

이학석사 학위논문

강수진단모델(Quantitative
Precipitation Model)을 이용한
한반도의 단기 강수 예측

이 논문을 이학석사 학위논문으로 제출함



2004년 2월

부경대학교 대학원

환경대기과학과

김 옥 연

김옥연의 이학석사 학위논문을 인준함

2003년 12월 26일

주 심	이학박사	정 형 빈	
위 원	이학박사	한 영 호	
위 원	이학박사	오 재 호	

목 차

그림목차	ii
표 목차	vii
Abstract	1
1. 서론	3
2. 자료 및 연구방법	5
2. 1. 모형의 개요	5
2. 2. 강수 진단 모형의 주요 역학 과정	8
2. 3. 연구방법	15
2. 4. 사례연구	21
3. 정량적 강수 예측 결과	26
3. 1. 48시간 총 누적 강수량 분포	26
3. 2. 강수량 분포 비교	33
3. 3. 3 km × 3 km 격자에서의 강수 면적(rainfall area)	44
3. 4. 시간별 최고 강수량	56
3. 5. 강수 모의 적분 시간 비교	62
4. 결론 및 고찰	65
참고문헌	67
감사의 글	71

그림목차

Fig. 1. Calculation procedure of precipitation using a quantitative precipitation model.	7
Fig. 2. Flow chart in the quantitative precipitation model	14
Fig. 3. Design for experiment in this study. We named exp. (a) M27_Q3, exp. (b) M9_Q3, and exp. (c) M9_M3 respectively.	16
Fig. 4. The model forecasting domain (outermost panel, 106×106 grid points, 27 km mesh ; middle panel, 140×140 grid points, 9 km mesh ; innermost panel, 208×208 grid points, 3 km mesh).	17
Fig. 5. Distribution of orographic features used for the model integration(m); (a) 27 km, (b) 9 km, and (c) 3 km.	17
Fig. 6. Location of the KMA weather stations (dot) and AWSs (cross) used for the verification of the model performance.	19
Fig. 7. Surface pressure charts (a) 00UTC 4, (b) 00UTC 5, (c) 00UTC 6 and (d) 00UTC 7 July 2002.	22
Fig. 8. GMS IR imageries for the period of (a) 00UTC 4, (b) 00UTC 5, (c) 00UTC 6 and (d) 00UTC 7 July 2002.	23
Fig. 9. Surface pressure charts (a) 00UTC 9, (b) 00UTC 10 and (c) 00UTC 11 August 2002.	25
Fig. 10. GMS IR imageries for the period of (a) 00UTC 9, (b) 00UTC 10 and (c) 00UTC 11 August 2002.	25
Fig. 11. Total accumulated rainfall for 48 hours of HR1 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of HR1.	28

Fig. 12. Total accumulated rainfall for 48 hours of HR2 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of HR2. 29

Fig. 13. Total accumulated rainfall for 48 hours of LR1 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of LR1. 31

Fig. 14. Total accumulated rainfall for 48 hours of LR2 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of LR2. 32

Fig. 15-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of HR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 34

Fig. 15-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of HR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 35

Fig. 16-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of HR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 37

Fig. 16-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of HR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 38

Fig. 17-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of LR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 39

Fig. 17-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of LR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 40

Fig. 18-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of LR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 41

Fig. 18-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of LR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100. 42

Fig. 19. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of HR1.	46
Fig. 20. Precipitation forecast biases on the threshold rainfall amount of HR1.	47
Fig. 21. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of HR2.	49
Fig. 22. Precipitation forecast biases on the threshold rainfall amount of HR2.	50
Fig. 23. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of LR1.	51
Fig. 24. Precipitation forecast biases on the threshold rainfall amount of LR1.	52
Fig. 25. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of LR2.	53
Fig. 26. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of LR2.	54
Fig. 27. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of HR1.	57
Fig. 28. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of HR2.	58
Fig. 29. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of LR1.	59
Fig. 30. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel)	

of LR2.	60
Fig. 31. The comparison of Integration time. It each takes 460 minutes, 92 minutes and 15minutes to calculate rainfall in the 'M9_M3', 'M9_Q3', and 'M27_Q3' experiments. If we can calculate the rainfall by using QPM, it will save us approximately a percentage of 97 for the total required time.	64

표 목차

Table 1. Summary of numerical experiments used in this study	6
Table 2. Simulation period for 3 heavy rainfall(HR) cases and 2 cases light rainfall(LA) cases	21
Table 3. Rain contingency table applied at each verification grid point over the period of verification. Here, H is the number of correct rain forecasts or hits, M is the number of misses, F is the number of false alarms, Z is the number of correct predictions of rain amount below the specified threshold	45

Short-Range Rainfall Forecast with Quantitative Precipitation Model

Ok-Yeon Kim

Department of Environmental Atmospheric Sciences,

Graduate school

Pukyong National University

Abstract

Recently, many people have suffered from the unusual severe weather phenomena such as heavy rains and very wild typhoons. However, it is not easy task to provide reasonable information on these severe weather events. Accordingly it has been eager to find a suitable methodology to provide an early warning against these severe weather events. Quantitative precipitation forecasts and probabilistic quantitative precipitation forecasts (QPFs and PQPFs, respectively) might be one of the most promising methodologies for reasonable warning on the flesh floods.

QPFs and PQPFs must be on time because severe weather phenomena have a tendency to be developed very quickly and locally. By these reasons, they may not allow to be announced in a reasonable

advanced time. Accordingly, it is desired to develop a methodology to provide detail information locally and quickly. A fine-mesh non-hydrostatic mesoscale model can be hired, however, it requires a significant computational resources as well as integration time so that it may not meet the time restriction to be forecasted in operational sense. An alternative way to provide necessary information on fine-mesh rainfall is utilizing a diagnostic rainfall model to avoid heavy computational requirement fine-mesh full-dynamics non-hydrostatic mesoscale model.

In this study we examine the capability of diagnostic rainfall model in terms of how well represented the observed several rainfall events and which is the most optimistic resolution of the mesoscale model in which diagnostic rainfall model is nested. Also, we examine the integration time to provide reasonable fine-mesh rainfall information. The diagnostic rainfall model used in this study is the named QPM(Quantitative Precipitation Model), which calculates the rainfall by considering the effect of small-scale topography which is not treated in the mesoscale model. As a result, QPM has a capability to provide fine-mesh rainfall information in terms of time and accuracy compared to full dynamical fine-mesh mesoscale model.

1. 서론

최근 한반도 각 지역에서는 여름철 기록적인 폭우나 초대형 태풍 등과 같은 잦아진 기상 이변에 시달리고 있다. 그러나 자연 재해에 상응할 정도의 피해를 초래하는 이러한 기상 현상들에 대해 적절한 정보를 제공하는 것이 쉽지 않기 때문에, 극심한 기상 현상들에 대한 초기 경보나 정보를 제공할 수 있는 적절한 방법을 찾기 위한 노력들이 행해지고 있다. 이에 대해 정량적 강수 예측(Quantitative Precipitation Forecasts, QPFs)이나 정량적 강수 확률 예측(Probabilistic Quantitative Precipitation Forecasts, PQPFs)은 극심한 폭우 등에 대비하여 경고 체제를 갖추기 위한 가장 유용한 방법 중의 하나이다(Bright와 Mullen, 2002).

일반적으로 극심한 기상 현상 등은 짧은 시간 내에 빠르게 발생하거나, 매우 국지적으로 발생하는 경향이 있기 때문에 정량적 강수 예측이나 정량적 강수 확률 예측은 적기에 이루어져야 한다. 따라서 국지적이고 지역적인 상세 정보를 재빨리 제공하기 위한 방법을 개발할 필요가 있다.

특히 강수 예측의 경우는 다른 기상 요소의 예측에 비해 매우 까다로운데, 이는 강수가 언제, 어디서 발생할지를 결정하는 많은 물리적 과정들이 전형적인 일기 예측을 위한 모형에서 표현할 수 있는 것보다 훨씬 작은 공간적 규모의 대기 현상들에 의해 결정되기 때문이다. 게다가 강수의 경우 온도와는 달리 공간적 편차가 매우 크다는 특성이 지역적으로 정확한 강수량 예측을 하는데 또 다른 제약이 된다. 따라서 강수 예측을 향상시키기 위한 한 가지 방법으로 기상에 영향을 미치는 중규모의 대기 현상 및 지형적 특징들을 더욱 잘 표현할 수 있는 모형을 사용하는 것이다(Mao et al., 2000).

그러나 강수 예측을 위해 미세 격자 규모의 비 정역학 모형을 사용할

경우 계산 량이 매우 늘어나기 때문에 장시간의 모델 적분 시간뿐 아니라, 상당한 컴퓨터 자원을 필요로 하므로 실제 예보를 하는데 있어 소요되는 시간적 제약이 많아진다. 그러므로 미세 격자 규모의 강수량에 관한 필요한 정보를 제공하기 위한 대안 책으로 엄청난 계산 량을 요구하는 미세 격자 규모의 역학적·물리적 과정들을 포함한 비 정역학 모형보다는 강수량 진단(diagnostic)모형을 사용할 필요가 있다(Misumi et al., 2001).

따라서, 본 연구에서는 언제, 어디에, 얼마나 많은 강수가 내리는 가에 대한 예측 실험에 초점을 두어, 몇 차례의 강수가 많거나, 적었던 경우를 선정하여 강수량 진단 모형이 관측된 강수량의 값을 어느 정도 잘 표현하는지 등에 대한 모의 능력을 실험, 평가하고자 한다. 또한 미세 격자 규모의 강수량에 관한 정보를 제공하기 위해 소요되는 적분 시간을 중규모 모형에서 소요된 적분 시간과 비교함으로써 강수 진단 모형을 이용하여 강수를 모의하는데 있어서의 계산 효율성도 함께 검토해보고자 한다. 본 연구에서 사용한 강수량 진단 모형은 QPM(Quantitative Precipitation Model)으로서 기존의 중규모 모형에서는 표현되지 않는 소규모의 지형적 효과까지도 고려하여 국지적·지역적인 강수량을 계산할 수 있다.

2. 자료 및 연구방법

2. 1. 모형의 개요

본 연구에서 배경 강수량 산출을 위해 사용한 중규모 예측 모형은 PSU/NCAR(Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research)의 중규모 예측 그룹에서 개발한 3 차원 비 정역학 모형인 PSU/NCAR MM5이다. 중규모 모형의 적분에 사용된 초기 및 경계 자료로는 미국 국립 환경 예측 센터(National Center for Environmental Prediction, NCEP)의 AVN(T170) 전구 모형의 6 시간 간격 예보 자료를 모형의 격자점에 맞게 내삽한 후, 중규모 모형의 영역으로 역학적 다운스케일링하여 사용한다. 원시 자료의 수평 해상도는 각각 동서, 남북 방향으로 1° 간격이며, 연직으로는 지표면과 아래로 4 층의 토양 모형 자료 그리고 1000 mb 면에서 50 hPa 까지의 26 개의 대기층으로 구성되어 있는 수평 바람장, 온도장, 수분장, 고도장, 해면 기압장, 해면 온도장 등을 사용한다. 중규모 모형에 대한 수치 실험은 Table 1과 같이 구성하였다.

Table 1. Summary of numerical experiments used in this study

	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Resolution	27 km	9 km	3 km
No. grid	104×104	160×160	208×208
Vertical layer	25 layers (model top: 50 hPa)		
Conulus	Kain-Fritsch	None	
Explicit mixing	Mixed-Phase (Reisner)		
PHF	MRF (Medium Range Forecast)		
Topo data	USGS (Global 5 minutes)	USGS (Global 5 minutes)	USGS (Global 2 minutes)
Initial data	NCEP/AVN	one-way nesting	
Lateral boundary	NCEP/AVN	one-way nesting	
Integration time	48 hours		

또한, 한반도의 상세 지역 강수량 예측을 위하여 중규모 수치 모형의 결과를 이용하여, 상세 지역의 지형 효과에 의한 강수를 예측하는 QPM(Quantitative Precipitation Model)을 사용하였다. 강수량 산출 모형인 QPM은 Misumi et al.(2001), Bell(1978), Collier(1975)등이 제안한 바 있는 Collier-type의 모형으로서 이들 모형은 소규모 지형 효과를 고려한 강수량을 산출하는 진단 모형이다.

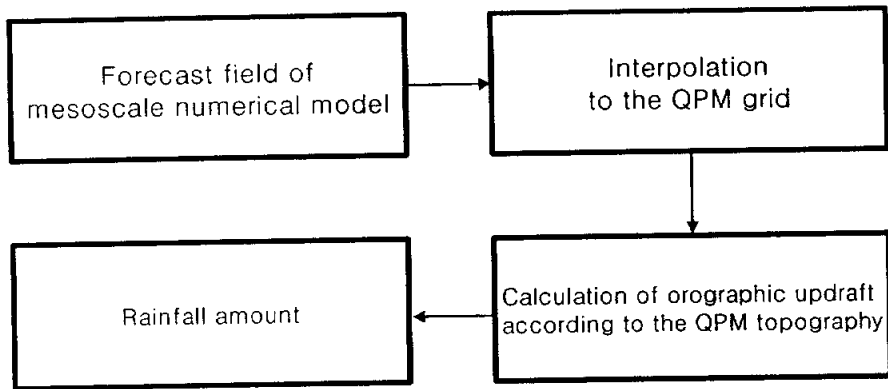


Fig. 1. Calculation procedure of precipitation using a quantitative precipitation model.

QPM은 중규모 예측 모형으로부터 계산된 수평 바람장, 고도, 기온, 강우 강도, 그리고 상대습도 등의 예측 자료를 이용하고, 중규모 예측 모형에서는 잘 표현되지 않는 소규모 지형 효과를 고려함으로써, 중규모 예측 모형에서 생산된 상대적으로 성긴 격자의 강수량 예측 값을 상세 지역의 지형을 고려한 강수량 예측 값으로 재구성하게 된다(Fig. 1). 중규모 예측 모형의 경우 최소 격자 간격이 27 km 정도로 모든 물리적, 역학적 과정을 포함한 모형으로써 모형 구축에 많은 시간이 소요될 뿐 아니라, 계산 효율성이 저하될 수도 있다. 반면, QPM은 중규모 모형으로부터 나온 자료를 초기 자료로 이용하고 3 km 간격의 상세 지형을 반영하는 모형으로 소규모 지형 효과를 표현함으로써 상세 지역에서의 강수량 산출과 지형에 따른 강수량의 분포 파악이 용이할 뿐 아니라, 계산 효율성을 개선시킬 수 있다.

2. 2. 강수 진단 모형의 주요 역학 과정

Collier(1975), Bell(1978), Alpert(1986), Sinclair(1994)등의 개념을 바탕으로 Misumi 등(2001)이 제안한 바 있는 강수 진단 모형에서는 배경 강수량에 중규모 모형에서는 다루지 않는 소규모 지형 효과를 더하여 강수를 계산하게 되며, 강수 진단 모형의 주요 역학 과정 및 강수 계산 과정은 다음과 같다.

강수 진단 모형에서는 물방울의 움직임을 계산하기 쉽도록 terrain-following 좌표계를 사용한다. 먼저, 단위 질량의 건조 공기가 들어 있는 물방울의 질량을 나타내는 물방울 혼합비(mixing ratio), Q_r 를 계산하기 위한 연속 방정식은 식 (1)과 같다(Kessler, 1996).

$$\frac{\partial Q_r}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_r}{\partial x} - v \frac{\partial Q_r}{\partial y} - w \frac{\partial Q_r}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_r Q_r) + P_1 - E_1 \quad (1)$$

여기서 Q_r 은 물방울 혼합비, x, y, z 는 수평 및 연직방향 좌표계, t 는 시간, u, v, w 는 수평 및 연직방향의 바람 성분, ρ 는 공기 밀도, V_r 은 물방울의 낙하 속도를 나타낸다. 그리고 P_1 과 E_1 은 각각 물방울 혼합비의 응결률(condensation rate)과 증발률(evaporation rate)이다.

특히, 위 식 (1)에서의 물리적인 양은 중규모 모형의 mesoscale field와 그 밖의 small-scale perturbation으로 나눌 수 있으므로, 식 (2)와 같이 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\overline{Q_r} + Q_r')}{\partial t} = & -\overline{u} \frac{\partial(\overline{Q_r} + Q_r')}{\partial x} - \overline{v} \frac{\partial(\overline{Q_r} + Q_r')}{\partial y} - \overline{w} \frac{\partial(\overline{Q_r} + Q_r')}{\partial z} \\ & + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [\overline{\rho} V_r (\overline{Q_r} + Q_r')] + (\overline{P_1} + P_1') - (\overline{E_1} + E_1') \end{aligned} \quad (2)$$

식 (2)에서 이류항(advection)에 포함된 공기 밀도와 바람 성분은 mesoscale field의 공기 밀도와 바람 성분으로 근사할 수 있다. 또한, 물방울의 최종 속도(terminal velocity), V_r 은 평균장과 섭동 장으로 구분하지 않고, mesoscale forcing에 의해 생성된 물방울과 small-scale perturbation에 의해 생긴 물방울은 같은 속도로 낙하한다고 가정한다. 그리고 위 식에서 $\overline{Q_r}$ 과 Q_r' 은 각각 식 (3)과 식 (4)로 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial \overline{Q_r}}{\partial t} = -\overline{u} \frac{\partial \overline{Q_r}}{\partial x} - \overline{v} \frac{\partial \overline{Q_r}}{\partial y} - \overline{w} \frac{\partial \overline{Q_r}}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [\overline{\rho} V_r \overline{Q_r}] + \overline{P_1} - \overline{E_1} \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q_r'}{\partial t} = -\overline{u} \frac{\partial Q_r'}{\partial x} - \overline{v} \frac{\partial Q_r'}{\partial y} - \overline{w} \frac{\partial Q_r'}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [\overline{\rho} V_r Q_r'] + P_1' - E_1' \quad (4)$$

그리고 정상 상태(steady state)의 대기를 가정하면, 식 (4)는 다음과 같이 다시 쓸 수 있다(식 (5)).

$$0 = -\overline{u} \frac{\partial Q_r'}{\partial x} - \overline{v} \frac{\partial Q_r'}{\partial y} - \overline{w} \frac{\partial Q_r'}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [\overline{\rho} V_r Q_r'] + P_1' - E_1' \quad (5)$$

현재 강수 진단 모형에서는 섭동(perturbation)장으로서 소규모의 지형

효과를 고려한다. 따라서 Q' 은 소규모 지형의 강제력에 의한 추가적인 응결(condensation, P'_1)과 증발(evaporation, E'_1)에 의해 발생하는 물방울 혼합비의 편차를 나타낸다.

따라서 $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}, \bar{\rho}$ 는 중규모 모형에서 얻어지는 값들이므로, 식 (5)에서 $V_r, \bar{Q}_r, P'_1, E'_1$ 가 terrain-following 좌표계 상에서 모수화되면 Q'_r 을 얻을 수 있다. 결과적으로 얻고자 하는 강우 강도(rainfall intensity), I 는 아래의 식 (6)으로 구할 수 있다.

$$I = V_r(\bar{Q}_r + Q'_r) \quad (6)$$

아래의 식 (7)은 식 (5)를 terrain-following 좌표계로 표현한 식이다.

$$0 = -\bar{u} \frac{\partial Q'_r}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial Q'_r}{\partial y} - (G_1 \bar{u} + G_2 \bar{v} + H \bar{w}) \frac{\partial Q'_r}{\partial \zeta} + \frac{H}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial \zeta} [\bar{\rho} V_r Q'_r] + P'_1 - E'_1 \quad (7)$$

여기서 연직 좌표계 ζ 와 각각의 계수는 식 (8)~식 (11)과 같다.

$$\zeta = \frac{Z_t(z - Z_s)}{Z_t - Z_s} \quad (8)$$

$$G_1 = \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\zeta - Z_t}{Z_t - Z_s} \frac{\partial Z_s}{\partial x} \quad (9)$$

$$G_2 = \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{\zeta - Z_t}{Z_t - Z_s} \frac{\partial Z_s}{\partial y} \quad (10)$$

$$H = \frac{\partial \zeta}{\partial z} = \frac{Z_t}{Z_t - Z_s} \quad (11)$$

여기서 $Z_s(x, y)$ 는 지표면의 높이, Z_t 는 모델 도메인의 깊이(depth)이다.

Sinclair(1994)에 의하여 지형효과에 의한 수증기(water vapour)와 물방울(raindrops) 사이의 변화율, P_c 는 식 (12)와 같다.

$$P_c = \lambda_1 \frac{Q_s \bar{T}}{\bar{p}} \left(\frac{LR - c_p R_v \bar{T}}{c_p R_v \bar{T}^2 + Q_s L^2} \right) \bar{\rho} g \omega' \quad (12)$$

여기서 Q_s 는 수증기의 포화 혼합비(saturation mixing ratio), L 은 응결 잠열(latent heat), R 은 수증기 기체 상수(gas constant), c_p 는 일정 기압에서의 비열(specific heat), g 는 중력 가속도, ω' 은 소규모 지형에 의한 연직 속도(vertical velocity)이다. 또한 λ_1 은 $r_h > 0.8$ 이상일 때, 식 (13)과 같이 계산하며, 변수 λ_1 은 상대습도(relative humidity, r_h)에 따라 P_c 가 어떻게 변하는가를 나타낸다.

$$\lambda_1 = \begin{cases} \left(\frac{r_h - 0.8}{0.2} \right)^{0.5} & r_h > 0.8 \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad (13)$$

따라서 $\omega' > 0$ 일 때 응결이 일어나고, $\omega' < 0$ 일 때 물방울이 증발한다고 가정하면, 식 (14)와 식 (15)에서와 같이 P_1' 과 E_1' 을 계산할 수 있다.

$$P_1' = \begin{cases} P_c & \omega' > 0 \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad (14)$$

$$E_1' = \begin{cases} P_c & \omega' < 0 \text{ and } Q_r + Q_r' > 0 \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad (15)$$

만약 지형에 의한 상승류(orographic updraught)가 수평 바람장, V_s 과 지형의 차이 ∇Z_s 에 비례한다고 가정하면, ω' 은 실제 지형(강수 진단 모형의 지형)에 의한 상승류와 중규모 모형의 지형에 의한 상승류 사이의 차이로 쓸 수 있다(식 (16)).

$$\omega' = \lambda_2 (V_s \cdot \nabla Z_s - V_s \cdot \nabla Z_m) \quad (16)$$

여기서 Z_s 는 강수 진단 모형에서의 지형의 높이, Z_m 은 중규모 모형에서의 지형의 높이이다. 그리고 식 (16)에서 변수 λ_2 는 Sinclair(1994)에 따라 지형에 의한 상승류의 연직 프로파일을 식 (17)과 같이 정의하고, 이 때 p_s 는 지표에서의 압력, $p_t = 200 \text{ hPa}$, $\gamma = 0.7$ 로 한다.

$$\lambda_2 = \begin{cases} \left(\frac{p - p_t}{p_s - p_t} \right)^{\tan\left(\frac{\gamma}{4}\right)} & p < p_t \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad (17)$$

물방울의 낙하 속도, V_r 은 식 (18)과 같이 계산한다(Ogura and Takahashi, 1971).

$$V_r = 31.2 [\bar{\rho}(\bar{Q}_r + Q_r')]^{0.125} \quad (18)$$

마지막으로 중규모 모형에서의 물방울의 혼합비, $\bar{Q}_r$ 은 중규모 모형에서의 강우 강도($\bar{I}$)로 부터 얻어진다(식 (19)).

$$\bar{I} = V_r \bar{Q}_r \quad (19)$$

아래의 Fig. 2에서 강수 진단 모형에서의 강수량 모의 과정을 도식화 하였다.

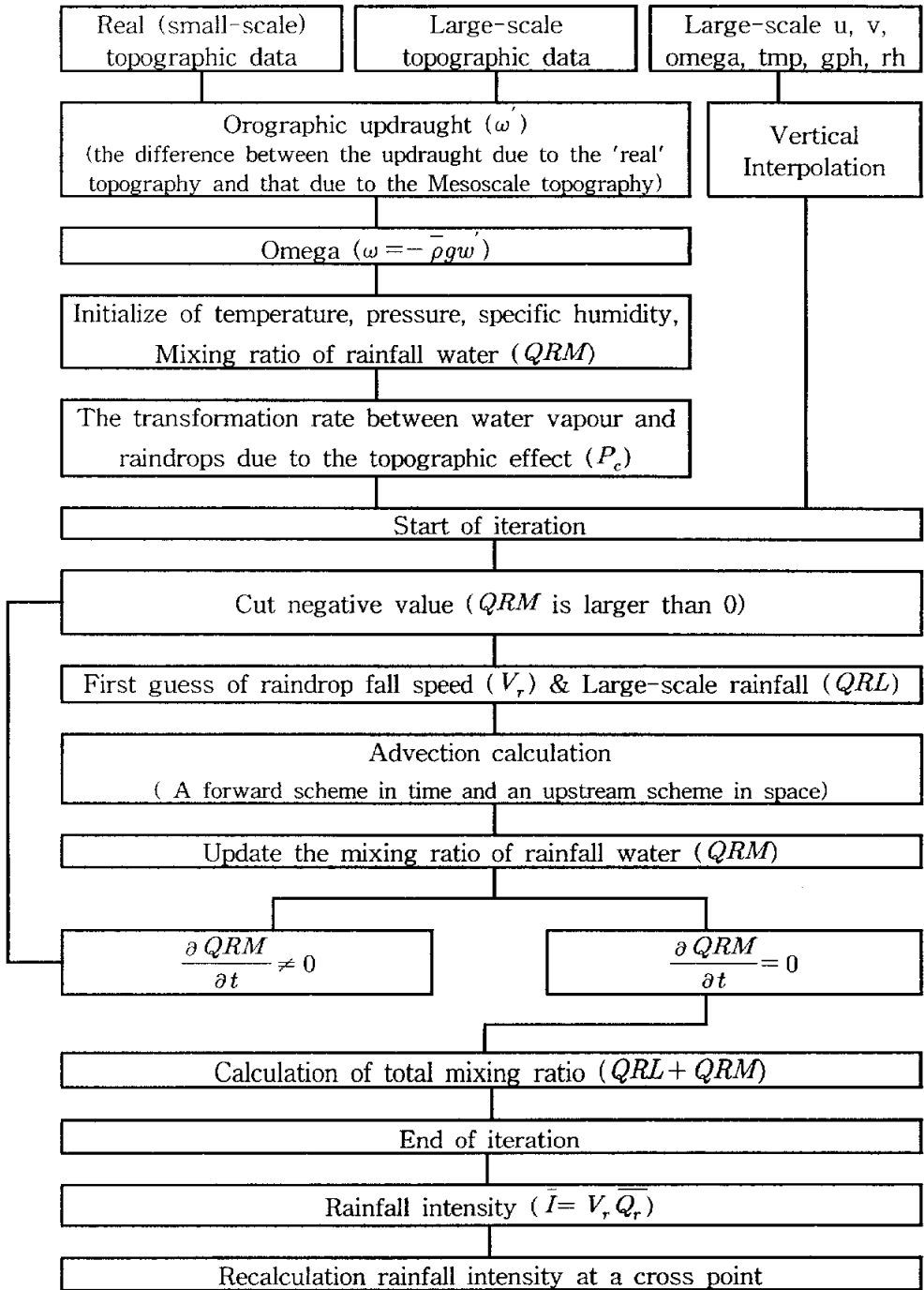


Fig. 2. Flow Chart in the quantitative precipitation model.

2. 3. 연구방법

일반적으로 3 km 이하의 상세 지역 강수량 모의를 위한 가장 바람직한 방법은 중규모 예측 모형을 역학적으로 다단계 다운 스케일링 하여 예측하는 것이다. 그러나 이 방법으로 모델 수행을 하기 위해서는 많은 계산 수행 시간과 대용량의 전산 자원이 요구되며, 집중 호우와 같은 초단기 악기상 예측에 실시간으로 대응하기에는 여러 가지 여건상 어려움이 따른다. 이와 달리, QPM은 중규모 모형과 같이 full-dynamics 모형은 아니지만, 중규모 모형이 예측한 기상장에 상세 지역의 지형효과를 반영하여, 강수량의 지형에 따른 분포를 단기간에 예측하는 진단 모형으로서 중규모 모형에 비해 모델 수행시 비용이 적게 들어 단시간에 강수량 분포를 예측할 수 있고, 상세 지역의 지형효과를 충분히 반영할 수 있으므로 강수 진단 모형의 강수 예측 능력을 비교, 분석하고자 한다.

중규모 예측 모형에서는 전구 모형의 6 시간 예측 자료를 모형의 격자에 맞게 내삽한 후, 두 번에 걸친 다운스케일링을 통하여 한반도의 남한 지역을 포함하는 27 km, 9 km, 3 km 영역에서의 강수를 모의(이하 M9_M3)한다. 실제 중규모 예측 모형으로 3 km 까지 모의하는 데는 매우 많은 계산 시간이 소요되므로 계산 효율성을 증진시키기 위한 방법으로 본 연구에서는 강수 진단 모형을 이용하여 다음과 같이 실험을 하고자 한다. 즉, QPM의 강수 모의 능력과 비교하기 위하여 27 km 영역의 적분 결과를 다시 QPM 3 km 영역의 초기값으로 하는 실험(이하 M27_Q3)과 9 km 영역의 적분 결과를 다시 QPM 3 km 영역의 초기값으로 하는 실험(이하 M9_Q3)을 병행하였다.

이를 통하여 중규모 모형과 강수 진단 모형에서의 모의 결과가 유사하다면 계산 효율성에 있어 뛰어난 강수 진단 모형을 이용하여 강수를 예측

하는 것이 더욱 효과적일 것이다. 이를 바탕으로 본 연구에서의 실험 과정을 Fig. 3에 도식화 하였다.

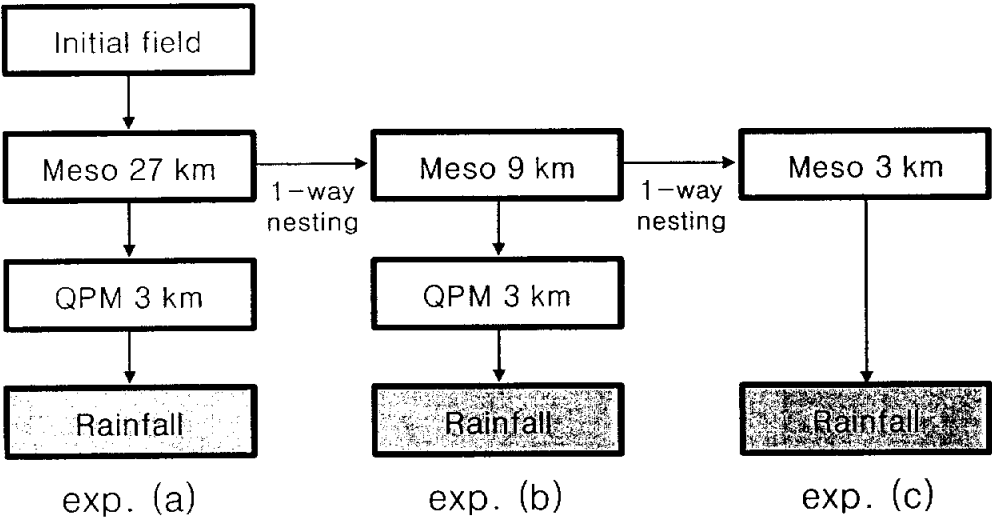


Fig. 3. Design for experiment in this study. We named exp. (a) M27_Q3, exp. (b) M9_Q3, and exp. (c) M9_M3 respectively.

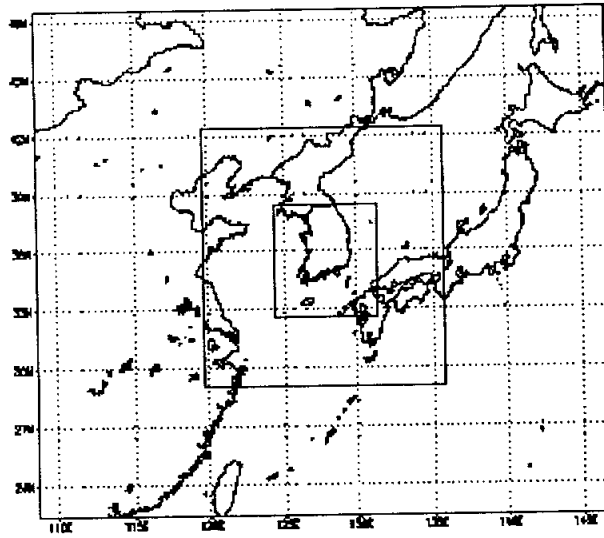


Fig. 4. The model forecasting domain (outermost panel, 106×106 grid points, 27 km mesh ; middle panel, 140×140 grid points, 9 km mesh ; innermost panel, 208×208 grid points, 3 km mesh).

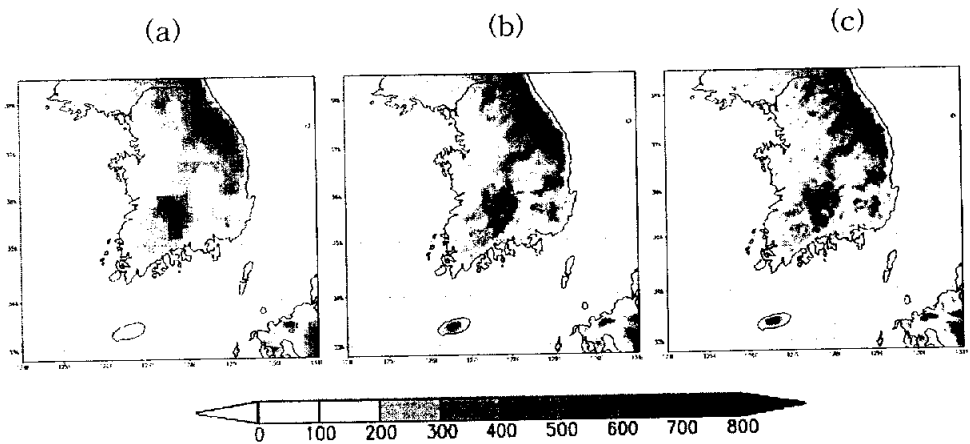


Fig. 5. Distribution of orographic features used for the model integration(m); (a) 27 km, (b) 9 km, and (c) 3 km.

Fig. 4는 모형에서의 분석 영역을 나타내며, Fig. 5는 모형의 수평 해상도에 따른 3 km 영역만큼의 지형을 보이고 있다. 수평 해상도에 따른 지형의 차이가 뚜렷하게 나타나며, 3 km 영역의 지형에서 태백산맥과 소백산맥 등의 산악 지형과 해안선이 비교적 현실적으로 표현됨을 알 수 있다(Fig. 5).

모형의 검증을 위해 사용된 관측 자료는 76 개의 지상 기상 관측소의 강수량 자료와, 500 여 개 지점의 자동 기상 관측 기기(automatic weather station, 이하 AWS)의 강수량 자료이다. Fig. 6은 우리나라 전역에 걸쳐 설치되어 있는 관측소(dot) 및 AWS(cross)의 분포를 나타낸다. 우리나라는 지형적으로 육지의 70 % 정도를 산악 지형이 차지할 만큼 조밀한 지역 내에 복잡한 지형으로 구성되어 있지만, 동시에 비교적 조밀한 관측망을 갖고 있기 때문에 상세 국지 모형의 검증이 가능하다는 장점이 있다. 관측소에서 관측한 결과는 자료의 정확도에 있어 AWS 자료보다 우월하나, Fig. 6에서 보듯이 자료의 밀도가 낮아서 지형적인 상세구조를 나타내고 있지 못하다. 반면, AWS 자료는 비교적 고르게 분포되어 있으며, 지점 간 평균 거리가 10~15 km 정도로 모형의 상세 격자 체계에는 미치지 못하지만 관측소 자료에 비하여 상대적으로 국지적인 지형의 상세 구조를 잘 표현할 수 있다(Ahn et al., 2002).

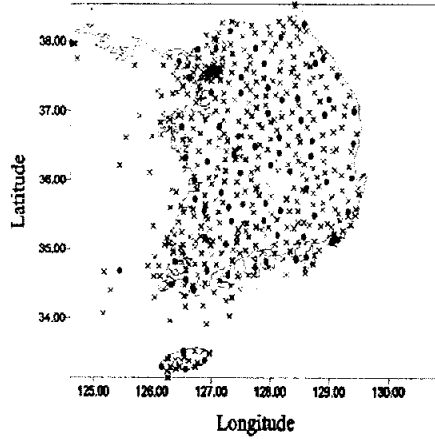


Fig. 6. Location of the KMA weather stations (dot) and AWSs (cross) used for the verification of the model performance.

중규모 모형 및 QPM의 모의 결과를 검증하기 위해 Fig. 6의 관측소 및 AWS 데이터를 모형 각각의 해상도에 맞게 내삽하여 비교하였으며, 내삽법으로는 Barnes(1964) 객관 분석법을 이용하였다. Barnes 객관 분석법은 격자 점 주변의 관측 지점의 값에 격자점으로부터의 거리에 따른 가중치를 주어 불규칙하게 분포하는 관측 지점의 값들로부터 일정한 격자점의 값을 계산하는 방법으로 크게 두 단계로 나뉜다. 영향 반경을 R , 격자점으로부터 관측 지점까지의 거리를 d 라고 하면, 영향 반경 내의 각 관측 지점 k 에서의 거리에 따른 가중치는 식 (20)과 같이 주어진다.

$$w_k = e^{-(d/R)^2} \quad (20)$$

영향 반경 내 격자점과 관측 지점 사이의 거리에 따른 가중치가 결정되면 각 관측 지점 k 에서의 초기치 I_k 를 이용해, 식 (21)과 같이 각 격자점 g 에서의 초기 추정치 I_g 를 계산하게 되며 이 때 N 은 전체 관측지점의 수이다.

$$I_g = \frac{\sum_{k=1}^N W_k I_k}{\sum_{k=1}^N W_k} \quad (21)$$

다음은 관측 지점을 중심으로 하여 영향반경 내 격자점에서의 초기 추정치 I_g 들로부터 식 (21)과 같이 내삽하여 관측 지점 k 에서의 분석값인 A_k 를 계산한 후, 식 (22)에서와 같이 관측 지점 k 에서의 초기값 I_k 와 분석값 A_k 의 차이에 거리에 따른 가중치 W'_k 를 두어 계산한 후 식 (21)에서 구한 I_g 와 더하여 원하는 격자점 g 에서의 분석값 A_g 을 얻게 된다.

$$A_g = I_g + \frac{\sum_{k=1}^N W'_k (I_k - A_k)}{\sum_{k=1}^N W'_k} \quad (22)$$

이 때 가중치는 식 (23)과 같이 계산되고 Γ 는 0과 1사이의 값을 갖는다.

$$W'_k = e^{-(d/R\Gamma)^2} \quad (23)$$

2. 4. 사례연구

본 연구에서는 QPM의 강수 모의 정도를 평가하기 위하여 Table 2에
서와 같이 2002년 한 해 동안 있었던 두 경우의 폭우 사례(Heavy
Rainfall, 이하 HR)와 비교적 적은 양의 강수(Light Rainfall, 이하 LR)가
있었던 두 경우를 선택하여 각 48 시간 동안의 적분 시간을 두어 사례별
로 연구를 수행하였다.

Table 2. Simulation period for 3 heavy rainfall(HR) cases and 2 cases
light rainfall(LA) cases

HR1	Jul. 4, 2002 06UTC ~ Jul. 6, 2002 06UTC
HR2	Aug. 9, 2002 00UTC ~ Aug. 11, 2002 00UTC
LA1	Apr. 28, 2002 12UTC ~ Apr. 30, 2002 12UTC
LA2	Oct. 18, 2002 06UTC ~ Oct. 20, 2002 06UTC

2002년 7월 4일부터 6일까지의 HR1의 경우, 태풍 라마순(RAMASUN)
이 우리나라의 충남 태안반도 부근에 상륙한 후 한반도를 관통하여 동해
상으로 빠져 나갔다. 기상청 분석에 따르면 태풍 라마순은 중심 기압이
965 hPa, 중심 부근 최대 풍속이 36.0 m/s이고 반경 약 170 km 이내 풍
속이 25.0 m/s, 반경 830 km 이내 풍속이 15.0 m/s인 초대형 태풍이었다.
그리고 이 태풍의 영향으로 4일부터 시작된 비는 6 일 오후 2시까지 제
주 231.0 mm, 산청 294.5 mm를 비롯하여, 울산 102.0 mm, 장흥 143.0
mm, 속초 177.5 mm, 태백 122.5 mm, 인천 100.5 mm의 비가 내렸으며,
특히 한라산 부근인 어리목 505.9 mm, 오라 474.5 mm의 많은 비가 내렸

다(Fig. 7과 Fig. 8).

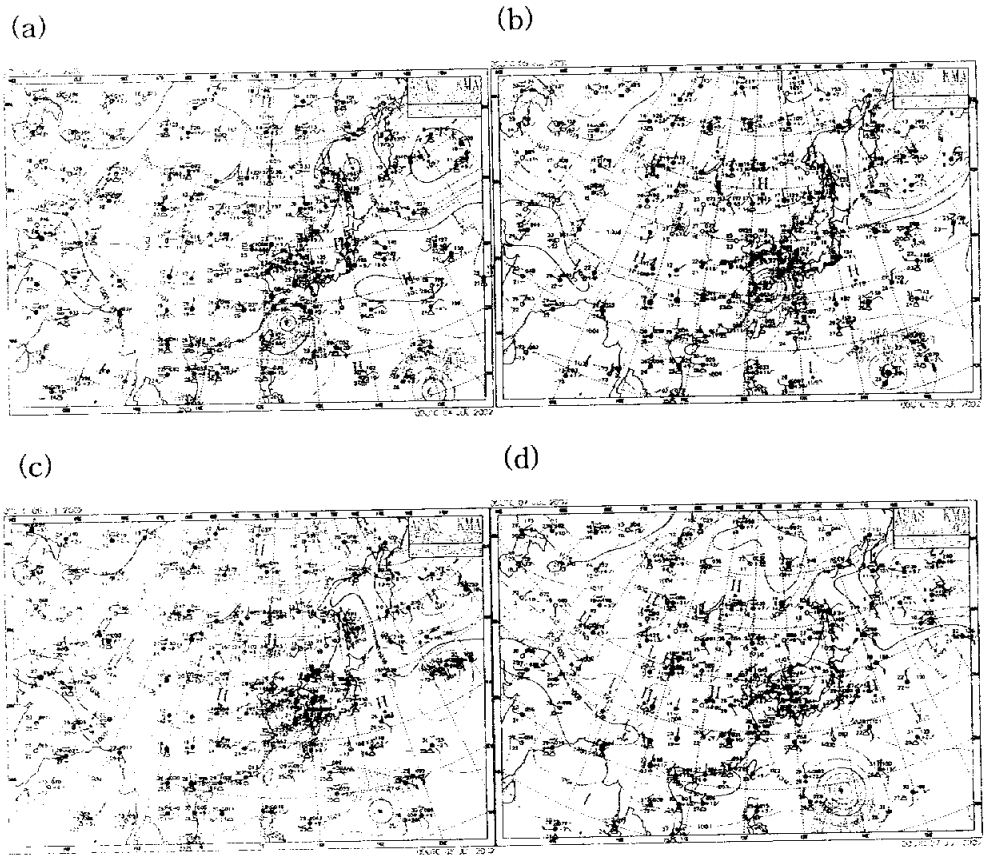


Fig. 7. Surface pressure charts (a) 00UTC 4, (b) 00UTC 5, (c) 00UTC 6 and (d) 00UTC 7 July 2002.

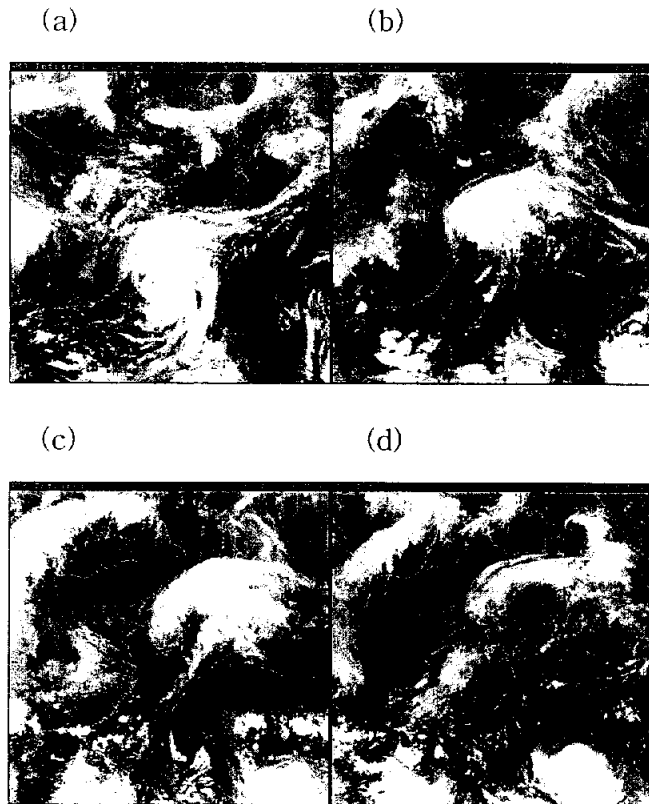


Fig. 8. GMS IR imagery for the period of (a) 00UTC 4, (b) 00UTC 5 and (c) 00UTC 6 and (d) 00UTC 7 July 2002.

Fig. 9와 Fig. 10은 HR2의 경우로 2002년 8월 9일 00UTC부터 8월 11일 00UTC에 걸쳐 나타난 기압계와 구름의 이동 모습이다. 그림에서 보는 바와 같이 지속적으로 한반도를 통과하는 저기압 대로부터 남서 방향에서 북동 방향으로 이어진 비구름 대가 존재함을 알 수 있으며 특히, 발달한 저기압에서는 흔히 호우 등이 동반되므로 저기압의 발달과 이동에 대한

정확한 분석이 중요하다(신도식 등, 2002).

2002년 홍수 피해의 종합 보고서(전병호와 심명필, 2002)에 따르면 2002년 8월에 발생한 호우는 8월 4일경에 시작하여 8월 17일까지 14일 동안 장기간에 쳐 한강 유역과 낙동강 유역을 중심으로 전국에 걸쳐 발생하였다. 8월 4일 서울지역을 중심으로 발생한 호우는 8월 7일까지 한강유역과 낙동강 상류지역인 중부지방으로 호우중심이 이동하였고, 8월 8일부터 8월 11까지 낙동강 유역인 경상도를 중심으로 경남북서쪽에서 경남남동해안, 경남남서해안으로 호우중심이 이동하였다. 이후 잠시 소강상태를 보이던 호우는 우리나라 남서해안에서 시작하여 경남 북서지역과 남서지역을 오가면서 8월 17일까지 지속되었다. 특히 HR2의 호우는 남서방향의 비구름 대에 의한 호우로 주로 낙동강 유역의 경남지역을 중심으로 호우의 이동이 있었으며, 그 영향이 낙동강 상류지역까지 미쳤다. 결국, 낙동강 상류지역은 평균 강우량, 확률강우량, PMP 등이 매우 작은 지역임에도 불구하고 동서방향의 비구름 대와 남서방향의 비구름 영향으로 극치에 가까운 강우가 발생하여, 마산에 240.5 mm를 비롯하여 울산 196.5 mm, 부산 184.5 mm 등의 많은 비를 내렸다.

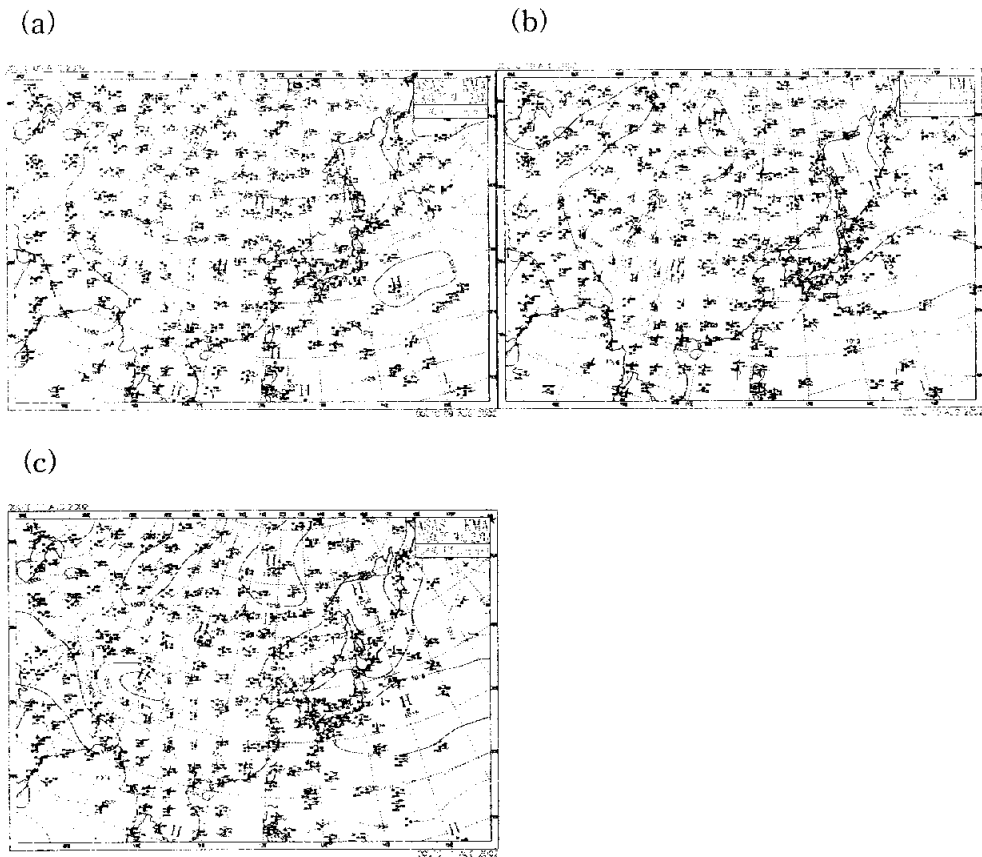


Fig. 9. Surface pressure charts (a) 00UTC 9, (b) 00UTC 10 and (c) 00UTC 11 August 2002.

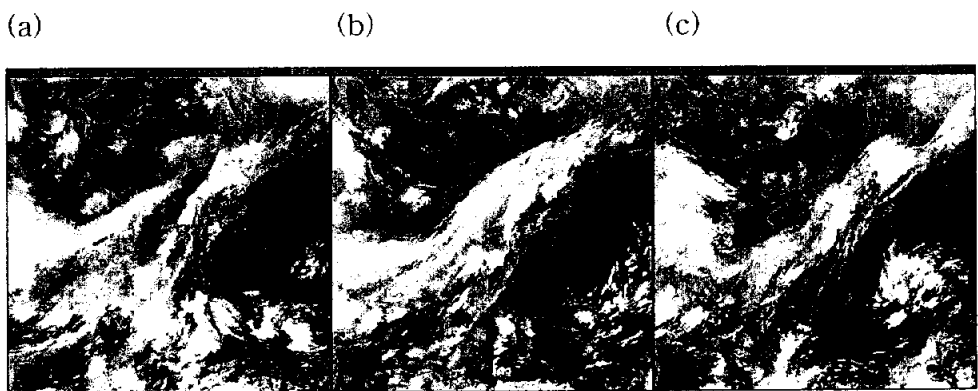


Fig. 10. GMS IR imagery for the period of (a) 00UTC 9, (b) 00UTC 10 and (c) 00UTC 11 August 2002.

3. 정량적 강수 예측 결과

3. 1. 48 시간 총 누적 강수량 분포

역학 모형 및 진단 모형에서 모의한 강수 분포가 관측된 강수량 분포 패턴과 어느 정도 유사한지를 알아보기 위하여 각 사례별로 48시간 동안의 누적 강수량 분포를 비교하였다. Fig. 11부터 Fig. 14는 각 사례에 대한 총 누적 강수량 분포를 나타낸다. Fig. 11(f)에서와 같이, HR1 기간에 제주도과 지리산 및 영동 지방을 중심으로 많은 비가 내렸다. 27 km의 역학 모형(Fig. 11(a))에서는 국지적인 강수량 분포 패턴을 잘 나타내지 못하는 반면, 9 km 및 3 km 역학 모형(Fig. 11(b)와 (c))에서는 국지적인 강수량 패턴까지도 잘 모사하고 있으며, M27_Q3(Fig. 11(d)), M9_Q3(Fig. 11(e))의 강수 진단 모형의 결과에서도 전체적인 강수량 분포 패턴은 관측과 유사하게 나타났다. 또한, 실제 관측된 강수가 지리산 및 제주도 지방에 집중된 반면, 모형의 결과에서는 전반적으로 중위도 지방 및 제주도에 관측에 비해 더 많은 비를 내린 것으로 나타났다. 그리고 모형의 결과에서는 관측에 비해 지리산 부근의 강수가 집중된 지역을 비교적 좁게 모의하였다. 특히, 진단 모형의 결과를 관측과 비교해 볼 때, 전체적으로 강수 진단 모형의 초기값으로 주어지는 역학 모형의 적분 결과를 따르는 경향이 강하게 나타났다.

HR1의 결과와는 달리 HR2(Fig. 12)의 경우 비교적 관측과 매우 유사한 결과를 나타냈다. Fig. 12(f)의 관측 강수량을 보면 한반도의 경남 지방을 중심으로 많은 비가 집중된 것을 알 수 있으며, 역학 모형 및 강수 진단 모형에서도 이와 같은 결과를 나타냈다. 특히, 3 km 역학 모형의 결과(Fig. 12(c))와 강수 진단 모형의 결과(Fig. 12(d)와 (e))에서 모형 간 강

수 모의 패턴도 매우 유사하게 나타나, 강수 진단 모형이 강수량을 비교적 잘 모의하였다. 또한, HR1에서와 마찬가지로 강수 진단 모형이 역학 모형의 결과를 따라가는 경향이 강하게 나타났으며, 전체적으로 M9_M3(Fig. 12(c))과 M27_Q3, M9_Q3 (Fig. 12(d)와 (e))에서 강수 분포 패턴 및 강수량 분포가 매우 유사하게 모의되었다.

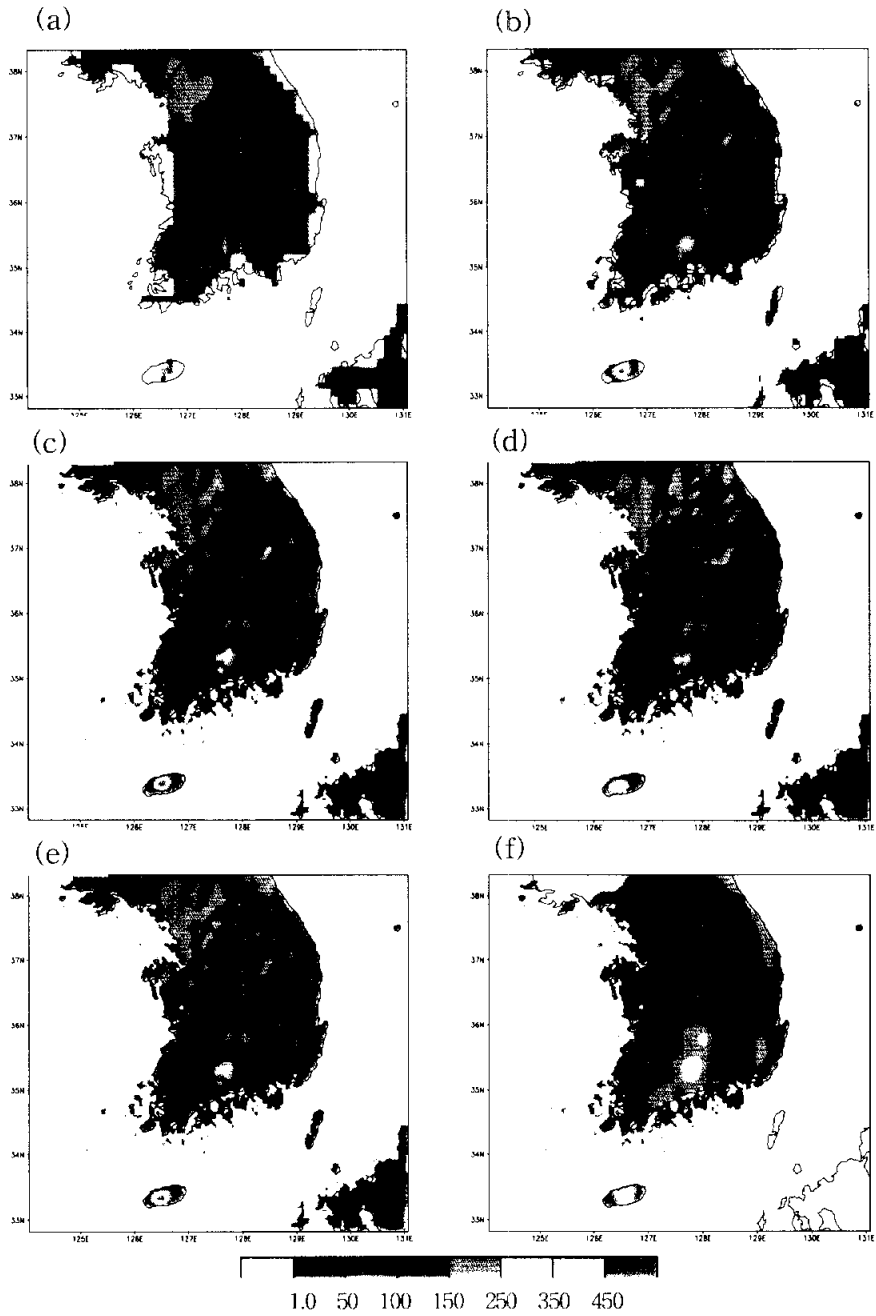


Fig. 11. Total accumulated rainfall for 48 hours of HR1 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of HR1.

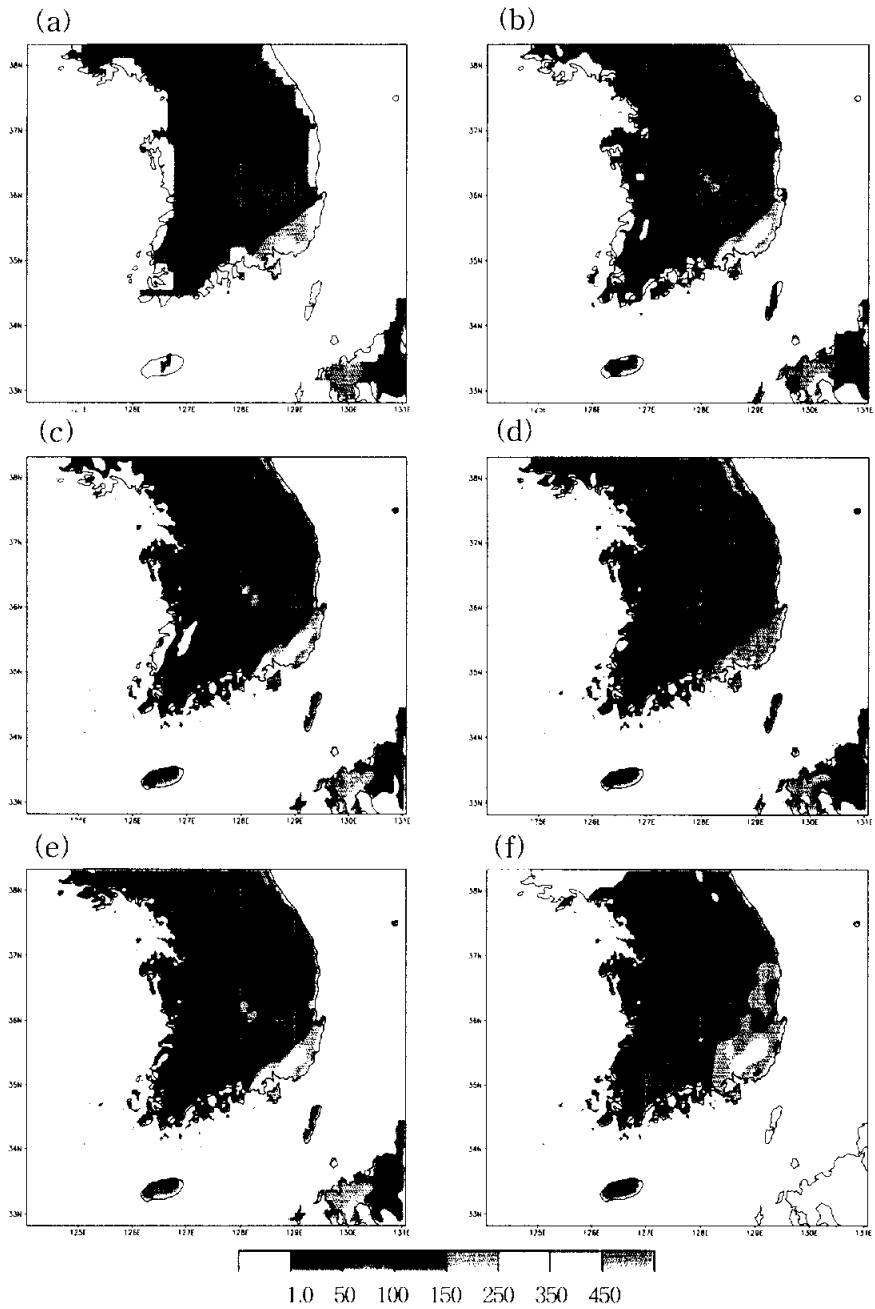


Fig. 12. Total accumulated rainfall for 48 hours of HR2 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of HR2.

비교적 강수가 적었던 LR1 및 LR2에 대한 강수 모의 결과를 역시 Fig. 13과 Fig. 14에 나타내었다. Fig. 13(f)의 관측 강수량 분포를 보면, 한반도의 중부 지방을 중심으로 많은 강수가 내렸음을 알 수 있다. 반면, 27 km 및 9 km, 3 km의 역학 모형의 결과(Fig. 13(a)~(c))에서 전반적으로 강수 분포는 관측과 비교적 유사하게 모의되었으나, 강수량에서는 관측과 비교적 차이가 나는 것으로 나타났고, 27 km 및 9 km의 결과를 초기장으로 한 강수 진단 모형의 결과(Fig. 13(d)와 (e))에서도 역학 모형과 매우 유사한 결과를 나타냈다. 전반적으로, 관측과 두 모형 간의 강수량에는 다소 차이가 났으나, 강수 분포에서는 두 모형의 결과가 모두 관측과 비교적 유사하게 모의되었다.

역시 강수가 비교적 적었던 LR2(Fig. 14) 사례에서는 영동 지방과 제주도를 중심으로 비가 내렸으며, 경남 지방에도 비가 온 것으로 관측되었다. 이를 모형의 결과와 비교해 보면, Fig. 14(b)와 (c)의 9 km 및 3 km 역학 모형에서 관측과 매우 유사한 강수량 분포를 나타냈으며, Fig. 14(d)와 (e)의 강수 진단 모형의 결과에서도 관측에 비해 다소 많은 지역에 강수를 만들어 냈다. 그러나 전체적인 강수량 분포 패턴은 관측과 유사하게 나타났다. 전반적으로 3 km 역학 모형의 결과 및 강수 진단 모형의 결과가 강수량 분포 패턴에서 관측과 비교적 유사하게 모의되었음을 알 수 있다.

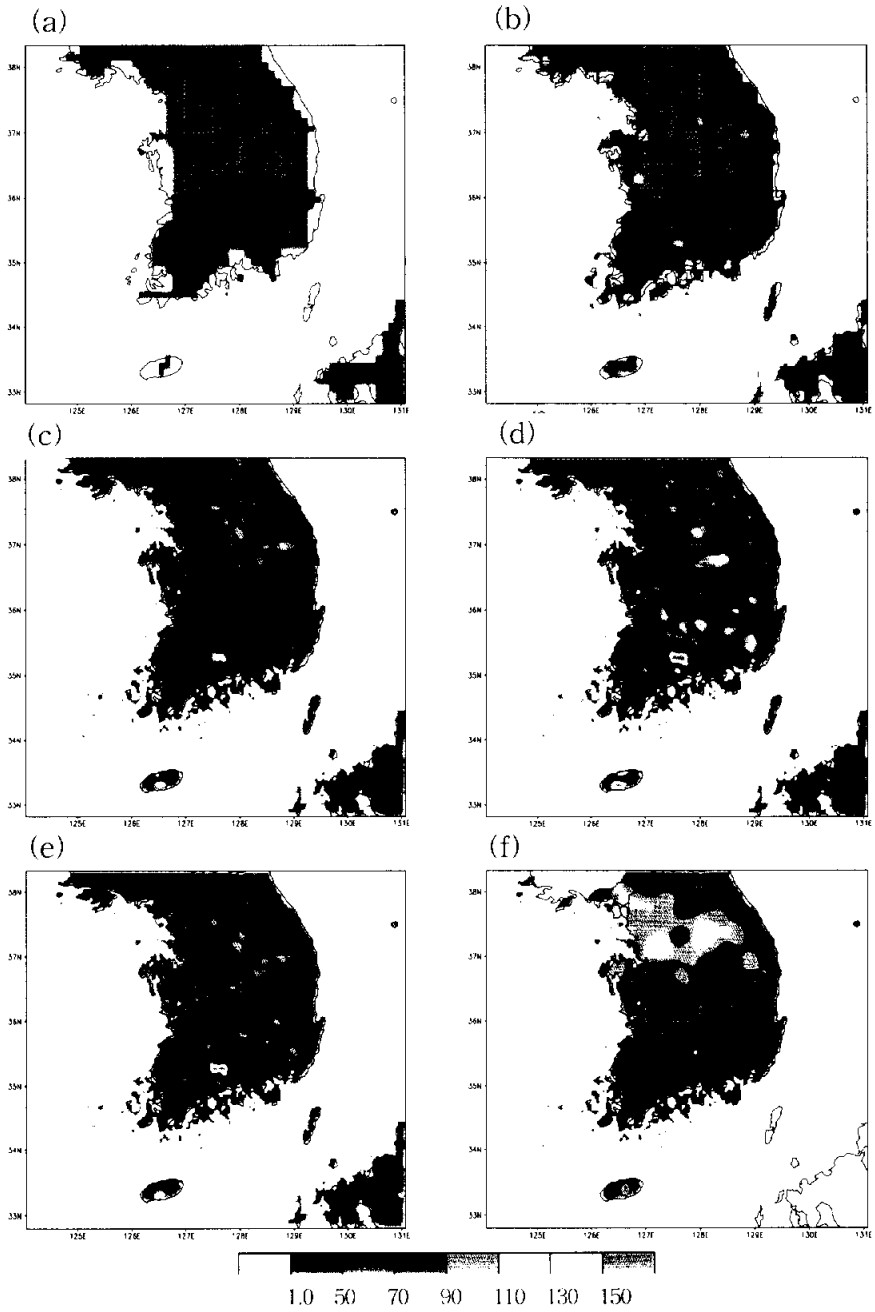


Fig. 13. Total accumulated rainfall for 48 hours of LR1 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of LR1.

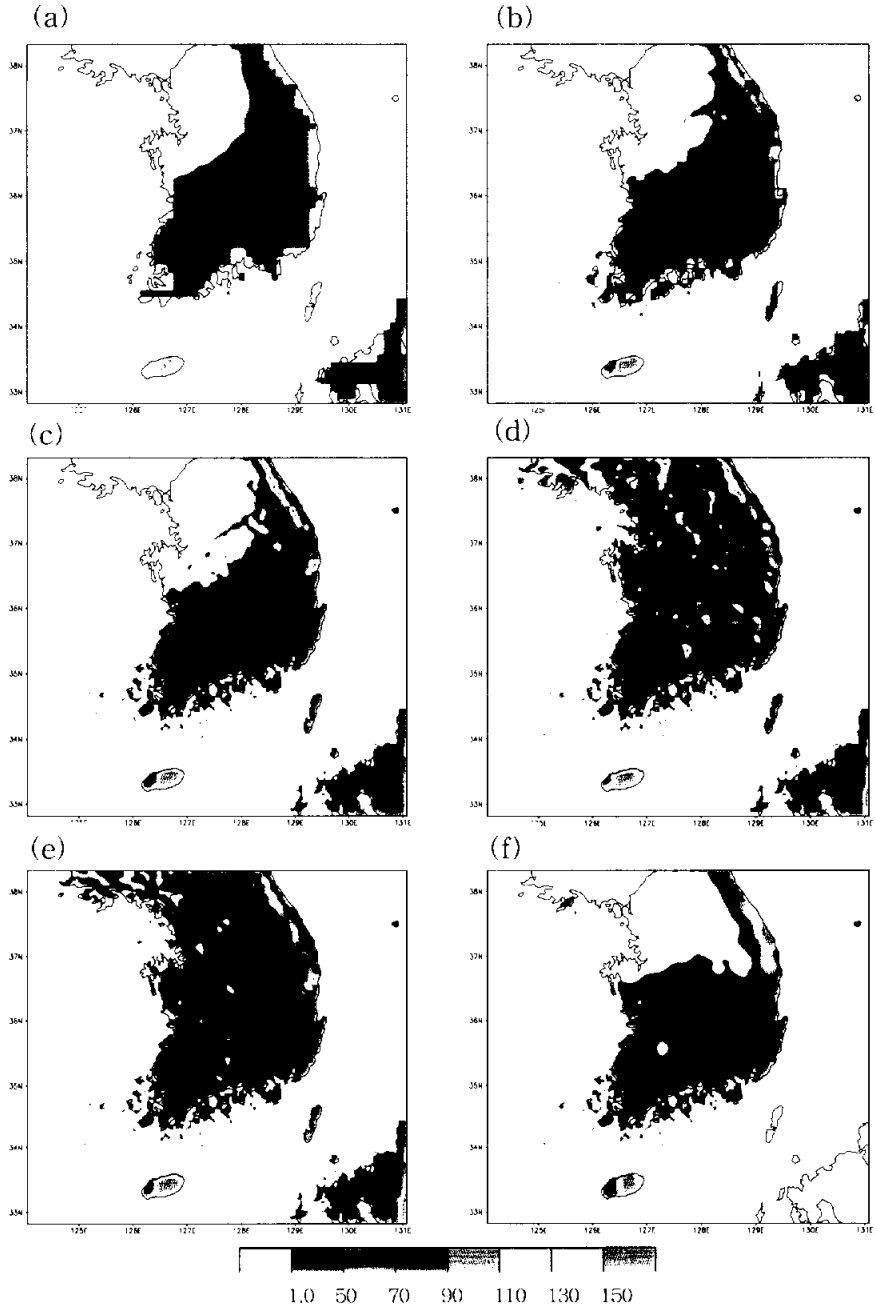


Fig. 14. Total accumulated rainfall for 48 hours of LR2 ; (a) M27, (b) M9, (c) M9_M3, (d) M27_Q3, (e) M9_Q3 and (f) OBS. Shaded area is more than 1.0 mm for 48 hours of LR2.

3. 2. 강수량 분포 비교

3 km의 격자로 내삽한 관측 강수량을 이용하여 각 모형(M9_M3, M27_Q3, M9_Q3)에서 모의한 강수량의 분포를 산포도를 이용하여 비교하였다. 산포도를 이용하면 관측된 강수량과 모의된 강수량이 어느 정도 일치하는가를 쉽게 알 수 있다. 각 산포도의 가로축은 총 48 시간 동안의 누적 강수량을 나타내고, 세로축은 48시간 동안의 모의된 총 누적 강수량을 나타낸다. 또한, 각 산포도마다의 평균 bias와 rmse를 함께 비교하였다. 아래의 그림에서 Fig. 15-1은 HR1 경우의 관측 강수량과 모의된 강수량간의 산포도를 나타냈으며, Fig. 15-2는 모형의 강수량 모의 결과간의 산포도를 나타낸다.

회귀직선의 변화율을 보면, 전반적으로 대부분의 지역에서 관측에 비해 모형에서 적은 강수량을 모의하였다(Fig. 15-1). 그러나 48시간 누적 관측 강수량이 최대 400 mm인데 반해, M9_M3(Fig. 15-1(a))의 경우 최대 700 mm 까지, M27_Q3(Fig. 15-1(b))의 경우 500 mm 까지, M9_Q3(Fig. 15-1(c))의 경우 650 mm 까지 강수량을 모의함으로써, 일부 격자점에서는 관측에 비해 모형에서 강수량을 과다 모의하였다. 이 때문에 관측 강수량과 모형에서 모의한 강수량 사이의 평균 bias가 100 % 이상의 값을 보였으며 특히, Fig. 15-1(b)의 M27_Q3에서 관측에 대한 평균 bias가 108.6 %로 가장 높게 나타났으며, M9_M3(Fig. 15-1(a))는 101.7 %로 거의 100 %에 가까운 bias 값을 나타냈다. 그리고 평균 제곱 오차(rmse) 또한 관측과 비교했을 때 각각 63.1 mm, 64.0 mm, 63.5 mm로 모형 간의 결과가 비슷하게 나타났다(Fig. 15-1). 전체적인 강수량 분포에서도 M9_M3(Fig. 15-1(a))와 M9_Q3(Fig. 15-1(c))가 매우 유사한 패턴을 보였다.

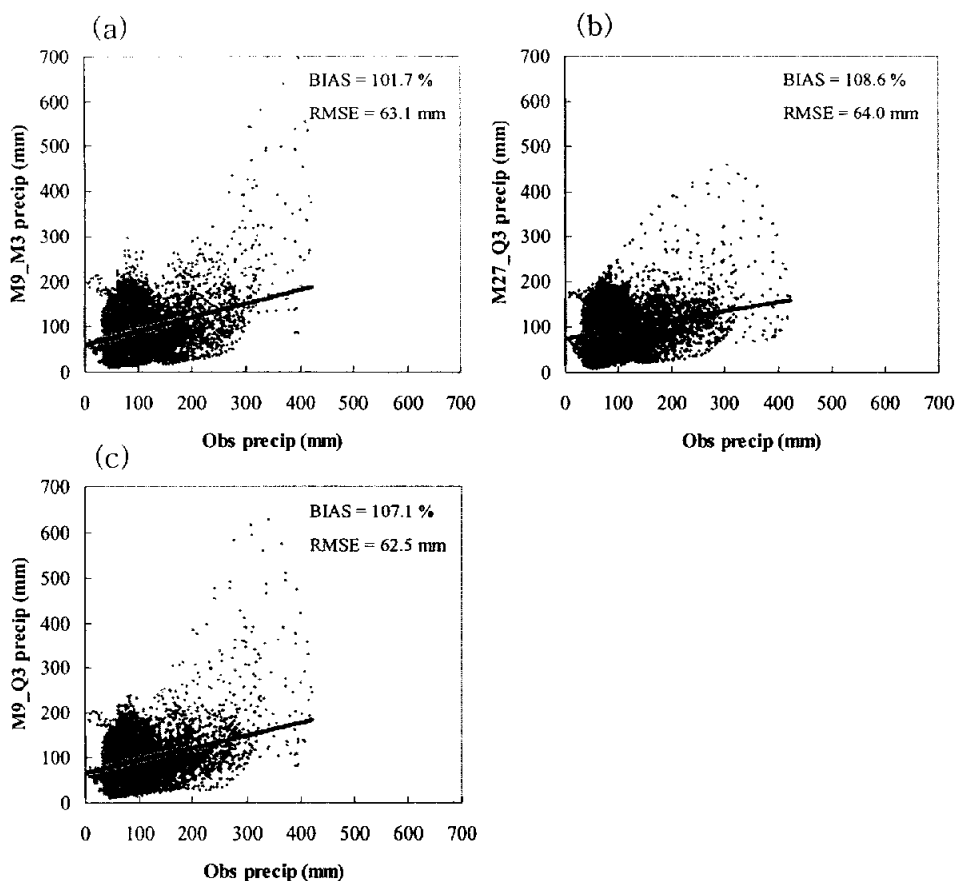


Fig. 15-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of HR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

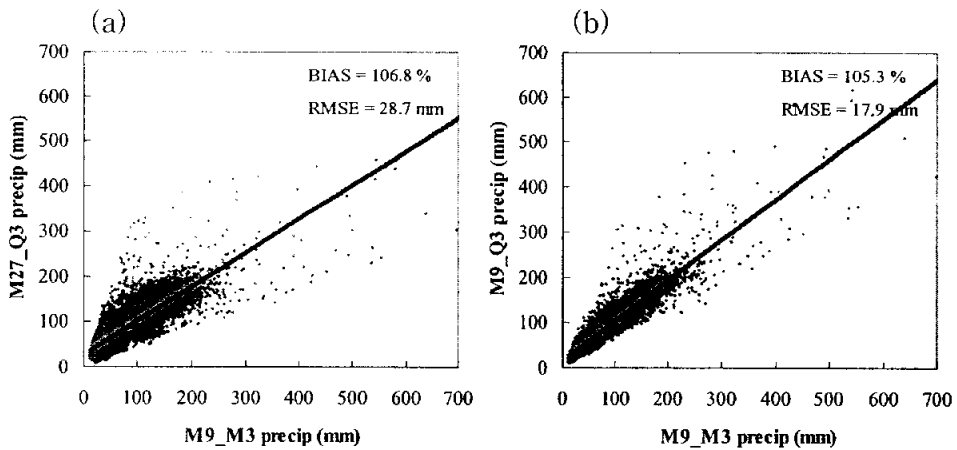


Fig. 15-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of HR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

모형의 강수량 모의 결과와 관측된 강수량 사이의 분포뿐만 아니라, 모형의 강수량 사이의 분포 형태를 비교하기 위해서 Fig. 15-2와 같이 산포도를 나타냈다. M27_Q3 및 M9_Q3의 모형의 결과가 비교적 역학 모형의 결과(M9_M3)와 비슷한 강수량 분포 패턴을 보였다. 그러나 M27_Q3(Fig. 15-2(a))와 M9_Q3(Fig. 15-2(b))를 비교했을 때, 각각 평균 bias는 106.8 %, 105.3 %, 평균 rmse는 28.7 mm, 17.9 mm로 M9_Q3의 결과가 역학 모형(M9_M3)의 결과와 매우 유사하게 나타났다. 특히 M9_Q3을 M9_M3과 비교한 Fig. 15-2(b)의 경우 회귀직선($y=0.89x+13.75$)을 분석한 결과, 두 모형의 강수량 분포가 매우 유사함을 알 수 있다. 또한 Fig. 15-2(a)의 M27_Q3과 M9_M3 사이의 회귀직선($y=0.75x+27.27$)을

통해서도, 두 모형간의 강수량 분포가 유사함을 알 수 있다.

HR2에 대해서 Fig. 16-1과 Fig. 16-2에 각각 산포도를 나타냈다. 전체적으로 모형에서 모의한 강수량 분포가 관측된 강수량 분포와 유사하게 나타났으나, 각 격자점에서의 모형에서 모의한 강수량과 관측 강수량 사이의 평균 bias가 71.0 %, 80.6 %, 84.1 %로 전반적으로 관측 강수량에 비해 모형에서 다소 강수량을 작게 모의하는 경향이 있다. 이 경우, M27_Q3(Fig. 16-1(b))의 결과가 M9_M3, M9_Q3(Fig. 16-2(a)와 (c))의 결과보다 관측과 더욱 유사하게 나타났다. 평균 bias 또한, 84.1 %로 상대적으로 높게 나타났으며, 평균 rmse도 46.9 mm, 50.2 mm, 49.2 mm와 비교했을 때 작게 나타났다. 특히 M9_M3과 M9_Q3(Fig. 16-1(a)와 (c))는 일부 격자점에서 관측에 비해 최대 2배 까지 강수를 과다 모의함으로써 rmse가 상대적으로 크게 나타났다.

Fig. 16-2는 진단 모형의 강수량 모의 결과와 역학 모형의 강수량 모의 결과를 비교하기 위하여 산포도로 나타냈다. M27_Q3(Fig. 16-2(a))와 M9_Q3(Fig. 16-2(b))의 결과를 비교하면 평균 bias가 각각 118.4 %, 113.4 %, 평균 rmse가 27.8 mm, 16.1 mm로 M9_Q3이 역학 모형인 M9_M3의 결과와 매우 유사하게 나타났다.

특히 M27_Q3(Fig. 16-2(a))의 경우 M9_M3에 비해 강수량을 적게 모의하는 경향이 있으며, 특히 M9_M3에서 강수량을 300 mm 이상 모의한 일부 격자점에 대해서 M27_Q3에서는 강수량을 모의하지 못하여, 강수량을 적게 모의하는 경향이 상대적으로 뚜렷하게 나타났다. 특히 M27_Q3(Fig. 16-2(a))과 M9_Q3(Fig. 16-2(b))에 대한 회귀식을 분석해보면, 각각 $y=0.80x+15.46$ 과 $y=0.94x+7.74$ 로 M9_Q3의 경우 역학 모형의 결과와 매우 유사하여 강수 진단 모형을 정량적 강수 예측에 활용할 수 있을 것으로 판단된다.

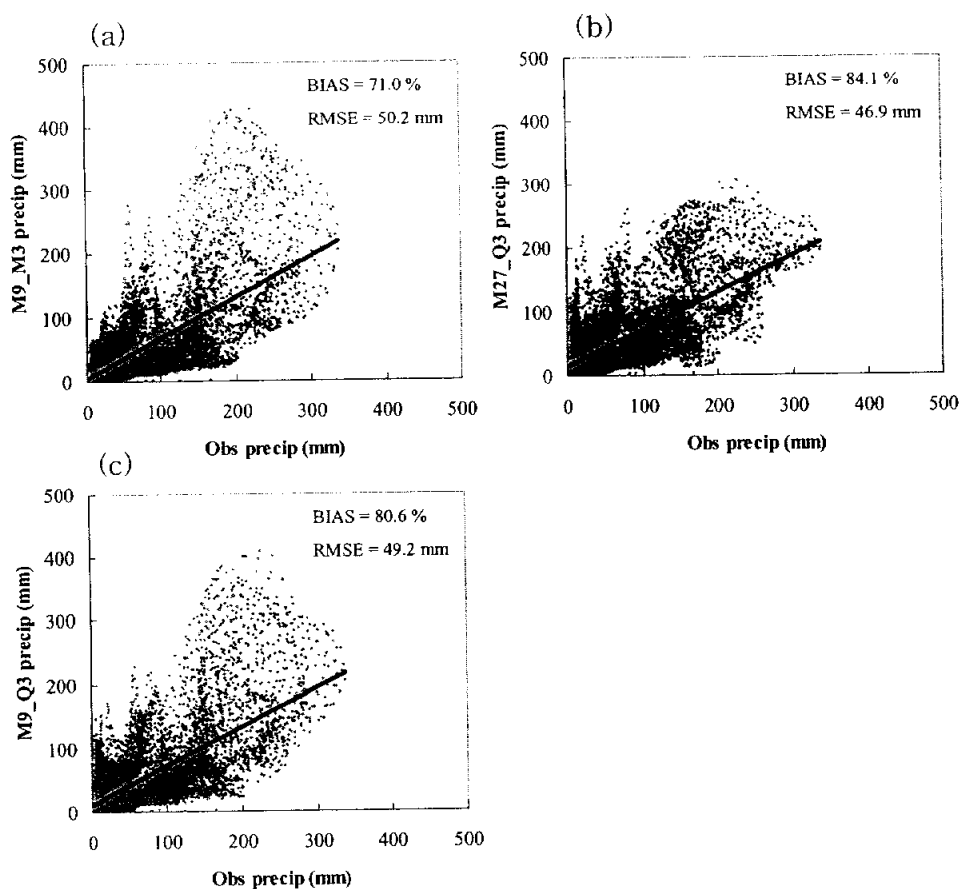


Fig. 16-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of HR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

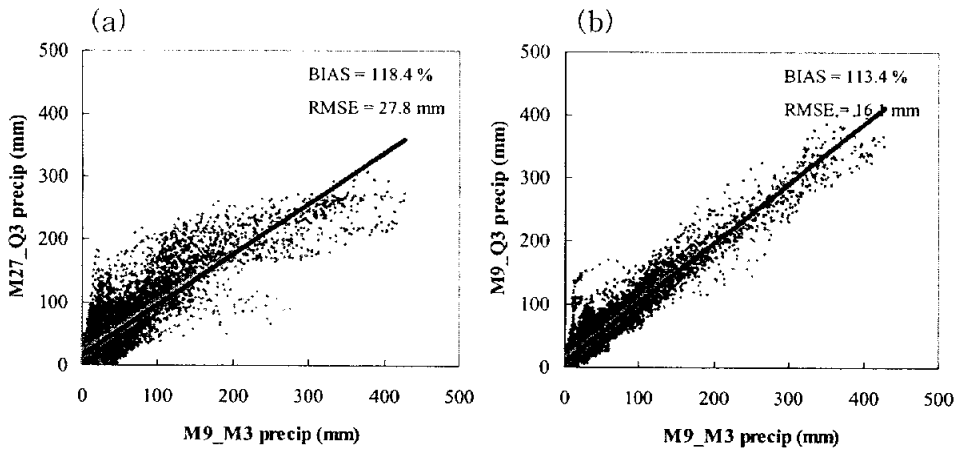


Fig. 16-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of HR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

강수량이 비교적 적었던 사례에 대해서도 진단 모형 및 역학 모형에서 모의한 48시간 동안의 총 누적 강수량을 관측 강수량과 비교하였다(Fig. 17, 18). LR1의 경우 Fig. 17-1에서 보는 바와 같이 일부 격자점을 제외하고는 전반적으로 관측에 비해 과소 모의하는 경향이 있으며, 특히 M27_Q3(Fig. 17-1(b))의 경우 M9_M3(Fig. 17-1(a)) 및 M9_Q3(Fig. 17-1(c))에 비해 일부 격자점에서 강수량을 과다 모의함으로써 Fig. 15와 Fig. 16의 결과와는 다소 다른 결과를 보였다. 각각 평균 bias가 93.9 %, 103.6 %, 101.1 %, 평균 rmse가 27.8 mm, 32.7 mm, 29.4 mm로 M9_M3 및 M9_Q3에서 평균 rmse가 비교적 작게 나타났다. 또한, M9_Q3의 평균 bias가 101.1%로 매우 좋은 결과를 보였다.

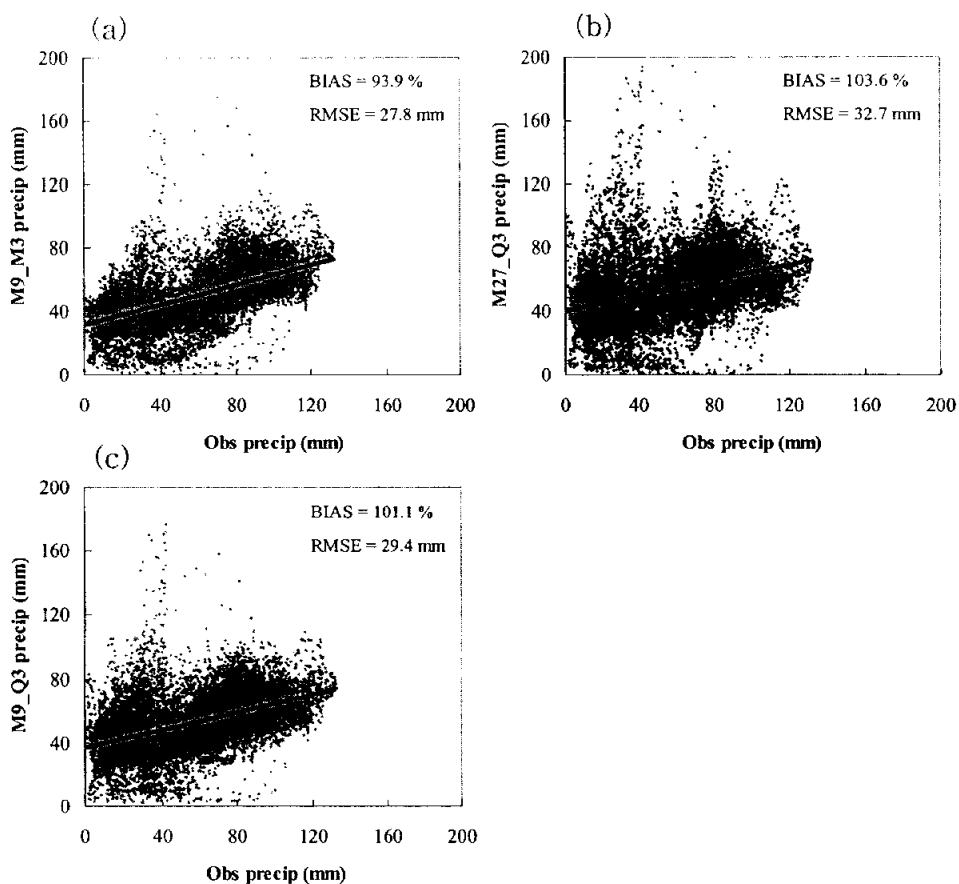


Fig. 17-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of LR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

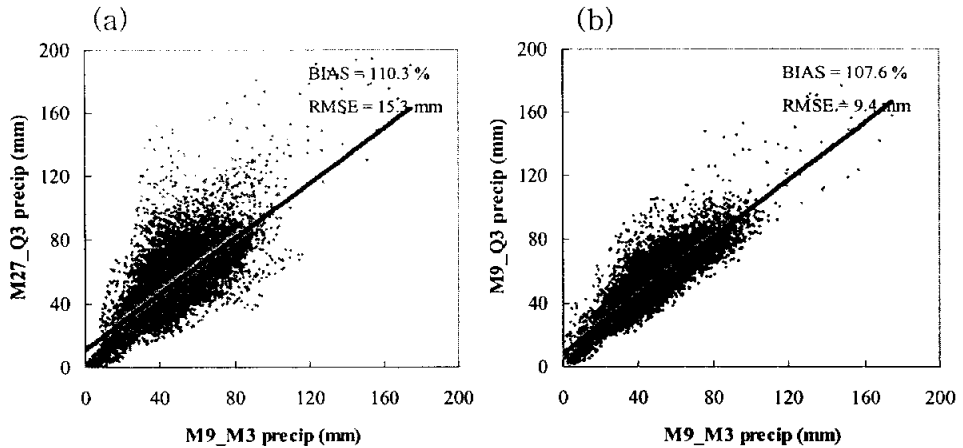


Fig. 17-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of LR1. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

모형에서 모의한 강수량 사이의 분포 패턴을 비교한 Fig. 17-2에서는 M9_Q3(Fig. 17-2(b))의 결과가 M27_Q3(Fig. 17-2(a))에 비하여 역학 모형(M9_M3)과 매우 유사한 것으로 나타났다. 또한 M27_Q3(Fig. 17-2(a))과 M9_Q3(Fig. 17-2(b))의 역학 모형(M9_M3)에 대한 평균 bias가 110.3 %, 107.6 %이고 평균 rmse가 15.3 mm, 9.4 mm로서, M9_Q3의 결과가 역학 모형의 결과와 매우 유사함을 확인할 수 있다

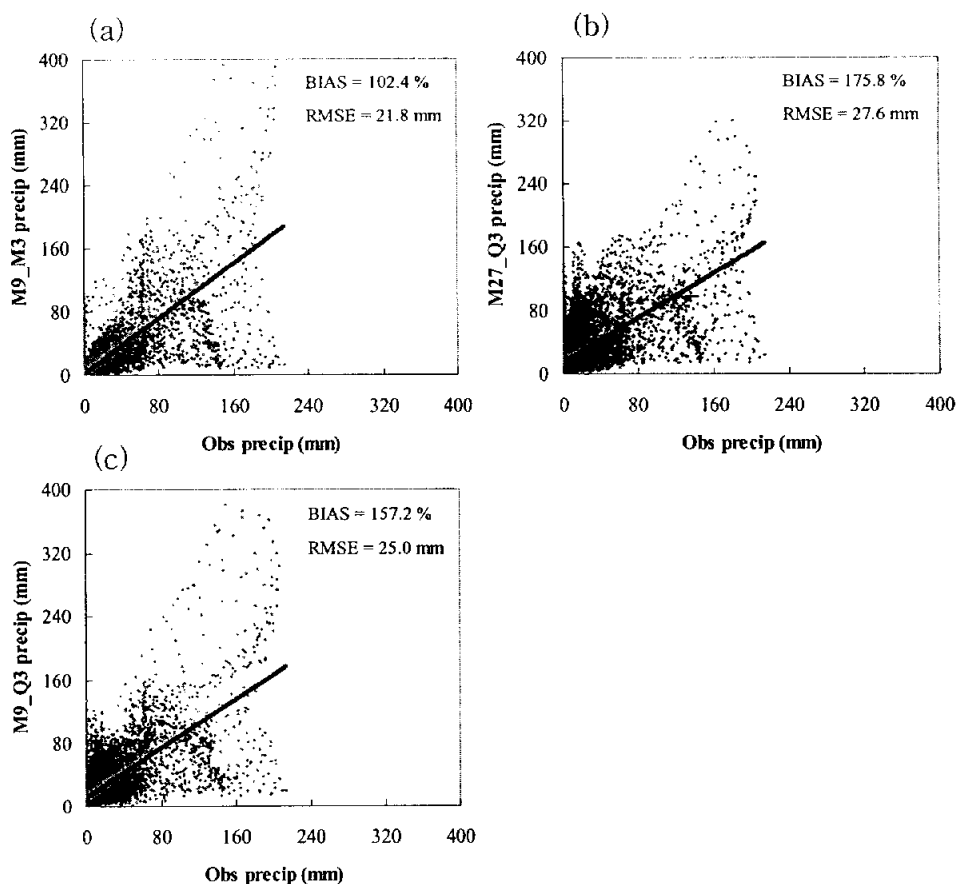


Fig. 18-1. Scatterplots showing observed rainfall amounts(mm) and model rainfall amounts(mm): (a) M9_M3 vs observation, (b) M27_Q3 vs observation, and (c) M9_Q3 vs observation of LR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

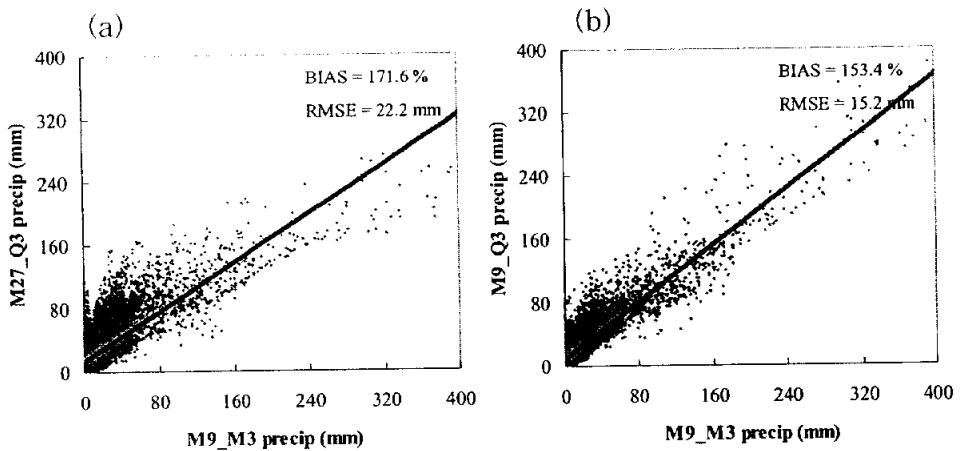


Fig. 18-2. Scatterplots showing dynamic model rainfall amounts(mm) and diagnostic model rainfall amounts(mm): (a) M27_Q3 vs M9_M3, and (b) M9_Q3 vs M9_M3 of LR2. The average rms error (rmse) and bias are also given. The bias is defined as forecast divided by observed (F/O) precipitation, and then multiplied by 100.

역시 비교적 강수가 적었던 LR2에 대한 산점도를 Fig. 18에 나타냈다. Fig. 18-1에서와 같이 전체적으로 관측에 비해 모형에서 유사하거나 많은 강수를 모의한 것으로 나타났다. 특히 관측 강수량이 최대 180 mm 정도 인데 비해, M9_M3 및 M9_Q3의 결과에서는 최대 400 mm, M27_Q3에서는 320 mm 까지 과다 모의하였다. 이러한 결과는 관측에 대한 각 모형의 평균 bias가 102.4 %, 175.8 %, 157.2 %인 것으로 확인할 수 있으며, M9_M3의 경우 평균 bias가 가장 100 %에 가깝게 나타났으며, 평균 rmse도 21.8 mm로 작게 나타났다. 반면, M27_Q3은 평균 bias가 175.8 %로 비교적 높은 값을 보였으며, 평균 rmse는 27.6 mm 정도로 나타났다.

Fig. 18-2의 역학 모형과 진단 모형간의 결과를 비교한 산점도에서는 전반적으로 진단 모형에서 역학 모형에 비해 많은 강수를 내린 것으로 나타났다. 특히 M9_M3에 대한 M27_Q3의 평균 bias가 171.6 %이고, M9_Q3의 평균 bias가 153.4 %로서 비교적 차이가 크게 나타났으며, 특히 48시간 누적 강수가 80 mm 이하인 경우에 대해 진단 모형이 역학 모형에 비해 많은 강수를 모의하였다. Fig. 18-2(a)와 (b)의 회귀 분석에서도 각각 $y=0.77x+13.48$ 과 $y=0.89x+9.20$ 으로 비교적 역학 모형과 진단 모형간의 강수량 모의 결과가 매우 유사하게 나타났다.

3. 3. 3 km × 3 km 격자에서의 강수 면적(rainfall area)

특정 시간 동안 얼마나 많은 비가 내렸는가를 예측하기 위한 정량적 강수 예측에 있어 언제(When), 어디에(Where), 얼마나 많은(How much) 비가 내릴 것인가를 결정하는 것이 무엇보다 중요하다. 따라서 시간이 경과함에 따라 어느 지역에 비가 내릴 것인가를 결정할 수 있도록 강수 면적에 대한 실험을 사례별로 수행하였다. 특히, 강수 진단 모형의 경우 매우 작은 연직 상승류(omega)에 의해서도 지형의 효과로 강수를 만들어 낼 수 있을 뿐 아니라, 이렇게 만들어낸 강수 중 일부가 의미 없는 값일 수도 있기 때문에 강수량에 대한 threshold에 따른 강수 면적을 비교하였다. 또한, 관측 값과 모형의 예측 값이 일정한 threshold에 속하는지 그렇지 않은 지로 발생 빈도수를 나타낸 2×2 contingency table(Table 3)을 이용하여 식 (24)와 같이 bias score를 계산하였다. 이는 관측 값이 시, 공간적으로 분포할 때, 일정 threshold 이상의, 모형에서 모의한 강수 면적과 관측된 강수 면적의 비를 나타냄으로서, 모형에 의해서 과다 예측(overpredicted)된 경우와, 반대로 과소 예측(underpredicted)된 경우를 파악할 수 있다(Wilks, 1995).

Table 3. Rain contingency table applied at each verification grid point over the period of verification. Here, H is the number of correct rain forecasts or hits, M is the number of misses, F is the number of false alarms, Z is the number of correct predictions of rain amount below the specified threshold

Observed	Forecast		Total
	Rain	No rain	
Rain	hits(H)	misses(M)	observed yes
No rain	false alarms(F)	correct negatives(Z)	observed no
Total	forecast yes	forecast no	total

$$Bias\ score = \frac{F}{O} = \frac{H+F}{H+M} \quad (24)$$

정량적 강수 예측의 하나의 지표로서 강수 면적과 bias score를 나타냈다. Fig. 19와 Fig. 20은 각각 HR1에서의 threshold에 따른 강수 면적과 bias score를 비교한 그림이다. 전반적으로 강수 진단 모형에서 더욱 많은 지역에 강수를 모의하는 경향이 있으며(Fig. 19), 강수 진단 모형에 초기 장으로 제공된 27 km 및 9 km 역학 모형에 따른 결과에는 큰 차이가 없는 것으로 나타났다(M27_Q3 및 M9_Q3). 그러나 강수 진단 모형의 결과에서 threshold 증가에 따른 강수 면적의 비율이 급격히 낮아져, threshold 0.5 mm 이상 (Fig. 19(c)와 (d))에서 대략 적분 시작으로부터 30시간 정도까지는 3 km 역학 모형의 강수 면적(M9_M3)과, 강수 진단 모형에서 모의한 강수 면적(M27_Q3과 M9_Q3)이 실제 관측된 강수 면적(OBS)과 유사하게 나타났다.

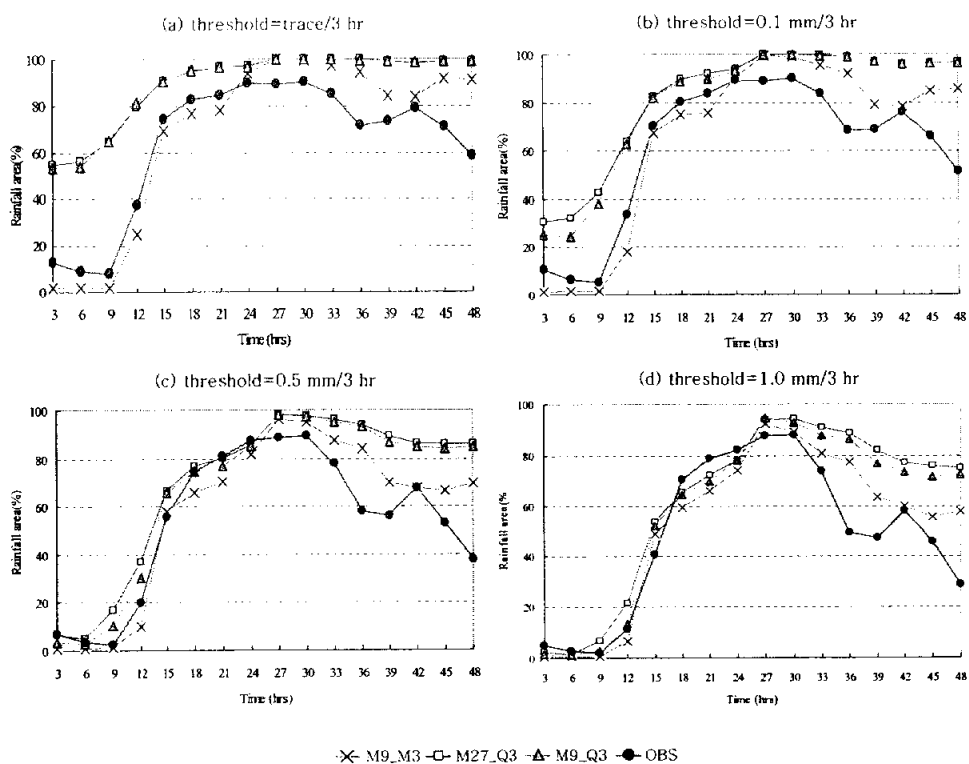


Fig. 19. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of HR1.

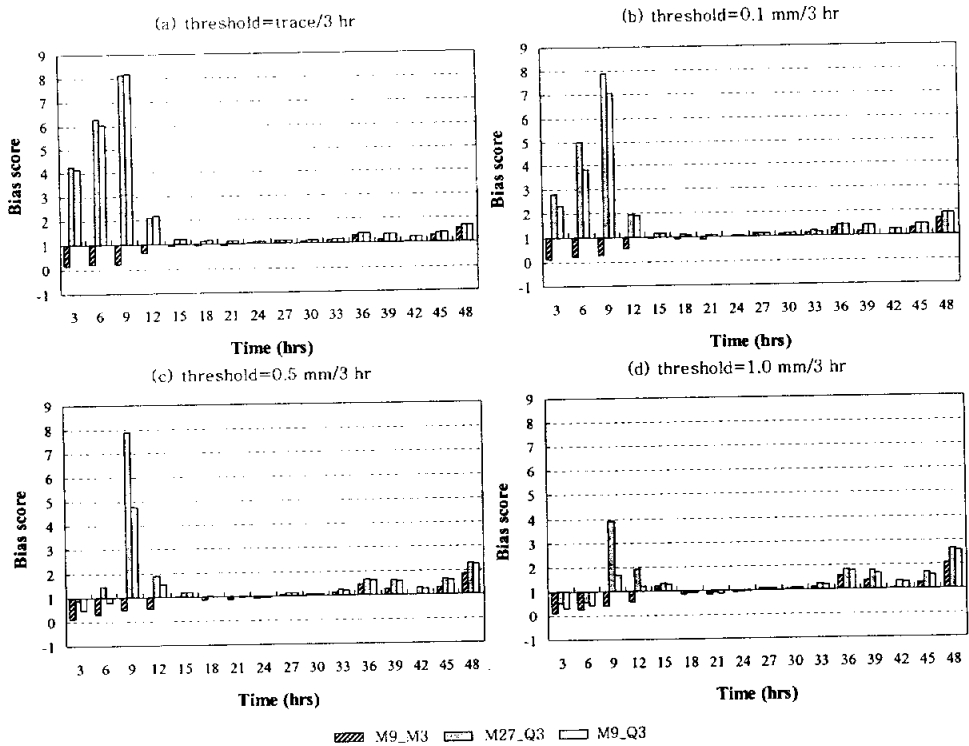


Fig. 20. Precipitation forecast biases on the threshold rainfall amount of HR1.

이와 마찬가지로 전반적으로 적분 초기에는 3 km 역학 모형(M9_M3)의 경우 과소 예측($\text{bias} < 1$)하는 경향이 있으며, 강수 진단 모형(M27_Q3 및 M9_Q3)에서는 관측에 비해 과다 예측($\text{bias} > 1$)하는 경향을 보였으나 특히, 적분 시작으로부터 15시간이 지난 후부터는 두 모형에서 모두 비슷한 경향을 보이며 관측과 비슷하게 모의한 것으로 나타났으며, 역시 30시간 정도가 경과한 후부터는 3 km 역학 모형과, 강수 진단 모형에서 모두 과다 예측하는 경향을 보였다. 그리고 threshold 0.5 이상에서는 두 모형에서 대체로 비슷한 bias score를 나타냈다(Fig. 20).

HR2(Fig. 21과 Fig. 22)의 경우, 시간에 따른 강수량 관측 면적이 다소 불규칙적으로 변하고 있다. 전반적으로 중규모 모형의 결과에서 많은 지역에 강수를 모의하지 못한 반면, 강수 진단 모형에서는 관측된 강수 면적보다 더욱 많은 지역에 강수를 모의하였다. 그리고 관측된 강수 면적을 보면 적분 시작으로부터 27시간이 지난 후부터 36시간 까지 강수 면적이 급격히 증가하는 것을 볼 수 있으나, 3 km 역학 모형 및 강수 진단 모형에서는 이러한 현상을 잘 나타내지 못하고 있다(Fig. 21). 또한, 강수 진단 모형에서 적분 초기 만들어 낸 대부분의 강수는 0.5 mm 이하의 소량의 강수이므로 threshold 0.5 mm 이상에서 대체로 관측된 강수 면적과 비슷한 강수 면적으로 보이고 있으며, 관측 강수 면적이 급격히 증가하는 6시간을 제외하고는 3 km 역학 모형 및 강수 진단 모형에서 1에 가까운 bias score를 보이고 있다(Fig. 22). 그리고 강수 진단 모형에 초기장으로 제공되는 중규모 모형의 해상도에는 상관없이 모두 유사한 결과를 보였다(M27_Q3과 M9_Q3).

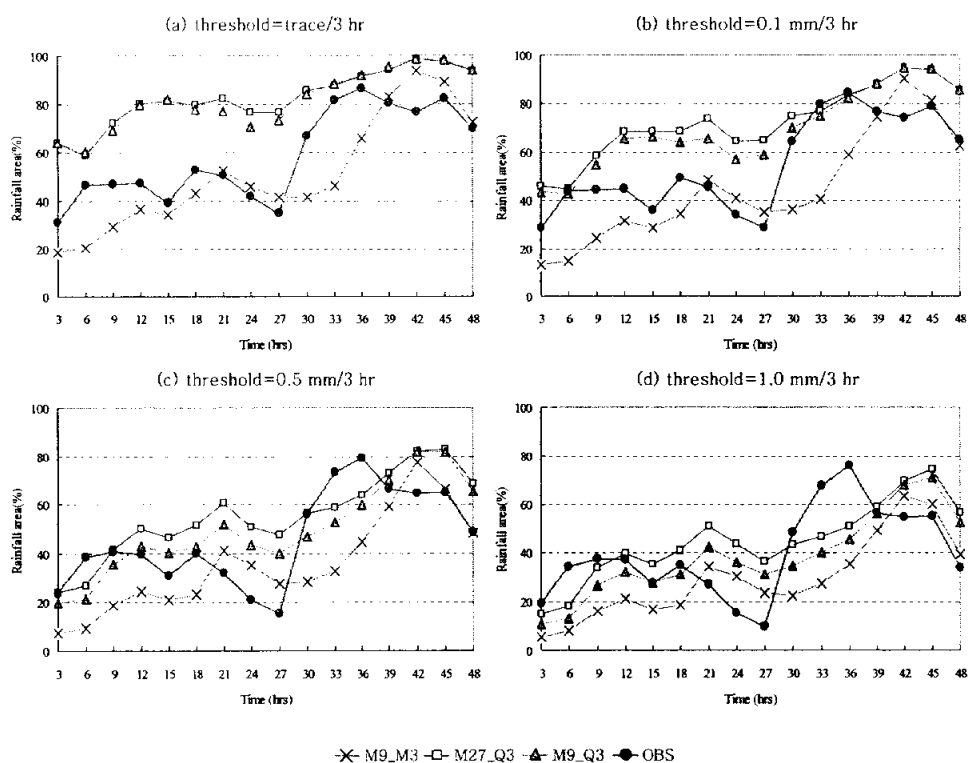


Fig. 21. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of HR2.

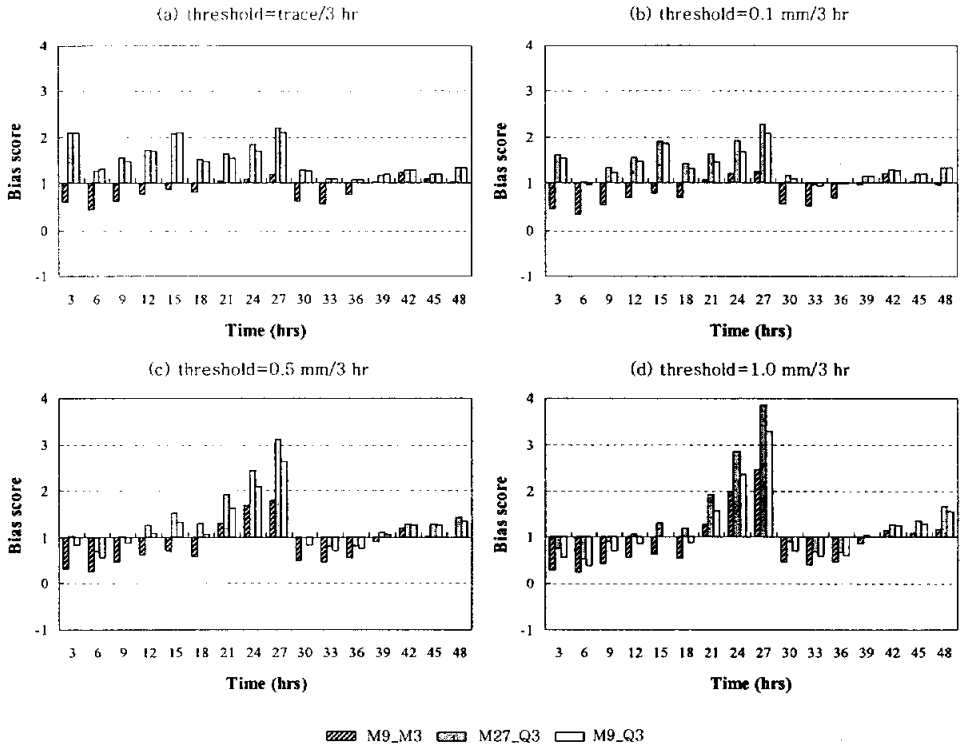


Fig. 22. Precipitation forecast biases on the threshold rainfall amount of HR2.

비교적 강수가 적었던 LR1과 LR2에 대해서도 각각 강수 면적과 bias score를 분석하였다. LR1의 강수 면적(Fig. 23)과 bias score(Fig. 24)를 보면 전반적으로 3 km 역학 모형과 강수 진단 모형에서 다소 많은 지역에 강수를 만들어 냈으며, 특히 적분 초기에 매우 높은 bias score를 보이고 있다. 그러나 적분 시작 후, 12시간 정도가 지나면서 점차 관측된 강수 면적과 비슷한 경향을 보이고 있으며, bias score도 급격히 낮아지고 있음을 알 수 있다(Fig. 24). 또한, 적분 초기에 강수 진단 모형에서 모의한 대부분의 강수 지역이 threshold 0.5 mm 이상에서 3 km 역학 모형 및 관측과 유사하게 나타나, 강수 진단 모형에서 적분 초기에 만들어 낸 대두

분의 강수가 매우 적은 양임을 알 수 있다.

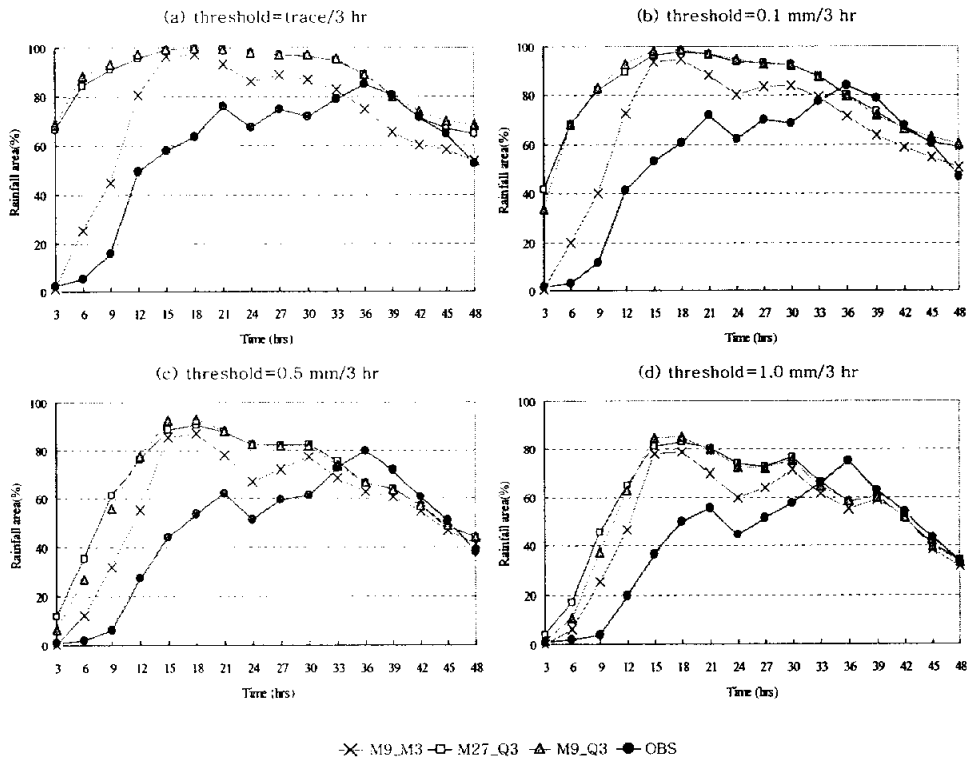


Fig. 23. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of LR1.

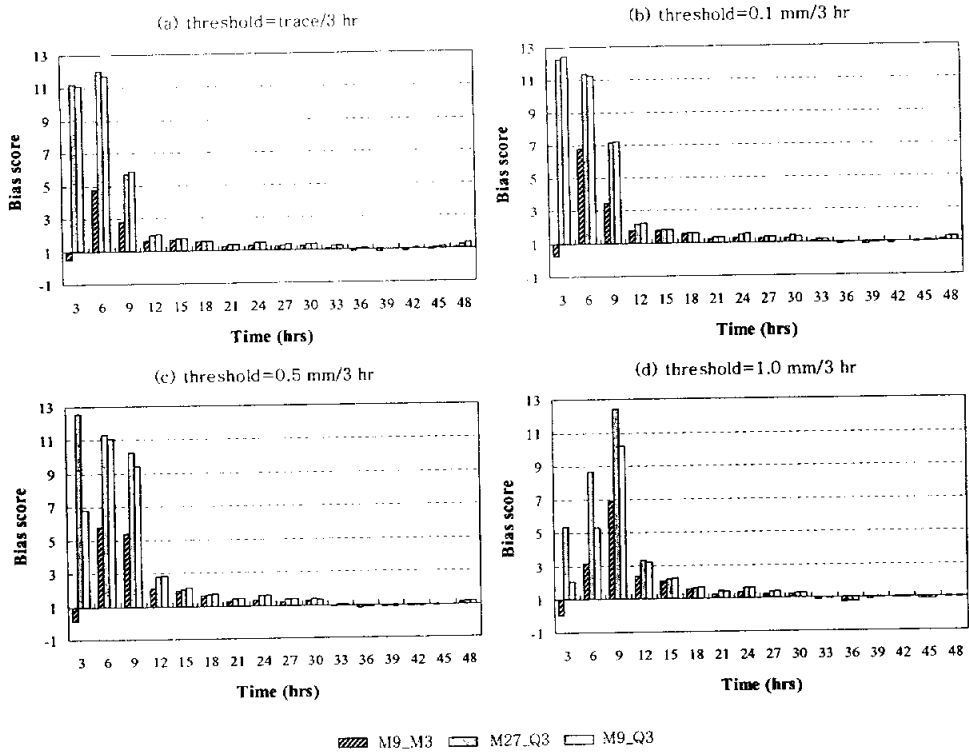


Fig. 24. Precipitation forecast biases on the threshold rainfall amount of LR1.

LR1과 마찬가지로 비교적 강수가 적었던 LR2에 대한 강수 면적과 bias 시계열을 Fig. 25와 Fig. 26에 나타내었다. 실제 관측된 강수 면적은 대략 40% 이하로 매우 적었으나, 강수 진단 모형에서는 비교적 많은 지역에서 강수를 모의하다. 또한, 전반적으로 강수 진단 모형에서 1보다 훨씬 높은 bias score를 나타낸 반면, 3 km 역학 모형의 경우 상대적으로 작은 bias score를 나타냄으로써 강수 진단 모형에서 더욱 많은 지역에 강수를 모의하는 것으로 나타났다(Fig. 26). 그러나 Fig. 25에서와 같이 threshold가 증가할수록 현저하게 관측된 강수 면적에 근접함을 알 수 있으며, 이는 강수 진단 모형에서 모의한 대부분의 강수 지역에서 강수가

0.5 mm 이하의 매우 작은 양임을 나타낸다. 따라서 강수 진단 모형에서 비교적 많은 지역에 강수를 만들어 냈으나, threshold 0.5 mm 이상에서는 관측된 강수 지역과 매우 유사한 것으로 보아, 강수가 적은 경우에 대해서도 강수 진단 모형을 통해 강수 면적을 모의할 수 있다.

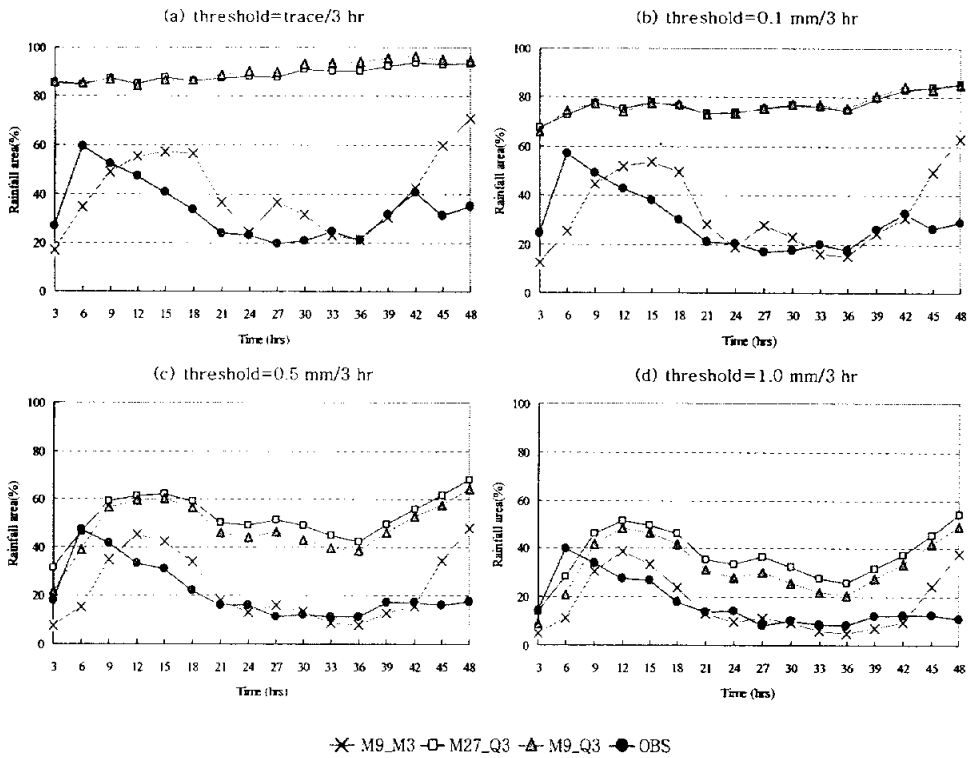


Fig. 25. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of LR2.

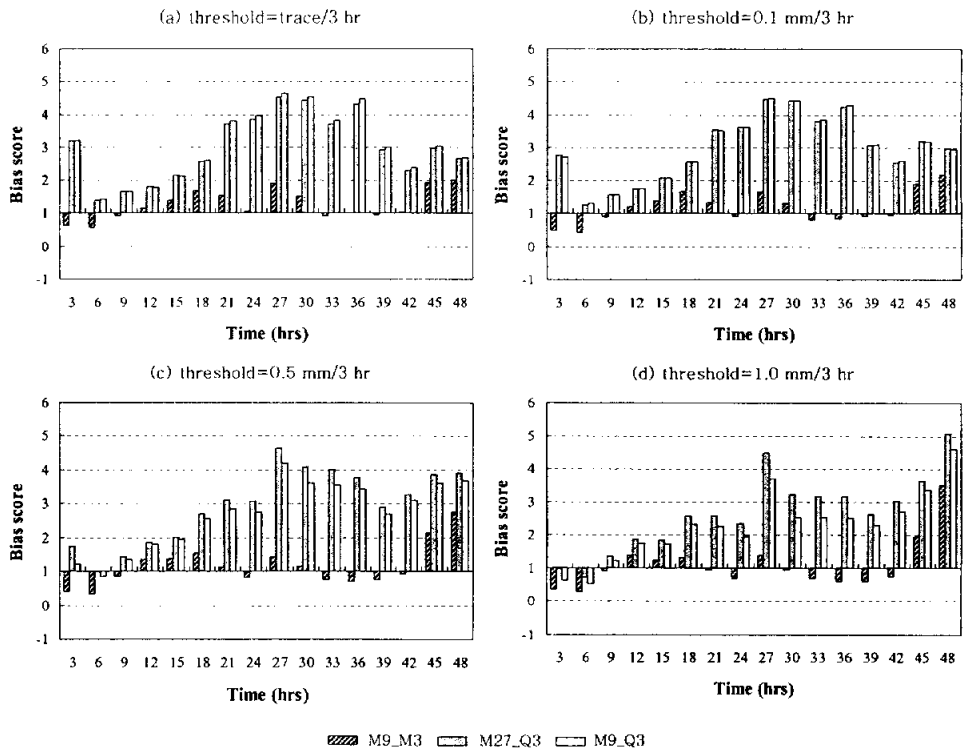


Fig. 26. Dependency of rainfall area on the threshold rainfall amount of LR2.

전반적으로 threshold 0.5 mm 이상에서는 강수 진단 모형의 경우 3 km 역학 모형 및 관측과 유사한 강수 면적 분포를 나타냈으며, 특히 threshold 0.5 mm 일 때는 모형 간의 결과가 관측과 매우 유사하게 나타남을 알 수 있다.

이부용(1999)과 김대원 등(2002)의 우량계 개발에 관한 연구에 따르면, 구조가 간단하고 비교적 강수량을 정확하게 측정할 수 있으며, 자동관측이 용이하다는 점에서 0.5 mm급의 전도형 우량계가 자동 및 현업 관측용으로 가장 많이 사용되고 있다. 또한, 우덕모(2002)에 의하면, 누적강수량이 0.5 mm 미만까지는 0.1 mm급 우량계로 관측을 하고 누적 강수량이

0.5 mm 이상부터는 0.5 mm 급 우량계로 관측한다. 이러한 기준에서 threshold 0.5 mm 이상에서 강수 진단 모형의 결과가 관측과 매우 유사하게 나타나는 것으로 보아, 강수 진단 모형을 이용하여 충분히 강수 면적을 모의할 수 있을 것이다.

3. 4. 시간별 최고 강수량(peak rainfall amount)

다음은 강수 진단 모형 및 3 km 역학 모형에서 적분 시간에 따라 얼마나 관측에 근접한 최고 강수량을 모의하였는지 분석하였다. 특히, 짧은 시간 안에 많은 강수가 발생할 경우, 모형에서 이를 얼마나 잘 모사하는지를 분석하는 것이 중요하다.

HR1의 시간별 최고 강수량에 대한 시계열과 각 모형의 결과와 관측과의 차이에 대한 각각의 시계열을 Fig. 27에 나타냈다. HR1의 경우, 총 누적 강수량의 분포(Fig. 11(f))에서와 같이 제주도 및 지리산을 중심으로 하여, 3시간 누적 강수량이 최고 120 mm를 넘는 많은 비가 내린 것으로 관측되었다. 전반적으로 관측된 강수량(OBS)에 비해 모형에서 강수량을 작게 모의하는 경향을 보이고 있으며 특히, M27_Q3에서 모의한 강수량의 경우 많은 강수가 집중된 시간의 최고 강수량이 다른 모형의 결과(M9_M3 및 M9_Q3) 및 관측(OBS)과 다소 차이를 보이고 있다.

모형 간의 결과를 비교해 보면, 강수 진단 모형(M27_Q3 및 M9_Q3)보다는 3 km 역학 모형(M9_M3)에서 더욱 관측에 가까운 최고 강수량을 나타낸 반면, M27_Q3의 경우 다소 차이를 보였다. 또한, 강수량이 급격히 증가하는 시점(적분 시작 후 27~33시간)에서는 3 km 역학 모형 및 강수 진단 모형에서 모두 관측과 비교적 큰 차이를 보였으며, 전체적인 최고 강수량 패턴은 유사하게 나타났다.

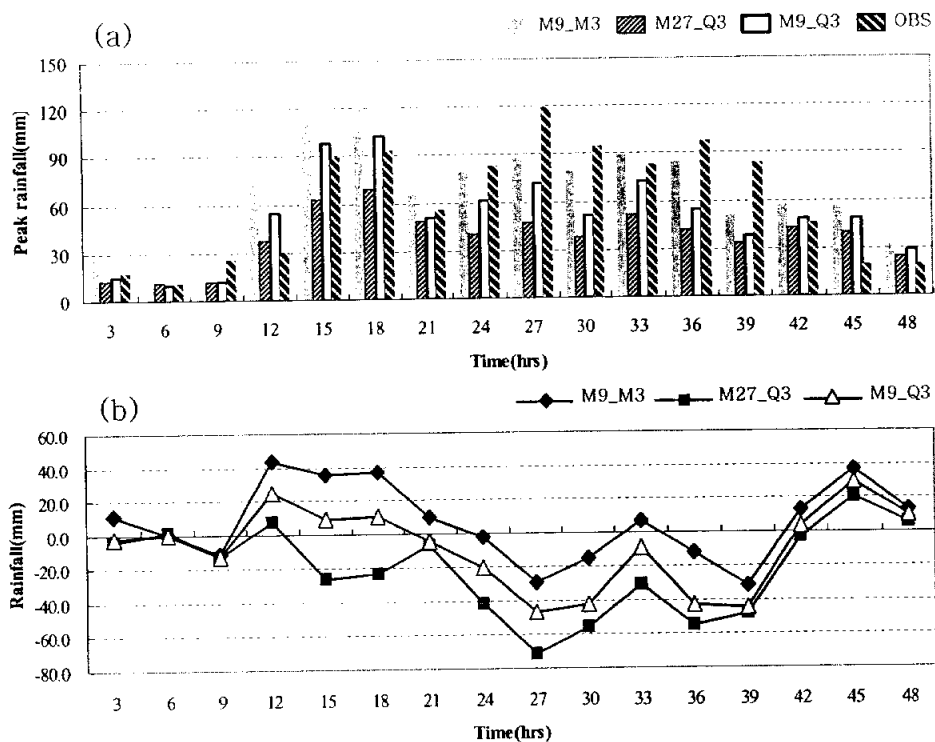


Fig. 27. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of HR1.

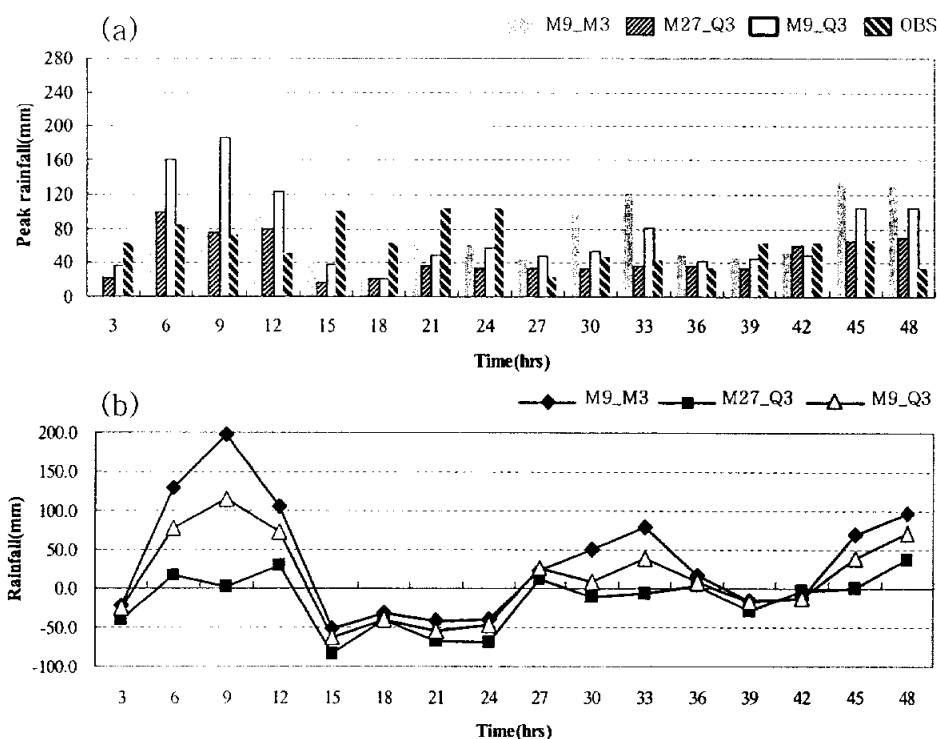


Fig. 28. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of HR2.

역시 강수가 많았던 HR2(Fig. 28)의 경우, 전반적으로 3 km 역학 모형(M9_M3)에서 최고 강수량이 다소 높게 모의된 경향이 있으며, 특히 적분 초기에 진단 모형(M27_Q3과 M9_Q3)에 비해 매우 많은 강수를 모의하였다. 그러나 M27_Q3의 강수 진단 모형의 결과에서는 비교적 관측과의 차이가 적은 것으로 나타났다. 그리고 적분 시작 후, 15시간이 경과하면서 부터는 Fig. 28(b)에서와 같이 3 km 역학 모형 및 강수 진단 모형의 관측과의 차이가 거의 없는 것으로 나타났다.

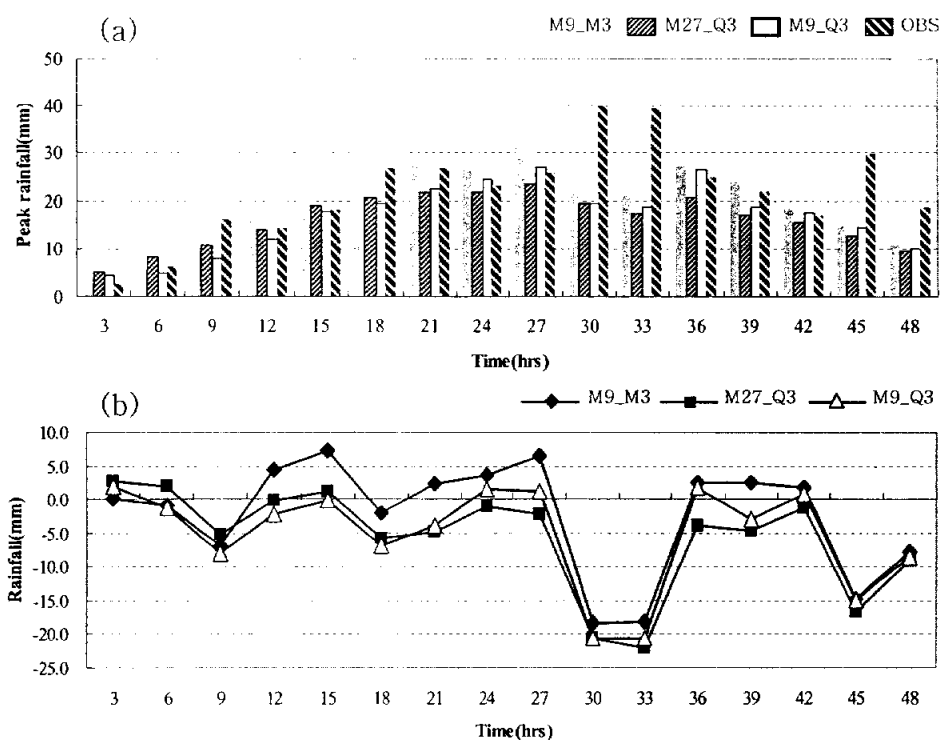


Fig. 29. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of LR1.

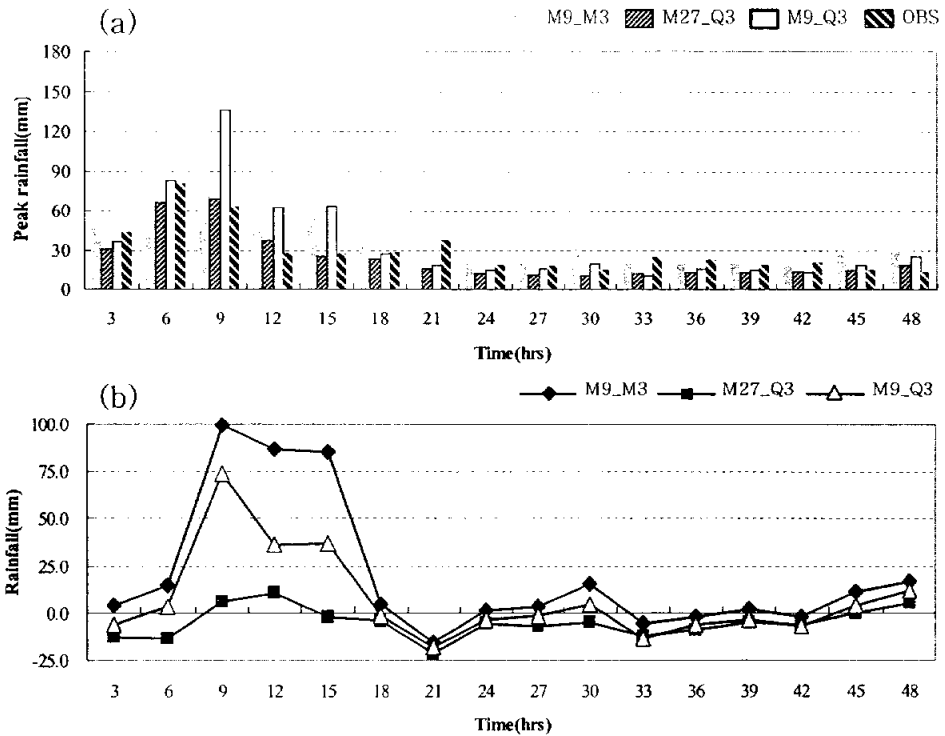


Fig. 30. Precipitation forecast of (a) peak rainfall amounts(the upper panel), (b) the difference between models and observations(the lower panel) of LR2.

비교적 강수가 적었으며, LR1 및 LR2에 대한 결과를 각각 Fig. 29와 Fig. 30에 나타냈다. 시간에 따른 최고 강수량 분포가 비교적 고르게 나타났던 LR1에서는 Fig. 29에서와 같이 관측 강수량이 상대적으로 급격히 증가하기 시작했던 30~33시간 사이를 제외하고는 관측과의 차이가 거의 없는 것으로 나타났다. 또한, 모형간의 최고 강수량의 차이도 비교적 적었다. 그러나 Fig. 29(b)에서처럼 관측된 최고 강수량이 급격히 증가하는 시

점에서 모의 결과와 관측과의 차이가 매우 크게 나타나는 것으로 보아, 역학 모형 및 진단 모형이 급격하게 증가하는 강수량을 모의하지는 못하는 것으로 나타났다.

LR2에 대한 결과인 Fig. 30은 HR2의 Fig. 28과 비슷한 결과를 나타냈다. 적분 초기에 3 km 역학 모형에서 비교적 최고 강수량을 과다 모의한 반면, M27_Q3 및 M9_Q3의 진단 모형의 결과에서는 관측과의 차이가 비교적 적게 모의되었고, M27_Q3의 모의 결과가 관측된 최고 강수량과 가장 유사한 것으로 나타났다. 전반적으로 비교적 적은 양의 강수가 있었던 경우로, 관측된 강수량과 각 모형의 모의 결과가 매우 유사하게 나타났다.

3. 5. 강수 모의 적분 시간 비교

단기 강수 예측의 경우 무엇보다도 국지적, 지역적인 상세 정보를 제 시간에 예측하는 것이 가장 중요하다. 따라서 미세 격자 규모의 강수량 정보를 제공하기 위해 소요되는 적분 시간을 3 km 역학 모형에서 소요된 적분 시간과 비교함으로써 강수를 모의하는데 있어서의 계산 효율성을 함께 실험해 보았다.

본 연구에서는 국립 부경대학교 기후모델링 연구실 내 16 nodes (32 CPUs) Myrinet과 LAN으로 구축된 HPC (High Performance Computing) 클러스터 (Cluster)로 수행되었다.

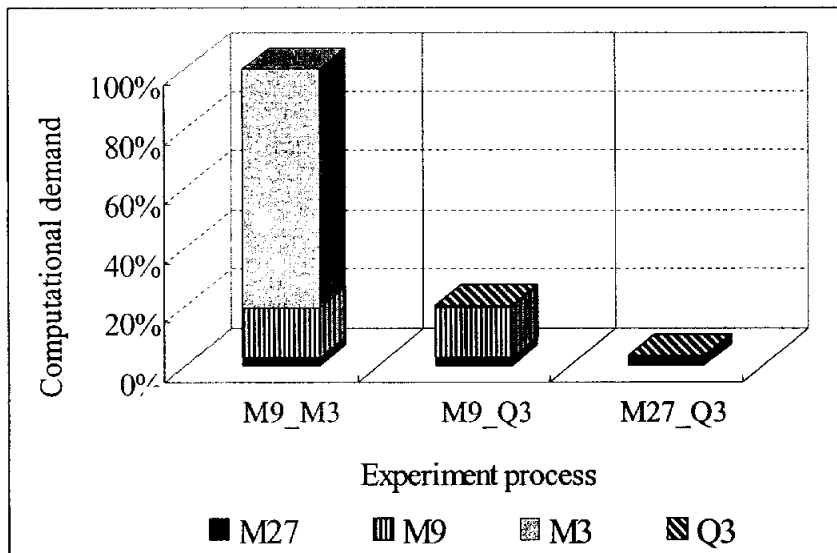
이 시스템의 중앙처리장치는 AMD 계열의 CPU로 MP2000+이고, 보조 기억장치는 1 Gbyte DDR램을 사용하였고, 각 node를 하나의 완성된 머신으로 인식시키기 위해 NFS, NIS와 같은 공유 환경 라이브러리를 사용하며, 기본 100Mbps LAN 네트워크 연결과 병렬형 수치 연산시 사용되는 초고속 광통신 SAN 네트워크를 통해 하드웨어적인 구성을 최적화 하였다.

Boot시 hardless라는 새로운 하드웨어 설정방식을 통해 불필요한 하드디스크를 제거하였다. 또한 이전까지의 병렬화와는 달리 1990년 중반이후 병렬형 컴퓨터의 메시지 전송에 대한 표준 인터페이스인 MPI (Message Passing Interface: Pacheco et al, 1997)를 사용하여 중규모 기상모델의 안정적인 병렬화 기반을 마련하였다.

그리고 중규모 모델의 수행과 진단모델 수행 시 필요한 방대한 량의 초기자료와 결과를 저장하기 위한 DISK raid방식의 총 13 TB 자료 저장 공간을 연결하여 자료를 공유하며 접근 할 수 있도록 하였다. 또한, 정량적 강수예측 과정 중 진단방정식 계산코드의 병렬화를 통해 운동학적 모

델과 진단적 모델의 수행시 소요되는 시간의 객관적인 비교가 가능하도록 하였다.

강수를 계산하는데 소요된 총 적분 시간을 단계별로 도식화하였다 (Fig. 31). 그림에서 보는 바와 같이, 역학 모형에서 두 단계의 다운 스케일링을 거쳐 3 km까지 모의(M9_M3)하는데 걸린 총 적분시간이 7시간 40분(12분+77분+371분)정도 인데 반해, M9_Q3의 실험은 1시간 32분(12분+77분+3분), M27_Q3의 실험은 15분(12분+3분) 정도 소요되는 것으로 나타났다. 따라서 본 실험에서의 강수 진단 모형을 사용할 경우, 역학 모형만을 사용하여 3km까지 모의하는 경우보다 최대 97% 정도까지 시간을 절약할 수 있는 것으로 나타났다. 그러므로 각 실험에서의 정량적인 강수 모의 결과가 비슷할 경우, 강수 진단 모형이 계산 효율성에 있어 매우 뛰어난 것을 알 수 있다.



	M27	M9	M3	Q3	total required time
M9_M3	12 min. (2.61 %)	77 min. (16.74 %)	371 min. (80.65 %)		460 min. (100 %)
M9_Q3	12 min (2.61 %)	77 min. (16.74 %)		3 min. (0.65 %)	92 min. (20 %)
M27_Q3	12 min. (2.61 %)			3 min. (0.65 %)	15 min. (3.26 %)

Fig. 31. The comparison of Integration time. It each takes 460 minutes, 92 minutes and 15 minutes to calculate rainfall in the 'M9_M3', 'M9_Q3', and 'M27_Q3' experiments. If we can calculate the rainfall by using QPM, it will save us approximately a percentage of 97 for the total required time.

4. 결론 및 고찰

본 연구에서는 짧은 시간 내에 빠르게 발생하거나 매우 국지적으로 발생하는 강수 등에 대비할 수 있는 정량적 강수 예측을 위한 실험을 수행하였다. 이와 같은 단기 강수 예측에 있어서는 강수 예측의 정확성 못지않게 신속한 강수 예측 능력 또한 중요하다.

따라서 본 연구에서는 언제, 어디에, 얼마나 많은 강수가 내릴지에 대한 예측 실험에 초점을 두어, 몇 차례의 강수가 있었던 사례를 선정하여 강수량 진단 모형이 관측된 강수량의 값 및 분포를 어느 정도 잘 표현하는지 등에 대한 모의 능력을 실험, 평가하였다. 한편, 미세 격자 규모의 강수량에 관한 정보를 제공하기 위해 소요되는 적분 시간을 역학 모형에서 소요된 적분 시간과 비교함으로써 강수를 모의하는데 있어서의 계산 효율성도 함께 실험하였다.

결과적으로 강수 진단 모형이 역학 모형 못지않게 관측과 비교적 유사한 결과를 보였다.

첫째, 48시간 동안의 총 누적 강수량 분포에서는 강수 진단 모형에서 모의한 강수량 분포 패턴이 3 km 역학 모형의 결과에 못지않게 관측과 유사하게 모의되었다.

둘째, 강수 진단 모형에서 상세 지형 효과로 인해 비교적 많은 지역에 강수를 만들어 내는 경향이 있으나, threshold 0.5 mm 이상에서는 강수 진단 모형의 경우 3 km 역학 모형 및 관측과 매우 유사한 강수 면적을 나타냈다.

셋째, 3시간 간격의 최고 강수량 비교에서는 3 km 역학 모형 및 강수 진단 모형에서 다소 관측에 비해 강수량을 적게 모의하는 경향이 있었으며, 강수 진단 모형의 초기장에 따른 최고 강수량 모의 결과에는 큰 차이

가 없는 것으로 나타났다.

결론적으로 강수 진단 모형을 관측 및 역학 모형과 비교했을 때, 매우 유사한 강수 모의 결과를 나타내어, 강수 진단 모형의 강수 모의 능력을 어느 정도 확인할 수 있었다. 또한 강수 모의 결과의 정확성과 함께, 강수 진단 모형의 경우 역학 모형에 비해서 강수를 예측하는데 소요되는 시간을 80% 이상 절약할 수 있으므로, 단기 강수 예측에 있어 매우 유용할 것이다.

현재의 강수 진단 모형인 QPM의 경우 역학 모형의 예보장을 초기장으로 입력 받아, QPM 영역으로 내삽한 후, 지형에 따른 연직 상승류를 계산하여 강수량을 산출한다. 즉 QPM을 이용하여 강수량을 모의하는데 있어 고해상도 지형 효과를 반영한 바람장이 매우 중요하다. 그러나 현재 QPM 내에 입력되는 바람장은 단순히 역학 모형의 바람장을 단순 내삽하여 사용하므로 복잡한 지형적 효과를 충분히 고려하는데 한계가 있다. 따라서 QPM에 입력되는 바람장을 단순 내삽이 아닌 복잡한 지형을 고려한 3차원의 진단적 바람장 계산을 통하여 전처리 하고, 이를 QPM에 적용함으로써 향후 정량적 강수 예측 능력의 향상 가능성에 대한 실험이 필요할 것이다.

참고문헌

- 김대원, 이부용, 2002: 우량계 개발과 측정 오차. 한국환경과학회지, 11(10), 1055-1060.
- 전병호, 심명필, 2002: 2002년 홍수피해의 종합보고서. 한국수자원학회, pp. 20.
- 신도식, 박윤희, 김병남, 허철운, 2002: 저기압에 동반된 강수유형과 선행조건. 한국기상학회보, 12(3), 252-253.
- 우덕모, 2002: 전도형 우량계의 강우강도별 특성. 한국기상학회지, 38(5), 479-491
- 이부용, 1999: 측정 분해능이 0.1 mm인 우량계의 개발에 관한 연구. 한국환경과학회지, 8(4), 419-422.
- Ahn, J. B., C. K. Park and E. S. Im, 2002: Reproduction of regional scale surface air temperature by estimating systematic bias of mesoscale numerical model. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **38**, 69-80.
- Allwind, K. J. and C. D. Whiteman, 1985: MELSAR: A mesoscale air quality model for complex terrain: Volume 1--Overview, technical description and user's guide. Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington.
- Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 396-409.
- Bell, R. S., 1978: The forecasting of orographically enhanced rainfall accumulations using 10-level model data. *Meteor. Mag.*, **107**, 113-124.
- Briggs, G. A., 1979: Analytic Modeling of drainage flows, Draft

- document, Atmospheric Turbulence and Diffusion Laboratory, NOAA.
- Bright, D. R. and S. L. Mullen, 2002: Short-range ensemble forecasts of precipitation during the southwest monsoon. *Wea. Forecasting*, **17**, 1080–1100.
- Colle, B. A., C. F. Mass and K. J. Westrick, 2000: MM5 precipitation verification over the pacific northwest during the 1997–99 cool seasons. *Wea. Forecasting*, **15**, 730–744.
- Collier, C. G., 1975: A representation of the effects of topography on surface rainfall within moving baroclinic disturbances. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **101**, 407–422.
- Douglas, S. and R. Kessler, 1988: User's guide to the diagnostic wind field model (Version 1.0). Systems Applications, Inc., San Rafael, CA. 48 pp.
- Gallus, W. A., 2002: Impact of verification grid-box size on warm-season QPF skill measures. *Wea. Forecasting*, **17**, 1296–1302.
- Godden, D. and F. Lurmann, 1983: Development of the PLMSTAR model and its application to ozone episode conditions in the South Coast Air Basin. Environmental Research and Technology, Inc, Westlake Village, CA.
- Goodin, W. R., G. J. McRae and J. H. Seinfeld, 1980: An objective analysis technique for constructing three-dimensional urban scale wind fields. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 98–108.
- Horst, T. W. and J. C. Doran, 1986: Nocturnal drainage flow on

- simple slopes. *Bound. Layer Meteor.*, **34**, 263–286.
- Joseph, S. S, F. R. Robe, M. E. Fernau, R. J. Yamartino, 2000: A user's guide for the CALMET meteorological model. Earth Tech, Inc. 196 Baker Avenue Concord, MA 01742., 1–5 pp.
- Kessler, E., 1996: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteorol. Monographs*, **10**, Am. *Meteorol. Soc.*, 84 pp.
- Liu, M. K. and M. A. Yocke, 1980: Siting of wind turbine generators in complex terrain. *J. Energy*, **4**, 10:16.
- Mahrt, L., 1982: Momentum balance of gravity flows. *J. of Atmos. Sci.*, **39**, 2701–2711.
- Mao, Q., S. F. Mueller and H. H. Juang, 2000: Quantitative precipitation forecasting for Tennessee and Cumberland river watersheds using the NCEP regional spectral model. *Wea. Forecasting*, **15**, 29–45.
- McBride, J. L., E. E. Ebert, 2000: verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia. *Wea. Forecasting*, **15**, 103–221.
- Mesinger, F., 1996: Improvements in quantitative precipitation forecasts with the eta regional model at the national centers for environmental prediction: The 48–km Upgrads. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2637–2649.
- Misumi, R., V. A. Bell and R. J. Moore, 2001: River flow forecasting using a rainfall disaggregation model incorporating small–scale

- topographic effects. *Meteor. Appl.*, **8**, 297–305.
- Ogura, Y. & Takahashi, T., 1971: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 895–911.
- O'Brien, J. J., 1970: A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1213–1215.
- Pacheco, P., 1997: *Parallel Programming with MPI*. San Francisco, CA: Morgan Kaufmann.
- Scire, J. S. and F. R. Robe, 1997: Fine-scale application of the CALMET meteorological model to a complex terrain site. Paper 97-A1313, AWMA 90th Annual Meeting & Exhibition, June 8–13, Toronto, Ontario, Canada.
- Sinclair, M. R., 1994: A diagnostic model for estimating orographic precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 1163–1175.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press. pp. 233–283.

감사의 글

막연한 기대감만으로 시작한 2년간의 대학원 생활이 어느덧 종지부를 향해 달려가고 있습니다. 새로이 시작할 미래를 위하여 그리 짧지만은 않았던 지난 2년간의 시간을 정리하고자 합니다. 무엇보다도 지도 교수님을 비롯하여 논문이 완성되기까지 물심양면으로 도움을 주신 많은 분들께 깊은 감사를 드립니다.

우리 학교로 부임하신 첫 해, 불모지나 다름없는 연구실에서 시작하여 지금은 어느 곳에도 뒤쳐지지 않는 훌륭한 연구실과 연구 환경을 만들어 주신 오재호 교수님께 무엇보다도 감사하다는 말씀을 전하고 싶습니다. 교수님께서 가족들과도 떨어져 머나먼 타지에서 정말 많은 고생을 하심을 아둔한 저희들은 이제 서야 비로소 깨닫게 되었습니다. 때로는 교수님의 호된 질책과 꾸짖음에 좌절하기도 했었지만, 시간이 흐른 지금 그것이 저의 삶에 있어 크나 큰 초석이 되고 있음을 깨닫습니다. 이제 서야 교수님의 가르침이 무엇이었는데를 몸소 느끼고 있습니다. 그리고 바쁘신 와중에도 논문 심사를 비롯하여 많은 조언과 가르침을 주신 정형빈 교수님과 한영호 교수님께도 진심으로 감사드립니다. 또한 좋은 논문을 쓸 수 있도록 많은 관심과 격려를 보내 주신 이동인 교수님, 변희룡 교수님, 옥곤 교수님, 권병혁 교수님께도 깊이 감사드립니다. 지금은 타과에 계시지만 학부 때부터 많은 가르침을 주신 김영섭 교수님께도 진심으로 감사드립니다. 교수님들의 학문에 대한 열정과 사랑은 저에게 있어 많은 귀감이 되었습니다.

제가 여기에 이르기까지는 지구기후시스템모델링 연구실원들이 있었기에 가능한 일이었습니다. 이 글을 통해 비로소 실험실 선배님들과 후배들에게도 감사의 말씀을 전합니다. 항상 많은 가르침을 주고자 노력하시는

태국이 선배님께 고마움을 전합니다. 실험실에 대해 보여주신 선배님의 크나 큰 열정의 의미를 비로소 깨닫고 있습니다. 그리고 힘든 타교에서의 박사과정을 시작한 태훈이 선배님께도 진심으로 고마움을 전합니다. 그리고 실험실에서의 가교 역할을 훌륭히 해내고 저에게도 많은 의지가 되는 한세 선배와 경민 선배에게도 진심으로 감사의 말씀을 전합니다. 지금은 함께 할 수 없지만 실험실 초년생으로서의 힘든 생활을 함께 한 정훈 선배와 민호선배, 보영이 언니, 정희와 항상 곁에서 같이 고심하며 많은 도움을 주는 영미에게도 고맙다는 말과 함께 좋은 결실이 있기를 바랍니다. 또한 여러 모로 부족한 선배를 조용히 잘 따라와 주고, 때로는 많은 도움을 주고 있는 진영이, 수민이, 은주, 다연이와 상성이 상훈이, 실험실의 막내로서 나름대로 많은 보탬이 되고 있는 인경이, 인아, 재영이에게도 깊은 감사의 뜻을 전하며, 앞으로 작은 힘이나마 보탬이 될 수 있도록 노력하겠습니다. 그리고 짧은 시간이었지만 실험실 후배로서 저를 잘 따라준 미란이와 새롬이에게도 감사의 말씀을 전하며 바라는 바대로 좋은 결실이 있기를 바랍니다.

바쁜 일과 때문에 소홀해지기도 하지만 변함없이 어릴 때부터 저와 함께 하는 숙진이, 미자, 지혜, 혜진이, 그리고 멀리서나마 따뜻한 위로와 격려를 아낌없이 보내주는 지현이, 애린이, 정임이, 선정이, 성훈이 에게도 감사의 뜻을 전합니다.

마지막으로 항상 저를 믿고 든든한 버팀목이 되어 주시면서도 철부지 딸 때문에 늘 마음고생 하시는 세상에서 가장 사랑하는 아버지와 어머니, 이제는 가장 좋은 인생의 친구인 동생에게도 마음 속 깊이 진심으로 감사드립니다. 언제나 참고 지켜봐 주시는 아버지, 어머니께 남부끄럽지 않은 떳떳한 딸이 되도록 노력하겠습니다.