*2007*년 *2*월 석사학위논문

레이더를 이용한 남서해안의 호우 사례 특성 분석 (태풍 "민들레"에 의한 집중호우를 중심으로)

조선대학교 대학원 대기과학과 박 균 명

2월 석사학위논문

*2007*년

레이더를 이용한 남서해안의 호우 사례 분석 박 균

명

레이더를 이용한 남서해안의 호우 사례 특성 분석 (태풍 "민들레"에 의한 집중호우를 중심으로)

The Characteristic Analysis of the Heavy Rainfall of Typhoon Mindule(0407) Occurred in the Southwestern Region using Weather Radars

2007년 2월 25일

조 선 대 학 교 대 학 원

대기과학과

박 균 명

레이더를 이용한 남서해안의 호우 사례 특성 분석 (태풍 "민들레"에 의한 집중호우를 중심으로)

지도교수 류 찬 수

이 논문을 이학석사학위신청 논문으로 제출함.

2006년 10월 일

조선대학교 대학원

대기과학과

박 균 명

박균명의 석사학위 논문을 인준함

심사위원장 조선대학교 겸임교수 정 효 상 인

심사위원 조선대학교 교 수 류 찬 수 인

심사위원 조선대학교 겸임교수 이 종 호 인

2006년 11월 일

조선대학교 대학원

| List of Tables |
|---|
| List of Figures |
| ABSTRACT |
| I. 서론 |
| Ⅱ. 지형 및 자료 분석방법 |
| A. 호남지방 지형과 강수 특성 |
| B. 자료 및 분석방법 |
| 1. 종관자료 |
| 2. 비종관자료 ······ 6 |
| C. 특수 기상장비의 관측원리9 |
| 1. 기상레이더 |
| 2. 광학강우강도계 ······13 |
| 3. 마이크로강우레이더 15 |
| Ⅲ. 본론 ··································· |
| A. 태풍 및 집중호우의 일반적 특징 19 |
| 1. 태풍의 발생원인과 발달과정 19 |
| 2. 집중호우의 발생원인과 일반적 특성 |
| B. 태풍 '민들레'에 의한 호우 특성 |

| 1. 개요 21 |
|--|
| 2. 종관일기도 분석 |
| 3. 위성영상 분석 |
| 4. 강수량 분석 |
| 5. 마이크로강우레이더자료 분석 ··································· |
| 6. 수치예보모델 산출자료 분석 |
| 7. 기상레이더자료 분석 |
| VI. 요약 및 결론 ·································· |
| 참고문헌 |

List of Tables

| Table 1. Cha | aracteristics of Jindo and Muan radars7 |
|--------------|---|
| Table 2. Cha | aracteristics of MRR8 |
| Table 3. Obs | servation probability for Wind12 |
| Table 4. Cha | aracteristics of ORG15 |
| Table 5. Ex | streme value of the rainfall, wind speed for 3~4 July |
| 2004 | |

List of Figueres

| Fig. 1 Observation sites of radar, rain-gauge1 |
|--|
| Fig. 2 The topography in Honam area |
| Fig. 3 Scan mode of Doppler weather radar10 |
| Fig. 4 Diagram of radial velocity by Doppler radar13 |
| Fig. 5 Features (up) and Block diagram (down) of ORG14 |
| Fig. 6 MRR at Mokpo site15 |
| Fig. 7 Relation between drop sizes and rain rate18 |
| Fig. 8 Best track of No.7 Typhoon Mindulle |
| Fig. 9 Synoptic weather analysis charts for surface on 0000 UTC |
| 2(a) and 3(b) July 200422 |
| Fig. 10 Synoptic weather analysis charts for $850(a)$ and 200 hPa(b) |
| on 0000 UTC 3 July 200423 |
| Fig. 11 The image of GMS. (a)0000 UTC 2 July 2004, (b)0600 UTC 2 $$ |
| July 2004, (c)1800 UTC 2 July 2004, (d)0000 UTC 4 July 2004 …25 |
| Fig. 12 Daily accumulated rainfall amount on 2~4 July 200426 |
| Fig. 13 Distribution of rainfall amount by AWS and ORG on 3 July |
| 2004 at Mokpo27 |
| Fig. 14 The same as Fig. 13 except for on 4 July 2004 at Haenam $\cdot 28$ |
| Fig. 15 Distribution of rainfall drop size on 0700 KST 4 July 2004 |
| at Haenam |
| Fig. 16 The coalescence process by Bin-resolving coalescence model |
| |

- Fig. 19 The same as in Fig. 18 except for on 0000 KST 4 July 2004

- Fig. 22 The same as in Fig. 21 except for on 1000 KST 3 July 2004
- Fig. 23 The same as in Fig. 21 except for on 1100 KST 3 July 2004
- Fig. 24 The same as in Fig. 21 except for on 1200 KST 3 July 2004
- Fig. 25 The same as in Fig. 21 except for on 1300 KST 3 July 2004
- Fig. 26 The same as in Fig. 21 except for on 1400 KST 3 July 2004
- Fig. 27 The same as in Fig. 21 except for on 1500 KST 3 July 2004
- Fig. 28 The same as in Fig. 21 except for on 1700 KST 3 July 2004
- Fig. 29 The vertical cross section of radar reflectivity and analyses of dual Doppler on 1430 KST 3 July 200447

ABSTRACT

The Characteristic Analysis of the Heavy Rainfall of Typhoon Mindule(0407) Occurred in the Southwestern Region using Weather Radars

Park, Gyun-Myeong Advisor : Prof. Ryu, Chan-Su Ph.D Prof. Lee, Jong-Ho Ph.D Department of Atmospheric Science, Graduate School of Chosun University

Weather radar is a useful instrument for retrieving the variation and movement of wind filed in the mesoscale cloud system. Research was conducted to analyze the precipitation structure and characteristics of mesoscale system causing heavy rainfall using the various radar data analysis including wind field analysis and micro rain radar data by dual Doppler weather radar, and single radar reflectance analysis.

For seven days from July 3 2004 to 9, southern area had heavy rainfall by typhoon Mindule and increased the activity of stationary front by influence of typhoon, and heavy rain moved to middle areas. From the analysis of rainfall characteristics by micro rain radar, precipitation intensity was shown at 11.5 mm per hour on 0700 LST July 4 at Haenam, and it showed that precipitation particles with the size of 4 mm were homogeneously distributed as a functions of size and height.

Number concentration has increased to 101~106 logarithmically when the size was small. These results provide guidelines for quantitative analysis of mesoscale precipitation characteristics causing heavy rain. The results also provide more systematic understanding of collision/ coalescence process related to increased process of precipitation. On the other hand, precipitation intensity showed high at surface and decreased with increase of height; and it showed close relationship between precipitation intensity and increase of size by vertical collision/coalescence process. Moreover, the accuracy of precipitation intensity showed good relationship with correlation of 0.9 by compared to optical rain-gauge at surface and decreased with increase of height; and it explains the radar attenuation effect by precipitation particle increased with height.

Even though rain area forecasting by synoptic system is possible in the numerical forecasting area, in this case of heavy rainfall developed in a short time by mesoscale system, there are limitations of numerical models for accurately forecasting heavy rainfall area and precipitation. Therefore it is necessary to analyze synoptic measurements in order to prevent the natural disaster by severe weather. The necessity of using a highresolution non-synoptic measurement data including satellite and radar for predicting locally developed heavy rain are recognized. On the other hand, we investigated the horizontal and vertical structure of system causing heavy rainfall by non-synoptic measurement data including satellite and radar, and especially from three dimensional wind field obtained from the dural Doppler radar analysis. There were strong vertical shear and surface divergence in the strong reflectance area, and there were strong convergence area in the surface with upper wind. Also there are suitable situations for developing and sustaining mechanisms due to the developed divergence of downwind which caused by the precipitation near the 'strong' system and strong converging area at surface in front of the system .

Although it is not possible to accurately determine the mesoscale system accompanied by heavy rainfall activated on quantitative-basis by stationary front as well as both 'direct' and 'indirect' typhoon, it is helpful to understand the developing and sustaining mechanisms by measurement data analysis.

It is expected to be used for forecasting and analysis of precipitation structure and characteristics of mesoscale system causing heavy rainfall using the various high-resolution non-synoptic data including reflectance and wind field analysis of weather radar, micro rain radar, and optical rain-gauge.

I. 서론

최근 기상연구소에서는 '한반도악기상집중관측사업'의 일환으로 남서해안의 악기상 감시 및 발생기구에 대한 연구를 수행하기 위하여 해남기상관측소와 목포 기상대 그리고 (구)무안기상대에서 특수기상장비에 의한 종관 및 비종관 관측을 상 시 수행해 오고 있다(Fig. 1). 특히 2004년 여름에는 제7호 태풍 '민들레'와 장마 전선의 활성화로 인한 집중호우와 악기상에 대한 관심이 높아지면서 여름철 집중 호우를 통한 한반도 악기상 연구에 대한 관심이 집중되었다.



Fig. 1 Observation sites of radar, rain-gauge.

장마전선의 활성화와 집중호우에 대한 종관적 특성 분석은 박순웅 등(1986)에 의해 제시된 바 있고, 박균명과 류찬수 (2006)는 남서해안의 호우사례를 레이더를 이용하여 분석하였으며, 이종호와 류찬수 (2006)는 무강수 에코의 특성을 분석하였 다. 태풍분야에 대한 연구로 태풍진로 예측과 강도분석에 대한 연구가 수행되기도 했다. 대부분의 국지적 집중호우를 유발하는 주된 요인은 중 규모대류운시스템 (Mesoscale Convective System: MCS)에 의한 경우로 집중호우나 지속성 강수 발 달 과정을 이해하기 위해서는 구름계 내부의 구조 분석이 필요하다. 특히 레이더 관측자료를 이용하여 호우를 동반하는 중규모대류운시스템의 구조적 분석이 매우 중요하다.

도플러 레이더를 이용하여 중규모 기상현상을 규명하고자 하는 노력은 Lermitte and Altas (1961) 이후 많은 발전을 이루어왔고, 국내에서는 김경익 등 (1998)에 의 해 중간규모 구름계 내부의 바람장의 변화와 이동 유추 등이 연구되었다. 그러나 중규모 대류계에 수반되는 호우나 지속성 강수의 발달 과정을 이해하기 위해서는 구름계 내부의 3차원 바람구조의 미세한 변화를 알아야 하며, 또한 3차원 바람장을 추정하기 위해서는 적어도 2 대 이상의 도플러 레이더에 의한 관측 자료가 필요하 다.

이와 같이 레이더는 중간규모 구름계 내부의 바람장의 변화와 이동을 유추할 수 있는 유용한 장비이므로 (김경익 등, 1998) 본 연구에서는 레이더의 특성을 이용하 여 단일 도플러 레이더에서 관측된 반사도 분석, 이중 도플러 레이더를 이용한 바 람장 분석 (Ray et al. 1980)과 마이크로강우레이더 관측자료 등 다양한 관측자료의 분석을 통해 집중호우를 유발한 중규모대류운시스템의 강수구조 및 특성을 분석하 고자 하였다. 또한 위의 내용에서 언급한 선행연구를 기초로 하여, 태풍사례에 대 해서도 호우특성의 분석결과를 제시하였다.

Ⅱ. 지형 및 자료 분석방법

A. 호남지방 지형과 강수 특성

한반도에서의 강수는 지형과 매우 밀접한 관계를 보이는 것으로 알려져 있으며, 실제로 집중호우에 대한 통계자료에 따르면 집중호우는 산악지역에 더 많이 나타 나는 것을 알 수 있다. 이는 산악효과에 따른 강수량 변화는 산이 높을수록 연직으 로 공기괴의 큰 변이를 가져와 상층의 강수구조를 바꿀 수 있고, 풍상측에 비를 내 리는 구역이 넓어지며 (김동균·전혜영, 2000), 산의 기울기가 급할수록 공기괴의 강제상승이 강화되고 키가 매우 큰 지형성 구름을 발달시켜 강수량이 증가한다.

한반도의 남서쪽에 위치한 호남지방은 Fig. 2와 같이 서쪽과 남쪽은 바다와 접해 있다. 이 중 전남지방의 지형특성을 살펴보면 노령산맥으로 전라북도와 경계를 이루 고, 동쪽으로는 소백산맥이 위치해 있어 소백산맥으로부터 뻗어 나온 산간지대가 북 동쪽의 지리산 천왕봉 (1,915 m)으로부터 반야봉 (1,732 m), 노고단 (1,507 m), 무등 산 (1,187 m)으로 지류가 이어져 있고 백운산 (1,281 m), 조계산 (884 m), 월출산 (809 m) 등 전남해안으로 이어지면서 해남까지 대각선으로 뻗고 있다.



Fig. 2 The topography in Honam area.

전라북도 동쪽에는 소백산맥이 남쪽으로 뻗어 있고 여기에서 남서쪽으로 노령산 맥이 서해안 쪽으로 뻗어 있다. 소백산맥은 태백산맥에서 분리되어 내려와 대덕산 (1,290 m), 덕유산 (1,614 m) 지리산 등의 높은 산들이 남북으로 위치하여 영남지방과 경계를 이루고 있다. 소백산맥의 추풍령 부근에서 갈라져 남서로 뻗은 노령산맥은 모 악산 (793 m), 내장산 (763 m) 등의 능선을 형성, 고창지방까지 이르고 있어 소백산 맥의 서쪽과 노령산맥의 동쪽에 위치한 전북 동부내륙지방은 협곡으로 되어있고 해 발고도 500 m 이상의 높은 지역이 많다.

노령산맥 서쪽으로는 해발고도 100 m 내외의 낮은 저지대로 이루어진 호남평야가 넓게 자리 잡고 있으며 충청남도와 경계를 이루고 군산 앞바다로 흘러가는 금강과 진 봉반도 북쪽과 남쪽으로 만경강과 동진강이 각각 끼고 돌아 서해로 흐르고 있다.

간략하게는 서쪽과 남쪽은 해안선이 복잡한 바다와 접해 있고, 동쪽은 지리산을 포함한 소백산맥이 영남지방과 경계를 이루고 있으며, 북으로는 금강을 경계로 충청 지방과 구분되어진다. 한편 전라북도는 모악산과 내장산을 낀 노령산맥이 내륙지방 으로 형성되어 있어 지형영향이 가미되어 호우셀이 급격히 발달하는 경우가 많다 (기 상청, 2003).

B. 자료 및 분석방법

사례에 대한 종관기상상태를 종합적으로 분석하기 위하여 분석일기도, 수치예보 모델, 기상위성 영상자료 등을 사용하였다. 또한 집중호우와 연관된 중규모대류운 시스템의 구조와 강수 특성을 분석하기 위하여 단일 또는 이중 도플러 레이더, 마 이크로강우레이더 관측자료를 사용하였고, 이때 관측된 강수량의 정량적 평가를 위 하여 광학강우강도계 및 AWS 관측자료를 이용하여 분석하였다.

1. 종관자료

가. 일기도와 수치예보모델 분석자료

일기는 바람장과 밀접한 관계를 가지고 있어서 바람장을 나타내는 유선 (stream line)을 분석하여 공기의 운동을 추적함으로서 일기를 판단할 수 있다. 그 러나 지면이나 진상 물체의 마찰 등의 영향 때문에 유선을 분석하기는 기술적으로 매우 어려우므로 간접적으로 바람장을 나타낼 수 있는 기압분포를 파악하여 일기 분포와 그 변화를 예상하게 된다 (홍성길, 1983).

본 연구에서는 태풍에 의한 직·간접적인 호우 사례 유형을 종관적으로 분류하 기 위하여 2004년 7월 2일부터 4일까지 3일간 기상청의 지상분석일기도, 850과 200 hPa 상층일기도를 분석하였다. 또한 같은 기간 중 중규모대류운시스템에 대한 수 치예보모델의 예측 능력을 판단하기 위하여 수치예보모델 분석 자료인 850 hPa 수 분속, 상당온위, SSI (Showalter Stability Index, 850-500 hPa) 및 k-index를 분석 하였다.

나. 기상위성영상

기상위성은 시·공간적으로 정밀한 구름 영상자료를 실시간으로 제공하기 때문에 국지적으로 급격히 발달하는 소규모 기상현상에서부터 전 지구적으로 나타나는 광 범위한 기상현상까지 모두 탐지할 수 있는 장비다. 특히 넓은 범위를 동시에 관측 하므로 수천 km에 이르는 장마전선에서 수십 km 규모의 작은 적란운까지 다양한 규모의 기상현상들을 모두 관측할 수 있으며, 기상관측자료를 얻기 어려운 해상에 서도 수 km 간격으로 조밀하게 관측자료를 얻을 수 있다. 집중호우를 동반하는 적 란운 구름대는 연직으로 층이 두꺼우며, 구름 정상부의 온도가 매우 낮으므로 구름 영상에서 매우 회게 보이는 특징이 있다.

호우시스템을 체계적으로 분석하기 위하여 GOES-9 정지기상위성의 가시적외 합성영상을 이용하였다. 합성영상은 인위적으로 가시영상을 붉은색으로 처리하고 적외영상을 푸른색으로 처리하여 합성한 영상이다.

층별로 구별하는 방법은 진한 분홍색이 하층운을 나타내며 약간 투명하게 푸른

색이 권운, 즉 상층운을 나타낸다. 탁하면서 흰색 또는 흰색을 섞은 분홍색은 하층 부터 상층까지 발달한 구름이다.

다. 자동기상관측장비와 광학 강우강도계

기상청은 서울기상관측소를 비롯한 전국 76개 기상관서의 자동기상관측장비 (기상대 ASOS, 관측소 AWS)와 무인으로 운영되는 462개소의 자동기상관측장비 (AWS)를 이용하여 지상기상관측업무를 수행하고 있다.

자동기상관측장비의 관측자료 수접주기는 1분이며, 관측 조밀도는 유인 자동기 상관측망은 36 km, 무인 자동기상관측망은 15 km이다. 특히 자동기상관측장비의 우량계는 0.5 mm Tipping bucket을 사용하기 때문에 이보다 작은 해상도의 강우 강도의 특성을 감지하기가 곤란하지만 목포기상대와 해남기상관측소에 각 1대씩 설치된 연구용 광학강우강도계는 순간적으로 발생하는 강수 특성을 0.001 mm 단 위로 섬세하게 관측할 수 있다.

여기에서는 이번 호우 기간 중 중규모대류운시스템에 의해 목포지방의 일강수 량 극값을 갱신한 사례에 대해서 수치예보모델을 통해 어느 정도까지 정량적으로 예측가능성을 판단하기 위하여 강수량 참값으로서 AWS 누적강수량을, 예측자료로 지역수치예보모델 30 km 자료를 분석하였다.

2. 비종관자료

가. 기상레이더

레이더는 광범위한 부분을 입체적으로 관측하여 고해상도 정보를 제공한다. 또 한 필요에 따라 관측 간격이나 범위를 조절하여 자료를 얻을 수 있으므로 관측하 고자 하는 강수시스템이 이 범위에서 활동하면 자세한 관측과 분석이 가능하다. 레이더 관측에서 얻어진 반사도는 구름의 구조나 강수역을 파악할 수 있고, 시선 속도는 강수시스템의 운동학적 구조를 볼 수 있는 바람장을 파악할 수 있으므로 중규모 강수시스템의 가장 중요한 정보를 주기 때문에 강수시스템을 입체적으로 파악하는데 필수적인 자료라고 할 수 있다. 그러나 레이더 반사도는 목표물에 대 한 전자기파의 반사 신호이므로 이것을 실제 강수량과 같은 값으로 취급할 수 없 고 반사도에 대한 해석이 필요하다.

진도 S-대역 레이더와 연구용인 무안 X-대역 레이더는 여름철 장마전선과 중 규모대류운시스템 또는 태풍과 같은 악기상을 관측할 수 있는 진입로에 위치하고 있어 남서해안에서 발생하는 악기상에 대한 이중 도플러 바람장 분석을 가능하게 한다. 이중 도플러 레이더의 특성은 Table 1에 나타내었다.

이중 도플러 레이더의 분석영역은 연구용 무안 레이더가 커버하는 반경 70 km 공간을 설정하였고, 진도 레이더에서는 무안 레이더가 설정한 분석영역과 일치하는 영역을 설정하였다. 연구용 무안 레이더는 관측 반경이 70 km이고 평시에는 10개 의 고도각 관측을 수행하고 악기상 발생시 19개의 고도각으로 상시관측을 수행하 고 있으며 매 10분마다 부피 주사 관측과 Range Height Indicator (RHI) 관측을 동시에 수행하고 있다.

관측분해능은 반지름 방향으로 250 m이고 방위각 방향으로 1°이다. 그리고 기 상청 현업용인 진도 레이더는 매 10분마다 관측고도각 9개와 관측반경 240 km의 부피 주사 관측을 수행하고 있고 관측분해능은 반지름 방향으로 1 km이고 방위각 방향으로 1°이다.

| Parameter | Jindo radar | Muan radar | |
|---------------------|-------------------------------------|------------------------|--|
| Wave length (Band) | 10 cm (S-band) | 3 cm (X-band) | |
| Pulse width | 1.0 <i>μ</i> s | 0.5 μs | |
| Bin spacing | 1,000 m | 250 m | |
| Nyquist velocity | 31.14 ms^{-1} | 32.0 ms^{-1} | |
| Antenna beam width | 1.2° (8.5 m) | 1.2° (2.0 m) | |
| Number of elevation | 9 $(0.2^{\circ} \sim 11.0^{\circ})$ | 10 (0.5°~25.0°) | |
| Range (km) | 240 km | 70 km | |
| Scan interval | 10 min | 10 min | |

Table 1. Characteristics of Jindo and Muan radars.

분석 가능 영역은 Lhermitte and Atlas (1961)가 제안한 두 대의 레이더에서 관 측된 시선속도가 이루는 각 (β)의 크기가 18°이상이고 162°이하인 값을 사용하였 다. 그리고 각각의 레이더 분석영역에 대하여 구면좌표계의 레이더 원시자료를 NCAR/SPRINT (National Center for Atmospheric Research / Sorted Position Radar INTerpolation) CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space)을 사용하여 수평으로 141×141 개의 격자점 (분해 능 : 1×1 km), 수직으로 31개의 격자점 (분해능 : 0.5 km)으로 구성된 3차원 격자 자료를 생산하여 이중 도플러 3차원 바람장을 산출하였다. 이중 도플러 레이더에 의한 바람장 산출 알고리즘은 기상연구소 (2003)에서 제시한 알고리즘을 사용하여 분석을 수행하였다.

나. 마이크로강우레이더

짧은 시간동안 집중호우를 유발시키는 중규모대류운시스템의 강수특성, 즉 강 수 입자들의 성장과정에 관여하는 충돌·병합과정의 크기 변화를 파악하기 위하여 Table 2와 같은 특성을 가진 마이크로강우레이더 (Micro Rain Radar: MRR)로부 터 계산된 반사도, 강우강도, 수함량, 낙하속도를 분석하였다.

Table 2. Characteristics of MRR.

| Parameter | Characteristics | |
|--------------------|-----------------|--|
| Transmit frequency | 24.1 GHz | |
| Wave length (Band) | 1 cm (Ka) | |
| Antenna beam width | 1° (0.6 m) | |
| Peak power | 50 mW | |
| Modulation | FM-CW | |

C. 특수 기상장비의 관측원리

1. 기상레이더

기상레이더는 비·눈 등의 강수구역의 분포 등을 관측할 수 있지만 도플러 기능 을 추가한 도플러 기상레이더는 재래식 레이더의 기능 이외의 바람 관측이 가능하 다. 보통 3~10 cm 정도의 파장인 전자기파를 이용하는 도플러 레이더는 강수에 대 한 반사도의 관측뿐만 아니라 반사파 진동수의 변화를 측정해서 목표물의 이동속 도를 산출, 풍속이나 연직 기류속도를 관측한다.

가. 레이더 관측모드와 자료 생산

레이더 안테나의 일반적인 주사 방법은 Plan Position Indicator (PPI), Range Height Indicator (RHI), Constant Altitude PPI (CAPPI), Sector PPI (SPPI), Sector RHI (SRHI) 그리고 부피 주사 (volume scan) 등이 있다 (Fig. 3).

PPI와 RHI 주사는 기상레이더의 전형적인 방법이다. 이 중 PPI 주사 (Fig. 3(a)) 는 360°를 주사하는 전형적인 레이더 주사 유형으로 안테나 최대주사속력과 각 리 스트에서 선택된 고도각에 따라 실행된다. RHI 주사 (Fig. 3(b))는 각 리스트에 정 의된 방위각 지점에서 고도각 제한 입력창에 입력된 최대 고도까지 고도각을 따라 주사한다. 대부분 자동관측으로 수행하고 있는 부피 주사 (Fig. 3(c))는 360°를 PPI 주사하면서 일정한 고도각까지 부피로 관측하는 것이며, CAPPI (Fig. 3(d))는 부피 주사 자료 중 같은 고도 면을 표출하여 에코의 수평적인 해석을 용이하게 하는 것 이다.



Fig. 3 Scan mode of Doppler weather radar.

나. 레이더 시선속도 관측

시선속도란 레이더로부터 멀어지거나 접근하는 물체의 속도 성분으로써 수신전압 신호 의 위상변화를 검출하여 시선속도로 환산한다. 위상변화와 시선속도와의 관계를 설 명하면 안테나로부터 방사된 전자기파의 최초의 위상을 Φ₀, 레이더 파장을 λ, 목 표물까지의 거리를 r이라 하면 되돌아오는 신호의 위상 Φ은 다음 식으로 주어진 다.

$$\Phi = -\frac{4\pi}{\lambda}r + \Phi_0 \quad (rad) \tag{7}$$

하나의 펄스에서 다음 펄스까지 시간에 따른 위상변화는

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{-4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} = \frac{-4\pi}{\lambda}, \quad V_r = \omega_d \quad (\textit{rad} | \text{sec}) \quad (8)$$

이다. 식 (8)에서 V_r 은 수상입자의 평균 시선속도, 각속도 ω_d 는 2π f_d 이다. 따라

서 도플러 편이진동수 ƒ 는

$$f_d = -\frac{2}{\lambda} V_r (\sec^{-1}) \tag{9}$$

이므로 결국 시선속도 V,은 다음 식과 같다.

$$V_r = -\frac{\Lambda}{2} f_d (m/\text{sec}) \tag{10}$$

이때 시선속도 V,은 접근하는 목표물인 경우에는 도플러 진동수가 증가 (f_d>0) 하므로 (-)음수가 되고, 멀어지는 경우는 도플러 진동수가 감소 (f_d<0) 하므로 (+)양수가 된다. 또한 위 식에서 시선속도는 도플러 진동수 편이에 비례하고 레이더 파장에는 반비례 한다. 이때 진동수 변화는 기상에코가 레이더에 대하여 상대적으로 변화하였기 때문 에 나타난 것이다. 레이더 파장은 항상 일정하므로 진동수 변화는 단지 기상에코의 속도에 따라서 변화한다.

레이더의 시선속도는 레이더 방향으로 멀어지거나 다가오는 운동 성분만을 관 측하므로 물체가 레이더 방향과 수직이 되게 움직이거나 시선 방향으로 이동했음 에도 불구하고 △ *ν*=1/2 λ*μ*일 경우에는 물체가 이동하지 않은 것으로 판단한다. 이 것은 도플러 레이더가 실제로는 진동수 편이를 관측한 후 진동수 편이와 속도와의 관계식

$$2\pi f_d = 2\pi \left(-\frac{2}{\lambda} V_r\right) \tag{11}$$

을 통하여 *V*,을 구해내기 때문이다. 물체의 편이가 1/2 λμ일 경우에는 진동수 편 이를 측정할 수 없으므로 물체가 이동하지 않은 것으로 착각한다. 바람을 관측할 수 있는 확률로서 시선속도는 실제속도 × cosθ (Table 3)이다. 레이더 중심으로부 터 시선속도 방향과 실제속도 사이의 각도 (θ)에 따라 관측확률이 결정되며 관측 확률과 각도는 서로 반비례한다.

| Degrees of an $angle(\theta)$ | cosθ | Observation probability(%) |
|-------------------------------|------|----------------------------|
| 0 | 1.0 | 100 |
| 15 | 0.97 | 97 |
| 30 | 0.87 | 87 |
| 45 | 0.71 | 71 |
| 60 | 0.50 | 50 |
| 75 | 0.26 | 26 |
| 90 | 0.0 | 0 |

Table 3. Observation probability for Wind.

다. 이중 도플러레이더 바람장 관측

두 대의 도플러 레이더를 이용한 3차원 바람장 분석 방법으로는 COPLAN 방법 과 이중 도플러 레이더 방법 (Armijo, 1969; Ray et al. 1980)이 이용된다. COPLAN 방법은 2대의 도플러 레이더의 중심축을 포함한 어떤 평면을 각 레이더 빔이 동시에 주사하면서 목표물을 관측하는 것으로 그 관측 방법이 복잡하다. 한 편, COPLAN 방법에 비해 이중 도플러 방법은 관측과 분석 방법이 용이하므로 최 근에 이중 도플러 방법이 많이 이용되고 있다.

이중 도플러 레이더를 이용한 바람장 산출 방법은 두 대의 도플러 레이더에서 같은 강우입자의 운동을 두 방향에서 동시에 관측한 두 개의 시선속도와 유체의 연속방정식을 이용하여 특정 영역에 대하여 보다 더 정밀한 바람장을 산출할 수 있다.

이상적으로는 Fig. 4와 같이 하나의 목표물에 대하여 레이더가 서로 90°의 각도 를 이루며 관측을 해야 하는데 두 레이더에서 나온 두 개의 빔이 90°를 이루는 곳 은 타원의 원주 상에서만 나타난다. 즉, 하나의 목표물에 대하여 두 레이더에서 방 사한 빔이 수직을 이루는 선상에서만 정확한 3차원 바람성분이 얻어진다.



2. 광학강우강도계

목포기상대와 해남기상관측소에서 운영하고 있는 광학강우강도계 (Optical Rain-Gauge: ORG)는 마주보고 있는 두 개의 렌즈 중 하나에 설치된 적외방사다이 오드 (infrared light emitting diode)를 광원으로 사용한다. 지속적으로 방사되는 송신 부의 적외광선과 수신부의 수감부 사이에 빗방울이 떨어질 때 광학적 떨림 (scintillation)을 감지하여 강우강도로 변환시킨다 (Fig. 5).

송신부의 광원인 적외방사다이오드는 비교적 수명이 길고 전력 소모가 적을뿐더 러 주변 간섭을 최소화 할 수 있다. 수감부 렌즈는 광원에서 나온 빛을 Photo-diode 로 감지해서 빗방울에 의한 빛의 강도 (scintillation signal)를 증폭하여 마이크로프로 세서에서 온도 정보와 함께 강우자료 (강우량, 강우형태)로 처리한다. 강우량 WW은 다음 식과 같이 강우강도 RR과 시간 T 그리고 상수 k로 표현된다.

WW = k * RR(mm/hr) * T(hr)(mm) (13) 식 (13)에서 강우강도 RR은

RR = 25 (5/16 V_{out}⁷- 1.25)^{1.87}- 0.15 (mm/hr) (14) 이며, 주위온도로서 종적상수 *k*는 다음과 같다.

| k = 1 | $T > 3 \ C$ | | |
|--------------------|----------------|--|--|
| k = 0.1 | T < -4 °C | | |
| $k = \exp((T-10))$ | -4 ℃ < T < 3 ℃ | | |

광학강우강도계의 특성은 Table 4와 같다.



Fig. 5 Features (up) and Block diagram (down) of ORG.

| Parameter | Rain | Snow | Remark |
|-----------------------|----------------------|-----------|--------------|
| Observation range of | $0.1 \sim 500$ | 0.01~0 | Resolution |
| rainfall intensity | mm/hr mm/hr | | 0.1 mm/hr |
| Observation range of | 0.001 000 000 mm/h m | | |
| accumulation rainfall | 0.001** 995 | 9.999/111 | |
| Ennon nongo | 5.0/ | 10.0/ | Accumulation |
| Error range | 3 % | 10 % | rainfall |
| Rainfall resolution | 0.00 | | |
| Time resolution | 5 second | | |

Table 4. Characteristics of ORG.

3. 마이크로강우레이더

목포기상대에서 운영하고 있는 Fig. 6과 같은 독일 METEK GmbH사의 마이크 로강우레이더 (Micro Rain Radar: MRR)는 24 GHz의 진동수를 사용하는 K-대역 범주의 Frequency-Modulated Continuous Wave (FM-CW) Radar이다.



Fig. 6 MRR at Mokpo site.

가. 마이크로강우레이더의 특성

마이크로강우레이더는 전자기파를 연직으로 방사하여 되돌아오는 신호를 이용 해 레이더 반사도와 연직낙하속도를 측정하는 장비이다. 이 두 가지 정보를 이용하 여 마이크로강우레이더는 강우강도, 액체수함량 (Liquid Water Content: LWC), 입 자크기분포 (Drop Size Distribution: DSD)를 산출할 수 있다.

유효 관측범위는 3 km이고, 관측 민감도는 -10 dBZ/km로써 0.01 mm/h 크기의 적은 양의 강우까지도 감지할 수 있다. 관측의 시간 분해능은 최소 10초로 전체 입 자의 스펙트럼 보정을 위해 보통 30초 동안 적분하여 평균값을 취하여 사용한다.

나. 마이크로강우레이더의 강우 변수

비 펄스 모드인 마이크로강우레이더는 펄스 송신과 에코 수신과의 시간 차이에 의한 목표물의 고도 계산은 불가능하기 때문에 송신되는 전자기파의 진동수를 선 형으로 감쇠 변조해서 목표물에 의해 반사된 에코와의 진동수 변이로 목표물의 고 도와 낙하하는 빗방울의 종속도 그리고 후방산란된 단면적으로부터 강수입자크기 분포를 구할 수 있다.

마이크로강우레이더는 일반적으로 입자크기가 파장에 비해 작은 레일리 산란을 가정하면 입자에 의해 후방산란되는 단면적은 입자크기의 6승에 정비례하게 된다. 단위체적당 후방산란되는 단면적과 레이더 상수를 이용하여 신호 세기를 계산한다.

① 스펙트럼 파워 (spectral power) p(f)df 는

$$p(f)df = C\frac{\triangle h}{h^2}\eta(f)df$$
(15)

로서 C는 캐리브레이션 함수이며, $\eta(f)df$ 는 스펙트럼 부피반사도 (m^2/m^3) 이다.

② 단위체적당 (m³) 물방울의 크기인 DSD로서 N(D)는

$$N(D)dD = \frac{\eta(f)\frac{\partial f}{\partial \nu}\frac{\partial \nu}{\partial D}}{\sigma(D)}dD$$
(16)

이다. 식 (16)에서 $\sigma(D)$ 는 후방산란 단면적 (m^2) 이다.

③레이더 반사도 Z_e (dB)는

$$Z_{e} = \frac{\lambda^{4}}{\pi^{5}} \frac{1}{|K|^{2}} \int_{0}^{\infty} \mathfrak{n}(f) df \qquad (17)$$

로서 입자 사이즈 분포의 6승과 같다.

$$Z = \int_{0}^{\infty} \mathcal{N}(D) D^{6} dD \tag{18}$$

④ 수함량 LWC는 작은 물방울들의 전체 볼륨과 물의 밀도 p "의 곱으로서 입자 사이즈 분포의 3승에 비례한다.

$$LWC = \rho_{w} \frac{\pi}{6} \int_{0}^{\infty} \mathcal{M}(D) D^{3} dD$$
(19)

⑤ 강우강도는 입자 수밀도와 최종 낙하 속도의 곱을 미분한 것과 같고, 이 곱에서 입자 사이즈를 적분하여 강우강도 (mm/h)를 구한다. Fig. 7은 강우율과 물방울 입자 크기관계를 나타낸 것이다.

$$RR = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty \mathcal{N}(D) D^3 v(D) dD \tag{20}$$



Fig. 7 Relation between drop sizes and rain rate.

총 강우강도에 가장 큰 기여를 하는 물방울의 낙하속도는 윈드프로파일러에서 시선 속도를 결정하는 일반적인 방식처럼 도플러 스펙트럼의 1승으로 정의할 수 있다. 따 라서

⑥ 낙하속도의 특성 W는

$$W = \frac{\frac{\lambda}{2} \int_{0}^{\infty} n(f) f df}{\int_{0}^{\infty} n(f) df}$$
(21)

이다. 레일리-속도의 특성은 식 (21)의 방정식에 n_R을 대입하면 구할 수 있다.

$$n_{R}(f) = \frac{N(D)\sigma_{R}(D)}{(\partial f \partial v)(\partial v)(\partial D)}$$
(22)

Ⅲ. 본론

A. 태풍 및 집중호우의 일반적 특징

1. 태풍의 발생원인과 발달과정

태풍은 해수면 온도가 27℃이상인 따뜻한 해수면 지역과 지구의 자전효과가 충 분한 남·북위 5~20°의 위도 범위에서 나타난다. 태풍 발생의 온상이 되고 있는 적도전선은 한대전선과는 다르게 양측의 기류 사이에 온도나 수증기 함유량의 차 가 적으며, 남태평양에서는 일반적으로 공기가 고온다습하여 대기는 조건부 불안정 의 상태에 있기 때문에 적란운이 쉽게 발생하여 가끔 강한 squall을 동반한다. 이 스콜이 처음으로 공기의 작은 소용돌이가 되며, 이것이 수렴기류로 인하여 적도 부 근에 모이게 된다. 이 소용돌이가 북동무역풍대의 동풍 중에 발생한 수평 파동 때 문에 한곳으로 모이게 되면 소용돌이가 크게 된다. 이것이 바로 태풍의 씨앗이다. 이 씨앗이 적도전선에서 기류의 수렴이 강해지면 크게 되어 마침내 태풍이 되는 것이다 (광주지방기상청, 1996).

태풍은 호우를 동반한다. 태풍에 의한 강수는 중심 부근의 강한 상승기류에 동 반된 중심역강수와 중심의 통과 1~2일 전에 내리는 강수가 있다. 태풍이 북상할 때는 그 동측에 북태평양고기압이 있으므로 양자와의 사이에는 기류의 수렴선이 형성된다. 이 선을 따라서 강한 상승기류가 일어난다. 여기에 산악에 의한 상승운 동이 겹치면 그 지역에는 호우성 강수가 있는 경우가 많다.

이동중인 태풍의 등압선은 불규칙한 타원을 이루고, 중심은 이동방향으로 치우 치지만 대략 좌우대칭을 이루며 정체하거나 이동이 느린 태풍은 대체로 원형을 이 룬다. 기압경도는 중심으로 갈수록 급증하며 좌측 반원보다 우측 반원에서 크다. 따라서 태풍의 접근에 따라 자기기압계의 기압곡선은 서서히 하강하기 시작하여 일반적으로 태풍 중심이 통과하는 3시간 전부터 기압하강이 더 급해지고 통과 후 는 거의 같은 비율로 급상승하여 깔때기 모양을 나타내는 것이 보통이다.

2. 집중호우의 발생원인과 일반적 특성

가. 집중호우의 일반적 특징

집중호우의 명확한 정의는 없으나 일반적으로 1시간 강우량이 30 mm 이상, 24시 간 강우량이 80 mm 이상 이거나 연강수량의 10 %에 상당하는 비가 하루에 내리는 경우로서 시간적 집중성과 공간적 집중성이 매우 강한 비를 의미한다. 이러한 현상 은 보통 10~20 km 좁은 지역에서 단시간에 집중적으로 쏟아지거나 지속시간이 수 십 분에서 수 시간 정도로 매우 짧은 시간에 천둥 · 번개를 동반하여 집중적으로 내리기도 하며 태풍, 장마전선, 대규모 저기압 및 수렴대 등에 동반되어 2~3일간 지속되기도 하는 특징을 가지고 있다

호우의 일반적인 특성으로서 1시간 이내의 강우량 극값은 저기압 및 전선에 의 해 발생되는 경우가 많으며 1일 이상의 극값은 태풍이나 장마전선에 의해 발생되 는 경우가 대부분이다. 또한 우리나라에서 일강우량이 80 mm 이상의 호우 일수는 연평균 25일 정도이고 150 mm 이상의 호우일은 연평균 7일 정도로서 전체의 85% 가 6~9월 중에 발생하는 특징이 있다 (광주지방기상청, 1996).

나. 집중호우의 발생원인

한반도에서 집중호우는 주로 장마전선상의 요란, 태풍, 저기압 및 고기압 가장자 리의 기단불안정에서 비롯되며 이러한 불안정의 요인은 여러 개의 적란운으로 구 성된 적란운 군이 발달하여 좁은 지역에 강한 집중호우가 발생하는 것이다.

적란운의 크기는 보통 수평방향으로 수~수십 km, 연직방향으로는 대류권의 꼭 대기 부분인 권계면 (고도 10~15 km)에 달한다. 발달한 적란운은 약 1,000~1,500 만 톤의 물을 포함하고 있는 거대한 하늘의 저수지라고 볼 수 있다. 이런 구름이 지나가면서 비를 뿌리면 보통 소낙성 강수라고 말한다. 그러나 이 구름이 한 곳에 정체하여 계속 비가 내리면 집중호우가 되는 것이다. 이 구름은 수명이 1~2시간 정도밖에 되지 않으나, 주변의 기상조건이 맞으면 생성하고 소멸하는 과정이 수없 이 반복되면서 며칠 동안 계속되는 때도 있다.

B. 태풍 '민들레'에 의한 호우 특성

1. 개요

제7호 태풍 '민들레'는 Fig. 8과 같이 2004년 6월 23일 북태평양에서 발생, STS 까지 강화된 후 7월 4일 9시경 제주도 서귀포 서남서 쪽 약 200 km 해상에서 온 저화 과정을 거쳐 북서진하다가 중부지방을 통과하여 소멸되었다.

제7호 태풍 '민들레'가 북상하기 하루 전 2004년 7월 2일까지는 장마전선에 의해 간헐적으로 강수현상을 보였고 태풍의 직접적인 영향권에 들기 하루 전인 7월 3일 부터 태풍 전면에 강한 수렴대가 형성되어 남부지방에 집중호우가 발생, 7월 4일에 는 태풍의 직접적인 영향권에 들면서 전국적인 호우가 발생하였다



Fig. 8 Best track of No.7 Typhoon Mindulle.

2. 종관일기도 분석

2004년 7월 2일 0000 UTC 지상 분석일기도 (Fig. 9(a))를 보면, 대만 동쪽해상 으로 큰 영역에 걸쳐 북태평양 고기압이 형성되어 있고, 그 서쪽 경계인 대만 부근 에 제7호 태풍 '민들레'가 위치하면서 아주 느린 속도로 북북서진하고 있다. 한편 한반도 북부지방은 동해상에 cP 기단인 오호츠크해 고기압이 위치하여 기압능의 영향을 받고 있고, 남부지방은 오호츠크해 고기압과 북태평양 고기압과의 경계를 따라 서해상으로부터 형성된 장마전선의 영향을 받아 강수현상을 보이고 있다. 이 후 7월 2일 1200 UTC에는 태풍이 북상함에 따라 두 고기압의 세력이 약간 위축되 면서 서해상으로부터 동해상으로 기압골이 형성되었고, 제7호 태풍은 그 중심을 대 만 북쪽해상에 위치하면서 느리게 북북서진 하였다.



Fig. 9 Synoptic weather analysis charts for surface on 0000 UTC 2(a) and 3(b) July 2004.

7월 3일 0000 UTC 일기도 (Fig. 9(b))를 보면, 태풍은 북진하여 중국 남동해안 에 상륙하였고, 그 전면으로 북태평양고기압 서북쪽 가장자리를 따라 기압골이 동 해상까지 발달하고 있다. 이후 7월 3일 1200 UTC에 태풍은 전향 후 빠른 속도로 북북동진하여 상해 앞바다에 위치하였고, 한반도는 태풍전면의 수렴대에서 발달한 강수시스템에 영향을 받고 있다. 7월 4일 0000 UTC에 태풍은 북동진하여 제주도 서쪽 약 200 km 해상까지 진출하였지만 열대성저압부로 약화되었고, 이후 한반도 는 이 열대성저압부의 직접적인 영향으로 전국적인 호우를 동반하였다. 이때 7월 3 일 0000 UTC 상층일기도에서 특징적인 것을 살펴보면, 850 hPa 분석일기도 (Fig. 10(a))에서 한반도는 북태평양 고기압의 영향권에 놓여 있고, 그 서쪽 경계면에서 제7호 태풍 '민들레'가 북상하고 있다. 그리고 태풍중심으로부터 북태평양고기압 가 장자리인 제주도 지역까지 포차가 작은 지역이 위치하고, 만주 북부에 중심을 둔 저기압으로부터 태풍방향에 위치한 산동반도로 기압골이 형성되어 있어 불안정한 환경이 조성되면 호우를 발생시킬 수 있는 좋은 조건임을 판단할 수 있다.



Fig. 10 Synoptic weather analysis charts for 850(a) and 200 hPa(b) on 0000 UTC 3 July 2004.

한편 200 hPa 상층일기도 (Fig. 10(b))에서는 강풍대가 한반도를 중심으로 동서 로 형성되어 있고, 특히 제트기류의 입구가 위치하고 있어 제트기류 축의 남서쪽에 위치한 한반도 남서지방에서 2차 순환에 의한 상승류의 유발로 불안정을 가속화 시킬 수 있는 좋은 환경을 조성하고 있음을 알 수 있다. 이후 하층의 기압골 축을 따라 태풍이 북상하였고, 상층 제트기류는 태풍에 의해 기압골이 발달하면서 불연 속적으로 사행하는 형태를 보였다.

3. 위성영상 분석

2004년 7월 2일 0000 UTC 위성영상 (Fig. 11(a))을 보면, 제7호 태풍 '민들레' 는 태풍의 눈을 가지지 않은 약한 중형태풍으로 대만 부근에 위치해 있고, 장마전 선 상에서 수렴대가 형성되면서 구름대가 전라서해안에 위치해 있었으나, 강한 비 구름대가 서해 남부해상에서부터 형성되면서 우리나라 남부 내륙지방으로 유입되 고 있으나 0600 UTC (Fig. 11(b))에는 이 비구름대가 많이 약화되었음을 알 수 있 다. 2일 1800 UTC (Fig. 11(c)) 에서는 중국 화중지방에서 유입되는 비구름대가 태 풍 '민들레'의 북쪽에서 발달하면서 확장하는 모습을 보이고 있는데, 태풍이 열대성 저압부로 약화되는 과정에서 고온다습한 공기가 유입되면서 점차 강화되고 있다. 이후, 4일 0000 UTC (Fig. 11(d))에 태풍 '민들레'는 열대성 저압부로 약화되었고, 발달한 비구름과 함께 우리나라 전반에 걸친 호우를 발생 시켰다.



Fig. 11 The image of GMS. (a)0000 UTC 2 July 2004, (b)0600 UTC 2 July 2004, (c)1800 UTC 2 July 2004, (d)0000 UTC 4 July 2004.

4. 강수량 분석

태풍사례에 대해 일강수량 분포를 통해 강수특성을 살펴보면, Fig. 12(a)의 2004 년 7월 2일에는 장마전선 상에서 단속적으로 발생한 중규모대류운시스템들에 의해 남부지방과 남서해안에 강한 강수를 보였고, Fig. 12(b)의 7월 3일에는 태풍 전면에 강한 수렵대가 형성되면서 중규모대류운시스템들이 발달하여 남부지방에 집중호우 를 동반하였다. 특히 이 날 오후 3시경에는 목포부근으로 강한 중규모대류운시스템 이 통과하면서 Table 5와 같이 시간당 64.5 mm의 강수가 내려 목포기상대 관측 이래 최고 시간강수량을 기록하였다.



Fig. 12 Daily accumulated rainfall amount on $2 \sim 4$ July 2004.

| rontring | Day maxmum | 1 hour maxmum | Maximum | |
|----------|----------------------|---------------------|---------------------------|--|
| Tanking | rainfall (mm) | rainfall (mm) | instantaneous W/S (m/s) | |
| 1 | 241.0 (7.4, Sokcho) | 69.0 (7.4, Sokcho) | 37.6 (7.4, 07:46, Jindo) | |
| 2 | 125.0 (7.4, Gangwa) | 64.5 (7.3, Mokpo) | 35.4 (7.4, 05:24), Gosan) | |
| 3 | 119.5 (7.3, Kwangju) | 54.5 (7.3, Kwangju) | | |

Table 5. Extreme value of the rainfall, wind speed for $3 \sim 4$ July 2004.

이 기간 중 7월 3일 14시부터 17시까지 광학강우강도계로 관측된 목포지방의 강수를 분석하였다. Fig. 13(a)는 AWS로 관측된 강수량에 대한 분당 0.5 mm Tipping bucket 발생 횟수 (red bar)와 광학강우강도계로 관측된 순간 강우강도 (mm/시간)이다 (blue line). Fig. 13(b)는 AWS (red line)와 광학강우강도계 (blue line)로 관측된 강수량을 한 시간 누적강수량으로 환산하여 이동 평균한 것이다.



Fig. 13 Distribution of rainfall amount by AWS and ORG on 3 July 2004 at Mokpo.

Fig. 13에서, AWS 강수량은 0.5 mm Tipping bucket를 사용하여 이보다 작은 해상도의 강우강도의 특성을 감지할 수 없는 반면, 광학강우강도계는 순간적으로 발생하는 강수특성을 섬세하게 관측할 수 있음을 알 수 있다. 한편 한 시간 누적 이동평균값을 살펴보면 15시 부근에 많은 편차를 보이는데, 이는 강수 초기에 발생 한 광학강우강도계의 오작동으로 강수가 결측되어 일어난 현상이다. Fig. 14는 해남에서 태풍의 직접적인 영향으로 강수가 발생한 04시부터 11시까 지 두 관측기기에 나타난 강수특성이다.



ORG and AWS Observation



Fig. 14. The same as in Fig. 13 except for on 4 July 2004 at Haenam.

Fig. 14(a))를 보면 시간당 강우강도가 0.1 mm에서 45 mm로 변화폭이 크게 나 타나는데 Fig. 14(b)의 이동평균 시간강수량을 보면 두 관측기기간에 거의 차이가 없음을 알 수 있어 간접적으로 광학강우강도계의 정확성을 판단할 수 있다. 참고로 다른 사례에서 두 관측기기 간에 상관도는 0.99로 거의 일치하였고, 표준편차는 AWS 관측값의 25% 이내, 광학강우강도계가 10% 이내로 과소평가하는 것으로 나타났다.

5. 마이크로강우레이더자료 분석

다음은 해남의 마이크로강우레이더로 관측한 강우특성 자료이다. 해남지방의 강 우강도 시계열자료 (Fig. 14(a))에서 7월 4일 오전 7시에 11.5 mm/시간의 강우강도 가 기록되었는데, 이때 마이크로강우레이더에 나타난 강수특성을 보면, 전체적으로 4 mm 내외의 입자크기를 가진 강수입자가 크기별·고도별로 고르게 분포하고 (Fig. 15(a)), 입자의 크기가 작을수록 수농도 분포가 101 부터 106개 까지 지수 함 수적으로 증가 (Fig, 15(b)) 함을 알 수 있다.



Fig. 15 Distribution of rainfall drop size on 0700 KST 4 July 2004 at Haenam.

이와 같이 짧은 시간간격의 상세 시간해상도로 강수 입자들의 크기 변화를 관 측하는 것은 강수입자 성장과정에 관여하는 충돌·병합과정을 좀 더 체계적으로 이해하고, 호우를 유발하는 중규모대류운시스템의 강수특성을 정량적으로 분석할 수 있는 기준을 제공한다. Fig. 16은 강수 입자들이 병합과정이 진행됨에 따라 점 차 성장하여 평균 강수입자질량이 커지는 방향으로 크기분포가 이동 (Berry and Reinhardt, 1974)하는 것을 보여주고 있다.



Fig. 16 The coalescence process by Bin-resolving coalescence model.

한편, 같은 시간에 관측된 마이크로강우레이더로부터 계산된 반사도, 강우강도, 수함량, 낙하속도를 살펴보면, 강우강도 (Fig. 17(a)~(b))는 지표부근에서 가장 높 게 나타나 있고, 연직으로 갈수록 감소하여 고도별 충돌ㆍ병합에 의한 강우입자의 성장과 강우강도의 밀접한 관계를 잘 보여주고 있다. 그리고 강우강도의 정확성은 광학강우강도계와 비교평가 하였을 때 지상 부근에서 상관도가 0.9 이상으로 높게 나타났고, 상층으로 갈수록 상관도가 낮아졌다.

관측된 강우강도는 지상부근에서 과대평가, 상층으로 갈수록 과소평가하는 경향 으로 나타나 강우입자에 의한 레이더의 감쇄효과 특성을 잘 보여주고 있다. 또한 낙하속도 (Fig. 17(b))는 고도별·입자크기별 수농도 분포와 같은 경향을 보이고 있 어 입자크기별 수농도 분포 (Fig. 17(c))와 낙하속도 (Fig. 17(d))가 밀접한 관계가 있음을 간접적으로 알 수 있다.



Fig. 17 The reflectivity, Rain rate, Liquid water contents, and falling velocity of drops by MRR on 0700 KST 4 July 2004.

6. 수치예보모델 산출자료 분석

태풍의 직·간접적인 영향에 의한 호우유발 환경을 분석하고 중규모대류운시스 템에 대한 수치예보모델의 예측능력을 판단하기 위하여 수치예보모델 분석자료와 예측자료를 분석해 보았다.

먼저 850 hPa 수분속 및 상당온위, SSI (Showalter Stability Index, 850~500 hPa) 및 K-index에 의한 안정도에 대한 7월 3일 0000 KST 예보모델의 분석자료 를 보면, 850 hPa 고도장 수분속 분포 (Fig. 18(a))에서 대만부근에 중심을 둔 태풍 을 중심으로 강한 수분속장이 형성되어 있고, 위험반원인 태풍의 오른쪽 면을 따라 한반도 남부지방까지 강한 수분속장이 형성되어 있다.



Fig. 18 The auxiliary analysis charts of numerical model on 0000 KST 3 July 2004.

SSI 안정도 지수 분포 (Fig. 18(b))를 보면 -5 정도의 강한 불안정층 중심이 서 해상에 위치하고 있고, K-index 안정도 지수 (Fig. 18(c))에서도 41 정도의 강한 불 안정층이 같은 지역에 형성되어 있다. 또한 850 hPa 상당온위 분포 (Fig. 18(d))를 보면, 태풍중심부근에서 서해상까지 고상당온위 영역이 위치하고 있어 호우를 유발 할 수 있는 최적의 조건을 형성하고 있다.

7월 4일 0000 KST 수치예보모델의 분석자료를 보면 850 hPa 고도장 수분 속 분포 (Fig. 19(a))에서 제주 서쪽해상에 중심을 둔 태풍을 중심으로 강한 수분속장 이 형성되어 있고, 위험반원인 태풍의 오른쪽 면을 따라 한반도지역과 남해해상, 동해남부해상에 걸쳐 강한 수분속장이 형성되어 있다.



Fig. 19 The same as in Fig. 18 except for on 0000 KST 4 July 2004.

SSI 안정도 지수 분포 (Fig. 19(b))를 보면 전 시간에 비해 다소 약화되었지만 한반도 중부·남부전역이 2 이하의 성층을 형성하고 있고 남해안과 부산지역에 다 소 불안정한 영역이 위치하고 있다. 한편 K-index 안정도 지수 (Fig. 19(c))에서도 태풍에 동반된 구름대를 따라 한반도 남서쪽에서 동해상까지 불안정층이 형성되어 있다. 또한 850 hPa 상당온위 분포 (Fig. 19(d))를 보면, 고상당온위역이 태풍에 동 반된 구름대와 잘 일치하고 있고, 특히 한반도 남서해안에 가장 높은 고상당온위 지역이 위치하고 있어 호우 발생 가능성이 다른 지역보다 높다는 것을 알 수 있다.

이 기간 동안 고층관측에 의한 제주, 광주, 흑산도의 안정도 분포를 보면 호우 발생 시 제주는 SSI 안정도 지수가 -2.0, K-index 36 이상 계산되었고, 흑산도는 SSI 안정도 지수가 -3.3, K-index 41, 광주는 SSI 안정도 지수가 -4.2, K-index 42 값을 보이고 있어, 수치예보자료 분석에서와 동일하게 호우 발생을 위한 최적 환경 임을 알 수 있다.

다음으로 이번 호우기간 중 중규모대류운시스템에 의해 목포지방의 일강수량 극값을 갱신한 사례에 대해서 수치예보모델을 통해 어느 정도까지 정량적으로 예 측 가능한가에 대해 분석해 보고자 한다. 강수량 참값으로 AWS 관측 누적 강수량 을, 예측자료로는 지역수치예보모델 30 km 자료를 사용하였다.



Fig. 20. The accumulated rainfall amount by AWS and NWP model on $1400 \sim 1700$ KST 3 July 2004.

Fig. 20(a)의 AWS에 관측된 누적강수량을 보면 주강수대 축이 남부지방에 형 성되어 있고 가장 발달한 강수역이 목포지방에 104 mm/3h를 나타내고 있다. 이를 수치예보모델 예측자료와 비교해 보면, 호우발생 하루 전 예측자료인 Fig. 20(b)의 7월 2일 0000 UTC에는 태풍시스템에 의한 강수역이 제주지방에 약 50 mm/3h 예 측하고 있고, 남부지방까지는 강수시스템이 진출하지 않아 무강수 상태를 보이고 있다. 이후 호우 발생 12시간 전 예측자료인 Fig. 20(c)의 7월 1200 UTC에는 제주 지방에 211 mm/3h의 강수량을 예측하고 있고, 강우강도는 약하지만 강수역이 태풍 전면인 서해남부해상에서 남부지방까지 폭 넓게 형성되어 있다. 이후 호우발생 당 일 예측자료인 Fig. 20(d)의 7월 3일 0000 UTC에서는 제주에 143 mm/3h의 강수 량을 보이고 있고, 남부지방의 강수대도 약하긴 하지만 12시간 예측자료보다는 약 간 강해진 형태를 보이고 있다. 이는 수치예보모델 예측자료를 통해 종관시스템에 대한 대략적인 강수발생 지역은 예측이 가능하지만 이 사례와 같이 중규모대류운 시스템에 의해 단시간에 발생하는 집중호우에 대해서는 호우발생 지역과 강수량을 정확히 예측하기에 수치예보모델이 한계성 가진다는 것을 알 수 있었다. 따라서 악 기상에 의한 재해를 방지하기 위해서는 종관관측 및 분석도 중요하지만, 국지적으 로 발생하는 집중호우에 대해서는 기상위성 및 레이더 등 고해상도의 비중관 관측 자료를 효과적으로 활용해야 한다.

7. 기상레이더자료 분석

2004년 7월 3일 사례에 발생한 호우시스템을 보다 체계적으로 분석하기 위하여 GOES-9 위성자료, 진도 레이더와 연구용 무안 레이더의 반사도 및 이중도플러 분 석바람장 자료를 활용하였다.

2004년 7월 3일 0900 KST의 GOES-9 위성영상 (Fig. 21(a))을 보면 기압골에 동반된 구름대가 중국내륙에서 한반도에 걸쳐 있고, 특히 이 구름대 남단의 중국 동해안에서 한반도 서해남부해상에 걸쳐 squall line 형태로 일직선상에서 강한 대 류운이 발달하고 있다. 반경 240 km 범위의 진도 레이더 CAPP 영상 (Fig. 21(b)) 을 보면 위성영상에서 볼 수 있었던 발달한 대류운 영역이 보다 상세한 반사도 차 이로 나타나 있고, 특히 이 구름대의 연직단면 반사도 분포 (Fig. 21(e))에서 위성 영상에서는 구분할 수 없었던 강한 대류운시스템이 고도 11 km 이상, 30 km 정도 의 수평규모를 갖는 다중세포시스템으로 구성되어 있음을 알 수 있다.



Fig. 21 GOES-9 Composite image and radar reflectivity on 0900 KST 3 July 2004.

또한 반사도 40 dBZ 이상의 강한 강수역이 6 km 높이에서 지상까지 형성되어 있 어 강수를 동반한 중규모대류운시스템에 대한 연직구조를 보다 상세하게 분석할 수 있다.

진도 레이더 (Fig. 21(c))와 연구용 무안 레이더 (Fig. 21(d))의 반사도를 비교해 보면, 위성영상에 비해 좁은 영역에서 두 레이더가 비슷한 반사도 분포를 보이고 있고, 강우강도도 약하게 나타났다.

1시간 뒤인 7월 3일 1000 KST의 GOES-9 위성영상을 보면 (Fig. 22(a)), 중규 모 대류운은 동쪽으로 느리게 동진하면서 더욱 발달하여 대류권계면까지 도달한 것으로 판단되고, 그 발달 영역 또한 전 시간에 비해 훨씬 확장하였다. 반경 70 km 범위로 계산된 중간의 두 레이더 사이트 관측 수평반사도 자료(Fig. 22(c)~(d))를 살펴보면, 발달된 강수역은 서로 비슷한 경향을 보이고 있고, 특별히 발달한 강수 역은 나타나 있지 않다. 반경 240 km 범위의 진도 레이더 관측자료를 보면 (Fig. 22(b)) 위성영상에서는 크게 두개의 중규모 대류군집으로 보이는 영역이 더 작은 여러 개의 강수시스템으로 나타나 있고 특히 위성영상에서 볼 수 있는 두개의 강 한 대류시스템이 연직단면 반사도 분포 (Fig. 22(e))에서는 고도 6 km, 수평 약 20 km정도에서 40 dBZ 이상 강한 여러 셀이 합쳐진 다중세포시스템으로 나타남을 볼 수 있다.



Fig. 22 The same as in Fig. 21 except for on 1000 KST 3 July 2004.

다음은 7월 3일 1100 KST에 대한 비종관 관측자료 (Fig. 23)이다. 위성영상에 서 대류운은 전 시간보다 훨씬 더 발달하여 대류권계면에서 모루형태의 구름을 형 성하고 있고 70 km 반경의 두 레이더 수평반사도 분포에서도 대류군집이 점차 남 서해안으로 접근해 왔음을 알 수 있다. 또한 위성영상에서 볼 수 있는 한 개의 대 류군집은 레이더 수평반사도 분포에서 여러 개의 크고 작은 대류운으로 나누어져 나타나 훨씬 더 상세한 구조를 볼 수 있고, 북쪽 대류군집은 약화되는 반면 남쪽 주세력은 더욱 발전하고 있는 모습을 볼 수 있어 중규모 다중대류군집의 발달과 소멸 등 성장 메커니즘을 잘 보여주고 있다. 한편 반사도의 연직단면 분포 (Fig. 23(e))에서도 전 시간대 두 개의 대류운 셀이 합쳐져서 대류셀의 규모가 더욱 발달 하는 등 크고 작은 대류운들이 복합적으로 발달과 소멸을 하고 있는 과정을 상세 하게 분석 할 수 있다.



Fig. 23 The same as in Fig. 21 except for on 1100 KST 3 July 2004.

다음은 7월 3일 1200 KST에 대한 비종관 관측자료이다. Fig. 24(b)의 위성영상 을 보면 중규모 대류군집 발생역이 더 넓은 영역으로 확장하였고 한 개의 중규모 대류운시스템이 여러 개의 다중 대류군집으로 구성되어 있음을 알 수 있다. 또한 일부가 동북동진하여 남서해안에 상륙한 형태를 보여 주고 있다. 한편 Fig. 24(a)와 (c)의 반경 70 km 범위의 두 레이더 수평 반사도 관측자료에서도 호우시스템이 여 러 개의 대류군집들로 나타나 있고 특히 Fig. 24(c)의 연구용 무안 레이더 반사도 분포를 보면 사이트 주변에 강한 dBZ의 대류운이 자리하고 있어 발달한 강수입자 에 의한 감쇄효과 때문에 북서방향과 남서방향의 강한 대류운들이 약하게 잘못 관 측되고 있음을 볼 수 있다. 반면 Fig. 24(a)의 진도 레이더는 연구용 X-대역 무안 레이더와는 달리 S-대역 레이더로서 발달한 강수 입자에 크게 영향을 받지 않고 고유의 강한 반사도를 제대로 관측하고 있음을 알 수 있다. 같은 영역에 대한 Fig. 24(d)와 (e)의 두 레이더 반사도 연직 단면도를 보면 레이더 파장 특성에 의한 감 쇄효과를 제외하면 같은 강수시스템에 대해 비슷한 반사도 분포를 보이고 있으며, 대류셀 전면에 층상운 셀이 존재하고 있어서 여러 구름 형태가 복합된 상태임을 알 수 있다. 또한 Fig. 24(d)와 (e)의 이중 도플러 분석에 의한 두 레이더의 연직 바람분포를 보면 3 km 이하의 하층에서는 남동내지 남풍계열의 약한 바람, 그 상 층에서는 강한 남서 계열의 바람장이 지배적이어서 상하층간에 윈드쉬어가 강하게 형성되어 있다.



Fig. 24. The same as in Fig. 21 except for on 1200 KST 3 July 2004.

다음은 7월 3일 1300 KST에 대한 비종관 관측자료이다. Fig. 25(b)의 위성영상 을 보면 중규모 대류군집은 남서해안 연안 해상에서 더욱 발달 중에 있고, 그 일부 는 해안에 상륙하여 상층운의 선단은 확장하여 남서내륙까지 진출해 있다. Fig. 25(a)와 (c)의 두 레이더 수평 반사도 관측자료에서도 호우시스템이 여러 개의 대 류군집들로 나타나 있고 그 선단이 무안레이더사이트 상공에 위치해 있다. 그 결과 무안 레이더는 중심부근에 강한 대류군집이 자리하고 있어 감쇄효과 때문에 남서 쪽 강한 대류군집을 크게 과소평가하고 있고, 특히 연직단면도를 비교해 보면 관측 싸이트의 고도 차이 때문에 Fig. 25(d)의 진도 레이더 (해발고도 : 487 m)에 비해 Fig. 25(e)의 연구용 무안 레이더 (해발고도 : 24.5 m) 에코의 높이가 낮게 나타나 있다. 또한 진도 레이더에 비해 중심거리에서 멀어질수록 현저하게 에코의 강도를 과소평가하고 있음을 알 수 있다. Fig. 25의 이중도플러 분석에 의한 바람장 분포 에서는 전시간과 비교해 큰 변화가 없이 하층은 약한 남 또는 남동계열 바람, 상층 은 강한 남서풍 바람이 지배적이어서 강한 윈드쉬어를 형성하고 있다.



Fig. 25. The same as in Fig. 21 except for on 1300 KST 3 July 2004.

다음은 7월 3일 1400 KST에 대한 비종관 관측자료이다. Fig. 26(b)의 위성영상 을 보면 중규모 대류군집은 느리게 북동진하면서 남서해안 연안 해상에 더욱 발달 해 있고 가장 발달한 대류운역이 목포부근에 위치하고 있다. 또한 그 전면에서 발 달했던 일부 대류군집들은 남서내륙 깊이 진출해 있다. 한편 두 레이더 수평 반사 도 관측자료를 보면 Fig. 26(a)의 진도 레이더 관측자료에서는 목포부근에 강한 dBZ의 에코가 위치하고 있는 반면 Fig. 26(c)의 무안 레이더에서는 감쇄효과로 인 해 실제 에코강도를 알 수 없다. 한편 Fig. 26(d)과 (e)의 연직단면 반사도 분포를 보면, 대류군집은 점차 약해지면서 약 20~30 km의 층상운형의 구름 형태로 변화 하고 있고, 연직 5 km 내에서 강한 강수를 동반하고 있음을 알 수 있다.



Fig. 26 The same as in Fig. 21 except for on 1400 KST 3 July 2004.

다음은 7월 3일 1500 KST에 대한 비종관 관측자료이다. Fig. 27(b)의 위성영상 을 보면 중규모 대류군집의 발달 중심이 남서해안에 상륙하였고 그 전면 남부지방 에 두 개의 발달한 중규모 대류군집이 위치하고 있다. 이 시스템에 동반된 구름대 는 대류권계면까지 성장하여 구름꼭대기에 모루를 형성하고 있고, 깊은 대류계의 존재에 의해 집중호우 가능성을 판단할 수 있다. 한편 Fig. 27(a)과 (b)의 수평반사 도자료를 보면 목포지방 북동쪽에 강한 에코가 자리하고 있고, 이 에코가 위성에서 볼 수 있는 중규모 대류군집과 잘 일치함을 알 수 있다. 그러나 레이더 영상의 발 달한 여러 개의 에코영역이 위성영상에서 하나의 발달한 시스템으로 크게 보이는 영역과 비교하여 훨씬 좁은 영역에서 특징적인 크기와 강도로 나타나 있어 위성영 상에서는 알 수 없는 대류군집의 구조를 보다 더 정확히 파악할 수 있다. 반사도의 연직단면 분석에서 Fig. 27(e)의 무안 레이더는 관측소 부근에 강한 에코가 위치하 고 있고 높은 고도까지 관측자료를 확보할 수 있어 에코의 연직구조를 보다 상세 하게 알 수 있으나 중심에서 멀어질수록 시스템을 구성하는 에코들의 강도가 감쇄 효과 때문에 현저하게 약화된 형태를 보이고 있다. 반면 Fig. 27(d)의 진도 레이더 는 시스템을 구성하는 에코들의 강도와 크기를 보다 정확히 나타내고 있다. 이중도 플러 분석에 의한 바람장 분포는 Fig. 27과 같이 전 시간과 비교해 큰 변화는 보이 지 않고 있다.



Fig. 27 The same as in Fig. 21 except for on 1500 KST 3 July 2004.

다음은 두 시간 후인 7월 3일 1700 KST에 대한 비종관 관측자료이다. Fig. 28(b)의 위성영상을 보면 중규모 대류군집은 동진하여 그 중심을 지리산 부근에 두 고 있고 두개의 중규모 대류군집은 하나로 합해진 모습을 보여주고 있다. 그리고 서해상에 위치하고 있던 또 하나의 발달된 중규모대류운시스템이 중부지방으로 북 동진하고 있어 호우가 예상된다. 한편 Fig. 28(a)과 (c)의 수평반사도 분석에서 중 규모대류운시스템이 동쪽으로 이동함에 따라 훨씬 작은 규모의 대류운에 의한 에 코가 여러 개 관측되어 있고, 특히 이 시스템들에 대한 Fig. 28(d)과 (e)의 반사도 연직분포를 살펴보면 강도 및 크기가 현저하게 약해졌음을 알 수 있다.



Fig. 28 The same as in Fig. 21 except for on 1700 KST 3 July 2004.

마지막으로 목포지방에 시간당 강수량 극값 (Table 5)을 기록했던 시간대인 7월 3일 오후 2시 30분경의 강우강도 특성을 연직반사도 분포와 이중 도플러 분석에 의한 바람장 분포 특성을 통해 종합적으로 분석해 보도록 하겠다. Fig. 29(a)는 진 도 레이더 관측에 의한 연직단면 반사도 분포와 이중도플러 바람장 분석에 의한 고도별 수평 바람장 분포를 같은 평면에 나타낸 것으로써 56 dBZ 이상의 강한 강 수를 포함한 영역이 1 km 상공에 위치하고 있고 그 후면에서는 서풍이, 전면에서 는 남풍 또는 남동풍이 분석되어 하층에서 강한 수렴이 발생하여 강한 강수를 유 발할 수 있는 좋은 환경을 구비하고 있음을 알 수 있다. Fig. 29(b)는 이중도플러 분석에 의한 연직방향 속도와 반사도를 나타낸 것으로써 발달하고 있는 에코가 위 치한 지역에서는 강한 상승류가, 에코가 성숙되어 강한 강수가 발생한 지역에서는 강수효과에 의한 강한 하강류역이 위치하고 있음을 알 수 있다. Fig. 29(c)는 수평 바람의 속도분포와 풍향과의 관계를 나타낸 것으로 강한 에코가 위치한 지역에서 는 하층에서 고도변화에 따른 풍향의 변화, 즉 바람의 연직쉬어가 크고 풍속은 그 다지 영향을 주지 않음을 알 수 있다. Fig. 29(d)는 연직 속도의 쉬어와 발산장의 관계를 나타낸 것으로써 반사도가 가장 강한 영역에서 연직쉬어와 하층발산이 가 장 크게 나타나 있고, 상승류가 발생한 지역 하층에 강한 수렴역이 존재한다. 또한 강한 시스템 부근에 강수에 의한 하강기류에 의해 발산장이 발달해 있고 진행방향 의 전면 하층부근에 강한 수렴역이 위치해 있어 중규모대류운시스템이 유지·발달 할 수 있는 좋은 환경을 구비하고 있다.



Fig. 29 The vertical cross section of radar reflectivity and Analyses of dual Doppler on 1430 KST 3 July 2004.

이와 같이 중규모대류운시스템에 의해 발생한 호우에 대해 정확히 정량적으로 판단할 수는 없지만 관측자료 분석을 통해 중규모대류운시스템을 발달·유지시킬 수 있는 기구의 존재 가능성을 구체적으로 검토하였고 마이크로강우레이더, 광학강 우강도계 등 특수 관측장비를 이용하여 강수 특성에 대해서도 연구하였다.

Ⅵ. 요약 및 결론

기상연구소에서는 '한반도악기상집중관측사업'의 일환으로 남서해안의 악기상 감 시 및 발생기구에 대한 연구를 수행하기 위하여 2004년 7월 3일부터 9일까지 제7 호 태풍 '민들레'에 대하여 연구용 X-대역 무안 레이더와 S-대역 진도 레이더, 해남과 목포에서 마이크로강우레이더와 광학강우강도계로 등으로 종관 및 비종관 관측업무를 수행하였다.

태풍에 의한 호우사례에 대해 종관적으로 분석해 본 결과 집중호우 발생 시점 에 강수역 부근에는 하층에 강한 수렴대, 상층은 제트기류에 의한 강풍대 등 집중 호우를 유발할 수 있는 충분한 환경이 구축되어 있었다.

마이크로장우레이더 관측 자료를 통해 강수특성을 분석해 본 결과 7월 4일 오 전 7시에 해남지방의 강우강도가 시간당 11.5 mm로 기록되었는데 전체적으로 4 mm 내외의 입자크기를 가진 강수입자가 크기별·고도별로 고르게 분포하였다. 입 자의 크기가 작을수록 수농도 분포가 101~106 개까지 지수 함수적으로 증가함을 보였다. 이러한 결과는 강수입자 성장과정에 관여하는 충돌·병합과정을 좀 더 체 계적으로 이해하고, 호우를 유발하는 중규모대류운시스템의 강수특성을 정량적으로 분석할 수 있도록 정량적인 기준을 제시해 준다. 한편 강우강도는 지표부근에서 가 장 높게 나타나 있고 연직으로 갈수록 감소하여 고도별 충돌·병합에 의한 강수입 자의 성장과 강우강도의 밀접한 관계를 잘 나타내었다. 그리고 마이크로강우레이더 에서 관측된 강우강도의 정확성은 광학강우강도계와 비교평가 하였을 때 지상 부 근에서 상관도가 0.9 이상으로 높게 나타났고, 상층으로 갈수록 상관도가 낮게 나 타나 상층으로 갈수록 강수입자에 의한 레이더의 감쇄효과가 크게 나타났음을 알 수 있다.

7월 3일과 4일 목포와 해남에서 각각 관측된 광학강우강도계와 AWS 관측자료 를 분석해 본 결과 시간당 강우강도의 변화폭은 크게 나타나지만 이동평균 시간강 수량을 보면 두 관측기기간에 상관도는 0.99로 거의 일치하였고 표준편차는 AWS 관측값의 25% 이내, 광학강우강도계가 10% 이내로 과소평가하는 것으로 나타나서 0.5 mm Tipping bucket를 사용하는 AWS는 0.5 mm 보다 작은 해상도의 강우강 도의 특성을 감지할 수 없는 반면, 광학강우강도계는 순간적으로 발생하는 강수특 성을 섬세하게 관측할 수 있음을 알 수 있어서 간접적으로 광학강우강도계의 정확 성을 판단할 수 있다.

지역 수치예보모델의 강수역 및 강수량 예측성 검토에서는 종관시스템에 대한 대략적인 강수발생 지역은 예측이 가능하지만 이 사례와 같이 중규모대류운시스템 에 의해 단시간에 발생하는 집중호우에 대해서는 호우발생 지역과 강수량을 정확 히 예측하기에는 수치예보모델이 한계성을 가진다는 것을 알 수 있었다. 따라서 악 기상에 의한 재해를 방지하기 위해서는 종관관측 및 분석도 중요하지만, 국지적으 로 발생하는 집중호우에 대해서는 기상위성 및 레이더 등 고해상도의 비종관 관측 자료를 효과적으로 활용해야 한다는 필요성을 충분히 인식 할 수 있었다.

한편 비종관 관측자료인 기상위성 및 레이더 분석자료에서 위성영상에서 볼 수 있는 서해남부해상의 스콜라인 형태의 강한 대류운을 무안-진도 레이더 반사도에 의한 수평 및 연직 구조로 살펴보았는데 특히 발달한 대류운 영역이 보다 상세한 반사도 차이로 나타나고, 40 dBZ 이상 강한 반사도 셀이 고도 6 km, 20 km 정도 의 수평규모를 갖는 여러 대류운시스템이 합쳐진 다중세포시스템으로 구성되어 있음을 알 수 있었다. 또한 연구용 X-대역 무안 레이더 반사도 분포를 보면 사이트 주변에 강한 dBZ의 대류운이 자리하고 있어 발달한 강수입자에 의한 감쇄효과 때 문에 북서방향과 남서방향의 강한 대류운들이 약하게 잘못 관측되고 있음을 볼 수 있었지만 S-대역 진도 레이더는 발달한 강수 입자에 크게 영향을 받지 않고 고유 의 강한 반사도를 제대로 관측하고 있음을 알 수 있었다.

무안-진도 레이더의 이중 3차원 바람장 분석 결과 반사도가 40 dBZ 이상 강한 영역에서 연직쉬어와 하층발산이 가장 크게 나타나 있고 상승류가 발생한 지역 하 층에 강한 수렴역이 위치하였다. 또한 강한 대류운시스템 부근에 강수에 의한 하강 기류에 의해 발산장이 발달해 있었고 시스템 진행방향의 전면 하층부근에 강한 수 렴역이 위치해 있어 중규모대류운시스템이 유지·발달할 수 있는 좋은 환경을 구 비하고 있음을 알 수 있었다.

- 49 -

이와 같이 태풍에 의한 직·간접적인 호우, 장마전선의 활성화에 따른 집중호우 를 동반하는 중규모대류운시스템에 대해 정확히 정량적으로 판단할 수는 없지만, 관측자료 분석을 통해 중규모대류운시스템을 발달·유지시킬 수 있는 기구의 존재 가능성을 체계적으로 이해하는데 많은 도움이 되었다.

본 연구 결과를 바탕으로 레이더 반사도와 3차원 바람장 그리고 마이크로강우 레이더와 광학강우강계에 의한 연직 구름계와 순간적으로 발생하는 강수 특성 등 섬세하고 다양한 비종관 관측자료를 이용하여 집중호우를 유발하는 중규모대류운 시스템의 강수 구조와 특성 분석 및 예측에 활용될 수 있으리라 기대된다.

참 고 문 헌

광주지방기상청: 1996, 『호남지방 호우사례집(1980-94년) 9월호』, 612 pp.

기상연구소: 2003, 『연구용 도플러 기상레이더 운영 및 자료분석 기술 개발(Ⅲ)』,

308 pp.

- 기상연구소: 2004, 『연구용 도플러 기상레이더 운영 및 자료분석 기술 개발(IV)』, 17-34.
- 기상청, 1996: 『호우의 특성과 예보』, 교학연구사, 81pp.
- 김경익, 최순희, 민경덕, 이광목, 이동인, 문영수, 윤일희: 1986. 이중 도플러 레이더 방법에 의한 열대 중규모 구름계의 바람장 분석. 한국기상학회지, 34 -1, 102-121.
- 김영화, 남경엽, 박균명, 석미경, 최지혜, 오성남: 2004, 2004년 하계집중관측에서 나 타난 남서해안 호우 특성. 한국기상학회 가을학술발표회논문집, 86 pp.
- 김영화, 남경엽, 정진임, 박균명, 오성남: 2005, 마이크로강우레이더를 이용한 구름 물리 특성연구. 한국기상학회 봄철학술발표회논문집, 112 pp.
- 남경엽, 김영화, 김경익, 남재철: 2005, 이중 도플러 관측을 통한 다중세포 스톰 구 조에 관한 연구. 한국기상학회지, 41-6, 967-981.
- 남재철, 남경엽, 조요한, 박균명: 2005, SKIOP-2005 자료를 이용한 남서해안 강수 특성 분석. 한국기상학회 가을철학술발표회논문집, 158-159.
- 남재철, 이정석, 박균명, 정성훈, 이동인, 김경익: 2003, 2003 하계 학·연·관 공동
- 기상레이더 집중관측. 한국기상학회 가을철학술발표회논문집, pp.130-131. 박균명, 류찬수: 2006, 기상레이더를 이용한 남서해안의 호우사례분석. 한국지구과

학회 추계학술발표회 논문집, 178-179.

- 박균명, 정효상: 2005, 『기상레이더 입문』, 인쇄출판 토파민, 57-60.
- 박순웅, 정창희, 김성삼, 이동규, 윤순창, 정영근, 홍성길: 1986, 1984년 9월 1~3일에 한국에서 발생한 호우의 종관적 특징 분석. 한국기상학회지, 22(1), 42-81.

이종호, 류찬수: 2006, 기상레이더의 무강수에코의 특성분석. 한국지구과학회 추계

학술발표회 논문집, 54-55.

홍성길, 1983: 『기상분석과 일기예보』, 교학연구사, 81 pp.

- Armijo, L., 1969: A theory fot the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radar. Journal of the Atmospheric Sciences: 26, 570-573.
- Berry, Edwin X and Reinhardt, Richard L., 1974: An Analysis of Cloud Drop Growth by Collection Part II. Single Initial Distributions. Journal of the Atmospheric Sciences: 31–7, 1825–1831.
- Ray, Peter S., Ziegler, Conrad L., Bumgarner, William, Serafin, Robert J., 1980: Single- and Multiple-Doppler radar observations of Tornadic storm. Mon. Wea. Rev., 108, 1607-1625.

감사의 글

주위의 많은 분들의 협조와 격려로 본 논문이 완성되었기에 글로서 저의 마음을 전하고자 합니다.

학문적으로 부족한 저를 많은 어려움이 있음에도 불구하고 직장생활과 병행하면 서 학업에 충실하게 임할 수 있도록 이끌어 주신 류찬수 지도교수님과 이종호 박 사님 그리고 직장에서 많은 배려를 해 주신 남재철, 윤용훈 박사님께 깊은 감사를 드립니다. 특별히 늦깎이 공부에 망설이는 저에게 큰 용기를 주시고 항상 많은 배 려를 아끼지 않으신 정효상 기상연구소장님께는 필설로 감히 감사를 드리는 것조 차 민망스럽습니다.

저 파아란 하늘에서 항상 사랑으로 묵묵히 지켜보실 것 같은 돌아가신 부모님과 장인어른께도 오늘의 기쁨을 모두 받치고 싶습니다. 또한 직장 일과 공부 때문에 가정에 충실하지 못한 아빠의 빈자리를 든든하게 지켜주고, 어려운 환경 속에서도 아이들을 건강하고 맑은 모습으로 키우고 있는 사랑하는 아내 (안혜자)가 더더욱 고맙습니다. 아빠 역할에 소홀하지만 늙은 학생 아빠를 자랑스러워하는 진솔, 진리, 진아 세 여식에게도 감사하는 마음을 꼭 전하고 싶습니다.

본 논문을 제출하기까지 여러 가지로 도와주신 기상연구소 김영화, 장기호 연구 관, 남경엽 연구사, 양하영, 박근영 연구원 그 밖에 광주지방기상청 동료 등 모든 분들께 다시 한 번 감사의 마음을 전하며, 아직도 해야 할 일과 이루고 싶은 것들 이 많기 때문에 저를 아껴주시는 많은 분들의 기대에 어긋나지 않도록 열심히 노 력하겠습니다.

2006. 12. 14

남도 끝 첨찰산 늦은 밤에

저작물 이용 허락서

| 학 | 과 | 대기과학과 | 학 번 | 20047619 | 과 정 | 석 사 |
|--------|----|---|-----|----------|------------|----------|
| 성 | 명 | 한글: 박균명 한문: 朴均明 영문 | | | Park, Gyur | n-Myeong |
| 주 | 소 | 서울특별시 서대문구 홍은동 440-3, 풍림1차아파트 1102호 | | | | |
| 연립 | 박처 | E-Mail : gmpark@kma.go.kr | | | | |
| 논 제 | 문목 | 한글 : 레이더를 이용한 남서해안의 호우 사례 특성 분석 (태풍 '민들레'에 의한 집중호우를 중심으로). 역 영문 : The Characteristic Analysis of the Heavy Rainfall of Typhoon Mindule(0407) Occurred in the Southwestern Region using Weather Radar | | | | |

본인이 저작한 위의 저작물에 대하여 다음과 같은 조건아래 조선대학교가 저작 물을 이용할 수 있도록 허락하고 동의합니다.

- 다 음 -

- 저작물의 DB구축 및 인터넷을 포함한 정보통신망에의 공개를 위한 저작물의
 제, 기억장치에의 저장, 전송 등을 허락 함.
- 위의 목적을 위하여 필요한 범위 내에서의 편집·형식상의 변경을 허락 함. 다 만, 저작물의 내용변경은 금지 함.
- 3. 배포·전송된 저작물의 영리적 목적을 위한 복제, 저장, 전송 등은 금지 함.
- 저작물에 대한 이용기간은 5년으로 하고, 기간종료 3개월 이내에 별도의 의사표
 시가 없을 경우에는 저작물의 이용기간을 계속 연장 함.
- 해당 저작물의 저작권을 타인에게 양도하거나 또는 출판을 허락을 하였을 경우 에는 1개월 이내 대학에 이를 통보 함.
- 조선대학교는 저작물의 이용허락 이후 해당 저작물로 인하여 발생하는 타인에 의한 권리 침해에 대하여 일체의 법적 책임을 지지 않음.
- 소속대학의 협정기관에 저작물의 제공 및 인터넷 등 정보통신망을 이용한 저작 물의 전송·출력을 허락 함.

2006 년 12 월 일

저작자: 박 균 명 (인)

조선대학교 총장 귀하