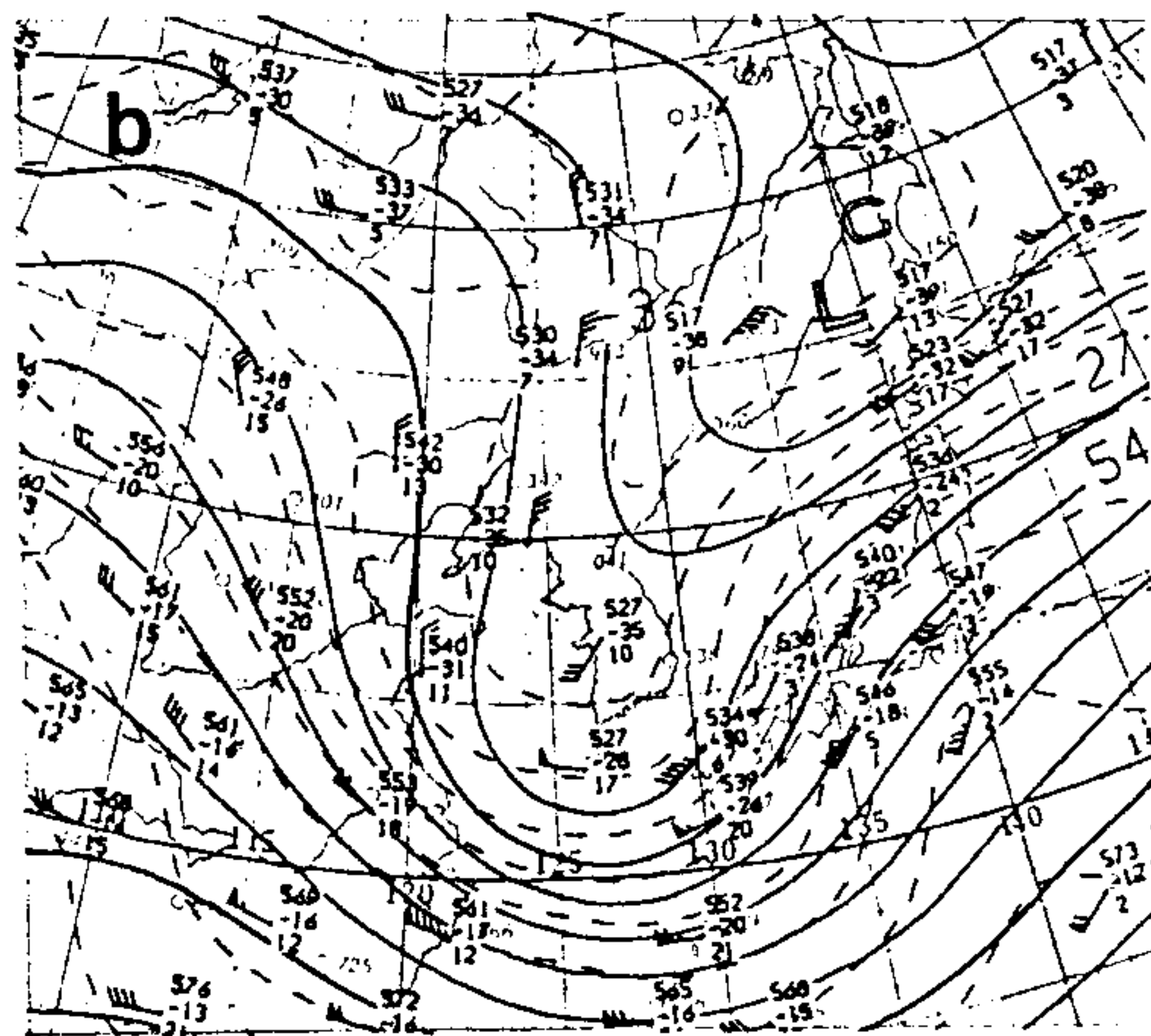
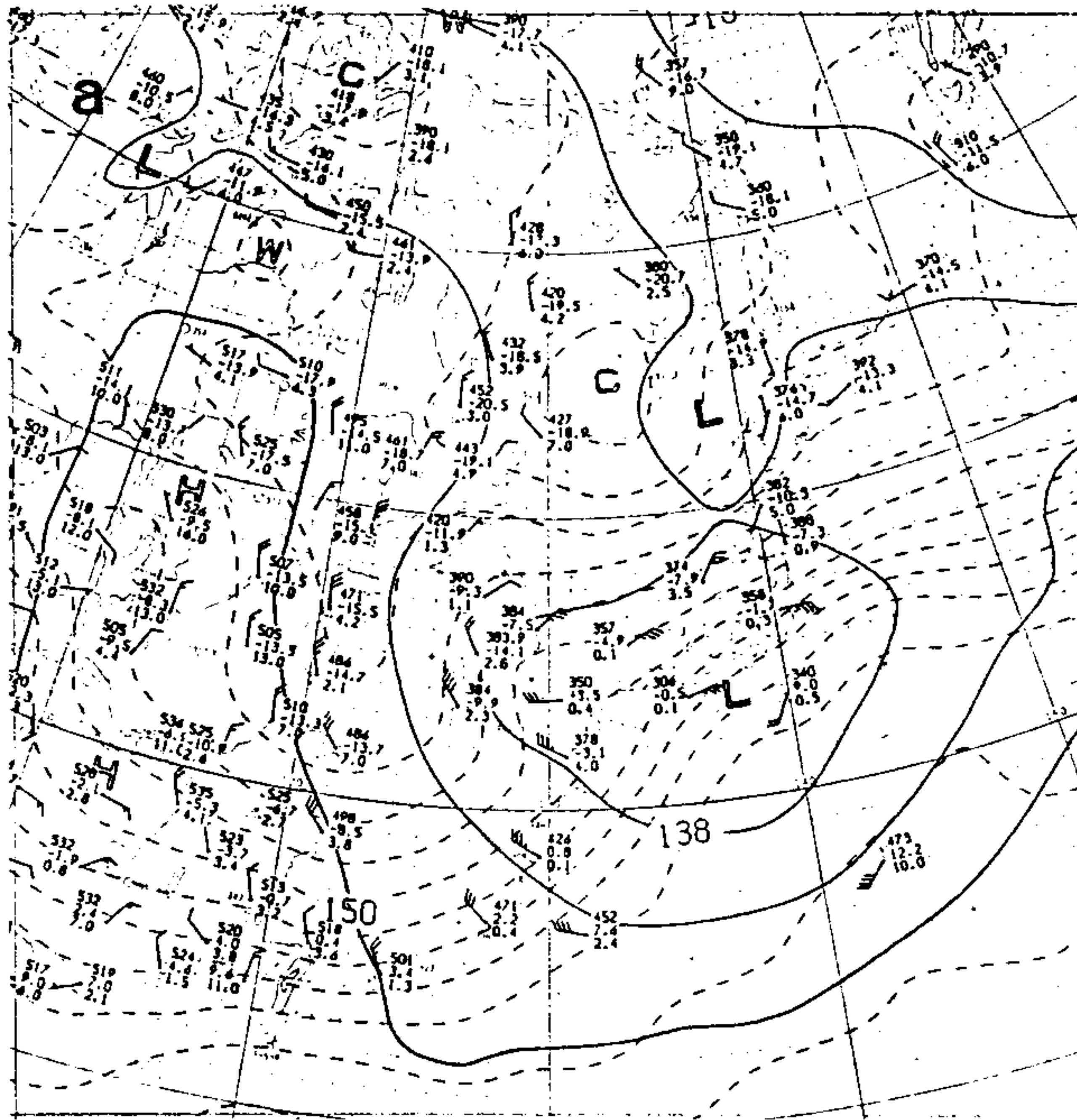


Fig. 8.1.3. Synoptic weather charts at 12 UTC 31 January 1992 for (a) 850 hPa level and (b) 500 hPa level.

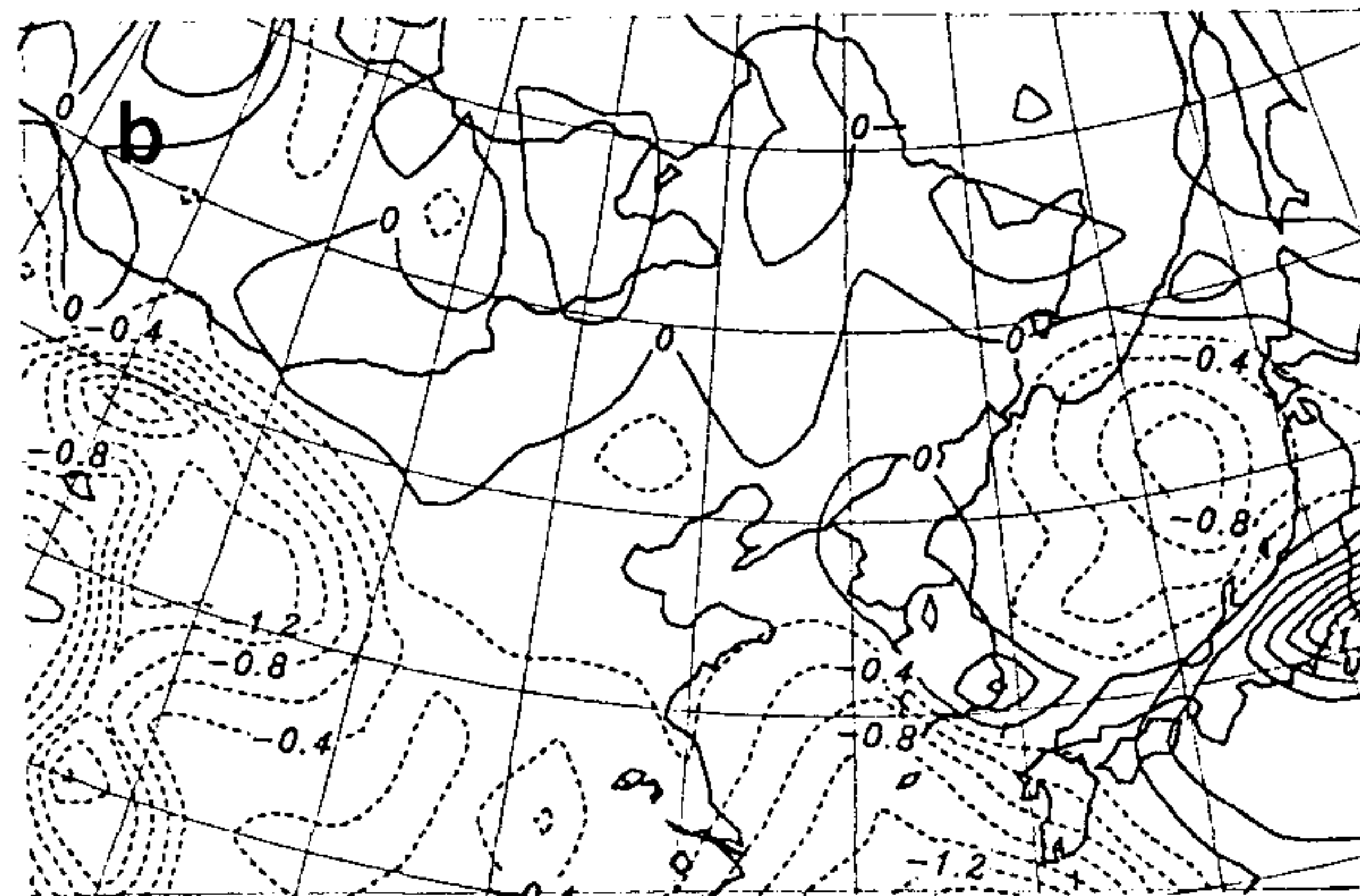
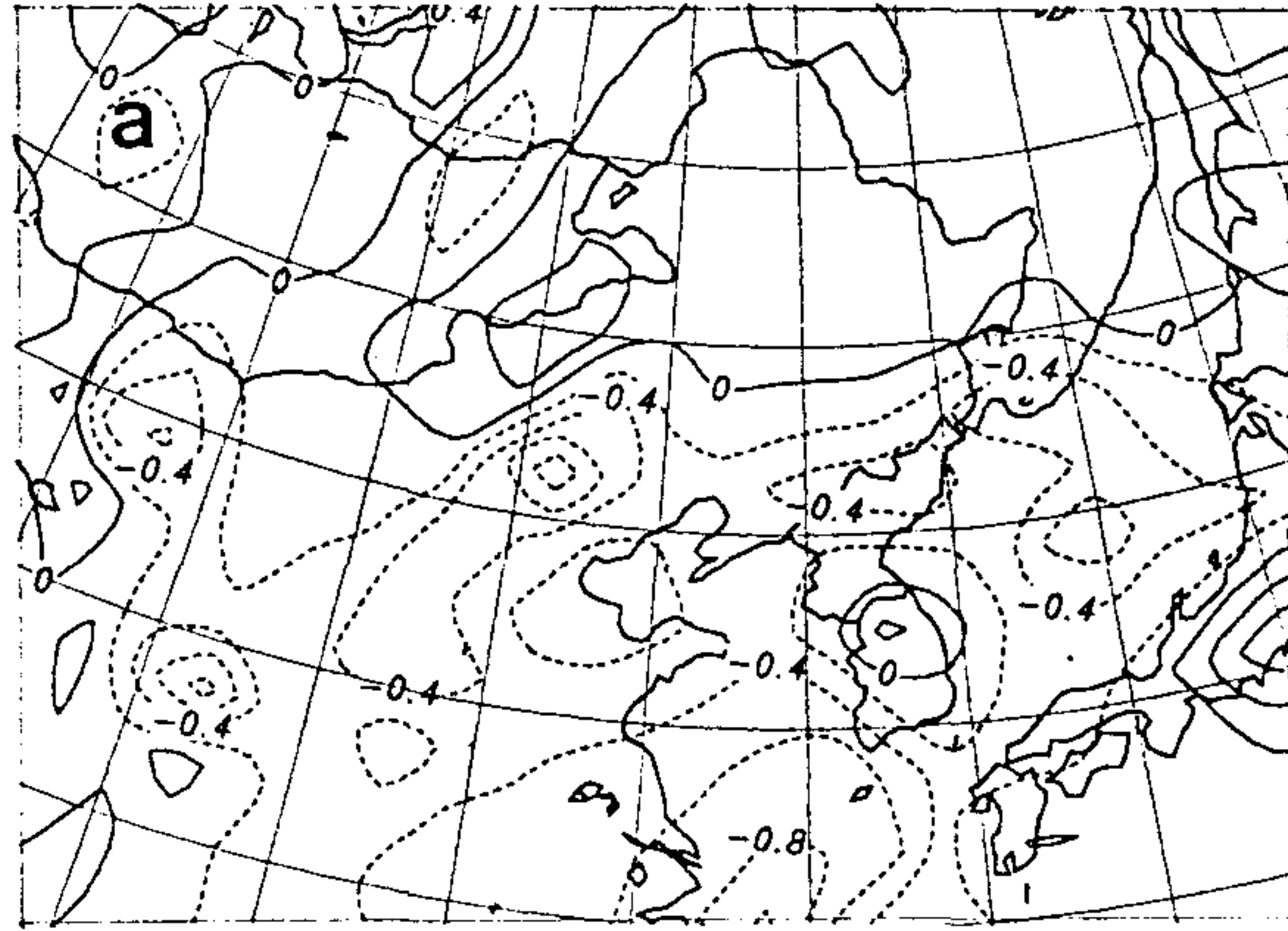


Fig. 8.1.4. Temperature advection analysis charts in C/hr at (a) 00 UTC and (b) 06 UTC 31 January 1992 for 850 hPa level.

는 종관 구조를 갖추었음을 알 수 있다. 31일 00 UTC 850 hPa 면의 수분속 (moisture flux) 분포도(Fig. 8.1.5a)를 보면, 동해 해상에서 영동 해안선을 가로 지르는 방향(풍상측 산악면 방향임)으로 수분의 수송이 있음을 알 수 있다. 06 UTC 의 분포도(Fig. 8.1.5b)에서도 영동 지역으로 지속적으로 수분이 유입되며 수송량의 크기가 6시간 전보다 증가하였음을 알 수 있다.

(2) 단열선도

영동 지역의 대기 구조를 분석하기 위하여 포항의 고층관측 자료를 사용하였다. 31일 00 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.6a)에서는 지상에서 약 670 hPa 고도까지는 상층으로 올라 갈수록 풍향이 순전(veering)하여 온난 이류를 잘 보여주고 있는데 이것은 앞에서 보인 온도 이류 분포도에서 영동 지역이 난기 이류 역에 위치하였음을 볼 때 서로 잘 일치한다고 볼 수 있다. 850 hPa과 770 hPa사이의 층에서는 20 knot 내외의 동풍계열의 바람이 유입되고 있다. 한편, 지상에서 약 700 hPa 고도까지에는 습수가 3도 이내로 습윤함을 보여 주는데, 이것은 두터운 구름 층을 반영한다고 볼 수 있다. 그리고 역전 층은 약 485 hPa에서 470 hPa 사이에 위치한다. 고도의 변화에 대해 온도가 일정한 등온 층은 700 hPa 부근에서 나타난다. 31일 12 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.6b)에서는 지상에서 700 hPa 사이에서 전시간 보다 강한 30 knot 내외의 북동기류의 유입이 있으며 등온 층은 680 hPa에서 640 hPa 사이에서 나타난다. 습윤층의 두께는 31일 00 UTC의 경우와 비슷하다. 그러나 대기 하층에서의 풍향 순전(veering)이 사라지고 지면에서 925 hPa 사이 층에서는 건조단열 감율과 비슷할 정도로 불안정한 연직 구조를 보여주고 있다.

(3) 상승류 및 유적선

종관적인 연직속도(p-velocity)를 알기 위해 운동학적인 방법으로 연직속도를 계산하였다. Fig. 8.1.7a는 31일 00UTC의 850 hPa면의 연직 속도 분포를 보여 주

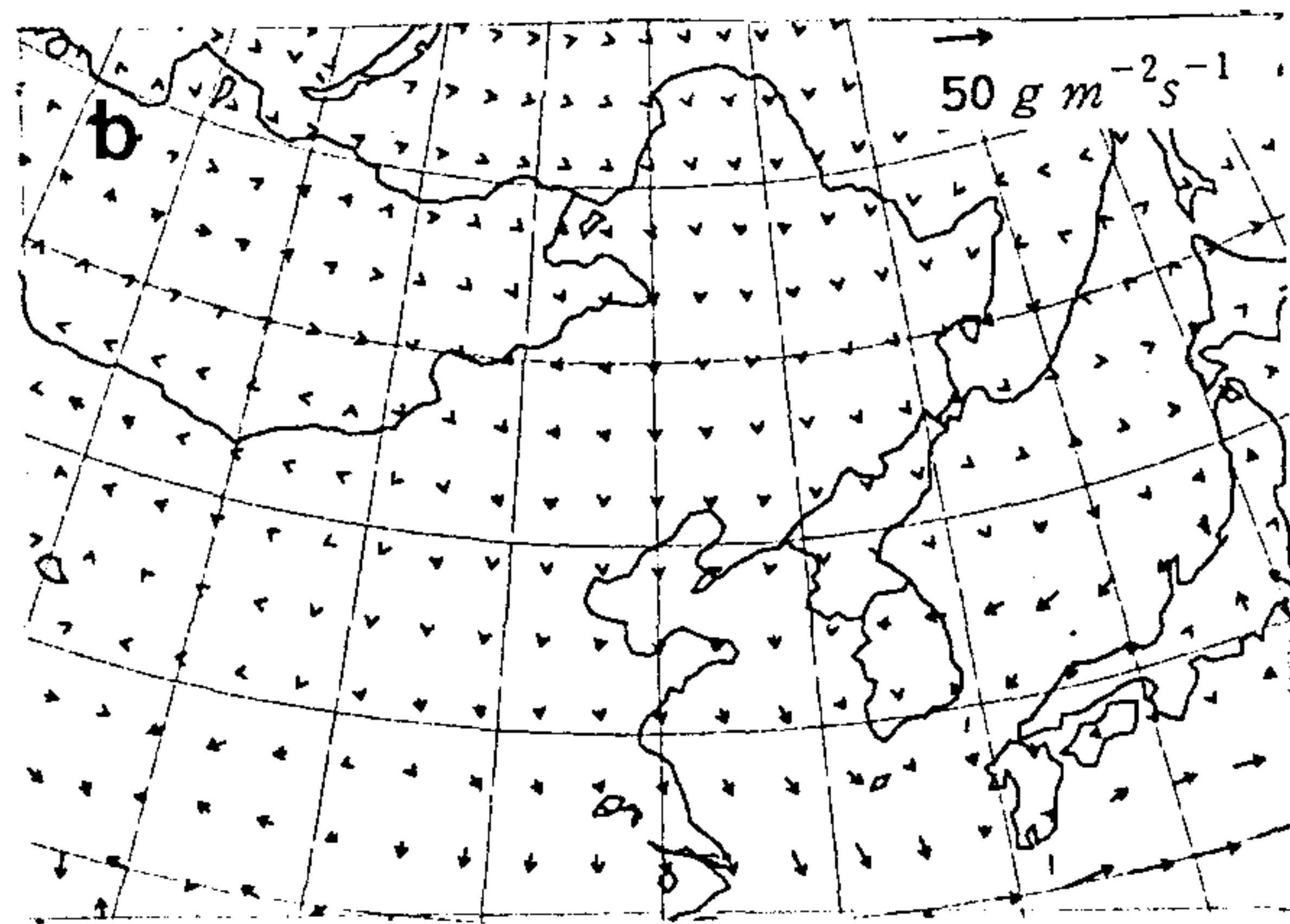
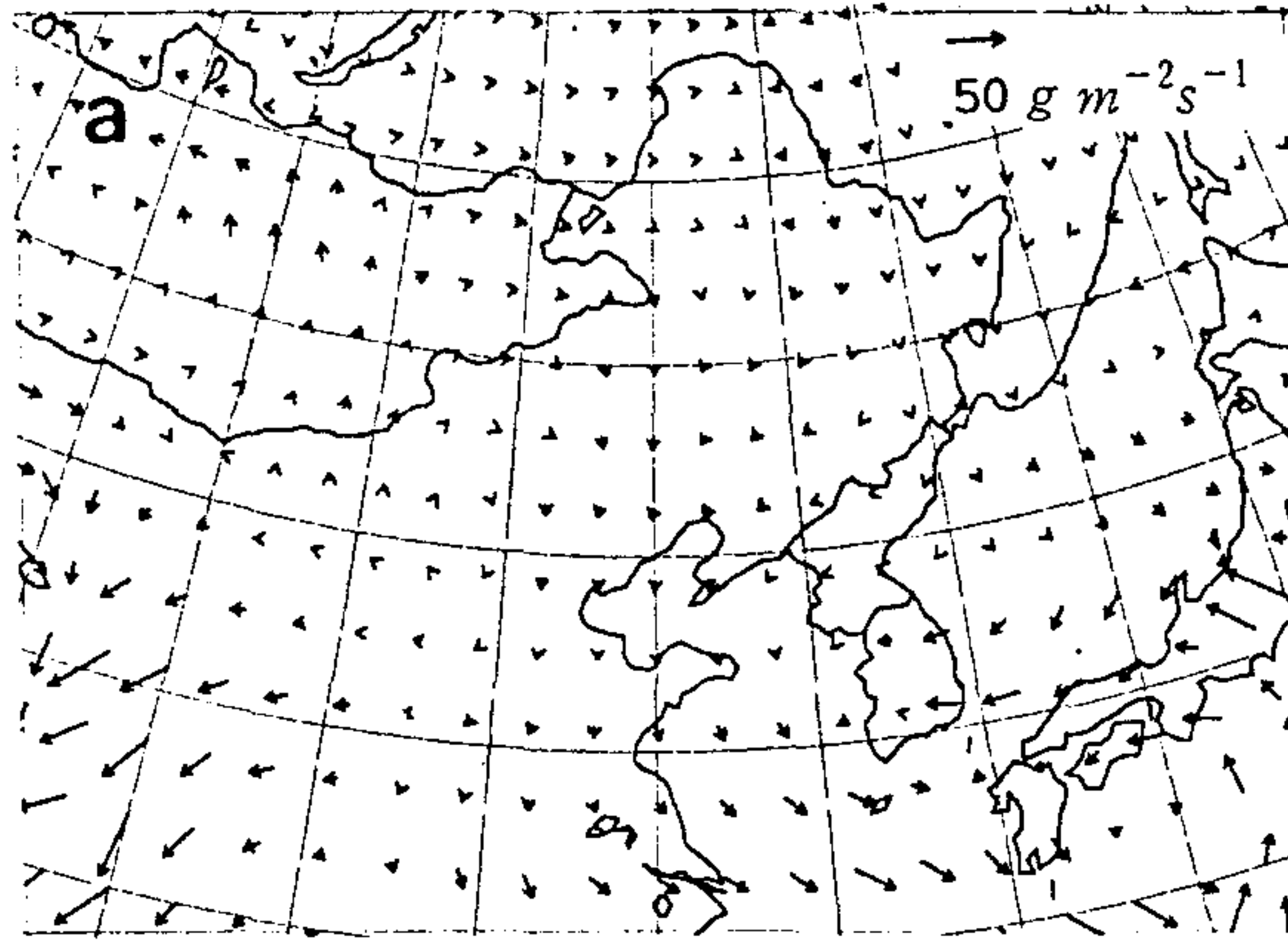


Fig. 8.1.5. The same as Fig. 4 except for moisture flux in $\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$

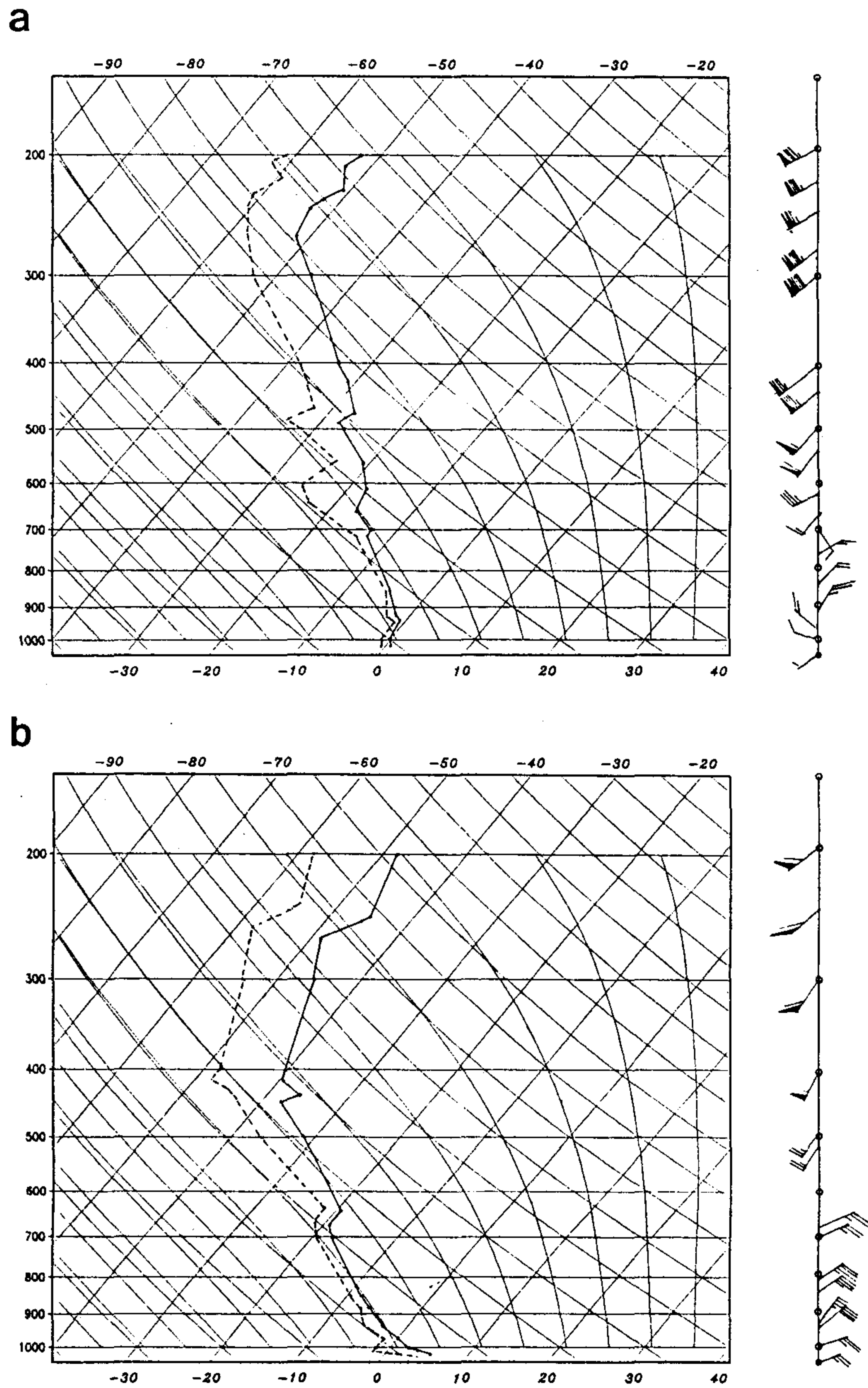


Fig. 8.1.6. Vertical soundings at (a) 00 UTC and (b) 12 UTC 31 January 1992 at Pohang. Right solid lines and left dashed lines denote air temperature and dew point temperature, respectively.

는데, 영동 지역에서는 약 -0.1 Pa/s 정도의 상승 운동이 있음을 알 수 있다. 6시간 후인 31일 06 UTC의 경우(Fig. 8.1.7b)에는 기압골의 발달에 따라 강한 상승 구역이 남부 및 중부지방에 위치하였다. 이것은 체계적인 종관 저기압의 발달을 보여 주는 것이다.

Fig. 8.1.8a는 등온위면 상에서의 유적선으로 강릉에서 시작하여 후진한(backward) 것이다. 시작 시각은 1992년 1월 31일 00 UTC이며 이를 기점으로 6시간 간격으로 위치를 점으로 나타냈다. 실선은 275 K 등온위면 상에서, 점선은 280 K 등온위면 상에서 추적한 것이다. 275 K 등온위면의 경우, 48시간 전인 29일 00 UTC에 함경북도 상공 2,400 m의 공기는 느린 속도로 남하하여 동해 중부해상으로 내려왔고, 30일 00 UTC부터는 남서 방향으로 전향하여 영동 지역으로 유입되었음을 보여준다. 반면에 고도가 높은 280 K 등온위면의 경우, 몽고에서 출발하여 빠른 속도로 영동 지역으로 남동진하였음을 보여준다. Fig. 8.1.8b는 Fig. 8.1.8a에 대응한 등온위면의 지오펜셀 고도를 보여주며 6시간 간격으로 나타내었다. 275 K 등온위면의 경우, 대설이 나타나기 6시간 전인 30일 18 UTC부터 등온위면의 고도가 높아졌다. 이것은 공기의 상승 운동을 야기한다. 280 K 등온위면의 경우, 30일 12 UTC부터 완만히 등온위면의 고도가 높아졌다.

(나) 1995년 3월 3일의 사례 분석(Case A)

(1) 일기도 및 보조 자료

1995년 3월 3일 00 UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.9a)를 보면 몽고 지역에 1040 hPa 고기압 중심이 위치하고 영동 지역으로 기압골이 위치하여 이 지역으로 동풍계열의 기류가 유입될 조건을 갖추었음을 알 수 있다. 3일 12 UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.9b)에서 기압배치는 서고동저 형임을 알 수 있다. 그리고 일본열도의 남쪽 해상에 새로운 저기압이 발달하면서 동해안 쪽으로 등압선의 간격이 보다 조밀해져 기압경도가 강해지고, 울릉도에서는 20 knot 내외의 강한 북동풍이 불었음을 확인할 수

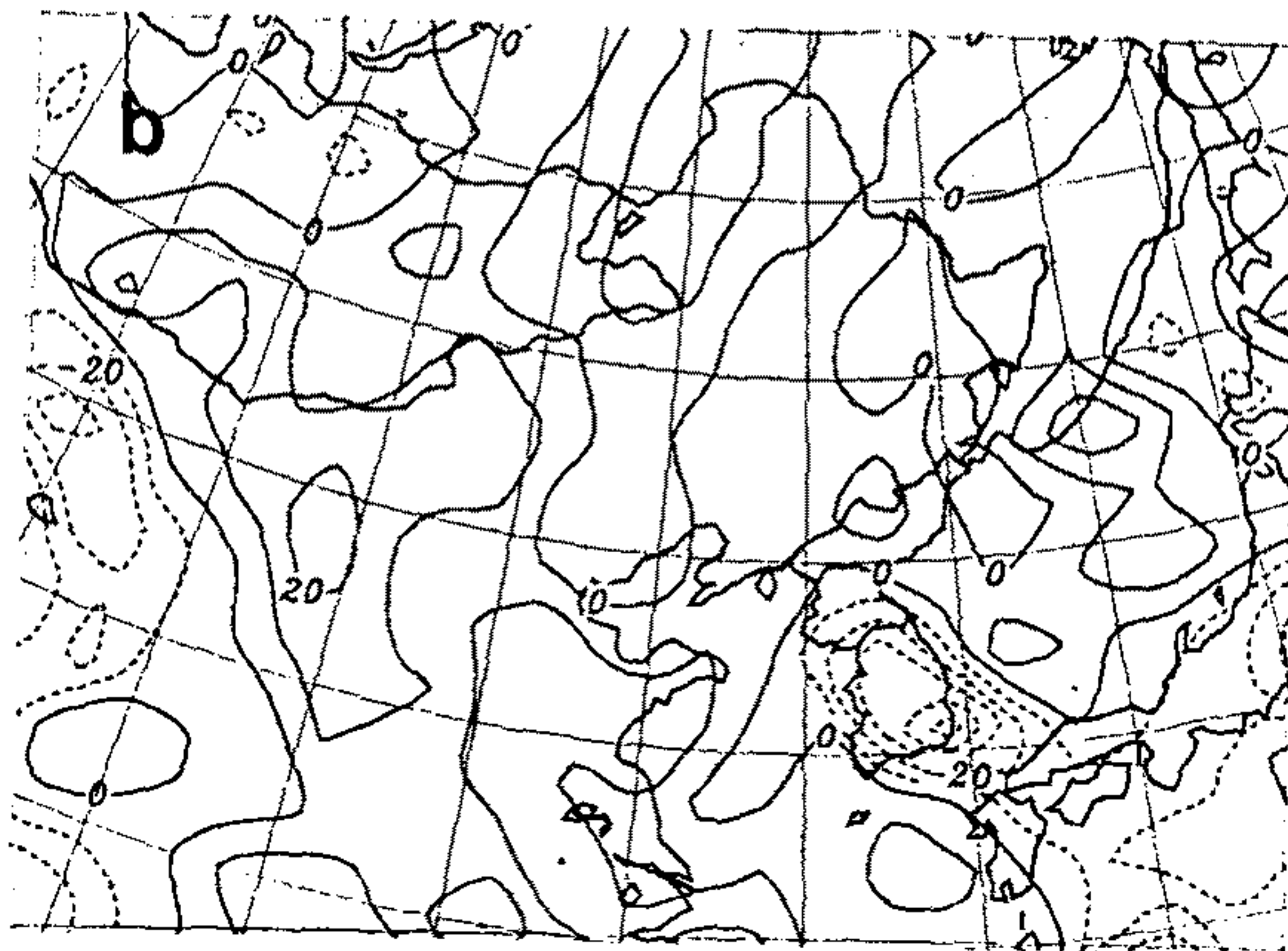
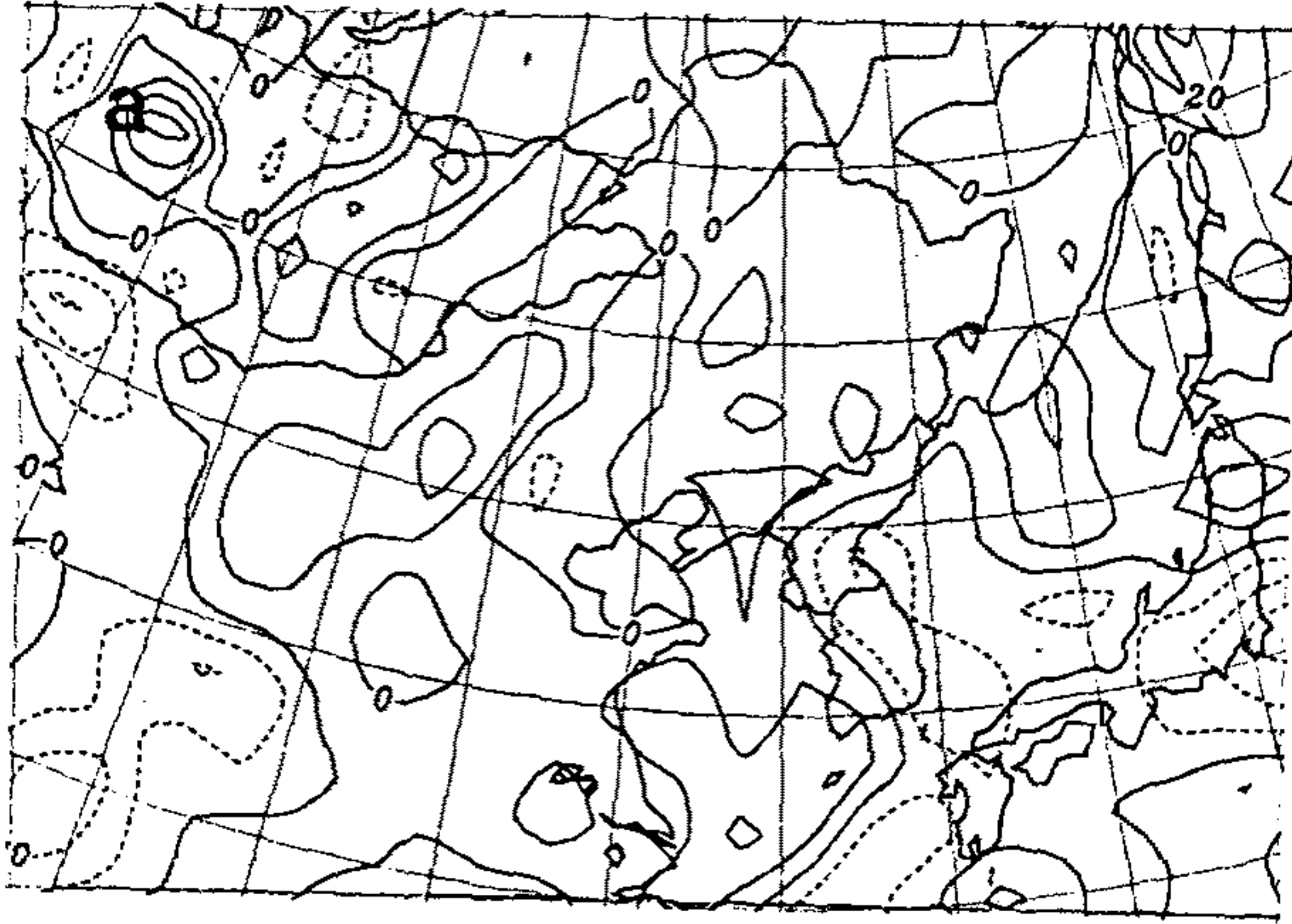


Fig. 8.1.7. The same as Fig. 4 except for vertical p-velocity in $10^{-2} Pa/s$

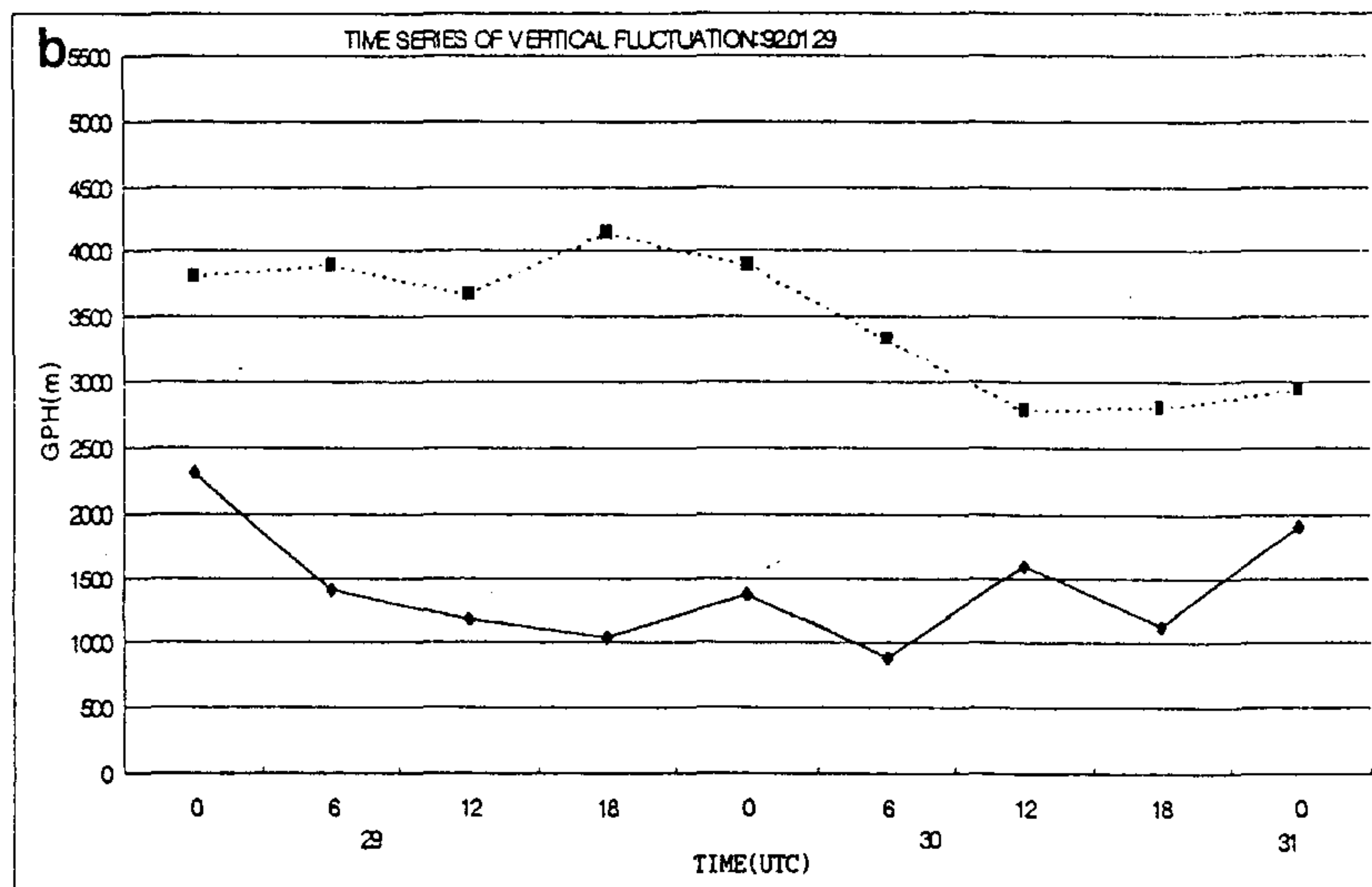
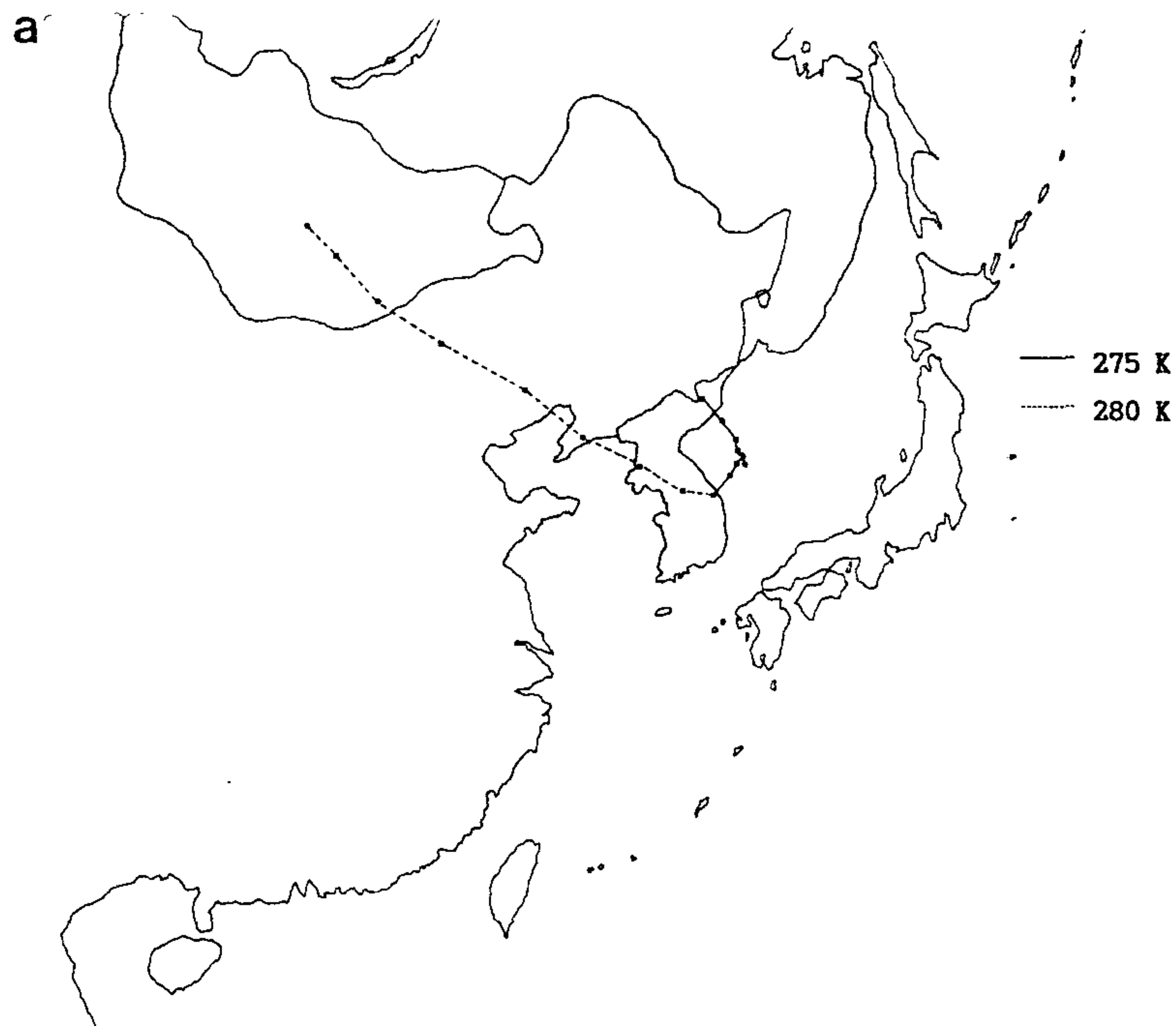


Fig. 8.1.8. (a) The backward isentropic trajectory of the air parcels of 275 K (solid line) and 280 K (dashed line) started from Kangnung (37.75N, 128.90E) at 00 UTC 31 January 1992 and (b) the time series of vertical fluctuation of the isentropic surface of 275 K (solid line) and 280 K (dashed line) during transport. The positions of moving air parcel are plotted by dots every 6 hours.

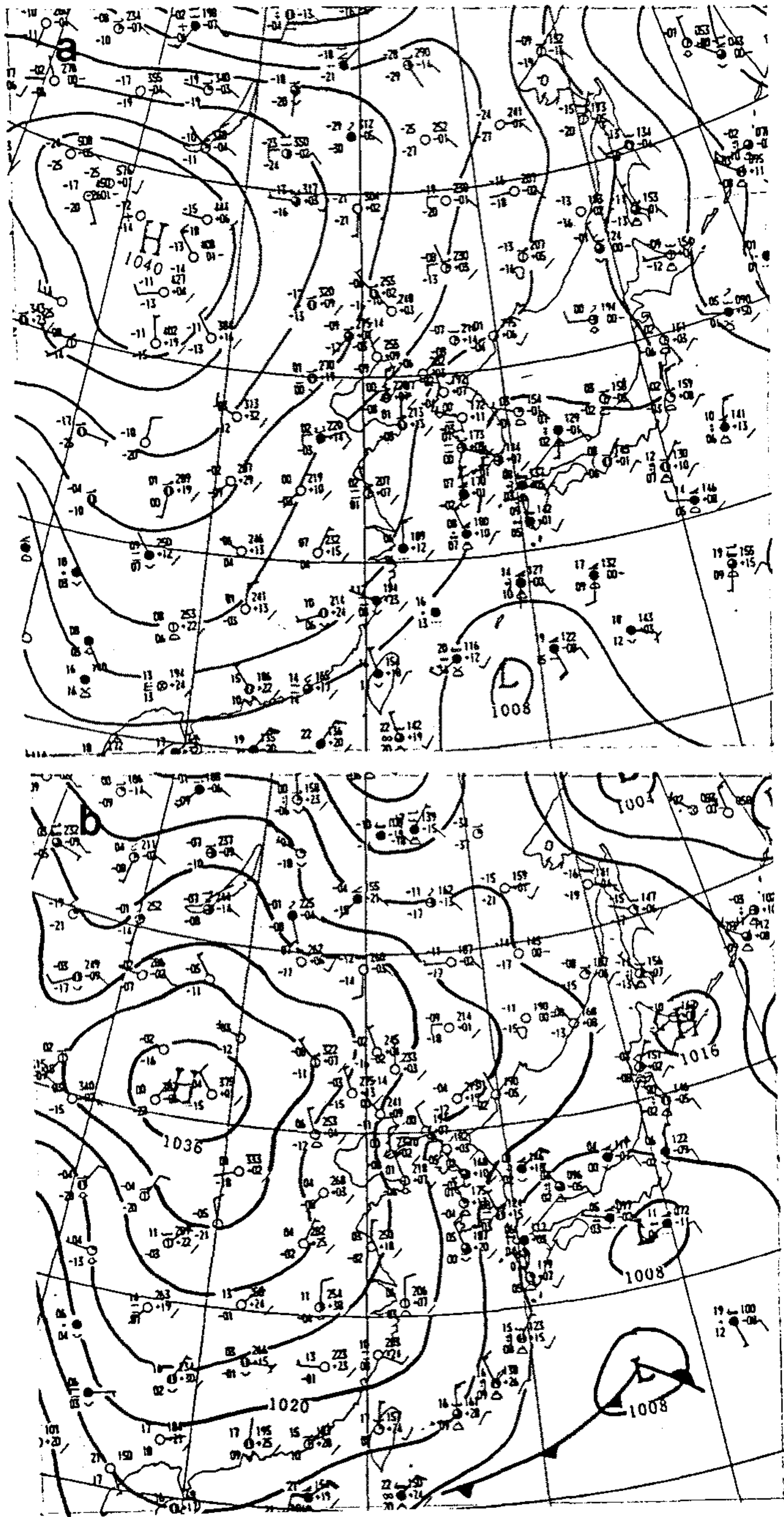


Fig. 8.1.9. Synoptic surface weather charts at (a) 00 UTC and (b) 12 UTC 3 March 1995.

있다. Fig. 8.1.10a는 1995년 3월 3일의 대관령의 3시간 적설량을, Fig. 8.1.10b는 강릉의 적설량을 보여준다. 3일 하루 동안의 대관령의 적설량은 27.0 cm, 강릉의 적설량은 0.5 cm (참고로 속초는 강수량으로 0.2 mm)이었다.

한편, 3일 00 UTC 850 hPa 일기도(그림 생략)에서는 원산부근 해안에 기압골이 위치하고 온도능은 영동 해안 쪽으로, 온도골은 중국 연안쪽으로 위치하고 있다. 3일 12 UTC 850 hPa 일기도(Fig. 8.1.11a)에서는 전 시각보다 발달된 온도골이 서해 상에 위치하고 동해안 쪽으로는 발달한 온도능이 위치함을 볼 수 있다. 이러한 변화 양상은 경압과의 발달을 보여주는 것이다. 3일 00 UTC 500 hPa 일기도(그림 생략)에서는, 기압골은 한만 국경에서 발해만 쪽으로 놓여 있으며 중부와 남부 지역에서는 서풍 기류가 유입되고 있었으며, 3일 12 UTC 500 hPa 일기도(Fig. 8.1.11b)에서는 오산이 북서풍, 포항이 남서풍이므로 영동 지역은 상층 기압골의 영향에서 벗어났다고 볼 수 없다. 따라서 이러한 종관 구조는 대설현상이 체계적인 저기압의 발달과 연관되었음을 보여준다.

3일 06 UTC 850 hPa면의 온도 이류 분포도(Fig. 8.1.12a)는 남부 지역은 한기 이류 역에 위치하고 영동 지역은 다소 약한 한기 이류 역에 위치해 있음을 보여 준다. 6시간 후인 12 UTC 온도 이류 분포도(Fig. 8.1.12b)에서는 영동 지역이 약한 온난 이류 역에 위치했음을 보여준다. 이와 관련하여 강릉에서 적설량이 적은 것은 한기 이류가 약하여 기단 변질 효과가 작기 때문인 것으로 여겨진다.

3일 06 UTC의 수분속(moisture flux) 분포도(Fig. 8.1.13a)를 보면 영동 지역에서는 수분 수송이 약하였으나 6시간 후인 12 UTC의 수분속 분포도(Fig. 13b)는 동해 해상에서 영동 해안선을 가로지르는 방향으로의 수분 수송량이 06 UTC보다 크게 증가(동풍계열의 수분속의 큰 값은 영동 지역의 다소 강한 동풍기류를 반영한 것임)하였음을 보여주는데 이것은 풍상측 산악 면으로 수분 공급에 크게 기여한다고 할 수 있다. 그리고 이러한 수송 방향은 일본의 시코쿠 지역에 중심을 둔 저기압 순환에 동반된 것이다.

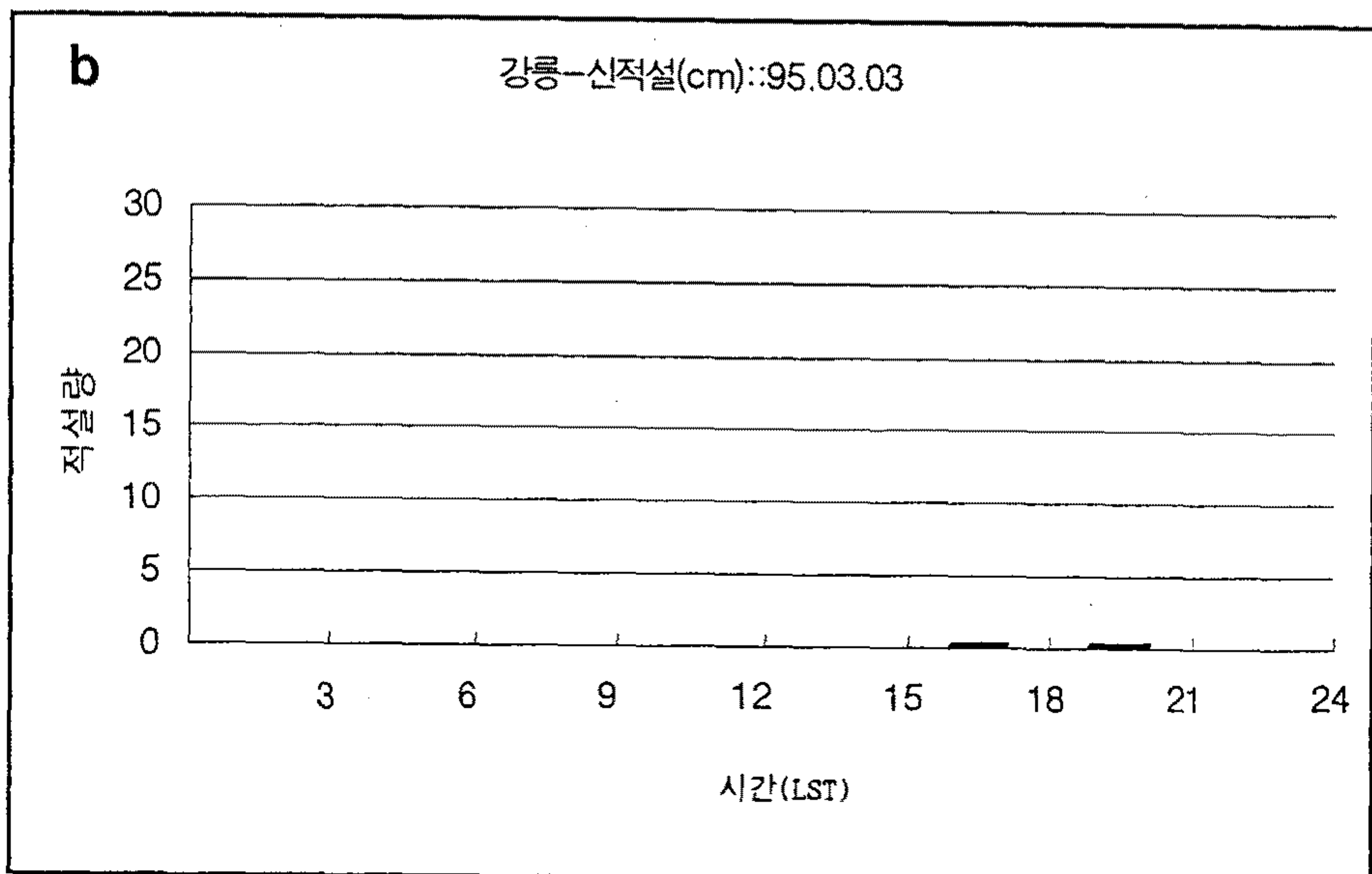
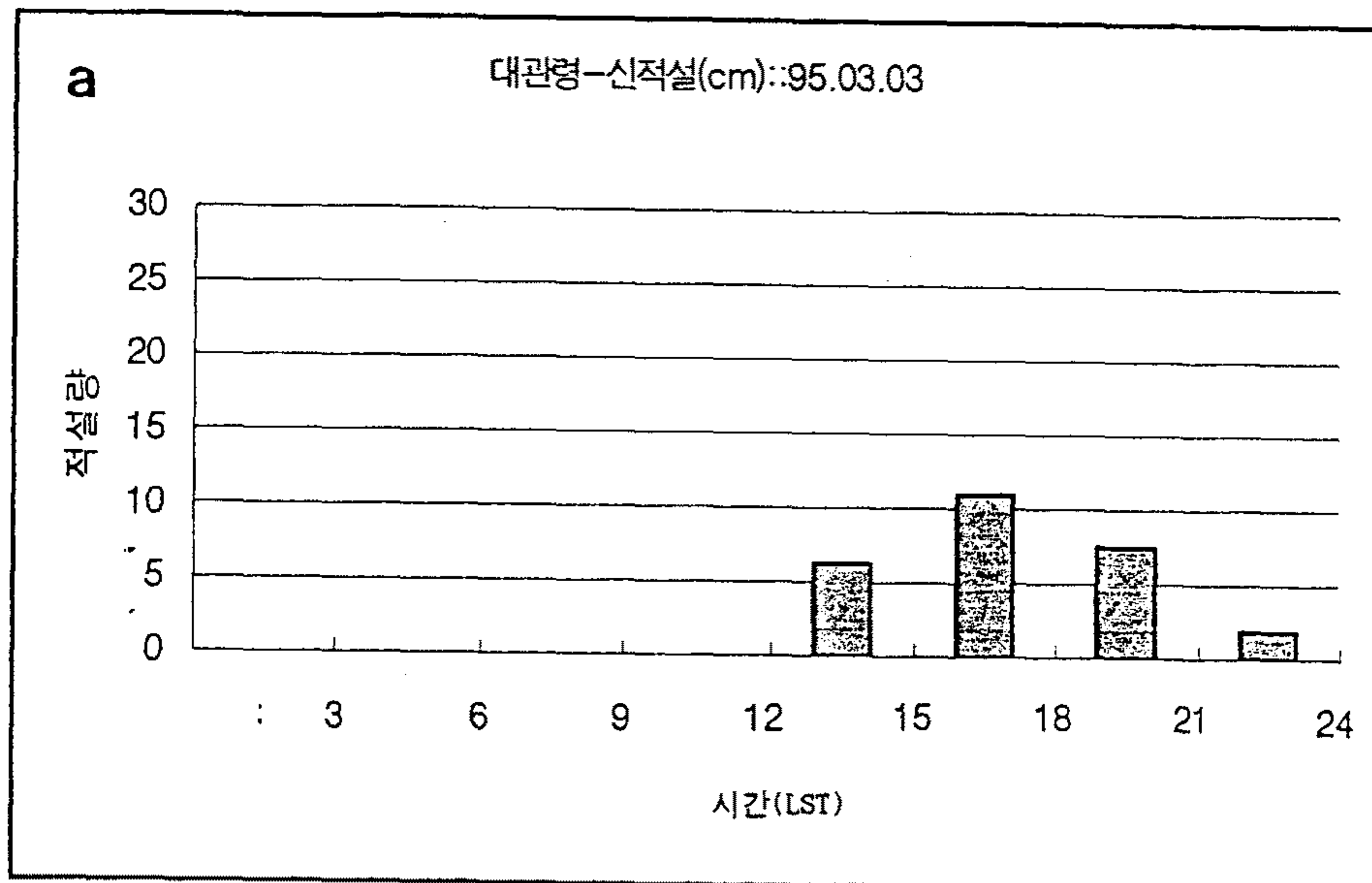


Fig. 8.1.10. The same as Fig. 2 except for 3 March 1995.

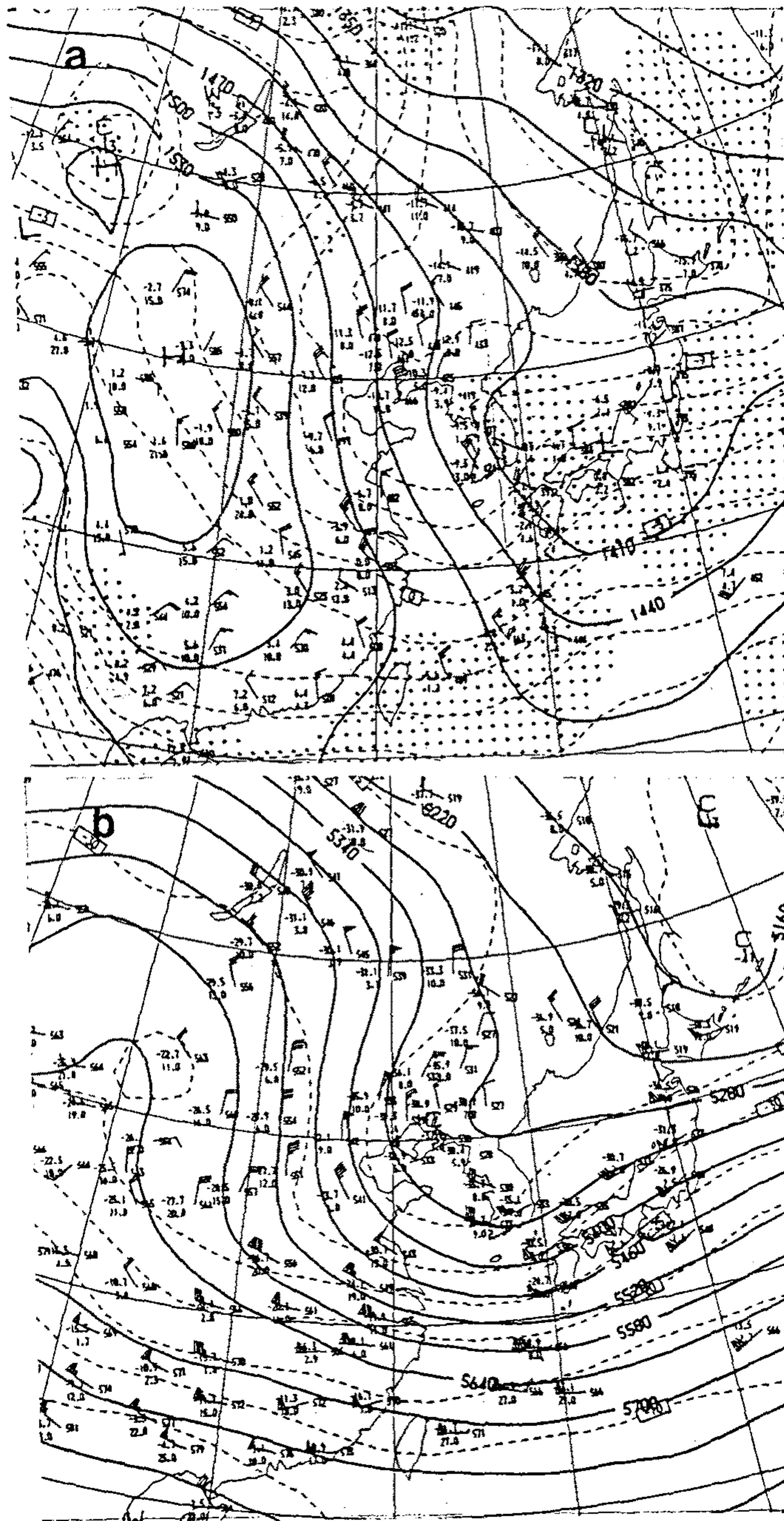


Fig. 8.1.11. The same as Fig. 3 except for 12 UTC 3 March 1995

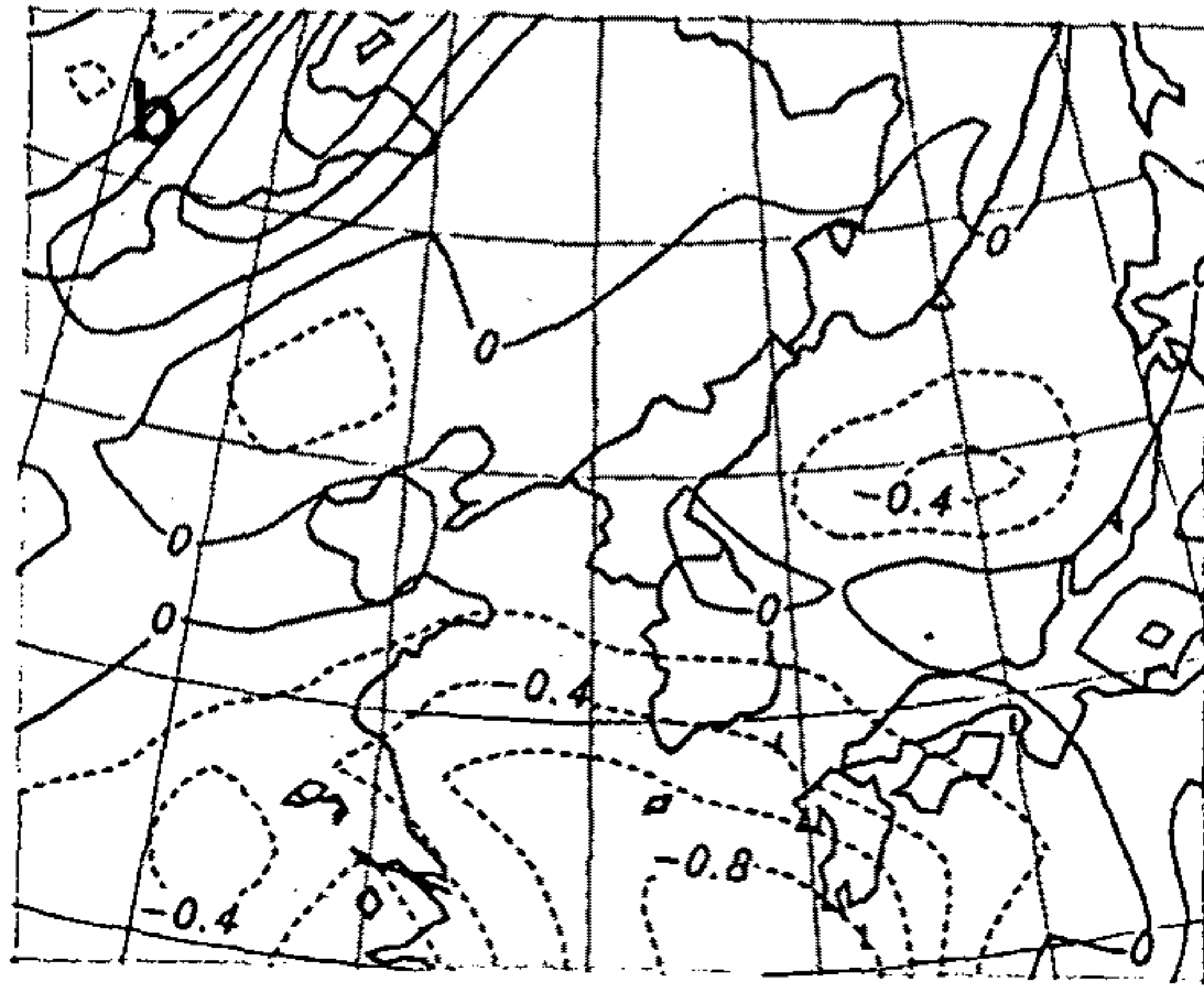
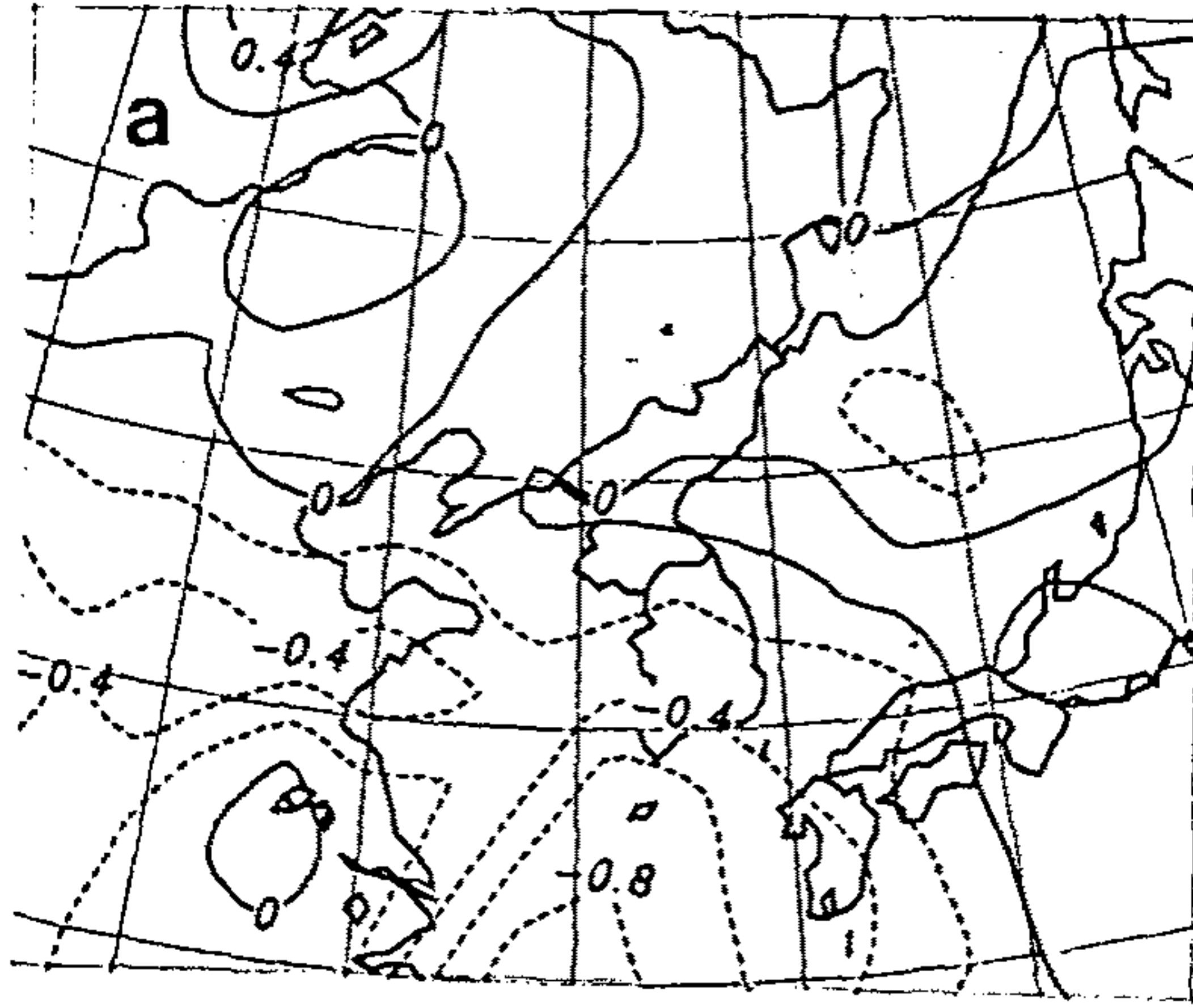


Fig. 8.1.12. Temperature advection analysis charts in C/hr at (a) 06 UTC and (b) 12 UTC 3 March 1995 for 850 hPa level.

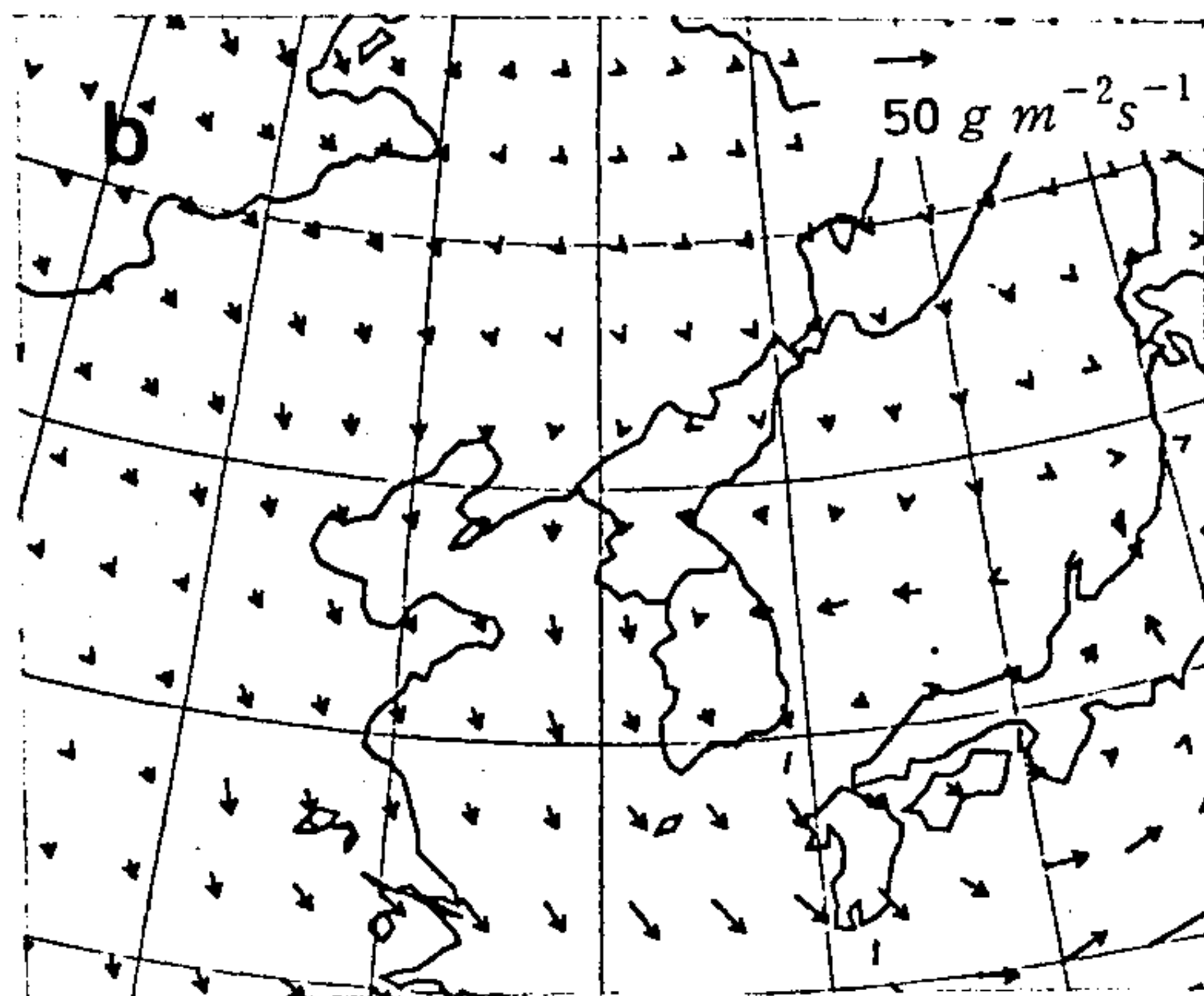
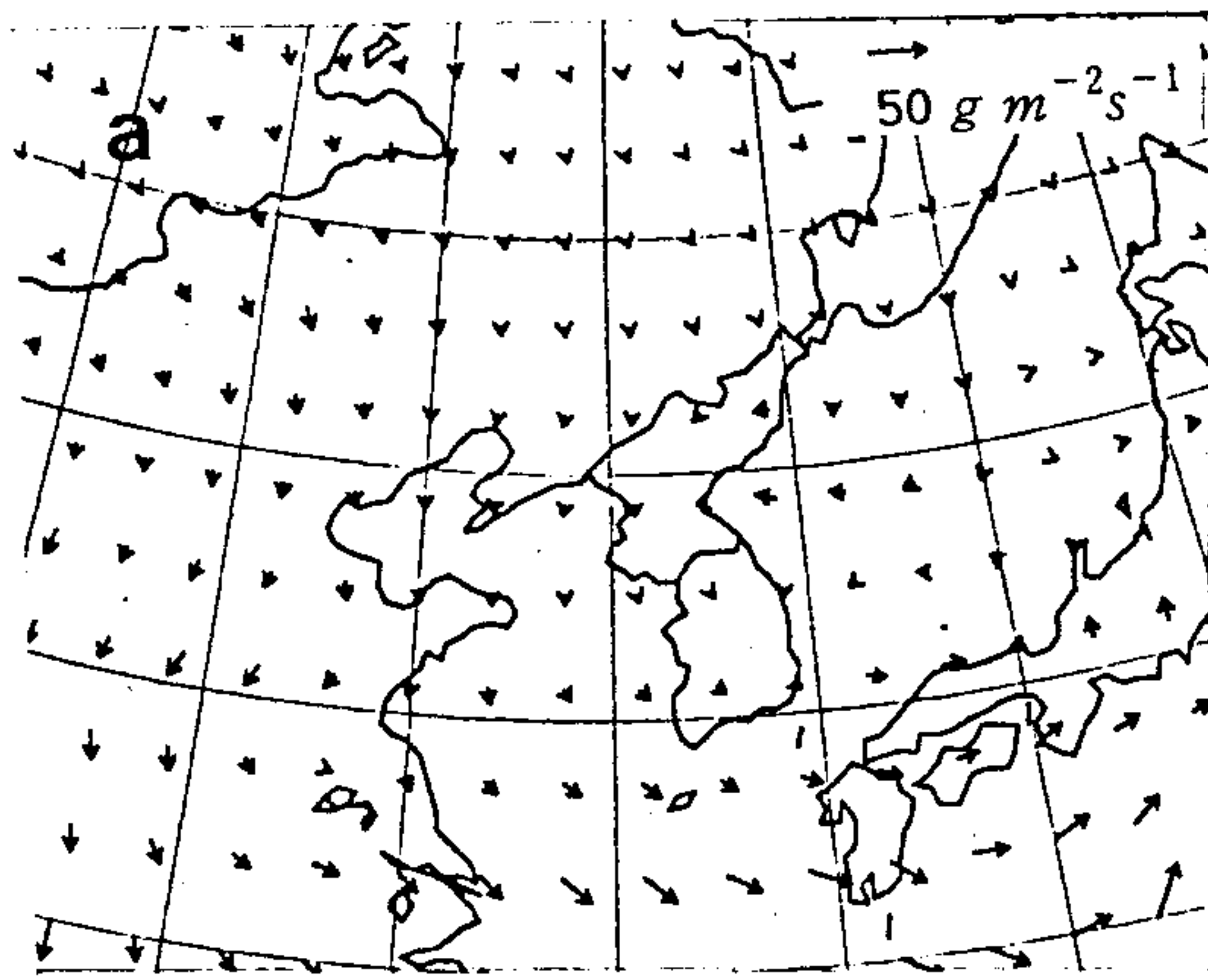


Fig. 8.1.13. The same as Fig. 12 except for moisture flux in $\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$

(2) 단열선도 분석

95년 3월 3일 00 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.14a)에서 대기의 하층이 부분적으로 습윤하며 780 hPa에서 700 hPa 사이에서 남서기류의 유입을 볼 수 있다. 그리고 지면에서 910 hPa 사이의 층에서는 조건부 불안정한(conditionally unstable) 연직구조가 존재한다. 3일 12 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.14b)는 지면에서 700 hPa 사이의 층에서 조건부 불안정한 연직구조를 보여 주며 850 hPa에서 700 hPa 사이로 하층운의 존재를 확인할 수 있다. 그리고 이 구름 층 위로는 역전 층이 위치하고 있는데 이 구름 층 위로 다소 건조한 구역이 존재하다가 500 hPa 부근 고도에서는 습수가 다시 작아진다.

(3) 상승류 및 유적선

대설이 본격적으로 시작된 3월 3일 06 UTC의 850 hPa 연직 속도 분포도(Fig. 8.1.15a)를 보면, 영동 지역으로 -0.1 에서 -0.2 Pa/s 사이의 값을 갖는 강한 상승역이 위치하고 있으며 3일 12 UTC의 850 hPa 연직속도 분포도(Fig. 8.1.15b)에서도 영동 지역에는 -0.1 hPa/s 정도의 상승역이 계속 위치하고 있다. 이러한 상승역은 06 UTC와 12 UTC의 700 hPa에서도 나타났다(그림 생략).

Fig. 8.1.16a는 후진형 유적선으로 시작 시간은 1995년 3월 3일 12 UTC이다. 275 K 등온위면의 경우, 92년 1월 31일의 경우와 다소 비슷한 모습이다. 함경북도 상공 약 2,000 m의 공기는 남동진하여 동해 면 해상으로 이동한 후 2일 18 UTC에 방향을 크게 바꾸어서 남서진하여 영동 해안선에 수직한 방향으로 이동하였다. 280 K 등온위면의 경우는 48시간 전에 중국 화북 지역에서 출발하여 계속 남동진하여 영동 지역으로 유입되었다. Fig. 8.1.16a에 대응한 등온위면의 지오펜셀 고도의 연직 변동(Fig. 8.1.16b)을 보면, 275 K 등온위면의 경우, 상하로 고도의 변동을 보이면서 전반적으로 낮아지다가 눈이 내렸던 3일 06 UTC부터 급격히 고도가 높아졌다.

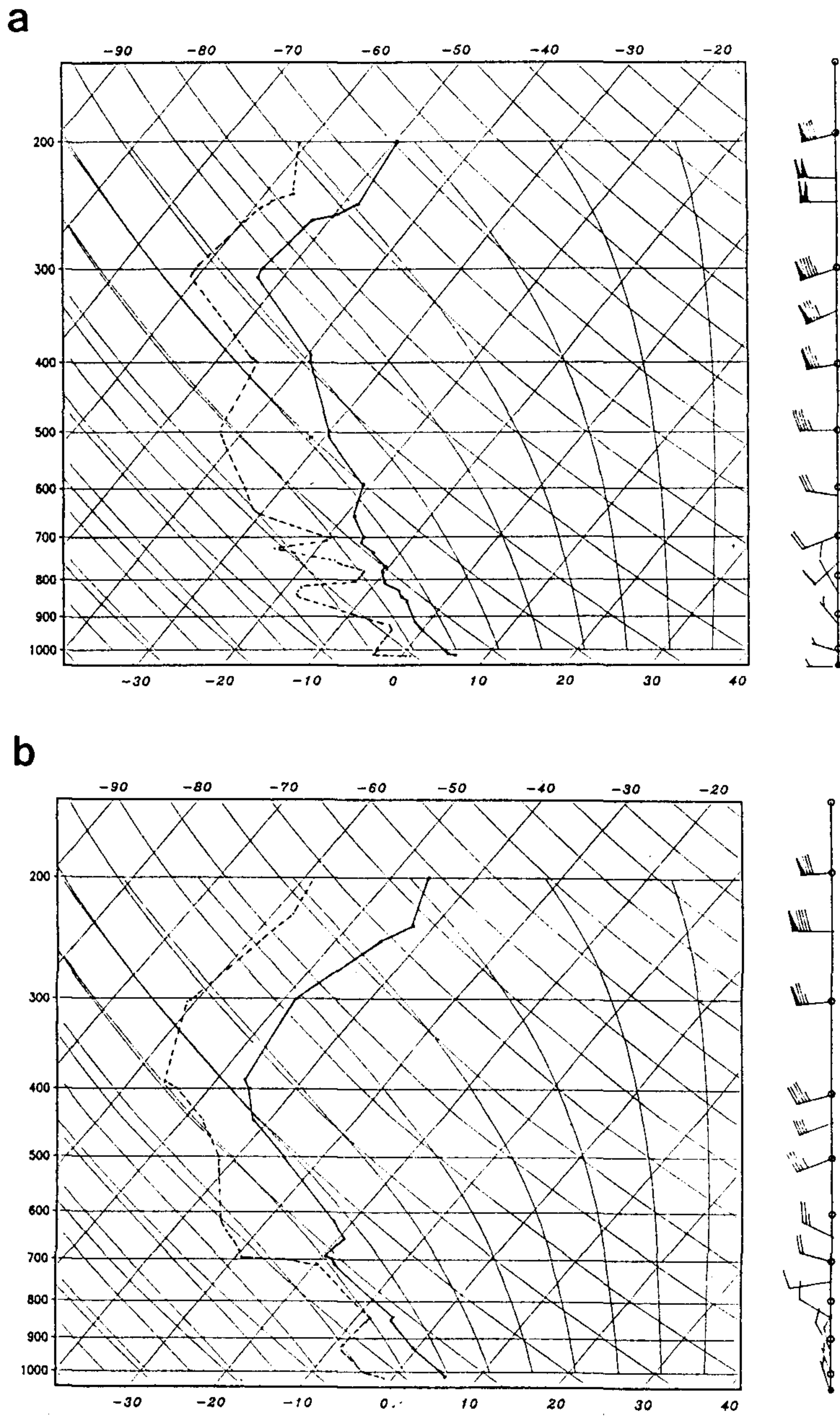


Fig. 8.1.14. The same as Fig. 6 except for 3 March 1995.

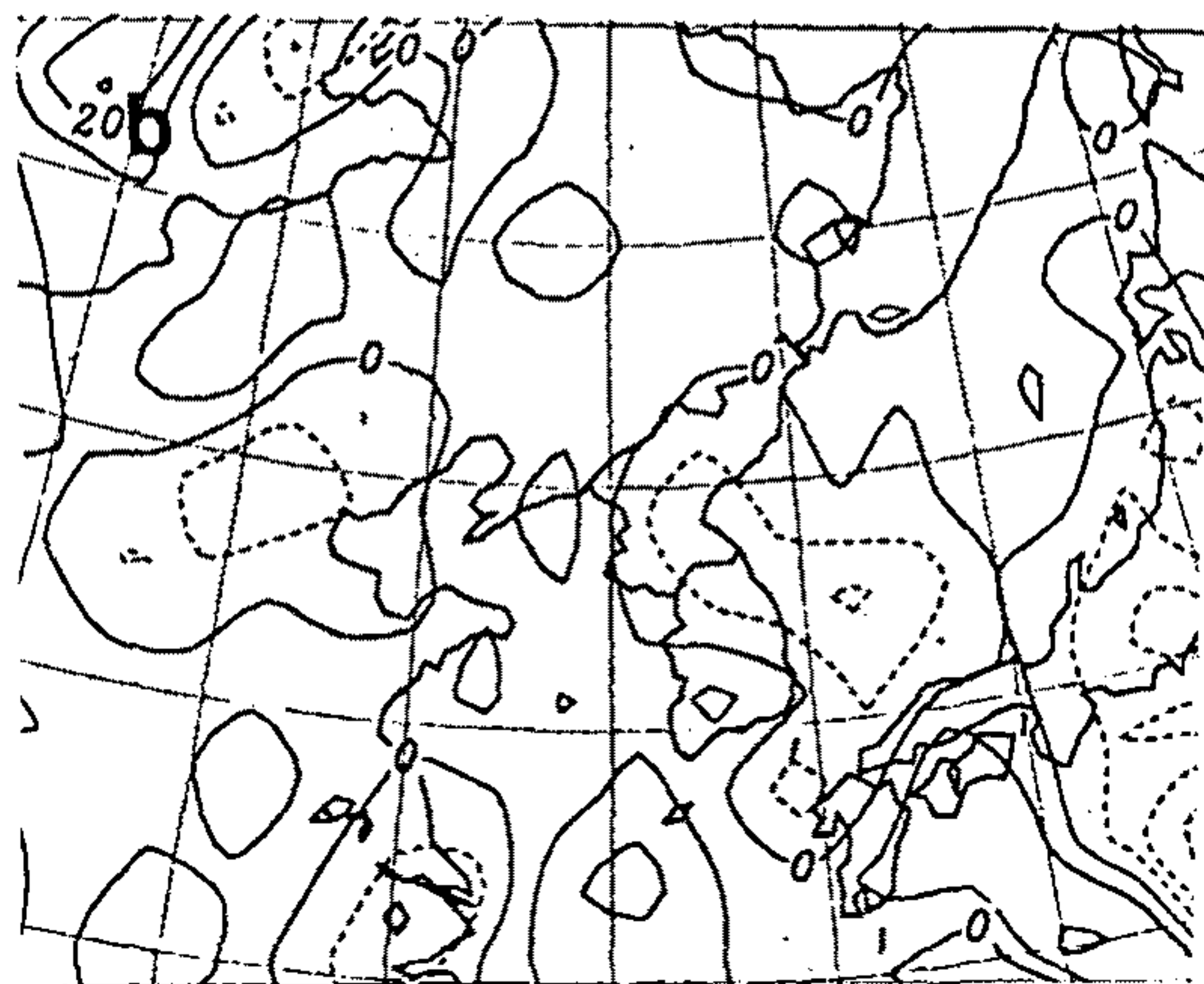
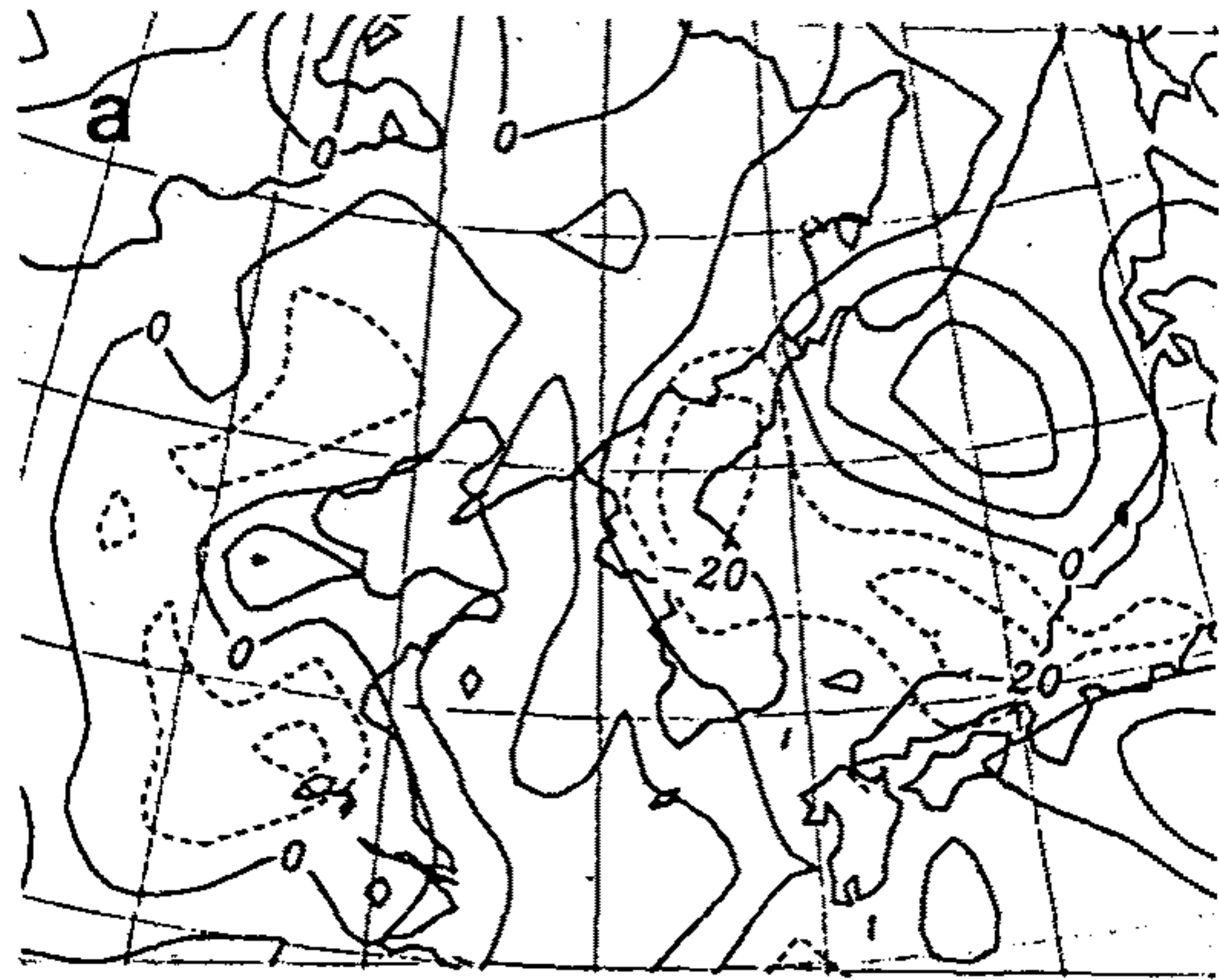


Fig. 8.1.15. The same as Fig. 12 except for vertical p-velocity in $10^{-2} Pa/s$

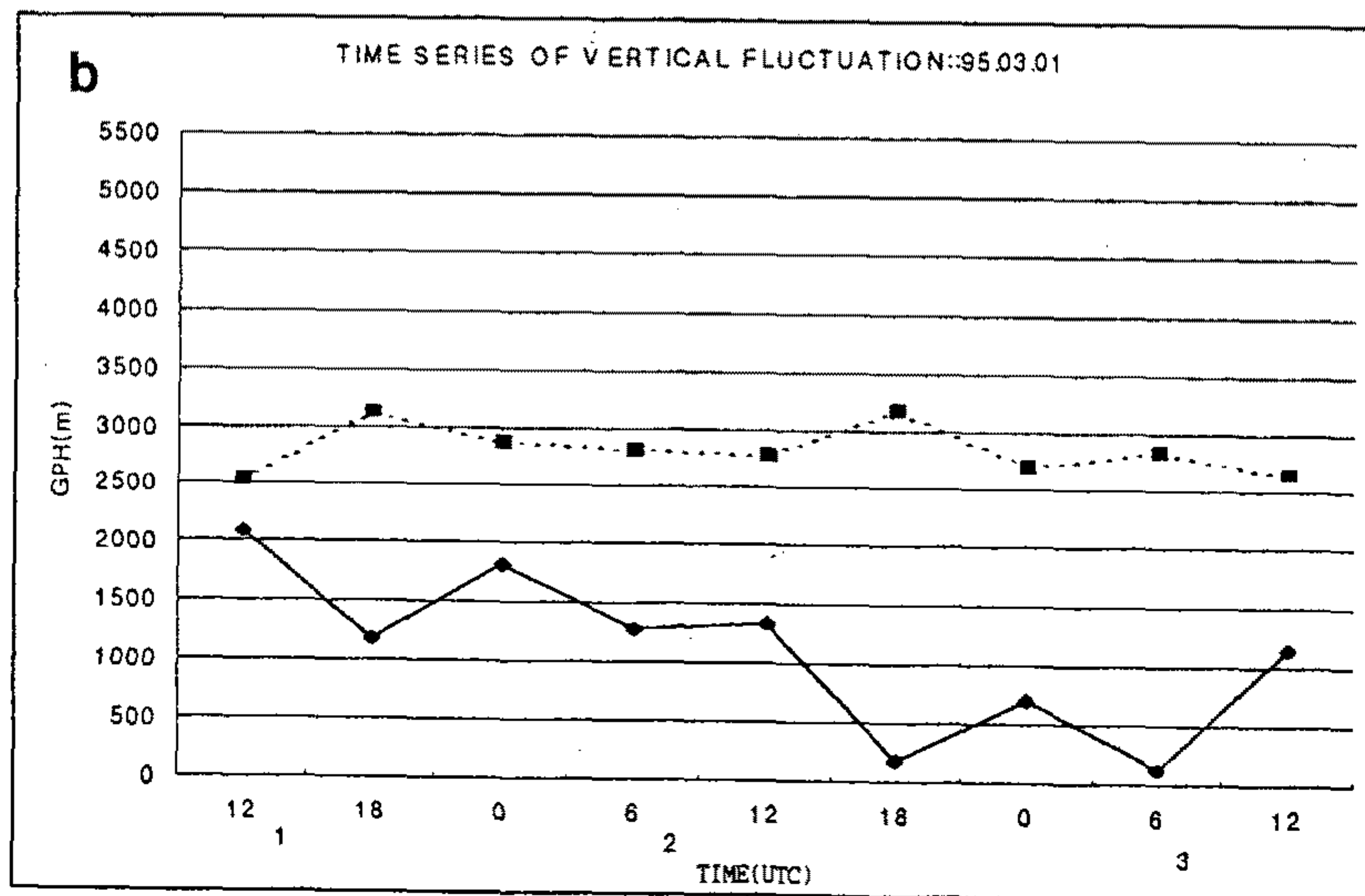
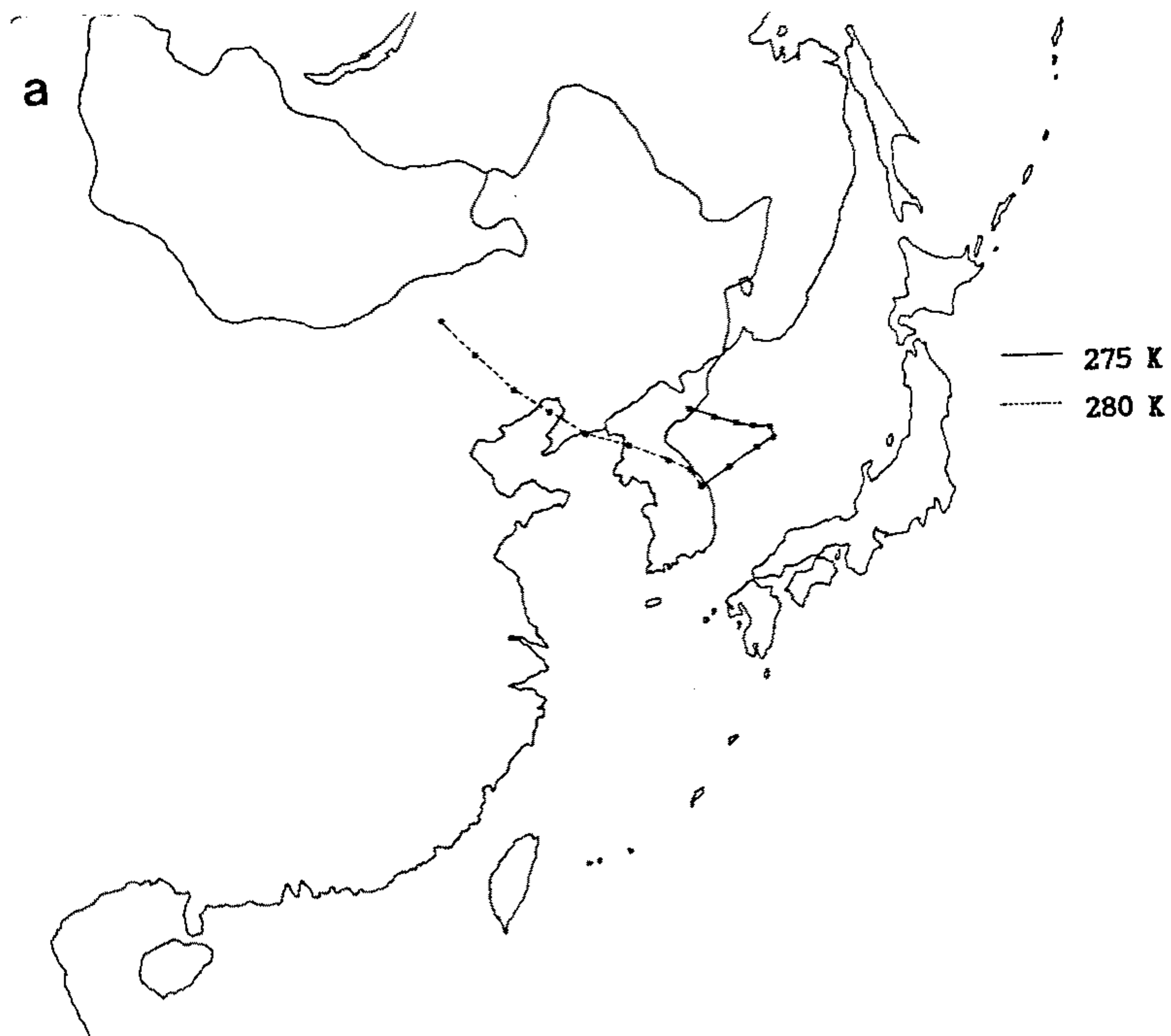


Fig. 8.1.16. The same as Fig. 8 except for 12 UTC 3 March 1995

이것은 공기의 상승 운동을 야기한다. 한편, 280 K 등온위면의 경우는 고도의 연직 변동이 작음을 알 수 있다.

(다) 1997년 2월 3일의 사례 분석(Case B)

(1) 일기도 및 보조 자료

1997년 2월 3일 00 UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.17a)에서, 몽고동부 지역에 중심을 둔 한대 고기압은 주 세력을 화중 지역으로 확장하고 또한 일본열도에서 동해면 해상으로 기압골이 위치하고 있어 서고동저 형의 기압배치를 볼 수 있다. 이에 따라 우리 나라에서는 등압선의 배열이 북동에서 남서 방향으로 놓여있다. 전구 분석자료에 의한 1000 hPa 바람장(그림 생략)에서는 원산만 앞바다에서 영동 지역으로 유입되는 풍향이어서 기단 변질 효과를 예상할 수 있다. 12시간 후의 일기도(Fig. 8.1.17b)를 보면, 기압배치가 크게 변화지 않았으나 영동 지역에서는 등압선의 간격이 다소 넓어 진 반면에 동해북부 면 해상에서는 기압골이 강화되었음을 알 수 있다. Fig. 8.1.18a는 1997년 2월 3일의 대관령의 3시간 적설량을, Fig. 8.1.18b는 강릉의 적설량을 보여준다. 2월 3일 하루 동안의 적설량은 대관령에서 10.1 cm, 강릉에서 31.5 cm(참고로 속초에서는 22.0 cm)이었다. 즉, 강릉에서 약 20 cm정도 눈이 많이 내렸음을 알 수 있다. 이 경우에는 지형 효과가 거의 작용을 하지 못하였다고 볼 수 있으며 다른 메커니즘이 이러한 적설량의 차이를 야기한 것으로 생각할 수 있다.

한편, 2월 3일 00 UTC의 850 hPa(Fig. 8.1.19a) 일기도를 보면, 전형적인 서고동저 형으로 등고도선이 남북 방향으로 놓여 있으며 온도골(thermal trough)은 한만 국경에서 영남 지역으로 놓여 있다. 오산은 북북서풍이, 포항은 거의 북풍이 분다. 앞의 지상 일기도에서는 영동 지역으로 북동 기류의 유입을 보여주지만 한기 이류에 따라 상층으로 올라 갈수록 풍향 반전(backing)이 일어나 850 hPa 고도에서는 북풍 내지는 북북서풍으로 풍향이 변한다고 볼 수 있다. 따라서 이 사례와 같이

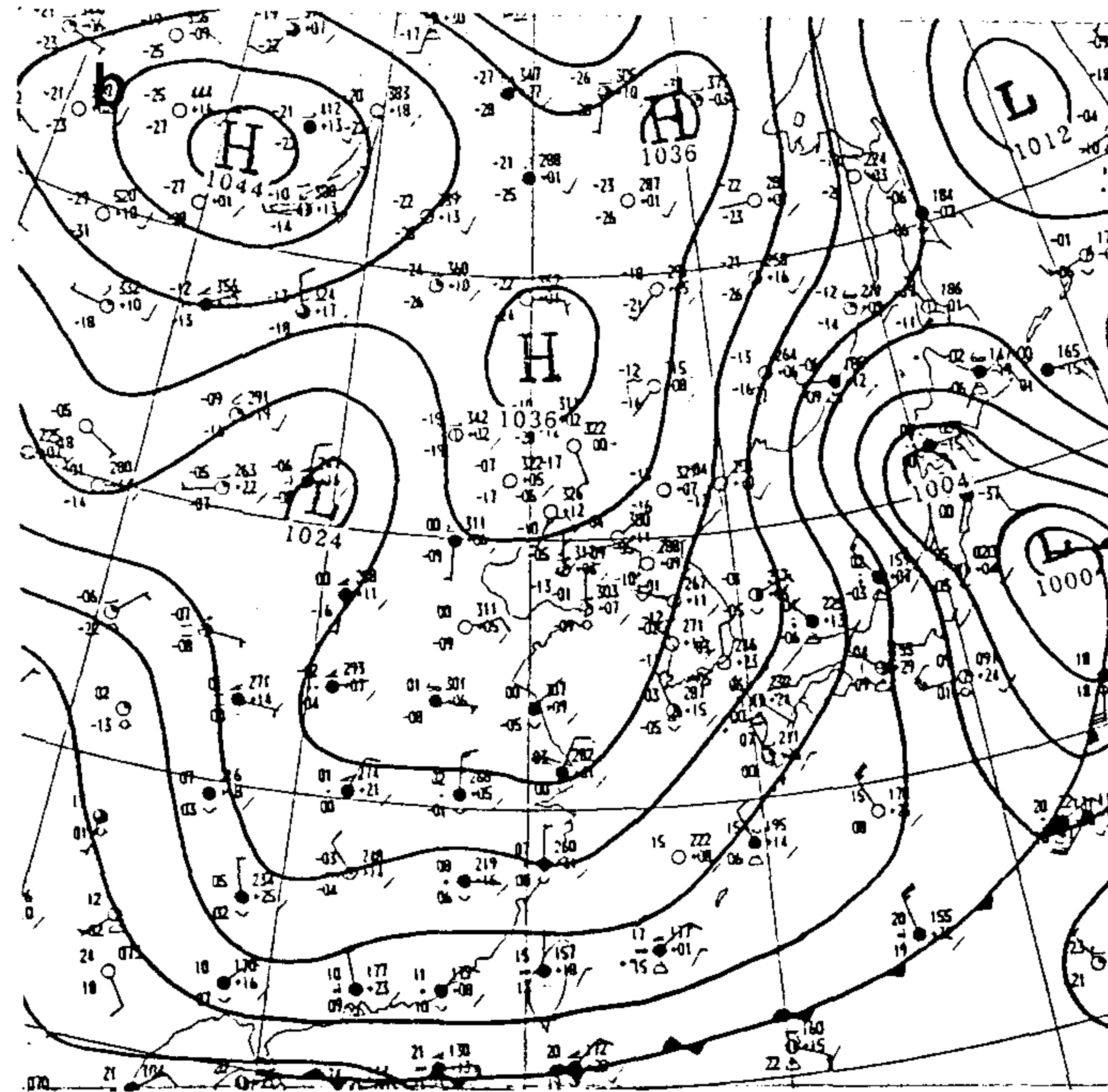
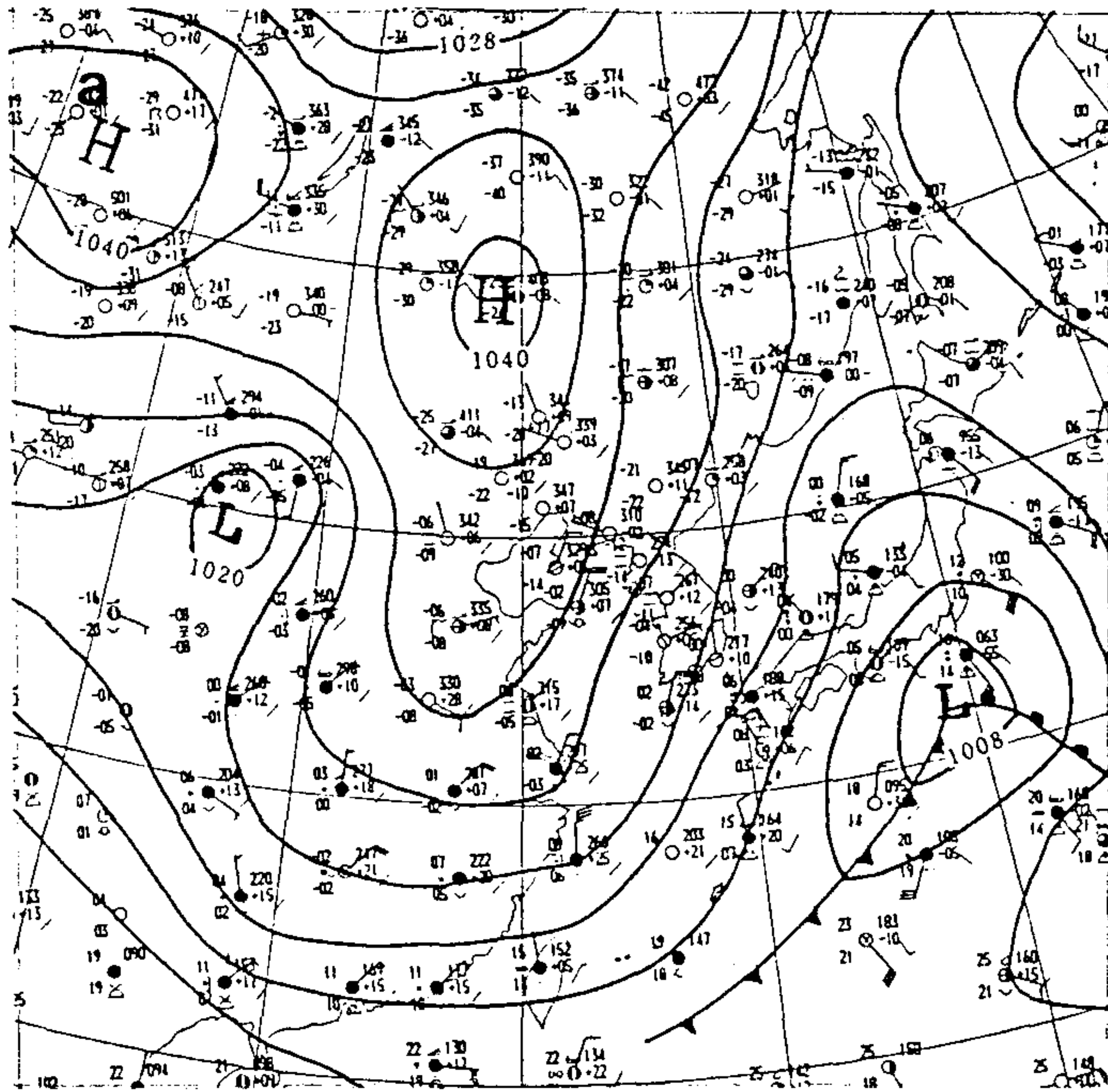


Fig. 8.1.17. The same as Fig. 1 except for 3 February 1997

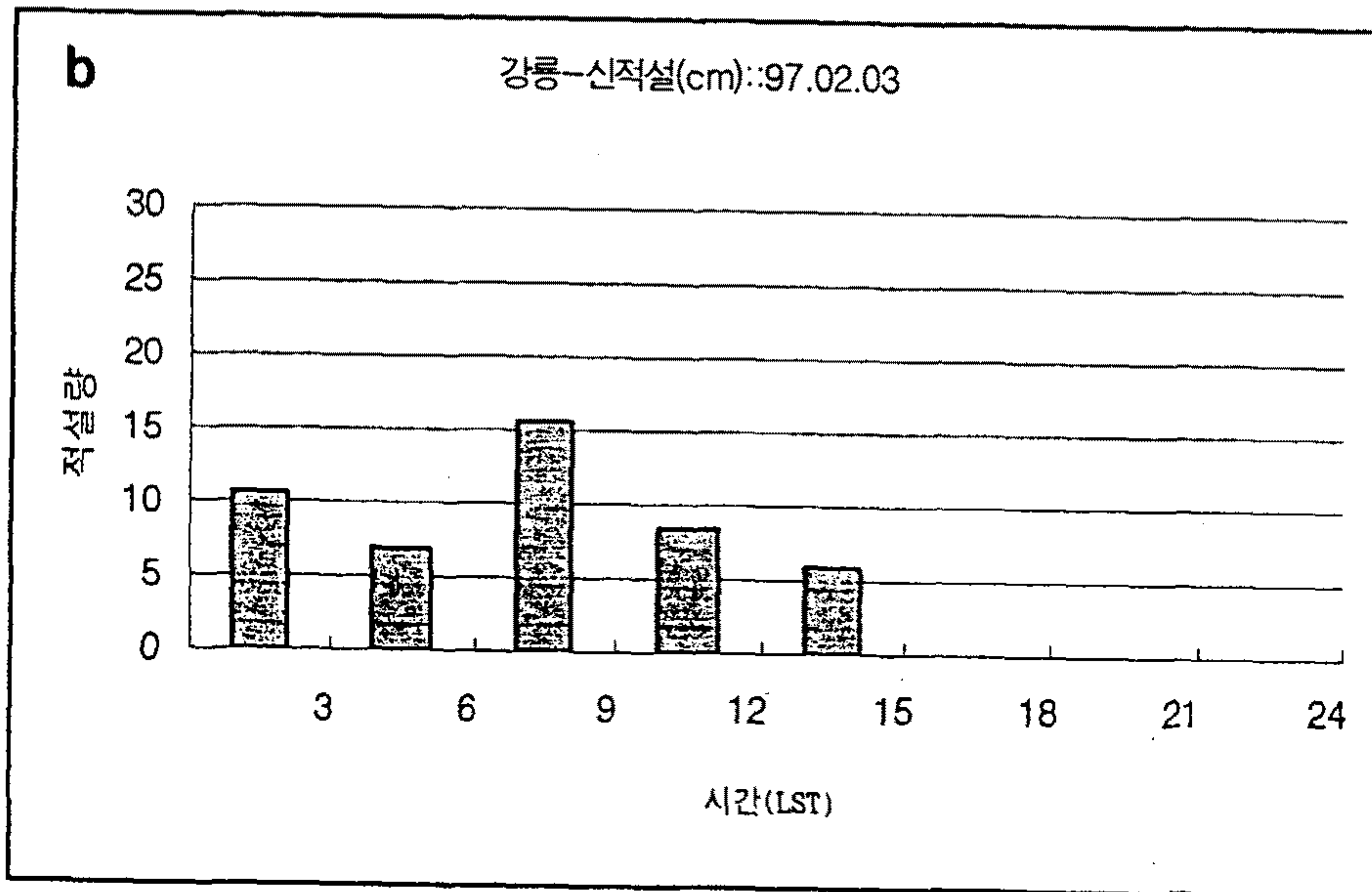
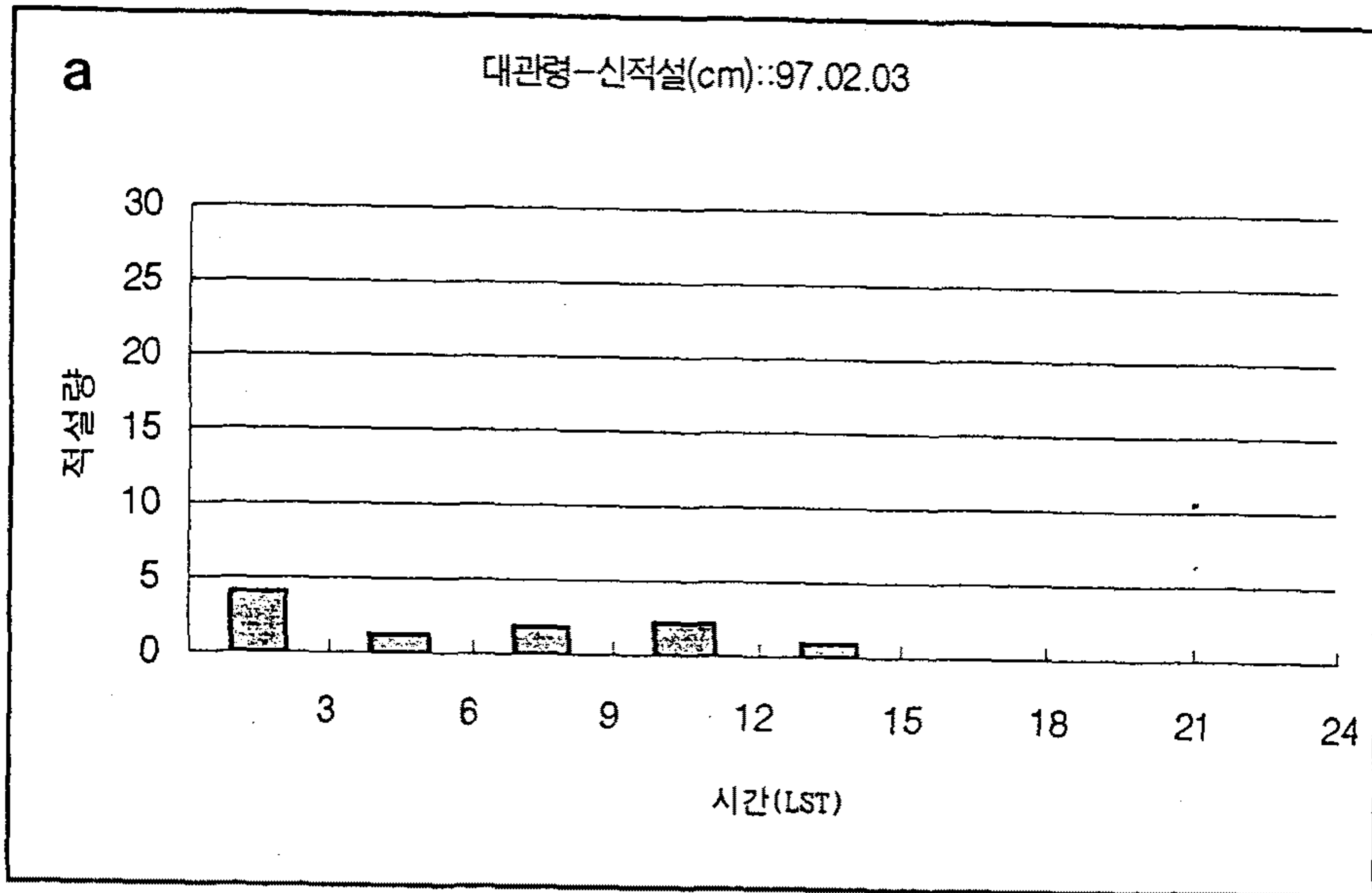


Fig. 8.1.18. The same as Fig. 2 except for 3 February 1997.

한대 고기압 전면에서의 대설의 경우, 북동기류가 유입되는 고도는 지면 부근의 제한된 대기층이다. 2월 3일 00 UTC의 500 hPa 일기도(Fig. 8.1.19b)에는 기압골(trough)이 연해주에서 부산 방향으로 뻗고 있으며 오산에서는 북서풍이, 포항에서는 서풍이, 일본의 주고쿠 지역에서는 남서풍이 존재하여 기압골(trough)이 영동 지역을 거의 통과한 것으로 여겨진다. 3일 21 UTC의 500 hPa 일기도(그림 생략)는 기압골(trough)이 일본 쪽으로 물러감에 따라 한반도는 강한 북서풍을 보여주고 있다. 따라서 눈이 내렸던 시간대는 이 기압골(trough)이 영동 지역을 통과하는 시간대와 그리고 통과 후 몇 시간 동안인 것으로 볼 수 있다.

Fig. 8.1.20은 2월 3일 850 hPa면의 온도 이류 분포도이다. 3일 00 UTC의 경우(Fig. 8.1.20a)와 3일 06 UTC의 경우(Fig. 8.1.20b) 모두 뚜렷한 한기 이류를 보여 주고 있다. 2월 3일 00 UTC 850 hPa 면의 수분속(moisture flux) 분포도(Fig. 8.1.21a)는 동해북부 해상에서 영동 지역의 해안선에 평행하게 수분이 수송됨을 보여준다. 06 UTC의 분포도(Fig. 8.1.21b)에서도 영동 지역의 해안선을 따라 수분이 수송됨을 볼 수 있으나 수송량의 크기는 6시간 전보다 약간 증가한 모습을 보여준다. 1992년 1월 31일의 대설 경우와 비교하여 볼 때, 수송량도 작고 또한 수송 방향도 해안선을 따르기 때문에 풍상층 산악 면으로의 기류와 수분 공급이 적음을 알 수 있다.

(2) 단열선도

97년 2월 3일 00 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.22a)를 보면, 92년 1월 31일의 경우와 크게 다른 점을 볼 수 있다. 그것은 습윤층의 두께가 약 930 hPa에서 850 hPa 사이로 제한되어 있어 하층운의 두께가 작고 그 구름 층 위로는 역전 층이 있으며 850 hPa 이상의 고도에서는 습수가 약 20도 내외로 몹시 건조한 점이다. 이러한 대기의 연직 구조는 대륙의 건조하고 차가운 기단이 우리 나라를 통과한 기압골의 후면을 따라 우리 나라의 대기 상층으로 유입되면서 침강하였고 또한 종관적으로 하강 운동이 가하여지면서, 이에 따른 단열 압축에 의하여 온도가 상승되면서 역전 층이 형성

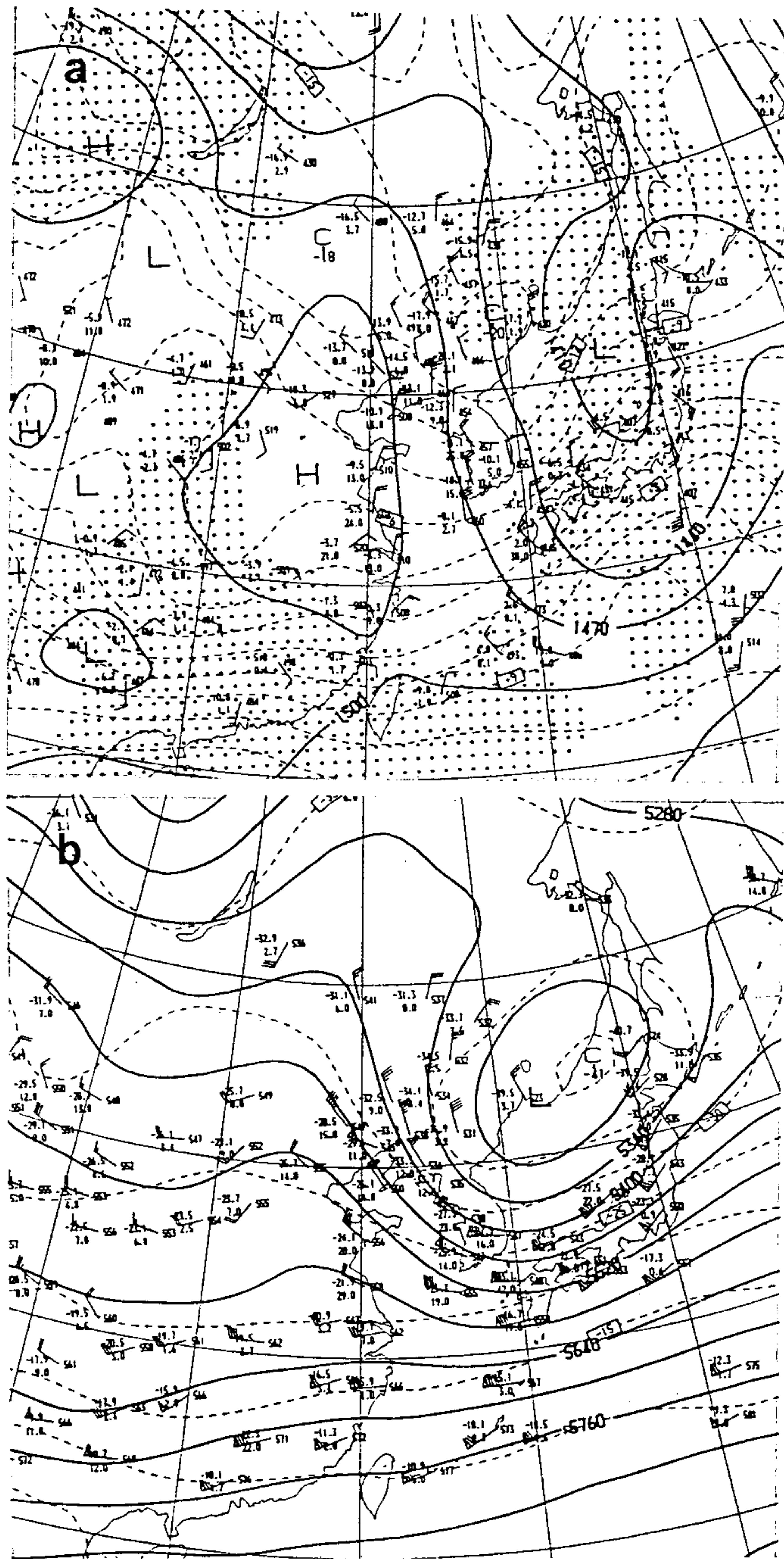


Fig. 8.1.19. The same as Fig. 3 except for 00 UTC 3 February 1997

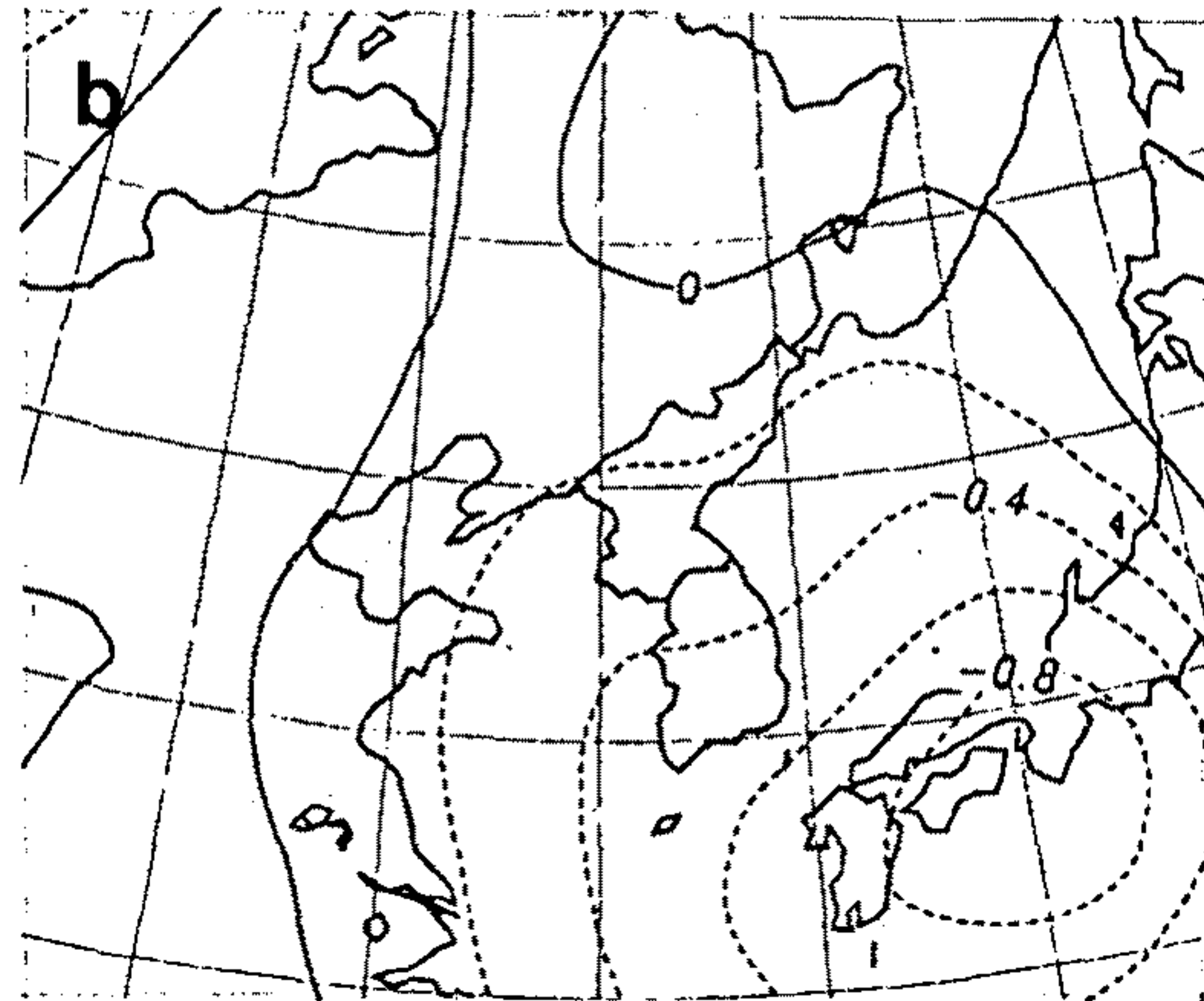
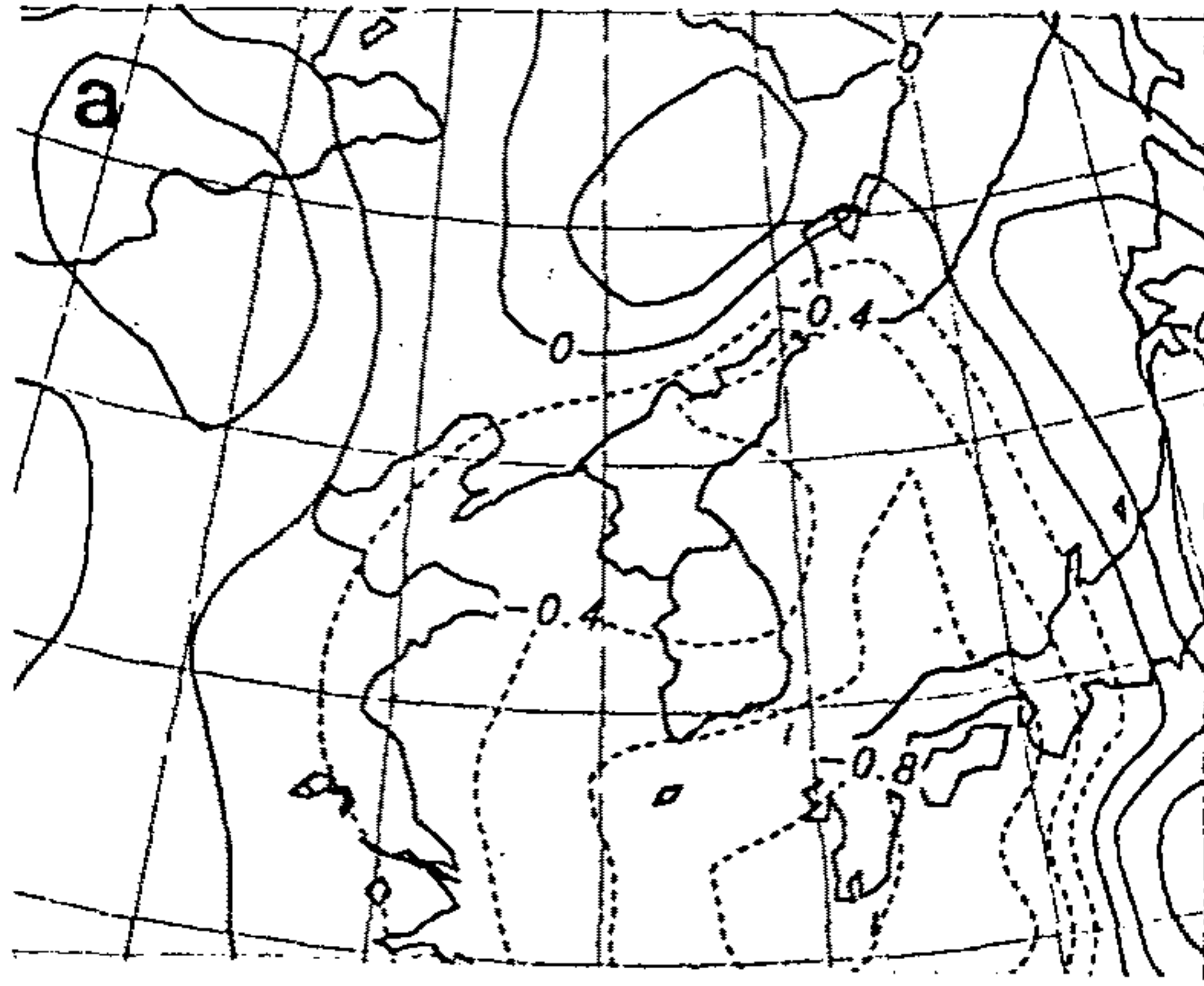


Fig. 8.1.20. The same as Fig. 4 except for 3 February 1997

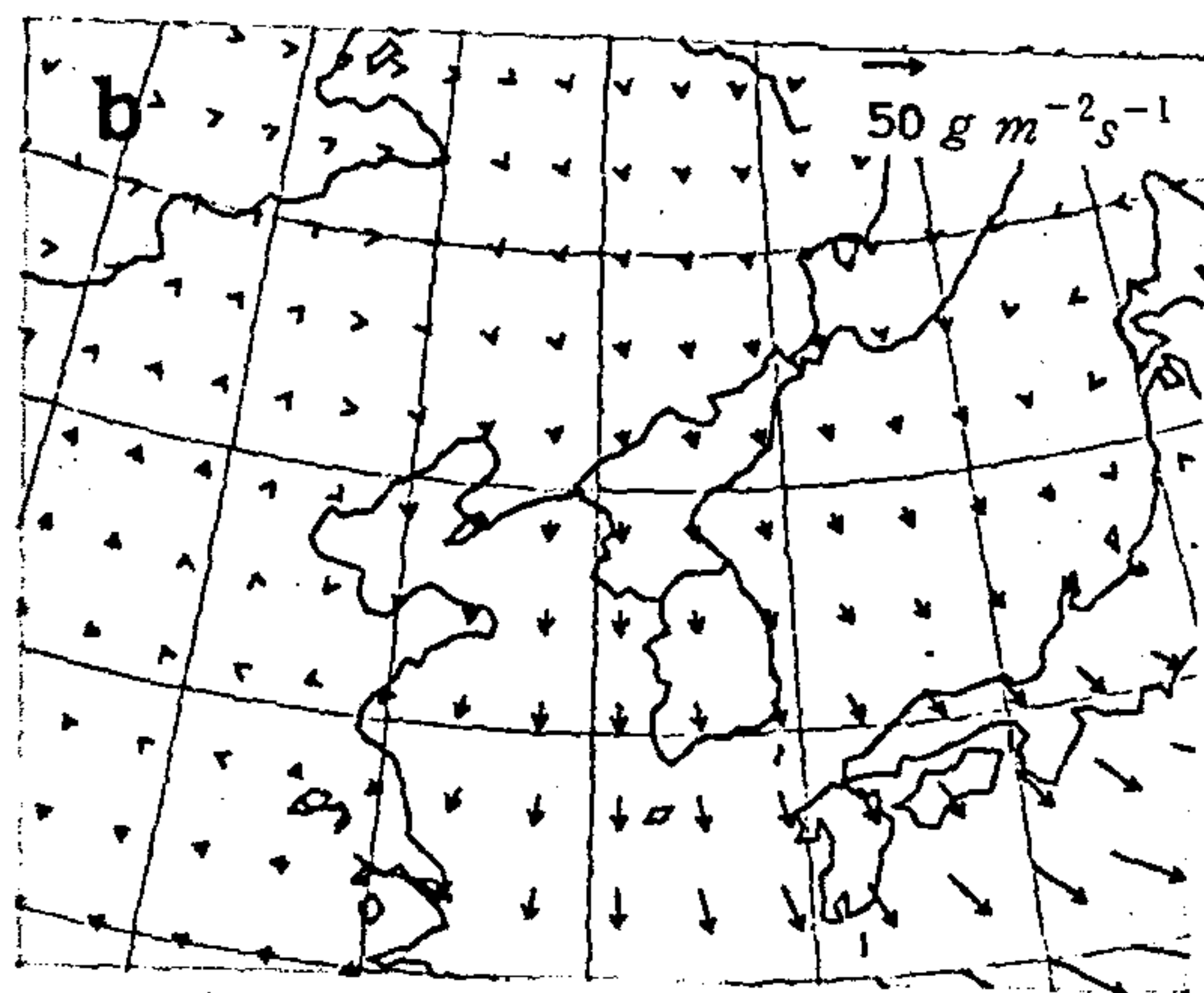
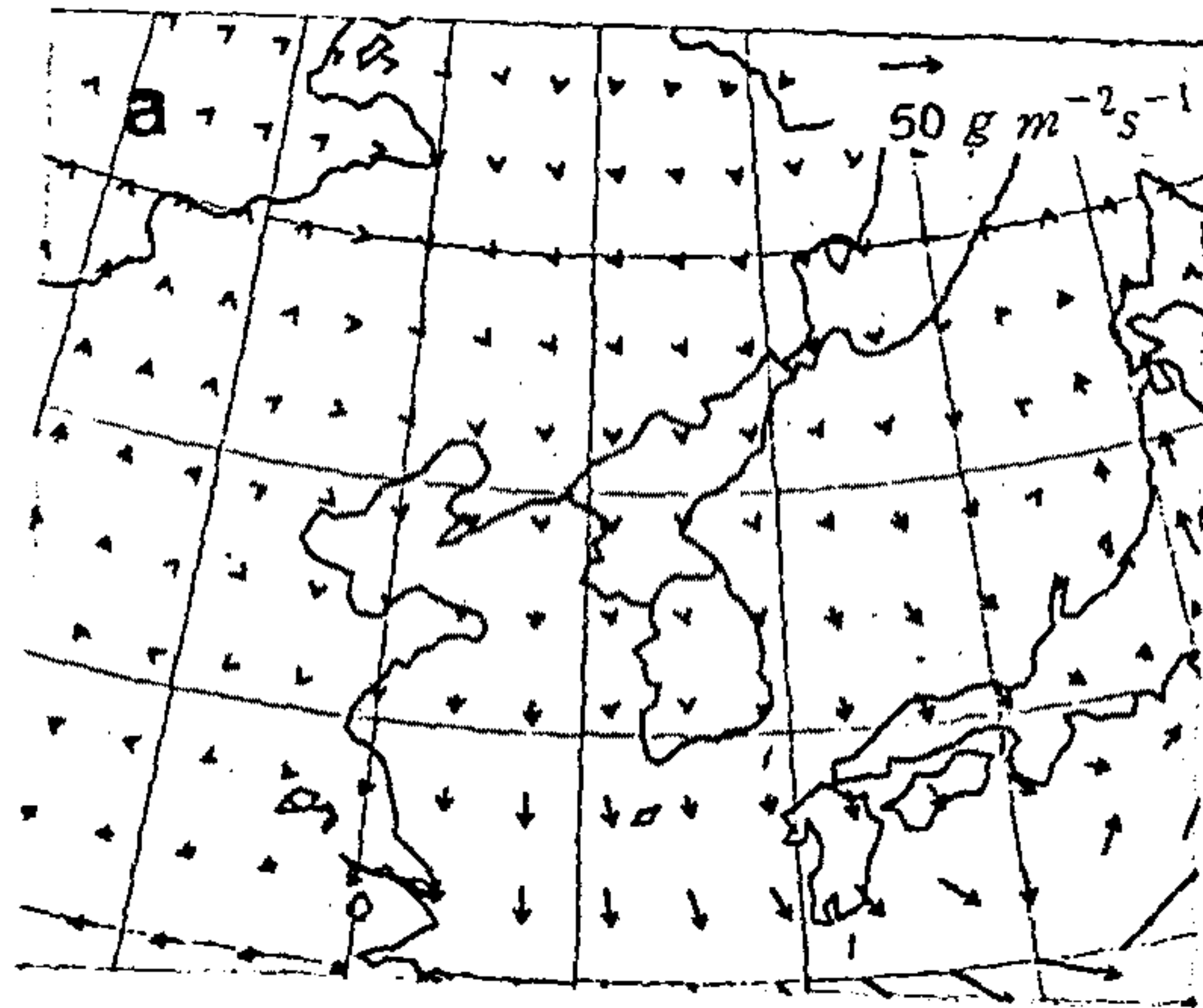


Fig. 8.1.21. The same as Fig. 20 except for moisture flux in $gm^{-2}s^{-1}$

된 것으로 볼 수 있다. 따라서 상층대기의 하강 운동에 따른 역전 층의 생성과 이러한 역전 층이 일종의 덮개 역할을 하여 하층운의 연직 발달을 제한하고 있다고 생각된다. 그리고 990 hPa에서 920 hPa 사이 층에서 조건부 불안정함을 보여준다. 그리고 바람의 경우, 북동풍은 920 hPa에서 875 hPa 사이에서 나타났으며 750 hPa 이상의 고도에서는 북서풍이 유입되기 시작하여 600 hPa 고도에서는 약 70 knot의 강한 북서풍이 유입되어 상층 기압골은 이미 통과하였음을 알 수 있다. 880 hPa에서 750 hPa 사이에서는 고도에 따른 풍향의 반전(backing)현상이 나타나 한기 이류가 있음을 알 수 있다. 3일 12 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.22b)에서는 960 hPa에서 920 hPa, 그리고 850 hPa에서 810 hPa 사이 층에서 건조단열 감율보다 커 하층이 몹시 불안정함을 알 수 있다. 그리고 습윤층의 두께는 약간 커졌으나 여전히 습윤층은 800 hPa 미만으로 제한되어 있고 그 위로는 강한 침강 역전 층이 위치하고 있어 이 역전 층이 구름의 연직 발달을 제한하는 것으로 볼 수 있다. 그리고 대부분의 바람 방향은 북서 계열이었다.

(3) 상승류 및 유적선

1997년 2월 3일 00 UTC(Fig. 8.1.23a)와 06 UTC(Fig. 8.1.23b)의 850 hPa 연직 분포도를 보면, 강한 하강 구역은 서해 상에 위치하며 영동 지역은 약한 하강 구역(+)에 위치한다. 그리고 같은 시각의 3일 00 UTC(Fig. 8.1.23c)와 06 UTC(Fig. 8.1.23d)의 700 hPa 연직 분포도에서는 0.1과 0.2 Pa/s 사이의 크기를 갖는 강한 하강 구역이 영동 지역에 위치하였다. 이러한 하강류의 분포는 단열선도 분석에서 언급한 하강 운동에 동반된 침강 역전 층의 존재를 뒷받침한다고 할 수 있다.

Fig. 8.1.24a는 후진형 유적선으로 시작 시간은 1997년 2월 3일 00 UTC이다. 275 K 등온위면의 경우, 중국 동북 지역 상공 3,000 m의 공기는 다소 빠른 속도로 남하하다가 남남동 방향으로 전향을 하였는데 그 과정에서 등온위면의 연직 변화가 크지 않았다. Fig. 8.1.24a에 대응한 등온위면의 지오펜셜 고도의 연직 변동(Fig. 8.1.24b)을 보면, 275 K 등온위면 고도의 경우, 2일 12 UTC와 18 UTC 사이

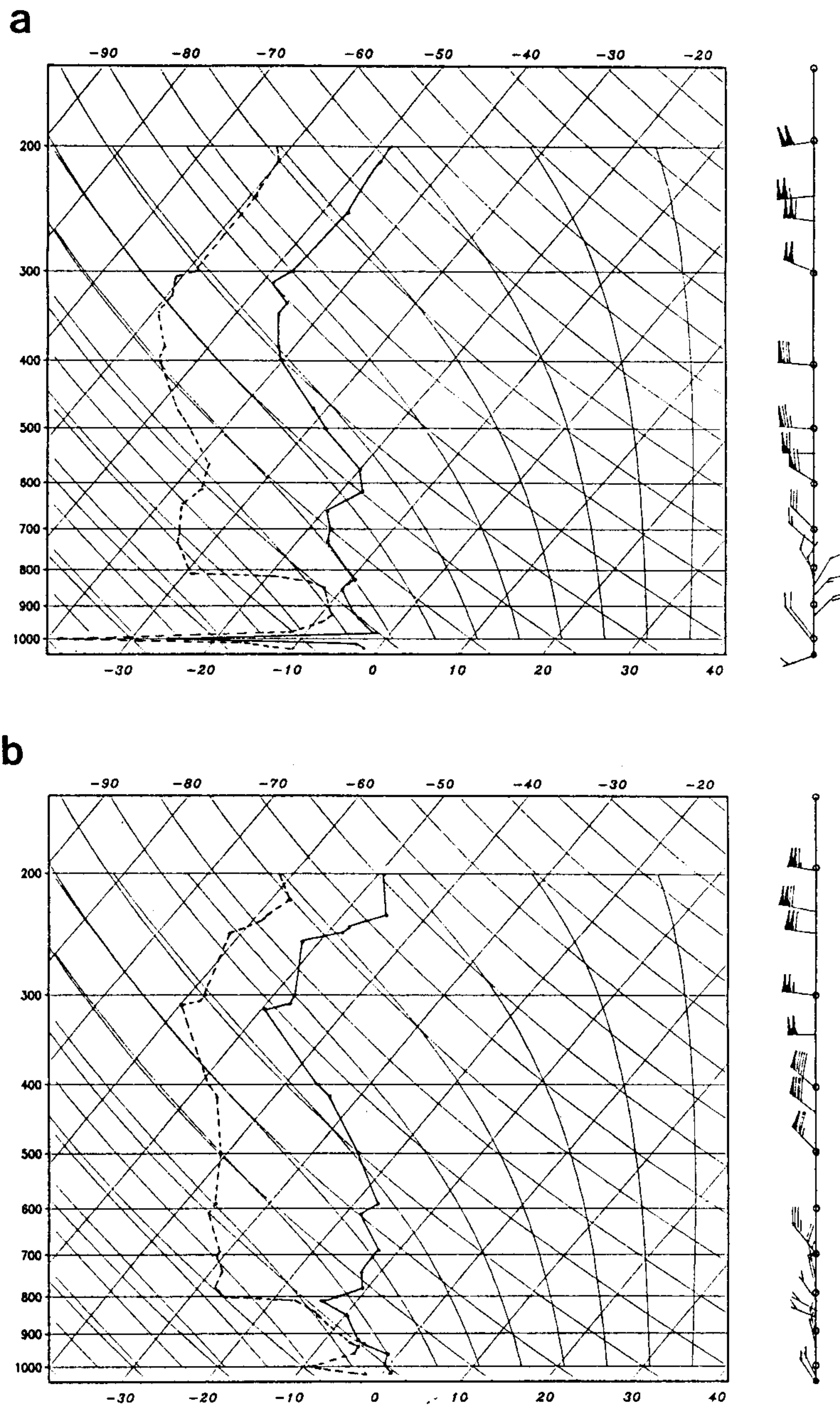


Fig. 8.1.22. The same as Fig. 6 except for 3 February 1997.

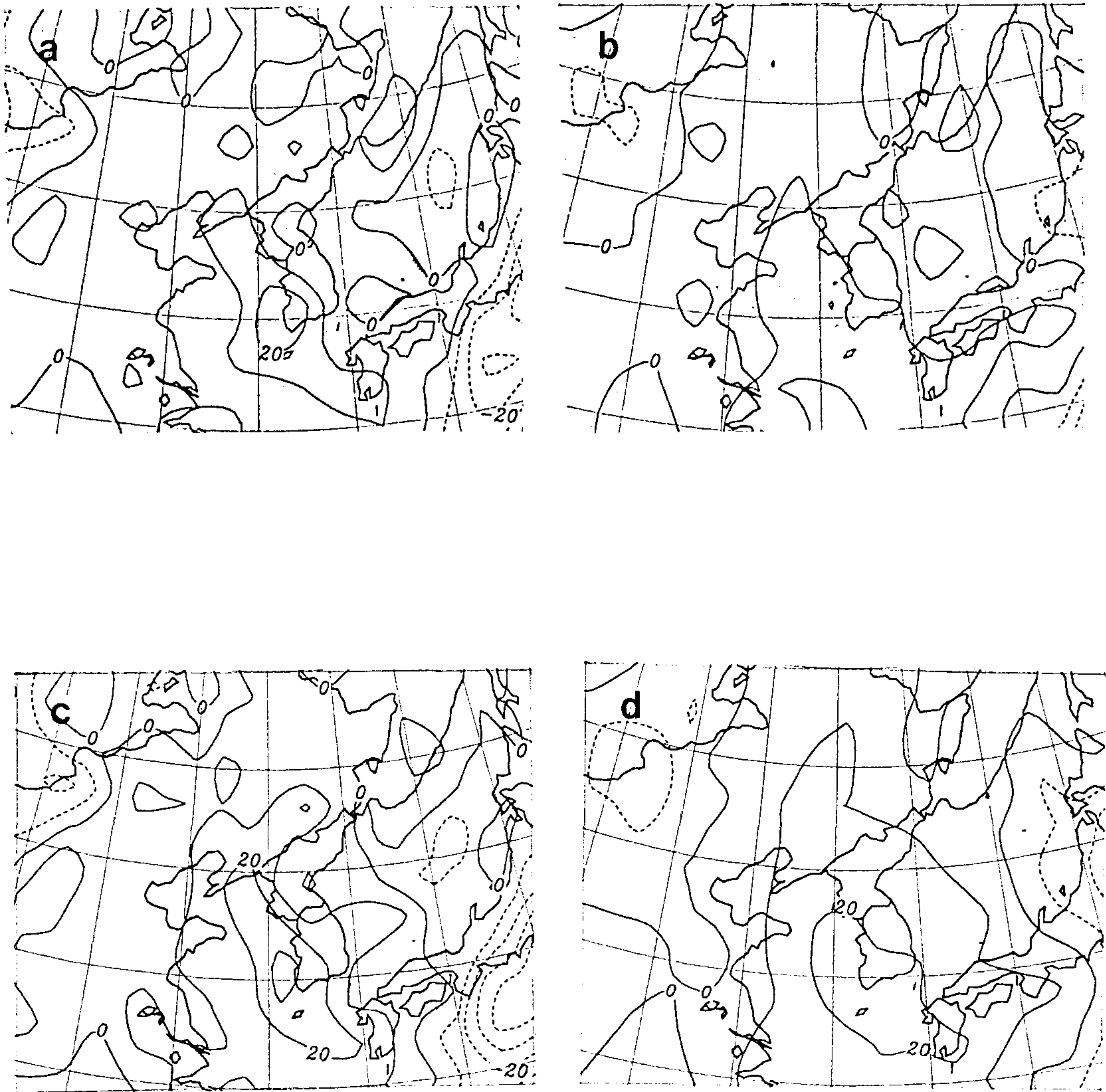


Fig. 8.1.23. The distribution of vertical p-velocity in $10^{-2} Pa/s$ at (a) 00 UTC and (b) 06 UTC 3 February 1997 for 850 hPa level, and (c) 00 UTC and (d) 06 UTC 3 February 1997 for 700 hPa level.

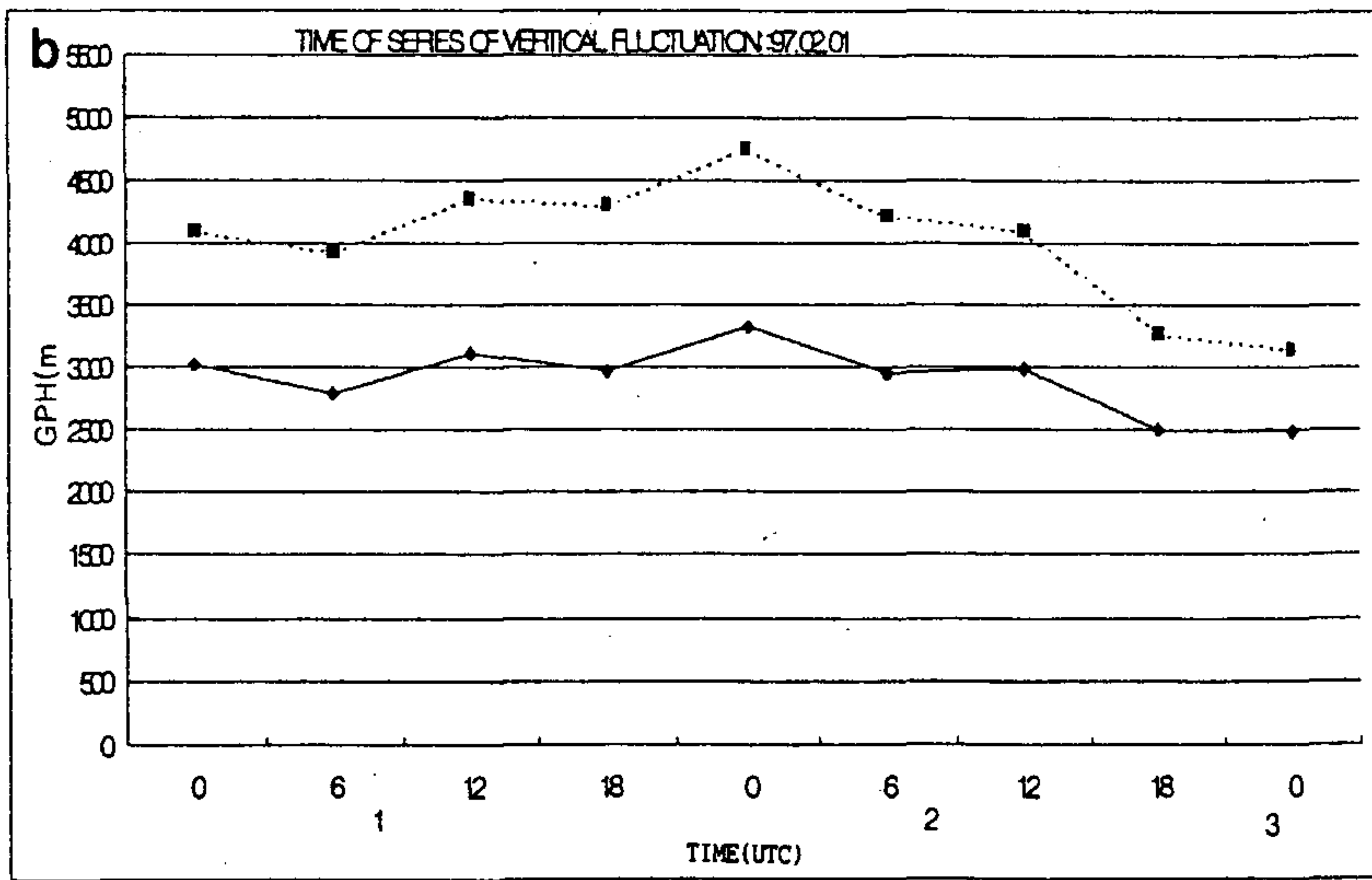
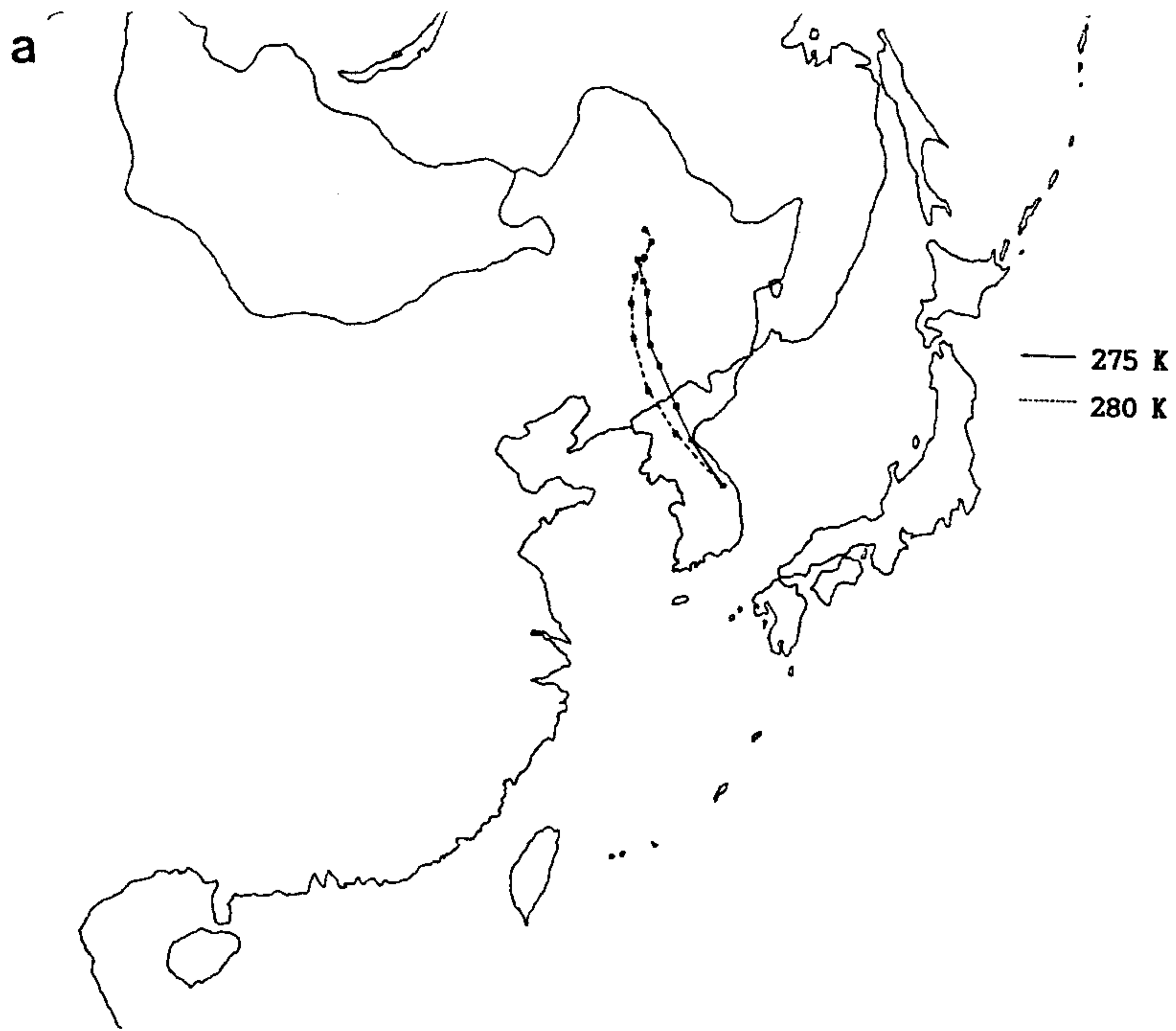


Fig. 8.1.24. The same as Fig. 8 except for 00 UTC 3 February 1997

에는 고도가 낮아졌고, 2일 18 UTC에서 3일 00 UTC사이에는 거의 변화가 없다. 280 K 등온위면의 경우, 275 K 등온위면의 경우와 거의 비슷한 경로를 따르고 있고, 고도의 연직 변동에서도 275 K 등온위면의 경우와 비슷한 양상을 보이나 2일 12 UTC부터 3일 00 UTC 사이에 등온위면의 고도가 상대적으로 다소 큰 폭으로 낮아져 공기의 하강 운동이 있음을 알 수 있다.

(라) 1994년 1월 29일의 사례 분석(Case B)

(1) 일기도 및 보조 자료

94년 1월 29일 00 UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.25a)에서는 화북 지역에 한대 고기압이, 일본 동쪽 해상에서는 발달한 저기압이 위치함에 따라 서고동저 형의 기압 배치를 볼 수 있다. 영동 지역에는 등압선이 북동 방향에서 남서 방향으로 놓여 있다. 1월 29일 12 UTC의 지상 일기도(Fig. 8.1.25b)를 보면, 산둥 반도 부근의 기압 능에 고기압의 중심이 새롭게 나타났으며 영동 지역에서는 등압선의 간격이 전시간 보다 넓어 졌다.

Fig. 8.1.26a는 1994년 1월 29일의 대관령의 3시간 적설량을, Fig. 8.1.26b는 강릉의 적설량을 보여준다. 29일 하루동안의 적설량의 분포를 보면 대관령은 11.0 cm, 강릉은 35.5 cm(참고로 속초는 19.9 cm)의 적설량을 기록하였다. 그런데 일반적으로 볼 때 산악 지대인 대관령에서 지형 효과로 강설량이 많을 것으로 예상되나 이 사례의 경우 해안 지역인 강릉에서 더 많은 강설량을 기록하였다.

29일 00 UTC의 850 hPa 일기도(Fig. 8.1.27a)에서는 차가운 공기의 중심역(-22도)이 연해주에 위치하며 동해와 우리 나라 전역에 온도골(thermal trough)이 위치하고 있다. 등고선의 배열로 보면 우리 나라는 북서기류(북서기류는 공기의 하강 운동을 야기함)가 지배적임을 알 수 있으며 이것은 고층 관측과도 일치하고 있다. 따라서 북동계열의 바람이 나타나는 층은 지면 부근의 대기 하층의 얇은 층임을 알 수 있으며 case A 경우보다 훨씬 얇다고 볼 수 있다. 그리고 우리 나라와 동해 상에서

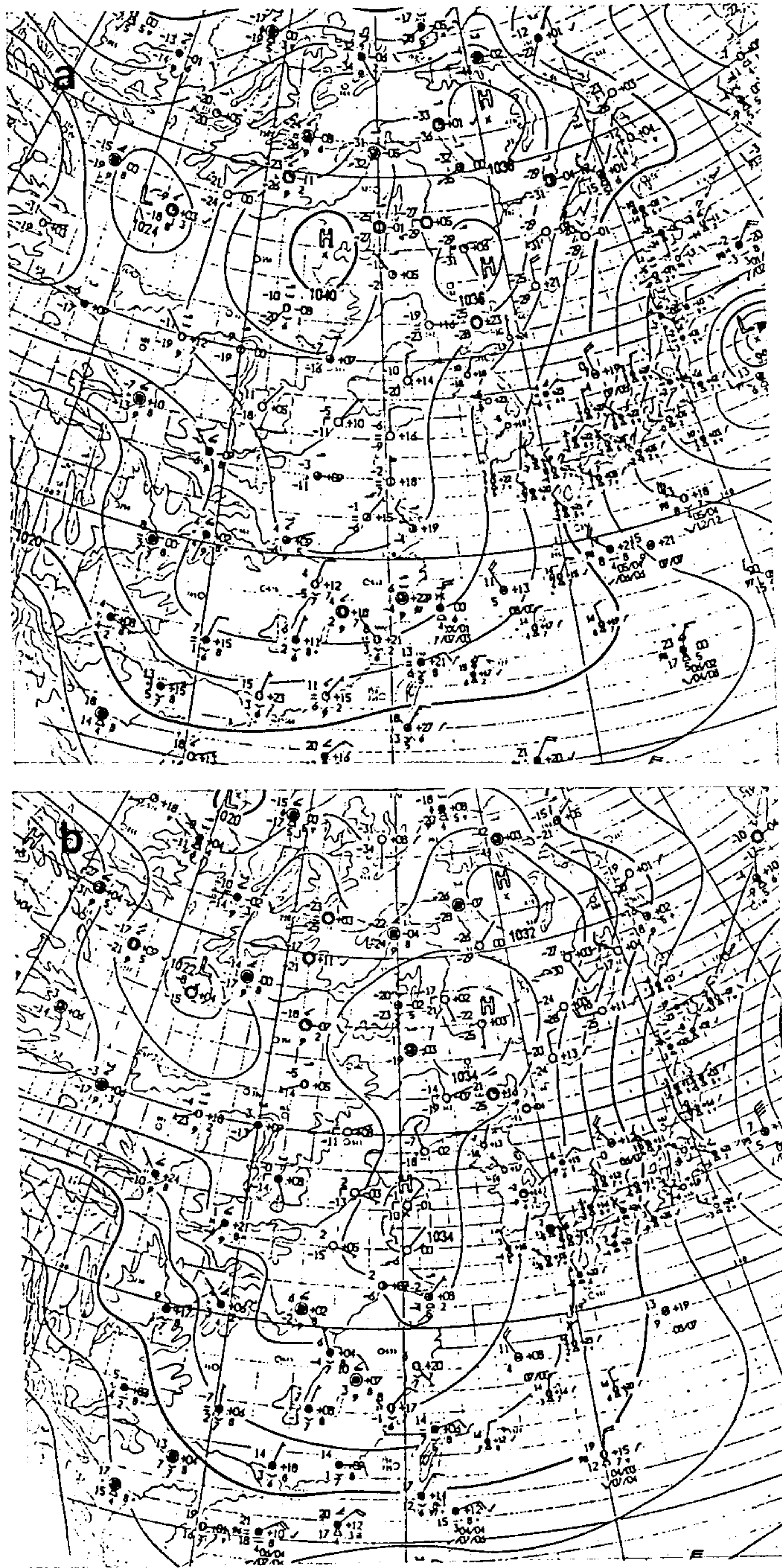


Fig. 8.1.25. The same as Fig. 1 except for 29 January 1994

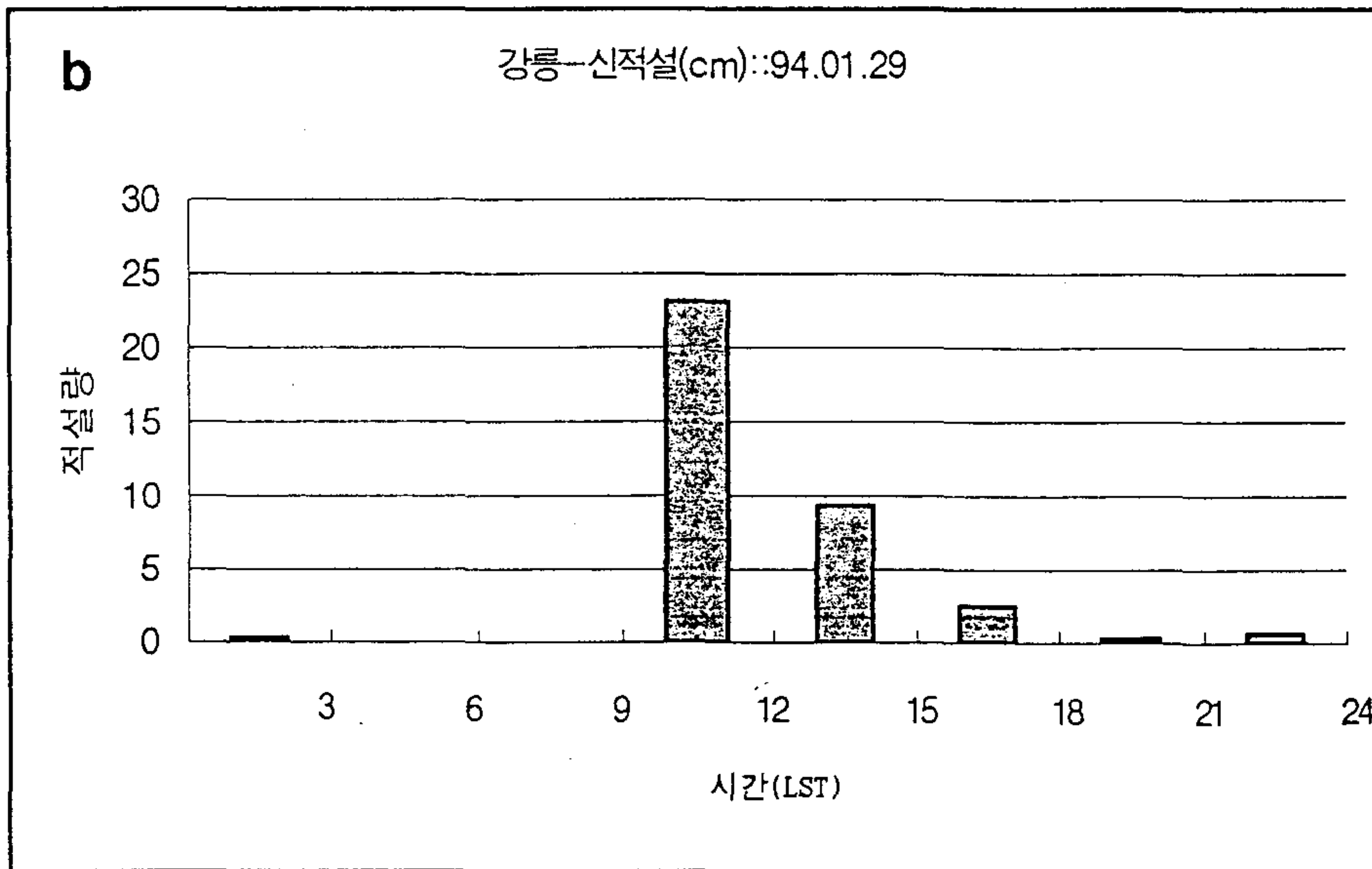
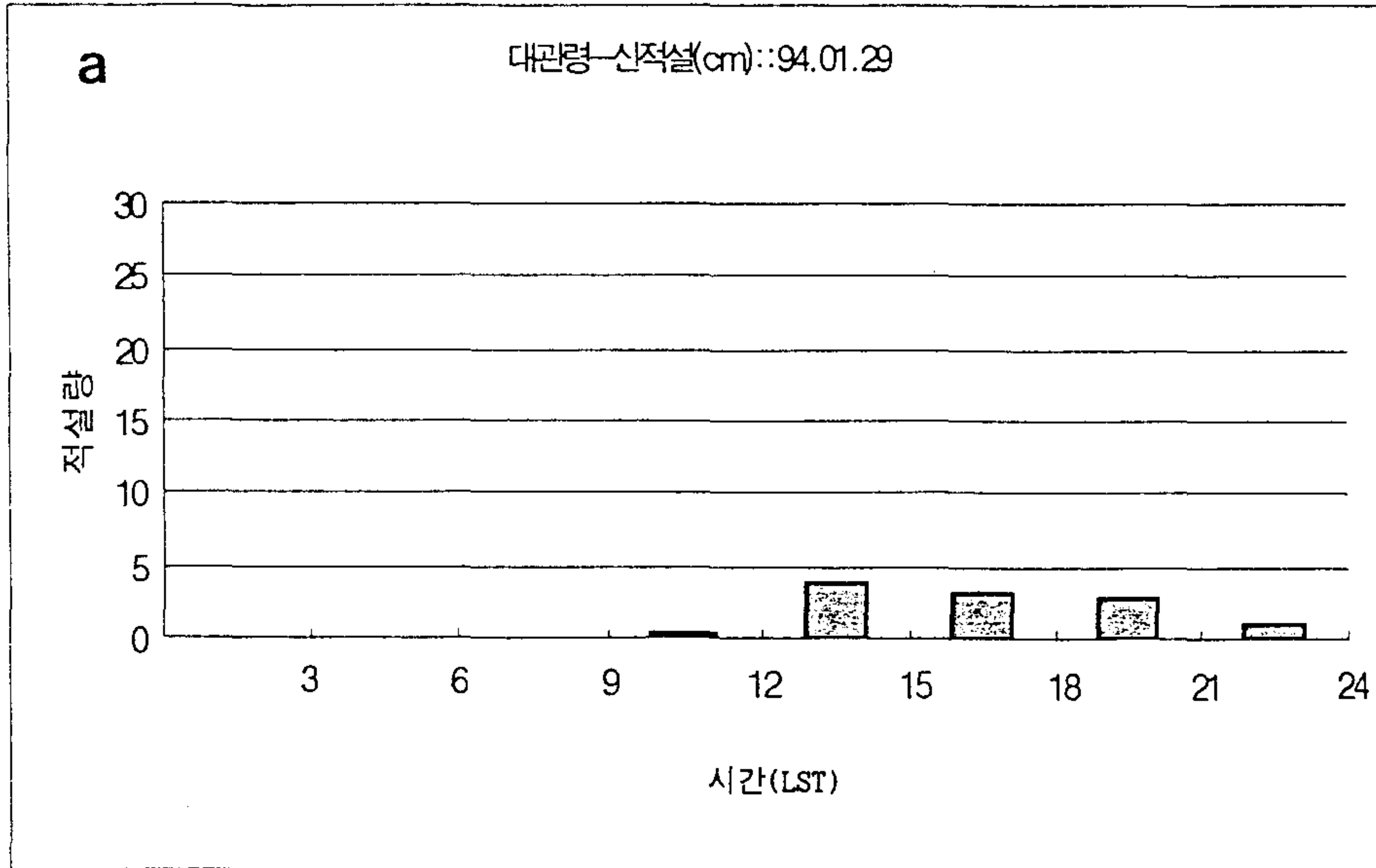


Fig. 8.1.26. The same as Fig. 2 except for 29 January 1994.

는 등온선과 등고선이 교차하는 각이 커서 한기 이류가 강함을 알 수 있다. 29일 00 UTC의 500 hPa 일기도(Fig. 8.1.27b)를 보면, 기압골(trough)과 온도골(thermal trough)이 연해주에서 동해남부 해상으로 뻗고 있어 영동 지역은 이미 기압골이 통과하였음을 알 수 있다. 그런데 이 기압골과 온도골의 위상(phase)이 거의 같아 저기압의 이동이 느리고 발달 중에 있음을 알 수 있다. 기압골이 통과한 후에는 - 상대 와도의 이류와 한기 이류에 의하여 역학적으로 공기의 하강 운동이 있게 되어 (Holton, 1992) 저기압은 약화되고 고기압은 발달하게 된다. 따라서 대설 현상이 발생한 시각이 00 UTC 이후인 점으로 볼 때 이 사례의 대설 현상은 저기압의 발달과 직접 연관되지 않았다고 할 수 있다. 오히려 대기의 상층에서는 건조한 북서기류가 지배적이어서 대기 하층의 얇은 층에서의 기단 변질 효과가 대설 현상과 관계가 깊은 것으로 볼 수 있다. 즉, 이 사례의 경우, 지형 효과는 크게 작용하지 못하여 해안 지역인 강릉보다 산악 지대인 대관령이 오히려 적설량이 적었음을 알 수 있다.

29일 00 UTC의 850 hPa면의 온도 이류 분포도(Fig. 8.1.28a)에서도 동해 먼 해상에 한기 이류 역의 중심이 위치하고 중부 지역도 한기 이류 역이 위치함을 보여주고 있다. 29일 06 UTC의 850 hPa 면의 온도 이류 분포도(Fig. 8.1.28b)는 우리나라는 계속 한기 이류 역에 위치하고 있으며 동해 먼 해상에 위치하였던 한기 이류의 중심 역은 일본의 중부지방으로 이동하였음을 보여 준다.

29일 00 UTC 850 hPa 면의 수분속(moisture flux) 분포도(Fig. 8.1.29a)를 보면, 영동 지역으로 수분공급이 약함을 알 수 있으며 수송 방향도 거의 해안선에 평행한 방향임을 알 수 있다. 이러한 상황은 6시간 후인 29일 06 UTC(Fig. 8.1.29b)에서도 거의 변화가 없다.

(2) 단열선도 분석

29일 00 UTC의 단열선도(Fig. 8.1.30a)에서 습윤층은 700 hPa 고도를 중심으로

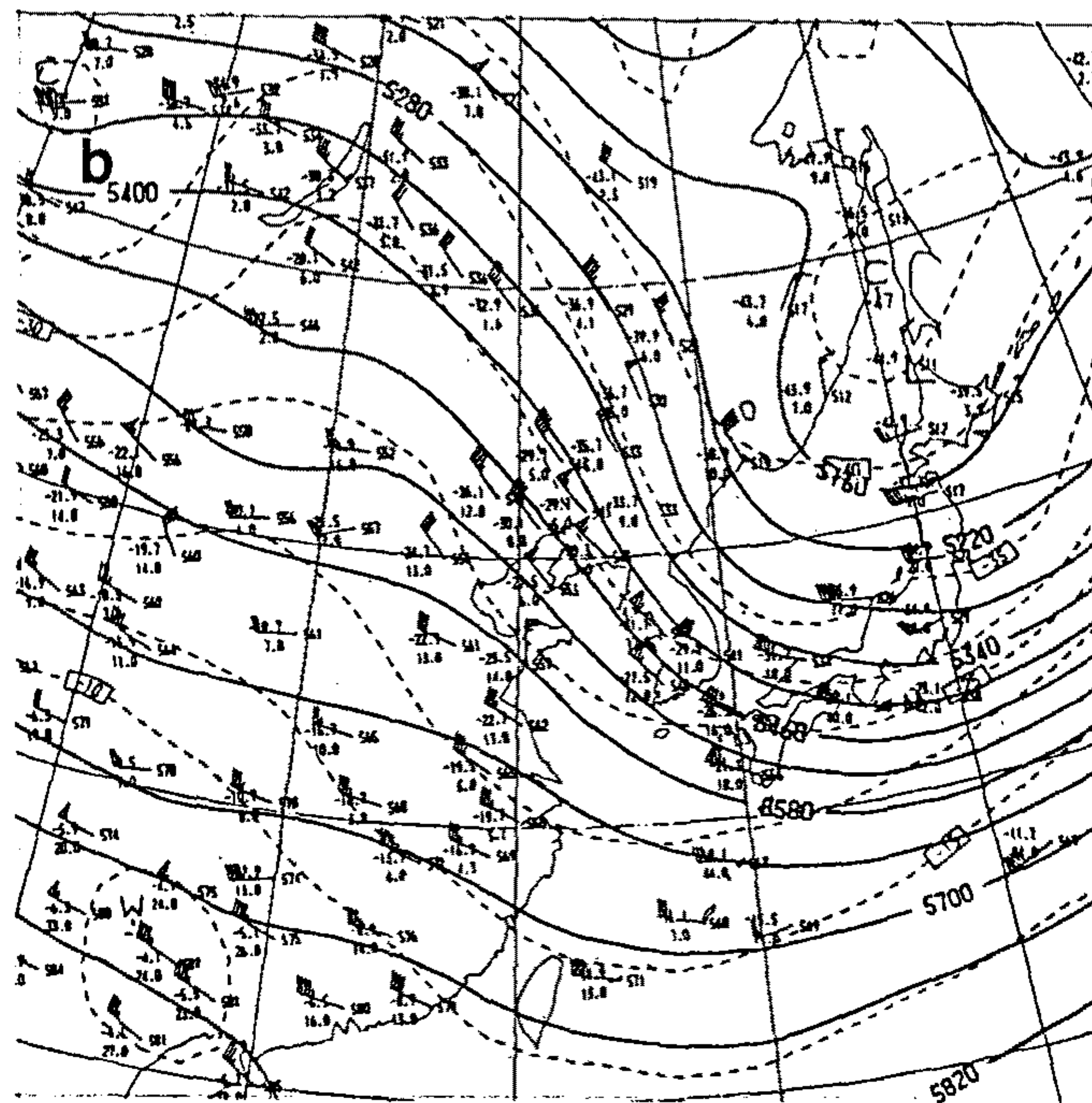
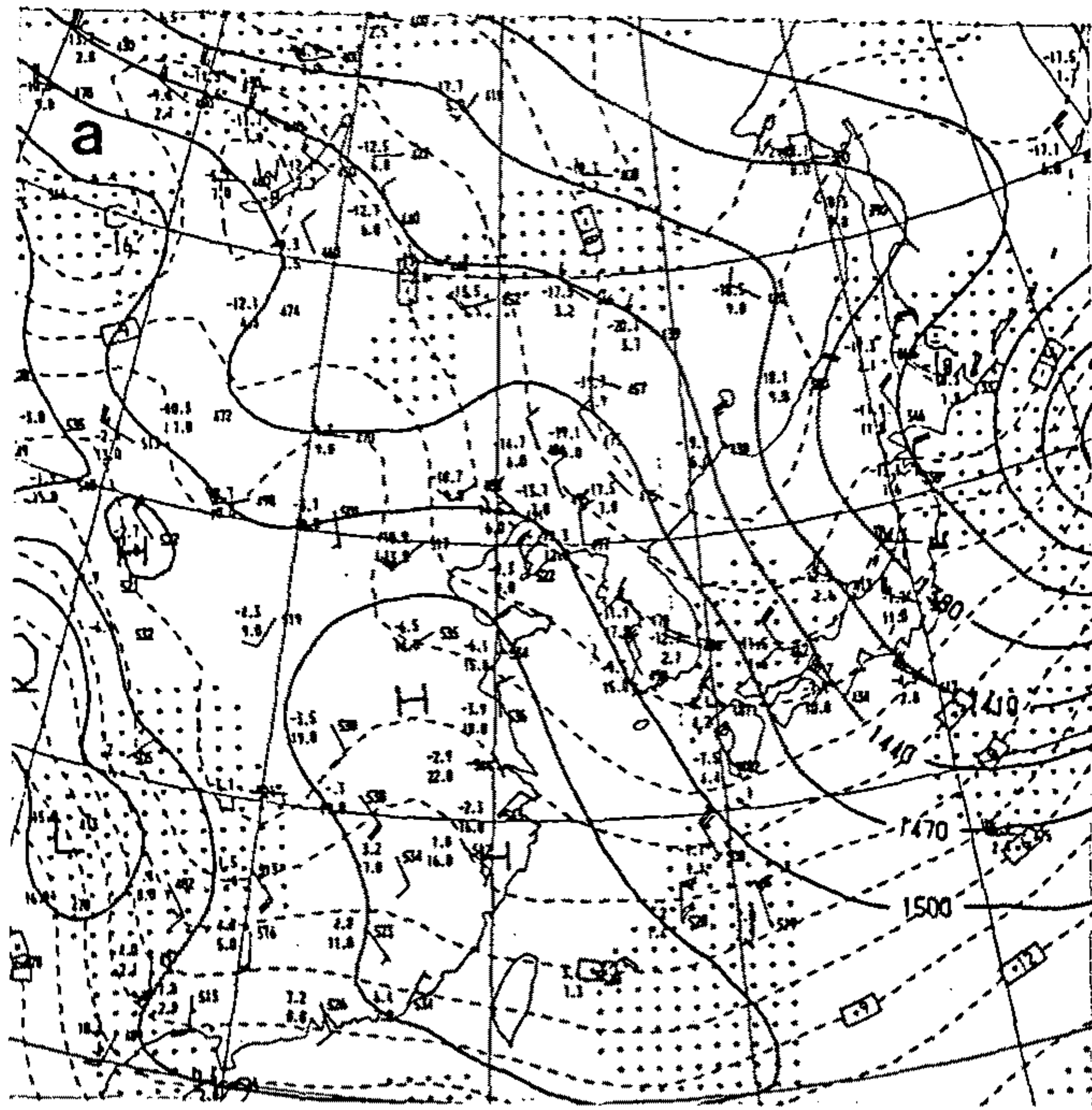


Fig. 8.1.27. The same as Fig. 3 except for 00 UTC 29 January 1994

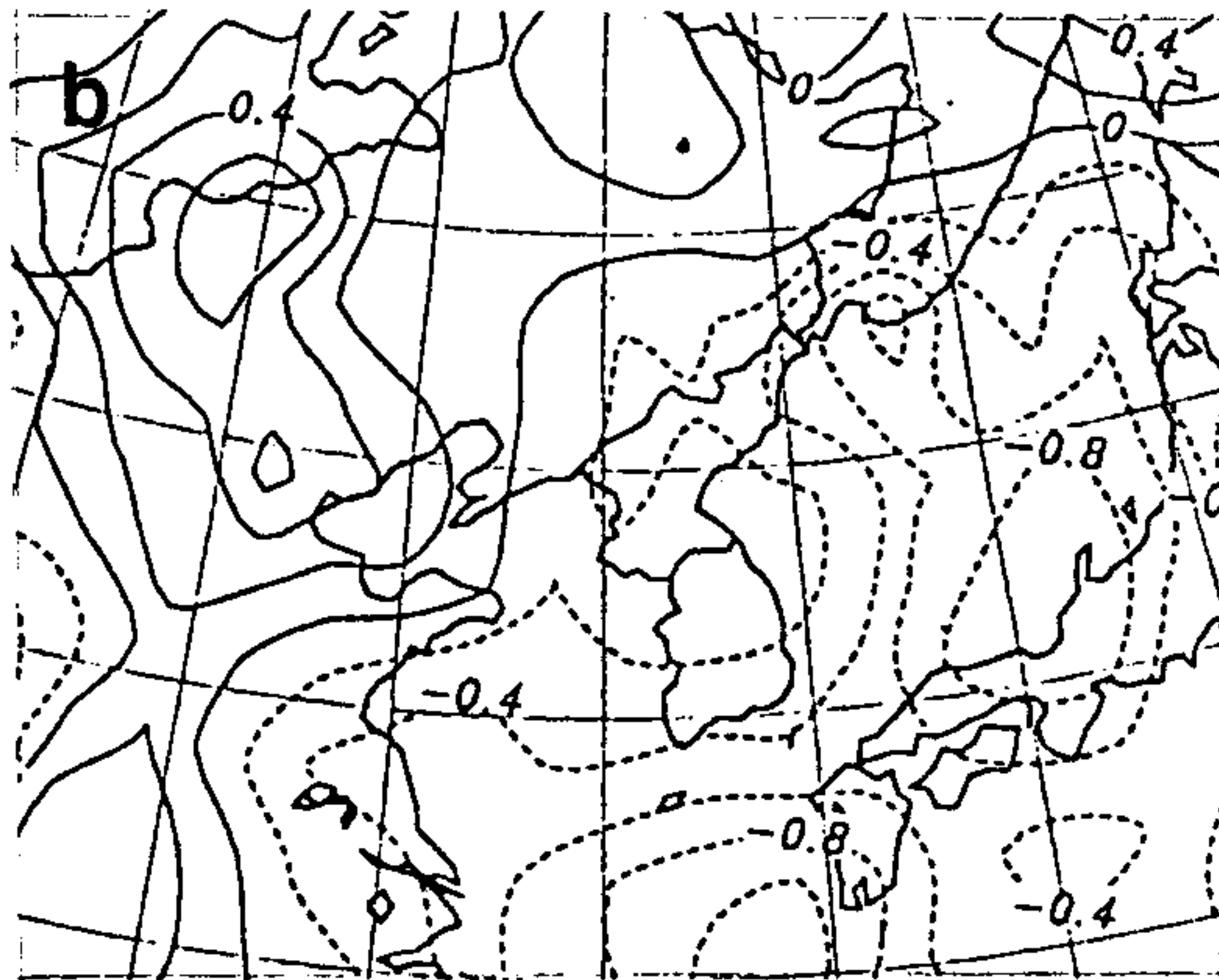
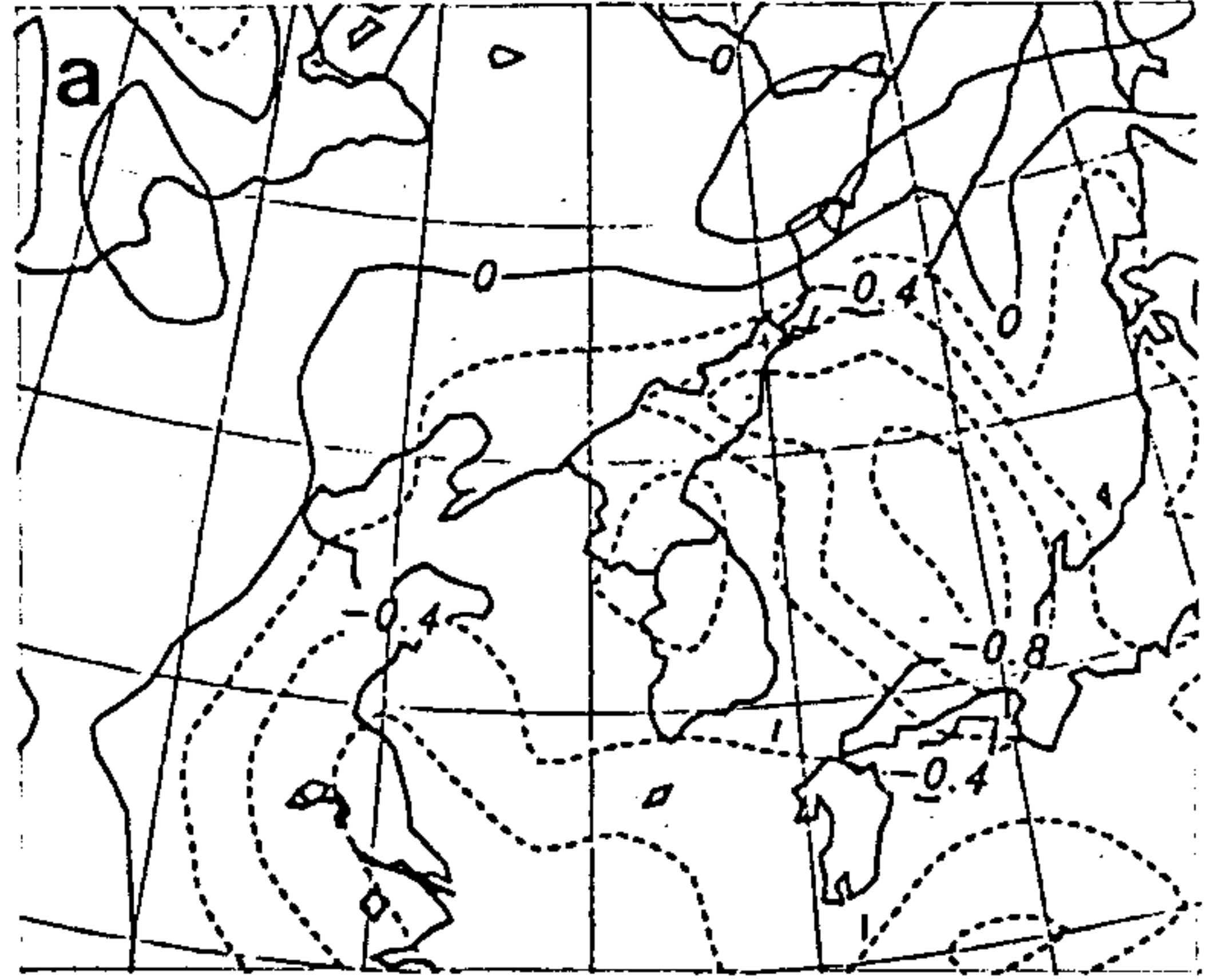


Fig. 8.1.28. The same as Fig. 4 except for 29 January 1994

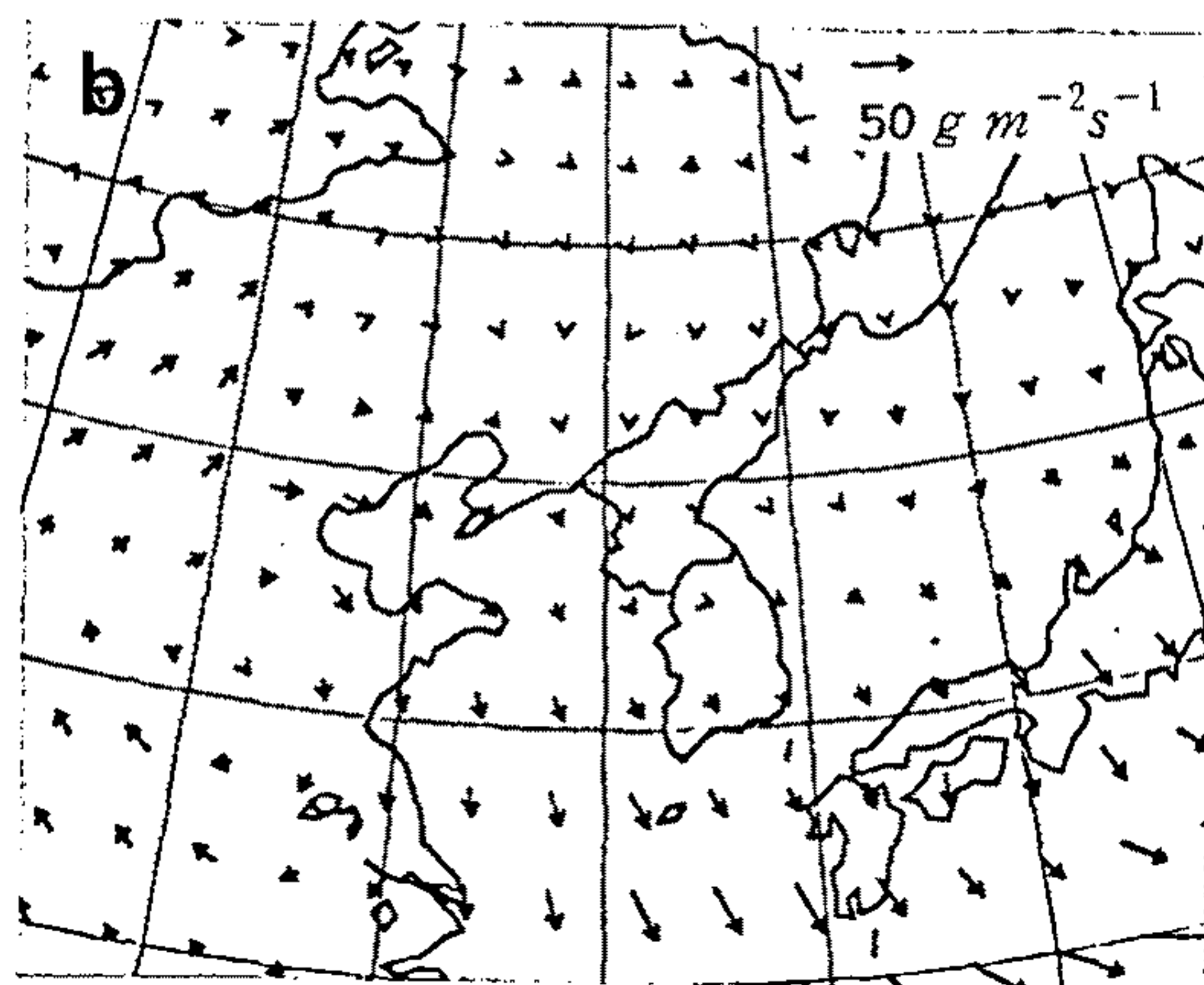
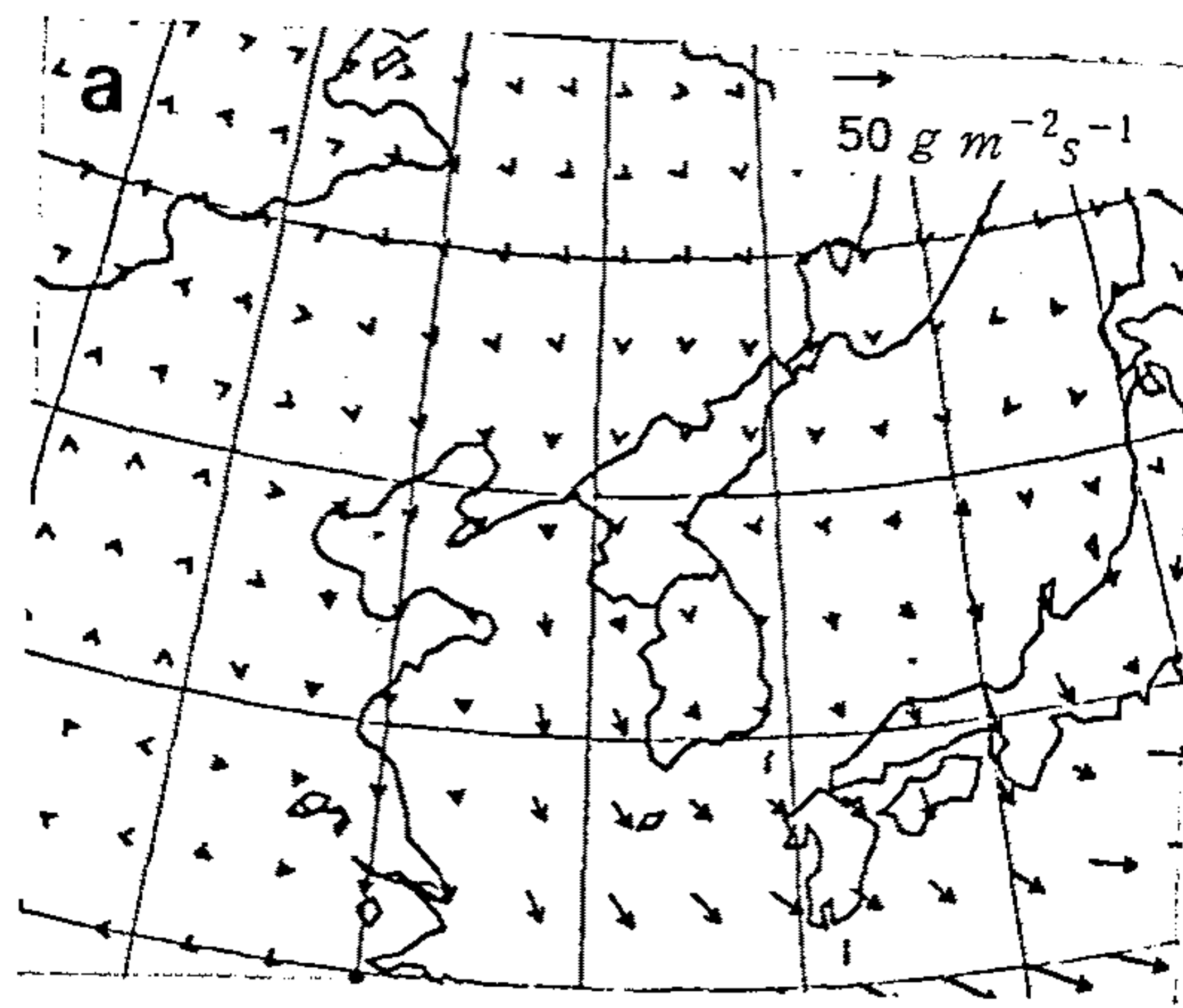


Fig. 8.1.29. The same as Fig. 28 except for moisture flux in $\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

볼 수 있으나 대기의 하층에서는 다소 습수의 값이 커 건조하며 바람은 서 내지 북서풍이 지배적이다. 역전 층은 상층 470 hPa 에서 430 hPa 사이에 위치한다.

Fig. 8.1.30b는 29일 12 UTC의 단열 선도이다. 이 그림에서 900 hPa 고도 이하에서의 바람은 북풍 계열의 바람이 지배적임을 알 수 있다. 그리고 1000 hPa에서 800 hPa 사이의 층에서는 습윤한데 이것은 대설과 관련된 구름들이 하층운임을 보여주는 것이다. 또한, 930 hPa에서 850 hPa 사이에서 조건부 불안정한 연직구조를 볼 수 있다. 한편, 이 구름 층의 바로 상공인 800 hPa에서 785 hPa 사이에 건조한 침강 역전 층이 존재하는데 이것은 종관 역학에 따른 공기의 하강 운동과 차

가운 공기의 침강 운동이 결합하여 대기의 하층으로 하강하면서 단열 압축에 따른 기온의 상승으로 역전 층이 생겼으며 이 역전 층이 구름의 연직 발달을 억제하는 덮개 역할을 하였다고 볼 수 있다. 또 다른 역전층은 670 hPa에서 650 hPa 사이의 층에서 나타난다.

(3) 상승류 및 유적선

94년 1월 29일 00 UTC의 850 hPa면의 연직속도 분포도(Fig. 8.1.31a)에서 영동 지역은 -0.1 과 -0.2 Pa/s 사이의 상승 역에 위치하며 영서와 호남 지방은 하강 역에 위치한다. 많은 눈이 내렸던 06 UTC의 850 hPa면의 연직속도 분포도(Fig. 8.1.31b)를 보면 영동 지역은 0과 -0.1 Pa/s 사이의 약한 상승 역에 위치하여 6시간 전보다 상승 운동이 약화되었음을 알 수 있다. 그런데 29일 00 UTC의 700 hPa면의 연직속도 분포도(Fig. 8.1.31c)를 보면, 영동 지역은 약한 하강 역에 위치하였고 상승 역은 남해동부 해상에 위치하고 있음을 알 수 있다. 또한, 06 UTC의 700 hPa면의 연직속도 분포도(Fig. 8.1.31d)에서는 중부와 남부 지역 모두 하강 역에 위치하고 영동 지역은 0과 $+0.1$ Pa/s 사이의 하강 역에 위치하고 있다. 700 hPa 고도에서의 하강 운동은 대기 하층의 역전 층을 형성시키는데 기여했다고 볼 수 있다.

Fig. 8.1.32a는 후진형 유적선으로 시작 시간은 1994년 1월 29일 06 UTC이다.

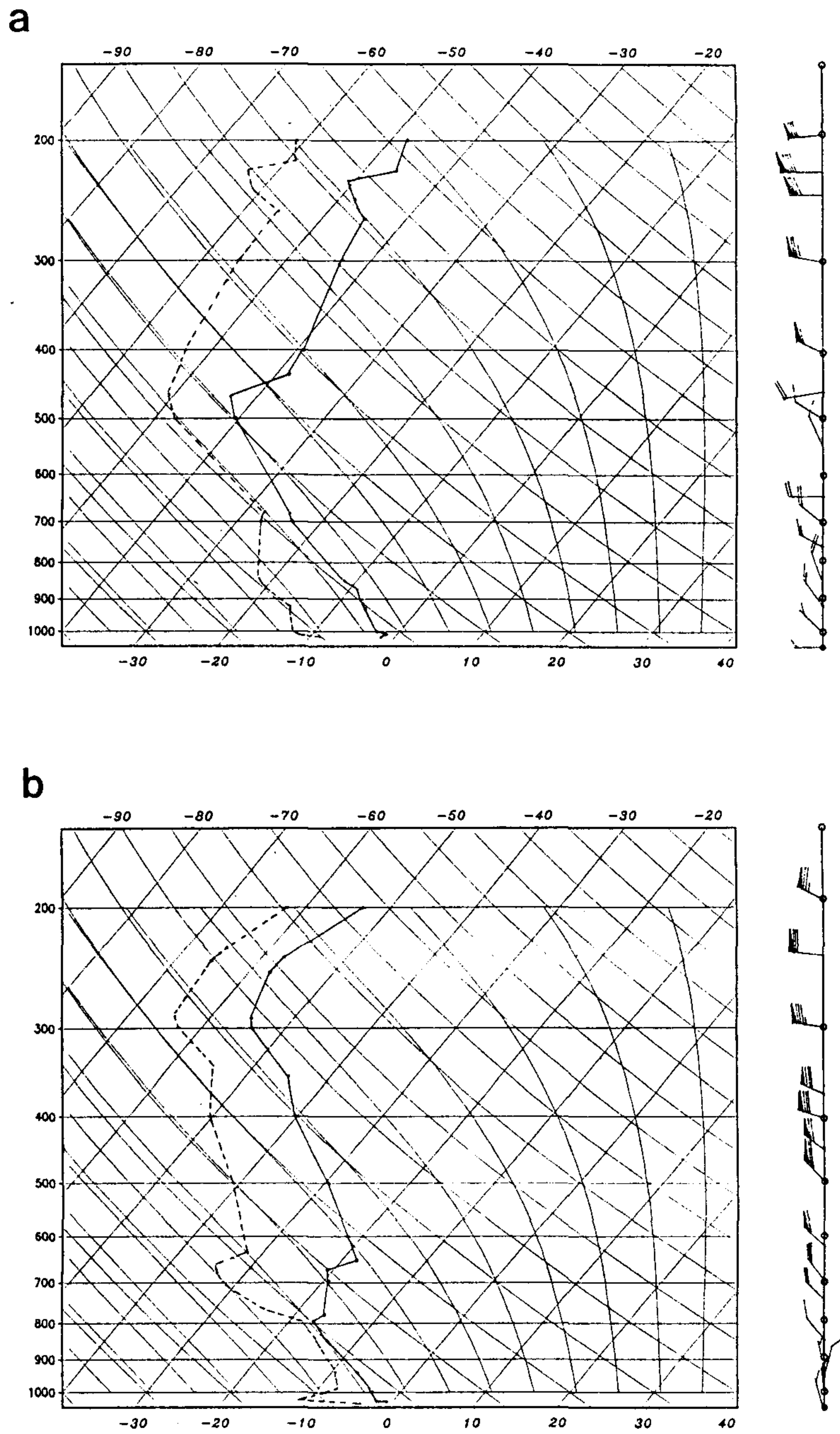


Fig. 8.1.30. The same as Fig. 6 except for 29 January 1994.

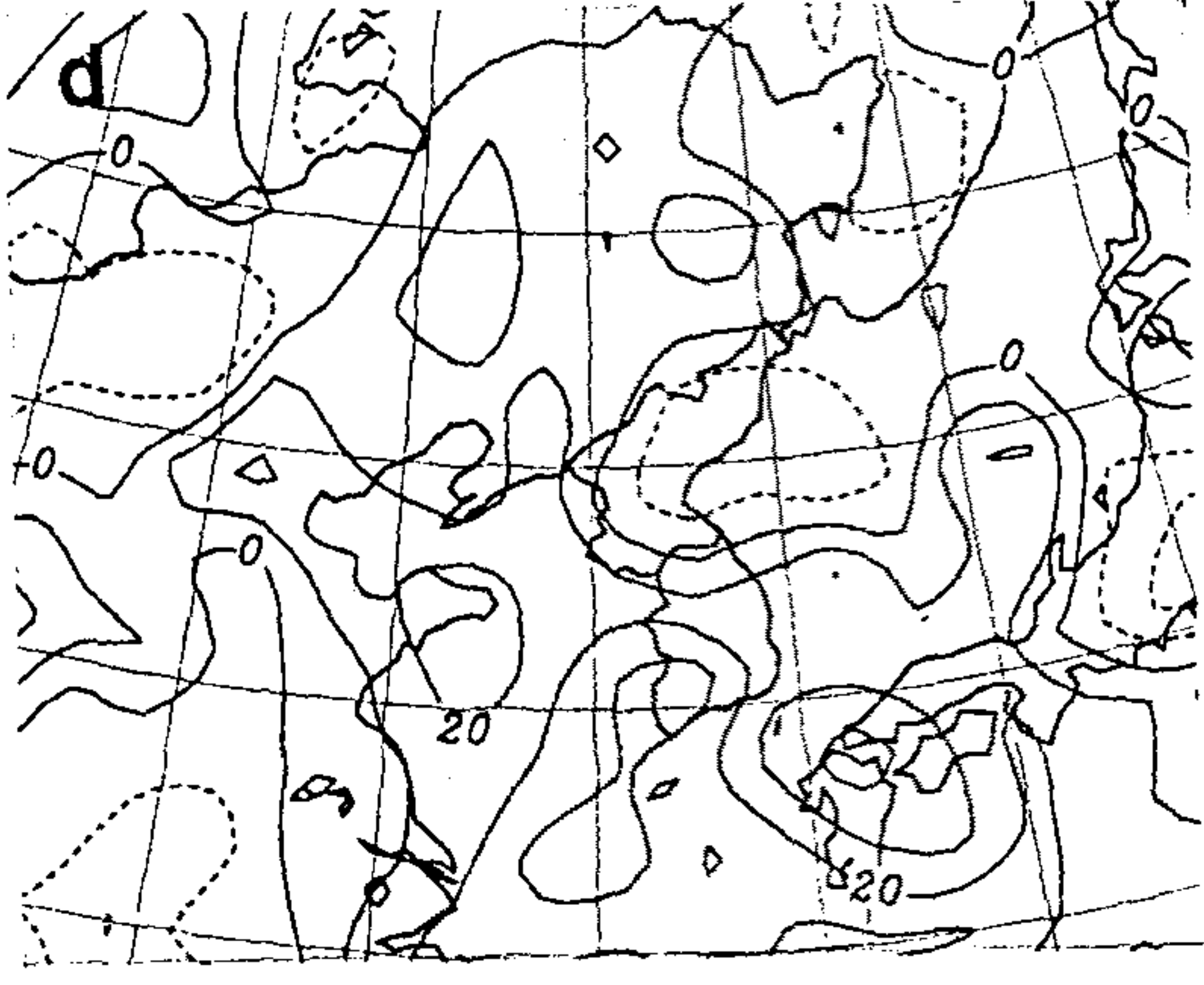
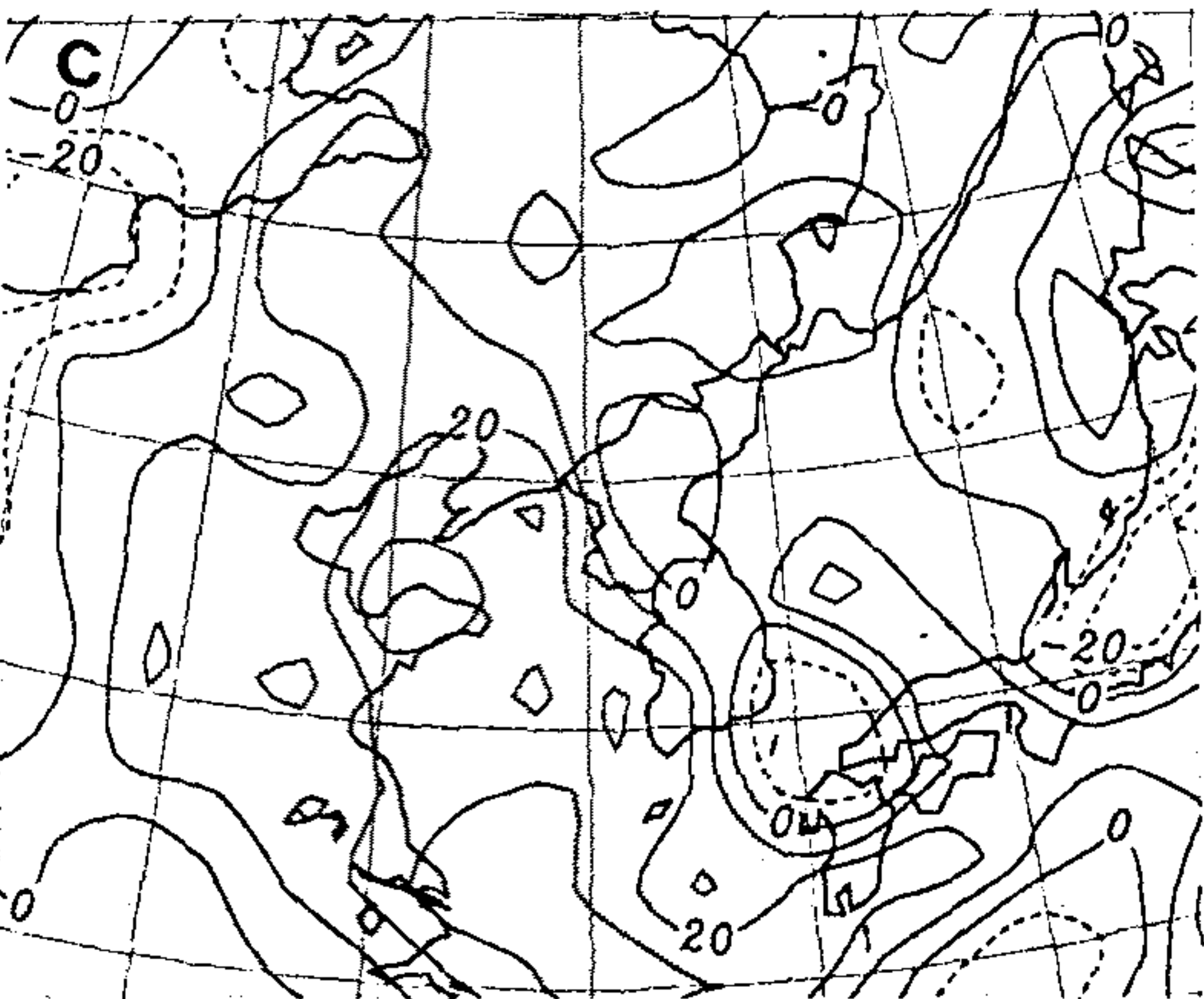
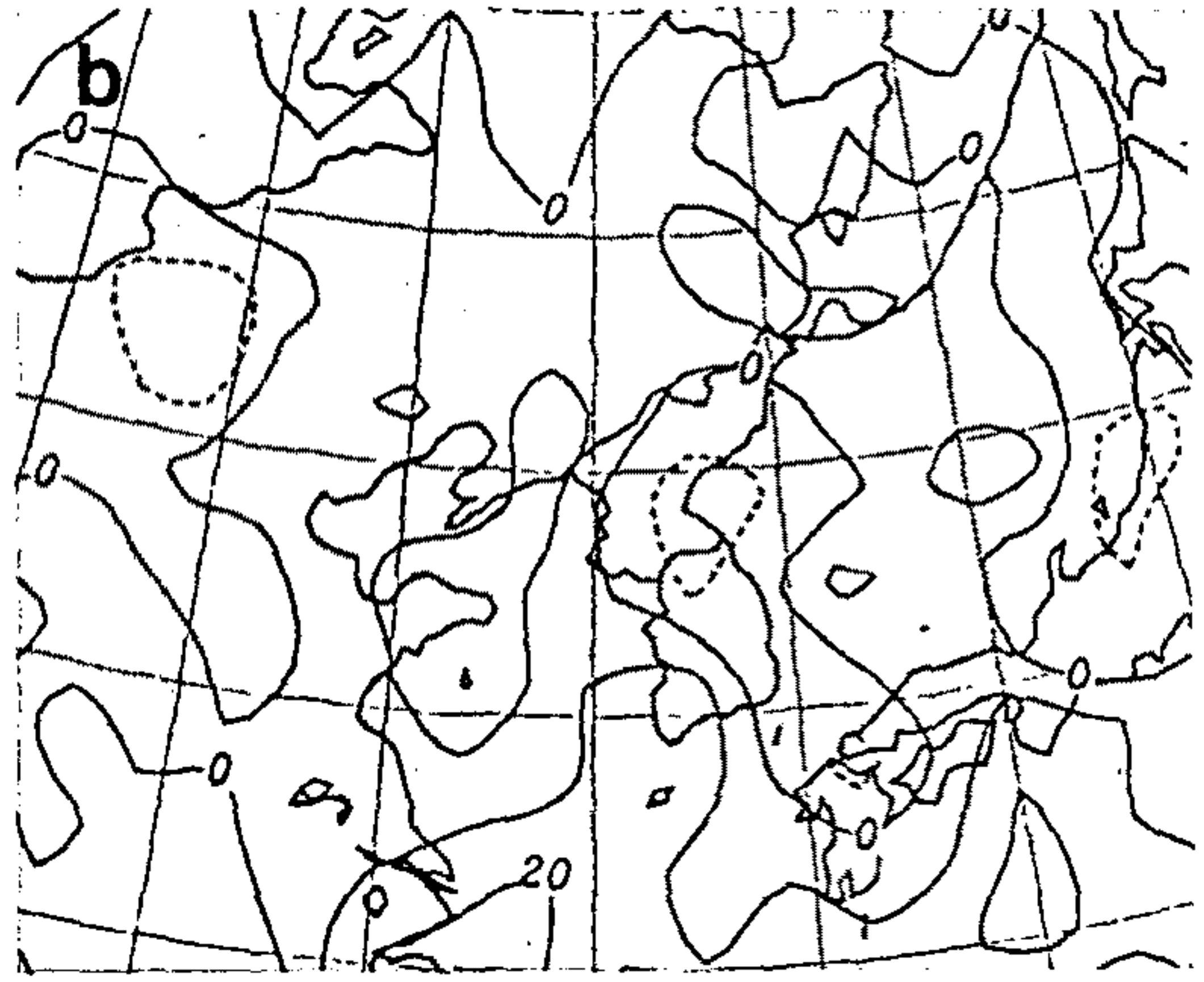
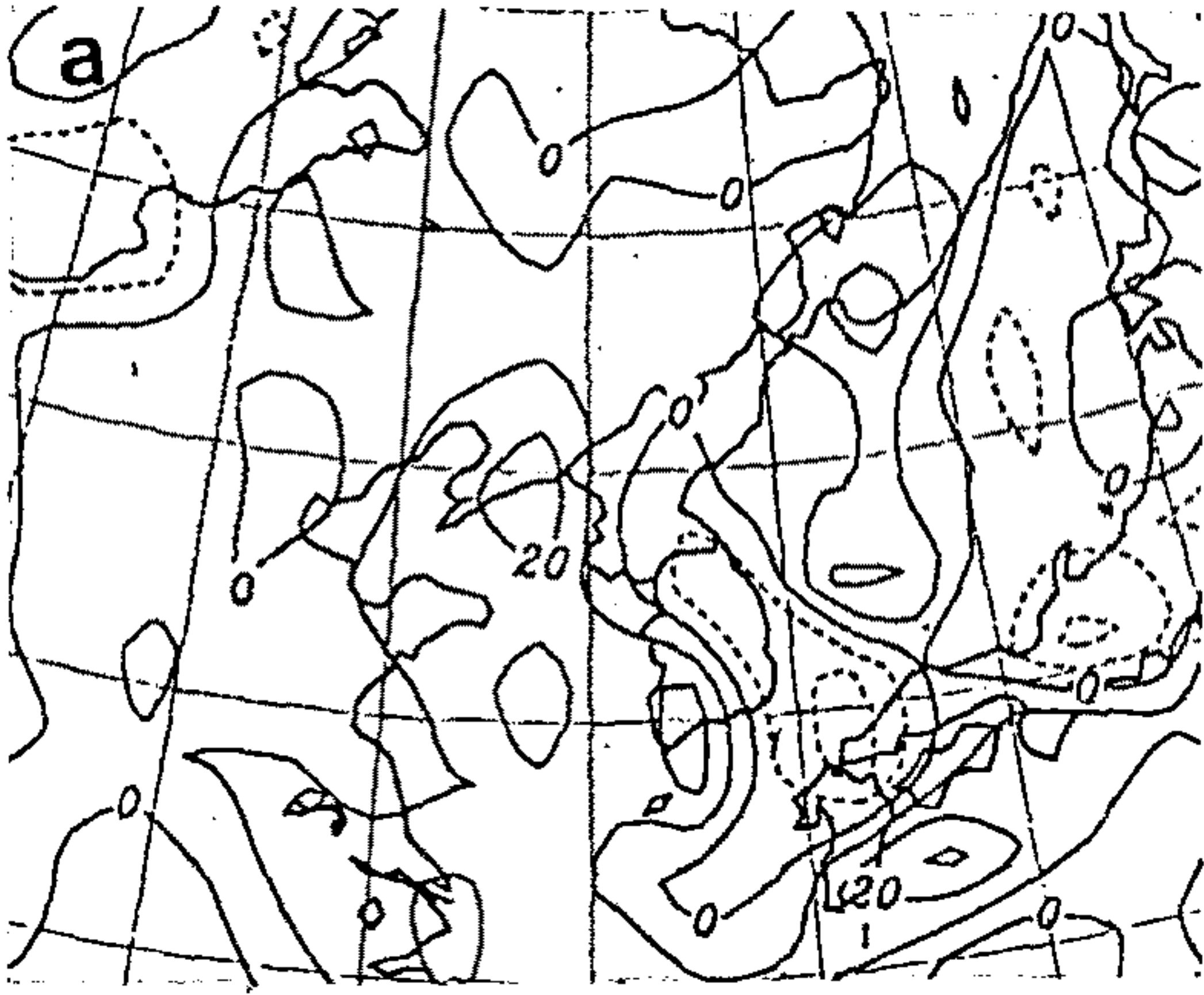


Fig. 8.1.31. The same as Fig. 23 except for 29 January 1994.

275 K 등온위면의 유적선과 280 K 등온위면의 유적선은 거의 비슷한 이동 경로를 보여주고 있는데, 중국 동북에서 출발하여 남동진하여 영동 지역으로 거의 직선 경로를 따르면서 다소 빠르게 유입되었다. Fig. 8.1.32a에 대응한 등온위면의 지오퍼텐셜 고도의 연직 변동(Fig. 8.1.32b)을 보면, 275 K 등온위면 고도의 연직 변동이 크지 않았으나 28일 18 UTC부터 29일 06 UTC 사이에서는 다소 큰 폭으로 고도가 낮아져 공기의 하강 운동이 있었음을 알 수 있다. 285 K 등온위면 고도의 연직 변동이 완만하였으나 28일 18 UTC이후부터는 고도가 점차 낮아졌다.

6. 종합 및 결과

Case A와 Case B의 경우를 비교하여 큰 차이가 나는 점들을 정리하여 보면, 첫째로 대관령의 신적설량이 많은 Case A인 경우, 역전 층의 고도가 대개 700 hPa 고도 부근에서 나타났으나 Case B의 경우, 역전 층의 고도가 800 hPa 고도 부근이어서 하층운의 운정이 상대적으로 낮았다. 둘째로 Case A인 경우는 종관규모의 상승 운동이 있었고 또한, 동풍기류가 나타나는 층의 두께가 두꺼웠고 풍속의 크기도 상대적으로 커 풍상층 산악 면으로의 기류와 수분 공급이 강하였다. Case B의 경우는 대체로 종관규모의 하강 운동이 지배적이었다. 또한, 지상 일기도의 등압 배치에서만 북동계열의 유입을 볼 수 있었고 대기 하층은 주로 차가운 북풍 계열의 바람이어서, 원산 앞바다 부근에서 바로 남하하여 영동 지역으로 유입되었다. 그리고 대기변질 효과가 상대적으로 중요한 역할을 한 것으로 보인다. 셋째로 Case A인 경우, 대략 대기 하층을 반영하는 275 K (또는 280K) 등온위면에서의 공기 이동이 동해 상을 거치면서 영동 지역으로 유입되는 반면에 Case B인 경우 중국의 동북지방에서 영동 지역으로 거의 남동진하는 경로를 따랐다.

결론적으로 이러한 상황들을 종합하면,

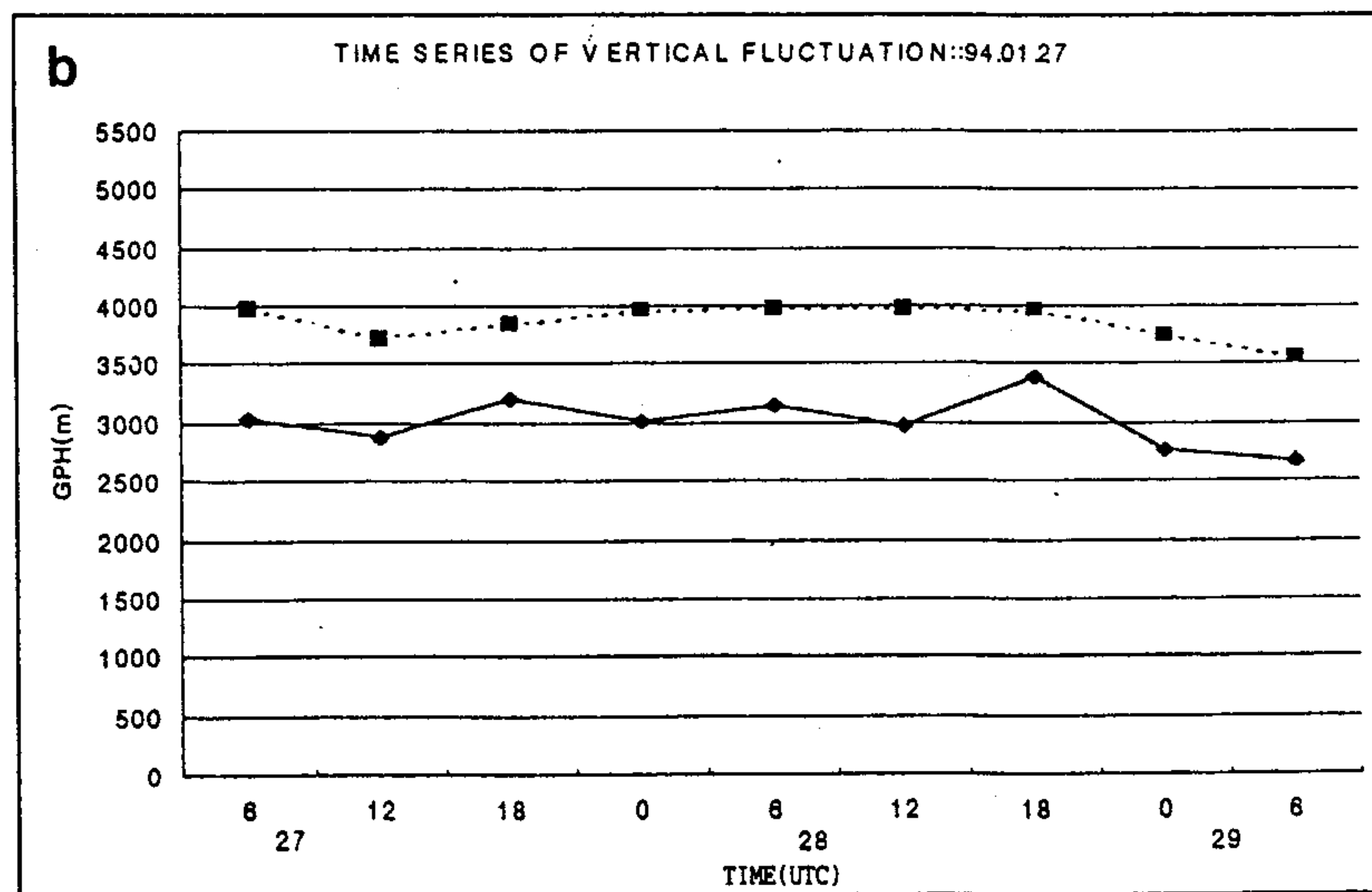
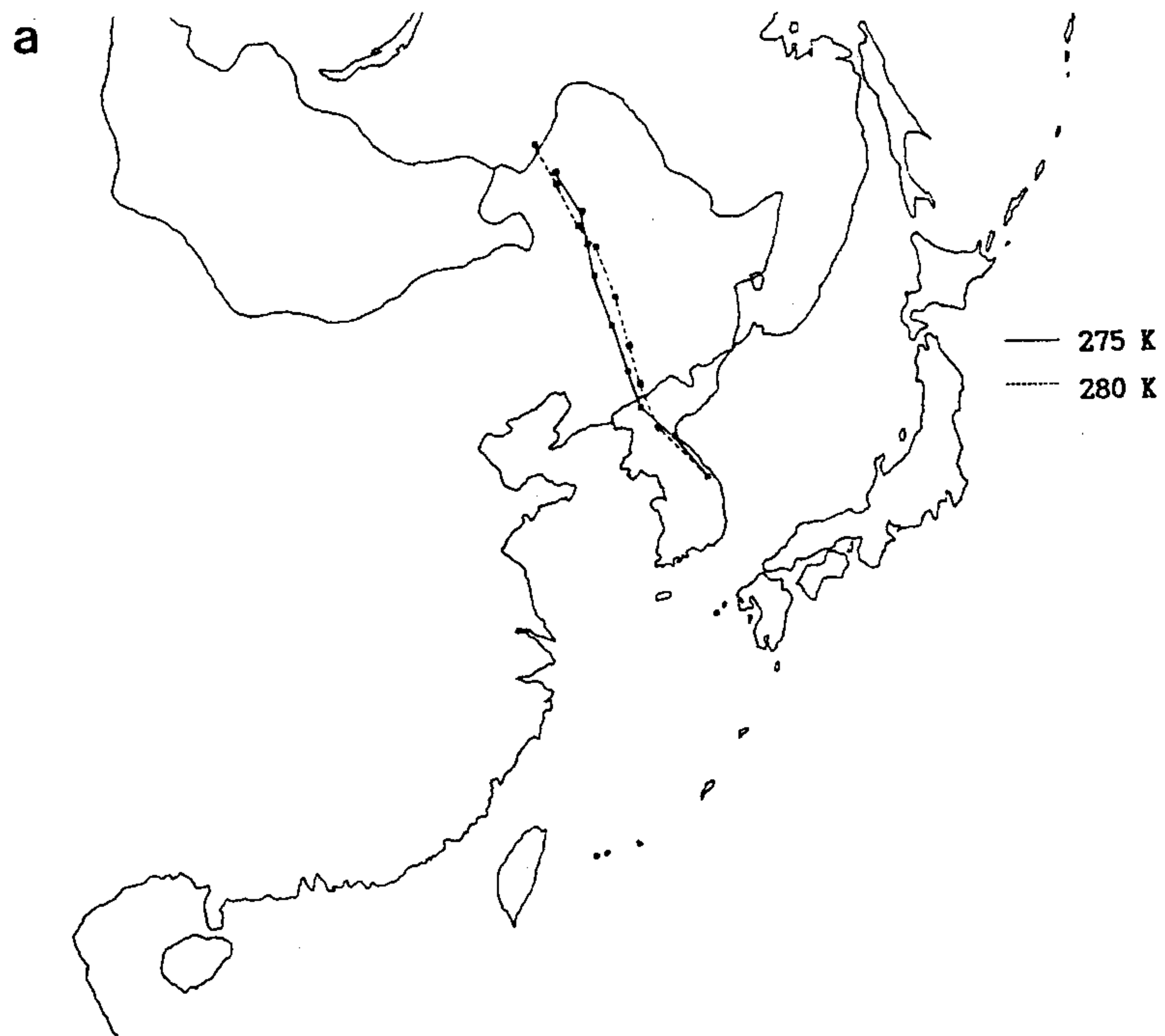


Fig. 8.1.32. The same as Fig. 8 except for 06 UTC 27 January 1994

Case A인 경우: 이 사례는 저기압이나 기압골의 영향하에서 발생하는 것으로 겨울철 경압파와 관련되어 영동 지역은 상층 기압골(trough)의 전면에 위치하고 또한 대기의 하층(850 hPa)에 온도능(thermal ridge)이 위치하여 경압파가 잘 발달할 수 있는 대기 상황에서 주로 나타났다. 또한, 대기경계층의 윗 경계에 해당하는 고도인 850 hPa에서 온도능(thermal ridge)이 영동 지역으로 뺏으면서 대기경계층을 누르고 있는 역전 층이 소멸되거나 또는 저기압의 발달에 따른 상승 운동으로 보다 높은 고도에서 역전 층이 생성되어, 대규모 상승 운동 및 온습한 동해상을 지나면서 기단 변질에 따라 형성된 Sc와 Cu 형태의 구름들이 연직 방향으로보다 쉽게 발달이 이루어진다. 또한 경압파의 발달로 강한 기압경도력이 생성되고 이에 따른 풍속의 증대로 풍상측 산악면을 상승하면서 강제 상승효과가 결합되면서 대관령이 강릉보다 많은 적설량을 보이는 형태임.

Case B인 경우 :: 이 사례는 우리 나라 부근으로 저기압이 통과한 후 시베리아 한대 고기압이 연해주 지역이나 화중 지역으로 확장하면서 주로 서고동저 형의 기압배치에서 발생하는 형태로, Case A의 경우와 달리 영동 지역은 주로 상층 기압골(trough) 후면에 위치한다. 또한 대기의 하층에서는 온도골(thermal trough)이 위치하여 저기압의 발달과는 직접적으로 무관하였고 이에 따라 대기 하층의 풍속이 상대적으로 작아 지형 효과가 작았다. 그리고 이 경우의 대설 현상은 기단 변질(주로 원산 앞바다의 온습한 해수면과 차고 건조한 한대 기단의 접촉으로 인함)이 주요한 요인으로 여겨진다. 또한, 850 hPa 고도에서의 차가운 공기의 유입은 종관규모의 하강 운동과 결합하여 그 고도 위(약 2 km)로 기온의 역전 층을 생성시키거나 강화시키는 역할을 한다. 따라서 원산 앞바다를 스쳐 남하하면서 기단이 변질되어 형성된 Sc와 Cu 형태의 하층운들이 연직 방향으로 성장, 발달하는 것을 억제하여, 산악 지대인 대관령(해발고도 약 840 m)에서의 하층운의 두께가 해안 지역의 하층운보다 얇아 수적이나 방정을 담을 수 있는 구름들의 크기가 제한된다. 또한, 해안 지역인 강릉에서는 바람이 바다에서 육지로 불 때, 해면과 지면의 거칠기의 차이로 인하여 풍속이 감소되면서 수렴되는 마찰수렴의 효과로 강릉이 대관령보다 많은 강설량을 보이

는 형태이다. 이와 같이 종합된 상황을 근거로 강릉보다 대관령의 적설량이 많은 Type A형과 대관령보다 강릉의 적설량이 많은 Type B형으로 크게 나누어 다음과 같이 모식도(Fig. 8.1.33)로 나타내었다. 앞으로 동계 특별관측 기간을 설정하여 고층관측 망과 관측 횟수를 늘려 보다 양질의 관측 자료와 또한, 중(소)규모 수치 모델을 이용한 수치 모의를 통하여 이 모식도의 완성도를 보다 높일 수 있을 것으로 기대된다.

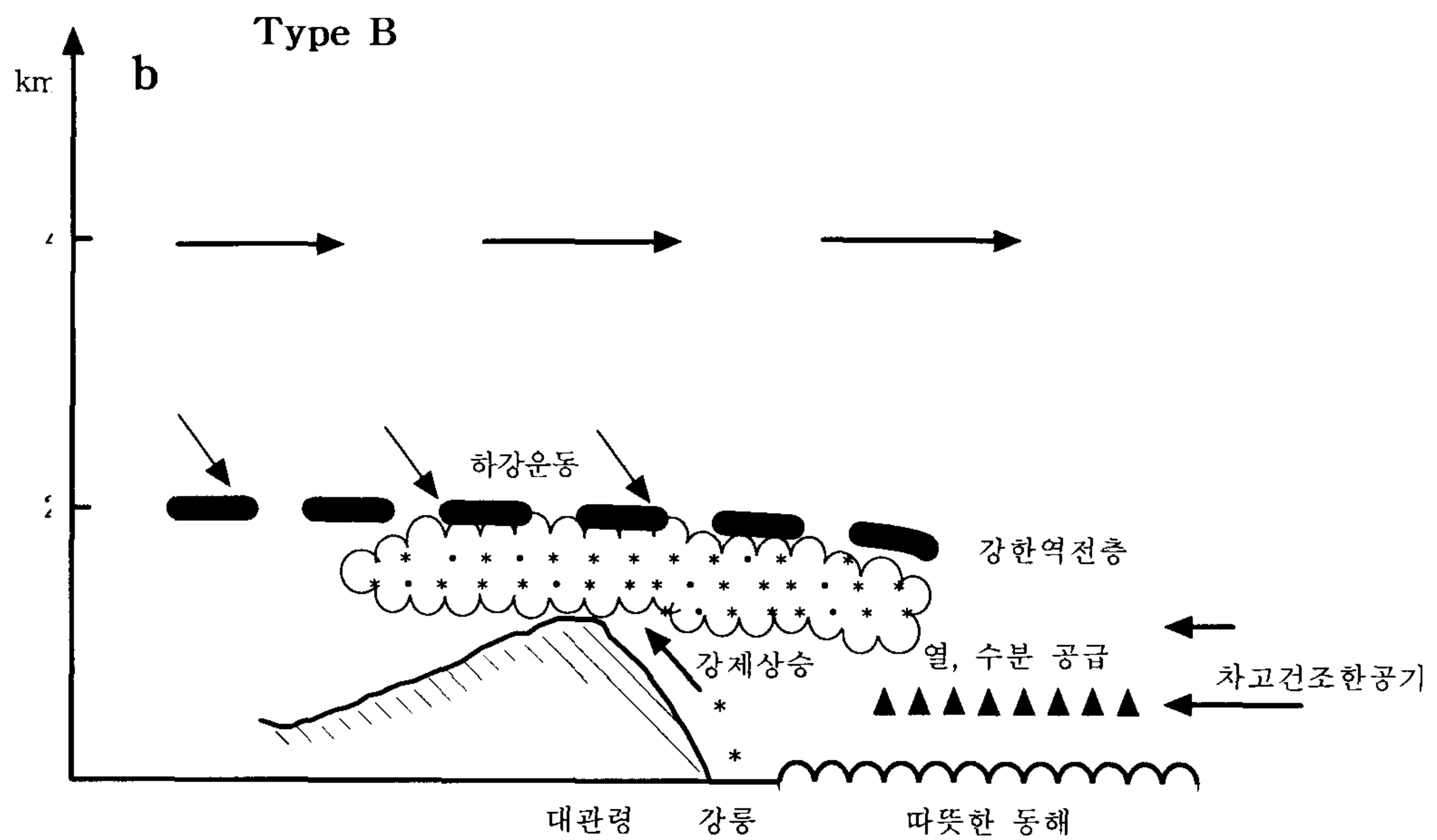
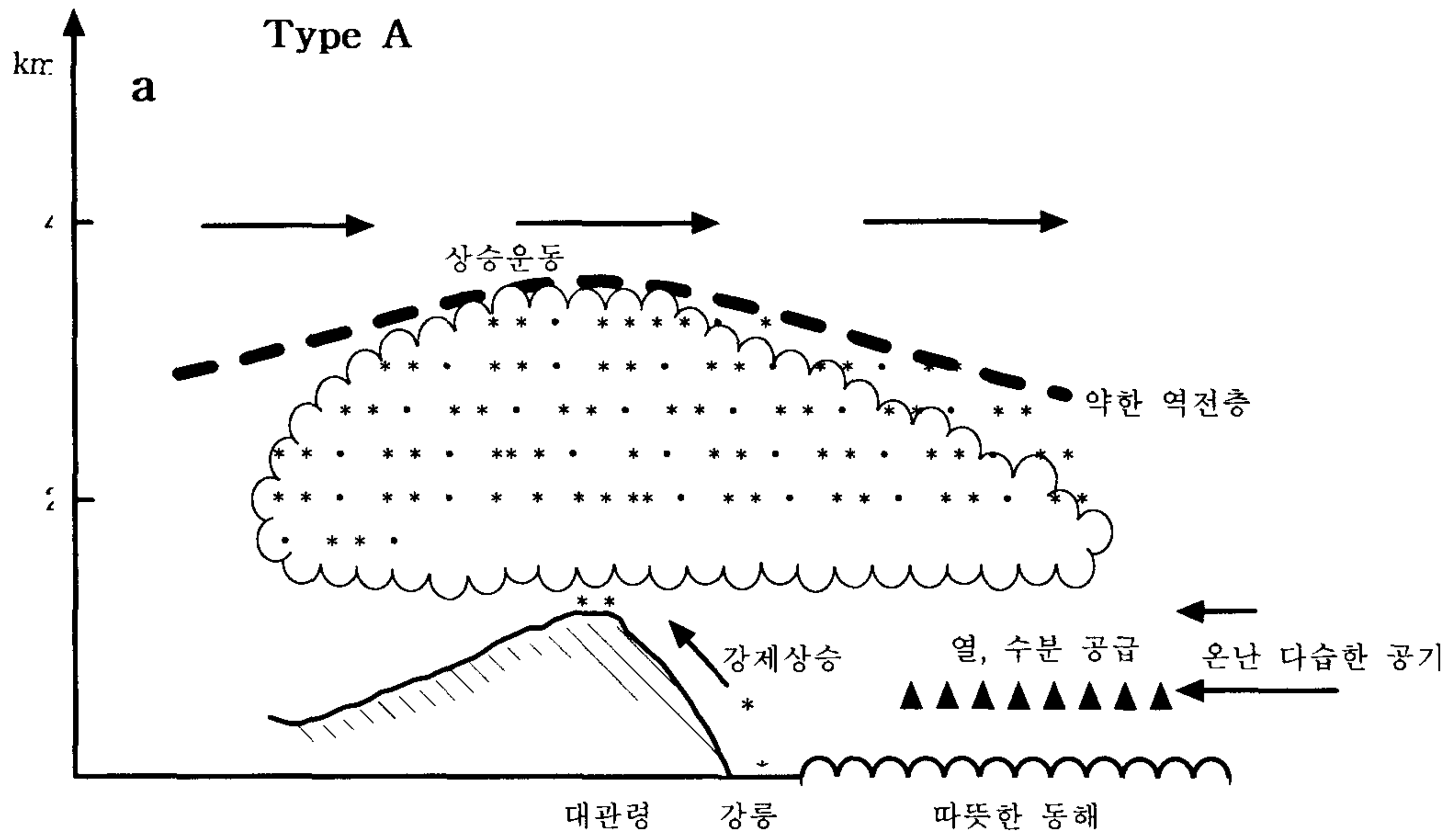


Fig. 8.1.33. Schematic diagrams for (a) Type A and (b) Type B.

제 2 절 호남지방 대설 발생의 종관환경

1. 서론

겨울철 시베리아기단의 장출시에 한반도 남서부 해안지역을 중심으로 호남지역은 국지적으로 발생하는 강설현상이 빈번하고 가끔 10 cm 이상의 대설이 내린다. 이는 차갑고 건조한 시베리아기단이 한반도로 장출하면서 황해 통과시에 비교적 온난한 해수면으로부터 열과 수증기를 받아 대기 하층이 불안정해지는 요인이 크게 작용한 것으로 이해되고 있다. 그러므로 남서해안 지역의 강설 발생시 종관기상 특성에 관한 이해는 한반도 전체 일기상황에 더하여 국지적 특성이 크게 작용한 결과이므로 국지기상의 측면에서 세심한 분석이 요구된다. 한반도에서의 대설의 특성을 김성삼(1979)은 영동지방, 울릉도, 내륙지역 등 세 지역으로 구분한 바 있으며 전종갑 등(1994)도 이와 비슷하게 대관령, 울릉도, 군산을 중심으로 하는 세 개의 대설권역으로 나누고 각 권역에서 강설 발생의 종관기상 특성이 크게 다름을 논의한 바 있다.

대관령을 중심으로 하는 동해안 강설에 대해서는 대설 발생시의 사례분석(서은경과 전종갑, 1991), 수치모델 연구(이훈과 이태영, 1994)에 의해 상당한 연구성과를 이루고 있다. 이에 반해 호남지방 대설에 대한 연구는 거의 없다. 호남지방의 대설 빈도 및 강설량은 영동지방에 비해 많지 않으나 인구밀도가 높은 농업지역이므로 대설에 의한 피해는 적지 않을 것으로 본다. 특히 서해안 고속도로의 개통이 임박해지고 있어서 겨울철 호남지방 강설에 대한 연구가 긴급히 요구되고 있다.

본 연구에서는 호남지방에 대설을 발생시킨 종관기상 환경을 분류하고 종관 유형별로 대설 발생의 원인을 파악하고자 한다. 호남지방 대설에 관한 사례 연구가 거의 보고된 바 없으므로 호남지방 대설발생의 종관환경에 대한 조사는 가장 우선되어야 할 연구라고 본다.

2. 자료 분석 및 호남 대설의 정의

2.1 자료

본 연구의 분석자료 기간은 1964년부터 1994년까지 30년간 강설이 주로 발생하는 11월부터 다음 해 3월까지이다. 종관기상 자료는 미국립기상대(NMC)에서 객관분석한 00Z와 12Z값(version III)으로 고도는 지표면 기압, 850 hPa 및 500 hPa 등이다. 이 자료는 우리나라에서도 많은 연구에 사용되었으며 임규호(1994)에 의해 논의된 바 있다. 가끔 결여된 자료는 통계 처리 과정에서 제외하였다. 원래 NMC 자료는 팔각 격자점(octagonal grid)이나 한반도 주변에서의 값은 위.경도 2도 간격 자료로 전환하여 사용했다. 한반도 강설량은 신적설량을 기준으로 판단했으며 1일 10cm 이상일 때 대설로 구분했다(정용승과 봉종현, 1993). 한반도 각 지점의 신적설량은 기상청 전산자료에서 발췌하였다. 황해의 해수면 온도는 미기후예측센터(NCEP)에서 인공위성 및 실관측 자료를 최적화 시킨 1주일 단위의 자료로부터 얻었다. 이 해수면 온도 자료는 1981년부터 연속적인 자료이며 본 연구에서 1980년 이전 자료는 1981년 이후의 자료를 15년간 평균한 자료로 대신했다.

2.2 분석 방법

지표기압계에서 시베리아기단의 장출경로가 다르면 한반도 주변에서 기단변질, 기압골의 발달 및 진행 등이 크게 다르다. 따라서 호남지방의 강설을 초래하는 종관환경을 지표면 기압배치 형태에 의해 분류해서 각 형태에 따라 합성도를 작성하여 호남지방 대설의 종관환경을 파악하였다. 각 합성도와 유사한 일기도의 선택은 패턴상관계수에 의해 판단했다. 두 일기도 사이의 패턴상관 R 은

$$R(S1, S2) = \frac{S1^T S2}{\|S1\| \|S2\|}, \quad \|S\| = \sqrt{S^T S} \quad (8.2.1)$$

과 같이 정의된다(Wilks, 1995). 여기서 T 는 전치행렬을 의미하며 $\|S\|$ 는 공간 벡터의 크기(Euclidian norm)이다. 패턴상관 R 은 두 일기도에서 각 격자점 값으로

구성된 공간벡터의 내적합이다. 패턴상관은 한반도를 중심으로 동아시아 지역만을 대상으로 하여 각 격자점이 등면적에 가깝도록 배치된 팔각 격자점 자료를 사용했다. 패턴상관이 높을수록 서로 유사한 형태가 된다. 각 층에서의 연직속도는 다음과 같이 정의되는 Q-벡터의 발산장으로부터 판단했다.

$$Q = -(u_x \theta_x + v_x \theta_y, u_y \theta_x + v_y \theta_y) \quad (8.2.2)$$

이며, 여기서 연직속도 w 는

$$w \propto -\nabla \cdot Q \quad (8.2.3)$$

$$\frac{d}{dt} \frac{|\nabla \theta|^2}{2} = Q \cdot \nabla \theta \quad (8.2.4)$$

로 정의된다(Djuric, 1994). 그리고 각 격자점에서 온도이류는 $V \cdot \nabla T$ 에 의해 구했다. 여기서 V 는 (u, v) 로 표현되는 바람벡터, T 는 온도, θ 는 온위이다.

황해상에서의 기단의 변질은 해수면으로부터 현열과 잠열에 의해 이루어 질 것이다. 해수면에서의 현열속(F_H)과 잠열속(F_E)은 각기 다음과 같이 표현된다 (Rosenberg, 1974).

$$F_H \propto |V| (T_s - T_a),$$

$$F_E \propto |V| (E_s - E_a) \quad (8.2.5)$$

여기서 첨자 s, a 는 해수면과 대기층을 나타내며 T 는 온도, E 는 수증기압이다. 잠열속에서 해수면 수증기압을 포화수증기압으로 보면 이는 수온에 비례하고, 대기층의 수증기압도 호남강설일 경우 전부 시베리아기단에 관련되므로 대기의 상대습도를 모두 비슷하다고 가정하면 결국 기온에 비례하게 될 것이다. 그러므로 본 연구에서는 남서해안에 가까운 몇 지점을 택해 현열속과 잠열속에 관련되는 항으로 $|V| (T_s - T_a)$ 값만의 변화를 검토하였다. 본 연구에서는 이 값을 시베리아기단

이 황해에서 변질되는 정도로 간주하고자 한다. 여기서 T_a 는 850 hPa면 기온으로부터 등온위층을 가정해서 지표면 기압에 상응하는 온도로 하였으며, $|V|$ 는 지표면 기압경도로부터 얻은 지균풍속이다. 겨울철 시베리아 기단이 장출할 때 한반도 남부에서 혼합층은 850 hPa면 정도까지 발달하므로(박순웅과 정창희, 1984) 지표면 기온 추정에는 별 문제가 없으나 지균풍속은 지면마찰, 변압풍 등의 영향을 받는 실제 풍속보다 클 것으로 본다.

2.3 한반도의 강설과 호남 대설의 정의

한반도에서 30년간 강설은 6월부터 9월까지 전혀 나타나지 않으며 5월은 대관령에서 2회, 10월과 4월에는 대관령의 연 1-2회를 제외하면 다른 지역은 30년간 1-5회 정도이다. 그러므로 대부분의 한반도 강설은 11월에서 다음해 3월 사이에 나타나며 12월 1월 및 2월의 겨울에 집중되고 있다. 한반도 강설 발생일의 빈도분포는 소백산맥을 경계로 하여 한반도 남동쪽에서 현저히 감소하며 남서해안의 호남지역과 대관령-강릉의 영동지역에서 빈도 분포의 중심을 이루고 있다(Fig. 8.2.1a). 일 평균강설량은 부안 임실 전주지방을 중심으로 하는 호남지방 북부와 대관령 강릉을 중심으로 하는 영동지역에서 많다. 호남지방의 강설량은 황해의 수온이 비교적 높은 11월-12월, 영동지역은 12월-3월에 많은 편이다(Fig. 8.2.1b). 따라서 섬을 제외한 한반도의 강설권역은 여러 연구에서 지적한 대로 크게 두 개로 구분될 수 있음을 알 수 있다. 본 연구에서는 한반도 남서해안을 중심으로 하는 호남지역의 강설을 다루고자 하며 이 지역의 강설은 강설일 빈도 및 일 평균강설량 분포에서 중심을 이루면서 비교적 장기간의 관측자료가 있는 전주 광주 목포 세 지점의 자료를 기준으로 판단하고자 한다. 본 연구에서 호남지방 강설은 이 세 지점 가운데 어느 한 곳이라도 신적설이 기록된 경우이며 호남지방 대설은 세 지점 가운데서 일 신적설량 10cm 이상이 발생한 경우이다. 이하 이를 호남 대설이라 한다. 30년간 호남 대설은 총 45 회이며 지표면기압계 유형에 따른 전주 광주 목포 각 지점의 대설 발생일 수는

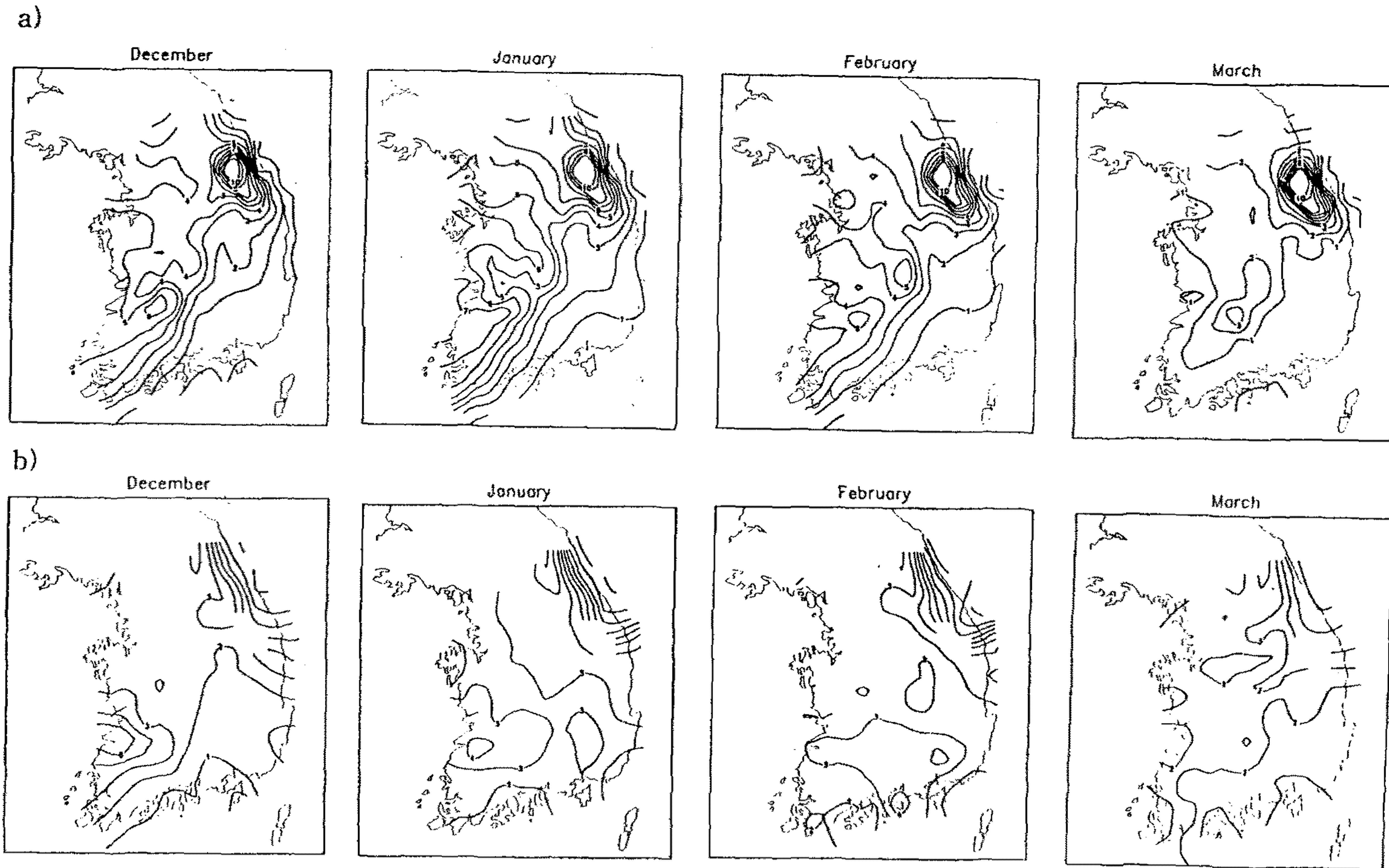


Fig. 8.2.1. Monthly mean number of days (a) and daily mean amount of new snowfall (b) when new snowfall amount above 10 cm occurred in the southwestern region of Korea.

Table 8.2.1과 같다. 대체로 호남 대설 발생은 이 세 지점 가운데 어느 한 지점에서만 발생하는 경우가 많아서 호남 대설은 호남 지역내에서도 매우 국지성을 띠고 있음을 짐작할 수 있다.

Table 8.2.1. Number of days with new snowfall amount above 10 cm at each station according to the surface pressure patterns during the period of 1964.11-1994.3.

station Pattern	chon-Ju	Kwang-Ju	Mok-Po	Total
1	6	5	8	17
2	7	5	0	10
3	8	10	1	18

3. 호남지방 대설의 종관환경

겨울철 동아시아는 시베리아기단의 영향권에 놓이며 한반도는 시베리아기단이 저위도로 장출해 나가는 주요 경로상에 위치한다. 시베리아기단은 그 장출 경로에 따라서 기단변질이 크게 달라지므로(Petterssen, 1956) 한반도의 겨울 날씨는 시베리아기단의 장출 경로에 따라 거의 결정된다. 여기서는 호남 대설 발생일 2일전부터 발생 시각까지 시베리아기단의 장출 경로를 고려해서 호남 대설 발생시의 지표면 기압배치를 3개 유형으로 분류해서 다루고자 한다. 유형별 합성도는 그 종관특성의 차이점을 잘 나타낼 것이다. 각 도표에서 호남 대설의 발생일 및 발생 시각은 최심 신적설 발생 시각이 00Z와 12Z 가운데 가까운 시각이 되도록 정한 것이다.

첫째 유형은 중앙 시베리아에 1050 hPa 이상의 고기압 중심이 형성되고 그 주 세력이 동아시아 연안으로 장출하면서 한반도에 접근하는 경우다. 지표면 기압배치에

서 호남 대설과 연관되는 저기압이나 기압골은 뚜렷하게 발달하지 않는다(Fig. 8.2.2a). 이 때의 강설은 한반도 남서부 호남지역에 국한되어 많고 내륙 산간지역의 일부 풍상측에 약하게 나타나나 동해안 지역은 전혀 없다(Fig. 8.2.3a). 둘째 유형은 호남 대설 발생 1일 전 시베리아기단의 주 세력이 연해주 방향으로 장출하고 있고 한반도에서 등압선은 북동에서 남서 방향으로 겨울철 소위 '북동기류형(김광식 등, 1973)'에 가깝다. 호남 대설 발생 시각에는 동지나해로부터 기압골이 동해 남부로 접근하고 시베리아기단의 주 세력은 화중으로 장출하면서 전체 기압계는 동진한다. 따라서 한반도는 만주와 화중으로 향하는 두 기압능 사이에 약한 기압골이 발달한다(Fig. 8.2.2b). 이 때의 강설량은 한반도의 남서지역에 많은 편이나 동해안 및 남해안 일부 지역에도 상당한 량을 나타내고 있다(Fig. 8.2.3b). 셋째 유형에서는 호남 대설 발생 1일 전 시베리아기단이 황해 남부로 장출하면서 다소 약화되어 한반도 북부에서 화중 방향으로 기압골이 형성된다. 기압골은 한반도를 통과하여 동해에서 급속히 발달하며 그 후면에서 시베리아기단이 강하게 황해 남부 방향으로 장출한다(Fig. 8.2.2c). 이 때의 강설은 호남지방과 영동지역을 중심으로 많은 량이 내리고 소백산맥의 서측을 따라서도 상당한 량을 나타낸다(Fig. 8.2.3c). 이하 편의상 이들 유형을 순서대로 형1, 형2, 형3으로 한다.

지표면의 기압배치 유형별 850 hPa면 합성도는 Fig. 8.2.4와 같다. 850 hPa면에서는 어느 유형이나 공통적으로 바람과 등온선이 거의 직교하고 있어서 황해상으로 한기이류가 매우 크며 기압골이 한반도를 통과하고 있다. 특히 형3인 경우 대설발생 12시간 전 저기압 중심이 연해주에서 동해로 남동진하면서 발달하며 한반도에서 풍속이 커지고 한기이류가 강화되고 있다. 등온선의 극소축과 기압골의 교차가 황해 남부에서 이루어지고 있어서 이는 동해에서 급속히 발달하는 저기압(김성삼, 1972)의 특성과 유사하다. 형1은 저기압 중심이 발달하면서 대륙에서 해양으로 이동하나 형3에 비해 저기압 중심이 한반도에서 멀리 사할린 부근을 통과하며 저기압 중심으로부터 남서로 향하는 기압골은 호남 대설 발생 시각에 약화되어 한반도를 통과한다. 그러나 등온선의 극소축은 대설발생 1일 전 형1에서와 같이 만주 북부에서 황해의 중국 연안쪽으로 향하고 있어서 한반도 남부지역으로의 한기이류는 대설발생 12

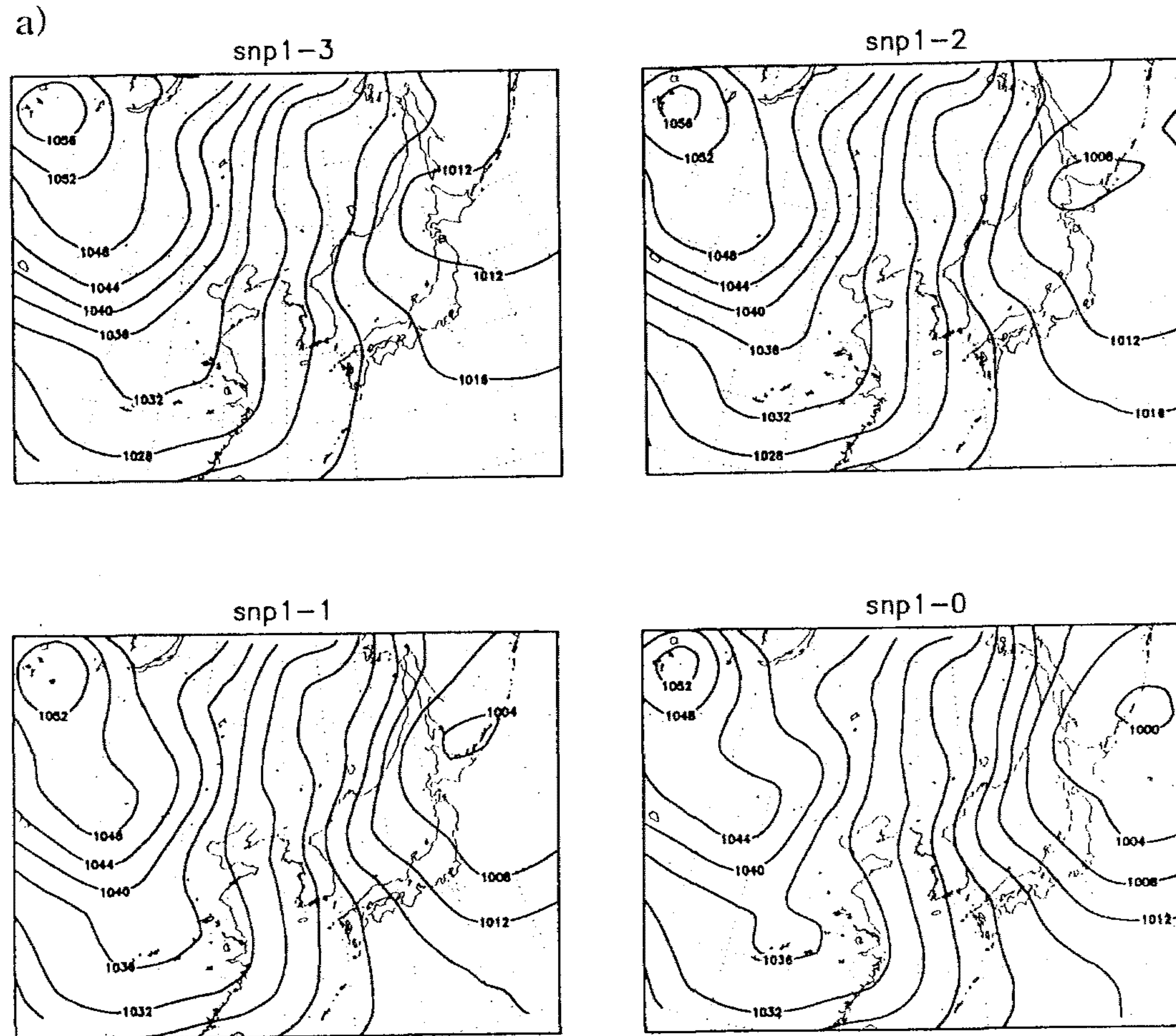
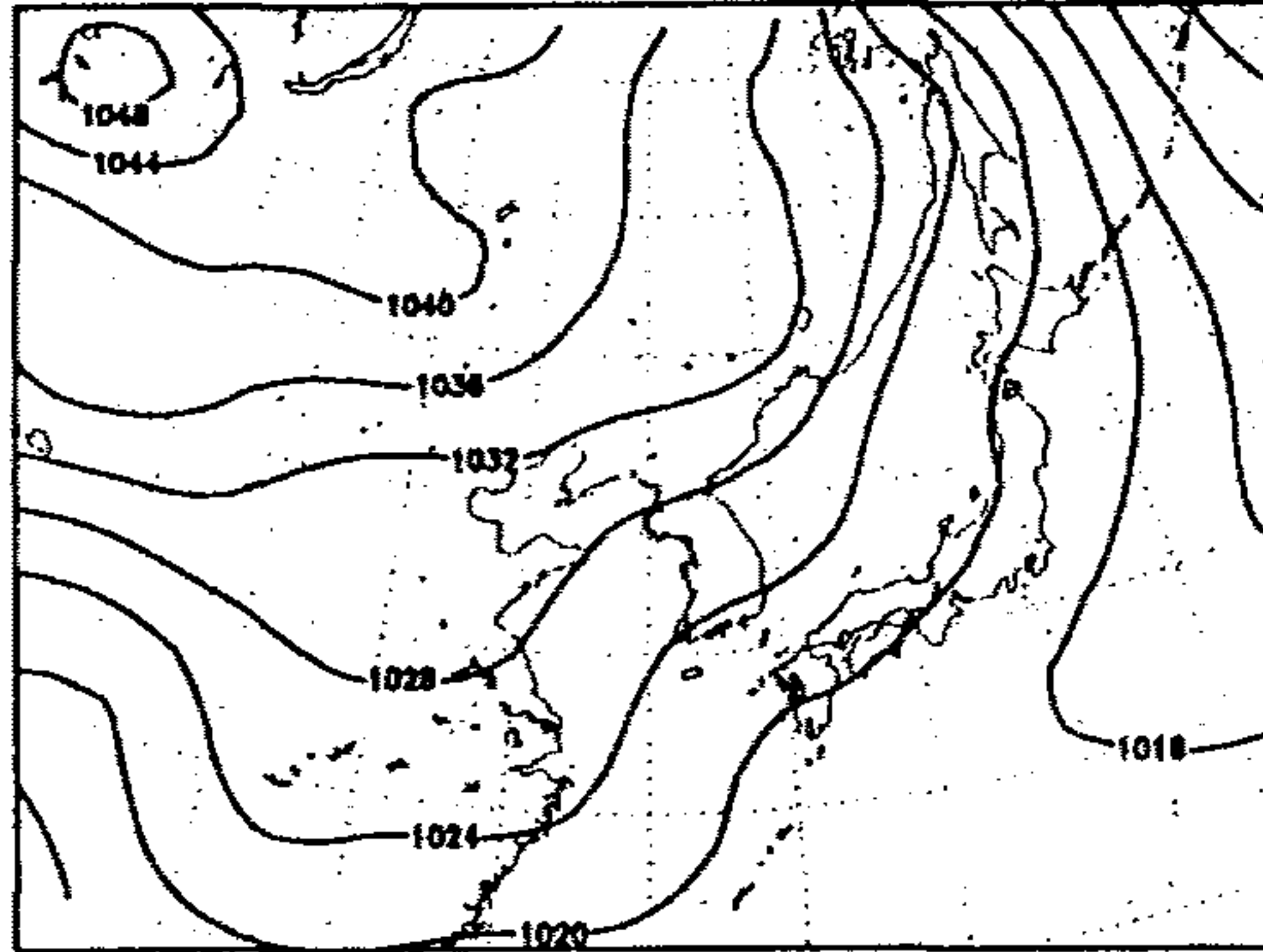


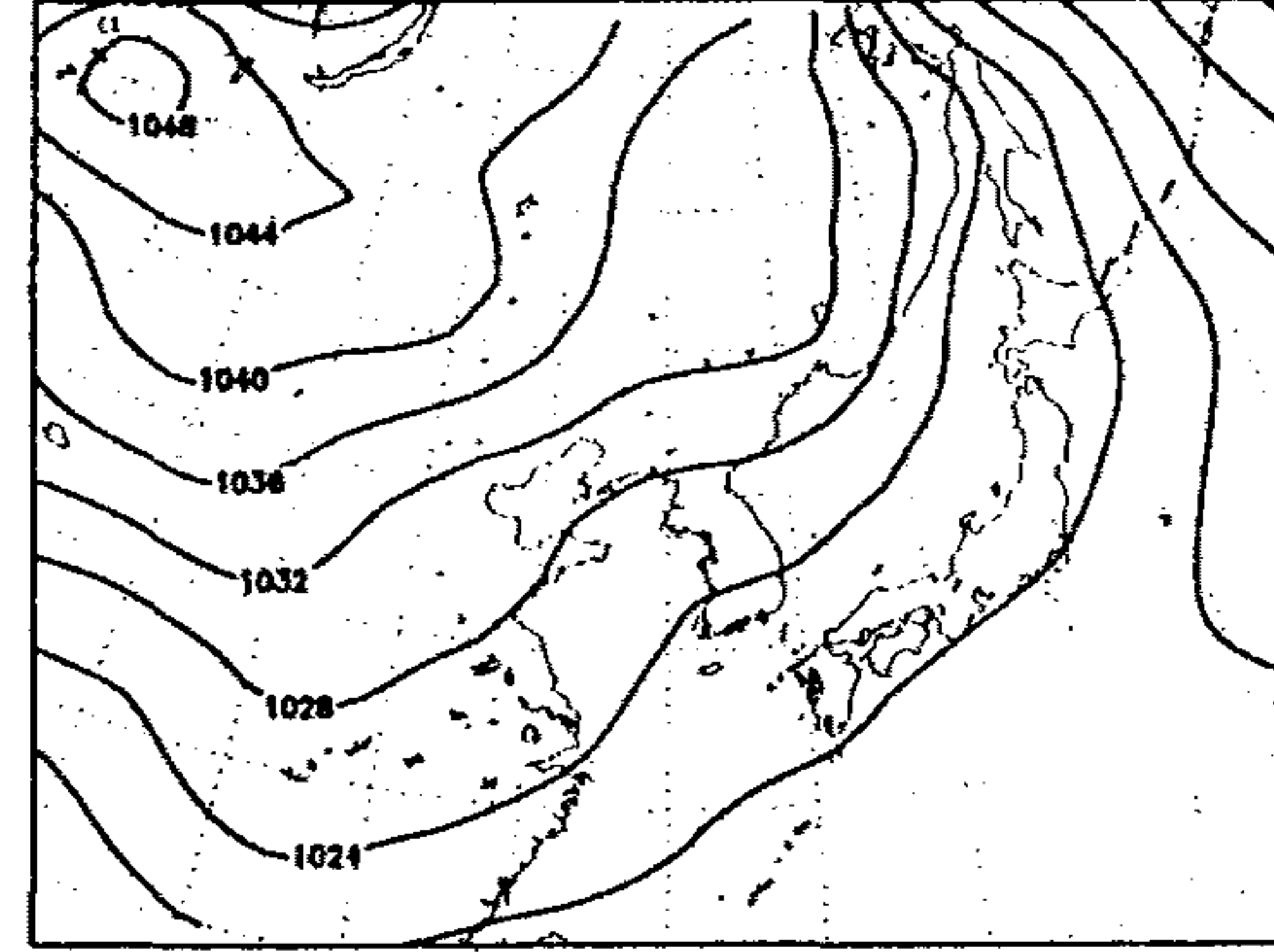
Fig. 8.2.2. Composite maps of the surface pressure pattern 1(a), pattern 2(b) and pattern 3(c) from 36 hours(snp1-3) before the heavy snowfall to the heavy snowfall occurrence time(snp1-0) in the southwestern region of Korea at an interval of 12 hours.

b)

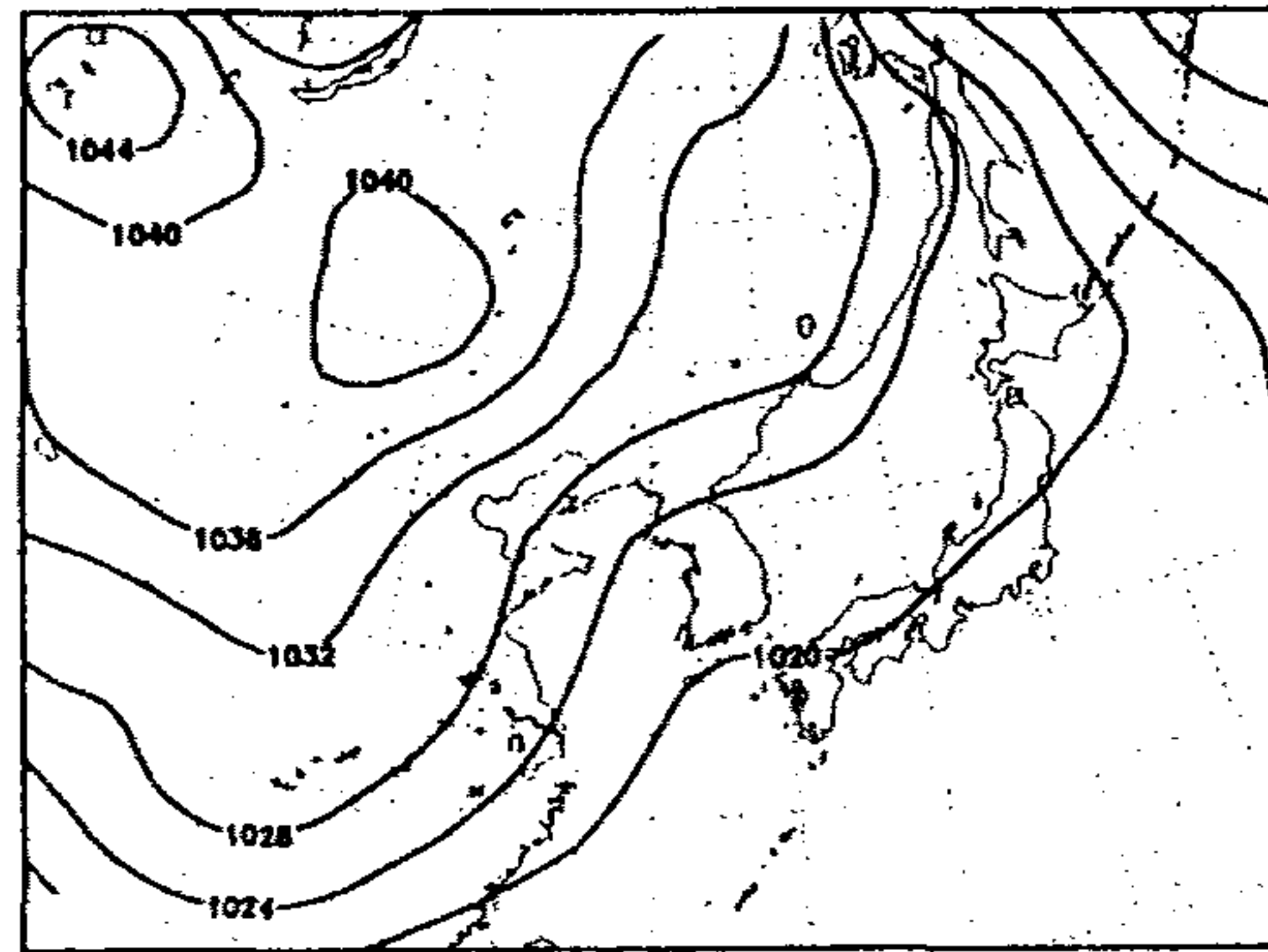
snp2-3



snp2-2



snp2-1



snp2-0

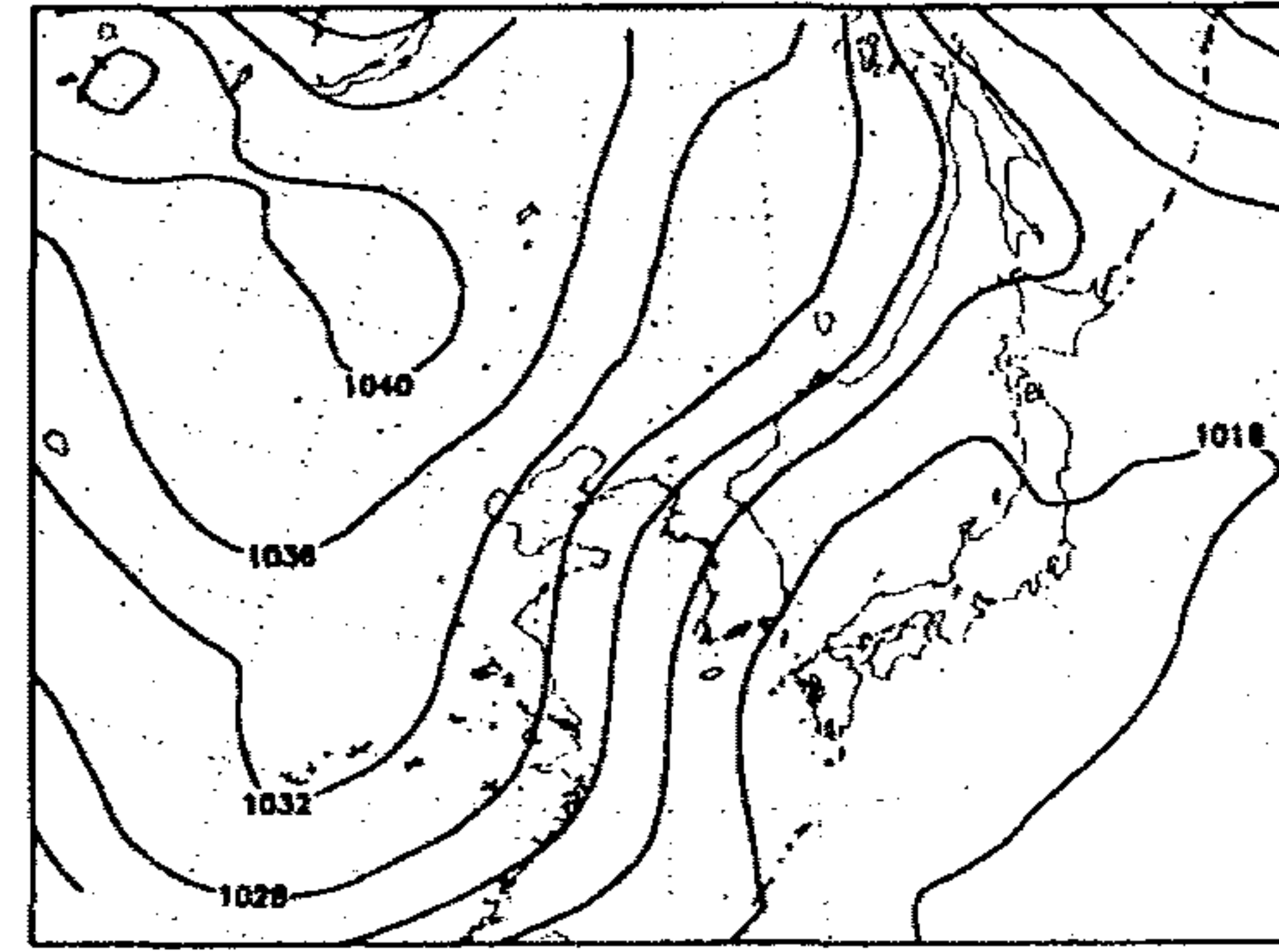


Fig. 8.2.2. Continued.

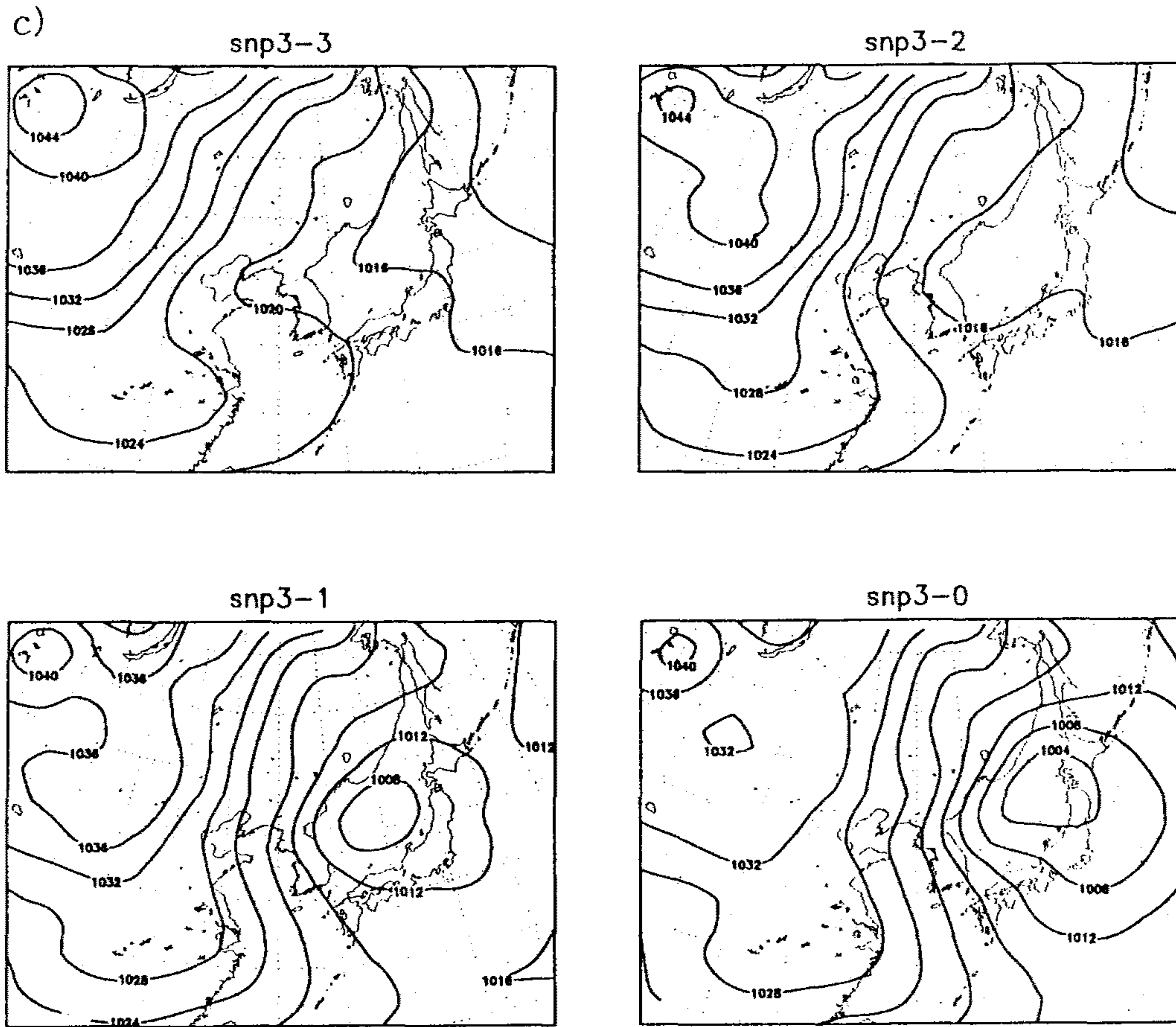


Fig. 8.2.2. Continued.

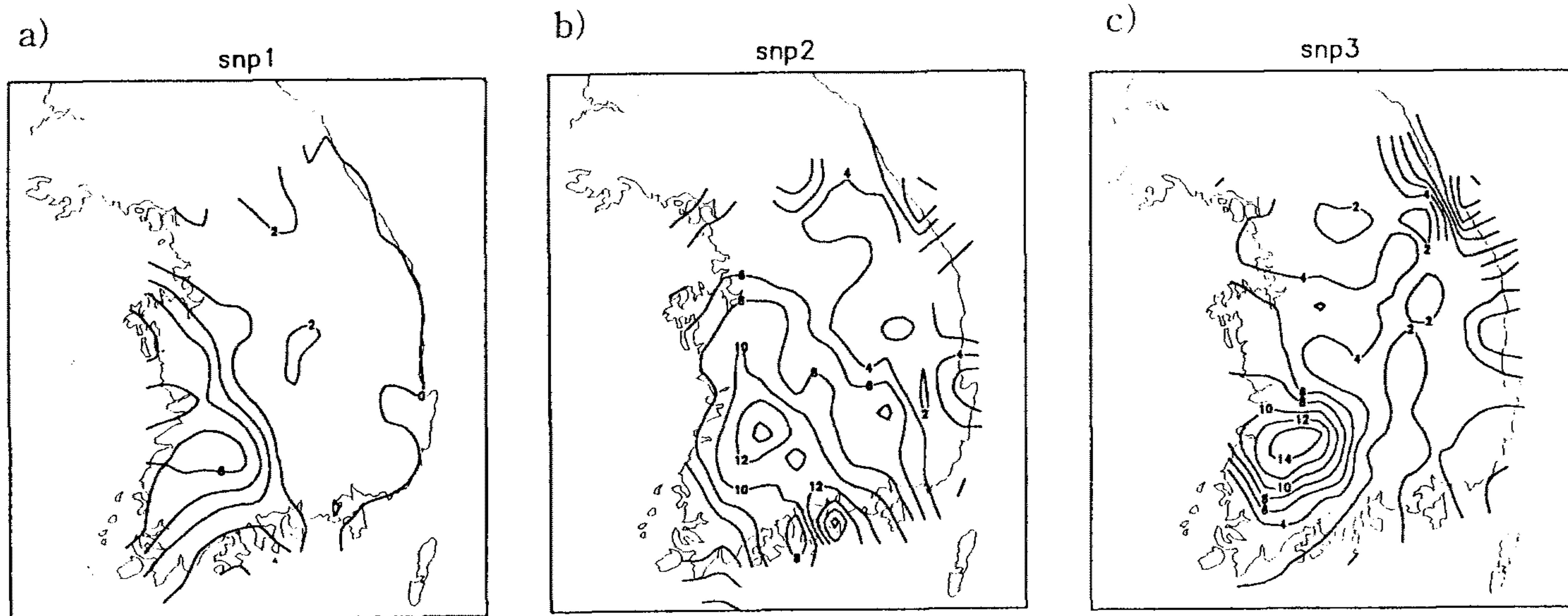


Fig. 8.2.3. Mean amount of new snowfall in the surface pressure pattern 1(a), pattern 2(b) and pattern 3(c) when new snowfall above 10 cm occurred in the southwestern region of Korea.

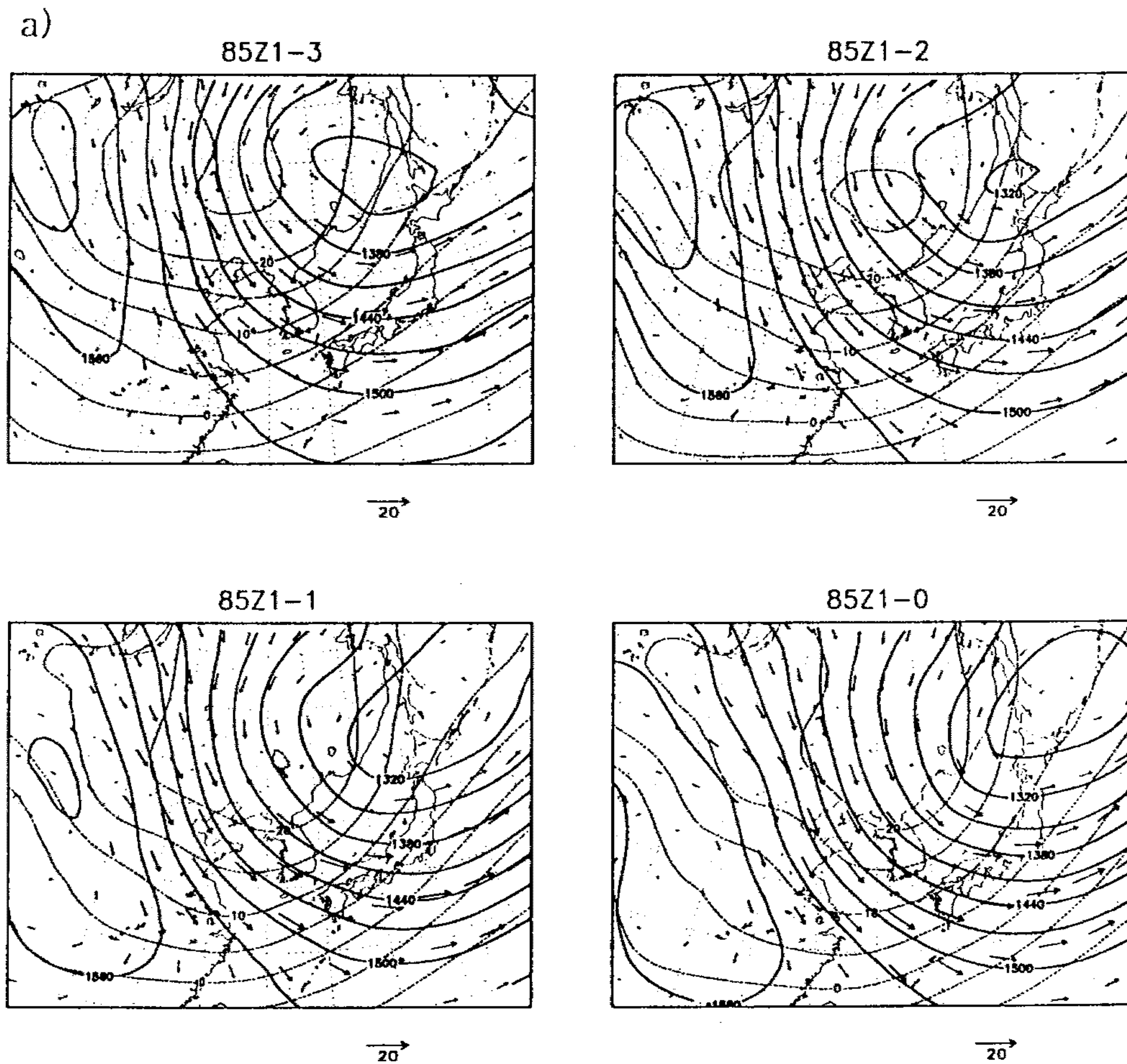


Fig. 8.2.4. As in Fig. 2 except for 850 hPa level. Solid lines represent geopotential heights at an interval of 30 gpm and dashed line temperature at an interval of 5 C. Arrows are wind vectors scaled according to the index of 20 m/sec below the each map.

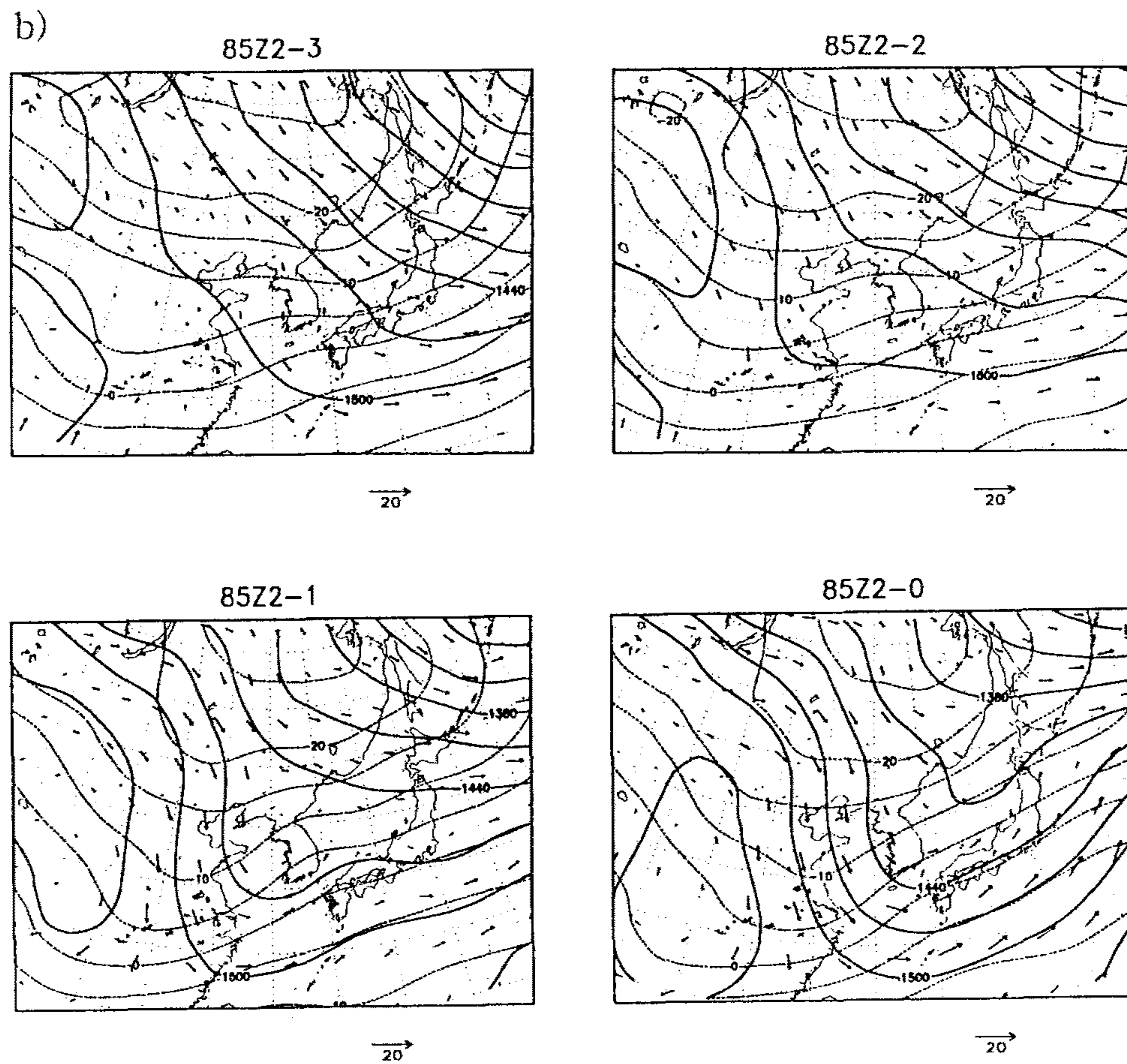


Fig. 8.2.4. Continued.

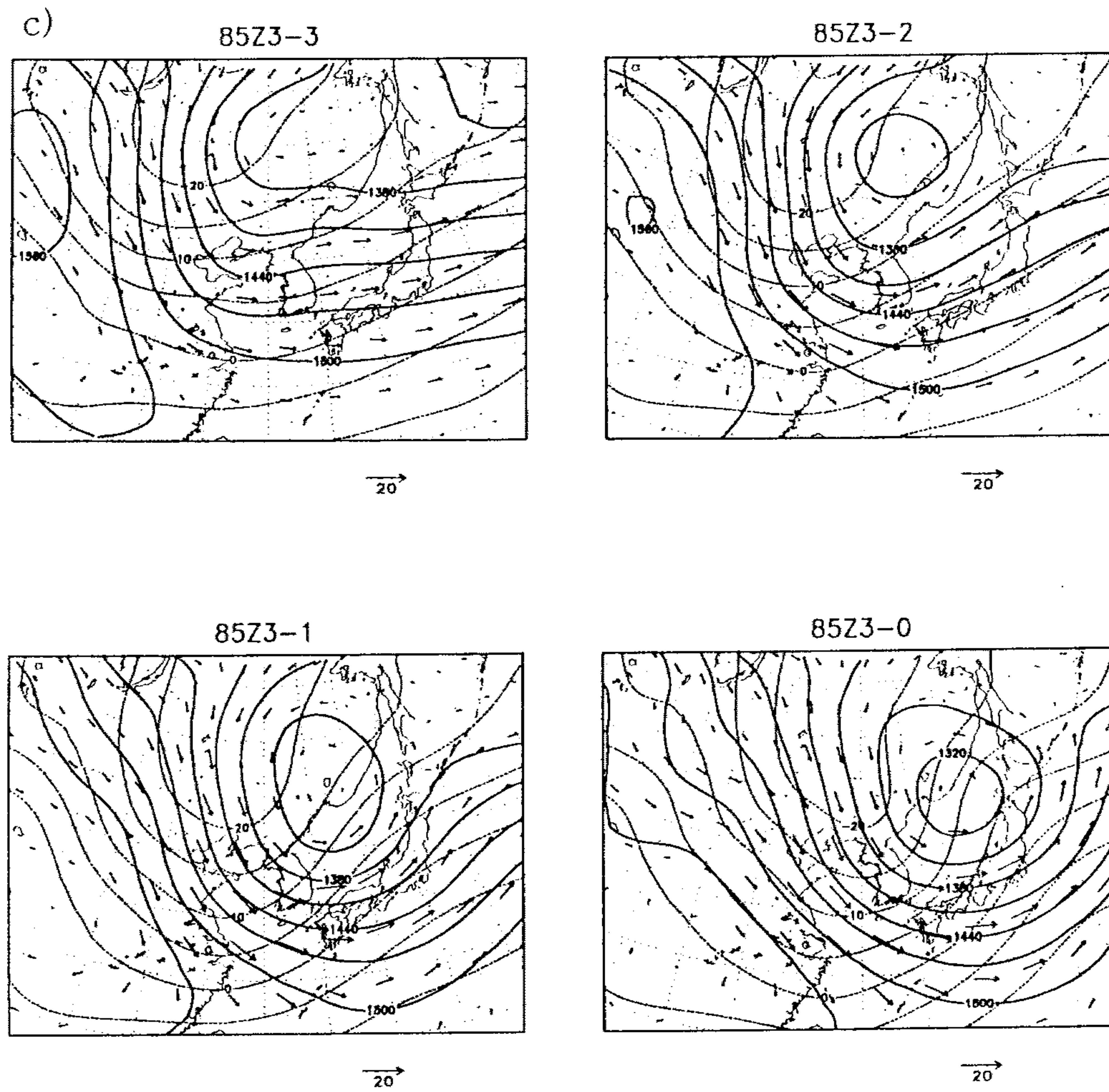


Fig. 8.2.4. Continued.

시간 전 극대에 이르고 있으며 대설 발생 시각에는 -15C의 등온선이 한반도 남부지역에 위치한다. 형2에서 대설발생 36시간 전 한반도는 기압골의 후면에 위치하여 바람은 매우 약하며 등온선은 동서방향이다. 그러나 대설발생 24시간 전부터 화남지방으로부터 기압골이 접근하고 시베리아기단이 강화되면서 한반도에서 동지나 지역으로 향하는 기압골이 발달한다. 그리고 기압골의 후면에서는 등온선에 거의 직교하여 북풍이 강화되면서 기압골 후면으로 한기이류가 급속히 커지고 있다. 대설발생 시각에 기압골은 한반도 남부지역을 통과해서 동해 남부에서 더욱 발달하며 이 때 등온선의 극소축은 1/4 경압파장 정도 기압골 후면에 중국 동쪽 연안을 따라 위치하여서 한반도 남부로 한기이류가 크다.

Fig. 8.2.5는 지표면 기압배치 유형별 500 hPa면 합성도이다. 형1과 3은 분리 저기압을 형성하여 만주 북부에서 동해로 이동하며 대설발생 시각에는 약한 기압골이 한반도 남부를 통과한다. 형3의 경우에 비교적 이동속도가 빠르며 저기압 중심이 한반도 북부를 통과한다. 형3는 대설발생 시각에 저기압 중심부에서 등온선과 등고선이 거의 일치하며 850 hPa면 저기압 중심과도 그 위치가 거의 일치하여 폐색단계에 가깝다고 판단된다. 따라서 동해에서 발달하는 저기압은 최성기에 달해 있음을 알 수 있다. 이에 비해 형1의 저기압 중심은 동해에 도달할 때까지 한기의 중심이 저기압 중심의 남동쪽에 위치하여 강한 경압성을 계속 유지하면서 상층에서 강한 한랭소용돌이(cold vortex)의 이류를 나타내고 있다. 형2는 대설발생 24시간 전까지 한반도에서 동서류가 우세하며 등온선도 등고선에 거의 일치한다. 그러나 중앙시베리아로부터 경압파동이 발달하여 매우 빠르게 이동하면서 대설발생 시각에는 발달된 기압골이 만주 북부에서 황해 남부 방향으로 위치한다. 등온선의 극소축은 기압골의 후면에서 경압파동의 1/4 파장 정도 차이를 두고 뒤따르고 있다.

호남 대설 발생시 종관환경은 어느 경우에도 상층에서 기압골이 발달하면서 한반도 남부를 통과하고 있으며 그 후면에는 등온선 극소축이 1/4 경압파장 정도 차이로 뒤따르고 있고 그 극소축은 저위도일수록 기압골에 더욱 근접하여서 황해 남부 및 한반도 남부는 한기이류가 매우 강하게 나타나고 있다.

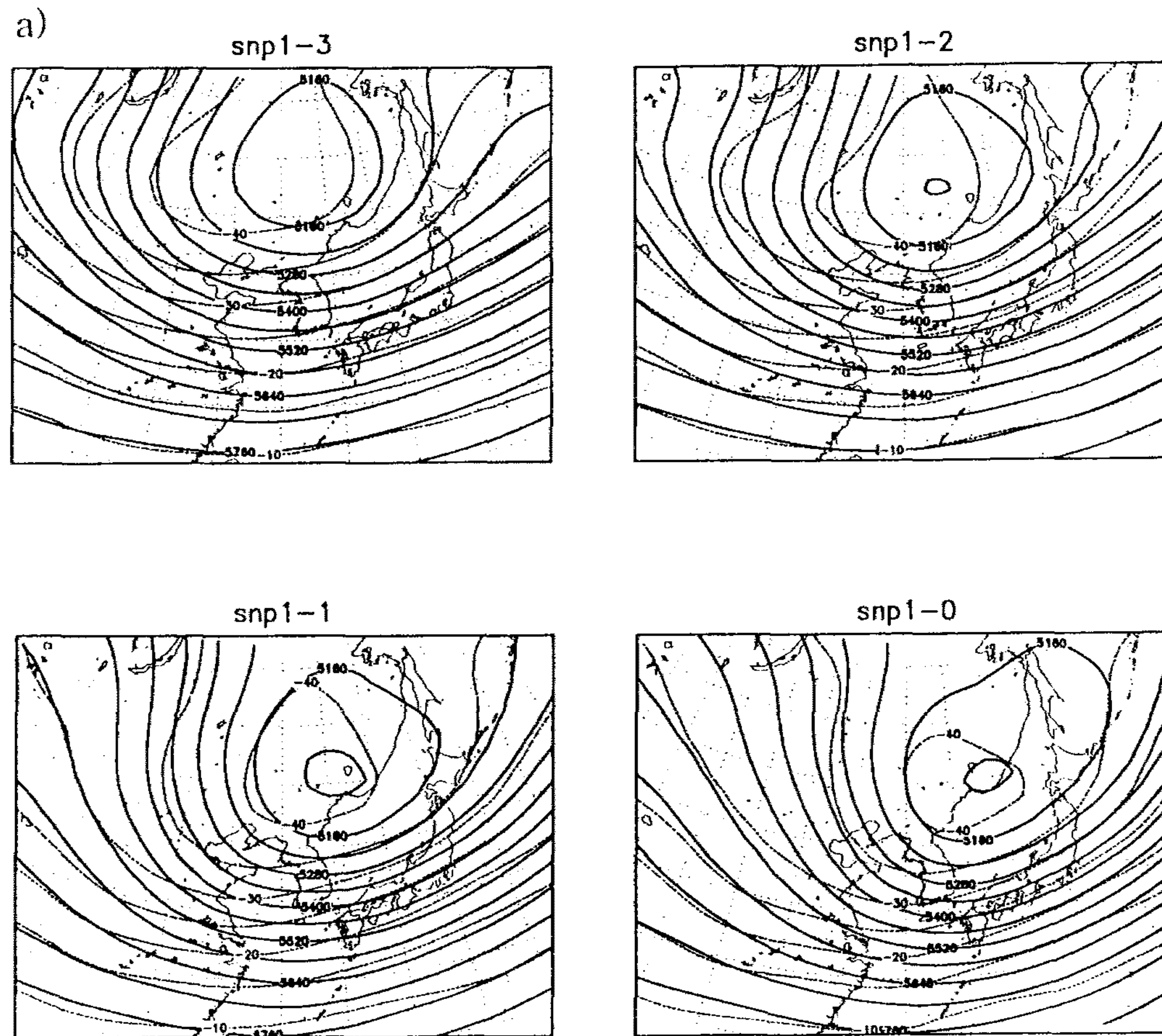


Fig. 8.2.5. As in Fig. 2 except for 500 hPa level. Solid lines represent the geopotential heights at an interval of 60 gpm and dashed lines temperature at an interval of 5 C.

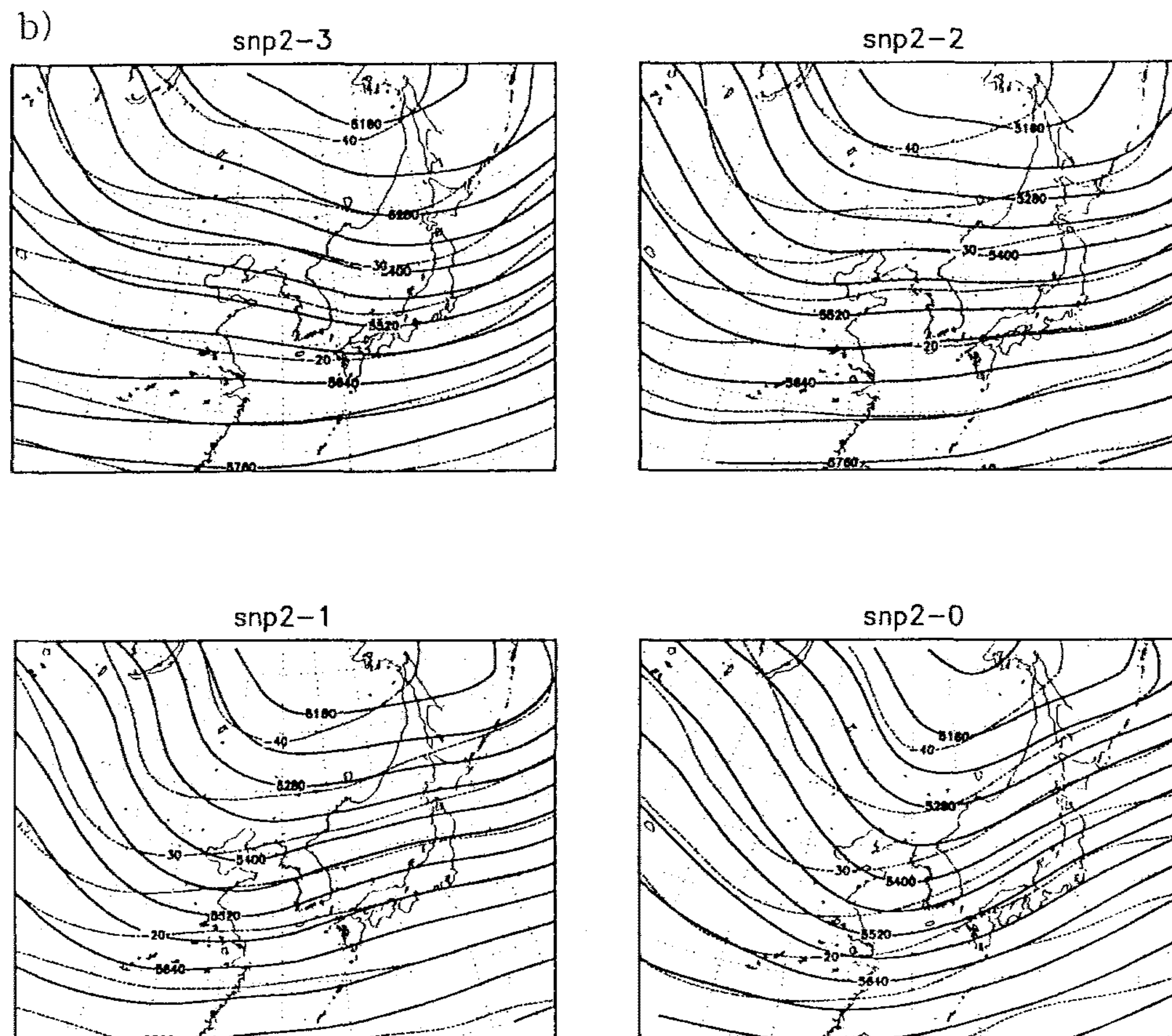


Fig. 8.2.5. Continued.

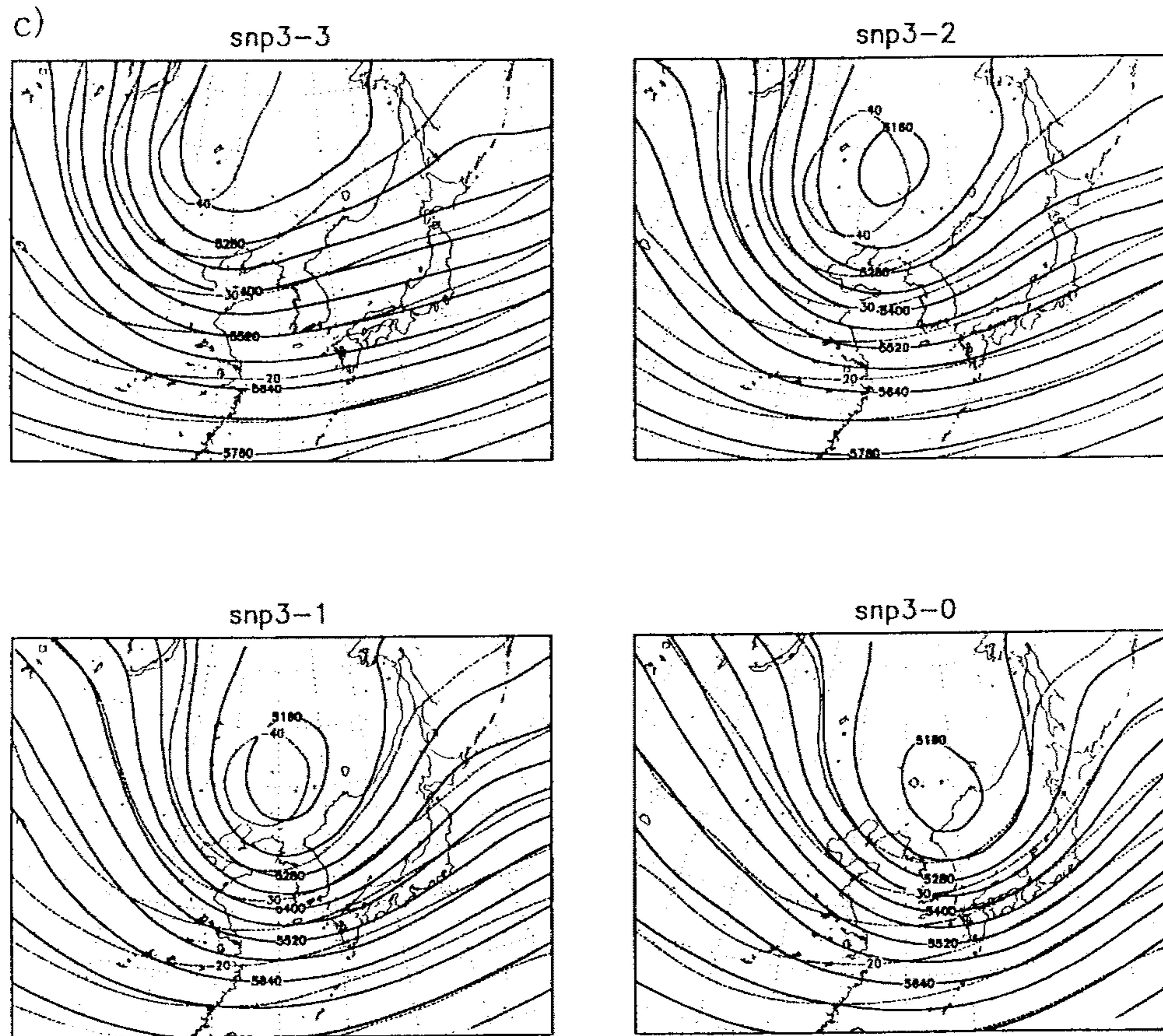


Fig. 8.2.5. Continued.

4. 종관환경 변화와 호남지방 강설

앞 절의 합성도는 호남 대설 발생시의 평균상태를 나타낸다고 볼 수 있다. 이 합성도와 호남 대설 발생시 각각의 지표면 기압 및 500 hPa면 지오퍼텐셜고도장 사이의 패턴상관을 평균한 값과 그 표준편차는 Table 8.2.2와 같다. 호남 대설 발생의 형2에서 패턴상관 평균값이 대체로 낮고 형1에서 가장 높다. 괄호 속의 표준편차는 패턴상관이 낮을수록 높은 편이다. 패턴상관이 낮을수록 합성도 패턴과 다소 차이가 있는 다양한 형태에서 호남지방에 대설이 발생할 수 있음을 의미한다. 즉, 종관 패턴만을 고려해서 호남 대설을 판단할 때 형2의 경우가 가장 어렵다고 볼 수 있다. 본 절에서는 합성도와 매 시각 종관도 사이의 패턴상관으로부터 합성도와 유사한 패턴을 찾고 같은 시각의 호남지방 강수자료와 비교하면서 호남지방 대설발생의 종관 조건을 검토하고자 한다. 패턴 유사성의 선택 기준은 지표면 기압분포 및 500 hPa면 지오퍼텐셜고도를 대상으로 하여 호남대설 발생 12시간 전과 24시간 전의 패턴상관이 모두 Table 8.2.2의 평균값을 넘거나 Table 8.2.2에서 평균값이 0.9이하인 경우는 0.9 이상의 값을 넘는 경우로 하였다. 여기서 0.9는 선택된 경우수가 대설발생 형별로 비슷하도록 하기 위한 것이다. 30년간 호남 대설발생 형별로 호남지방 강수에 따라 유사한 패턴을 나타낸 경우 수는 Table 8.2.3과 같다. 여기서 5일 미만의 시간 간격으로 연속 나타난 경우는 패턴상관이 높은 쪽 하나만을 선택하였다. 10 cm 이상의 대설인 경우는 예상대로 약 반정도가 이 기준에 포함된다. 형1인 경우 비가 내리는 경우는 없으며 형2는 강수가 없는 경우가 많으나 가끔 많은 량의 강수가 내린다. 형3에서는 눈 또는 비를 항상 동반한다. 각 경우별로 합성도를 작성하여 비교하면 호남 대설의 조건을 파악할 수 있을 것으로 본다.

Table 8.2.2. Mean pattern correlation between each map on which the heavy snowfall occurred in the southwestern region of Korea and the composite map of surface and 500 hPa level(right column) from 36 hours before the heavy snowfall to the heavy snowfall occurrence time. The value in parenthesis is its standard deviation.

hours pattern	0		-12		-24		-36	
1	0.936 (0.039)	0.946 (0.029)	0.944 (0.035)	0.949 (0.030)	0.945 (0.032)	0.953 (0.028)	0.940 (0.035)	0.952 (0.032)
2	0.820 (0.107)	0.925 (0.052)	0.813 (0.133)	0.934 (0.042)	0.820 (0.148)	0.933 (0.045)	0.818 (0.120)	0.932 (0.045)
3	0.856 (0.141)	0.953 (0.023)	0.873 (0.119)	0.956 (0.025)	0.881 (0.079)	0.950 (0.031)	0.858 (0.074)	0.947 (0.032)

Table 8.2.3. Number of days with the pattern correlation above the mean value or 0.9 in the cases of the mean value below 0.9 in Table 8.2.2 according to the precipitation amount and type in the southwestern region of Korean peninsula.

pattern \ p amount	10 > p ≥ 5 cm	5cm > p > 0	rain	no prec.
1	6	17	0	2
2	4	6	8	22
3	6	3	5	0

지표면 기압분포와 500 hPa면은 각 경우의 합성도 작성에 패턴상관이 높은 경우만을 택했으므로 각 합성도는 호남 대설 발생형과 매우 유사하다. 여기서는 대류권 하부층을 나타내면서 국지적 일기변화와 연관성이 큰 850 hPa면을 중심으로 하여 황해 남부에서의 온도이류, 해수면 온도와 기온 차이, 연직속도 및 전선 발생함수 분포 등을 고려하여 호남 대설발생 형별 종관환경의 변화를 검토하고자 한다.

호남 대설발생 형1은 호남지방 강수 변화에 관계없이 850 hPa면 모두 유사하게 만주로부터 한반도 방향으로 한기이류가 강하고 기압골이 한반도를 통과한다. 그러나

강설이 적을수록 850 hPa면 저기압 중심이 한반도에서 멀리 동시베리아에서 사할린 북부로 통과하며 기압골에 뒤따르는 등온선의 극소축이 만주에서 한반도 북부 방향으로 강화되어 한기이류의 중심이 한반도의 동쪽으로 치우친다(Fig. 8.2.6). 그러므로 호남대설 발생시각에 등온선 극소축과 기압골이 만나는 위치도 대설일 경우 황해남부에서 강설량이 적은 경우 한반도 남부 및 강수가 없는 경우 북부로 이동되고 있다(Fig. 8.2.6). 이와 관련하여 850 hPa면에서 상승기류의 중심 위치도 호남 강설 특성에 따라 한반도의 북동으로 이동하며 호남지방에 강설이 없을 경우는 남부지역에 하강류가 지배한다(Fig. 8.2.7). 황해 남부로의 한기이류는 강설이 많을수록 지속적으로 나타나며(Fig. 8.2.8) 해수면에서의 기단변질도 지속적이고 큰 값으로 나타나고 있다(Fig. 8.2.9). 그러므로 형1에서 호남지방 대설은 850 hPa면에서 -15C 정도의 등온선이 한반도 남부를 지나고 등온선의 극소축과 기압골이 황해남부에서 교차된 상태로 한반도 남부로 접근할 때 발생한다.

대설발생 형2에서는 기압골이 한반도에서 동지나해 방향으로 발달하면서 한반도를 통과하며 후면에 등온선의 극소축을 동반한다(Fig. 8.2.10). 강설량은 강설발생 12시간 전 중국 동쪽 연안을 따라 발달하는 등온선의 극소축 발달 정도와 연관되고 있다. 이는 등온선의 극소축 발달과 관련하여 한기이류의 공간적 변화에 따르는 등온선의 수렴 정도, 즉 전선발생 함수의 분포에서 잘 나타나고 있다(Fig. 8.2.11). 강수발생 12시간 전 강설이 많은 때일수록 호남지방의 서쪽에서 큰 값을 나타내며 비를 동반한 경우는 한반도 북부에서 화남지방에 걸쳐 값이 큰 하나의 띠를 이루고 있다(Fig. 8.2.11d). 한기이류는 호남 강설발생 24시간 내지 12시간 전부터 급격히 나타나며(Fig. 8.2.12) 호남 강설 발생시 대략 -10C 선이 한반도 남부지방을 지나고 있다. 850 hPa면에서 -12C 정도의 온위가 0C이므로 강설은 지면의 온도가 낮아지는 야간에 내리거나 비와 함께 내릴 가능성이 크다. 비를 동반한 경우는 난기이류에 의한 극대축이 한반도 남부에서 황해북부 방향으로 나타나며 0C 선이 대략 한반도 남부에 위치한다. 황해에서 기단변질은 강설발생 12시간 전부터 급격히 이루어지며(Fig. 8.2.13) 비 또는 강수가 없을 경우는 거의 없다.

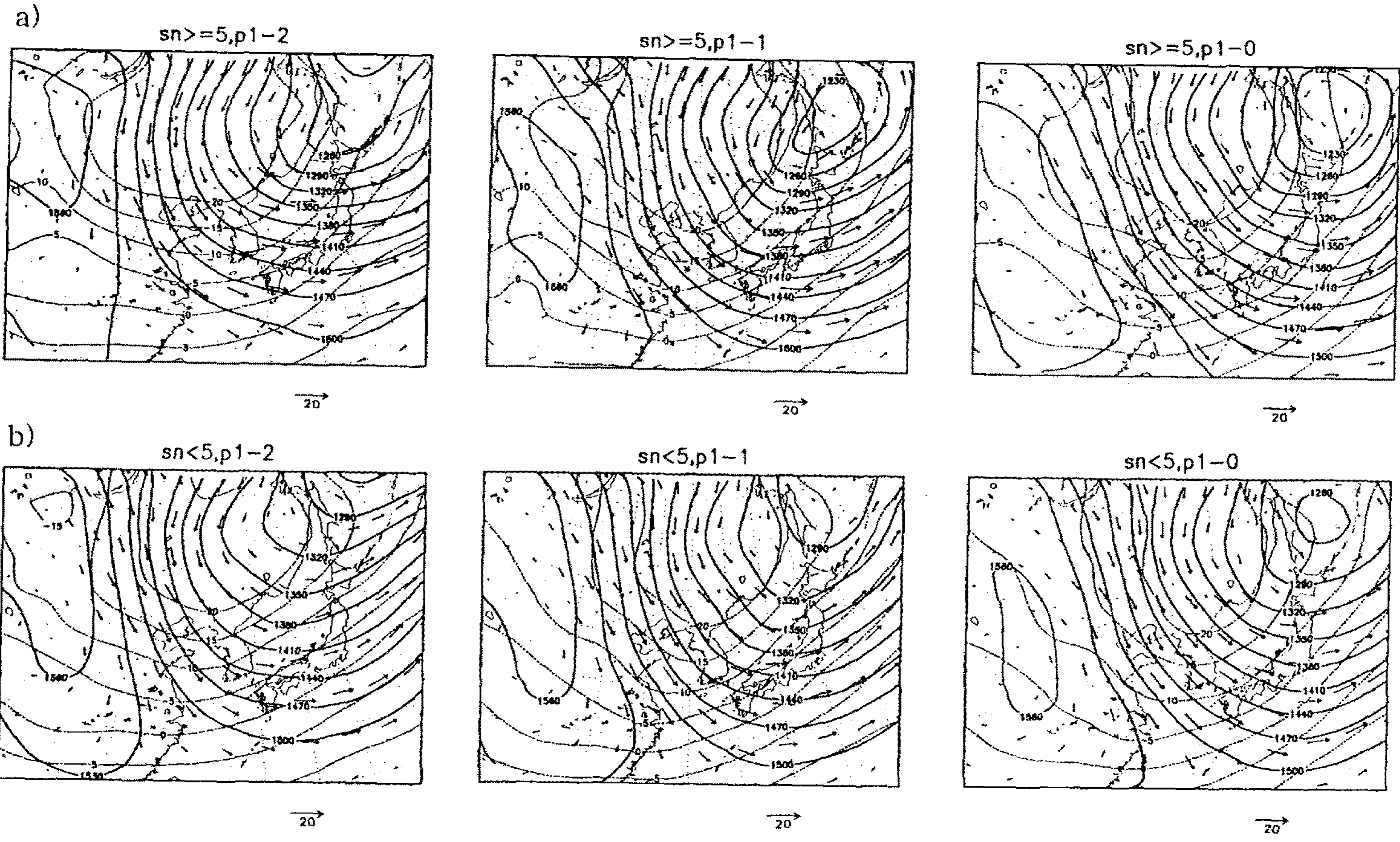


Fig. 8.2.6. 850 hPa composite maps for the surface pressure pattern 1 of the cases with new snowfall amount between 5 cm and 10 cm(a), 0 cm and 5 cm(b) and with no precipitation(c). The contours and arrows are the same as in Fig.4.

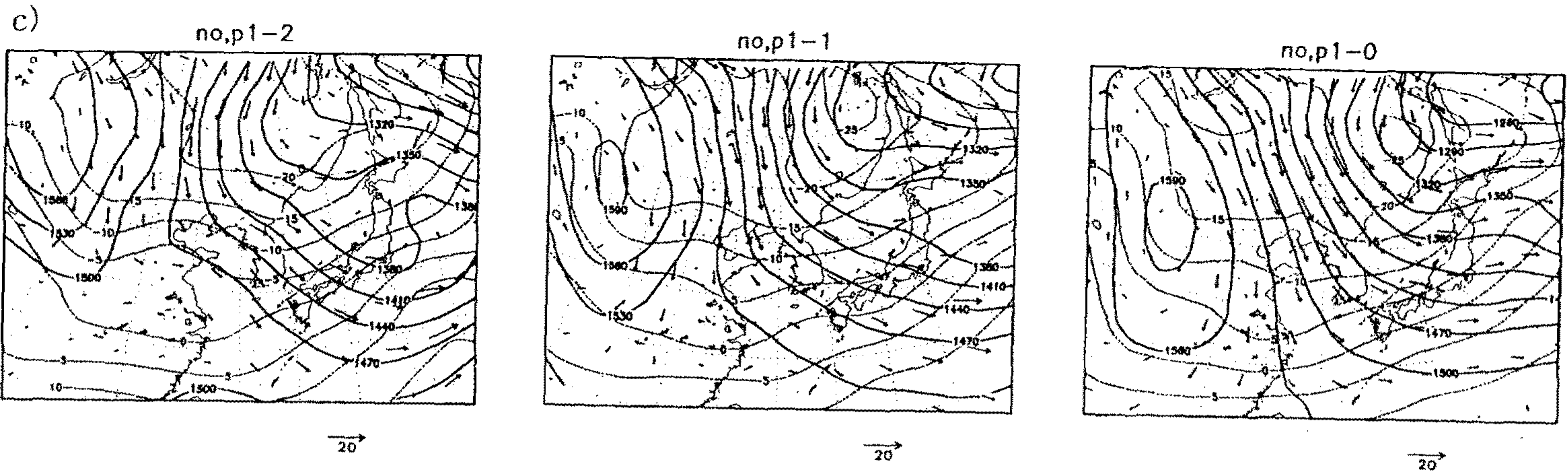


Fig. 8.2.6. Continued.

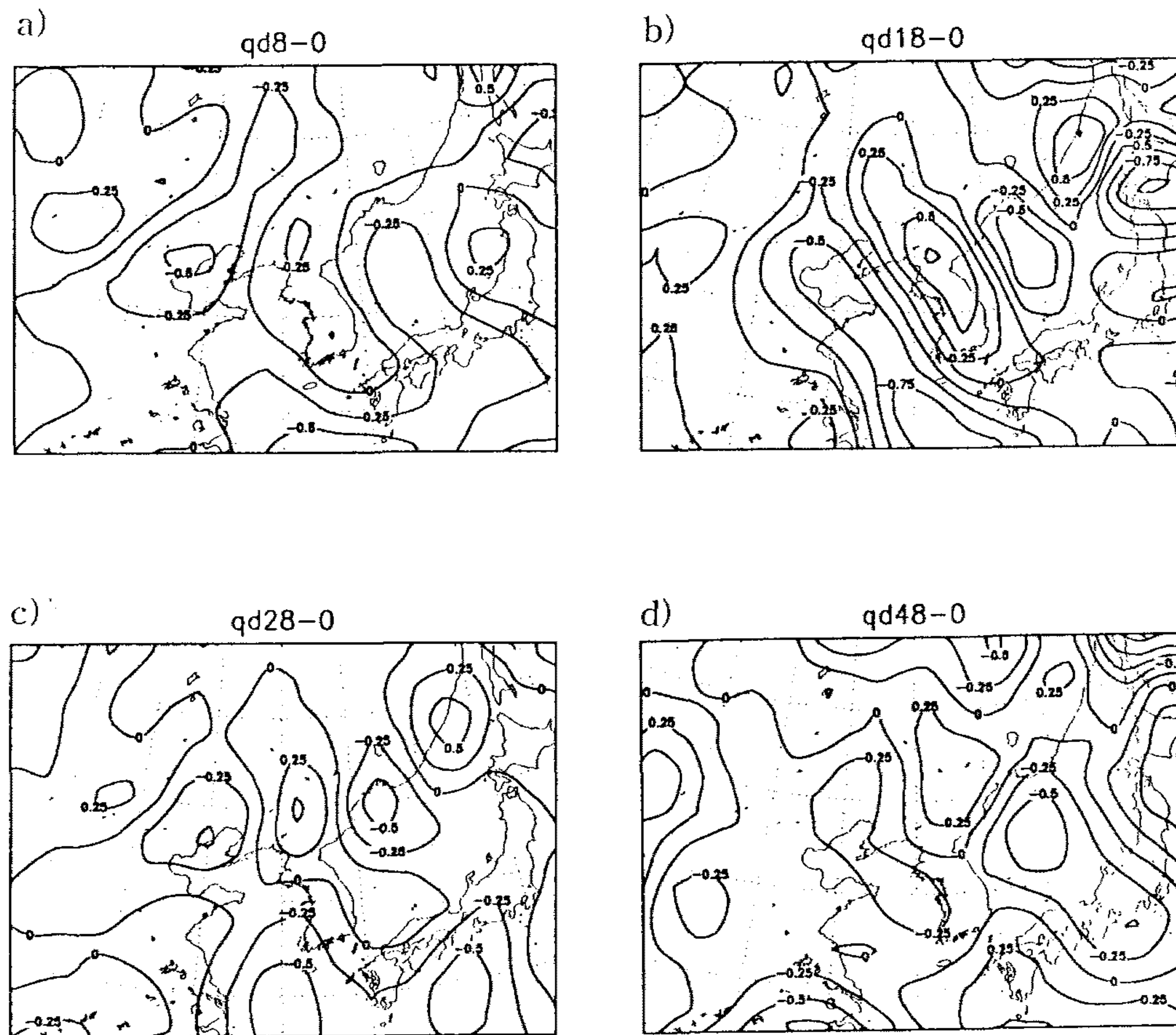


Fig. 8.2.7. The divergence of Q-vector on the 850 hPa level for the surface pressure pattern 1 with new snowfall amount above 10 cm(a), between 5 cm and 10 cm(b), 0 cm and 5 cm(c), and with no precipitation(d). The contour interval is $0.25 \times 10^{-15} \text{ deg sec}^{-1} \text{ m}^{-2}$.

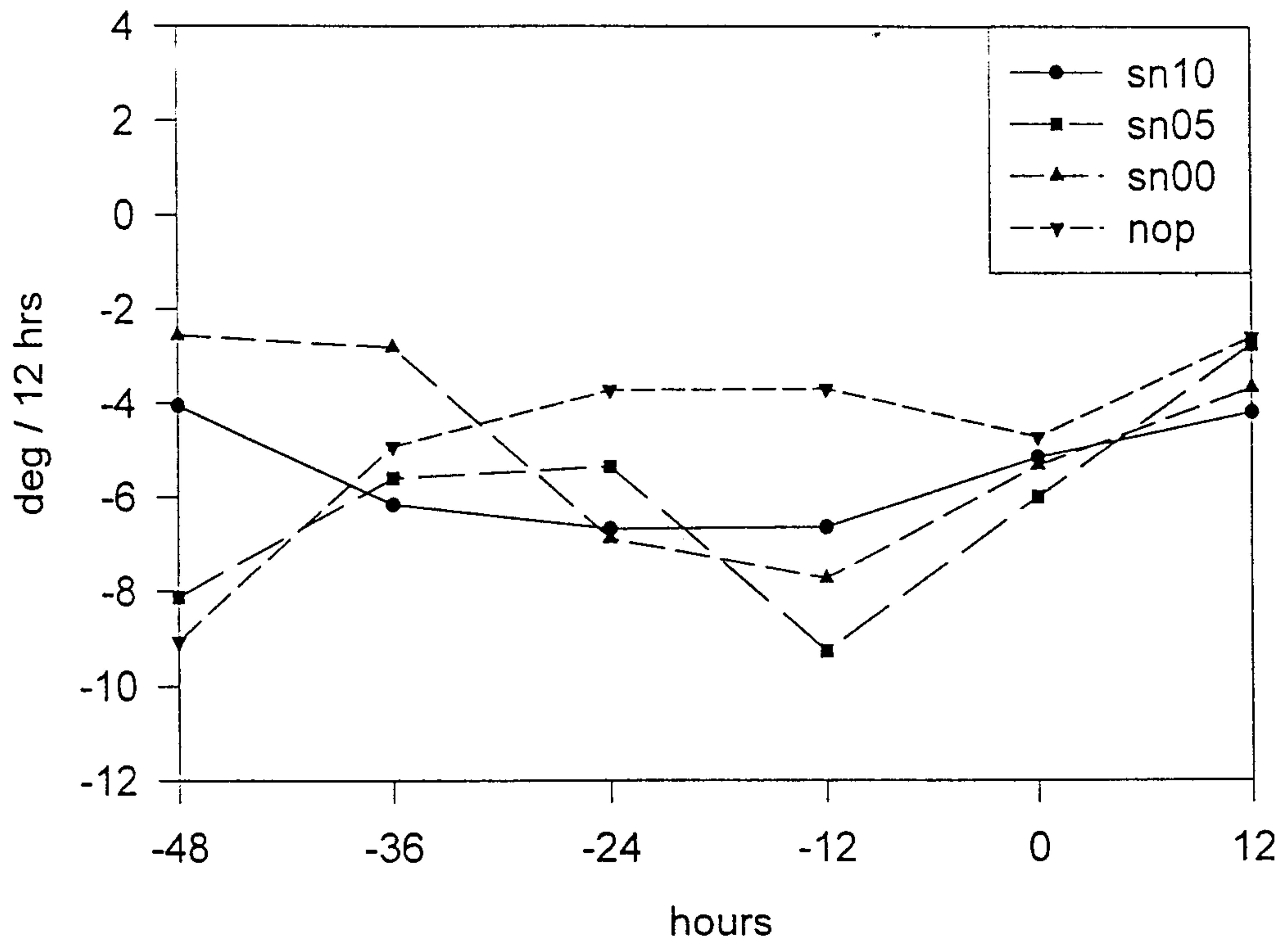


Fig. 8.2.8. Temperature advection on the 850 hPa level in the southeastern region (32-34N, 124-126E) of Yellow Sea for the surface pressure pattern 1. sn10 in legend represents the cases of new snowfall amount above 10 cm, sn05 between 10 cm and 5 cm, sn00 between 0 cm and 5 cm and nop for the cases of no precipitation.

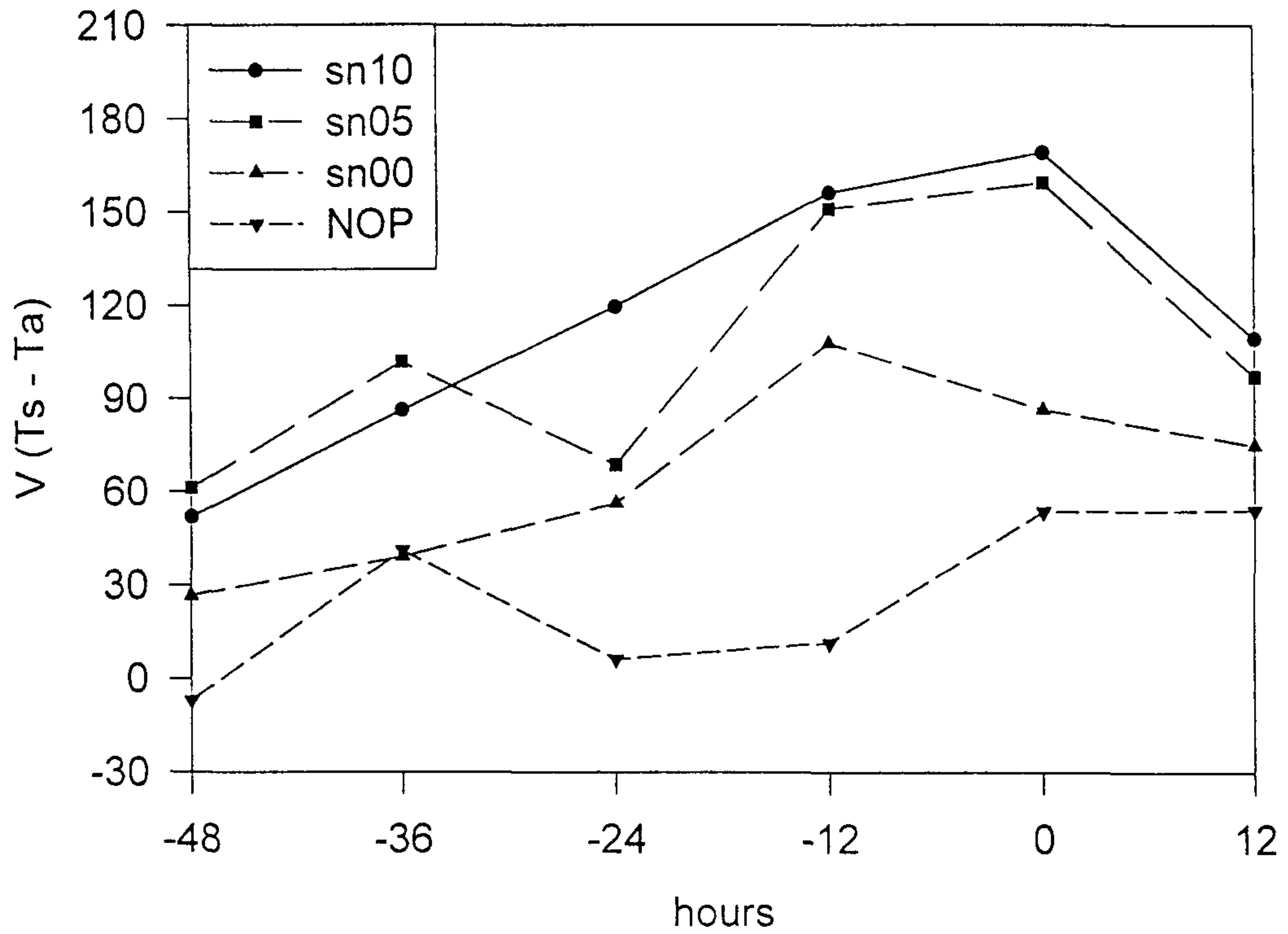


Fig. 8.2.9. The product of the geostrophic wind speed(m/sec) in the surface pressure by the sea - air temperature differences(C) in the southeastern region(32-34N, 124-126E) of Yellow Sea for the surface pressure pattern 1. 0 hours in the abscissa is the heavy new snowfall occurrence time in the southwestern region of Korea. The symbols in legend are the same as in Fig.8.

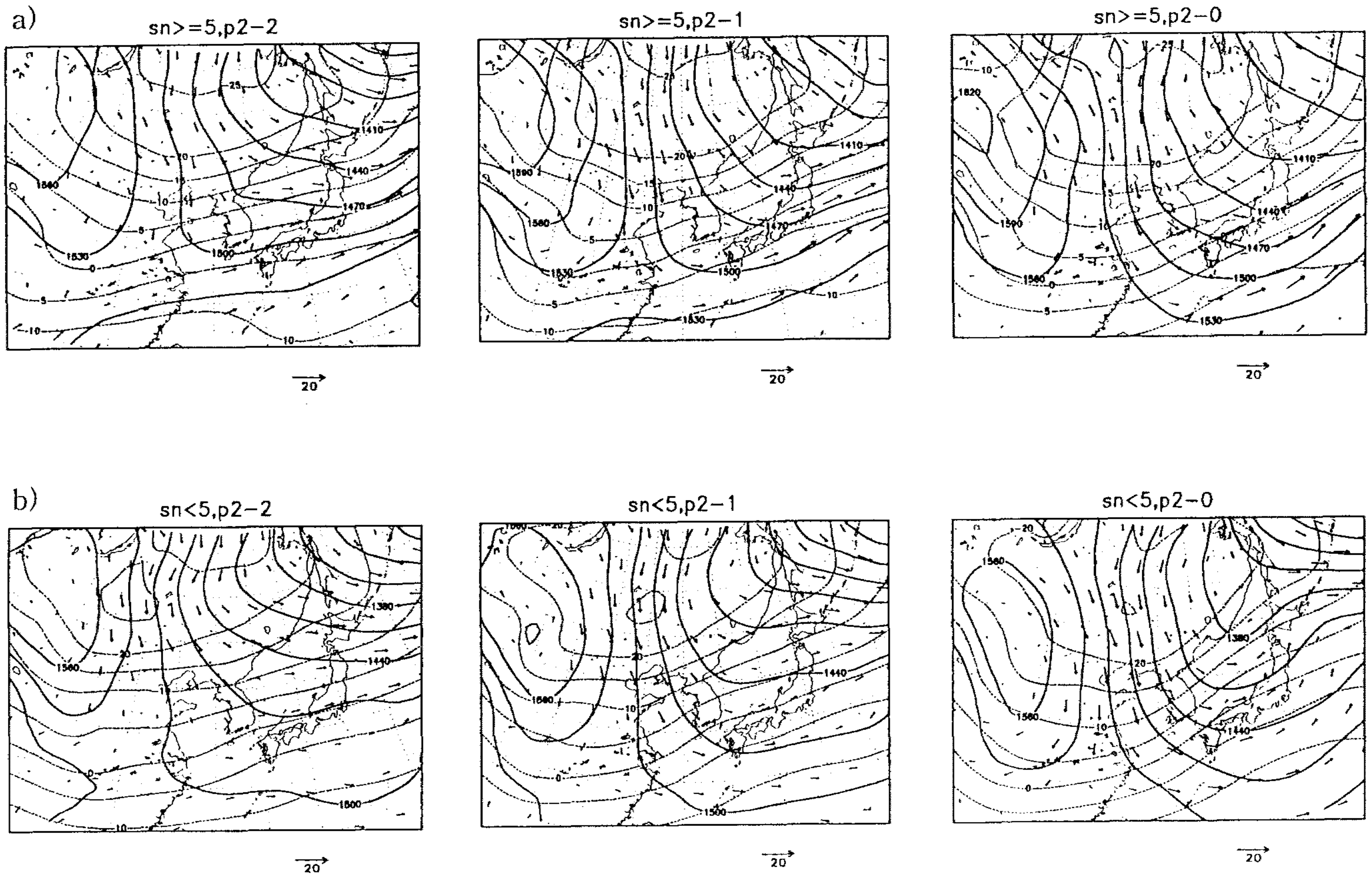


Fig. 8.2.10. As in Fig. 6 except for the surface pressure pattern 2.

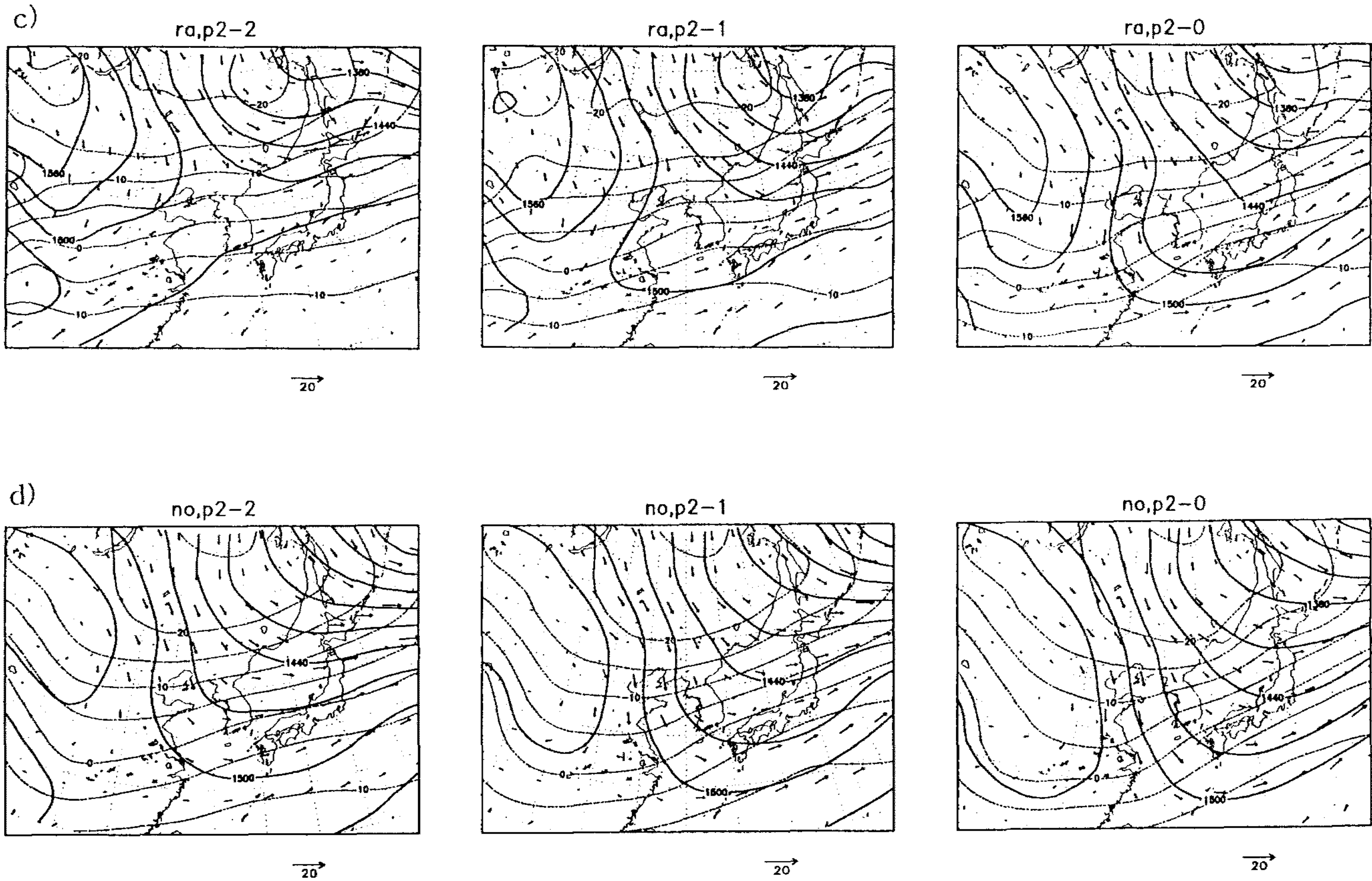


Fig. 8.2.10. Continued.

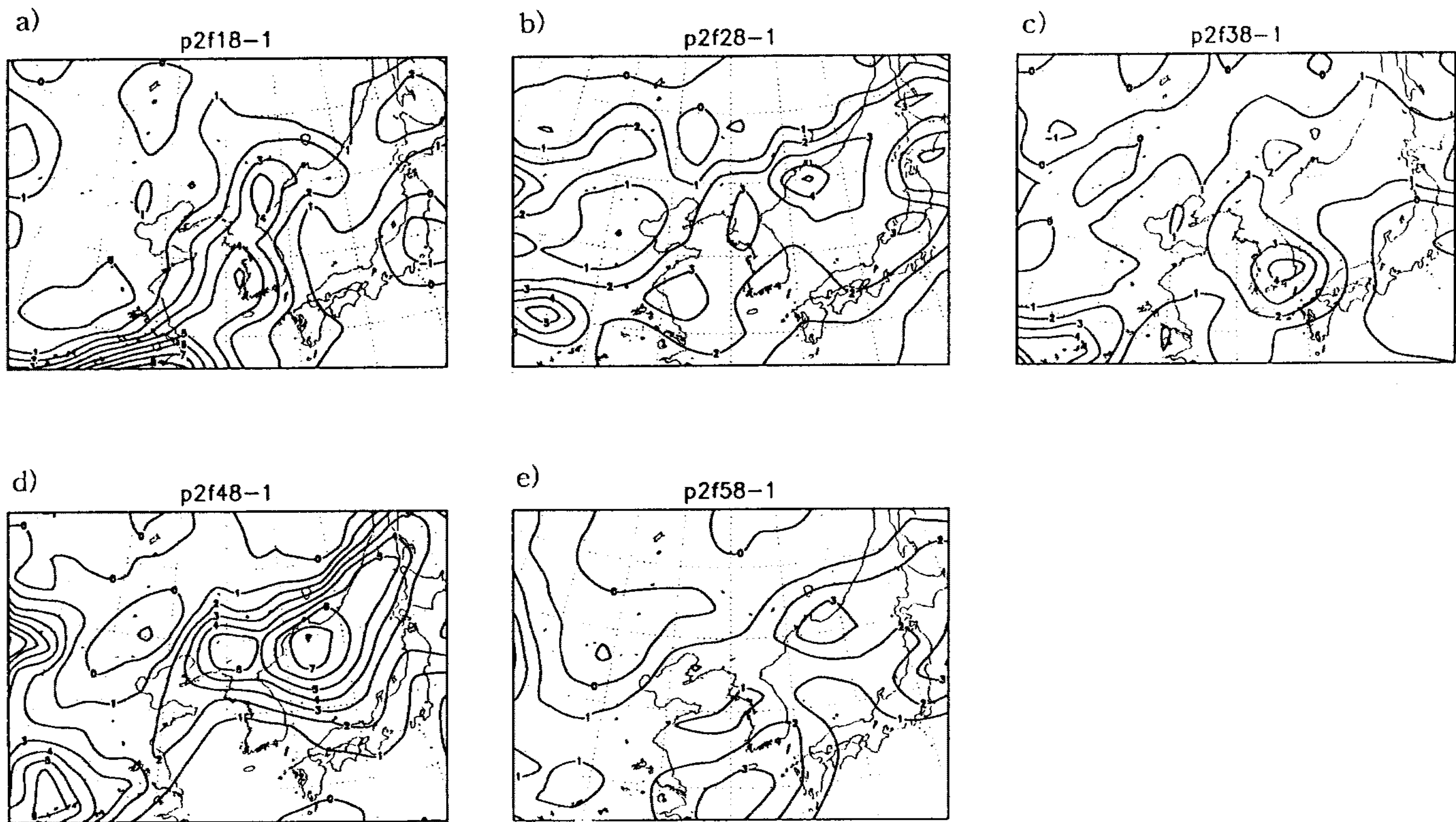


Fig. 8.2.11. As in Fig.7 except for the frontogenesis function on the 850 hPa level for the surface pressure pattern 2 with new snowfall amount above 10 cm(a), between 5 cm and 10 cm(b), 0 cm and 5 cm(c), with rain(d) and with no precipitation(e). The contour interval is $1.0 \times 10^{-15} \text{ deg}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ m}^{-2}$

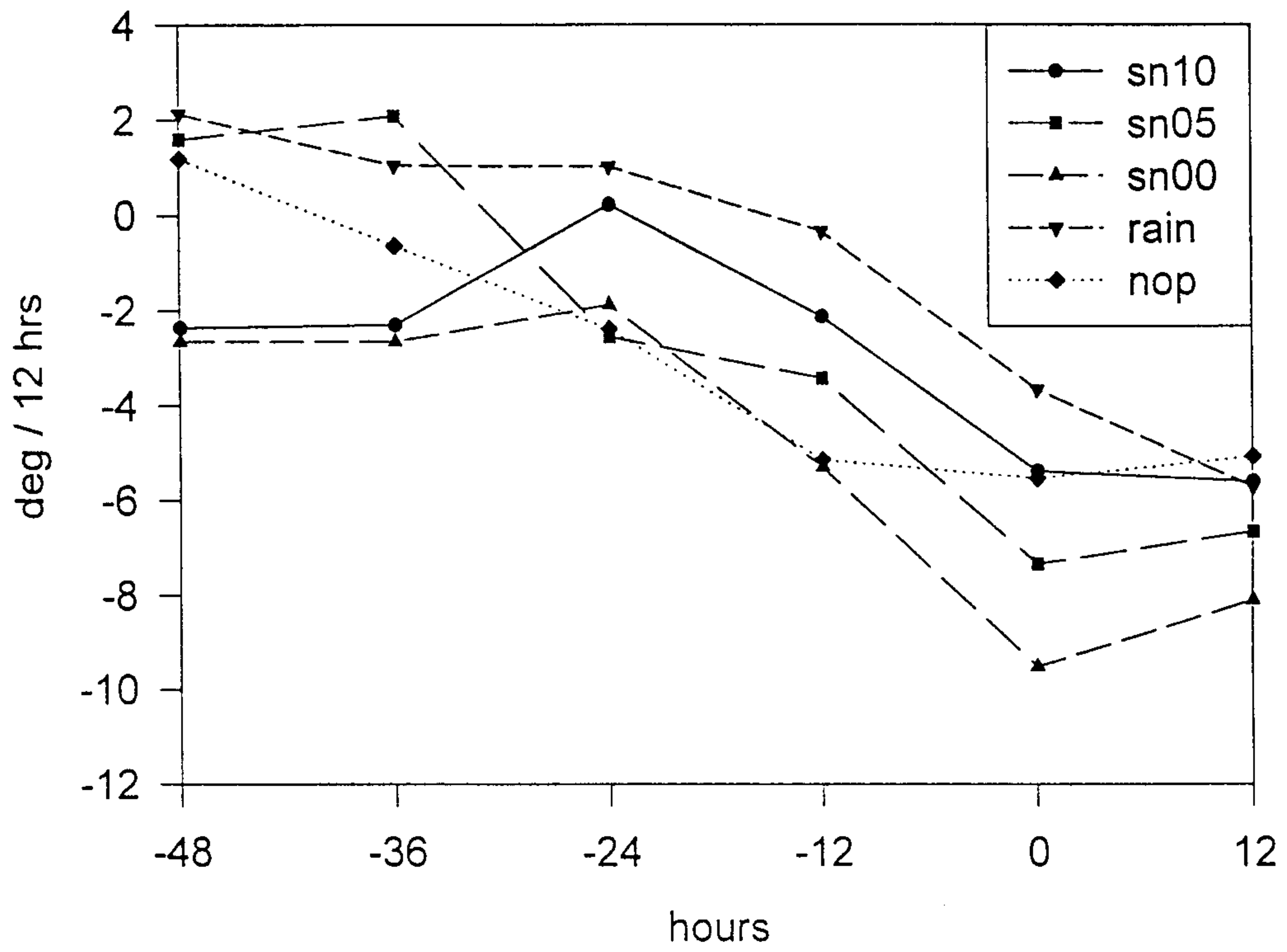


Fig. 8.2.12. As in Fig.8 except for the surface pressure pattern 2.

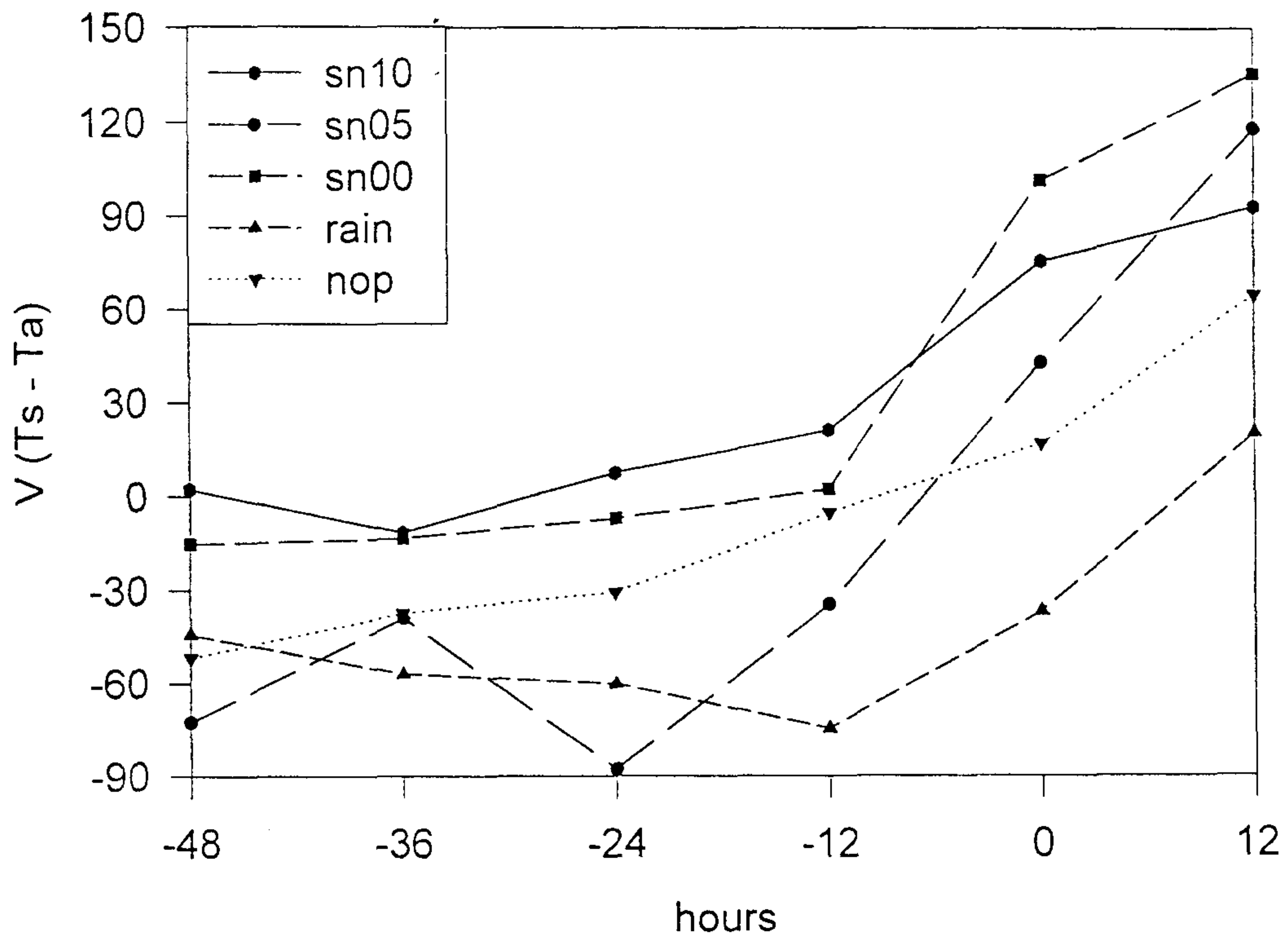


Fig. 8.2.13. As in Fig.9 except for the surface pressure pattern 2.

대설발생 형3인 경우 850 hPa면에서 저기압 중심은 만주에서 동해 북부로 이동하면서 크게 발달한다. 그리고 강설발생 시각에는 거의 최성기에 달하며 이후에는 북동진한다. 이 때 등온선의 극소축은 기압골에 바로 뒤따르며 호남 대설일 경우는 대체로 만주에서 한반도 남부로 거의 남북방향으로 위치하며, 강설이 적을 때는 극소축이 저기압 중심의 바로 남쪽으로 향하고 있다(Fig. 8.2.14). 따라서 한기의 축을 따라 하강류 중심이 나타나면서 한반도 남부는 대체로 하강류 중심의 연변에 위치하고 있다(Fig. 8.2.15). 온도경도의 증가를 나타내는 전선발생 함수도 대설발생 12시간 전 강설의 강도에 따라 변화하고 있으며 강설이 적을 때 매우 약하다(Fig. 8.2.16). 한기이류는 대설발생 12시간 전 급속히 증대되어 최대값을 나타내며 등온선의 극소축 방향이 저기압 중심의 남쪽으로 향일수록 황해 남부로의 한기이류는 적다(Fig. 8.2.17). 따라서 호남의 강설량이 적을 때 해면으로부터의 기단변질도 가장 적다(Fig. 8.2.18). 비를 동반하는 경우 저기압 중심이 한반도에서 비교적 멀리 만주 북부에서 사할린 방향으로 이동하나 강수발생 12시간 전 한기이류가 급격히 증대되고 전선발생 함수도 한반도에 걸쳐 하나의 띠를 이루어서 강설 발생시와 아주 유사하다. 그러나 장출되는 시베리아 기단의 온도가 강설일 경우에 비해 전반적으로 5-7C 정도 높아서 황해로부터 기단변질은 크지 않으며(Fig. 8.2.13) 강수발생 시각에 한반도 남부에 -5C 선이 위치한다. 850 hPa면에서 -5C의 온위는 7.8C 이므로 이 경우 호남에 강설의 가능성은 거의 없다고 할 수 있다.

5. 요약 및 결론

겨울철 한반도에서의 강설은 섬지방을 제외하면 강설빈도 및 강설량 분포에서 대략 영동지역과 호남지역의 두 강설권역이 중심이 된다. 두 권역의 강설 요인은 크게 차이가 있는 것으로 보인다. 즉, 영동지방 강설은 시베리아기단이 동해로 장출하면서 동해에서 변질된 습윤하고 불안정한 하층기류가 태백산맥에 의해 강제 상승된 요인이 크고(이훈과 이태영, 1994), 호남지방 강설은 주로 시베리아기단이 황해남부로 장출하면서 황해에서 변질된 기류가 호남지방에 유입되면서 나타난다. 본 연구에서는 호남지방에 신적설 10 cm 이상 대설을 가져오는 종관환경의 특성을 파악하고자

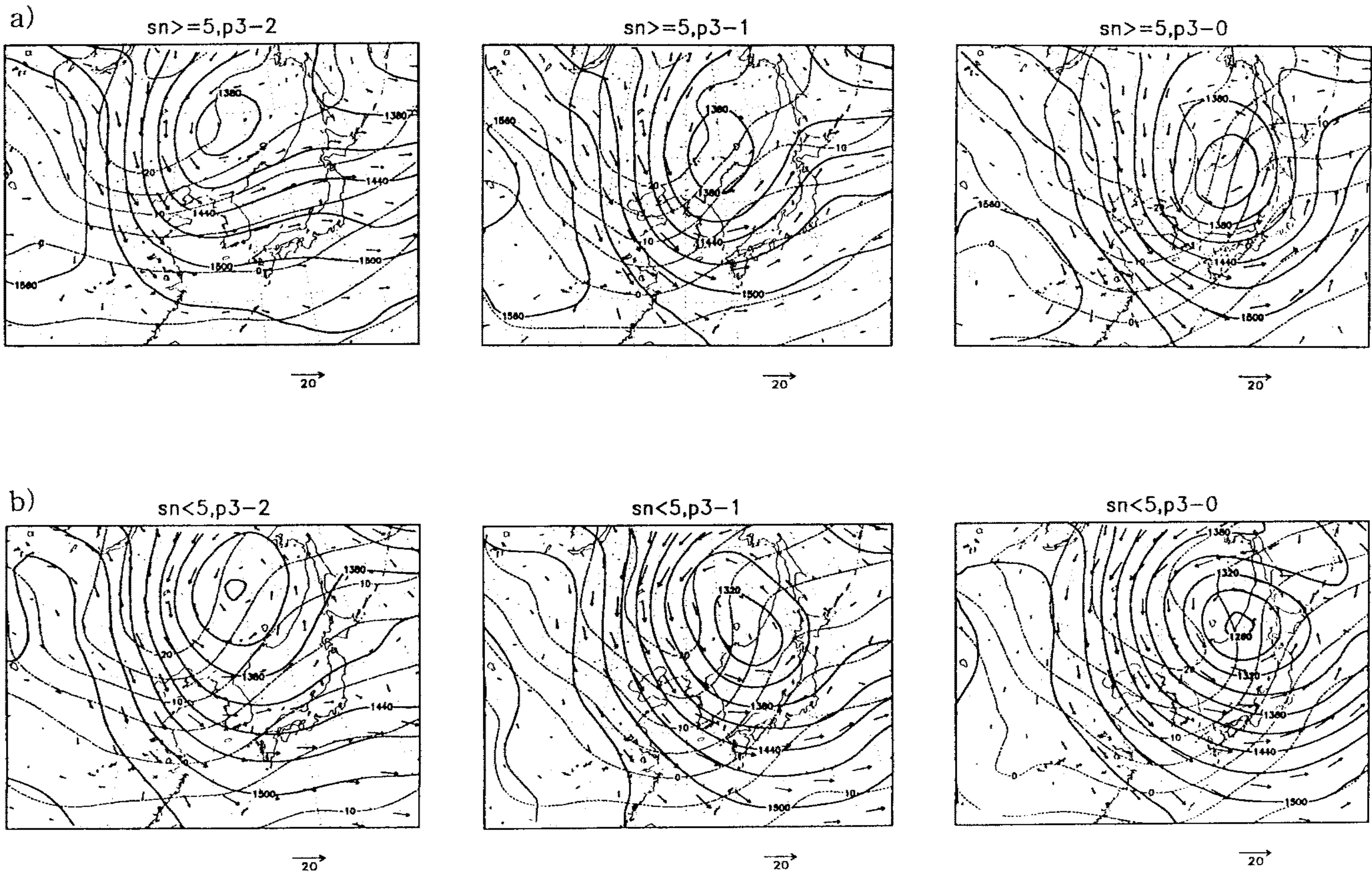


Fig. 8.2.14. As in Fig.10 except for the surface pressure pattern 2.

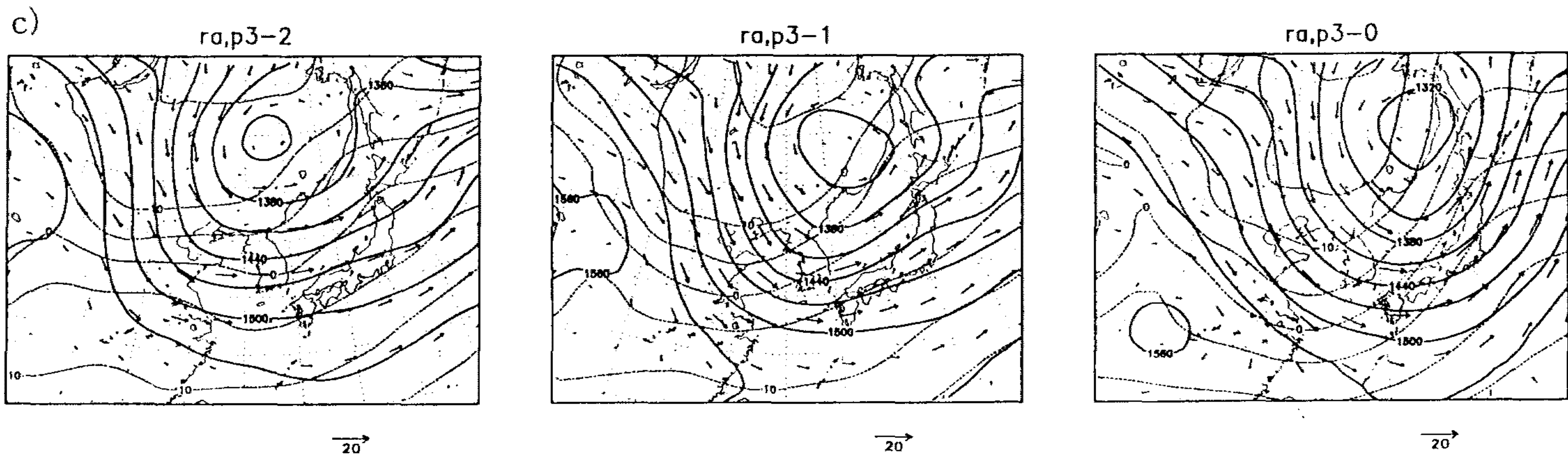


Fig. 8.2.14. Continued.

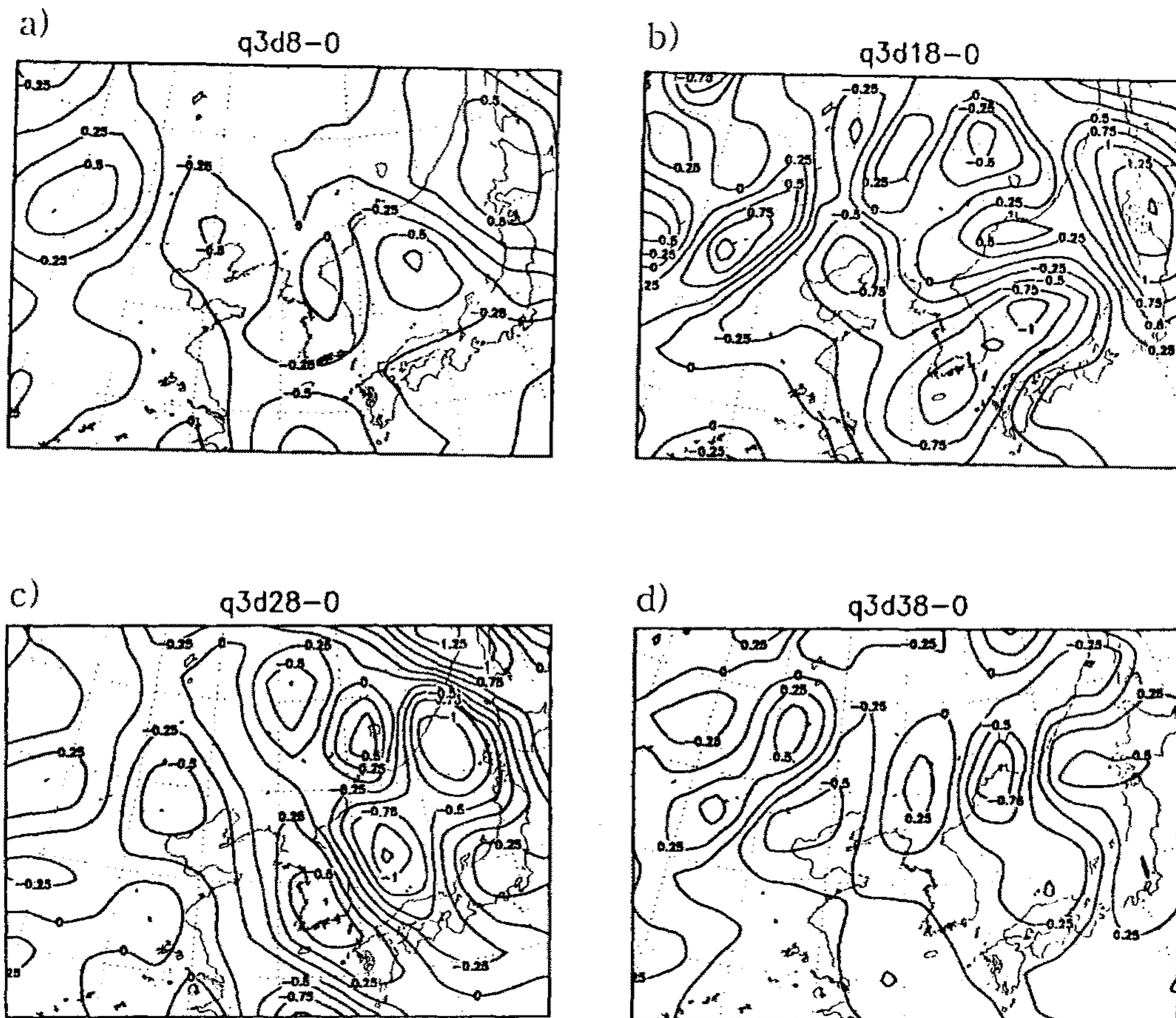


Fig. 8.2.15. As in Fig.7 except for the surface pressure pattern 3.

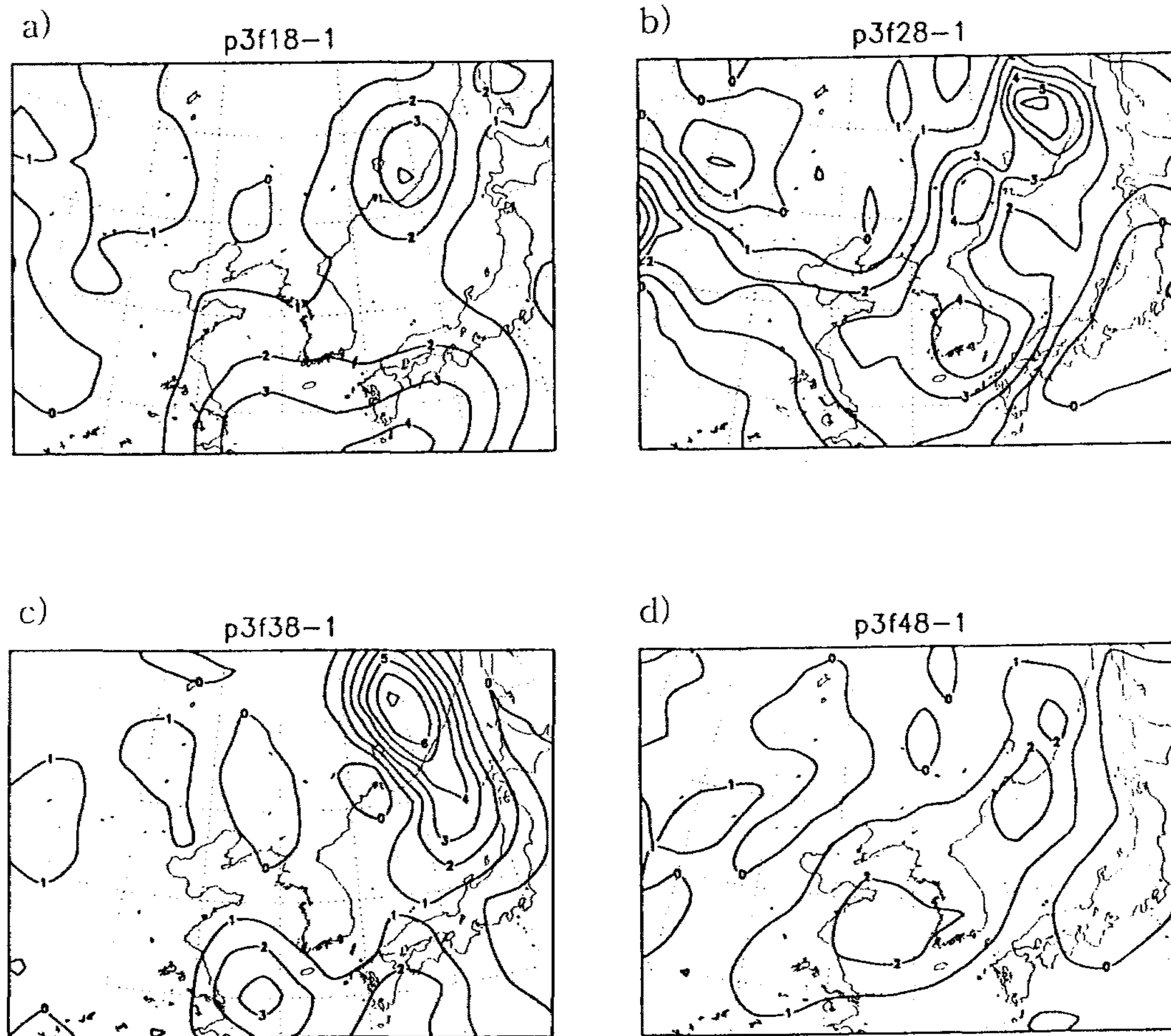


Fig. 8.2.16. As in Fig.11 except for the surface pressure pattern 3.

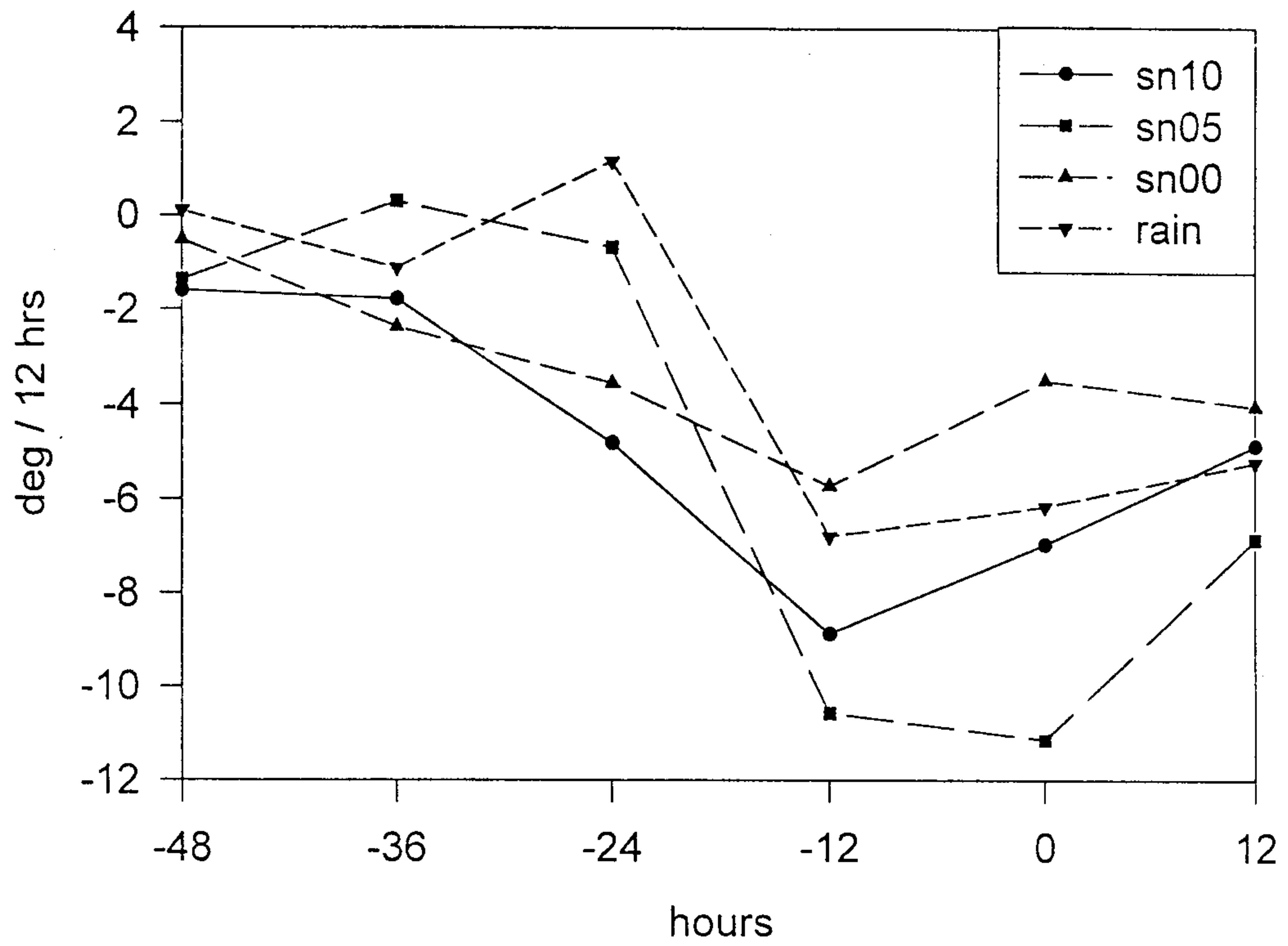


Fig. 8.2.17. As in Fig.8 except for the surface pressure pattern 3.

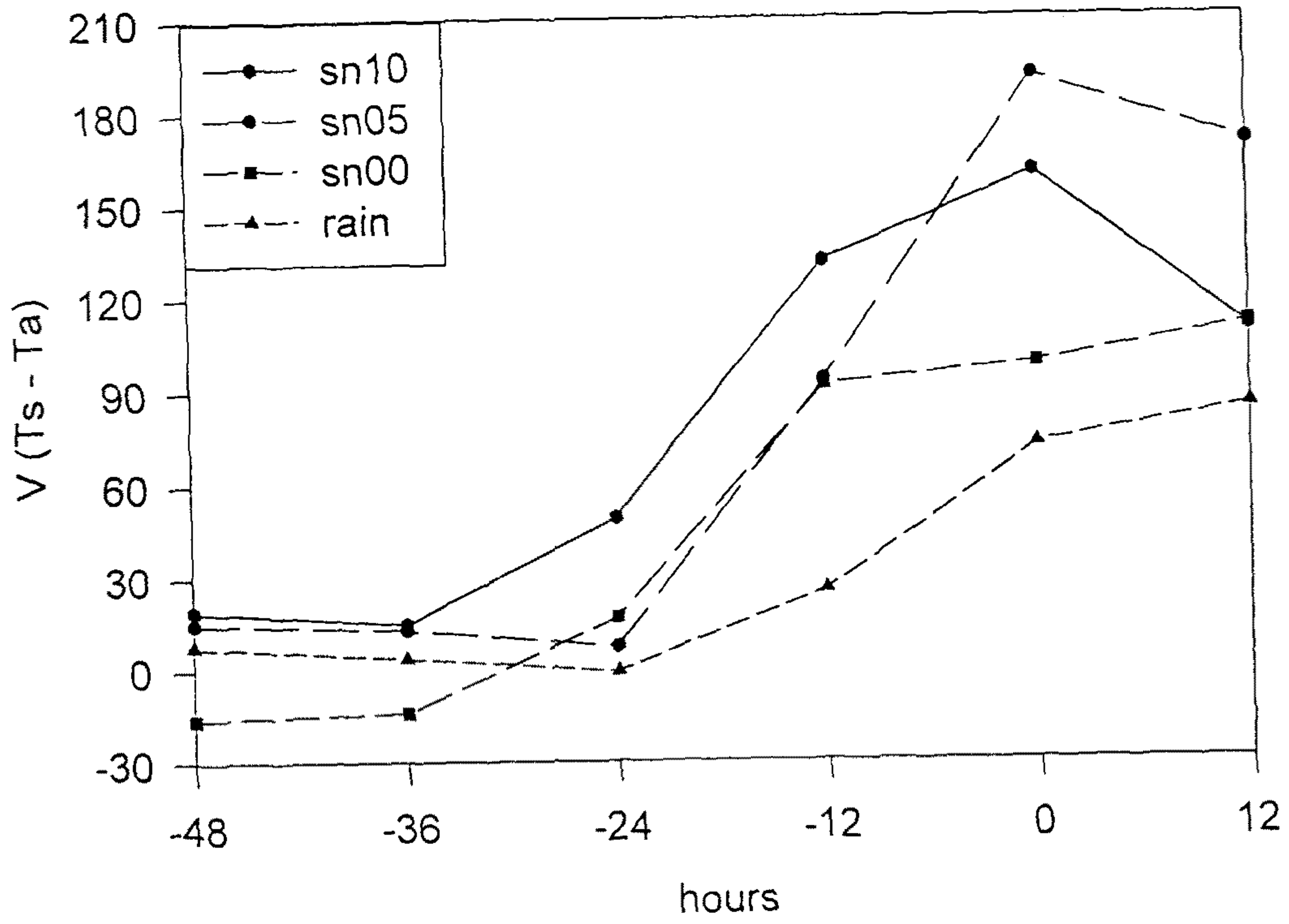


Fig. 8.2.18. As in Fig.9 except for the surface pressure pattern 3.

하였으며 대설발생 때와 유사한 종관 패턴을 나타내면서도 강설이 적은 경우, 비가 내린 경우 및 강수 현상이 없었을 때의 850 hPa면 특성, 황해에서의 기단변질, 온도 이류, 전선발생 함수 및 연직속도 분포 등에서의 차이점을 비교하였다.

호남지방 대설 발생은 시베리아기단의 장출경로를 잘 나타내는 지표면의 기압배치를 기준으로 할 때 대략 3가지로 나눌 수 있다. 첫째는 중앙시베리아에 1050 hPa 이상의 고기압 중심이 형성되고 주 장출 세력이 동아시아 연안으로 향하면서 전체적으로 기압계가 동진하여 한반도에 접근하는 유형이다. 따라서 호남지방 대설 발생 48시간 이전부터 황해 및 한반도로 한기이류가 지속적이고 큰 값으로 나타난다. 호남 강설 발생시각에는 850 hPa면에서 -15C의 등온선이 한반도 남부에 위치한다. 둘째 유형은 겨울철 소위 '북동기류형'으로 시베리아기단의 주세력이 연해주 지방으로 장출하고 이어서 동지나해로부터 기압골이 접근하여 동해 남부에 발달하면서 한반도에는 만주와 화중지방으로 향하는 두 기압능 사이에 약한 기압골이 형성되는 때이다. 셋째는 화북지방에서 형성된 기압골이 동해로 진입하면서 저기압으로 크게 발달하고 그 후면에서 시베리아기단이 장출하는 경우이다. 이 때 한기이류는 호남지방 대설발생 12시간 전부터 급격히 일어나며 발생시각에는 약 -12C 정도의 등온선이 호남지방에 위치한다. 850 hPa 및 500 hPa면에서는 어느 경우에도 기압골이 한반도를 통과하며 기압골 후면에는 등온선의 극소축이 경압파의 약 1/4파장 정도로 뒤따르고 있어서 황해 및 한반도 남부로 한기이류가 매우 크다.

지표면의 기압배치 및 500 hPa면의 지오퍼텐셜고도장의 형태가 호남지방 대설 발생의 경우와 유사하면서도 호남지방에 대설이 발생하지 않은 경우는 각 유형에서 850 hPa면 등온선의 극소축 발달이 호남 대설인 경우와 크게 다르다. 유형1에서는 등온선의 극소축과 기압곡이 교차하는 지역의 위치가 호남지방 강설량에 따라 변화가 크다. 즉 대설일 경우는 황해 남부, 강설량이 적은 경우 한반도 남부 및 강수가 없는 경우 한반도 북부에 위치한다. 등온선의 극소축과 기압곡의 교차지점은 일반적으로 등온선의 수렴이 큰 지역으로 경압성이 증대되고 기류의 연직변화에 따라 불안정성이 커지는 지역이다. 유형2에서는 기압골 후면에 뒤따르는 등온선의 극소축 발

달 정도가 호남 강설량에 연관되고 있다. 유형2에서 한기이류가 충분하지 않은 경우 강우로 내리는 경우가 많다. 유형3에서는 등온선의 극소축이 동해에서 발달하는 저기압 중심의 남쪽으로 향할수록 황해 및 한반도 남부로 한기이류가 적고 호남지방에서 강설량도 적다.

호남지방 대설은 어느 경우에도 저위도로 장출하는 시베리아기단의 전면에서 발생하며 상층에서 등온선의 극소축을 동반하는 기압골의 통과와 연관되고 있다. 등온선의 극소축이 황해 남부로 향하고 황해 및 한반도 남부에 한기이류가 지속적으로 진행되어 850 hPa면 온도가 온위 0C가 되는 -12C 이하가 될 때 호남 지방에 강설발생의 가능성이 커진다.

제 9 장 참고문헌

- 건설기술연구원, 1991: 평창강유역의 수문특성조사, 연구보고서, 건기연91-WR-111, 한국건설기술연구원.
- 건설기술연구원, 1993: 수문모형 평가에 관한 연구 -강우-유출모형을 중심으로-, 연구보고서, 건기연92-WR-111-2, 한국건설기술연구원, 450 p.
- 기상청, 1995: 장마백서, 기상청, 345pp.
- 기상청, 1997: 기상연보(1996), 기상청, 241pp.
- 김광식 등, 1973: 한국의 기후. 일지사, 446pp.
- 김성삼, 1972: 봄의 동해선풍의 발달기구에 관한 연구. 한국기상학회지, 8권 1호, 1-12.
- 김성삼, 1979: 남한의 10 cm이상 강설의 기상조건. 한국기상학회지, 15권 1호, 1-10.
- 김용수, 채종덕, 홍성길, 1981: 영동지방의 기상특성, 기상연구소. MR-81-1, 93-97.
- 김종석, 윤일희, 김경익 1998: 중규모 대류 복합체에 의한 집중호우의 발달, 악기상에 관한 워크샵, 발표논문 초록, 10-31.
- 박순웅, 정창희, 1984: 동계한파 내습시 황해상에서의 공기의 변질에 관하여, 한국기상학회지, 20권 2호, 35-50.
- 박용대, 성학중, 박종탁, 1979: 영동고속도로 기상특성. 기상연구소. MR-79-7, 79-88.
- 서은경, 전종갑, 1991: 1990년 1월 29일-2월 1일 한반도에서 발생한 대설에 관한 연구. 한국기상학회지, 27권 2호, 165-179.
- 신용노, 1996: 일 유출 모형(NWS-PC)의 매개변수 산정 및 적용, 충남대학교 대학원, 석사학위논문, 135 page.
- 오미림, 전종갑, 1991: 단일 도플러 레이더 자료를 이용한 수평 바람장과 발산장 추정에 관한 연구. 한국기상학회지, 27(1), 55-66.

- 이훈, 이태영, 1994: 영동지역의 폭설요인. *한국기상학회지*, 30권 2호, 197-218.
- 임규호, 1994: 북반구 중위도지방의 대기대순환 통계값에 근거한 동계 경압파의 강도변화. *한국기상학회지*, 30권 1호, 73-86.
- 임규호, 이정환, 1996: 레이다 에코와 관측소 강수를 합성도에 나타난 강수 영역의 이동, *한국기상학회지*, 32, 495-510.
- 전종갑, 이동규, 이현아, 1994: 우리나라에서 발생한 대설에 관한 연구. *한국기상학회지*, 30권 1호, 97-117.
- 정용승, 봉종현, 1993: 호우와 대설 주위보 및 경보의 새로운 기준치 선정. *한국기상학회지*, 29권 2호, 171-180.
- 정효상, 홍윤, 1997: 중북부지방의 기록적 집중호우('96. 7. 26-28)의 종관적 고찰, *한국기상학회 초록집*, 43-45.
- Achtemeier, G.L., 1983: The relationship between the surface wind field and convective precipitation over the St Louis area. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 982-999.
- Adler, F.F., and A.,F. Negri, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *R. Appl. Meteor.*, 27, 30-51.
- Adler, F. F., J. M., Markus, and D.D. Fenn, 1985: Detection of severe midwest thunderstorms using geosynchronous satellite data, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 769-781.
- Adler, F. F., and R.A. Mack, 1984: Thunderstorm cloud height rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 280-296.
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 270-286.
- Arakawa, A. and M. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *J. Atmos. Sci.*, 111, 34-45.

- Arkin, P.A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387.
- Arkin, P. A. and R. E. Ardanuy, 1989: Estimation climatic-scale precipitation from space: A Review. *J. Climate*, **2**, 1229-1238.
- Armstrong, B.L. (1978) Derivation of Initial Soil Moisture Accounting Parameters from Soil Properties for the National Weather Service River Forecast System, *Rep. NWS HYDRO-37*, NOAA, Silver Spring, Md.
- Bae, D. and K. Georgakakos, 1994: Climatic variability of soil water in the American Midwest: Part1. Hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, **162**, 355-377.
- Barrentt, E.C., and D.W. Martin, 1981: The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic Press, New York, 340pp.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N., and Tagg, A.F. (1984) Testing a Physically-Based Flood Forecasting Model(TOPMODEL) for Three U.K. Catchments, *J. of Hydrology*, Vol. **69**, pp. 119-143.
- Beven, K.J., Quinn P., Romanowicz, R., Freer, J., Fisher, J., and Lamb, R. (1994) TOPMODEL and GRIDATB, A User Guide to the Distribution Versions(94.03), *CRES Technical Report TR110/94*, Lancaster University, UK.
- Bleck, R., 1984: Vertical coordinate transform of vertically-discretized atmospheric fields. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2535-2539.
- Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I. (1985) Random Functions and Hydrology, Addison-Wesley, Reading, Mass.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteo.*, **7**, 105 - 113.

- Burnash, R.J.C., Ferral, R.L., and Mcguire, R.A. (1973) A Generalized Streamflow Simulation System-Conceptual Modeling for Digital Computers, *Technical Rep.*, 204 pages, NWS, NOAA and State of Calif. Dept. of Water Resour., Joint Federal-State River Forecast Cent., Sacramento, Ca.
- Byers, H.R., and R.R. Braham, 1949: The Thunderstorm. U.S. Gov. Printing Office, Washington, DC, 287pp.
- Caton, P. G. F., 1963: Wind measurement by Doppler radar. *Meteor. Mag.*, **92**, 213 -222.
- Cho, C.-H., S.-R. Kang and W.-J. Lee, 1998: The sensitivity test of mesoscale cumulus parameterization, Workshop of Severe Weather, June 22, KMA, Korea, 32-38.
- Cho, H., M. Niewiadomski and J. Iribarne, 1989: A model of the effect of cumulus clouds on the redistribution and transformation of pollutants. *J. Geophys. Res.*, **94**, No. D10, 12895-12910.
- Cooper, H.J., M. Garstang, and J. Simpson, 1982: The diurnal interaction between convection and peninsular-scale forcing over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 486-503.
- Crook, A. and J.D. Tuttle, 1997: Personal report.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient precipitation of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, C4, 1998-1903.
- Djuric, Dusan, 1994: Weather Analysis. Prentice Hall, 304pp.
- Draper, W.R. and H. Smith, 1966: Applied Regression Analysis. Wiley, 407pp.
- Emanuel, K. A., Wu, C. C., 1994: On Hurricane Outflow Structure. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1995-2003.
- Esterbook, C. C., 1975: Estimating horizontal wind fields by two -

- dimensional curve fitting of single Doppler radar measurements. *Preprints 16th Radar Meteorology Conf.*, Houston, Amer., Meteor. Soc., 214 - 219.
- Fast, J. D. and M. D. McCorcle, 1991: The effect of heterogeneous soil moisture on a summer baroclinic circulation in the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2140-2167.
- Gelb, A. (1974). *Applied Optimal Estimation*, M.I.T. Press, Cambridge, Mass.
- Gentry, R.C., and P.L. Moore, 1954: Relation of local and general wind integration near the sea coast to time and location of airmass showers. *J. Meteor.*, **11**, 507-511.
- Georgakakos, K. P. (1986) A Generalized Stochastic Hydrometeorological Model for Flood and Flash-Flood Forecasting, 1. Formulation, *WRR*, Vol. **22(13)**, pp. 2083-2095.
- Georgakakos, K.P., Bae, D.-H., and Cayan, D.R. (1995) Hydroclimatology of Continental Watersheds 1. Temporal Analyses, *WRR*, Vol. **31(3)**, pp. 655-675.
- Georgakakos, K.P., and Bras, R.L. (1982) A Precipitation Model and Its Use in Real-Time River Flow Forecasting, Rep. No. 286, Ralph M. Parsons Lab., Dept. of Civil Eng., MIT, Cambridge, Mass.
- Giorgi, F., 1991: Sensitivity of simulated summertime precipitation over the western United States to different physics parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2870-2888.
- Griffith, C.G., W.L. Woodley, P.G. Grube, D.W. Martin, J. Stout, and D.N. Skidar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery: Visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1153-1171.
- Gutman, F. and A. Ignov, 1997: Derivation of green vegetation fraction from NOAA/AVHRR for use in numerical weather prediction models.

- International J. Remote sensing(to be published).
- Harshvardahn, D. R., D. A. Randall and T. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, No. D1, 1009-1016.
- Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology (third edition). Academic Press, New York, 507 pp.
- Jacquemin, B. and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and variation of a land surface parameterization using the HAPEX - MOBILITY data set. *Boundary Layer Meteorol.*, **52**, 93-134.
- Japan Meteorological Satellite Center, 1997: The GMS Users' Guide, 3rd. Tokyo, 190pp.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M., 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M., 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The Representation of cumulus in numerical models. K. A. Emanuel and D. J. Raymond, eds, *Meteorological Monographs*. Amer. Meteor. Soc., 165-170.
- Kidder, S.Q., and T.H. Bonder Haar, 1995: Satellite Meteorology: An Introduction. Academic Press, New York, 466pp.
- Kim, J. and M. Ek, 1995: A simulation of the surface energy budget and soil water content over the Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment - Modelisation du Nilan Hydrique forest site. *J. Geophys. Res.*, **100**, D10, 20845-20854.
- Kim, J., N. Miller, J.-S. Chung and J.-H. Oh, 1997: A simulation of precipitation and landsurface water budget over the East Asia using the UC-LLNL regional Climate System Model. *Proc. 3rd International Study*

- conf. on GEWEX in Asia and GAME*, 265-265.
- Kim, T.-K., Y.-A. Kim and J.-H. Oh, 1998: Numerical Simulation of Youn-Chun Heavy Rainfall Cases Using ARPS model, Workshop of Severe Weather, June 22, KMA, Korea, 60-64.
- Kitanidis, P.K. and Bras, R.L. (1980) Real-Time Forecasting with a Conceptual Hydrologic Model, 1, Analysis of uncertainty, *WRR*, Vol. **16(6)**, pp. 1025- 1033.
- Koscielny, A. J., R. J. Doviak, and R. Robin, 1982: Statistical consideration in the estimation of divergence from single Doppler radar and application to perstorm boundary layer observation. *J. Appl. Meteor.*,
- 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.
- Levizzani, B., F.P rcu, and F. Proo¸, 1990: Operational rainfall estimation using Meteosat infrared imagery: An application in Italy's Arno river basin - Its potential and drawbacks, *ESA Journal*, **14**, 313-323.
- Lhermitte, R. M., and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler. *Preprints 9th Radar Meteorology Conf.*, Kansas City, Amer., Meteor. Soc., 218 - 223.
- Lorenz, E. N., 1960: Energy and numerical weather prediction. *Tellus*, **12**, 364-373.
- Louis, J. F., M. Tiedke and J. Gelevyn, 1981: A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF, Workshop on planetary Boundary Parameterization, 59-79, ECMWF, 260pp.
- Marht, L. and H.-L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary layer Meteorol.*, **29**, 1-20.

- Miller, N. L. and J. Kim, 1996: Numerical prediction of precipitation and river flow over the Russian River watershed during the January 1995 California storms. *Bull. Ame. Met. Soc.*, **77**, 110-105.
- Miller, N. L., J. Kim, and J. Duan, 1997: The UC-LLNL Regional Climate System Model: Southwestern United States and Eastern Asia studies. In A. Staniforth (Editor), Research activities in atmospheric and ocean modelling. *WMO-TD-No. 792*.
- Miller, L.J., C.G. Mohr, and A.J. Weinheimer, 1986: The simple rectification to cartesian space of folded radial velocities from Doppler radar sampling. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 162- 174.
- Mintz, Y., 1984: The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface boundary conditions. In: J. T. Houghton (Editor), The global Climate. Cambridge University Press, 233pp.
- Mohr, C.G., and R.L. Vaughan, 1979: An economical procedure for cartesian interpolation and display of reflectivity factor data in three-dimensional space. *J. Appli. Meteor.*, **18**, 661-670.
- Nergi, A.J., and R.F Adler, 1993: An intercompariston of three satellite infrared rainfall techniques over Japan and surrounging waters, *J. Appl. Meteor.*, **26**, 1565-1576.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- O'brien, J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.* **9**, 197-203.
- Oh, J.-H., Y.-A. Kim and J.-S. Chung, 1998: On the formation of heavy rainfall related to Changma Front-Mainly as for the case occurred on 26-28 July 1996 in Central Korean Peninsula, International Conference on Monsoon and Hydrologic Cycle, April 22-25, Kyongju, Korea, 136-139.

- Pan, H.-L. and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary layer development. *Boundary Layer Meteorol.*, **38**, 185-202.
- Park, S.U. and C.H. Joung, 1984: Air modification over the Yellow Sea during cold-air outbreaks in winter. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **20**, 35-50.
- Peace, R. L., R. A. Brown and H. G. Camnitz, 1969: Horizontal motion field Observations with a single pulsed Doppler radar. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1096 - 1103.
- Peck, E.L. (1976) Catchment Modeling and Initial Parameter Estimation for the National Weather Service River Forecast System, *NWS HYDRO-31*, NOAA, Silver Spring, Md.
- Petterssen, S., 1956: Weather analysis and forecasting, Vol. I. McGraw-Hill, 428pp.
- Pielke, R.A., 1974: A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115-139.
- Probert-Jones, J.R., 1960: Meteorological use of pulsed Doppler radar, *Nature*, **186**, 271-273
- Roenberg, N. J., 1974: Microclimate: The biological environment. John Wiley and Sons, 315pp.
- Schoeberl, M.R. and L.C. Sparling, 1995: Trajectory Modelling. In "Diagnostic Tools in Atmospheric Physics", edited by G. Fiocco and G. Visconti. IOS Press, Amsterdam, 337 pp.
- Shapiro, A., and S. Lazarus, 1993: A modified dynamic recovery technique for cloud-scale numerical models. *Preprints 17th Conf. on Severe local storms*, St. Louis, MO, Amer., Meteor. Soc., 455 - 459.
- Shin, K. -S., and G. North, 1988: Sampling error study for rainfall estimated by satellite using a stochastic model. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 1218-1231.

- Starr, D. and S. Cox., 1985: Cirrus clouds. Part I: A cirrus cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2663-2681.
- Stephens, G., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2123-2132.
- Sun, J., and A. Crook, 1994b: Wind and thermodynamic retrieval from single-Doppler measurements of a gust front observed during Phoenix II. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1075-1091.
- Takacs, L. L., 1985: A two-step scheme for the advection equation with minimized dissipation and dispersion errors. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1050-1065.
- Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1980: A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over south Florida. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 1037-1063.
- Tuttle, J.D, and G.B. Foote, 1990: Determination of the boundary layer airflow from a single Doppler radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 218-232.
- Waldteufel P. and H. Corbin, 1979: On the analysis of single Doppler radar data. *J. Appl., Meteor.*, **18**, 532 - 542.
- Watson, A.I. and D.O. Blanchard, 1984: The relationship between the total area divergence and convective precipitation in south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 673-685.
- Wilks, D. S., 1995: Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic press, 467pp.
- Wilson, J.W., and W.E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2516-2536.
- Wolock, D.M. and McCabe Jr., G.J. (1995) Comparison of Single and Multiple

Flow Direction Algorithms for Computing Topographic Parameters in
TOPMODEL, *WRR*, Vol. **31(5)**, pp. 1315-1324.

Wurman, J.C., F.J. VanAndel, and J. Downing, 1993: Vector winds field and
design of a bistatic dual-Doppler network. *Proc. 26th Int. Conf. on
Radar Meteorology*, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 407-409.

Zobler, L. 1986: A world soil file for global climate modeling. *NASA Tech
Memo. 87802*.