

한반도 중부 지방의 지형성 강수 분석과 수치 시뮬레이션 연구

서경환 · 이동규

서울대학교 대기과학과
(1996년 6월 1일 접수)

Analysis and Simulation of Orographic Rain in the Middle Part of the Korean Peninsula

Kyong-Hwan Seo and Dong-Kyou Lee

Department of Atmospheric Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea
(Manuscript received 1 June 1996)

Abstract

Topographically enhanced rainfall was examined through the analysis of the cases in which the westerlies were dominant during the passage of cyclones or fronts in the Youngseo district, and for the heavy rainfall cases in which the 24h-accumulated rainfall amount was above 100mm in the Youngdong district. Numerical experiments by using the ARPS (Advanced Regional Prediction System) model were performed to evaluate the precipitation distribution associated with topography in the Youngseo district. Experiments were performed with various wind direction, wind speed, the terrain height, and inclusion of surface physical processes to evaluate relative importance of the factors which cause the orographically induced heavy rainfall in Youngdong district.

In the 12 rainfall cases which are associated with passage of cyclones or fronts in the Youngseo district, the area-averaged rainfall amount in the upstream side of the Taebaek mountains is 7.8mm larger than that in the downstream side. The total rainfall amount averaged at all stations for the 12 heavy rainfall cases occurred in the Youngdong district is about 120mm, which is 6 times larger than that in the Youngseo district. It indicates locality of rainfall distribution due to topographical distribution. Especially, the averaged rainfall rate at Taegwallyong is 4.4mm/h, which means that the forced lifting in the upslope side plays a role to increase rainfall.

In the numerical experiment for rainfall enhancement in the Youngseo district, rainfall enhancement in the upstream side associated with passage of cyclones may be explained by the process that the raindrops fallen from the upper level clouds coalesce into the droplets in the low-level stratiform clouds condensed by the air which is lifted up along the mountain slope.

In the experiment of heavy rainfall in the Youngdong district, the simulation with northeasterly wind below about 5km height produces the maximum rainfall amount at Taegwallyong, corresponding to the observed rainfall. The rainfall amount which is resulted from the simulation with the terrain height halved is smaller than that with the wind speed halved. The experiment with the surface physical processes produces twice larger rainfall than without the processes. The surface friction, heat flux and moisture flux play an important role in producing the rainfall rate corresponded to the observed rainfall rate of 20 mm/h or higher.

1. 서론

대기의 여러 현상 중에서 강수 과정에 대해
선 끊임없이 연구되어 오고 있으나 정확한 강

수 예측은 아직도 어려운 실정이다. 특히 한반
도는 삼면이 해양으로 구성되어 있고 복잡한
지형을 가지기 때문에 지형에 의해 유도되는
국지적 대기 순환과 강수의 특징은 더욱 복잡

하며 저기압, 태풍, 뇌우, 장마전선 등의 강수를 동반하는 중관 규모 요란, 그리고 중규모 대류계는 지형의 영향을 많이 받는다. 따라서 지역의 강수 특징을 보다 더 정확히 이해하기 위해서는 지형에 의한 외적 강제력의 영향을 보다 자세히 파악할 필요가 있다.

한반도에서의 지형성 강수의 형태를 크게 대류성 강수와 비대류성 강수로 나눌 수 있을 것이다. 대류성 강수는 여름철 일사에 의한 강하지면 가열에 의해 수시간 정도 발달하여 소멸하는 기단성 뇌우, 해양의 온난 습윤 공기가 태백산맥의 동쪽 사면으로 들어오면서 동해안 지역에 내리는 호우, 겨울철 시베리아 대륙의 한랭 건조한 공기가 해양위를 지나면서 열과 수분 속이 변질되어 중관 대기가 불안정해져 발생하는 동해안이나 서해안 지역의 폭설들을 들 수 있다. 한편, 비대류에 의한 지형성 강수의 경우는 상대적으로 넓은 수평 규모의 대기계가 지형에 의한 상승에 의해 층운이 형성되는 것으로서 강수 강도는 약한 것이 특징이며 저기압계의 통과시 형성될 수 있으나 추정하기가 어렵다.

구름 및 강수 발달에 미치는 중규모 지형의 영향에 대한 연구는 관측을 통한 분석과 간단화된 2차원 모델을 사용하여 풍상측의 강수 증가 사실을 밝히고 지형의 수평적 분포와 높이, 바람의 연직 구조, 중관 상태 등에 따른 강수 강도의 분포를 규명하는 것들이 있다. Browning *et al.*(1974)은 겨울철 저기압의 통과와 관계하여 영국의 남 웨일즈 언덕 주변의 강수 분포에 대한 연구를 통하여 대규모 상승 운동에 의해 형성된 상층 구름으로부터의 강수가 하층 지형에 의해 생긴 구름의 입자를 포획하여 언덕의 풍상측에서 강수의 증가가 발생한다는 Bergeron의 씨 구름-포획 구름(Seeder cloud-feeder cloud) 이론(1965)을 뒷받침하였다. 레이다와 강우 기록계로부터 3차원 관측치를 이용한 분석은 남 웨일즈의 낮은 언덕위 하층 1.5 km내에서 80%의 강수 증가가 일어나고 2 km 이하 층의 바람이 강하고 상대습도가 높을수록 강수의 증가가 있다는 사실을 밝

혔다(Hill *et al.*, 1981).

Carruther and Choularton(1983)은 2차원의 단순화된 모델을 통해 대기의 열역학 구조 및 강수 입자의 종류의 효과를 첨가하여 지형의 수평 규모에 따른 강수의 분포와 강수 증가율을 연구하였으며, 그 밖에 Bergeron의 이론을 이용한 수치 모델은 하층의 풍속, 풍향과 습도, 연직 쉬어, 대기 안정도, 산의 크기와 경사에 따른 강수의 분포를 파악하고자 하였다(Passarelli and Boehme, 1983, Richard *et al.*, 1987, Robichaud and Austin, 1988).

한편, 여름 몬순 동안에 아라비아해 동쪽에 있는 Ghat산맥에 의하여 유발되는 깊은 대류에 대한 연구(Grossman and Durran, 1984))는 육지 앞바다의 최대 강수 분포는 산맥에 의한 기류의 저지(Blocking)현상에 기인한 것으로 분석되었고, Ogura and Yoshizaki(1988)는 2차원 구름 모델을 통하여 연직 바람 쉬어와 해양으로부터의 열 속과 수분 속을 고려하였을 때 산맥의 앞바다에서 발생하는 강한 대류를 잘 모의할 수 있음을 보여주었다.

최근 들어 국내에서도 한반도의 복잡한 지형에 의해 유도되는 강수 현상에 대한 연구가 수치 실험을 중심으로 이루어졌다. 현종훈(1990)은 제주도에서 하층 850hPa의 바람이 남풍 계열인 강수 사례에 대한 수치 실험에서 한라산의 북동쪽 사면에서 강수가 최대로 나타나는 결과를 얻었고, 홍성유(1993)는 1987년 7월 22일 한반도 충청지방에 일 강수량 500 mm 이상의 호우에 대한 수치 실험에서 전반적인 대류 세포의 진화 형태는 지형과 무관하지만 대류 세포의 발달, 소멸과 관련된 중규모 순환은 지형에 의하여 조직화됨을 보였다. 또한, 임은하와 이태영(1994)은 2차원 중규모 모델을 이용하여 대기의 조건부 불안정이 강하고 중·하층의 바람이 약하며 지표의 가열이 있으면 지형에 의해 대류성 구름과 강수가 깊게 발달한다는 결과를 얻었다.

그러나 한반도의 지형이 강수 분포, 강수 강

도, 강수 지속성에 미치는 영향을 체계적으로 연구한 적은 없는 것 같다. 호우의 경우에서도 주로 저기압이나 장마전선에 의해 형성된 것을 중심으로 이루어졌다. 지형의 영향에 직접적으로 관계되어 발달한 호우에 대한 연구는 겨울철 지형성 강설에 대한 여러 분석(서은경 1991, 송병현 1993)이 있었으나 여름철 지형성 호우 발생에 대해서는 김용수 등(1981)의 일반적인 중관장 형태의 분류를 제외하고는 연구가 미흡한 실정이다. 따라서 한반도의 지형이 전선 및 저기압과 관련하여 강수의 공간 분포와 강수율에 미치는 영향을 파악하고 지형의 국지적 호우에 작용하는 역할에 대한 이해가 필요하게 된다.

본 연구에서는 한반도의 중부 지방에서 지형에 의한 강수 현상과 수치 시뮬레이션을 통하여 지형성 강수를 분석하고자 한다. 이를 위하여 지형의 분포 특성이 보다 효율적으로 반영되리라 판단되는 봄철의 강수일들을 선정하여 한반도 중부 지방을 통과한 전선이나 저기압과 관련된 지형성 강수의 형태를 파악하고, 산악 지대에서의 지형성 강수의 발달 기구를 알아보려 한다. 또, 영동 지방에서 24시간 강수량이 100 mm 이상의 호우 사례를 분석하여 호우의 발생 원인과 지형의 영향을 살펴보고자 한다.

2. 방법

한반도는 국토의 70% 이상이 복잡한 산지 형태로 되어 있다. 동해안을 따라 뻗어 있는 태백산맥을 포함하는 중부 지방에서 강수의 지형의 효과를 분석하고자 한다. Fig. 1a는 한반도의 지형으로 중부 지방의 동쪽은 해발 고도가 1,000 m를 넘는 태백산맥이 남북으로 뻗어 있다. 지형에 따른 강수의 분포 형태를 파악하기 위하여 태백산맥의 서쪽 상승 경사면과 그 동쪽 해안 지역을 포함하는 위도 범위 36.5~38.5°N, 경도 범위 127~129.5°E를 관측 자료의 분석 영역으로 정하고 그 영역을

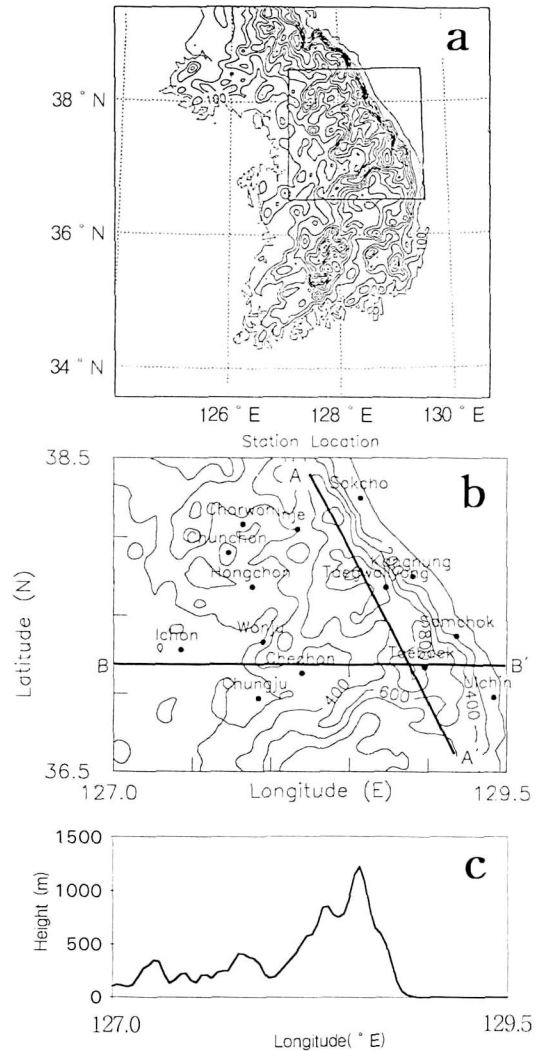


Fig. 1. (a) Topography of the Korean peninsula. (b) The location of surface observation stations and terrain height (200 m intervals). Line A-A' represents the maximum terrain height. (c) The cross-sectional terrain height along line B-B' at 37.2°N in (b).

표시하였다. 이 영역에 포함되는 관측소와 측후소는 모두 14개로 그 지명과 위치를 Fig. 1b에 나타내었다. Fig. 1c는 위도 37.2°N를 따른 지형의 단면도(Fig. 1b의 BB')로 지형의 수평규모는 약 200 km이다.

영서 지방의 지형이 강수에 미치는 영향을 분석하기 위하여 1980년에서 1992년 사이에

한반도를 통과하는 저기압의 이동 경로가 대체로 위도선과 평행한 경우가 많은 봄철에 저기압이나 전선이 중부 지방에 영향을 주며 통과하여 분석 영역안의 14개 관측소에서 대부분 강수가 있고, 저기압 지속 시간 중 풍상측 8개 관측소 중 과반수의 관측소에서 서풍 계열에 속하는, 즉 180° 에서 360° 의 풍향이 관측되는 12사례를 선정하였다. 이 14개의 지상 관측소를 태백산맥 정상의 서쪽 8개 지점(인천, 충주, 제천, 원주, 홍천, 춘천, 철원, 인제)과 태백산맥 동쪽 6개 지점(강릉, 속초, 대관령, 삼척, 태백, 울진)으로 나누어 강수량, 강수 지속 시간, 강수율을 구하였고 각 관측소에서 모든 사례에 대하여 평균한 강수의 분포 특징을 살펴 보았다. 태백산맥의 서쪽 관측소를 풍상측, 동쪽 관측소를 풍하측으로 한다(Fig. 1b의 AA').

영동 지방의 지형성 호우를 분석하기 위하여 1980년에서 1989년까지 10년동안 전국적 호우를 제외하고 영동 지방에서 이상의 강수가 있는 사례를 선정하여 강수의 분포 특징을 살펴 보았다. 각 사례에 대하여 시간 강수량 자료가 있는 관측소가 다르기 때문에 앞의 방법과 같이 태백산맥을 기준(Fig. 1b의 AA')으로 풍상측의 영동 지방 관측소와 풍하측의 영서 지방 관측소에 대하여 영역 평균을 구하여 비교하는 것이 편리하다.

분석 시간은 14개 관측소 중 어느 한 지점에서 0.5 mm 이상의 강수가 시작하는 시각에서 모든 관측소에서 0.5 mm 이하의 강수가 내린 시각까지로 정하였다. 그리고 지상풍을 평균한 합성풍(Resultant wind)과 바람의 지속성(Persistence)의 분포를 통하여 산맥과 바람의 관련성을 파악하였다.

영서 지방에서의 지형성 구름의 형성과 이에 따른 강수의 증가 요인에 대한 관측 자료의 분석결과를 보완하고 그 타당성을 검증하기 위하여 대표적인 사례에 대하여 오산에서 관측된 기온과 수분의 연직 구조와 바람 자료를 이용하여 수치 실험을 행하였다.

영동 지방 호우에 대하여 12사례 중 대기의

불안정도가 가장 큰 1982년 8월 사례에 대하여 포항의 기온과 수분의 연직 분포를 초기 자료로 하여 풍향, 풍속, 지형의 높이를 변화시키거나 지표 물리 과정을 고려한 수치 실험을 구성하여 강수의 분포를 살펴보았다.

3. 영서 지방 지형성 강수

1980년에서 1992년 13년 동안 봄철에 영서 지방에서의 풍향이 서풍 계열인 12개 저기압 사례에 대하여 분석하였다. 각 저기압 통과 시작한 14개 관측소 중 어느 한 지점에서 0.1 mm 이상의 강수가 기록되는 시각으로 하였고, 저기압 통과 끝은 14개 관측소 모두 0.1 mm 미만의 강수가 내린 시각으로 하여 저기압 통과 기간(Cyclone duration)을 정하였다. 풍상측과 풍하측의 강수량 차이를 알기 위하여 산정으로부터 서쪽에 위치한 풍상측 8개의 관측소와 동쪽에 위치한 6개의 관측소에 대하여 각각 영역 평균한 강수량(Area-averaged total rainfall)을 구하였다. 실제로 강수가 있을 때의 강수 강도를 파악하기 위해, 각 저기압 사례에 대해 각 관측소에서의 전체 강수량을 실제로 강수가 내린 시간으로 나눈 다음 모든 관측소에 대해 평균하여 구한 영역 평균 강수율(Rainfall rate)을 구하였다. 강수의 지속 정도를 파악하기 위하여 각 관측소에서 강수가 실제로 있는 시간인 강수 지속 시간(Duration of rainfall)을 저기압 지속 시간으로 나눈 값인 강수 지속 시간 부분비(Fractional duration of rainfall)를 정의하였다. Table 1은 이들 값을 나타낸 것이다.

3.1 강수의 분포 특징

Table 1에 의하면 영서 지방에서의 평균 강수량은 영동 지방보다 2개의 저기압 사례, 1981년 5월, 1990년 3월 사례, 를 제외하고 더 크게 나타나고, 모든 사례에 대하여 평균한 강수량은 영서 지방(19.2 mm)이 영동 지방

Table 1. Area-averaged rainfalls in the upstream (upper line) and downstream (lower line) regions for the 12 cyclones.

Date and Time (LST)	Cyclone duration (h)	Area-averaged cyclone total rainfall (mm)	Duration of rainfall (h)	Rainfall rate (mm/h)	Fractional duration of rainfall (%)
12 May 0500-13 May 0800	28	21.0	20.5	1.02	73
1980		7.1	14.2	0.50	51
30 May 1800-31 May 2000	27	19.9	8.7	2.30	32
1981		25.4	15.2	1.67	56
6 May 0200- 6 May 0500	19	23.3	14.5	1.60	76
1982		5.6	9.8	0.60	52
3 Apr 1400- 3 Apr 2400	11	8.1	6.0	1.34	55
1983		0.5	2.4	0.22	22
26 Apr 0400-26 Apr 1300	10	14.2	6.5	2.18	65
1985		2.7	4.8	0.57	48
9 Mar 1000-10 Mar 0300	18	11.1	6.7	1.66	37
1986		4.1	4.8	0.85	27
6 Apr 1200- 7 Apr 1200	25	15.0	20.9	0.72	84
1987		9.1	14.5	0.63	58
11 Apr 2400-12 Apr 1300	14	21.3	9.5	2.24	68
1988		7.3	7.5	0.97	54
11 Mar 0700-12 Mar 1500	33	28.0	16.8	1.67	51
1990		19.8	15.0	1.32	44
27 Mar 2200-29 Mar 2100	48	27.3	26.0	1.05	52
1990		42.7	29.3	1.45	61
7 Apr 0400- 8 Apr 0100	22	14.4	17.6	0.82	80
1990		2.4	9.8	0.24	45
18 Apr 0100-18 Apr 1500	15	24.5	9.5	2.58	63
1992		7.6	5.5	1.38	37
Average over all cyclones	22.5	19.0	13.6	1.60	61
		11.2	11.1	0.87	46

(11.2 mm)보다 7.8 mm 더 많았다. 모든 사례에 대하여 평균한 영역 평균 강수율은 영서 지방(1.60 mm/h)이 영동 지방(6.87 mm/h)보다 0.73 mm/h 더 크며, 1990년 3월의 경우를 제외한 모든 사례에서 영서 지방의 강수율이 영동 지방보다 크게 나타났다. 각 사례의 강수 지속 시간 부분비 역시 2사례를 제외하고 풍상측에서의 강수가 풍하측보다 더 오래 지속한다는 것을 알 수 있다. 모든 저기압 사례에 대하여 평균한 강수 지속 시간 부분비는 풍상측이 풍하측보다 15% 더 크게 나타난다(Table 1). 이와 같이 강수 강도와 강수 지속 시간 모두 풍상측의 강수율 증가의 원인이 됨을 알 수 있다.

각 사례에 대한 분석에서 강수는 지형을 따

라 분포하는 경우도 있는 반면 지형과의 관련이 적은 경우도 나타난다. 이러한 변동성은 각 저기압이 더 많은 강수를 초래하는 중규모 강수대를 가지고 있기 때문이다. 그러므로 각 사례에 대해 강수의 공간 분포는 산맥의 위치와 바로 관련하여 나타나는 지형적 특징과 공간적으로 변하는 비지형적 특징의 두 요소를 가지고 있는 것이다. 이러한 비지형적 현상은 연구 영역에 산재되어 분포되어 있기 때문에 시간과 공간에 대한 평균을 통해 어느정도 그 영향을 제거시킬 수 있다. 이러한 양상불 평균은 지형과 직접적으로 관련된 영향만을 적절히 반영시킬 수 있다.

Fig. 2a는 양상불 평균한 전체 강수량의 공간 분포로 최소값은 7 mm로 삼척에서 나타나

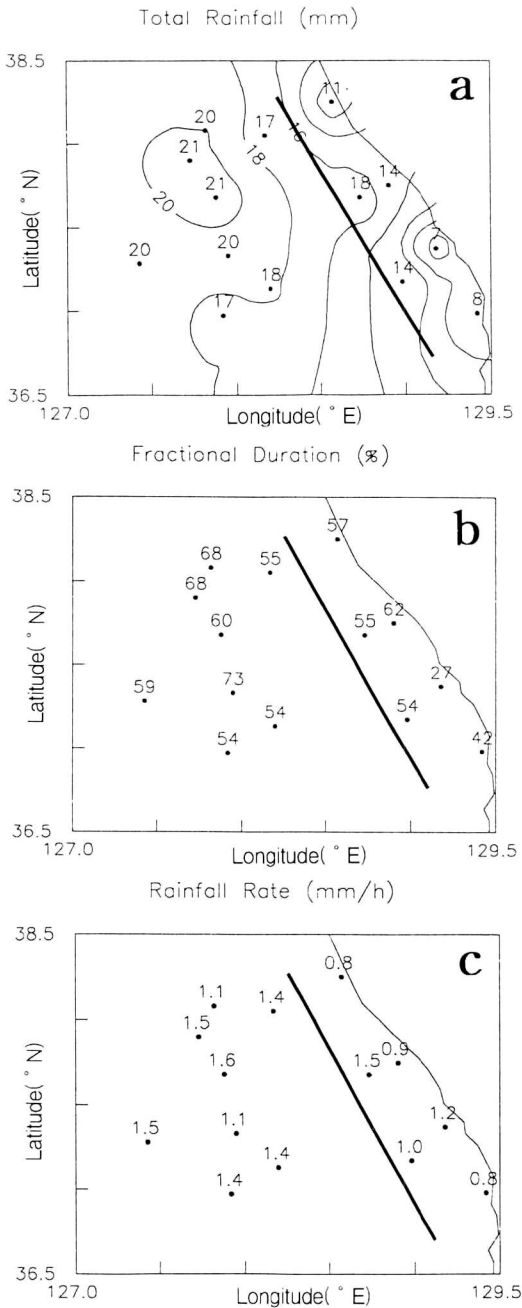


Fig. 2. Ensemble-averaged (a) rainfall amount (2 mm intervals), (b) fractional duration of rainfall in percent and (c) rainfall rate (mm/h). The line indicates approximate position of peaks of the Taebak mountain.

고 최대값은 21 mm로 춘천과 홍천에서 나타나고 있다. 태백산맥의 서쪽 경사면이 동해안 지방보다 약 5~12 mm 더 많은 비가 내림을 알 수 있다. 각 관측소에서 모든 저기압 사례에 대해 평균한 앙상블 평균 강수 지속 시간 부분비의 분포를 Fig. 2b에 백분율 값으로 나타내었다. 풍상측에 위치한 원주에서 최대값 73%가 나타나고 풍하측에 있는 삼척에서 최소값인 27%를 기록하여 저기압 통과시간 동안의 강수 시간에 있어 산의 서쪽 사면에서 강수가 동해안 지방보다 오래 지속되었다. Fig. 2c는 앙상블 평균 강수율의 공간 분포로 산의 풍상측에서의 강수율이 풍하측에서보다 비교적 높은 경향을 보인다. 풍하측 관측소 강수량과 강수 지속 시간 부분비가 대관령 관측소에서 가장 크게 나타난 것은 그곳이 산정 근처 높은 고도에 위치하기 때문인 것으로 생각된다.

3.2 지형성 강수 형성 요인

앞의 분석을 통해 한반도 중부 지방의 지형이 강수 분포에 영향을 준다는 것을 알 수 있으며 특히 강수 강도와 강수 지속시간이 산의 경사부에서 더 많은 강수를 내리는 데 기여함을 제시한다. 지형에 의한 강수의 변화에 미치는 영향을 고려하기 전에 오산의 상층 자료를 이용하여 12개의 사례에 나타나는 열역학적 상태를 분석하면 쇼왈츠 안정지수(SSi)는 모두 양의 값이며 유효 대류 에너지(Convective available energy)도 나타나지 않는 안정한 연직 구조를 보인다. Fig. 3은 1987년 4월 사례로 12사례에 대하여 대표적인 기온과 이슬점 온도의 연직 구조를 나타낸다. 포화에 가까운 대기 상태는 하층 4 km 이하에 있다. 이러한 하층의 대기 안정도는 강제 상승에 의한 대규모 대류성 구름을 발생시키지 못한다.

연구에서의 지상 관측 자료의 분석을 통해 나타난 강수 분포의 변동은 Bergeron(1965)의 가설에 완전히 부합된다고 확신할 수 없지만 이 메커니즘은 관측의 여러 측면을 설명해 주고 있다.

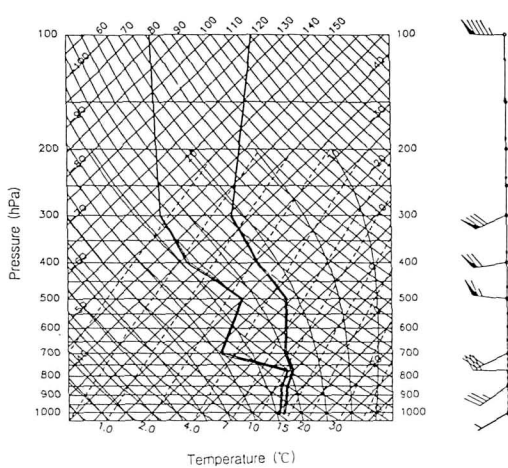


Fig. 3. Skew T-log P plot of vertical sounding at Osan for 1800 UTC 6 April 1987.

첫째, Fig. 2를 보면 한반도의 중부 지방에서의 강수량의 분포는 지형과 밀접하게 관련되어 나타나고 있다. 만약 강수 증가가 산의 높이보다 아주 높은 곳에서 일어난다면 강수 증가 지역 밖으로 이루어져 본 연구에서 나타난 강수 분포를 나타내지 못할 것이다. 즉, 산의 서쪽 경사면의 강수 증가는 주로 하층의 강수 증가에 기인한다고 볼 수 있다. 그러나 만일 깊은 대류가 산의 풍상측에서 일어난다면 풍상측의 강수 변이는 짧은 시간에 많은 비가 오는 현상과 관련될 것이다. 이러한 강제 상승에 의한 깊은 대류의 영향이 실제로 있는지를 알아보기 위해 산의 풍상측과 풍하측에 위치한 인접한 두 관측소에서의 시간 강수량에 대한 분포를 조사하였다. 12개 사례에 대하여 약 60 km 떨어져 있는 풍상측의 인제와 풍하측의 속초에서 1시간 강수량의 크기에 대한 누적-dot수 분포가 Fig. 4에 있다. 두 지역의 앙상블 평균 강수량은 각각 1.4 mm/h와 0.8 mm/h (Fig. 2c)로 0.6 mm/h의 차이가 나며 시간 강수량이 2 mm 이하인 것이 가장 많고 4 mm보다 많은 강수량은 빈도가 작다. 이것으로부터 대류와 관계된 소낙성 비는 내리지 않음을 알 수 있다.

둘째, 평균적으로 산의 풍상측에서의 강수를

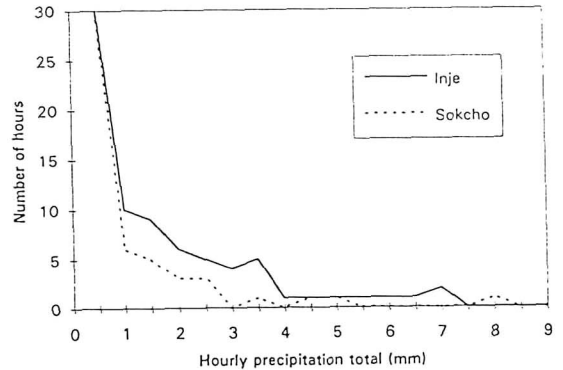


Fig. 4. Precipitation rate spectra for two proximal upslope and leeward stations.

증가 정도는 풍하측보다 0.7 mm/h 정도로 작은 값이지만 분석 영역안의 모든 관측소에서 모든 사례에 대하여 계산한 평균 앙상블 강수량이 1.25 mm/h인 것을 고려한다면 이 효과는 크다고 할 수 있다. Storebo(1975)와 Bader and Roach(1977)은 수치 모델을 사용하여 하층의 지형성 구름이 상층의 대규모 강수에 씻겨 증가되는 강수가 0.5 mm/h라는 결과를 얻었으며 본 연구에서의 지형에 의한 강수 증가율의 값은 이와 비슷하다.

따라서 한반도 중부 지방에서 저기압이나 전선이 서쪽에서 동쪽으로 통과하면서 서풍 계열이 지배적일 때 태백산맥의 풍상측이 풍하측에 비해 약 12% 더 비를 많이 내리는 것은 지형에 의하여 하층에서 지형성 구름이 생성한 것임을 알 수 있으며 그 때의 강수 증가율은 0.7 mm/h이라 할 수 있다. 강수 증가 기구는 Bergeron의 가설과 일치하지만 제한된 관측소의 수와 자료때문에 이것이 지형성 강수 증가의 유일한 메카니즘이라는 것을 의미하지는 않는다.

4. 영동 지방 지형성 호우

영동 지방에서는 북동풍 계열로 바람이 불어올 때 서풍 계열의 바람이 부는 경우보다 지형의 경사가 더욱 더 크고 습윤한 해양으로부터

의 수분의 공급에 의해 많은 비가 내리는 경우가 있다. 이러한 영동 지방 강수를 분석하기 위하여 1980년에서 1989년까지 10년 동안 24시간 누적 강수량이 100 mm 이상인 13사례를 선택하였다. 그 중 남해 해상을 통과하는 저기압의 영향으로 영동 지방에 호우를 일으킨 1984년 11월 18~19일 사례는 강수량과 바람 자료가 없으므로 분석의 대상에서 제외하였다. 이렇게 선정된 12개의 사례에 대하여 Table 1과 유사한 방법으로 Table 2를 작성하였다.

먼저, 12개 사례에 대하여 평균한 강수 시간은 54.8시간으로 2일 이상의 긴 지속 시간을 보이고 있다(Table 2). 영역 평균 강수량은 모든 사례에 있어서 풍상측이 풍하측보다 최소

53 mm, 최대 218 mm 많았다. 모든 사례에 대하여 평균하면 풍상측이 118.8 mm, 풍하측은 18.5 mm로 강수의 국지적 특성을 나타내고 있다. 영역 평균 강수율 역시 모든 경우에 있어 풍상측이 풍하측보다 2.05 mm/h 더 큰 값을 보이고 있다. 또한 풍상측의 영역 평균 강수 시간은 41.8 시간으로 영동 지방 어느 한 지점에서 강수가 시작되어 영동 지방의 모든 지점에서 강수가 끝나는 시간인 강수 지속 시간의 약 80%를 차지하여 지속적인 강수를 보였다. 이렇게 영동 지방의 호우는 태백산맥 서쪽지역과 뚜렷히 구별되어 국지적으로 나타나고, 3.06 mm/h의 강수율과 약 41.8 시간의 실제 강수 지속 시간은 풍상측의 전체 강수

Table 2. Area-averaged rainfalls in the upstream (upper line) and downstream (lower line) regions for heavy rainfall cases in the eastern part of the region.

Date and Time (LST)	Rainfall duration (h)	Area-averaged total rainfall (mm)	Duration of rainfall (h)	Rainfall rate (mm/h)	Fractional duration of rainfall (%)
23 JUL 1500-26 JUL 0500 1982	87	82.9 8.8	52.8 17.2	1.57 0.51	61 20
25 AUG 1500-27 AUG 2300 1982	57	221.0 62.0	54.2 39.7	4.08 1.56	95 70
20 AUG 0100-22 AUG 0500 1984	53	123.9 15.0	33.2 12.0	3.73 1.25	63 23
12 JUN 1600-14 JUN 1400 1985	47	63.3 1.1	38.2 2.8	1.66 0.39	81 06
31 AUG 0300- 1 SEP 0100 1985	23	90.7 3.5	16.8 7.5	5.39 0.46	73 33
20 AUG 1000-22 AUG 1000 1986	49	119.3 25.0	37.0 9.4	3.22 2.65	76 19
20 SEP 0300-21 SEP 2000 1986	42	121.8 68.5	36.7 33.7	3.31 2.03	88 80
10 OCT 1600-11 OCT 2200 1986	31	115.0 20.4	28.3 11.3	4.06 1.81	91 36
23 JUN 1100-24 JUN 2100 1988	35	64.5 0	32.7 0.1	1.97 0.02	93 0
25 JUL 0600-28 JUL 1400 1988	81	76.7 4.9	58.2 9.4	1.32 0.52	72 12
24 SEP 1300-29 SEP 0500 1988	113	230.5 12.1	79.5 17.6	2.90 0.69	70 16
2 AUG 1500- 4 AUG 0300 1989	40	116.4 0.9	33.7 3.9	3.46 0.22	84 10
Average over all cases	54.8	118.8 18.5	41.8 13.7	3.06 1.01	79 27

랑에 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다 (Table 2).

Fig. 5a는 12개 사례에 대하여 각 관측소에서 평균한 총 강수량의 공간 분포로 최대 강수는 태백산맥의 동쪽 경사면에 위치한 대관령에서 208 mm를 기록하였다. 울진에서 상대적으로 작은 강수량이 나타나는 것은 이곳이 태백산맥의 고도가 낮아지는 지점이며 지형이 경도선과 평행하여 북동풍 계열의 바람에 의한 상승 운동이 효과적이지 않기 때문으로 보인다. 전체적으로 영동 지방과 영서 지방에서 강수량의 현저한 차이를 볼 수 있으며 강수는 태백산맥을 따라 그 동쪽에 남북으로 띠모양으로 분포하는 특징을 나타내고 있다. Fig. 5b는 각 관측소에서의 평균 강수 지속 부분비를 백분율로 나타낸 것으로 역시 대관령에서 최대의 값을 보이며 영동 지방에서의 강수가 영서 지방보다 약 40~60% 더 오래 지속함을 알 수 있다. 강수 지속 부분비 또한 태백산맥을 따라 일정하게 분포하여 강수의 형성에 있어 산맥이 큰 역할을 하고 있음을 알 수 있다. Fig. 5c는 실제 강수가 있는 동안의 강수율로 총 강수량의 분포와 비슷하고 영동 지방이 영서 지방보다 2배 이상의 강수율을 보이고 있다.

이렇게 대관령에서 나타나는 최대 강수량, 강수율과 산맥을 따른 강수량 분포를 통하여 잠재 불안정한 대기에서 북동풍 계열의 다습한 공기가 동해안 지방으로 이류될 때 지형에 의하여 생기는 강제 상승이 영동 지방의 호우를 형성하는 주요인이 되고 있음을 알 수 있다.

영동 지방에 호우를 형성시키는 주 요인으로 바람의 작용을 들 수 있다. 즉, 산맥으로 불어 들어가는 기류가 산맥과 이루는 각과 바람의 속도에 따라 강제 상승율이 달라지므로 강수량과 강수율을 변화시킨다. 각 사례 기간동안 평균적인 바람의 크기와 방향을 알아보기 위하여 합성풍(Resultant wind)을 아래의 식(Panofsky and Brier, 1968)을 사용하여 풍상측과 풍하측 지점에 대하여 영역 평균하여 구하였다(Table 3).

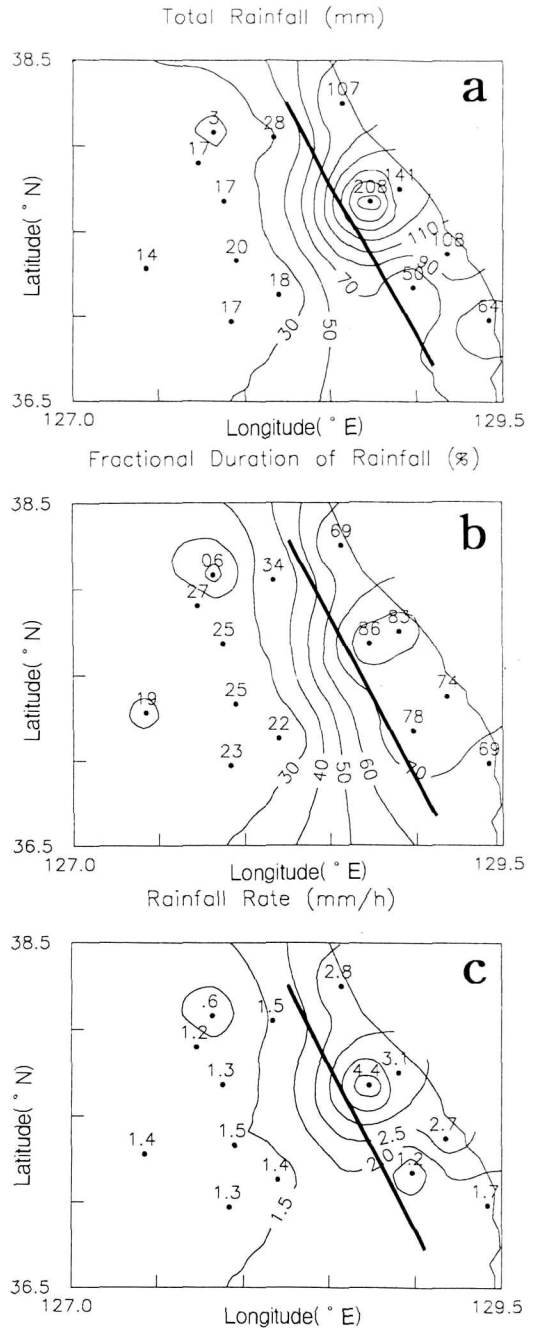


Fig. 5. Same as in Fig. 2 except for (a) contour intervals 20 mm, (b) contour intervals 10%, and (c) contour intervals 0.5 mm/h.

Table 3. Area-averaged resultant winds in the upstream (upper line) and downstream (lower line) regions for heavy rainfall cases in the eastern part of the region.

Date and Time (LST)	Area-averaged resultant wind speed (m/s)	Area-averaged resultant wind direction (degree)	Area-averaged wind persistence (%)
23 JUL 1500-26 JUL 0500	2.4	54.2	77
1982	1.3	42.1	63
25 AUG 1500-27 AUG 2300	2.7	29.3	72
1982	0.7	12.7	49
20 AUG 0100-22 AUG 0500	3.7	48.6	87
1984	0.9	15.0	51
12 JUN 1600-14 JUN 1400	2.5	47.6	72
1985	1.6	29.1	75
31 AUG 0300- 1 SEP 0100	3.5	36.7	81
1985	1.4	35.5	77
20 AUG 1000-22 AUG 1000	1.8	36.6	70
1986	0.3	1.3	33
20 SEP 0300-21 SEP 2000	2.6	27.9	79
1986	1.1	2.6	63
10 OCT 1600-11 OCT 2200	3.8	22.5	76
1986	1.2	10.3	63
23 JUN 1100-24 JUN 2100	2.6	27.9	79
1988	2.4	18.7	85
25 JUL 0600-28 JUL 1400	2.6	29.1	84
1988	2.1	21.5	90
24 SEP 1300-29 SEP 0500	2.5	26.5	72
1988	1.1	16.8	81
2 AUG 1500- 4 AUG 0300	3.1	36.3	84
1989	2.3	14.8	89
Average	2.7	33.6	76
over all cases	1.4	18.4	74

$$R_x = \frac{\Sigma W - \Sigma E + 0.707(\Sigma SW + \Sigma NW) - 0.707(\Sigma SE + \Sigma NE)}{N} \quad (1)$$

$$R_y = \frac{\Sigma S - \Sigma N + 0.707(\Sigma SW + \Sigma SE) - 0.707(\Sigma NE + \Sigma NW)}{N} \quad (2)$$

여기서 R_x 는 합성풍의 동서 방향 성분, R_y 는 남북 방향 성분을 나타내며 분모의 N 은 관측의 횟수를 의미한다. 또 W 와 E , SW 등은 각각 바람의 서풍 성분과 동풍 성분, 남서풍 성분 등을 나타낸다. Table 3에서 모든 사례에 대해 풍상측의 합성풍은 풍하측보다 최소 0.2 m/s에서 최대 2.8 m/s 더 크며 평균적으로 2 배 정도 큰 풍속을 보이고 있다. 그 때의 풍상

측에서의 합성풍의 풍향은 $23^\circ \sim 54^\circ$ 로 모두 북동풍 계열로 나타나고 있으며 풍하측에서는 풍향이 $1^\circ \sim 42^\circ$ 로 나타난다. 모든 사례에 대한 풍하측의 평균은 18.4° 로 풍상측의 33.6° 보다 북풍 성분이 증가하는 것은 지형에 의하여 기류가 북쪽으로 편향되기 때문인 것으로 해석된다. 한편 이러한 합성풍의 지속 정도를 알아보기 위하여 합성풍의 속도를 관측 바람의 평균 속도로 나눈 바람의 지속성(Persistence)을 계산하였다. 모든 사례에 있어 풍상측에서 70% 이상의 높은 값을 보이고 있어 영동 지방으로 북동풍 계열의 습한 바람이 지속적으로 유입됨을 알 수 있다.

5. 모델 및 실험 설계

5.1 모델

수치 모델은 CAPS(Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma)에서 개발한 3차원 비정역학 모델인 ARPS(Advanced Regional Prediction System, Xue *et al.*, 1995)를 사용하였다. 이 모델은 스톰 규모의 운동을 시뮬레이션하기에 적합하다. ARPS의 지배 방정식은 각각 속도 성분(u, v, w), 섭동 온도(θ'), 섭동 기압(p'), 수증기 혼합비(q_v), 구름물 혼합비(q_c), 빙물 혼합비(q_i), 구름 빙정 혼합비(q_r), 눈 혼합비(q_s), 우박 혼합비(q_h), 아격자 규모 난류 운동에너지(E)에 대한 예단 방정식들과 습윤공기에 대한 상태 방정식으로 구성되어 있다. 그 외에 지면 온도, 심토 온도(Deep soil temperature), 지면 수분량, 심토 수분량에 대한 예단 방정식도 포함되어 있다.

난류 혼합 과정은 난류 운동 에너지(TKE) 방정식을 이용하는 1.5차 마감법(Deardorff, 1972; Klemp and Wilhelmson, 1978; Moeng, 1984)을 사용하여 매개 변수화한다. 수분 미세 물리는 온난 강수를 위한 Kessler의 매개화 방법을 이용한다. 지표 물리 과정으로 변형된 Businger의 방정식(Businger *et al.*, 1971)을 사용하여 Blackadar의 PBL 매개화 방법에서 다루었던 것과 유사하게(Zhang and Anthes, 1982) 안정 조건에서는 경우 계산된 지표 열 속은 지면 수준에 적용되고, 불안정 조건에서는 지표 열 속이 대기 경계층 전체를 통해 선형적으로 분배된다. 안정한 경계층에 대해서는 Nieuwstadt and Tennekes(1981)의 혼합고 성장 방정식으로, 불안정한 경계층에 대해서는 Gryning and Batchvarova(1990)의 혼합고 성장 방정식으로 대기 경계층의 깊이를 예단한다.

측면 경계 조건으로 Klemp-Wilhelmson(1978)의 복사 경계 조건을 사용하여 내부 중력파가 모델 영역 밖으로 자유롭게 빠져 나갈

수 있고 대기 현상들의 이류가 원활토록 하고, 상단 경계에는 중력파가 모델 내부로 반사하는 것을 효과적으로 막기 위하여 15 km 고도에 Rayleigh 감쇄층을 둔다.

모델은 동서 성분 바람, 남북 성분 바람, 연직 바람, 질량 변수가 모두 차격자(Staggered)로 표현되는 Arakawa-C 격자에 관한 유한 차분법을 사용하여 계산한다. 모델은 압축성 대기의 방정식을 사용하므로 음파의 효과적인 처리가 필요하다. 이를 위해 변수들의 시간 경향항 중 음파와 관련된 항을 작은 시간 간격으로 적분하는 시간 분할 방법(Time-splitting method)을 사용한다. 큰 시간 간격(Δt) 적분은 등넘기 시간 차분법을 이용하며, 작은 시간 간격(Δt) 적분의 경우 안정한 Crank-Nicolson 방법을 사용한다. 그리고 공간 차분법으로 모든 도함수의 계산에 2승 차수의 공간 차분을 적용한다.

5.2 실험 설계

영서 지방의 지형성 강수를 위하여 동서 방향과 연직 방향의 2차원 수치실험과 3차원의 수치 실험을 구성하였다. 수평 격자는 2차원 실험의 경우 2 km 간격으로 170개이며, 3차원 실험에선 4 km 간격으로 동서 방향으로 70개, 남북 방향으로 42개를 사용하였다. 연직으로는 하단 경계와 상단 경계를 제외한 30개를 사용하였으며 하층 1 km 이하에 대해서는 200 m 간격으로 1~5 km 사이에선 쌍곡선 탄젠트(Hyperbolic tangent) 함수에 의해 높이에 따라 확장(Stretching)되었다. 사용한 적분 시간 간격은 10초이다.

초기 자료는 3장의 분석에 포함된 87년 4월 사례에서 강수 시간대에 해당하는 오산의 6일 18UTC 라디오존데 자료를 사용하여 연직 방향으로 내삽하였고 모델의 수평 영역에 대해서도 열역학 변수와 운동량 변수가 수평으로 등질하게 입력되었다.

수치 실험은 하층에서 층운형 구름의 형성을 파악하기 위하여 위의 초기 자료로부터 4시간 적분한 실험, 지형과 무관한 저기압계의 강수

입자가 하층의 지형성 구름을 포획하는 것을 고려하기 위하여 연직으로 약 4 km 고도($k=11$)에 빗방울 혼합비를 첨가한 2개의 실험으로서 모두 3개로 구성하였다. 후자의 두 실험은, 산과 무관하게 존재하는 상층의 씨 구름에서 빗방울이 형성되어 하층의 구름 입자를 포획하여 풍상측의 강수 증가가 형성된다는 원리를 표현하기 위하여 빗방울 수액에 대한 진단 방정식에 임의의 강제항(Q_{rf})를 첨가시키는 것으로서 2차원 실험의 경우에는 4시간 적분, 3차원 실험의 경우 12시간 적분하였다. 여기서 사용된 지형과 무관한 대규모 강수를 표현하는 강제항은 아래와 같다.

$$Q_{rf} = \begin{cases} c & \text{at } k=11 \\ 0 & \text{elsewhere} \end{cases} \quad (3)$$

여기서 c 는 매 적분 시간에 첨가되는 빗방울 혼합비로서 실험 2인 2차원의 경우 0.020 g/kg을, 실험 3인 3차원 실험의 경우 0.018 g/kg을 사용하였다. $k=11$ 인 고도에 빗방울을 첨가하는 이유는 실험 1에서 형성된 하층의 지형성 구름이 4 km 이하의 고도에서 성장하였기 때문인 것으로 상층에 가해지면 빗방울 입자가 낙하하면서 풍하측으로 이루어므로 이를 방지하기 위해 구름의 상단 바로 위에 첨가시키게 된다(Bader and Roach, 1976, Richard *et al.*, 1987, Robichaud and Austin, 1988). Table 4는 실험의 요약이다.

영동 지방 지형성 호우 요인에 대한 민감도를 분석하기 위하여 3차원 수치 실험을 구성하였다. 모델의 중심은 37.75°N(대관령의 위도 값에 해당), 128.5°E이며 계산 영역은 동서로 280 km, 남북으로는 200 km의 크기이다(Fig. 6). 격자 거리는 동서, 남북 모두 4km

이고 동서로 70, 남북으로 50개의 격자점을 갖는다. 연직 격자수는 25개로 대기 하층에서의 정확도를 고려하기 위해 하층 1,200 m 이하는 200 m 등거리 간격으로 하였고 그 위에서 8 km 고도까지는 쌍곡선 탄젠트 함수로 확장된 간격으로 구성하였다. 모델의 적분 시간 간격은 8초를 사용하였다.

모델의 지형은 영동 지방의 산의 고도를 적절히 표현하고 단순화하기 위해 30초 간격의 지형 자료로부터 평활한 후 실제 지형 고도에 유사하게 높였다. 이렇게 만든 지형 고도에서 산정상은 약 1,500 m이고 태백산맥을 따라 3 군데의 정상부가 있다(Fig. 6).

초기 조건으로 사용된 온도와 습도의 연직 분포는 포항에서 관측한 1982년 8월 26일 1200UTC의 상층 자료(Fig. 7)를 사용하였다. 이 경우는 북진하는 태풍과 동해로부터의 습윤한 공기의 이류에 의해 대기 상층까지 상대습도가 크게 나타나고 있으며 26일 1200UTC이후 24시간 동안 강수가 집중되어 영동 지방에 평균 200 mm 이상의 호우를 초래하였다(Fig. 7b). 또한 영동 지방 호우 사례 중 대기의 잠재 불안정도(Potential instability)가 가장 크며 자유 대류 고도(LFC)가 낮아 하층에서 공기괴가 조금만 상승하여도 깊은 대류로 발달할 수 있는 연직구조를 보이고 있으므로 지형에 의한 강제 상승으로 적운을 발달시키기에 적합하다.

영동 지방의 호우를 형성하는 데 있어서 산의 고도, 하층 바람의 풍향 및 풍속, 해양에서의 열과 수분 속의 역할이 중요하므로 이러한 요인의 상대적인 효과를 알아보기 위하여 구성된 실험은 다음과 같다. 실험 1은 하층 3 km 이하의 높이에 15 m/s의 일정한 동풍을 불게

Table 4. Summary of experiments for Youngseo district.

Experiment	Model	Horizontal resolution (km)	Integration time (h)	Rainwater mixing ratio added at $k=11$ (g/kg)
1	2d	2	4	Not added
2	2d	2	4	0.020
3	3d	4	12	0.018

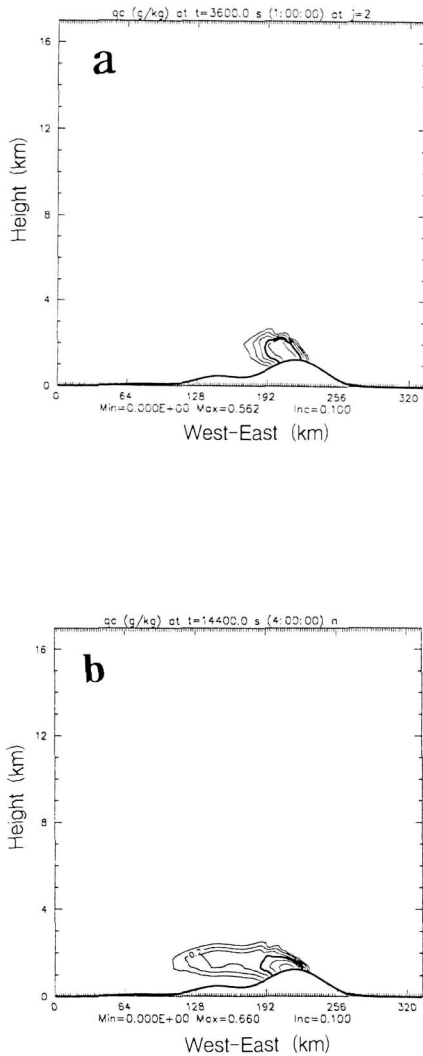


Fig. 9. Cloud mixing ratio (0.1 g/kg intervals) at (a) 1h and (b) 4h integration.

하층의 풍향이 남서풍으로 불고 있으므로 이에 직각인 지형(Fig. 6b)의 상승 경사면을 따라 최대치가 나타나고 있다. 분석에서 나타난 최대 강수 지역인 칠원과 춘천 부근에서 가장 많은 강수가 있었으며 관측과 비슷한 20 mm 정도의 강수량을 보이고 있다. 또, 풍하층의 동해안 지역에서는 8~12 mm의 강수가 있어 역시 관측 평균값과 비슷하게 나타남을 알 수 있다. 따라서 지형에 의해 유도된 하층의 지형성

구름은 상층의 강수입자에 의해 포획되어 관측에서 보이는 풍상층의 약 0.7 mm/h의 강수율 증가의 주원인이 되고 있음을 알 수 있다.

6.2 영동 지방 지형성 호우

동해로 북상하는 태풍에 의하여 3일 동안 영동 지방에 평균 221 mm의 강수를 내린 1982년 8월 사례(Fig. 8b, Table 2)는 26일 1200UTC 후 24시간 동안 강수가 집중되어 있다. 이 때 관측된 24시간 누적 강수량은 대관령에서 최대인 306 mm를 기록하여 평균 강수율 12.8 mm/h에 해당하였고 풍하층은 약 60 mm 미만의 강수가 내려 지형에 따른 강수의 분포를 보이고 있다(Fig. 12a). 대관령에서의 최대 강수율은 약 30 mm/h 정도이며 27일 0700LST 이후는 10 mm/h이상의 강수율을 보이고 있다(Fig. 12b).

실험 1의 적분 24시간 동안의 모델의 전 영역에서 연직속도, 수증기 혼합비, 구름물 혼합비, 빗물 혼합비, 섭동 온도, 섭동 기압의 최대값과 최소값의 변화, 강수량의 변화(보이지 않음)는 대체로 적분 4시간 정도의 값으로 안정화되는 경향이 있으므로 실험 4에서는 24시간 동안 적분하여 관측 강수량과 비교하였고 나머지 실험들은 6시간 적분하여 강수의 특징과 연직 단면도를 통하여 구름의 발달을 파악하였다.

Fig. 13a는 실험 4의 적분 24시간 누적 강수량으로 태백 산맥의 상승 경사면을 따라 띠 모양으로 분포하였다. 3개의 정상 동쪽 경사면에서 각각 지역 최대치가 나타나고 있고 정상 서쪽으로는 40 mm 미만의 비가 내렸다. 산의 급한 기울기에 의하여 산의 경사를 따라 강수의 수평 경도가 아주 크게 나타나 관측 강수량의 분포 특징을 나타내었다. 최대 강수량은 산의 정상에서 나타나는 것이 아니라 남쪽과 중앙 정상부의 상승 경사면에서 약 255 mm를 보이고 있는데 대체로 이곳의 경사면이 풍상층 바람과 직각인 때문이다. 적분 24시간 동안의 시간 강수량은 대체로 10 mm 정도의 지속적인 값을 보이고 있다(Fig. 12b). Fig.

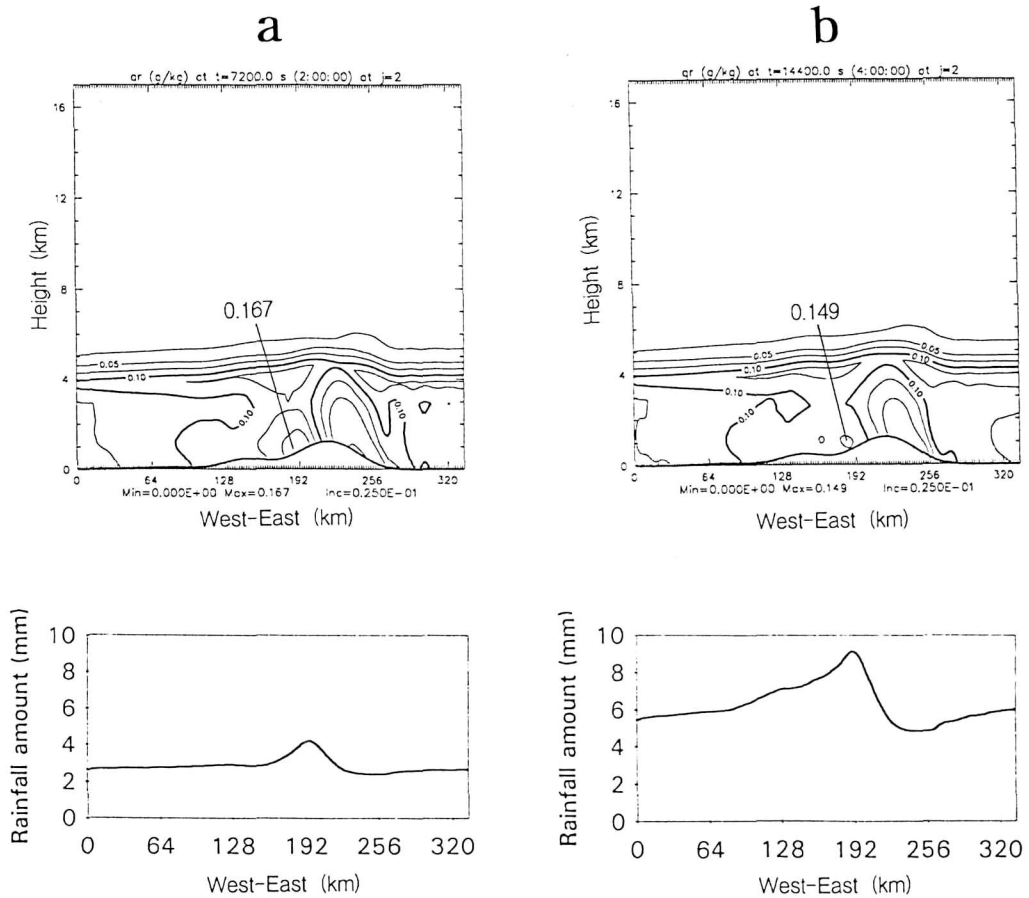


Fig. 10. Rain water mixing ratio (g/kg, upper panels) and accumulated rainfall amount (mm, lower panels) at (a) 2h and (b) 4h integration for Experiment 2. Contour intervals for rain water mixing ratio are 0.025 g/kg.

13b는 적분 6시간 후의 지상에서의 연직속도 분포로 풍상층에서 광범위하게 상승 운동이 나타나고 있으며 풍하층에서는 상승 속도와 비슷한 크기로 하강 운동이 지배적으로 나타나고 있다. 이 때 지상에서의 연직 운동의 크기는 습윤 공기의 응결의 정도를 나타내므로 강수량의 분포를 직접적으로 반영하고 있다.

Fig. 13c, d는 적분 6시간 후의 산의 높이가 최대인 남북 좌표 100 km에서의 동서방향의 높이에 따른 단면도이다. 강제 상승한 습윤 공기괴가 대류 불안정한 층에서 부력과 잠열에 의하여 스스로 발달하여 구름이 10 km 고도까지 발달하였다(Fig. 13c). 적운의 수평 범위는 작아 강수는 풍상층 경사면 좁은 규모에 한정되

어 나타남을 알 수 있다. 상승 경사면에서 강수가 더욱 집중될 수 있는 것은 임계고도 위의 바람이 서풍이므로 상층의 구름이 내륙으로 이류되지 않기 때문이다(Ogura and Yoshizaki, 1987). 연직 속도의 분포(보이지 않음)는 풍상층 약 7 km 고도까지 상승 운동이 있다. 대기안정도와 연직 쉬어의 비를 나타내는 리차드슨수가 임계치인 0.25보다 크므로 내부 중력파는 임계고도인 약 5 km 근처에서 모두 흡수되지 않고 상층에 나타날 수 있다. 임계고도 부근과 그 이하에서 비단열 가열이 있고 연직쉬어에 의하여 리차드슨수가 약 5 정도이므로 풍상층으로 내부중력파가 기울어져 나타나고 있다(Lin, 1987). 한편 상당온위의 연직 구조

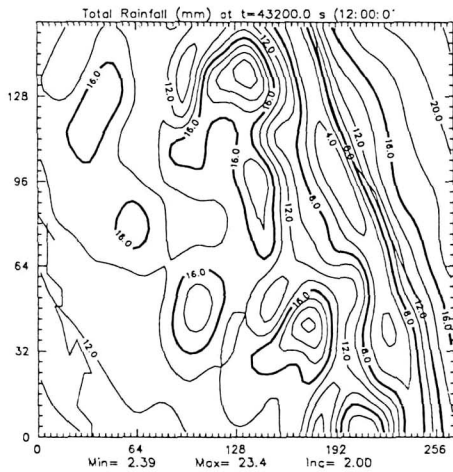


Fig. 11. Simulated 12h accumulated rainfall amount (2 mm intervals) of Experiment 3.

(Fig. 13d)로부터 6 km 고도 이하에서 대류 불안정한 대기 구조를 보이고 있어 구름이 잘 발달할 수 있는 구조임을 알 수 있다. 이러한 대류운의 발달에 있어 잠열방출에 의한 강제력과 지형에 의한 강제력의 상대적인 중요성은 gQb/c_pTU^3h 의 값으로 알 수 있다(Smith and Lin, 1982). 여기서 g 는 중력가속도, Q 는 연직으로 적분된 가열율로 국지 강수량으로부터 구하며, b 는 구름의 수평 크기와 관계되며, C_p 는 정압비열, T 와 U 는 각각 평균온도와 풍속, h 는 산의 높이를 나타낸다. 모델결과의 값을 사용하여 계산하면 약 0.1~0.01의 값으로 지형성 강수는 응결에 의한 잠열 효과보다는 지형의 직접적인 외적 강제가 더욱 중요한 역할을 함을 알 수 있다. 비단열 가열이 바람의 역전층 이상까지 형성되어 있으므로 연직 운동과 응결에 의한 가열역의 일치하는 대류 운의 지속에 중요한 역할을 하고 있다.

실험 5의 적분 6시간 후의 강수량(Fig. 14a)은 풍향과 수직인 가운데 정상부의 산사면에서 최대치를 보이지만 실험 4의 6시간 강수량보다 산사면에서 대체로 10 mm 적게 내렸다. y방향 100 km 지점을 따른 구름물 혼합비의 동서 방향의 연직 단면도(Fig. 14b)에서 구름 상단부의 높이는 실험 4에서와 비슷하지

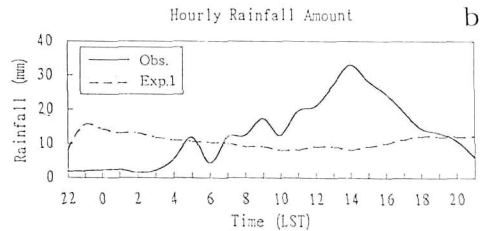
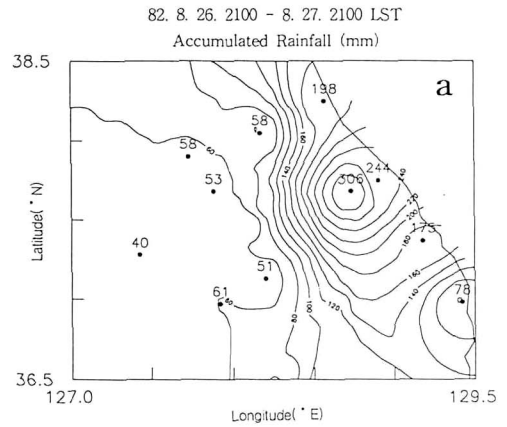


Fig. 12. (a) Observed 24h accumulated rainfall amount (20 mm intervals) and (b) hourly rainfall amount (mm) at Taegwallyong from 2100 LST 26 to 2100 LST 27 August 1982.

만 지형과 바람이 서로 직각이므로 지형에 강제된 중력과 풍상측 기울어짐이 실험 4보다 더 크게 나타났다. 따라서 적운이 동쪽으로 더욱 발달하여 풍상측 경사면에서의 강수 집중을 완화시켰다. 하층의 바람을 북동풍으로 불게 하였을 때 최대 강수는 대관령 근처에서 나타나고 있어 관측 자료를 통한 분석과 일치하지만 적분 6시간 동안의 평균 강수율은 관측의 24시간 평균 강수율보다 4.6 mm/h 작았다.

하층 동풍의 풍속을 반으로 한 실험 6에서 적분 6시간 후의 최대 강수량(Fig. 15a)은 실험 4보다 약 30 mm 정도 작았으며 강수역도 좁게 나타났다. 내륙으로 불어 들어 가는 동풍의 크기가 감소하였으므로 지형에 의한 상승 운동은 그만큼 약해져 실험 4의 연직 속도보다 2

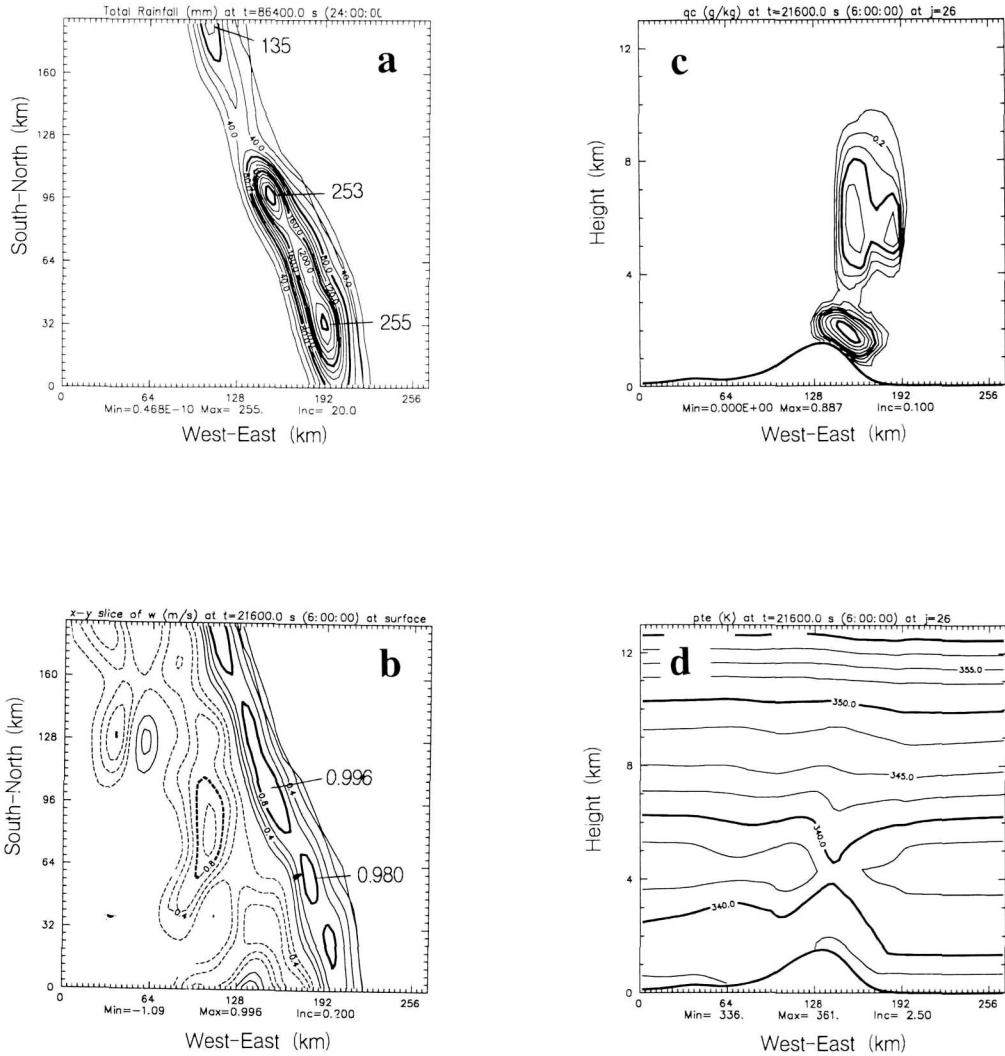


Fig. 13. (a) Simulated 24h accumulated rainfall amount (20 mm intervals), (b) Vertical velocity (0.2 m/s intervals) at surface at 6h integration, (c) cloud water mixing ratio (0.1 g/kg intervals), and (d) equivalent potential temperature (2.5°K intervals) at y=100 km at 6h integration for Experiment 4.

배 정도 작았다(Fig. 15b). 특히 하층의 풍속과 수평 바람의 연직 쉬어 감소에 의해 상층으로 전파하는 중력파의 위상이 풍하층으로 약간 기울어진 구조를 보여 구름이 연직으로 끈게 성장하였으며 이에 따라 강수 분포 또한 풍상층과 산정을 포함하는 좁은 구역에 나타났다.

실험 7의 적분 6시간 후의 강수(Fig. 16a)는 남쪽 정상부의 상승 경사면에서 최대 40 mm로 동풍의 속도를 반으로 한 실험 6보다

작았으며 강수역도 좁게 나타났다. 남북방향 128 km 부근은 지형의 경사가 낮아 강수 현상이 거의 없음을 알 수 있다. Fig. 16b는 남북 방향 100 km를 따른 구름물 혼합비의 연직단면도로 구름은 상층으로 발달하지 못하였으며 구름의 깊이는 2 km에 불과하였다. 이곳에서 구름이 깊이 발달하지 못하는 이유는 지형의 높이와 경사가 작아서 기류의 치올림 정도가 감소하여 2 km 고도 이상에서 나타나는

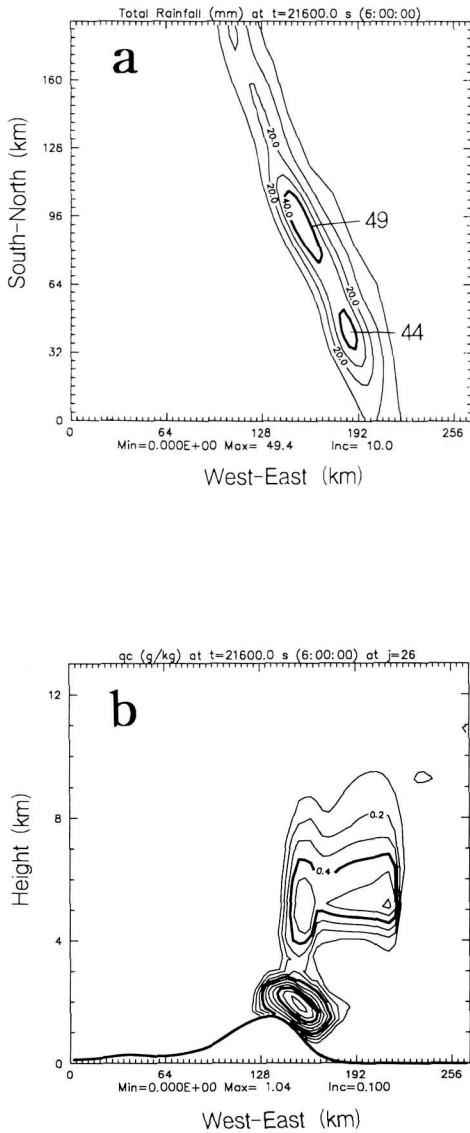


Fig. 14. (a) Accumulated rainfall amount (10 mm intervals) and (b) vertical cross-section of cloud water mixing ratio (0.1 g/kg intervals) at $y=100$ km at 6h integration for Experiment 5.

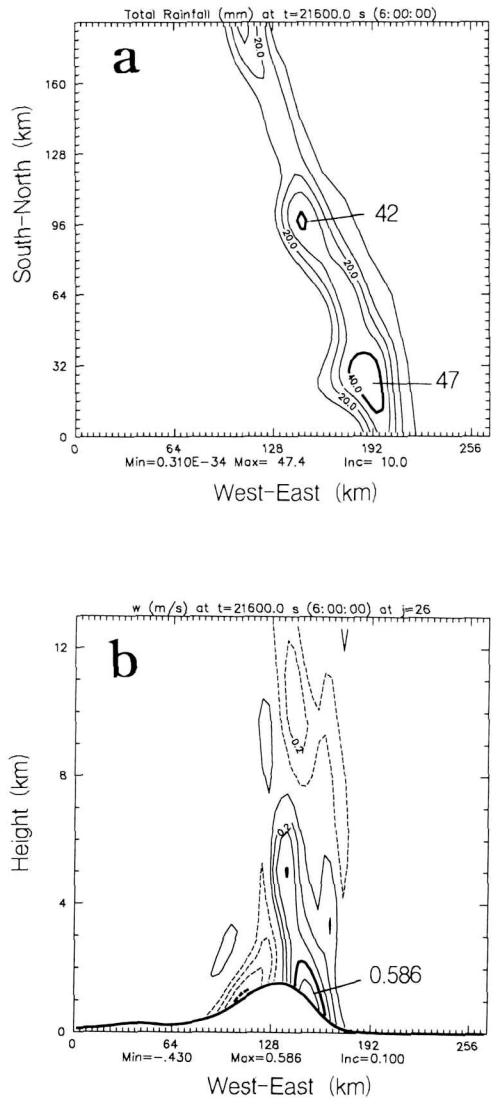


Fig. 15. (a) Accumulated rainfall amount (10 mm intervals) and (b) vertical cross-section of vertical velocity (0.2 m/s intervals) at $y=100$ km at 6h integration for Experiment 6.

대류 불안정층으로 공기괴를 상승시킬 수 없기 때문이다(Fig. 16c). 이와 같이 지형의 높이에 대한 구름의 발달은 비교적 민감하게 반응함을 알 수 있는데 이것은 지형이 수평적으로 등질한 초기 대기에서 구름을 형성시키는 유일한 외부 강제력으로 작용하기 때문이다.

실험 8의 적분 6시간 후의 강수량(Fig. 17a)은 최대 143 mm로 모든 실험 중에 가장 많았고 강수 역도 앞의 실험에 비해 가장 넓었다. 이 강수율은 24시간 관측된 강수율보다 2배 정도 많은 23.8 mm/h이지만 주 강수 시간대인 27일 0700~2000 LST에서의 강수율

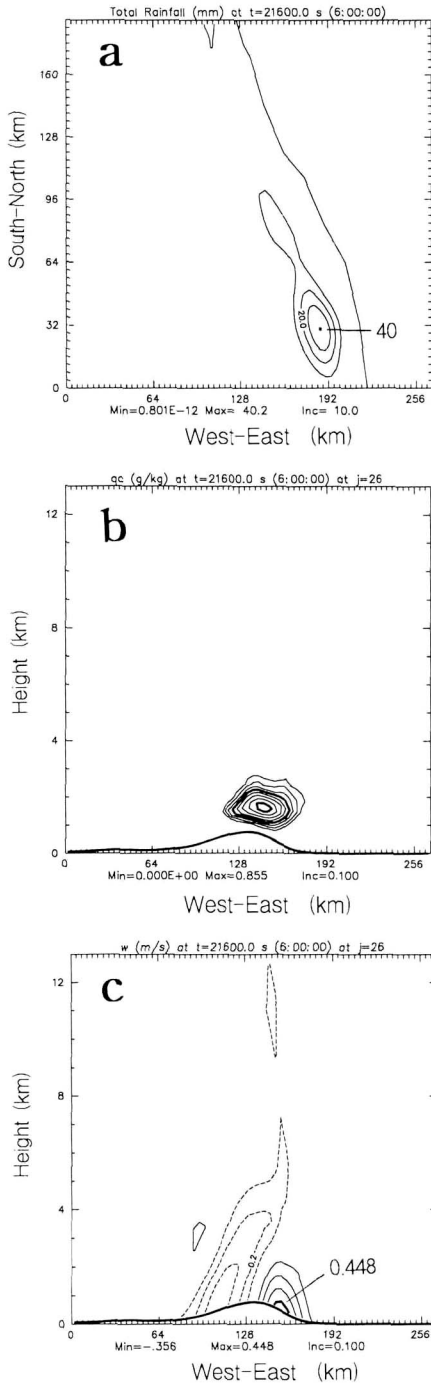


Fig. 16. (a) Accumulated rainfall amount (10 mm intervals), (b) vertical cross-section of cloud water mixing ratio (0.1 g/kg intervals), and (c) vertical velocity (0.2 m/s intervals) at $y=100$ km at 6h integration for Experiment 7.

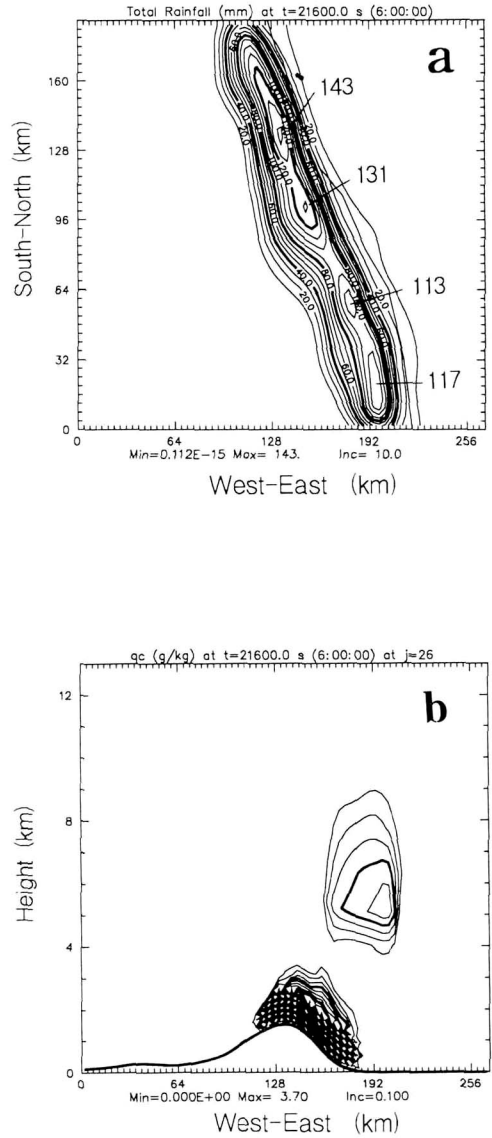


Fig. 17. (a) Accumulated rainfall amount (10 mm intervals) and (b) vertical cross-section of cloud water mixing ratio (0.1 g/kg intervals) at $y=100$ km at 6h integration for Experiment 8.

과 비슷하다. 연직속도가 최대인 곳의 구름물 혼합비의 동서방향의 연직 단면도(Fig. 17b)를 보면 구름이 지표 부근에서 상당히 발달하여 최대치는 실험 4의 4배에 해당하였다. 해양으로부터 열과 수분의 공급에 의하여 풍상측에서 하층 대기의 대류 불안정층이 실험 4의 경

우보다 조금 더 낮게 형성되었다(보이지 않음). 이와 같이 해양으로부터의 열과 수분의 공급은 하층의 공기를 습윤화시켜 대류 불안정층의 두께를 더욱 깊게 하는 역할을 한다. 풍상측 지면에서의 복사 가열 또한 하층 대기의 불안정도를 증가시키는 요인이 되었다. 이렇게 하층에서 변질된 공기는 산악에 의한 상승으로 더욱 낮은 고도에서 응결이 일어날 수 있으므로 열과 수분의 공급이 없는 경우보다 2배 이상의 강수량 증가를 보였으며 28일 1100 LST에서 1600 LST 사이 관측에서 보이는 20 mm/h 이상의 강수율은 지표의 물리 과정이 중요한 역할을 한다는 것을 의미한다.

7. 요약 및 결론

이 연구에서는 1980~1992년 13년 동안 전선이나 저기압이 한반도나 부근을 통과하여 중부 지방에 강수를 내릴 때 서풍 계열의 바람이 지배적인 12사례를 선택하여 강수량 분석을 통하여 1980~1989년 10년 동안 영동 지방에서 24시간 강수량이 100 mm 이상인 12개의 호우 사례를 선택하여 지형의 영향을 분석하였다. 풍상측에서의 강수의 증가 요인에 대하여 관측 자료의 분석을 보완하고 그 타당성을 검증하며 산맥이 주는 효과를 파악하기 위하여 2차원과 3차원의 수치 실험을 행하였다.

전선이나 저기압의 통과로 중부 지방에 강수를 내리는 12개 사례의 평균 강수량은 풍상측이 풍하측보다 평균 7.8 mm 더 많았다. 상층의 강수를 고려한 수치 실험을 통하여, 하층에서 지형을 따라 상승된 공기가 응결되어 생성된 층운형의 구름이 상층의 빗방울에 포획되어 산의 서쪽 사면에서의 0.73 mm/h의 강수 증가가 나타남을 알 수 있었다.

영동 지방 지형성 호우의 12개 사례에 대하여 영역 평균한 총 강수량은 영서 지방보다 6배 이상 큰 값을 보여 강수 분포의 국지성을 보여주었고 대관령에서 최대의 값을 기록하였다. 영동 지방 호우시 중관 유형의 공통적인

특징은 북고·남저형의 기압 배치를 보였다. 이러한 중관 배경하에서 북동풍 계열이 바람이 우세하여 동해의 온난 습윤한 공기가 영동 지방으로 이루어진다. 모든 관측소에서 지상의 합성풍은 북동풍의 바람이 불고 있었고 모든 지점에서 69% 이상의 높은 지속성을 보였다. 대관령에서 나타나는 최대 강수량, 강수율과 산맥을 따른 강수량 분포를 통하여 잠재 불안정한 대기에서 북동풍 계열의 다습한 공기가 동해안 지방으로 이루어질 때 지형에 의하여 생기는 강제 상승이 영동 지방의 호우를 형성하는 주요인이 되고 있음을 알 수 있다.

영동 지방 호우 요인의 민감도 실험에서 하층 3 km 이하의 높이에 15 m/s의 일정한 동풍을 불게하고 5.1 km 이상의 고도에 서풍을 불게 한 실험의 적분 24시간 후의 최대 강수량은 남쪽 정상의 상승 경사면에서 나타났다. 강수는 태백산맥을 따라 풍상측 사면에서 띠모양으로 분포하여 관측과 비슷하였다. 약 5 km 이하 층의 풍향을 북동풍으로 불게한 실험에서 적분 6시간 후의 강수량은 풍향과 수직인 대관령 근처에서 나타나고 있어 관측 자료를 통한 분석과 잘 일치하였다. 그러나 적운이 동쪽으로 확장하여 영동 지방의 강수 집중을 감소시켰다.

동풍의 풍속을 반으로 한 실험에서 적분 6시간 후의 강수량은 풍속을 반으로 줄이지않은 실험보다 약 30 mm 정도 작았으며 강수역도 좁게 나타났다. 지형의 높이를 반으로 한 실험에서는 적분 6시간 후의 강수는 남쪽 정상부의 상승 경사면에서 최대 40 mm로 동풍의 속도를 반으로 한 실험보다 작았으며 강수역도 좁게 나타났다. 지형의 높이와 경사가 작아서 기류의 치올림 정도가 감소하여 2 km 고도 이상에서 나타나는 대류 불안정 층으로 공기괴를 상승시킬 수 없기 때문에 구름이 깊게 발달하지 못하였다.

지표의 물리 과정을 고려하였을 때 6시간 적분 후의 강수량은 모든 실험 중에 가장 많았다. 해양으로부터의 열과 수분의 공급은 대류 불안정 층의 두께를 더욱 깊게 하고 하층의 공

기를 습윤화시키는 역할을 한다. 풍상측 지면에서의 복사 가열 또한 하층 대기의 불안정도를 증가시키는 요인이 되었다. 이렇게 하층에서 변질된 공기는 산악에 의한 상승으로 더욱 낮은 고도에서 응결이 일어날 수 있으므로 지표의 열과 수분의 공급이 없는 경우보다 2배 이상의 강수량 증가를 보였다.

따라서, 영동 지방의 국지 호우시 나타나는 강수량과 강수 분포는 습윤한 대기 구조하에 하층의 풍향과 풍속, 지형의 높이에 의해 결정되며 관측에서 보이는 20 mm/h 이상의 강수율은 지면 마찰과 지표 열 속, 수분 속을 포함하는 물리 과정이 중요한 역할을 함을 의미한다. 여름철 습윤한 대기에서 하층 동풍이 우세할 때 내륙의 산맥이 적운을 생성시켜 영동 지방에 호우를 유발하는 것으로부터 지형이 강수 분포에 있어 중관 배경과 연관하여 큰 강제력으로 작용하고 있다는 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 강수 예보에 있어 지역성을 반영하여야 함을 시사하며 나아가 지형이 장마 전선 상에서 발생하는 집중호우와 관련된 중규모 대류계의 발달뿐 만 아니라 기단성 뇌우의 발달에 미치는 영향에 대한 연구가 필요함을 의미한다.

영서 지방의 지형성 강수의 분석에 있어 제한된 범위의 자료와 관측소의 수에 의해 앞에서 논의된 강수에 의한 하층 구름 입자의 병합 과정이 풍상측 강수 증가의 유일한 기구임을 의미하지 않는다. 그리고 사례 선정 기준으로 사용한 지상풍은 실제로 대기 하층의 바람을 대변할 수 없다는 점과 저기압이 한반도를 통과하면서 세력이 약화되거나 강화되는 경우에 대한 고려도 있어야 한다는 점에서 이 결과는 오차를 포함하고 있다. 통계적 분석이 더욱 신뢰성을 가지며 저기압계의 중규모 강수대의 영향을 최소화시키기 위하여 더 많은 사례의 선택이 필요하다고 판단된다.

영동 지방 지형성 강수의 수치 실험은 수평으로 등질한 초기 조건으로부터 적분되므로 질량 변수와 바람 성분이 비교적 안정화되어 관측에서 보이는 강수율의 강·약을 모의할 수

없었다. 이것은 3차원 위·경도 분석 자료를 초기 조건으로 한 성급 격자 모델을 이용한 후 등지 격자 모델의 수행에서 생산된 자료를 내삽하여 중- γ 규모의 고분해 수치 실험의 초기자료로 전환하는 방법을 사용하여 실제적 예측을 시도할 수 있다고 사료된다. 이것으로부터 중관 대기의 발달과 관계된 과정을 모의할 수 있으므로 한반도의 지형 효과를 더욱 적절히 파악할 수 있을 것이다.

감사

이 연구는 한국 과학 재단이 지원한 특정기초 연구(94-0703-02-01-3)에 의하여 이루어진 것이다. 이 논문의 완성을 위하여 도움을 준 두 심사위원에게 감사한다. 편집과 그림을 도와준 김 민정양에게 감사한다. 수치 시뮬레이션에 사용된 ARPS(Advanced Regional Prediction System)를 지원해 준 CAPS(Center for Analysis and Prediction of Storms)에 감사한다.

참고문헌

- 김용수, 채종덕, 홍성길, 1981: 영동 지방의 기상특성. MR-81-1, 93-97.
- 서은경, 1991: 1990년 1월 29~2월 1일 한반도에서 발생한 대설에 관한 사례 연구. 석사학위논문, 서울대학교, 46pp.
- 송병현, 1993: 우리나라 동해안 지역과 서해안 지역의 강설 특성 비교 연구. 석사학위논문, 서울대학교, 32pp.
- 임은하, 이태영, 1994: 한반도 중부 지방의 지형이 구름 및 강수 발달에 미치는 영향 - 2차원의 수치적 연구. 한국기상학회지, 30(4), 565-582.
- 현종훈, 1990: 수치 모델을 이용한 제주도에서의 해륙풍 모의와 국지 강수예보에 대한 연구. 석사학위논문, 서울대학교, 64pp.
- 홍성유, 1992: 한반도에서 발생한 집중호우의 수치 모의 실험. 박사학위논문, 서울대학교, 246pp.
- Bader, M.J. and W.T. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 269-280.

- Bergeron, T., 1965: On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Suppl., Proce. Int. Conf. on Cloud Physics*, Tokyo **1965**, 96-100.
- Browning, K.A., F.F. Hill and C.W. Pardoe, 1974: Structures and mechanism of precipitation and the effects of orography in wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 309-330.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Carruthers, D.J. and T.W. Choulaton, 1983: A model of the feeder-seeder mechanism of orographic rain including stratification and wind-drift effects. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 575-588.
- Dardorff, J.W., 1972: Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 91-115
- Grossman, R.L., and D.R. Durran, 1984: Interaction of low-level flow with the western Ghat mountains and offshore convection in the summer monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 652-672.
- Gryning, S.E. and E. Batchvarova, 1990: Simple model of daytime boundary layer height. *The 9th Symposium on Turbulence and Diffusion*. Amer. Meteor. Soc., 379-382.
- Hill, F.F., K.A. Browning and M. J. Bader, 1981: Radar and raingauge observations of orographic rain over south Wales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 643-670.
- Klemp, J.B., and R.B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Lin, Y.-L. 1987: Two-dimensional response of a stably stratified shear flow to diabatic heating. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1375-1393.
- Moeng, C.-H., 1984: A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2052-2062.
- Nieuwstadt, F. T. W. and H. Tennekes, 1981: A rate equation for the nocturnal boundary-layer height. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1418-1429.
- Ogura, Y. and M. Yoshizaki, 1988: Numerical study of orographic precipitation over the Eastern Arabial Sea and the Ghat mountains during the summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2097-2122.
- Panofsky, H.A., and G. W. Brier, 1968: Some Application of Statistics to Meterology, The Pennsylvania State University, 224pp.
- Passarelli, R.E., and H. Boehme, 1983: The orographic Modulation of Pre-Warm-Front Precipitation in Southern New England. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1062-1070.
- Richard, E., N. Chaumerliac, J.F. Mahfouf and E.C. Nickerson, 1987: Numerical simulation of orographic enhancement of rain with mesoscale model. *J. Climate. Appl. Meterolo.*, **26**, 661-669.
- Robichaud, A.J., 1988: On the modeling of warm orographic rain by seeder-feeder mechanism. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 967-988.
- Smith, R. B., and Y.-L. Lin, 1982: The addition of heat to a stratified airstream with application to the dynamics of orographic rain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 353-378.
- Storebo, P. B., 1976: Small scale topographic influence on precipitation. *Tellus*, **28**, 45-49.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, 1995: ARPS Version 4.0 User's Guide. CAPS.
- Zhang, D.-L., and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer - sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.