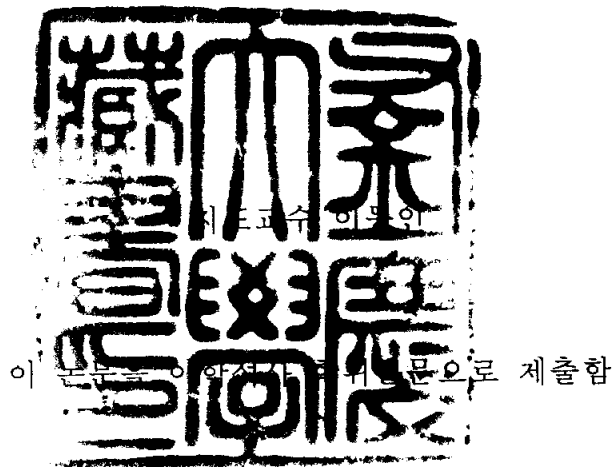


71
45.21
2
2

이 학 석 사 학 위 논 문

내륙지역 강설시 레이더 바람장을
이용한 에어러솔 농도 변동



2003 년 2 월

부경대학교 대학원

환경대기과학과

강미영

강미영의 이학석사 학위논문을 인준함

2002 년 12 월 26 일

주심 이학박사 오 재 호



위원 이학박사 이 동 인



위원 공학박사 옥 곤



Contents

List of Tables	ii
List of Figures	iii
ABSTRACT	1
1. 서론	3
2. 자료 및 분석 방법	5
2.1. 자료	5
2.2. 관측 기기	7
2.3. VAD 분석 방법	12
3. 결과	16
3.1. 기상상태	16
3.2. 에어러솔 수 농도 분포	23
3.2.1. 에어러솔 크기별 수 농도, 체적농도 계산	23
3.2.2. 입경별 에어러솔 수 농도 분포	24
3.3. 레이더 관측결과	31
3.3.1. 레이더 에코와 에어러솔 수 농도 변화	31
3.3.2. VAD에 의한 바람장 분석결과	40
3.3.3. 에어러솔 수 농도와 수평 발산장과의 관계	47
4. 요약 및 결론	50
참고문헌	51
감사의 글	55

List of Tables

Table 1. Specification of a OPC (Optical Particle Counter).	8
Table 2. The size range of each channel for Optical Particle Counter.	8
Table 3. Specification of a Doppler radar in Chong-Ju.	10

List of Figures

Fig. 1. The locations of the Doppler radar (A), radiosonde (C) and OPC (B) observation site.	6
Fig. 2. Photographs of a OPC used this observation.	9
Fig. 3. Photograph of a Doppler radar used this observation.	11
Fig. 4. Geometry of scan for wind measurements by VAD (Velocity Azimuth Display) method.	12
Fig. 5. Surface weather charts for (a) 0900 LST on 26 Jan., (b) 2100 LST on 26 Jan., (c) 0900 LST on 27 Jan. 2002.	17
Fig. 6. Temporal variation of (a) wind direction (°) and wind speed (m/s), (b) relative humidity (%) and temperature (°C), (c) snowfall amount (mm) in a hour from 0300 LST on 25 Jan. to 2400 LST on 27 Jan. at Jochiwon.	18
Fig. 7. Vertical profiles of a temperature T , dew-point temperature T_d by radiosonde at (a) 0900 LST on 26 Jan., (b) 2100 LST on 26 Jan., (c) 0300 LST on 27 Jan., 2002.	20
Fig. 8. Vertical profiles of Wind speed and Wind direction by radiosonde at (a) 0900 LST on 26 Jan., (b) 2100 LST on 26 Jan., (c) 0300 LST on 27 Jan. 2002.	22
Fig. 9. Total number concentration of aerosol particle from 0100 LST on 26 Jan. to 1200 LST on 27 Jan. 2002.	25
Fig. 10. Time sequence of number concentration of aerosol particle at each channel from 0100 LST on 26 Jan. to 1200 LST on 27 Jan. 2002.	26

Fig. 11. Comparison of the size distribution between clear days and snow days.	27
Fig. 12. Time series of normalized particle number concentration for each channel.	30
Fig. 13. Aerosol volume size distribution at Jochiwon for the period of 26 Jan. to 27 Jan. 2002.	30
Fig. 14. The CAPPI images of radar from 1215 LST to 1315 LST on 26 Jan. 2002.	32
Fig. 15. The same as Fig. 14 but for from 1815 LST to 2002 LST on 26 Jan. 2002.	33
Fig. 16. The same as Fig. 14 but for from 2232 LST on 26 Jan. to 1032 LST on 27 Jan. 2002.	34
Fig. 17. The RHI images of radar from 1212 LST to 1327 LST on 26 Jan. 2002.	36
Fig. 18. The same as Fig. 17 but for from 1812 LST to 1927 LST on 26 Jan. 2002.	37
Fig. 19. The same as Fig. 17 but for from 2212 LST on 26 Jan. to 0128 LST on 27 Jan. 2002.	38
Fig. 20. Time sequences of number concentration of aerosol particles at each channel.	39
Fig. 21. Time sequences of cloud top height at Jochiwon.	39
Fig. 22. Time-height section of horizontal wind calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27. Jan. 2002.	42
Fig. 23. PPI (El =4.0) images of reflectivity at 1952 LST on 26 Jan. 2002 ..	43
Fig. 24. Time-height section of divergence ($10^{-4}s^{-1}$) calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27 Jan. 2002.	45

Fig. 25. Time-height section of vertical velocity (ms^{-1}) calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27 Jan. 2002.	46
Fig. 26. The vertical distribution of horizontal divergence calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27 Jan. 2002.	48

On the aerosol concentration fluctuation using wind field by a Doppler radar in inland area

Mi-Young Kang

*Department of Environmental Atmospheric Sciences,
The Graduate School,
Pukyong National University.*

ABSTRACT

Aerosol size distribution in the atmosphere is a very important factor and the concentrations of aerosol particles have a large variation according to the change of meteorological conditions such as wind speed and direction.

It is shown in this study that there is a good relationship between the fluctuation of aerosol concentration and the change of wind fields in inland during snowfall. It is also found to be well correlated with the development of snowfall radar echoes and divergence of horizontal wind fields.

The observation of Doppler radar and aerosol number concentration is carried out from 1100 LST on 26 Jan. to 0300 LST on 27 Jan. 2002 in inland during snowfall. The distribution of aerosol number concentration

measured in size ranges of $0.3\ \mu\text{m} \sim 25.0\ \mu\text{m}$ using Optical Particle Counter (OPC). Velocity Azimuth Display (VAD) technique is used to retrieve the radar wind fields from single Doppler radar data. It can be determined the some products such as horizontal wind field, divergence and deformations as well as vertical air velocity obtained by the vertical integration of the horizontal divergence from VAD analysis.

According to the results of this work, those are shown that the distribution of aerosol number concentration has an especially large variation for particles larger than $1\ \mu\text{m}$ during snowfall and the aerosol number concentration has a tendency to increase at the beginning of snowfall. Also an increase or decrease of aerosol concentration due to divergence and convergence of wind fields corresponded to greater than $1\ \mu\text{m}$ and less than $6\ \mu\text{m}$ in diameter.

Therefore, the fluctuation of aerosol number concentration shows to be well correlated with the development and dissipation of snowfall radar echoes according to the divergence and convergence of horizontal wind fields near surface boundary layer in inland during snowfall. In addition, this investigation of the variation of aerosol concentration due to divergence and convergence of wind fields can be considered to understand the occurrence or increase mechanism of aerosols in surface boundary layer.

1. 서론

에어러솔은 입자의 크기 범위가 0.001~100 μm 로 매우 광범위하다(Willeke and Baron, 1993, Seinfeld and Pandis, 1998). 에어러솔은 태양복사를 흡수 또는 산란시키거나, 구름의 형성과정에서 응결핵으로 작용하는 등의 직·간접 효과를 통하여 지구 대기의 복사과정에 매우 중요한 역할을 하며 기상학적으로도 중요하다(김지영 등 2000b, IPCC, 1995). 특히, 대기 중 에어러솔의 크기 분포에 대한 정보는 에어러솔 복사 강제력을 산출하고 기후변화에 미치는 영향을 평가하는데 매우 중요한 매개변수이다(Penner *et al.*, 1994, Ogren, 1995, Nemesure *et al.*, 1995, Alpert *et al.*, 1998). 에어러솔 수 농도 변화는 태양복사에 의한 지구 온난화에 직접적으로 관련이 있으며 그 발생원을 알기 위해서도 이들을 관측하여 그 원인을 해명하는 것이 매우 중요하다.

에어러솔 농도에 관한 연구로는 Pruppacher and Klett (1978), Wark and Warner (1976), Khemani *et al.* (1987)가 대기의 에어러솔 농도는 풍향이나 풍속에 의한 기상학적인 상태에 따라 크게 변화한다고 하였으며, 또한 큰 입자의 에어러솔 농도는 풍속과 좋은 상관을 보여준다고 하였다(Pruppacher and Klett, 1978). Lee (1992)는 일본 Sapporo 지역에서의 에어러솔 총 농도는 고도와 풍계에 따라 변화한다는 연구 결과를 보고하고 있다. 그리고 국내에서는 기상인자와 관련한 에어러솔의 수 농도 변화에 관한 연구(김필수 등, 1986)가 있다. 위 연구 결과 에어러솔 수 농도와 풍속과의 관계가 발생기구 측면에서는 설명할 수 있지만, 실제 관측에서는 여러 가지 기상학적인 상태(기온, 풍향, 풍속)에 따른 변화나 구름을 동반한 대기 요란 등에 의한 수 농도 변화까지 설명하기가 쉽지 않다. 그러므로 구름계 내부에서 발생하는 바람장 변화의 세부적인 규명이 필요하다.

구름계 내부의 바람장을 유추하는 방법으로는 도플러 레이더를 이용한

VAD (Velocity Azimuth Display) 방법이 이용되어 왔다(Lhermitte and Atlas, 1961; Caton, 1963; Browning and Wexler, 1968). 이 방법은 선형적으로 변화하는 바람장에서 넓게 사용되어 왔으며(Browning and Wexler, 1968; Easterbrook, 1973; Waldteufel and Corbin, 1979) 수평적으로 규모가 크고 바람의 변화가 비교적 적은 층운형 구름 내부의 바람장 추정에 널리 이용되어졌다(Battan, 1973; Sauvageot, 1992). Cifelli and Rutledge *et al.* (1996)은 도플러 레이더와 윈드 프로파일로부터 수평 발산장과 연직 속도를 추정하였다. Nissen and Hudak *et al.* (2001)은 강설시 단일 도플러 레이더를 사용한 VAD 분석 방법으로 3차원 바람장을 추정하였고, VAD 방법에 의해 산출된 수평 바람장, 발산장, 변형장 등과 반사도를 사용하여 대규모 와도를 추정하였다(Lu *et al.*, 1996). 또한 Lee 등(1997)은 동계 계절 풍 발달 시 일본 북해도 서쪽 해안에서 도플러 레이더를 이용한 VAD 방법을 사용하여 구한 수평 바람장의 변동이 에어러솔 수 농도 변동에서 종관 바람장보다 중요한 역할을 한다는 것을 보여주었다. 그리고 국내에서는 김경익 등(1998)이 강수입자의 낙하속도를 추정하여 VAD 방법에 의한 바람장을 분석하였고, 박상군 등(1998)은 도플러 레이더를 이용한 한랭 전선 주변의 바람장을 추정하였다. 그리고 이규원 등(1998)이 구름 또는 강수입자의 시선속도와 반사도를 측정하여 대기의 운동학적인 구조를 밝힌 바 있다. 그러나 국내에서는 에어러솔과 도플러 레이더를 이용한 바람장 분석을 통해 에어러솔 변동과의 관계에 관한 연구가 거의 없는 실정이다.

따라서 본 연구에서는 내륙지방에서 겨울철 강설시 단일 도플러 레이더로 관측한 자료를 토대로 VAD (Velocity Azimuth Display) 바람장 분석 방법을 이용하여 구한 수평 발산장과 에어러솔 수 농도 변동 특성과의 관계를 알아보고자 수평 발산 및 강설에코의 발달, 소멸에 따른 에어러솔 수 농도의 증감변화도 알아보았다.

2. 자료 및 분석 방법

2.1. 자료

본 연구에 사용된 자료는 청주 공항에서 남서방향으로 약 26 km에 위치한 조치원 농업기술 개발 연구 센터에서 OPC (Optical Particle Counter)를 사용한 대기 에어로솔 입자의 수 농도 측정자료와 청주 X-밴드 도플러 레이더의 반사도 및 시선속도 자료를 사용하였다. 그리고 대기 상태 파악을 위해 같은 기간의 AWS 자료와 오산의 고층 기상관측 자료를 이용하였다. 관측지점은 Fig. 1에 나타내었다. 지점 A는 청주 X - band 단일 도플러 레이더의 중심, 남서 방향으로 약 26 km 떨어진 B지점은 조치원 농업기술센터이며, 오산의 고층기상관측소가 C 지점이다. 분석기간은 동계 강설시 학·연 공동 집중 관측기간 중 (2002년 1월 24일~28일) 강설 지속기간인 2002년 1월 26일 1100 LST부터 1월 27일 0300 LST까지 이다.

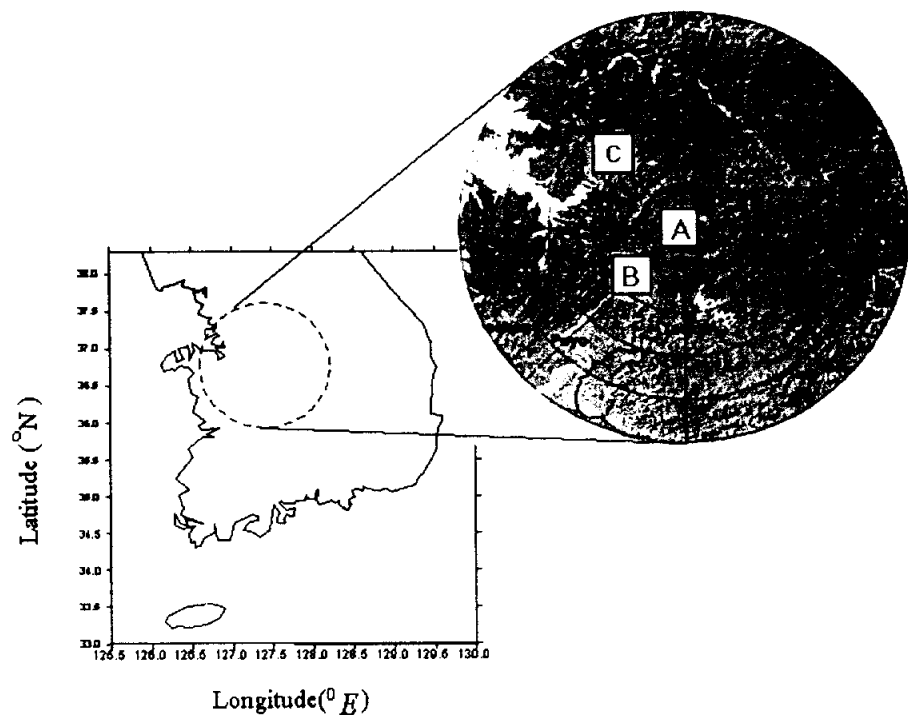


Fig. 1. The locations of the Doppler radar(A), radiosonde(C) and OPC(B) observation site.

2.2. 관측 기기

2.2.1. OPC를 이용한 에어러솔 수 농도 측정

OPC (광산란식 입자 계수기)는 개개의 입자에 의한 산란광의 강도를 측정하여 그 강도로부터 미리 정해진 강도와 입자 크기 사이의 일정한 관계에 의해 입자 크기를 추정하는 측기이다. 이 연구에 사용된 측기는(미국 HIAC/ROYCO사, Model: 5230) 내장된 펌프에 의해 흡인된 시료 공기가 광원의 조사 영역을 통과할 때 개개의 입자에 의해 산란광의 강도를 특정한 산란각에 대해 측정하는 것이다. 산란광은 광전자 증배관에 의해 산란광의 양에 비례하는 펄스형의 크기가 입자 크기와 관계되고, 펄스 수는 입자수와 관계되므로, 입자의 크기별 수 농도를 측정할 수 있다(한국대기환경과학회, 1999). OPC는 전방 광산란 방식으로 산란광의 광량을 측정하고, 광원으로는 Laser diode (He~Ne tube)를 사용한다. OPC의 측정 가능한 에어러솔의 크기 범위는 $0.3\ \mu\text{m} \sim 25\ \mu\text{m}$ 로서 기본적으로 8개 채널로 관측할 수 있다. OPC의 제원은 Table 1에, 각 채널별 입자의 직경범위는 Table 2에 나타내었다. 그리고 외형은 Fig. 2에 나타내었다. 이 연구에서는 전체 측정 가능한 에어러솔의 크기 범위($0.3\ \mu\text{m} \sim 25\ \mu\text{m}$)영역을 대수적으로 각 크기 영역별 에어러솔의 수 농도를 측정하였다.

Table 1. Specification of a OPC (Optical Particle Counter).

Particle size channels	8 CH
Model 5230	User selectable, from 0.3 to 25 μm
Model 5230	User selectable, from 0.3 to 25 μm
Sampling flow rate	1.0 cfm
Max. particle concentration	500,000 particles/ft ³ (5%)
Light source	Laser diode
Sample time	1 second to 3 hours, user selectable
Hold time	1 second to 100 hours, use selectable
Printer	Built-in thermal printer
Outputs	RS-232C
Count cycle	1 to 99 cycles
Calculations	Means of averages (Max. 99 count)
Power	100VAC, 50/60Hz,

Table 2. The size range of each channel for OPC

Channel	Range (μm)
1	0.3~0.5
2	0.5~0.82
3	0.82~1.35
4	1.35~2.23
5	2.23~3.67
6	3.67~6.06
7	6.06~10.0
8	10.0~25.0

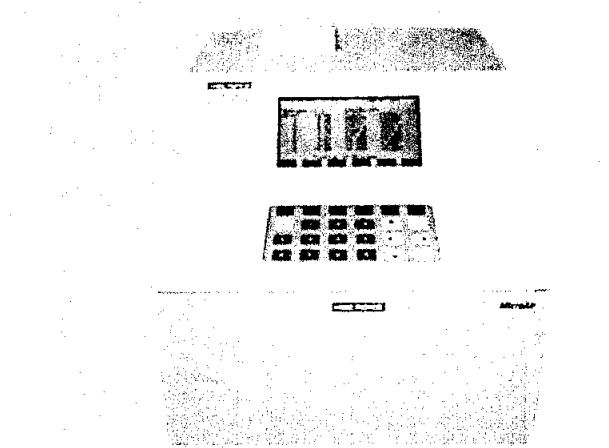


Fig. 2. Photograph of OPC used this observation.

Table 3. Specification of a Doppler radar in Chong-Ju.

Model	DWSR-200X	
Band	X-band	
Frequency range	9400 MHz	
Peak power	200 kw	
Pulse width	0.5/1.0 μ s	
Pulse repetition frequency	Intensity mode	500 PPS
	Doppler mode	2000 PPS
Maximum detection range	Intensity mode	240 kw
	Doppler mode	120 kw
Velocity limit	42 m/sec	
Antenna	Size	2.0 m
	Beamwith	1.2 °
	Gain	42dB

2.2.2. 청주 X - band 도플러 레이더

본 연구에 사용된 레이더는 청주(36 ° N, 127 ° E)에 위치한 이동식 연구용 X - band 도플러 레이더로 제원은 Table 3과 같고, 외형은 Fig. 3에 나타내었다. 최대 반경은 240 km, 빔 폭은 1.2도 이다. 관측고도각은 대략 0.5도에서 19도까지, 약 0.5도 간격으로 15분 주기로 행해졌다. 얻을 수 있는 데이터는 반사도, Doppler 속도 및 속도 분산 등이다.



Fig. 3. Photograph of a Doppler radar used this observation.

2.3. VAD 분석 방법

VAD (Velocity Azimuth Display) 방법은 PPI (Plan Position Indicator) 형태로 관측한 입자의 시선속도 분포를 이용하는 것으로 Lhermitte and Atlas(1961)에 의해 처음 개발되었다. 이 방법은 레이더 주사원내에 수평풍을 선형 바람장이라 가정으로 대류가 활발한 적운형보다는 층상운의 바람장 분석에 유용하게 사용된다. Fig. 4에 scanning 모식도를 나타내었으며, 일정한 안테나 고도각 (θ_e)으로 360° 전 방위각 (θ)에 대해 레이더 빔을 주사하면, 임의의 고도(h)별로 반경 r을 가진 주사원에서의 시선속도가 관측된다.

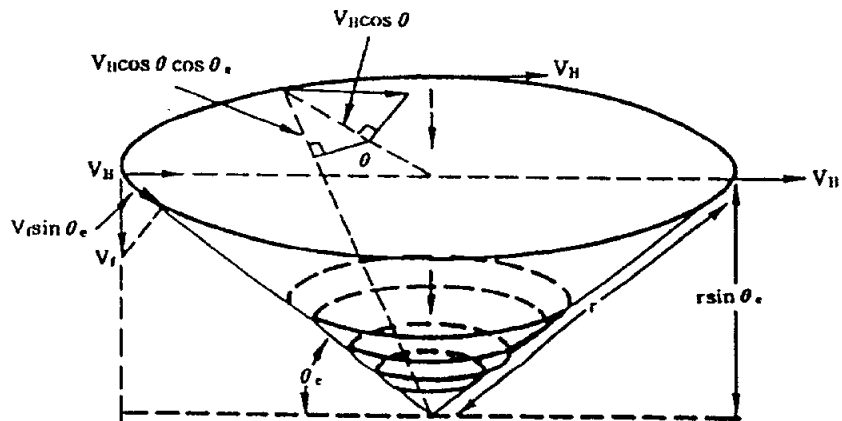


Fig. 4. Geometry of scan for wind measurements by VAD method.

주사원상의 임의의 방위각에서의 시선속도는 다음과 같이 주어진다.

$$V_r = (u \sin \theta + v \cos \theta) \cos \theta_e + (w - V_f) \sin \theta_e \quad (1)$$

Browning and Wexler(1968)에 의해 정립된 VAD 방법은 식(1)에서의 수평풍속(V_h)을 x, y 성분으로 분리하면 다음과 같이 전개된다.

$$V_r(\theta) = V_f \sin(\theta_e) - V_y \cos \theta_e \cos \theta - V_x \cos \theta_e \sin \theta \quad (2)$$

한 주사원 평면에서 V_x , V_y 가 주사원 중심 (0, 0) 을 기준으로 선형적으로 변화한다고 가정하면, 식(2)는 수평발산 ($\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y}$)과 낙하속도, 주사원 중심에서의 수평바람(V_{x0} , V_{y0}), 그리고 변형장($\frac{\partial V_x}{\partial y} + \frac{\partial V_y}{\partial x}$, $\frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{\partial V_y}{\partial y}$)이 결합된 형태로 나타나게 된다.

$$\begin{aligned} V_r(\theta) = & -\frac{r}{2} \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) + V_f \sin(\theta_e) \\ & - V_{x0} \cos(\theta_e) \sin(\theta) - V_{y0} \cos(\theta_e) \sin(\theta) \\ & - \frac{r}{2} \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial y} + \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \sin(2\theta) \\ & - \frac{r}{2} \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) \cos(2\theta) \end{aligned} \quad (3)$$

식(3)은 주기함수인 sine, cosine 함수가 복합된 형태이므로 다음과 같이 2차 조화계수까지 전개시킨 Fourier 전개식에 대응된다.

$$V_r(\theta) = a_1 + a_2 \sin \theta + a_3 \cos \theta + a_4 \sin 2\theta + a_5 \sin 2\theta \quad (4)$$

식(4)의 조화계수는 식(3)과 비교하면 다음과 같이 주어진다.

$$a_1 = -\frac{r}{2} \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) + V_f \sin(\theta_e) \quad (5)$$

$$a_2 = -V_{x0} \cos(\theta_e) \quad (6)$$

$$a_3 = -V_{y0} \cos(\theta_e) \quad (7)$$

$$a_4 = -\frac{r}{2} \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial y} + \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \quad (8)$$

$$a_5 = -\frac{r}{2} \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_x}{\partial x} \right) \quad (9)$$

위와 같이 2차 조화계수까지 전개시킨 함수의 평균, 즉 a_1 계수는 발산장을 설명하는 계수가 되며, 1차 조화계수는 각각 동-서, 남-북 성분의 수평풍향과 풍속을, 그리고 2차 조화계수는 변형장을 설명하게 된다. 따라서 임의의 주사원상에서 관측한 시선속도의 분포를 알면, 이를 Fourier 전개식 (식(4))에 근사 시킴으로서 각 조화계수를 계산하고, 이로부터 주사원 중심에서의 수평풍향, 풍속, 그리고 발산과 변형장을 계산한다. 이때 각 조화계수는 최소자승법을 이용하여 시선속도를 식(4)에 근사 시킴으로서 계산한다 (Testud *et al.*, 1980; Tsuboki and Wakham, 1988). 수평 발산을 구하는 식(5)에서는 강수입자의 낙하속도(V_f)를 눈인 경우 1 m/s로 가정한다(Brownig and Wexler, 1968). 한편 공기의 상승속도를 구하기 위하여 Ogura and Phillips(1962)가 제안한 비압축성 유체에서의 연속 방정식을 사용하였다.

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

이 식에서 수평방향(x, y)으로의 밀도 변화를 무시하면, 임의의 고도 h에서의 공기의 상승속도(W_h)는 지표면(h=0)에서 고도 h까지의 수평발산의 연직 적분으로 나타난다.

$$W_h = W_0 \frac{\rho_0}{\rho_h} - \frac{1}{\rho_h} \int_0^h \rho DIV dz \quad (11)$$

이 식에서 밀도를 고도 (H=8km)로 치환한 아래 식으로 공기의 상승속도를 계산하였다.

$$W_h = W_0 \exp(z/H) - \exp(z/H) \int_0^h \exp(-z/H) DIV dz \quad (12)$$

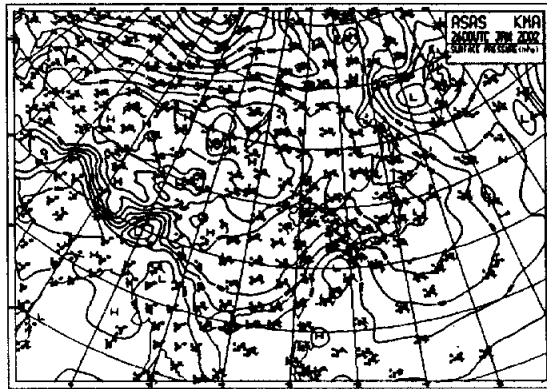
3. 결과

3.1. 기상상태

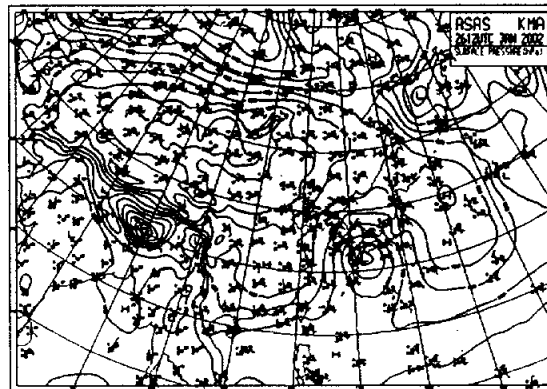
3.1.1. 지상기상변화

Fig. 5에 나타낸 26일 0900 LST에서 27일 0900 LST까지 지상일기도로 종관장을 살펴보았다. 26일 0900 LST에서 우리나라 남서쪽에 위치한 저기압이 서서히 남동쪽으로 이동하면서 그 영향을 받는 것을 알 수 있다. 또한, 지상기상요소를 알아보기 위해 25일 0300 LST부터 27일 2400 LST까지의 풍향(deg), 풍속(m s^{-1}), 상대습도(%), 기온($^{\circ}\text{C}$), 1시간 강설량(mm)을 Fig. 6에 나타내었다. Fig. 6(a)에서 풍향의 변화는 1000 LST부터 0200 LST까지 강설시 남동풍으로 변하고, 강설후기인 0300 LST부터 북서풍으로 변하였다. 풍속은 강설 초기인 1300 LST에 5.7 m s^{-1} 로 가장 강하였고, 강설이 지속되면서 감소하다가 강설 후기인 0200 LST 때에 최소인 1 m s^{-1} 가 되었다. Fig. 6(b)에서 온도의 변화는 0900 LST부터 기온이 증가하기 시작하여 1100 LST에는 3.3°C 로 최대값을 나타내었고, 강설량이 감소된 0100 LST에 최소값인 0°C 를 나타내었다. 겨울철 강설중의 기온은 강설이 지속되는 동안 0°C 가 넘는 영상의 기온을 나타내었으며 상대습도는 강설 전부터 계속 증가하기 시작하여 1300 LST에 약 90 %가 넘었다. 그리고 Fig. 6(c)의 강설량을 보면, 조치원에서 1시간 간격으로 관측한 것으로 강설초기에 실제로 눈이 있었으나 오 관측으로 1600 LST부터 값을 나타내었다. 1800 LST에 강설량이 가장 많았으며 급속도로 강설량이 감소하다가 강설후기인 27일 0000 LST에도 약 0.5 mm hr^{-1} 로 강설량이 약간 늘어나는 것을 알 수 있다. 따라서 대기상태는 풍속, 기온의 증가와 관련하여 강설초기에 크게 변화하는 것을 알 수 있다.

(a)



(b)



(c)

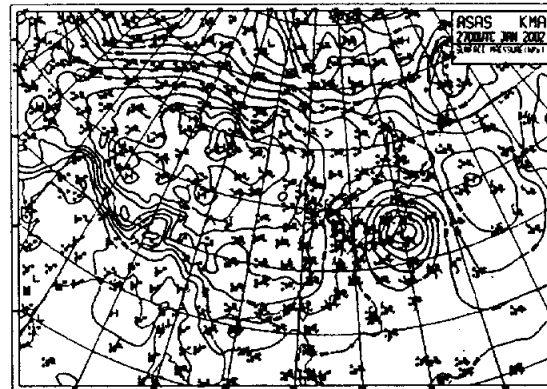


Fig. 5. Surface weather charts for (a) 0900 LST on 26 Jan., (b) 2100 LST on 26 Jan., (c) 0900 LST on 27 Jan. 2002.

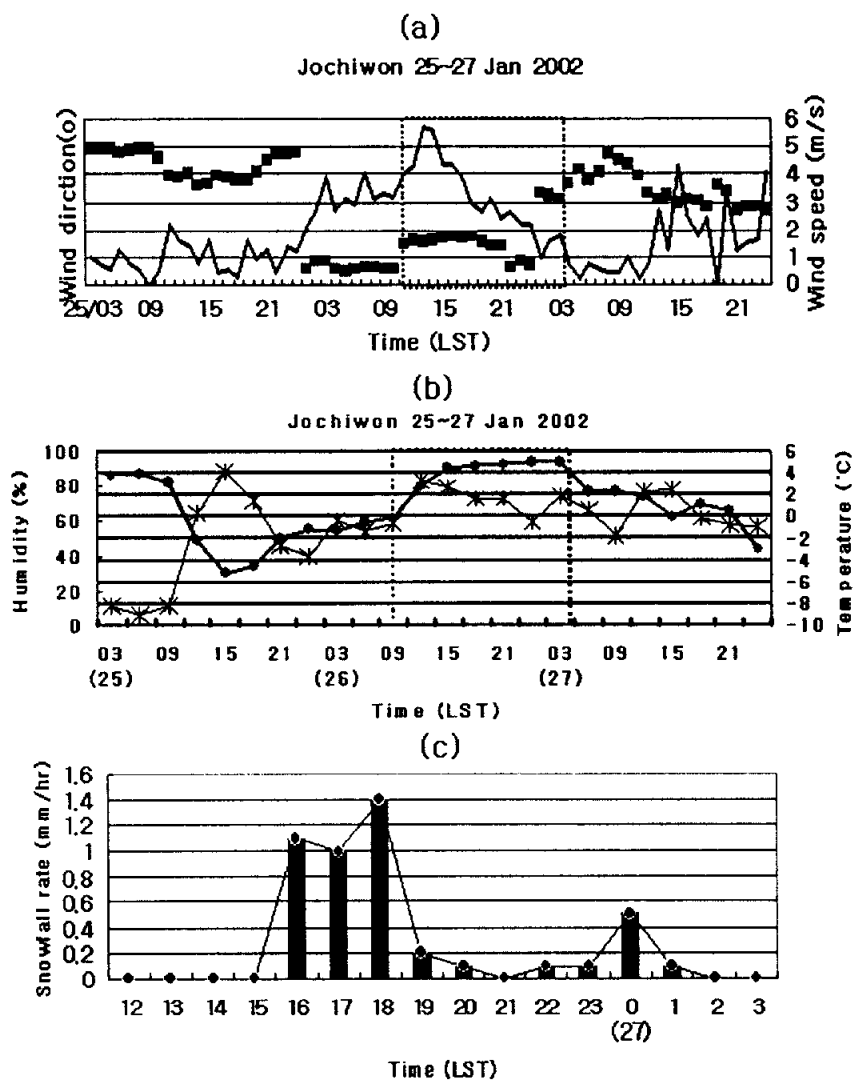


Fig. 6. Temporal variation of (a) wind direction (°) and wind speed(m s^{-1}), (b) relative humidity (%) and temperature (°C), (c) snowfall amount (mm) in an hour from 0300 LST on 25 Jan. to 2400 LST on 27 Jan. at Jochiwon.

3.1.2. 상층 기상 변화

대기 연직 구조를 알아보기 위하여 분석 영역 내 위치하는 상층 기상관측소인 오산의 2002년 1월 26일 0900 LST, 2100 LST, 27일 0300 LST의 온도, 이슬점 온도, 바람의 프로파일을 Fig. 7과 Fig. 8에 나타내었다. Fig. 7의 기온의 연직 구조에서 Fig. 7(a) 0900 LST를 보면 지상의 기온이 -2.3°C 였고, 10 Km까지의 평균 기온 감률은 $5.26^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 로 조건부 불안정층으로 나타났지만 기층이 포화상태이기 때문에 기층은 불안정층이 된다. 그리고 하층 약 1 km에서 약한 역전층이 존재하였다. Fig. 7(b) 2100 LST를 보면 지상기온이 1.6°C 였고, 10 km까지의 평균 기온 감률이 $4.31^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 로 불안정층을 나타내었다. Fig. 7(c) 27일 0300 LST에는 지상의 기온이 0.4°C 이며 10 km까지의 평균 기온 감률은 $4.43^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 로 여전히 불안정층으로 나타났다. 그러나 3 km고도 이상의 상층은 건조한 상태를 나타낸다. 따라서 강설 시 대기는 조건부 불안정층에서 불안정층으로 변하였고, 대기 연직 운동이 더욱 활발히 일어나며, 강설후기로 갈수록 기층의 불안정도는 감소하는 것을 알 수 있다.

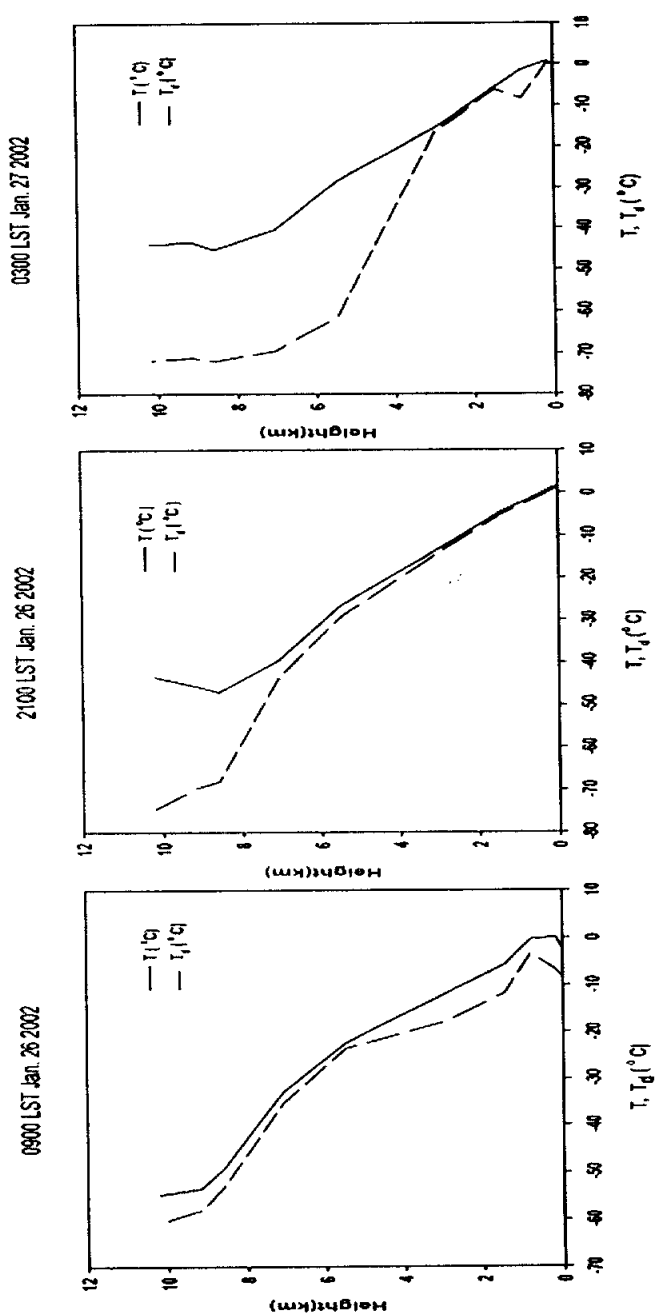


Fig. 7. Vertical profiles of a temperature T , dew-point temperature T_d by radiosonde at (a) 0900LST on 26 Jan., (b) 2100LST on 26 Jan., (c) 0300 LST on 27 Jan., 2002.

Fig. 8에서는 풍속의 연직 프로파일을 나타내었다. Fig. 8(a) 0900 LST에는 풍향은 지상에서 동풍이 불다가 상층으로 갈수록 남서풍으로 변하며 연직으로는 시계방향으로 순환을 하는 순전(veering)이었다. 이때 풍속은 지상에서 고도 1 km부근까지 2.1 m s^{-1} 로 약하게 불다가 8 m s^{-1} 까지 상승하였고, 다시 3 km고도에서 감소되는 경향을 보였다. Fig. 8(b) 2100 LST에는 풍향은 지상에서는 북풍에서 상층으로 갈수록 남서풍으로 Fig. 8(a)와 같이 바람이 연직으로 순전을 하였다. 이때 풍속은 지상 1 m s^{-1} 로 Fig. 8(a)에 비해 약해졌으며, 여전히 1 km에서 상층 3 km까지 풍속이 감소하였다. Fig. 8(c)를 보면 풍속은 같은 패턴을 보이나 풍향은 북풍에서 북서풍으로 약한 반전(backing)이 나타났다. 따라서 대기의 연직 프로파일을 보면 대기는 상당히 습하고 불안정한층을 이루고 있었으며 바람은 연직으로 순전하므로 온난 이류가 들어와 Fig. 6(b)의 기온변화에서 보듯이 따듯한 날씨의 영상의 기온을 나타내었다. 바람의 연직 프로파일이 순전방향이며 수평발산이 없고 수렴에 해당하므로 수평적 수렴을 하는 것을 알 수 있다(Holton, 1992).

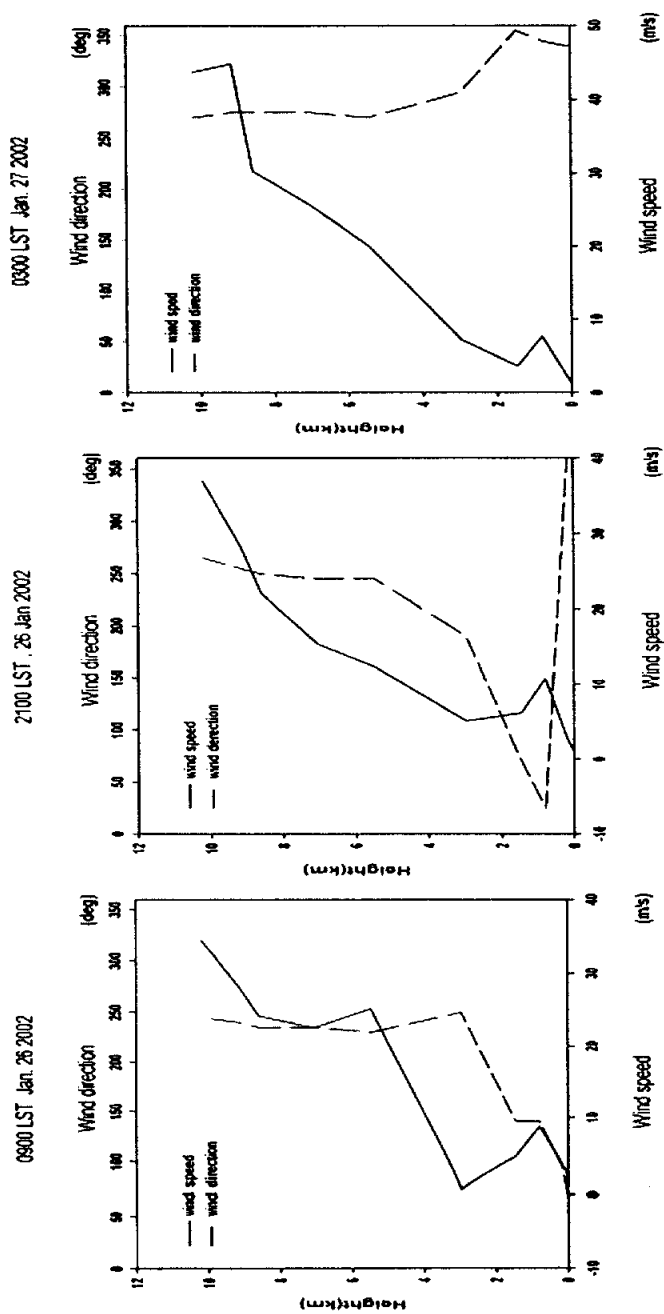


Fig. 8. Vertical profiles of Wind speed and Wind direction by radiosonde at (a) 0900 LST on 26 Jan., (b) 2100LST on 26 Jan., (c) 0300 LST on 27 Jan., 2002.

3.2. 에어러솔 수 농도 분포

3.2.1. 에어러솔 크기별 수 농도, 체적농도 계산

대기 중 에어러솔은 크기 범위가 매우 폭 넓기 때문에 이를 적절히 표현하기 위해서 일반적으로 대수적 방법으로 입자의 크기 분포를 표현하게 된다. 이때 측정된 에어러솔은 구형의 동일한 광학적 성질을 가진 물질로 구성됨을 가정하였다. 만일 $dN = n_N(Dp)dDp$ 가 크기 범위($Dp, Dp + dDp$)내의 입자의 수를 나타낸다면, $n_N(Dp)$ 는 식(1)과 같이 쓸 수 있다(Seinfeld and Pandis, 1998). 에어러솔의 체적농도는 수 농도 분포보다 각 입경별 윤곽이 뚜렷하게 나타내는 것을 알 수 있으므로 체적 농도의 변화도 살펴보았다(김지영, 2002). 여기서 N 은 단위 체적당 입자의 개수, Dp 는 입자의 직경을 나타낸다.

$$n_N(Dp) = \frac{dN}{dDp} \quad (1)$$

그리고, 에어러솔의 체적 계산을 위하여 식(2)을 사용하였다.

$$n_V(Dp) = \frac{\pi}{6} Dp^3 n_N(Dp) \quad (2)$$

또한 크기 별 입자의 수 농도, 체적 농도를 상용 대수적으로 표현하기 위해서 식 (3)와 식(4)를 사용하였다.

$$dN/d\log Dp = 2.303 Dp n_N(Dp) (1/\text{cm}^3) \quad (3)$$

$$dV/d\log Dp = 2.303 Dp n_V(Dp) (\mu\text{m}^3/\text{cm}^3) \quad (4)$$

3.2.2. 입경별 에어러솔 수 농도 분포

관측기간 중 조치원에서 관측한 에어러솔 수농도 분포를 살펴보았다. 개수 농도의 측정자료는 보정을 위해서 강설 시와 비 강설시로 구분하여 평균과 표준편차를 구하였고, 각 현상에 대해서 평균 ± 3 배 표준편차 농도 범위를 벗어나는 값을 제거하였다(신혜정 등, 2002). Fig. 9에 OPC를 사용한 입자상 물질의 개수 농도의 전체 수 농도 변화량을 나타내었으며 강설시 시간에 따라 전체 수 농도의 변화는 약한 변동을 볼 수 있었다. 그러나 Fig. 9에서는 큰 변화를 볼 수 없으며, 따라서 각 입경별 에어러솔 수 농도 분포를 시간변화에 따라 더욱 자세히 분석해 보기 위하여 Fig. 10에 26일 0100 LST에서 27일 1200 LST까지 각 입경별 에어러솔 수 농도 변화량을 나타내었다. 전체적으로 보면 에어러솔 수 농도 분포는 $0.3 \mu\text{m} \sim 25 \mu\text{m}$ 크기범위에서 입자의 크기가 증가함에 따라 수 농도가 감소하는 경향을 보였고, $0.8 \mu\text{m}$ 이상 $6.06 \mu\text{m}$ 이하의 큰 입자에서 강설시 강한 변동 경향을 나타내는 것을 알 수 있다. 또한, 입경별 수 농도 분포는 $1 \mu\text{m}$ 를 기준으로 에어러솔 수 농도는 채널 1, 2의 약 $1.35 \mu\text{m}$ 이하의 작은 입자들의 농도변화는 거의 나타나지 않았고, $1.35 \mu\text{m}$ 이상의 크기를 가지는 입자는 강설이 지속됨에 따라 급격히 감소하는 것을 알 수 있다.

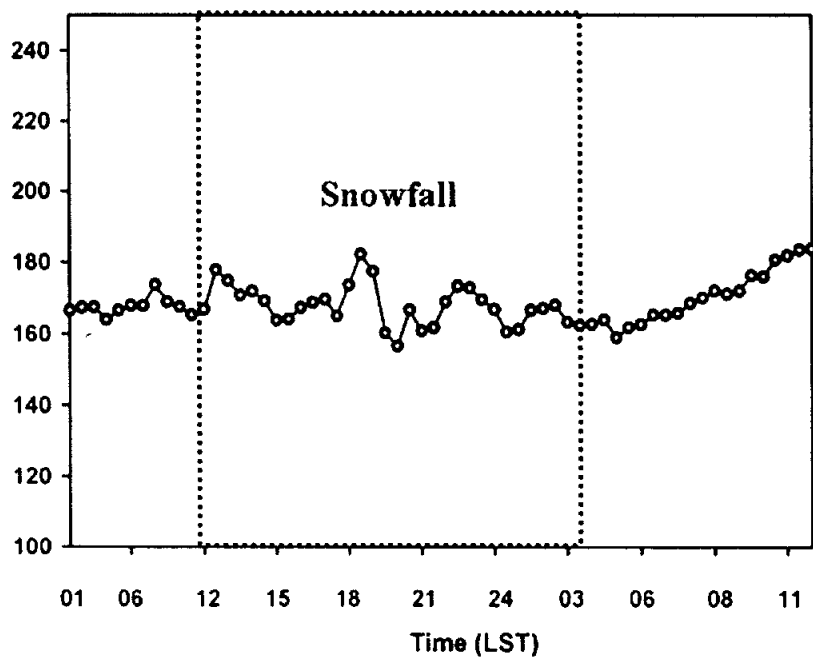


Fig. 9. Total number concentration of aerosol particle from 0100LST on 26 Jan. to 1200LST on 27 Jan. 2002.

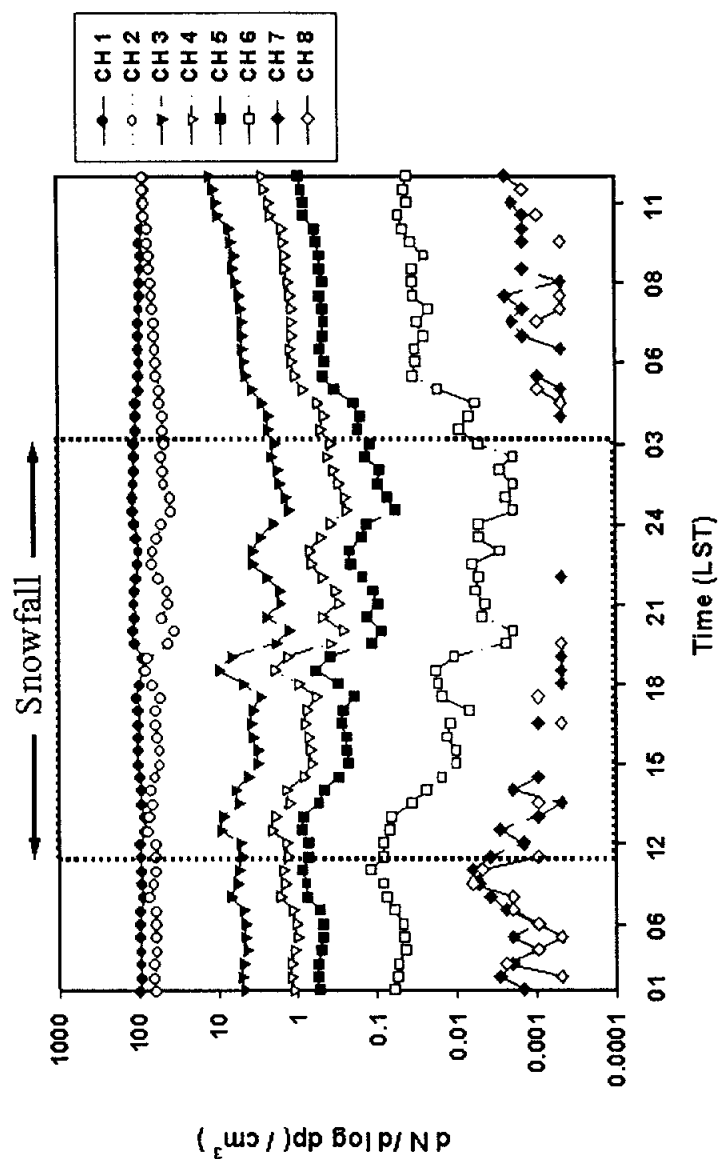


Fig. 10. Time sequence of number concentration of aerosol particle at each channel from 0100 LST on 26 Jan. to 1200 LST on 27 Jan. 2002.

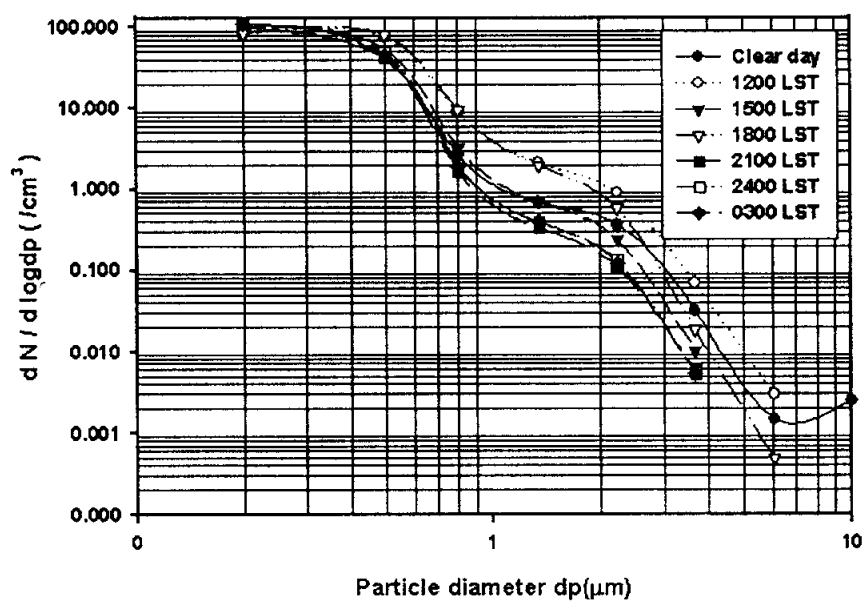


Fig. 11. Comparison of the size distribution between clear days and snow days.

Fig. 11에서는 입경별 에어러솔의 수 농도 분포를 비 강설시와 강설 지속 시간에 따른 입경별 입자의 개수농도 분포를 나타내었다. 강설 지속시간에 따른 입자 크기별 수 농도 분포를 살펴보면, 초기 강설시에는 $1.35\ \mu\text{m}$ 이상의 입자들의 수 농도가 증가하는 추세였으나 강설 지속 10시간 후인 2100 LST에는 입자의 수 농도가 최소값을 보였다. 또한 1500 LST 이후부터 $6.06\ \mu\text{m}$ 이상의 입자는 거의 0에 가까웠다.

강설이 지속되는 기간에 대해서 시간에 따른 입자의 표준화된 수농도를 Fig. 12에 나타내었다. 표준화된 수농도는 시간별로 관측된 수 농도를 입경 영역별 평균값으로 나누어서 얻었다. 전체적으로 입경별 수 농도 분포가 Fig. 11과 같이 채널 1, 2의 약 $1\ \mu\text{m}$ 이하의 입자들의 경우 강설 지속 여부에 관계없이 거의 일정한 수준으로 나타나고 있다. 반면 약 $1\ \mu\text{m}$ 이상의 크기를 가진 영역에서는 강설이 지속됨에 따라서 수 농도가 점차적인 감소 경향을 보이다가 후기 강설 시에 다시 증가하는 경향을 보였다. 강설초기에는 수 농도의 증가 경향도 있었지만 평균 농도에 대한 상대적인 수 농도 감소 경향이 channel 6 ($3.67\sim 6.96\ \mu\text{m}$)의 입자들에서 가장 우세하게 나타나고 있다. $10\ \mu\text{m}$ 이상의 크기를 가지는 입자의 경우, 강설 지속시간에 따른 수 농도 변동 경향이 일정하지 않고 변동이 크게 나타난다. 특히 강설 시 입자가 감소할 때 $1\ \mu\text{m}$ 이상의 channel 3, 4, 5, 6의 큰 입자들은 유사한 패턴의 변동을 보인다. Fig. 13은 에어러솔의 체적 농도를 나타내었다. 체적 농도는 약 $0.5\ \mu\text{m}$ 와 $2\ \mu\text{m}$ 이상에서 $8\ \mu\text{m}^3\ \text{cm}^{-3}$ 정도를 나타내었다. Fig. 11과 비교한 비 강설시와 강설 지속시간에 따른 변화를 보면 대략 $0.5\ \mu\text{m}$ 와 $2\ \mu\text{m}$ 이상의 두 모드로 나뉘는 것을 알 수 있다. Channel 1, 2의 작은 입자는 오히려 강설시에 체적농도가 모두 증가하였고, 큰 입자는 강설 초기 1200 LST와 강설중 수 농도 변동이 강한 1800 LST시간에 증가하는 것을 알 수 있었다. 이러한 대기의 에어러솔 농도는 풍향이나 풍속에 의한 바람의 상태에 따라 크게 변화함으로(Pruppacher and Klett, 1978; Wark and Warner, 1976; Khemani *et al.*,

1987) 여러 기상요인들 중에서도 대기의 바람장과 에어러솔 농도와의 관련성을 알아보고자 에어러솔 농도 변동이 강한 시간인 1300 LST와 1800 LST와 2400 LST 세 시간의 전후를 중심으로 바람장의 변화를 분석하고 비교하여 보았다.

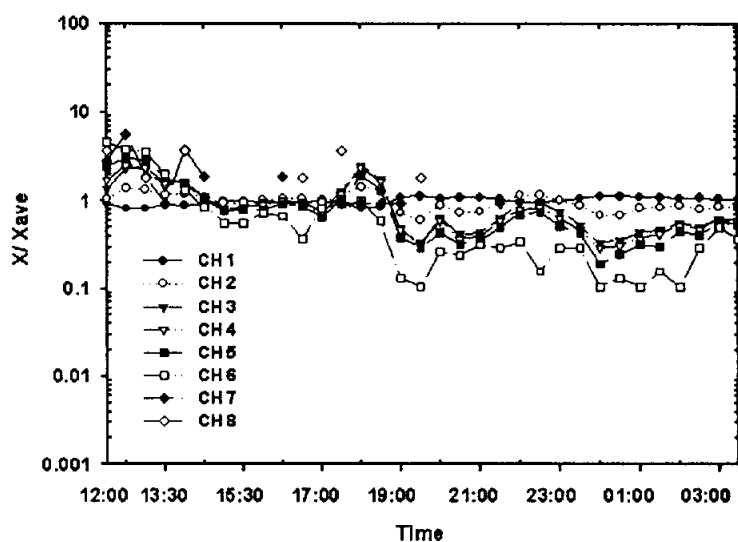


Fig. 12. Time Series of normalized particle number concentration for each channel.

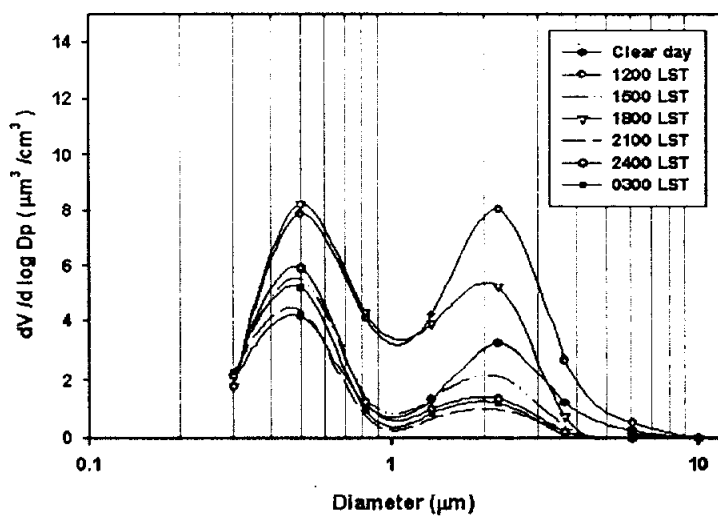


Fig. 13. Aerosol volume size distribution at Jochiwon for the period of 26 to 27 Jan. 2002.

3.3. 레이더 관측결과

3.3.1. 레이더 에코와 에어러솔 수 농도 변화

에어러솔 수 농도 변동과 레이더 에코의 발달과 소멸의 관계를 살펴보기 위해 에어러솔 수 농도가 증가하는 시간 1월 26일 1300 LST, 1830 LST, 2330 LST를 전후로 CAPPI 화상과 RHI 화상을 살펴보았다.

먼저 고도 1.5 km에서 분석한 CAPPI 화상을 Fig. 14, 15, 16에 나타내었다. Fig. 14에서는 강설이 지속되는 동안 조치원 방향의 남서방향으로의 에코발달을 보았고, 에코의 강도의 변화는 1300 LST에 약 15~20 dBZ의 강도로 강하게 나타났고, 1830 LST부터 서서히 약해지다가 2002 LST에 약 - 5 ~ - 10 dBZ로 다시 낮아졌다. 강설후기로 접어들면서 에코의 강도가 다시 강해져서 2332 LST에는 남서방향으로 에코가 넓은 영역에 약 15 ~ - 20 dBZ로 다시 발달되는 것을 알 수 있다.

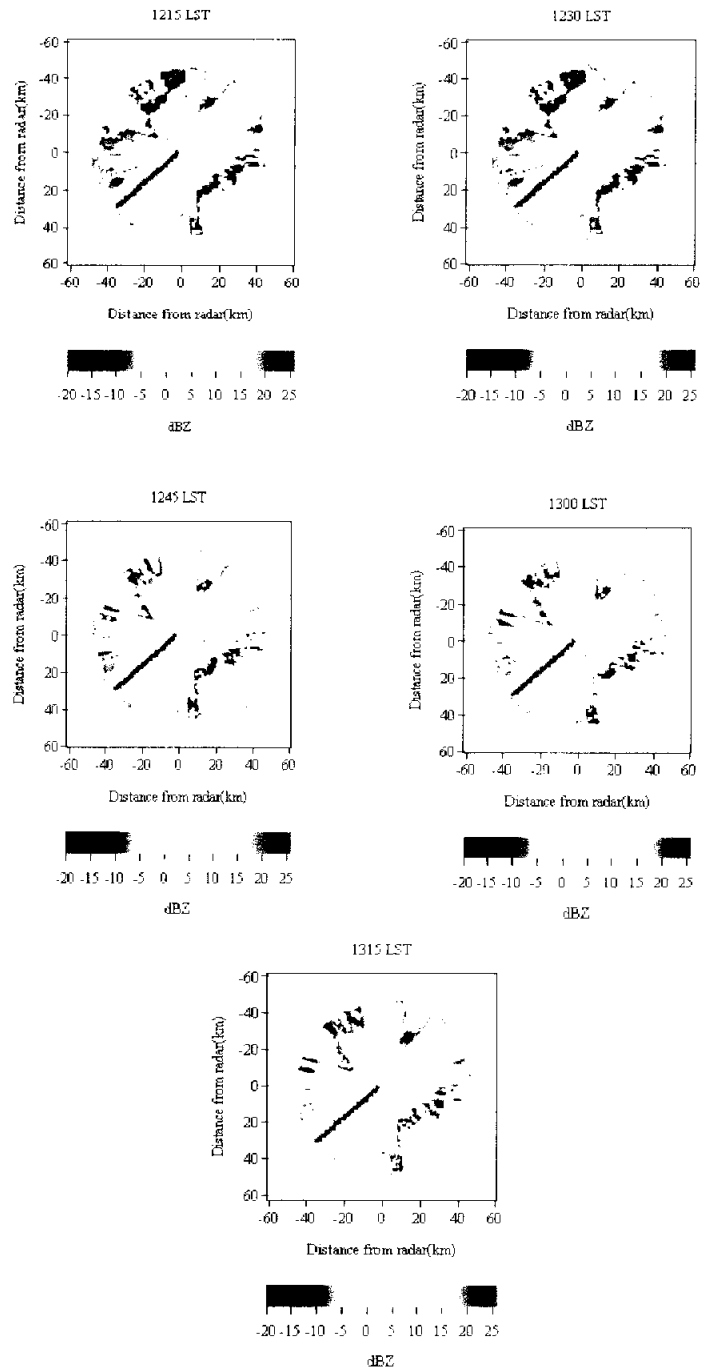


Fig. 14. The CAPPI images of radar from 1215 LST to 1315 LST on 26 Jan. 2002.

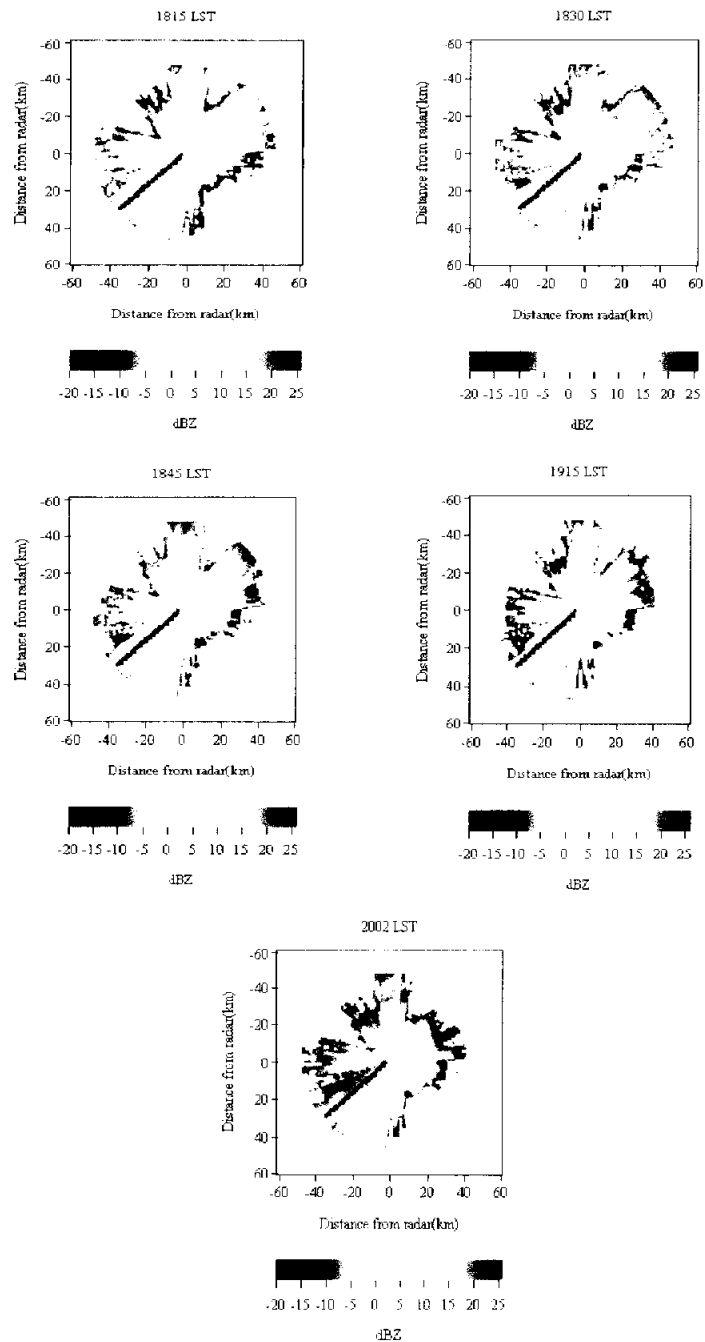


Fig. 15. The same as Fig. 14 but for from 1815 LST to 2002 LST on 26 Jan. 2002.

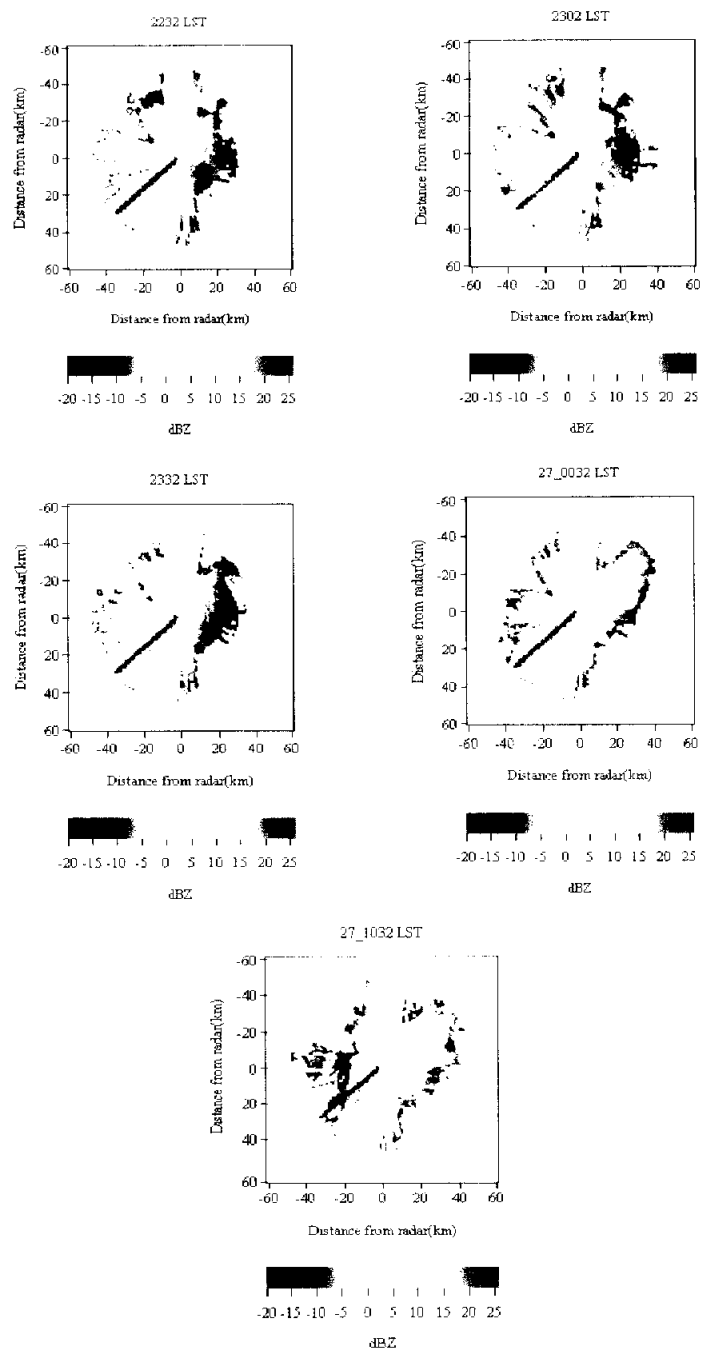


Fig. 16. The same as Fig. 14 but for from 2232 LST on Jan. 26 to 1032 LST on 27 Jan. 2002.

Fig. 17~19은 1142 LST부터 0158 LST 까지 조치원 방향의 방위각 229도에
 서 관측한 RHI 화상을 나타내었다. 강설시 에코의 정고도(top height)의 변화
 는 강설초기에서 후기로 갈수록 약 7.5 km에서 약 2 km로 강설이 지속되는
 동안 낮아지는 것을 알 수 있었다. 그리고 에코의 강도도 강설초기에는 약
 20 dBZ이상의 반사도 값에서 강설 중에는 10 ~ - 20 dBZ로 작아지는 것을
 볼 수 있다. 그러나 에코강도의 변화는 강설이 강했던 1827 LST 와 2342
 LST에는 지표 가까이 하층은 에코의 강도가 다시 커지는 것을 알 수 있다.
 Fig. 14~19까지 CAPPI 화상과 RHI 화상을 살펴본 결과, 강설에코의 반사도
 값이 강할때 에어러솔의 수 농도 변동의 증가시간과 상당히 유사한 패턴을
 보이며 잘 일치하는 것을 알 수 있다. 강설 시 에어러솔의 수 농도 분포를
 좀 더 확대해서 Fig. 20에 나타내었다. 여기에서 1300 LST에 강설초기의 에
 어러솔 수 농도의 증가를 보여주고, 1830 LST와 강설 후기인 2330 LST 에
 수 농도 변동이 증가하는 것으로 강설에코의 발달과 소멸에 잘 일치하였다.

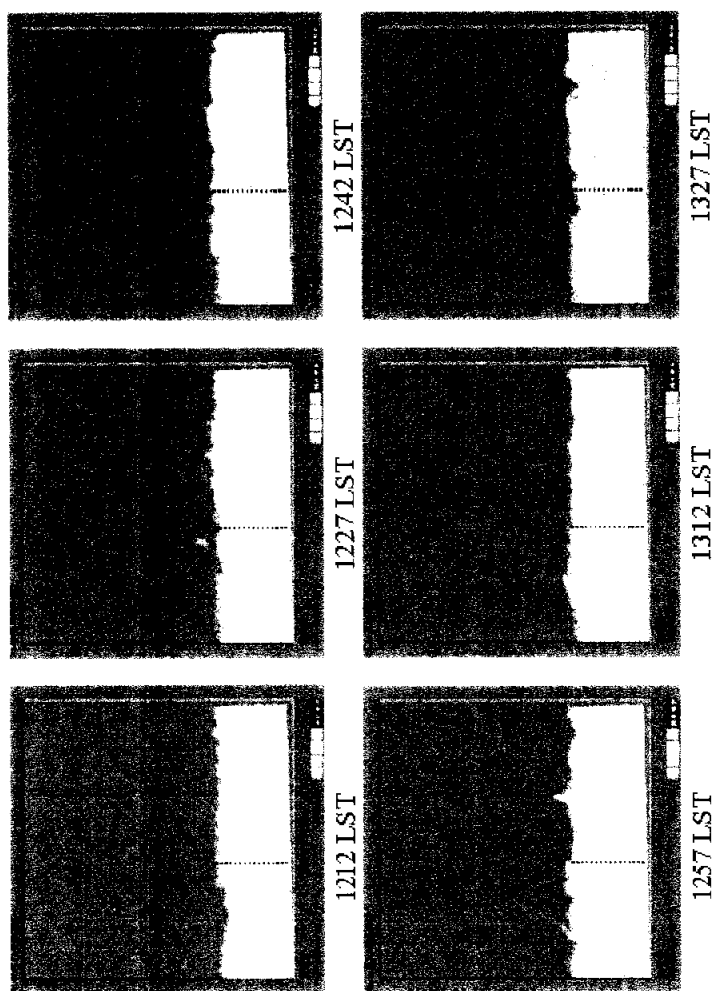


Fig. 17. The RHI images of radar from 1212 LST to 1327 LST on 26 Jan. 2002. Jochiwon which is located at 229 degrees far from the center of radar is indicated by the dotted line.

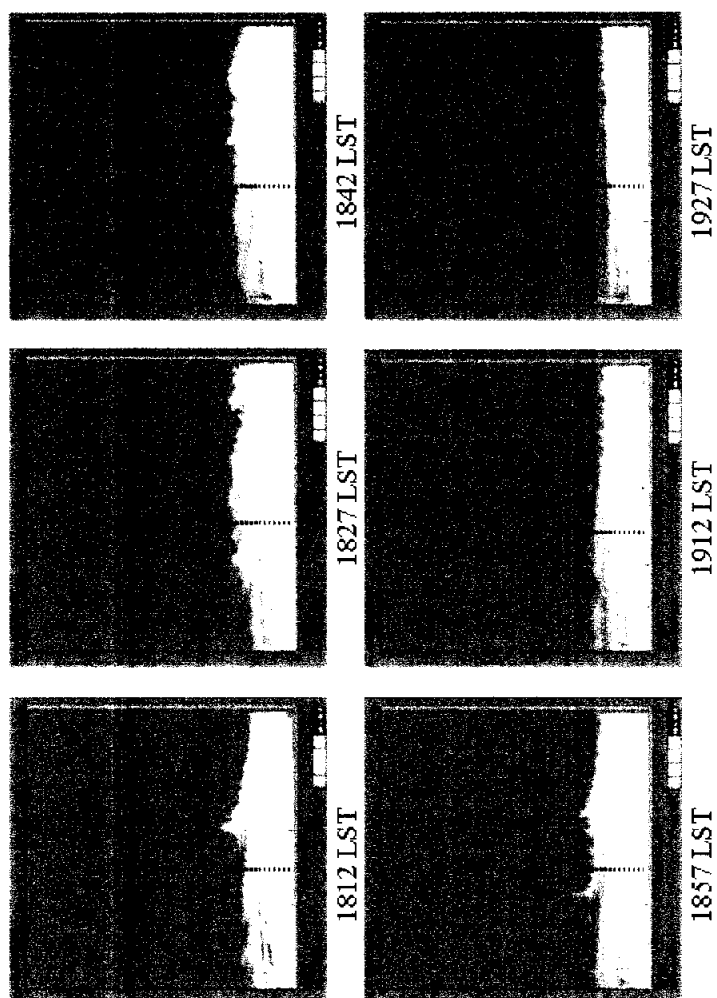


Fig. 18. The same as Fig. 17 but for from 1812 LST to 1927 LST on 26 Jan. 2002.

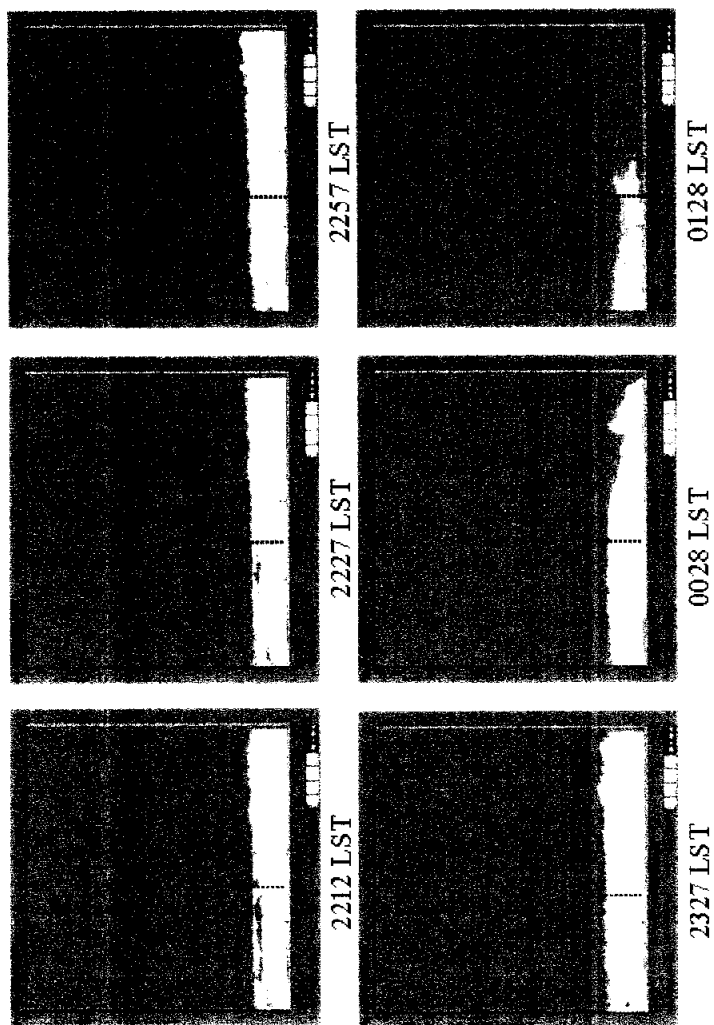


Fig. 19. The same as Fig. 17 but for from 2212 LST on 26 Jan. to 0128 LST on 27 Jan. 2002.

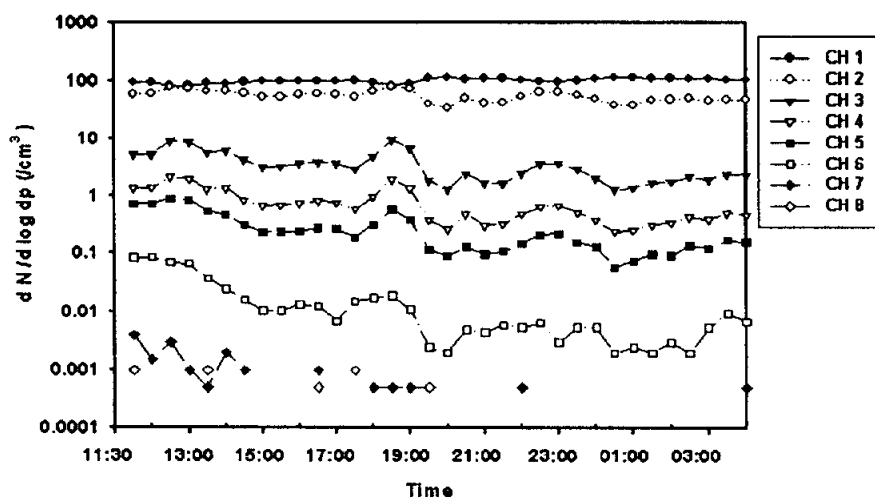


Fig. 20. Time sequences of number concentration of aerosol particles at each channel.

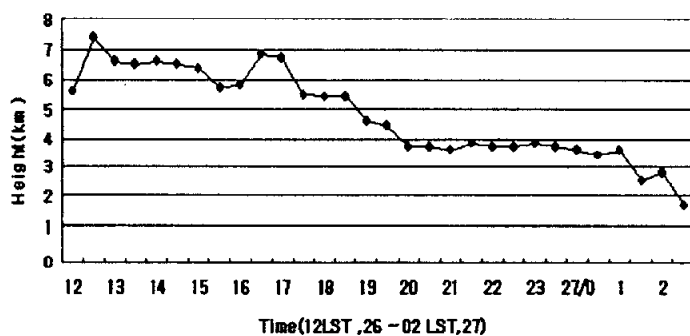


Fig. 21. Time sequences of cloud top height at Jochiwon.

3.3.2. VAD에 의한 바람장 분석결과

레이더 상의 수평풍의 풍향, 풍속, 수평발산을 구하기 위해 VAD 방법을 이용하였다. 수평발산을 적분함으로써 연직류의 속도도 구하였으며, 연직 유속은 대기 밀도 성층을 고려하여 식(12)에 의해 구하였다. 이들 값은 도플러 속도를 주사원에 따라 fourier 급수로 전개하는 경우, 제 2 차 주파 성분까지의 계수와 관계되어 있다. 이 계수를 얻기 위해 주어진 도플러 속도 데이터를 최소자승법을 이용하여 구함으로써 많은 수의 자료의 결손을 정확한 값으로 구할 수 있었다. 도플러 속도의 해석에 folding 보정 문제는 흠어진 정도나 잡음(Noise)제거를 포함한 자동 보정 알고리즘을 사용하였다.

a. 수평 바람장 추정

Fig. 22는 26일 1030 LST에서 27일 0300 LST까지 안테나 고도각 3도에서 15분 간격으로 관측한 자료를 각 고도별로 나타내었다. VAD 방법을 이용하여 추정한 전체 각 시각별로 변화를 보면, 풍향은 전체 시간에서 지상에서 북동에서 북서로 변화였고 연직으로는 지상북풍계열에서 남동으로 순전을 하고 있으며, 강설후기가 되면 상층에서 약한 반전이 존재한다. 오산의 레디오 존데 자료인 Fig. 8과 비교 분석한 결과 먼저 Fig. 8(b)인 26일 2100 LST에 지상 북풍에서 고도 3 km까지 남동풍으로 바뀌는 것을 알 수 있으며, 풍속은 고도 약 1.5 km지점에서 약하지만 감소되는 경향을 볼 수 있다. 그리고 Fig. 8(c)인 27일 0300 LST에 지상 북서풍에서 상층으로 갈수록 바람의 큰 변화가 없는 것으로 나타났다. 풍속은 여전히 1.5 km 부근에서 약하게 감소하는 경향을 보였다. 하나의 자료를 이용하여 그 유의성을 나타내기에는 어려우나 Fig. 21의 수평 바람장은 Fig. 8과 비교해 비교적 잘 추정된 것으로 생각된다. 또한 레이더 화상의 시선속도로 추정한 바람장을 Fig. 23에 나타

내었다. 풍향은 고도에 따른 0 m s^{-1} 의 시선속도 선으로 대략 추정할 수 있다(Wood and Brown, 1986). 0 m s^{-1} 의 시선속도 선을 보면 시선거리 약 50 km(고도 약 3.5 km) 내에서 S자 형태로 바람이 순전한다. Fig. 23은 26일 1952 LST의 PPI 화상으로 반경 60 km의 시선 속도장으로 수평풍은 남동쪽에서 바람이 불어 들어오고 있고, 연직별로는 레이더중심에서 바깥으로 고도가 상승할수록 바람은 북풍에서 남동풍으로 Fig. 23과 상당히 일치하는 것을 볼 수 있으며 풍속 또한 고도 약 1 km에서 증가하다가 약 1.5 km에서 감소하는 것을 볼 수 있다.

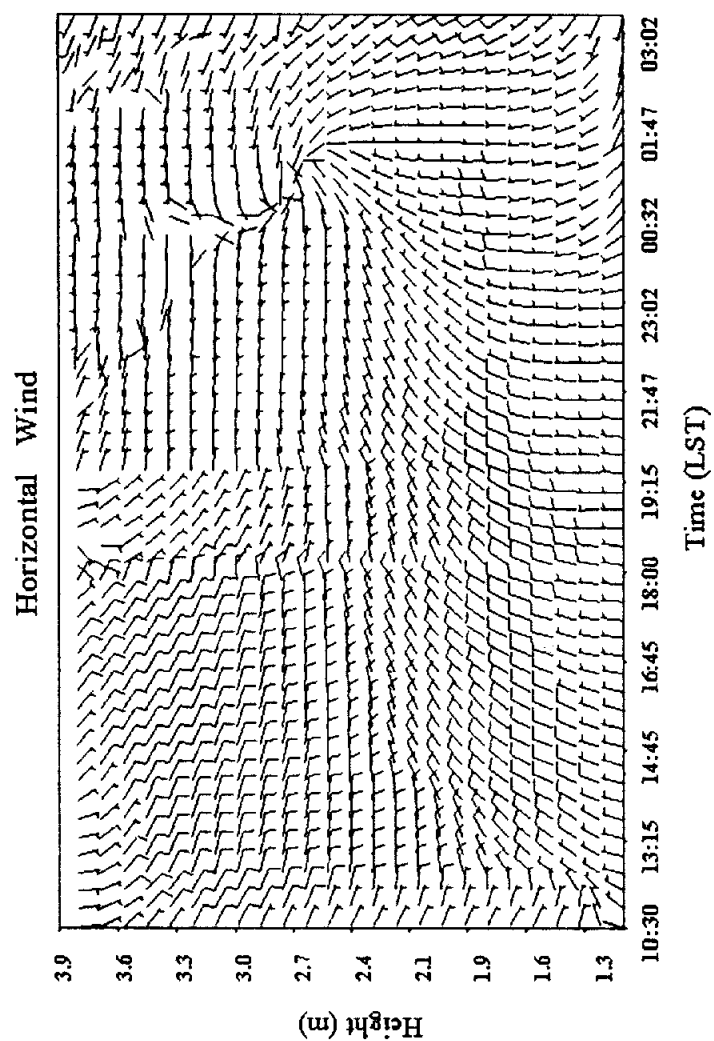


Fig. 22. Time-height section of horizontal wind calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302LST on 27 Jan., 2002.

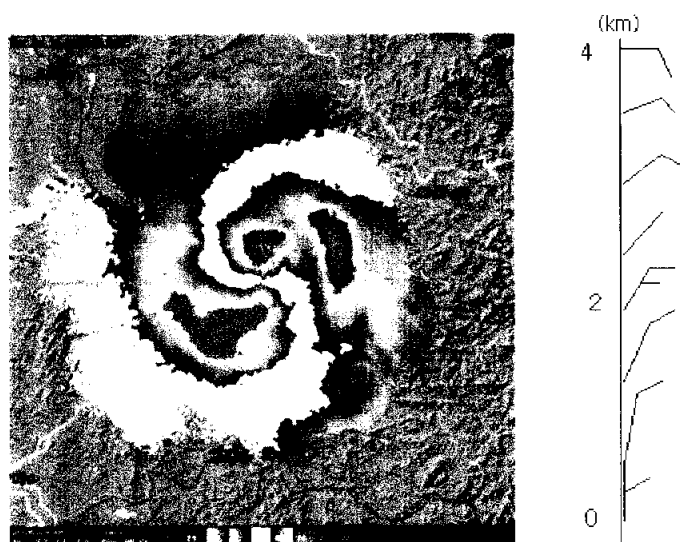


Fig. 23. PPI (El =4.0) images of reflectivity at 1952 LST on 26 Jan. 2002.

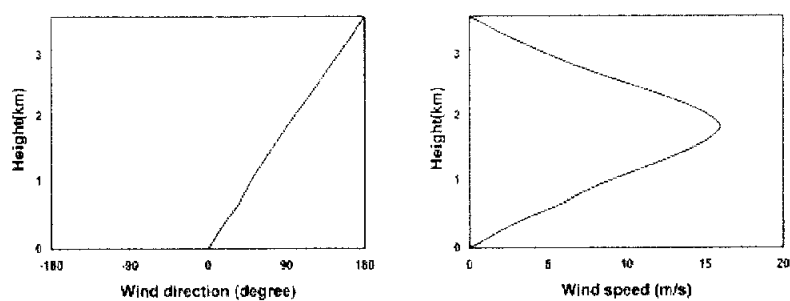


Fig. 23. (continued)

b. 수평발산장 추정

고도각 3도로 시간-고도 수평 발산장의 분포를 Fig. 24에 나타내었다. 고도 3 km까지 대부분이 수렴지역이며 강설초기에는 약한 수렴과 발산이 고도별로 나타나는 것을 알 수 있다. 하층의 지표 가까이를 살펴보면 강설 초기 약 1100 LST부터 하층 발산에서 수렴으로 바람장이 바뀌었고, 1600 LST까지 수렴이 지속되다가 하층은 주로 약한 발산장을 나타내었다. 그러나, 1300 LST, 1800 LST와 0002 LST에는 하층에 약한 수렴이 있었다. 이는 에어러솔의 수 농도 분포의 변화와 같은 최대지점을 나타내므로 강설시 에어러솔 수 농도 증가 경향은 수평발산장의 수렴과 상관이 있음을 알 수 있다. 최대일 때의 값을 알아보기 위해 각 수렴대인 1300 LST, 1800 LST 그리고 0002 LST 각각 최대지점의 시간을 전후로 수렴장의 변화를 Fig. 24에 나타내었다. VAD 방법을 이용한 발산장값은 약 1.0 km아래의 데이터는 무시하였다.

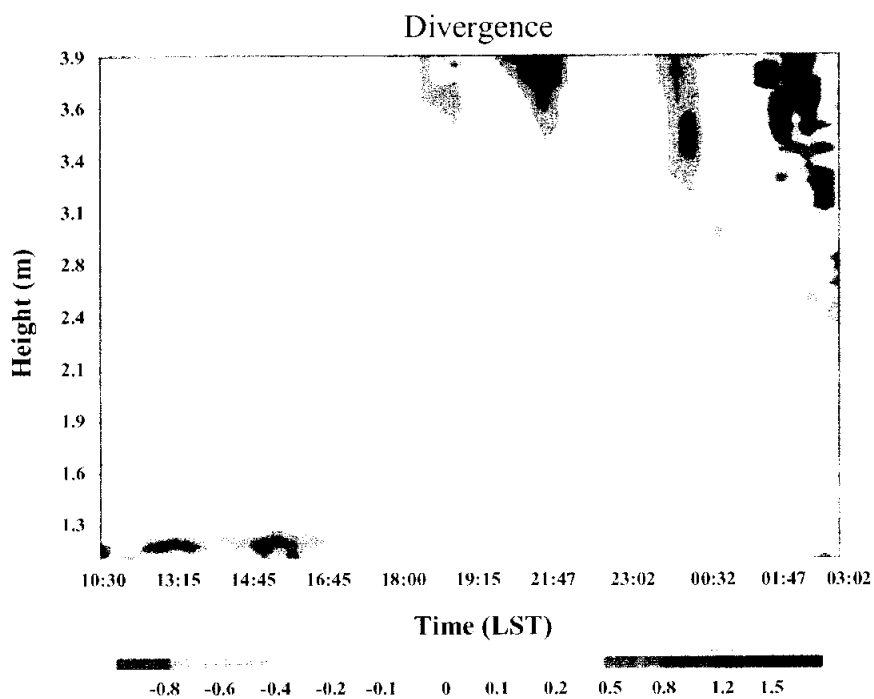


Fig. 24. Time-height section of divergence (10^{-1}sec^{-1}) calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27 Jan. 2002.

c. 연직 상승속도

대기밀도 싱중을 고려한 방법으로 수평발산을 연직 적분하여 구한 공기의 상승속도를 Fig. 25에 나타내었다. 강설이 지속되는 동안 대부분이 상승류를 나타내고, 지표 가까이 하층에 약한 하강류가 있다. 이는 지표 위 하층에서 약한 수렴으로 인해 아래로 하강류가 발생한 것으로 보인다.

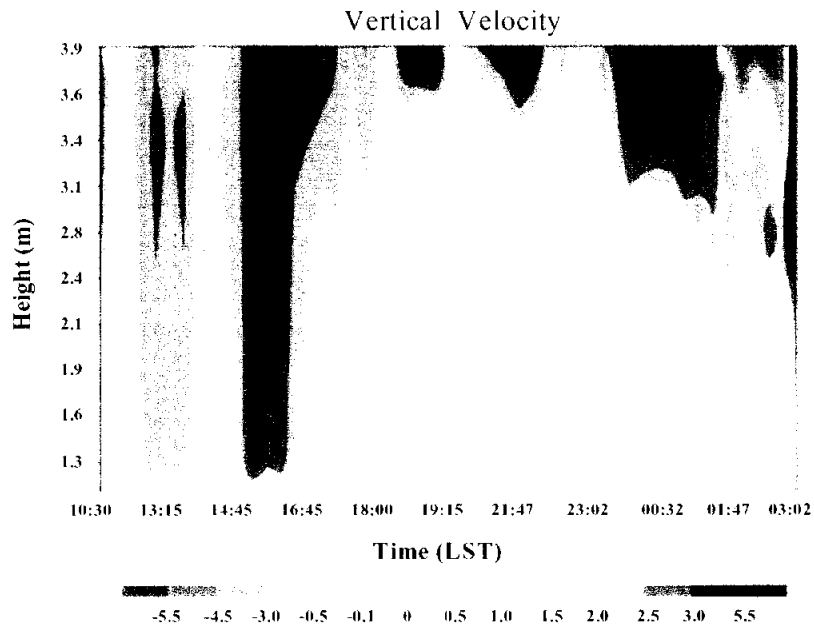


Fig. 25. Time-height section of vertical velocity (m s^{-1}) calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27 Jan. 2002.

3.3.3. 에어러솔 수 농도와 수평 발산장과의 관계

Fig. 26(a)는 강설초기의 수렴일 때 발산장의 변화로 1030 LST와 1100 LST는 하층에서 강한 발산을 보이며, 강설 초 에어러솔 수 농도가 증가되는 1245 LST부터 1300 LST까지 하층에서 강한 수렴을 나타내었다. Fig. 26(b)는 두 번째 상승시간인 1800 LST와 1830 LST에 하층에 약한 수렴이 나타났다. 상승시간 전인 1645 LST와 1700 LST에는 지표 위 200 m에서 수렴이 있으므로 오히려 지표에는 하강기류가 발생하여 에어러솔 수 농도가 전시간보다 감소하는 경향을 보였다. Fig. 26(c)는 세 번째 상승시간인 0002 LST에서의 발산장의 변화를 살펴보았다. 수평 발산 수렴의 변화가 그다지 나타나지 않았으며, 미약하나 2332 LST에 하층에 수렴이 나타났다. 이때 에어러솔 변동은 전후로 거의 큰 변화가 없었다.

따라서 수평 발산장과 에어러솔 수 농도 분포를 보면 수 농도가 증가했던 강설초기에 지표 수렴이 가장 강하였으며, 수 농도가 감소하면서 증가를 보였던 (b)와 (c)는 (a)에 비해서 수렴이 약하였고, 거의 수 농도에 큰 변화를 보이지 않았던 마지막 증가부분인 (c)는 수렴 발산이 거의 나타나지 않았다.

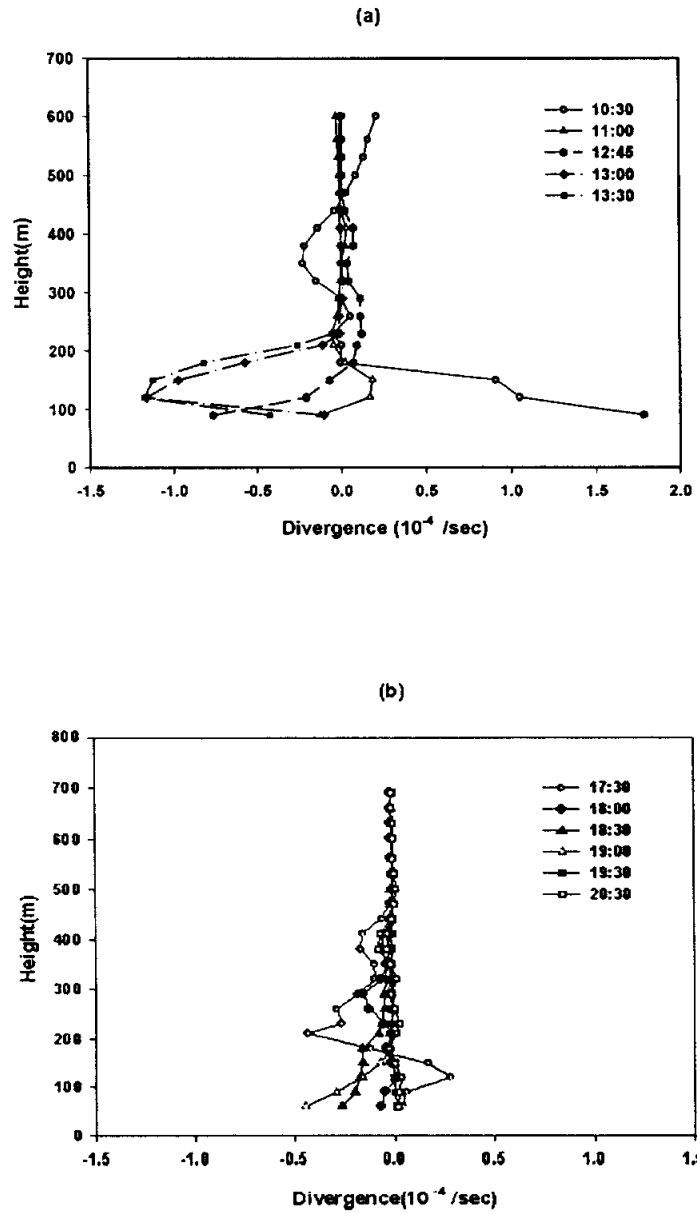


Fig. 26. The vertical distribution of horizontal divergence calculated by VAD method from 1030 LST on 26 Jan. to 0302 LST on 27 Jan. 2002.

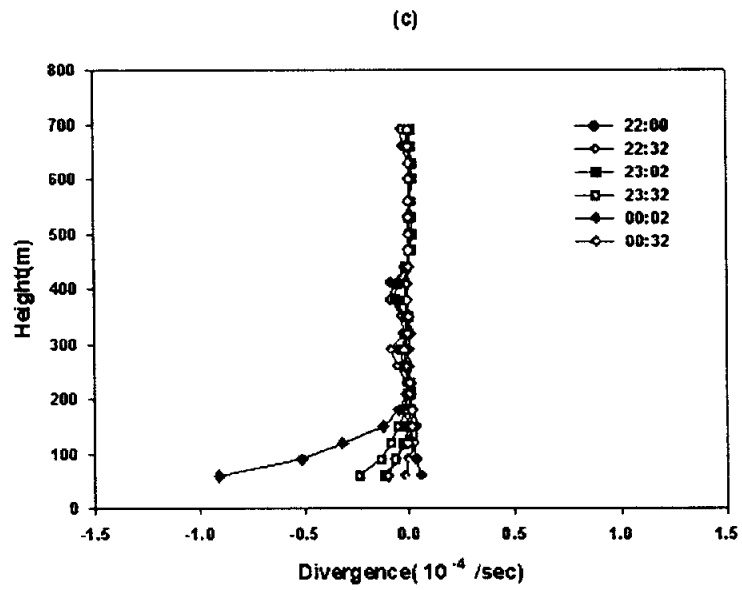


Fig. 26. continued.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 각 크기 범위의 에어러솔의 농도 분포 특성을 분석하고, 레이더 바람장에 따른 수평 발산장이 에어러솔의 수 농도 변동과 어떠한 관계가 있는지를 알아보았다. 또한 수평 발산장의 수렴과 발산에 따른 강설 에코의 발달, 소멸에 에어러솔 수 농도의 증감이 잘 대응하는지 알아보고자 도플러 레이더를 이용한 풍속장의 운동학적 양을 측정하는 방법으로 최소자승법을 이용한 VAD 방법을 사용하여 바람장 추정을 하였으며, 에어러솔 농도 분포는 OPC를 이용하여 조사하였으며 얻어진 결과는 다음과 같다.

- 1) 에어러솔 수 농도 분포는 강설이 지속되는 동안 $1\ \mu\text{m}$ 이상의 큰 입자에서 계속 감소되는 경향을 보였으며, 이는 입자가 클수록 더 크게 나타났으며, 그 변동 또한 강하게 나타나는 것을 알 수 있었다. 강설초기에는 에어러솔 수 농도가 오히려 증가하는 경향을 볼 수 있었다.
- 2) 수평 발산장이 지표 저층에서 수렴일 때 에어러솔 수 농도가 증가하는 것을 알 수 있었다. 이런 경향은 특히 $1\ \mu\text{m}$ 이상의 큰 입자에서 잘 보여 주었고, 강설초기 하층에 강한 수렴일 때 더 뚜렷이 나타났다.
- 3) 강설 시 강설 에코의 발달과 소멸에 따른 에어러솔 입경별 수 농도 변화를 알아본 결과 큰 입자의 에어러솔 변동에 잘 대응되고 있는 것을 알 수 있었다.

따라서 지표면 근처 대기 경계층내 바람장의 수렴 발산으로 인한 에어러솔 수 농도 변동은 내륙지역에서도 해안지역에서와 같이 강설에코의 발달 유무와 잘 일치하고 있으며 이는 에어러솔 수 농도 변동 조사시 바람장의 수렴 발산이 고려 될 수 있음을 알 수 있다.

참고문헌

- 김경익, 민경덕, 박상균, 이동인, 이광목, 윤일희, 문영수, 1996: 단일 도플러 레이더에 의한 강수입자의 낙하속도와 바람장 분석. *한국기상학회지*, **32**(1), 51-70.
- 김지영, 전영신, 조하만, 오성남, 2000b: 기단의 유형과 이동경로에 따른 대기 중 에어러솔 광학 깊이의 특성. *한국 기상학회지*, **36**(4), 487-498.
- 김지영, 최병철, 2002: 한반도에서 측정된 에어러솔의 크기 분포와 지역별 특성. *한국기상학회지*, **38**(2), 95 -104.
- 김필수, 이윤장, 이양호, 조현숙, 안승태, 1986: 도시 대기 Aerosol 의 입자 직경 $0.01\ \mu\text{m} \sim 1.0\ \mu\text{m}$ 범위의 농도 변화 특성. *한국 대기보존학회지*, **2**(2), 41-50.
- 신혜정, 정창훈, 김지영, 최병철, 오성남, 2002: 강설에 의한 대기 중 입자의 세정 효과 연구. *대기*, **12**권 1호
- 이규원, 김경익, 민경덕, 윤일희, 이광목, 1998: 단일 도플러 레이더로 추정 한 열대 층운형 구름의 발달과 운동학적 특성. *한국기상학회지*, **34**(4), 570-585.
- 한국대기 환경학회, 1999: *대기오염물질의 측정기술*, pp231.
- Battan, L. J., 1964: Some observation of vertical velocities and precipitation size in a thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 415-420.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.
- Caton, P. G. F., 1963: The measurement of wind and Meteor., *Washington DC, Amer. Meteor. Soc.*, 290-296.

- Easterbrook, C. C., 1973: An area curve fitting method for analysis of Doppler weather radar with application to the study of convectives storms. *Calspan Tech. Report*. No. CK-5077-M-1, 1-34.
- Holton, J. R., 1992: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press. pp511.
- IPCC, 1995: Climate Change 1995. The science of climate change. edited by J. H. Houghton et al., Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp572.
- Khemani, L. T., G. A. Momin and M. S. Naik, 1987: Influence of atmospheric pollutants on cloud microphysics and rainfall, *Boundary-layer meteorology*, **41**, 367-380.
- Lee, D. I., 1991: On the atmospheric aerosol particles in relation to wind systems. *J. of Korean Meteor. Soc.*, **27**(4), 333-352.
- Lee, D. I. and Y. H. Han, 1992: Vertical Distribution of Aerosol Concentrations in the Boundary Layer Observed by a Tethered Balloon (Part II : Distributions of Aerosol Concentrations in Relation to the Sea Breeze Front). *J. of Korean Meteor., Soc.*, **28**(4), 497-507.
- Lhermitte, R. M. and Atlas D., 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Proc. 9th Conf. Radar Meteor., Kansas city, *Amer. Meteor. Soc.*, 218-223.
- Lu Y. Y., R. J. Doviak and C. Crisp, 1996: Estimating Large-Scale Vorticity Using VAD Products and Reflectivity. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **13**(6), 1129-1138.

- Nemesure, S., R. Wagener, and S. E. Schwartz, 1995: Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. *J. Geophys. Res.*, **100**, 26105-26116.
- Nissen, R and D. Hudak , Stephane Laroche, Ramon de Elia and Isztar Zawadzki, Yoshio Asuma, 2001: 3D Wind Field Retrieval Applied to Snow Events Using Doppler Radar. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **18**, 348-362.
- Ogren, J., 1995: A systematic approach to in situ observation of aerosol properties, Aerosol Forcing of Climate. R. J. Charlson and J. Heintzenberg(eds.) Wiley & Sons, New York, 215-226.
- Ogura, Y. and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
- Penner, J. E, R. J. Charlson, J. M, Hales, N. Laulainene, R. Leifer, T. Navakov, J. Ogren, L. F. Radke, S. E. Schwartz, and L. Travis, 1994: Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**(3), 375-400.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1978: Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company.
- Robert cifelli and Steven A. Rutledge, Dennis J. Boccippio, Thomas Matejka, 1996: Horizontal Divergence and Vertical velocity Retrievals from Doppler radar and wind profiler observation. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **13**(6), 948-966.

- Sauvageot, H., 1992: *Radar meteorology*. Atrech Huse, pp366.
- Seinfeld, J. H., and S. N. Pandis, 1998: *Atmospheric chemistry and physics-From air pollution to climate change*. John Wiley&Sons, Inc. pp1326.
- Testud, J., G. Breger, D. Amayenc, M. Chong, B. Nutton, and A. Sauvageot , 1980: A Doppler radar observation of a cold front. Three dimensional air circulation, related precipitation system and associated wave-like motions. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 78-98.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1988: Doppler radar measurements of a kinematic wind field: VAD analysis based on a Least-Square-Fitting method. *Low Temp. Sci. Scr.*, A47, Hokaido Univ., Japan.
- Waldteufel, R., and H. Corbin, 1979: On the analysis of single Doppler data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-542.
- Willeke, K. and P. A. Baron, 1993: *Aerosol measurement principles*, Techinques, and Applicatons, Van Nostrand Reinhold, pp876.
- Wood, V. T. and R. A. Brown, 1986: Single Doppler velocity signature interperatation of nondivergent environmental winds. *J. Atmos. Oceanic. Technol*, **3**, 114-128.

감사의 글

논문이 완성될 즈음 생각하니 참 많은 생각들이 머리를 스칩니다.

많은 고민과 방황으로 힘들 때 크신 사랑과 지도로 너무나 큰 힘이 되어 주신 이동인 교수님께 깊은 감사를 올립니다. 학문의 길로 이끌어 주시고 지금 이 자리에서 이렇게 글을 쓸 수 있게 된 것도 모두 교수님의 배려와 관심 덕분입니다.

그리고 환경대기과를 위해 애쓰시는 한영호 교수님, 석사 과정동안 학문적 깊이와 인격수양을 위해 많은 칭찬과 많은 질책으로 지도해주신 변희룡 교수님, 김영섭 교수님, 정형빈 교수님, 권병혁 교수님께 감사를 드리며, 심사과정을 통해 많은 조언을 해주신 오재호 교수님과 옥 곤 교수님께도 감사를 드립니다.

오랜시간 동안 가족처럼 지내온 GEAR 멤버들 (효경이 언니, 철환이 선배, 민이 선배, 길종이 선배, 수정이 선배, 경옥이, 시원이, 지영이, 막동이 해미랑 하나)에게도 감사를 드리며, 멀리서 많은 상담과 친구처럼 대해준 동순이 선배, 지금은 조교를 하지만 GEAR의 멤버로 오랫동안 같이 지낸 송우 선배와 부경이 선배에게도 감사의 뜻을 전합니다. 특히 논문을 쓰면서 많은 조언과 도움을 준 효경이 언니와 철환이 선배에게 큰 고마움을 전합니다.

또한 멀리서 많은 격려와 믿음을 준 사랑하는 친구 은주와 수영이, 복사한다고 고생한 문수와 청이, 항상 날 비춰주고 일깨워주는 은진이, 언제나 안식처를 제공해주는 멋진 친구 지은이, 나의 고민과 방황을 묵묵히 다 들어주고 지켜 봐준 미안한 모모, 내가 나태해질 때쯤이면 항상 등장해 다시 일어서게 하는 혜은이, 강하게 설 수 있도록 도와준 그 사람과 나의 투정과

화를 다 받아주고 들어준 미달(미정)이, 가끔씩 만날 때마다 힘이 되어 주는 소영이 언니에게도 고마움을 느낍니다. 그리고 석사기간동안 꾀꾀하게 헤쳐 나갈 수 있도록 도움을 준 다른 친구들에게도 감사를 드립니다.

끝으로 항상 성실함을 솔선해 보여주시고 무한한 깊은 사랑으로 따뜻하게 감싸주시고 믿어주신 아버지와 어머니께 큰 감사를 올립니다. 또한, 동생들을 아끼고 위해준 우리 오빠와 야무진 막둥이 소영이에게도 고마움과 사랑을 전합니다.