

## 남서해안지역 강설시 바람장 변화에 따른 에어로솔 수 농도 변동

이동인 · 강미영 · 서길종\* · 유철환\*\* · 박성화\* · 김부경\* · 박남식\*\*\*

부경대학교 환경대기과학과, \*부경대학교 지구환경공학연합동과정, \*\*기상청, \*\*\*부산시청 환경보전과  
(2008년 5월 26일 접수; 2008년 6월 16일 채택)

### The Fluctuation of Aerosol Number Concentration by Wind Field Variation during Snowfall at the Southwestern Coastal Area

Dong-In Lee, Mi-Young Kang, Kil-Jong Seo\*, Cheol-Hwan You\*\*,  
Sung-Hwa Park\*, Poo-Kyoung Kim\* and Nam-Sik Park\*\*\*

*Department of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea*

*\*Department of UR Interdisciplinary Program of Earth Environmental Engineering,  
Pukyong National University, Busan 608-737, Korea*

*\*\*Korea Meteorological Administration, Seoul 156-720, Korea*

*\*\*\*Environmental conservation Division, Busan Metropolitan city, Busan 61-735, Korea*

(Manuscript received 26 May, 2008; accepted 16 June, 2008)

#### Abstract

To understand the development mechanism of the aerosols in the surface boundary layer, the variation in the aerosol number concentration due to the divergence and convergence of the wind fields was investigated. The aerosol number concentration was measured in the size ranges of 0.3~10.0  $\mu\text{m}$  using a laser particle counter(LPC) from 0000 LST on 03 Feb. to 0600 LST on 07 Feb. 2004 at Mokpo in Korea during snowfall. The Velocity Azimuth Display(VAD) technique was used to retrieve the radar wind fields such as the horizontal wind field, divergence, and deformations including the vertical air velocity from a single Doppler radar. As a result, the distribution of the aerosol number concentration is apparently different for particles larger than 1  $\mu\text{m}$  during snowfall, and it has a tendency to increase at the beginning of the snowfall. The increase and decrease in the aerosol concentration due to the convergence and divergence of the wind fields corresponded to the particles with diameters greater than 1  $\mu\text{m}$ . It is found that the fluctuations in the aerosol number concentration are well correlated with the development and dissipation of snowfall radar echoes due to the convergence and divergence of horizontal wind fields near the surface boundary layer in the inland during the snowfall.

**Key Words :** Aerosol number concentration, Laser particle counter, Doppler radar, Velocity azimuth display, Wind field

#### 1. 서 론

에어로솔은 입자의 크기 범위가 0.001-100  $\mu\text{m}$ 로 광범위<sup>1,2)</sup>하며, 기상학적으로는 태양복사를 흡수 또는 산란시키거나, 구름의 형성과정에서 응결핵으로

Corresponding Author : Dong-In Lee, Dept. of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University, 599-1 Daeyeon-3Dong Namgu, Busan 608-737, Korea  
Phone: +82-51-629-6639  
E-mail: leedi@pknu.ac.kr

작용하는 등의 직·간접 효과를 통하여 지구 대기의 복사과정에 매우 중요한 역할을 한다<sup>3,4)</sup>. 특히, 대기 중 에어로솔의 크기 분포에 대한 정보는 에어로솔 복사 강제력을 산출하고 기후변화에 미치는 영향을 평가하는데 중요한 매개변수이다<sup>5~7)</sup>. 또한 에어로솔 수 농도 변화는 태양복사에 의한 지구 온난화에 직접적으로 관련이 있으며 그 발생원을 알기 위해서 이들을 관측하여 그 원인을 해명하는 것이 매우 중요하다.

에어로솔 농도에 관한 연구로는 Pruppacher와 Klett<sup>8)</sup>, Khemani 등<sup>9)</sup>이 대기의 에어로솔 농도는 풍향이나 풍속에 의한 기상학적인 상태에 따라 크게 변화한다고 하였으며, 또한 큰 입자의 에어로솔 농도는 풍속과 좋은 상관성을 보여준다고 하였다<sup>8)</sup>. Lee<sup>10)</sup>는 일본 Sapporo 지역에서의 에어로솔 총 농도는 고도와 풍계에 따라 변화한다는 연구 결과를 보고하고 있다. 그리고 국내에서는 기상인자와 관련한 에어로솔의 수 농도 변화에 관한 연구<sup>11)</sup>가 있다. 에어로솔 수 농도와 풍속과의 관계가 발생기구 측면에서는 설명할 수 있지만, 실제 관측에서는 여러 가지 기상학적인 상태(기온, 풍향 및 풍속)에 따른 변화나 구름을 동반한 대기 요란 등에 의한 수 농도 변화까지를 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 이용되어져 왔다<sup>12,13)</sup>. 이 방법은 선형적으로 변화하는 바람장에서 넓게 사용되어 왔으며<sup>12,14,15)</sup>, 수평적으로 규모가 크고 바람의 변화가 비교적 적은 층운형 구름 내부의 바람장 추정에 널리 이용되어 졌다<sup>16,17)</sup>. Cifelli 등<sup>18)</sup>은 도플러 레이더와 윈드프로파일러로부터 수평발산장과 연직 속도를 추정하였다. Nissen 등<sup>19)</sup>은 강설시 단일 도플러 레이더를 사용한 VAD 분석 방법으로 3차원 바람장 추정을 하였고, VAD방법에 의해 산출된 수평바람장, 발산장, 변형장 등과 반사도를 사용하여 대규모 와도를 추정하였다<sup>20)</sup>. 또한 Lee 등<sup>21)</sup>은 동계 계절풍 발달시 일본 북해도 서쪽 해안에서 도플러 레이더를 이용한 VAD방법을 사용하여 구한 수평 바람장의 변동이 에어로솔 수 농도 변동에서 종관 바람장보다 중

요한 역할을 한다는 것을 보여주었다. 그리고 국내에서는 김 등<sup>22)</sup>이 강수입자의 낙하속도를 추정하여 VAD방법에 의한 바람장을 분석하였고, 박 등<sup>23)</sup>은 도플러 레이더를 이용한 한랭 전선 주변의 바람장을 추정하였다. 그리고 이 등<sup>24)</sup>이 구름 또는 강수입자의 시선속도와 반사도를 측정하여 대기의 운동학적인 구조를 밝힌 바 있다. 그러나 국내에서는 에어로솔과 도플러 레이더를 이용하여 산출한 바람장 분석과의 관계에 대한 연구가 거의 없는 실정이다.

따라서 본 연구에서는 해안지역에서 겨울철 강설시 각 크기 범위( $0.3 \mu\text{m} \sim 10 \mu\text{m}$ )에 따른 에어로솔의 수 농도 변동 특성을 분석하고, 단일 도플러 레이더를 이용한 VAD 방법을 통해 수평 발산장과 에어로솔의 수 농도 변동과의 관계, 즉 수평 발산장의 수렴과 발산에 따른 강설 에코의 발달과 소멸이 에어로솔 수 농도의 증감과 잘 대응하는지를 알아보고자 한다.

## 2. 재료 및 방법

본 연구에 사용된 자료는 목포 기상대에 설치한 LPC(Laser Particle Counter)를 사용한 대기 에어로솔 입자의 수 농도 측정 자료와 전남 무안 해제면(구) 무안기상대(북위  $35.09^\circ$ , 동경  $126.28^\circ$ )에 설치된 X-밴드 도플러 레이더의 반사도와 시선속도 자료를 사용하였다. 그리고 대기 상태 파악을 위해 같은 기간의 AWS 자료와 광주광역시 고층기상관측 자료를 이용하였다. 관측지점은 Fig. 1에 나타내었으며 A 지점은 무안 X-band 단일 도플러 레이더의 위치이고, B지점은 목포기상대이며, C 지점은 광주의 고층기상관측소 위치이다. 분석기간은 겨울철 강설시 학·연 공동 집중 관측기간 중 2004년 2월 3일-7일이었다. 에어로솔 분석을 위한 레이저 입자 계수기(Laser Particle Counter, 일본 KANOMAX사, Model: TF-500)는 개개의 입자에 의한 빛의 강도를 측정하여 그 강도로부터 미리 정해진 강도와 입자의 크기 사이의 일정 관계에 의해 입자의 크기를 추정하는 기기이다. 내장된 펌프에 의해 흡인된 시료 공기가 광원의 조사 영역을 통과할 때 개개의 입자에 의해 산란광의 강도를 특정한 산란각에 대해 측정한다. 광전자 증배관에 의해 산란되는 빛의 양에 비례하

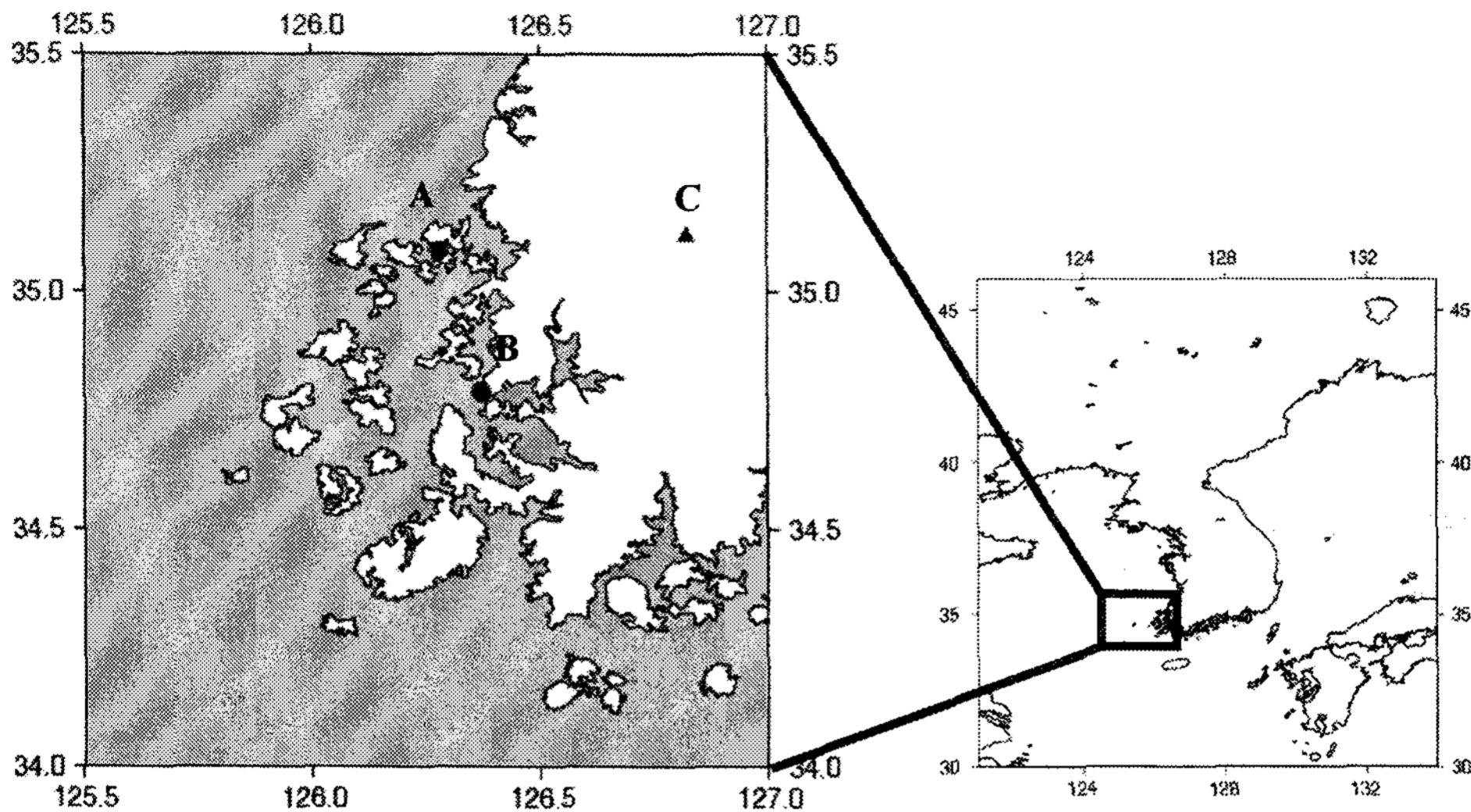


Fig. 1. The locations of the Doppler radar, radiosonde and LPC observation site.

Table 1. Specification of a LPC(Laser Particle Counter)

Item	Contents
Light Collection	Wide-angle light collection by ellipsoidal mirror
Light Source	Laser Diode; 40 mW, 780 nm wavelength
Particle Diameter for Measurement	Less than 10 $\mu\text{m}$
Measuring Range	Greater than 0.3, 0.5, 1.0, 3.0, and 5 $\mu\text{m}$
Sample Flow Rate	1 $\ell$ /min
Memory	100 data points can be stored for standard functions maximum 2000 data points stored in the IC memory card
Display	Graphic LCD
Power Supply	Ni-cd Battery with AC adaptor(standard) dry cell battery/U2X9(optional)

는 펄스형의 크기는 입자 크기와 관계되고, 펄스 수는 입자수와 관계되므로, 입자의 크기별 수 농도를 측정할 수 있다<sup>25)</sup>. LPC는 전방 광산란 방식으로 산란광의 광량을 측정하고, 광원으로는 Laser diode (He-Ne tube)를 사용한다. LPC의 측정 가능한 에어로솔의 크기 범위는 0.3  $\mu\text{m}$ ~10  $\mu\text{m}$ 로서 기본적으로 5개 채널(0.3~0.5  $\mu\text{m}$ , 0.5~1.0  $\mu\text{m}$ , 1.0~3.0  $\mu\text{m}$ , 3.0~5.0  $\mu\text{m}$ , 5  $\mu\text{m}$ 이상)로 관측할 수 있다. LPC의 제원은 Table 1에, 각 채널별 입자의 직경범위는 Table 2에 나타내었다. 그리고 바람장 분석에 사용된 이동식 연구용 X-band 도플러 레이더는 북위 35.09°, 동경 126.28°에 위치하며 제원은 Table 3에 나타내었다. 최대 반경은 240 km, 빔 폭은 1.2° 이다. 관측 고도각은 대략 0.5°에서 19°까지 약 0.5° 간격으로 15분 주

기로 이루어지며 레이더 반사도와 시선속도자료 등이 저장된다.

관측지점의 바람장을 알기 위해, Browning과 Wexler<sup>12)</sup>에 의해 정립된 단일 도플러 레이더 바람장 분석법인 VAD(Velocity-Azimuth Display)방법을 사용하였다. VAD방법은 PPI(Plan Position Indicator)

Table 2. The size range of each channel for Laser Particle Counter

Channel	Range ( $\mu\text{m}$ )
1	0.3~0.5
2	0.5~1
3	1~3
4	3~5
5	5~10

**Table 3.** Specification of a Doppler radar in Muan

Maker	EEC (USA)	Velocity limit	42 m/sec
Model	DWSR-200X	Antenna	
Band	X-band(3.2 cm)	Size	2.0 M
Frequency range	9360 Mhz	Beamwidth	1.2 degrees
Peak power	200 KW	Gain	42 dB
Pulse width	0.5/1.0 $\mu$ sec	Software	EDGE
Pulse Recerrence Frequency		Option	Dual polarization switch
Intensity mode	500 PPS	Total Weight	11,793 kg
Doppler mode	2000 PPS	Installation	1997.12.22
Maximum Detection Range			
Intensity mode	240 km		
Doppler mode	75 km		

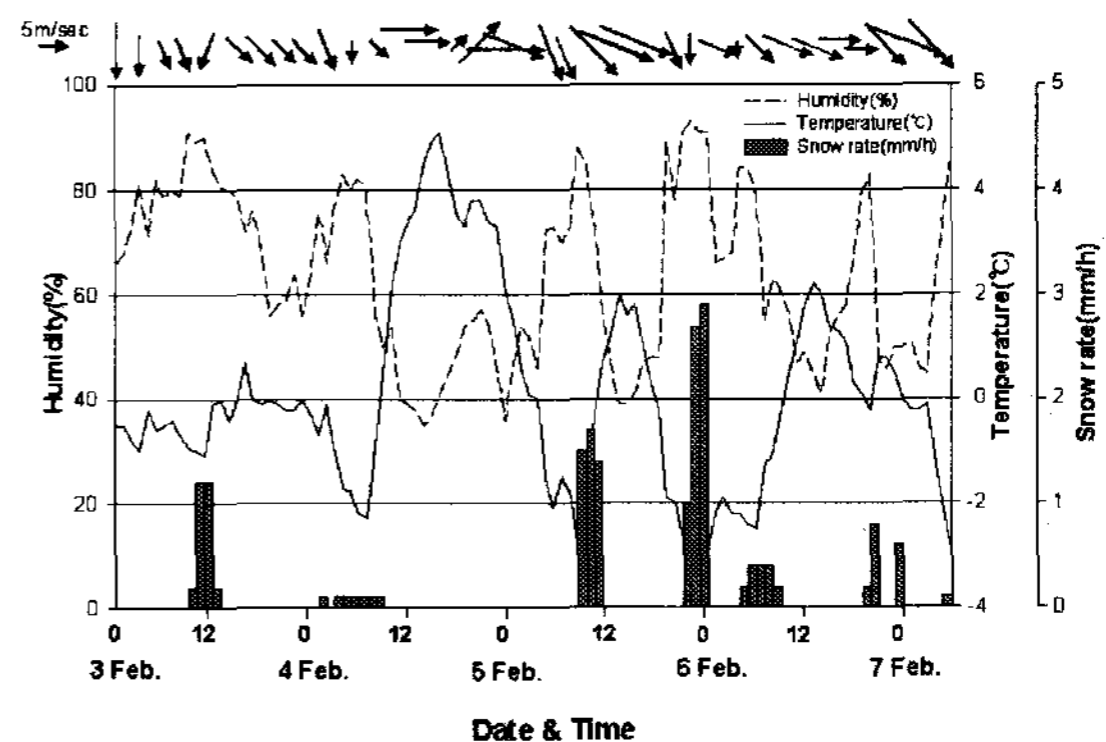
형태로 관측한 입자의 시선속도 분포를 이용한 것으로 대기의 흐름을 선형장이라 가정하고 임의의 주사원상에서 관측한 시선속도의 분포를 알면, 이를 Fourier 전개식에 근사시킴으로서 각 조화계수를 계산하고, 이로부터 주사원 중심에서의 수평풍향, 풍속, 그리고 발산과 변형장을 계산한다. 이때 각 조화계수는 최소자승법을 이용하여 시선속도를 계산한다<sup>26,27</sup>. 노이즈 제거를 포함한 자동으로 보정된 알고리즘은 시선속도의 접힘(folding) 문제를 풀기 위해 사용되었다. 강설시 수평발산 값을 얻기 위해, 눈의 종속도를 1 m/s로 가정하고, 한편 공기의 상승속도를 구하기 위하여 Ogura and Phillips<sup>28</sup>)가 제안한 비압축성 유체에서의 연속 방정식을 사용하였다.

### 3. 결과 및 고찰

#### 3.1. 기상상태

##### 3.1.1. 지상 기상변화

2004년 2월 3일부터 7일까지 지상의 풍향, 풍속, 상대습도, 기온 및 강설량은 Fig. 2와 같다. 풍향의 변화를 보면 3일 강설 초기 북서풍 계열이 지속되고 있으며, 강설이 끝나는 4일 1000 LST부터 서풍과 남서풍 계열의 바람이 지속되었다. 이후 강설이 다시 시작되는 5일 0500 LST부터 다시 북서풍 계열의 바람이 지속되고 있다. 기온의 변화를 보면 강설이 있었던 시각에는 평균 -1.3 $^{\circ}$ C로 조사되었고 비강설시 평균 온도는 3 $^{\circ}$ C로 나타났다. 습도는 강설시와 비강설시에 뚜렷하게 차이를 나타내고 있는데 강설



**Fig. 2.** Temporal variation of wind direction, wind speed, relative humidity, temperature and snowfall amount in a hour from 0000 LST on Feb. 03 to 0800 LST on Feb. 07 at Mokpo.

시 평균 78%, 최대 93%의 습윤한 상태이며, 그 외의 비 강설시 평균 56%, 최소 35%의 건조한 상태로 나타났다. 풍속의 경우 관측 기간 중 최대 15.1 m/s, 최소 2.5 m/s였으며 최대풍속은 5일 0100 LST에 가장 강한 풍속이 나타났으며, 이후 2000 LST까지 두 번째 강설인 2200 LST 강설이 시작되기 전까지 평균 풍속 11 m/s이상의 바람이 지속적으로 불었음을 알 수 있다. 2200 LST 이후 강설이 시작되면서 풍속은 5~7.5 m/s로 감소하였다. 강설량은 강설초기인 3일 1000 LST에 1.2 mm/h이며 이후 5일 1200 LST에 1.5 mm/h였다. 06일 0000 LST의 경우 강설량은 2.8 mm/h로 가장 높았고, 상대습도도 가장 높고, 최저 기온을 나타내었다. 에이로솔 수 농도와

강설시 바람장을 비교하기 위해, 관측기간 중 상대적으로 강설이 강하고 3시간 이상 강설이 지속된 2004년 2월 5일 0900 LST부터 1200 LST까지와 2월 5일 2200 LST부터 2400 LST까지 두 강설에 대해서 비교 분석하였다. 두 경우, 모두 강설시 습도가 90%를 넘으며, 기온이 최저  $-2.5^{\circ}\text{C}$  이하까지 떨어지며, 또한 평균풍속도 11 m/s 이상 지속되는 것을 나타내었다. 그러나 풍향은 큰 변화 없이 북서풍 계열을 나타내었다.

### 3.1.2. 상층 기상변화

분석 영역 내 위치한 광주 고층 기상관측소에서 2004년 2월 5일 0300 LST, 0900 LST, 1500 LST, 2100 LST, 6일 0300 LST에 관측된 풍향, 풍속, 기온과 노점온도를 Fig. 3(a)~(d)에 나타내었다. Fig. 3(a)

의 0300 LST는 강설 시작 6시간 전으로 지상의 기온이  $0.8^{\circ}\text{C}$ 였고, 10 km까지의 평균 기온감률은  $3.54^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 이며, 지상에서 고도 3 km까지 하층의 기온감률은  $8.23^{\circ}\text{C}/\text{km}$  불안정층으로 나타났다. 풍향은 지상에서 북서풍, 상층으로 갈수록 서풍계열로 변화하는 것을 알 수 있다. Fig. 3(b)는 첫번째 강설 시간으로 5일 0900 LST의 지상에서의 기온은  $-3.9^{\circ}\text{C}$ 이며 고도 10 km까지의 평균 기온감률은  $3.60^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 이며, 하층 3 km까지의 기온감률은  $6.6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 로 계속 불안정한 층을 보였다. 풍향은 지상에서 북서풍이 존재하고 고도가 상승함에 따라 서풍계열로 변화하였다. 또한, 고도 약 2~2.7 km에서 기온역전층이 나타났으나, 바람은 역전층에서 특별한 변화가 없었다. Fig. 3(c)에서는 2월 5일 1500 LST에 강설시간 6시간

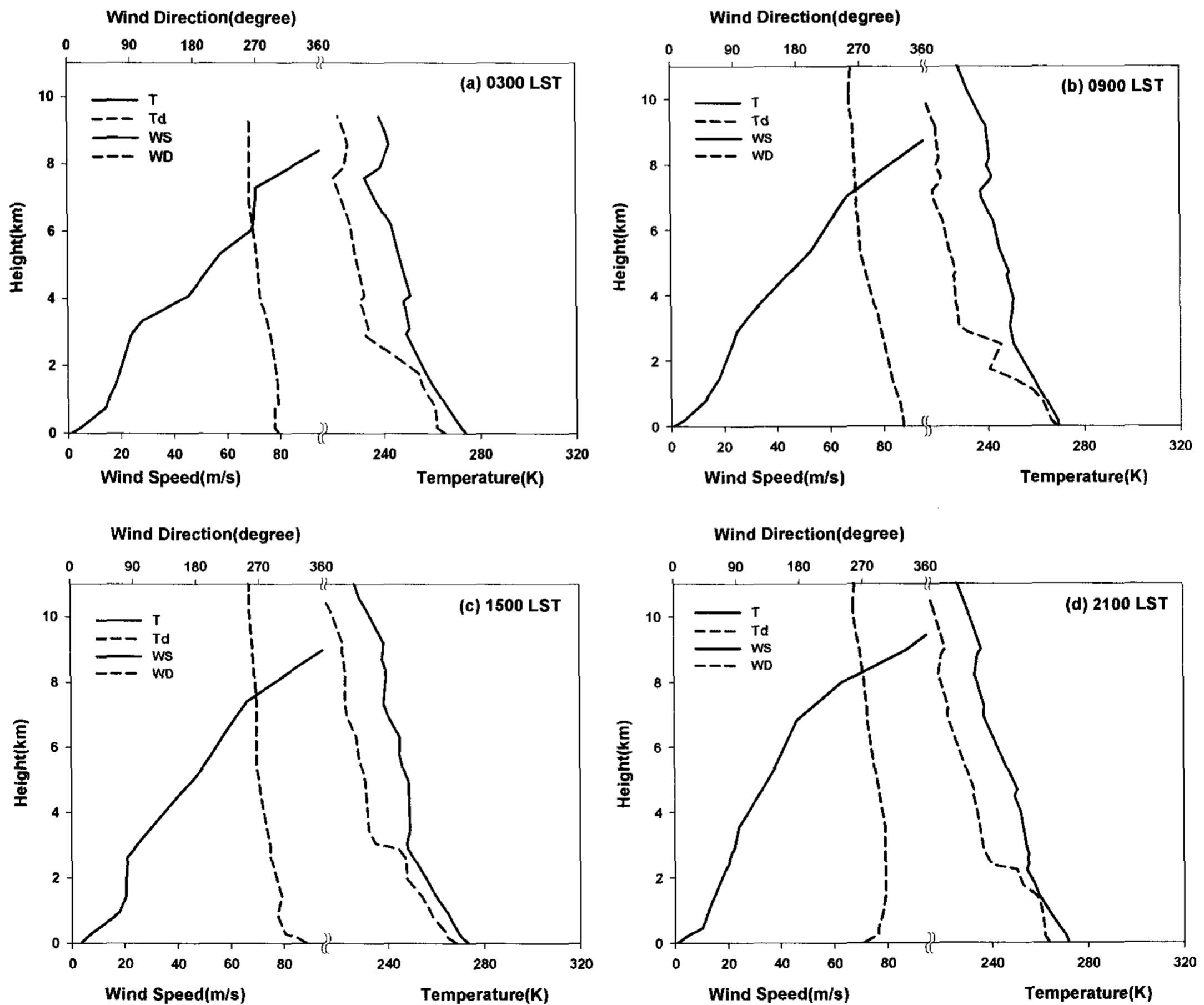


Fig. 3. Vertical profiles of wind direction (WD), wind speed (WS), temperature (T) and dew-point temperature ( $T_d$ ) by radiosonde at Gwangju (a) 0300 LST, (b) 0900 LST, (c) 1500 LST, and (d) 2100 LST on Feb. 05, 2004.



전 지상 기온이 0.1°C였고, 10 km까지의 평균 기온감률은 4.28°C/km이며, 하층 3 km까지 기온감률은 8.43°C/km로 강한 불안정층을 나타내었다. 풍향은 하층에서부터 연직적으로 북서에서 서풍으로 큰 변화는 없었다. Fig. 3(d)의 2100 LST에는 두번째 강설이 있었고 지상기온은 -1.1°C였다. 고도 10 km까지의 평균 기온감률은 4.16°C/km이며, 하층 3 km까지의 기온감률은 6.96°C/km로 불안정층으로 나타났다. 비강설시간인 Fig. 3(a)와 (b), 그리고 강설시간인 Fig. 3(c)와 (d)를 비교해보면, 비강설시에 하층 3 km의 기온감률이 더 크게 나타나서 상당히 불안정한 층을 나타내었고, 강설시 지상기온은 모두 영하의 값을 나타내었고, 강설이 지속되면서 기온감률은 감소하지만 기온과 노점온도차가 줄어들어 수증기가 많이 포함된 대기상태를 나타내고 있다. 그러나 3 km 고도 이상의 상층에서는 강설시와 비강설시 모두 건조한 상태를 나타내었으며 풍향 연직프로파일도 북서풍에서 서풍계열로 큰 변화가 없었다.

### 3.2. 에어로솔 수 농도 분포

#### 3.2.1. 에어로솔 크기별 수 농도 계산

대기 중 에어로솔은 크기 범위가 매우 넓어 수 농도를 적절히 표현하기 위해서는 일반적으로 대수적 방법으로 입자의 크기 분포를 표현하게 된다. 이때 측정된 에어로솔은 구형의 동일한 광학적 성질을 가진 물질로 구성됨을 가정하였다. 수 농도  $dN = n_N(D_p)dD_p$ 가 크기 범위( $D_p, D_p + dD_p$ )내의 입자의 수를 나타낸다고 할 때,  $n_N(D_p)$ 는 식(1)과 같이 쓸 수 있다<sup>2)</sup>. 따라서 에어로솔의 체적농도는 입경별 수 농도 분포로 윤곽이 뚜렷하게 나타내는 것을 알 수 있다<sup>3)</sup>. 여기서 N은 단위 체적당 입자의 개수,  $D_p$ 는 입자의 직경을 나타낸다.

$$n_N(D_p) = \frac{dN}{dD_p} \tag{2}$$

또한 크기 별 입자의 수 농도를 상용 대수적으로 표현하기 위해서 식 (3)을 사용하였다.

$$dN/d\log D_p = 2.303 D_p n_N(D_p) (1/cm^3) \tag{3}$$

#### 3.2.2. 입경별 에어로솔 수 농도 분포

관측기간 중 목포에서 LPC를 사용하여 각 입경

별 에어로솔 수 농도 변화량을 관측한 결과를 Fig. 4에 나타내었다. 시간에 따른 에어로솔 수 농도의 변화를 살펴보면 강설 시작 시점에서는 약하지만 강설 후에는 수 농도 변화량이 증가하는 경향을 나타내었다. 그리고 강설시에는 시간경과에 따른 수 농도가 감소하는 경향을 나타내며, 특히 큰 입자일 수록 그 경향이 보다 뚜렷하게 나타났다. Fig. 5에서는 비강설시와 강설시에 의한 입경별 입자의 수 농도 분포를 나타내었다. 수 농도 측정 자료의 보정을 위해서 강설시와 비강설시로 구분하여 평균과 표준편차를 구하였고, 각 현상에 대해서 평균 ±3배 표준편차 농도 범위를 벗어나는 값을 제거하였다<sup>29)</sup>.

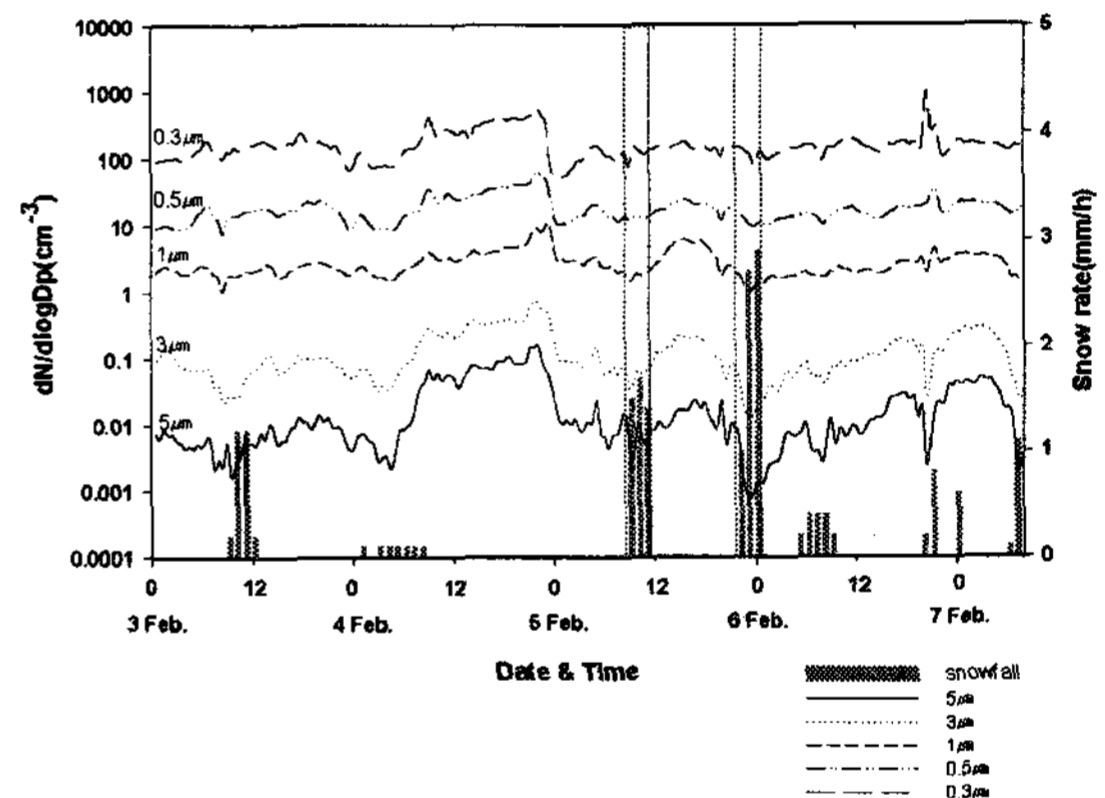


Fig. 4. Time sequence of number concentration of aerosol particles at each channel and snowfall amount in a hour from 0000 LST on Feb. 03 to 0800 LST on Feb. 07 at Mokpo.

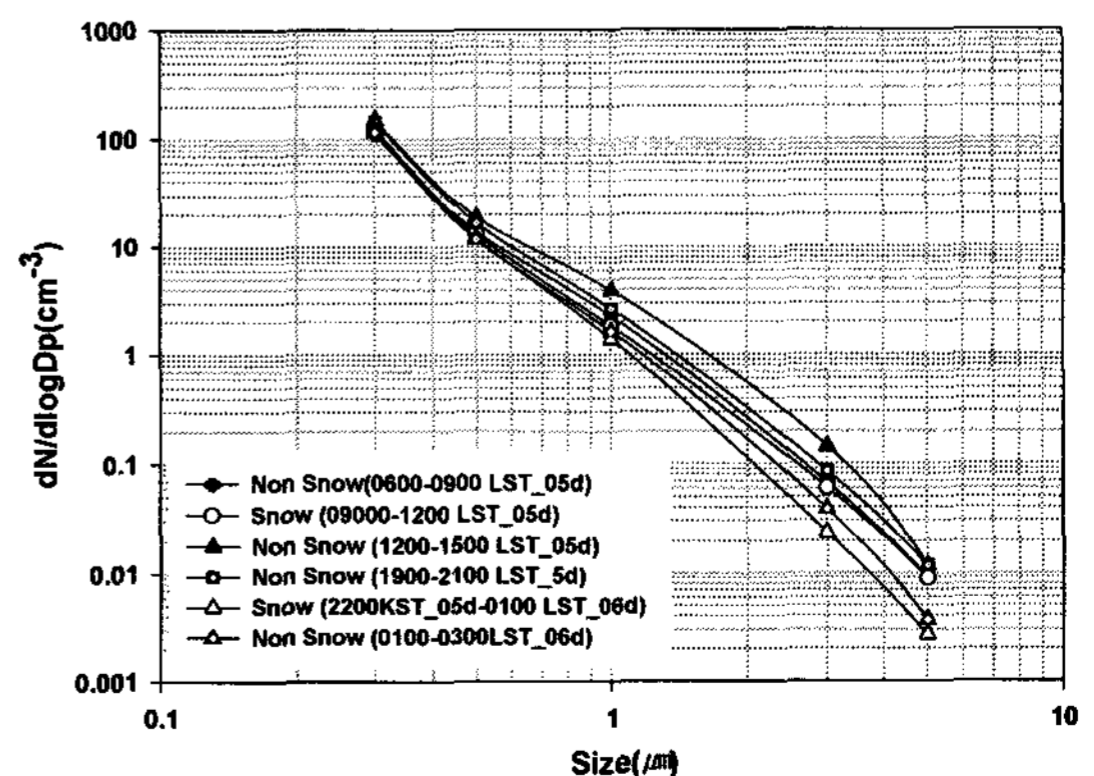


Fig. 5. Comparison of the size distribution between non snowfall and snowfall period.

전체적으로 에어로솔 수 농도 분포는 0.3  $\mu\text{m}$ ~5  $\mu\text{m}$ 의 크기 범위에서 입자의 크기가 증가함에 따라 수 농도가 감소하는 경향을 보였으며, 입경별 수 농도 분포는 0.5  $\mu\text{m}$ 를 기준으로 에어로솔 수 농도는 채널 1, 2의 약 0.5  $\mu\text{m}$ 이하의 작은 입자들의 농도변화는 거의 나타나지 않았고, 1  $\mu\text{m}$ 이상의 크기를 가지는 입자는 강설이 지속됨에 따라 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타나는 것을 알 수 있다. 강설시에 비해 비강설시에 모든 입경에서 에어로솔 수 농도가 크게 나타났으며, 강설이 지속되면서 수 농도가 감소하고 두번째 강설시간인 2월 5일 2200 LST에서 6일 0100 LST까지 에어로솔 수 농도 분포가 최소값을 나타내었다. 이는 강설이 지속되면서 입자들의 침강에 의한 결과로 볼 수 있다.

강설이 지속되는 기간에 대해서 시간별로 관측된 수 농도를 입경 영역별로 평균값으로 나누어서 시간에 따른 입자의 표준화된 수 농도를 Fig. 6에 나타내었다. 전체적으로 Fig. 5와 같이 입경별 수 농도 분포는 채널 1, 2의 약 0.5  $\mu\text{m}$ 이하의 입자들의 경우 비강설시에 값이 크게 나타나며 강설 지속에 따라 큰 변화가 없었다. 반면 약 1  $\mu\text{m}$ 이상의 입자크기를 가진 영역에서는 강설이 지속됨에 따라서 수 농도가 크게 감소하는 경향을 보이다가 후기 강설 시에는 다시 증가하는 경향을 보이며, 강설시와 비강설시 수 농도 차이가 크게 나타났다. 풍향이나 풍속에 의한 기상학적인 상태에 따라 크게 변화하는<sup>8,9)</sup> 대

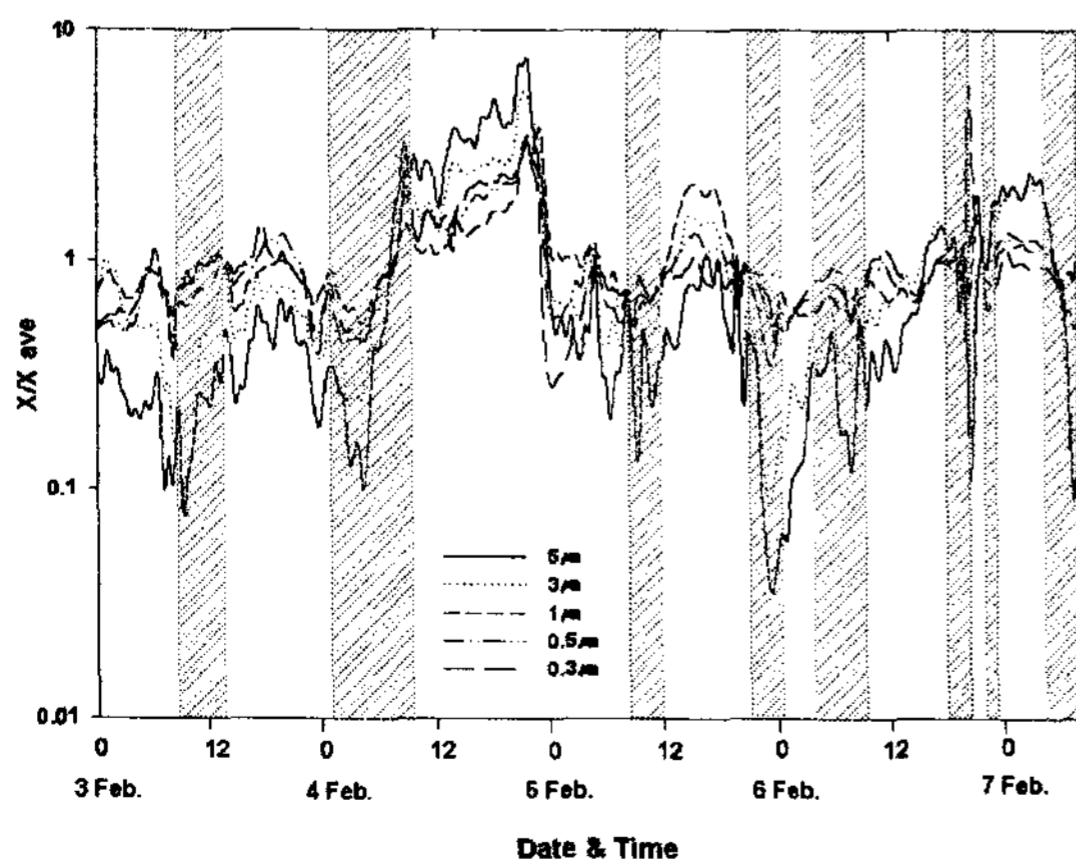


Fig. 6. Time series of normalized particle number concentration for each channel. The area of a deviant crease line shows snowfall times.

기 에어로솔의 수 농도 변동을 알아보기 위해 강한 강설이 나타난 시간인 0900 LST에서 1200 LST와 2200 LST에서 6일 0100 LST의 강설 전·후를 중심으로 강설과 비강설시의 바람장을 분석하여 수 농도변화와 비교하여 보았다.

### 3.3. 레이더 반사도와 바람장 분석

#### 3.3.1. 레이더 반사도와 에어로솔 수 농도 변화

Fig. 7은 무안에서 2004년 2월 5일 0730 LST부터 1210 LST까지 강설시 얻어진 시간에 따른 레이더 반사도(1.5 km의 CAPPI)값이다. 관측반경 75 km인 레이더 위치로부터 에어로솔 관측 지점인 목포는 남남동방향 32 km에 위치해 있으며, 플러스(+) 표시로 나타내었다. 2월 5일 0830 LST에 중심이 약 30 dBZ의 밴드형 에코가 목포 관측지점 위를 지나면서 강설시작 직전 에어로솔 수 농도가 강설 초에 증가하는 경향을 보였다. 또한 2004년 2월 5일 2100 LST부터 2300 LST까지 강설에코를 보면, 강설 시작전 2100 LST에 중심이 약 25 dBZ정도의 에코가 2330 LST까지 관측지점을 통과하고, 강설 후에는 약한 에코가 관측지점에서 멀어지면서 에어로솔 수 농도 값도 가장 최소의 값을 나타내었다.

#### 3.3.2. VAD방법에 의한 바람장 분석결과

2004년 2월 5일 0900 LST에서 1100 LST까지(1.5 mm/h)와 2004년 2월 5일 2200 LST부터 2월 6일 0100 LST까지(2.8 mm/h)의 강한 강설을 가졌던 시간대의 강설시와 강설 전·후의 비강설시의 레이더에서 추정된 바람장 값(수평바람장과 수평발산장)과 에어로솔 수 농도 변화를 비교하기 위해 Fig. 8과 Fig. 9에 2월 5일 0000 LST에서 1500 LST까지, 2월 5일 1400 LST에서 2월 6일 0300 LST까지 레이더 안테나 고도각 6°에서 관측한 자료로 VAD방법을 이용하여 30분 간격으로 시간에 따른 고도별로 추정한 수평바람장을 알아보았다. 시간별 풍향은 큰 변화 없이 북서풍계열을 나타내었고 부분적으로 서풍계열로 약하게 바뀌었다. 풍향의 연직변화도 북서풍계열로 큰 변화가 없었다. 강설기간에는 지상의 풍향이 북북서방향으로 바뀌었다. Fig. 9에서 풍향은 북서풍계열이며 풍속 또한 저층에서 5 m/s에서 강설시간이나 비강설 시간 모두 풍계에 큰 변화가 나타나지 않았다. 이는 광주의 sounding 자료인 Fig.

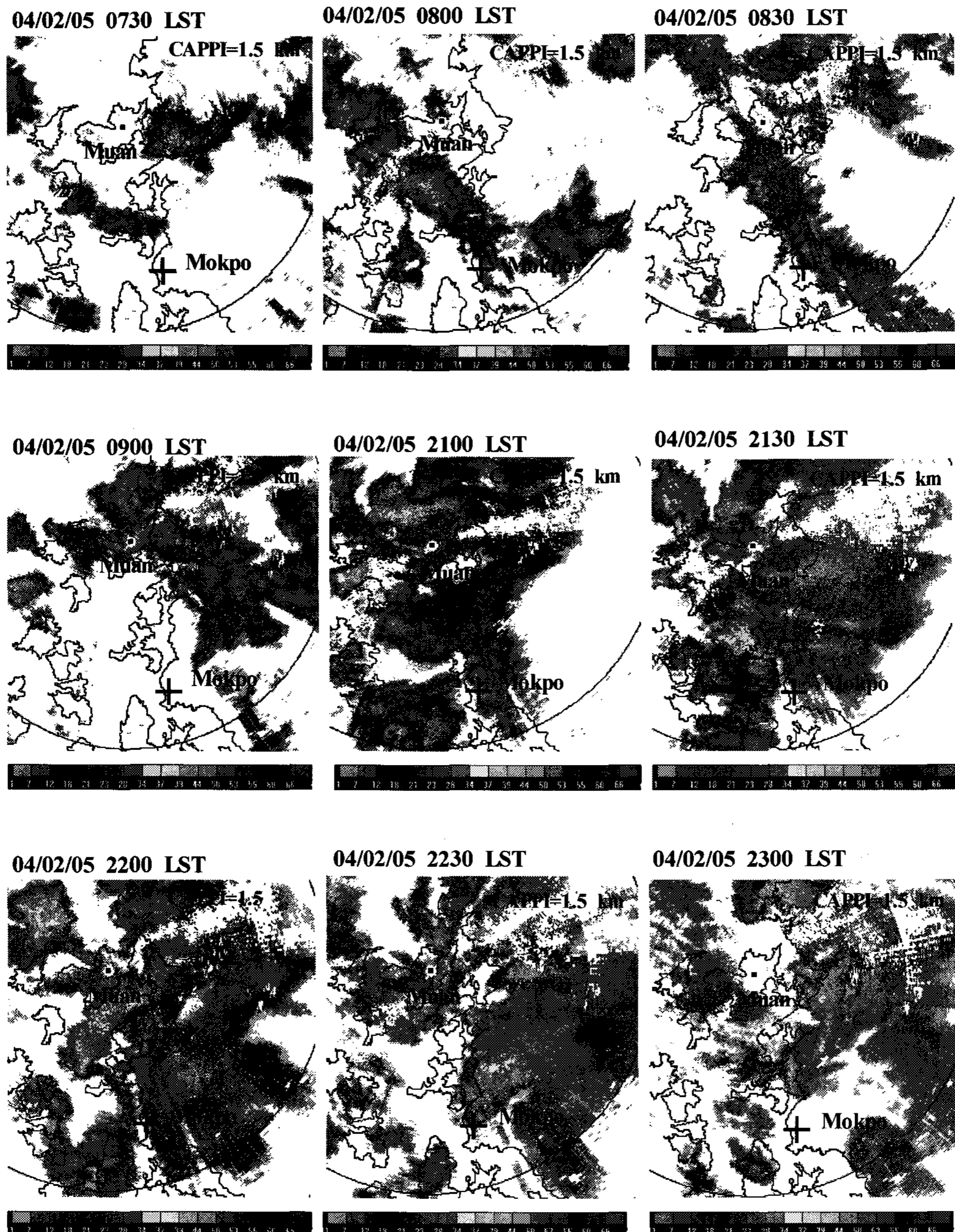


Fig. 7. The CAPPI images of radar reflectivity at Muan from 0730 LST to 2300 LST on 05 Feb. 2004.

3(a)에서 (b)까지 풍계를 비교하여 잘 일치하는 것을 알 수 있다. 그리고 상대적으로 강설량이 강하였던 2월 5일 2200 LST부터 2월 6일 0100 LST 시간대가 풍속이 약하며 풍계의 변화도 적은 것으로 나타났

다. 단지 하나의 자료를 이용해 그 유의성을 나타내기는 어려우나 Fig. 8과 9의 수평바람장은 Fig. 2의 지상바람장이나 Fig. 3의 sounding과 비교적 잘 일치하는 것으로 생각된다.



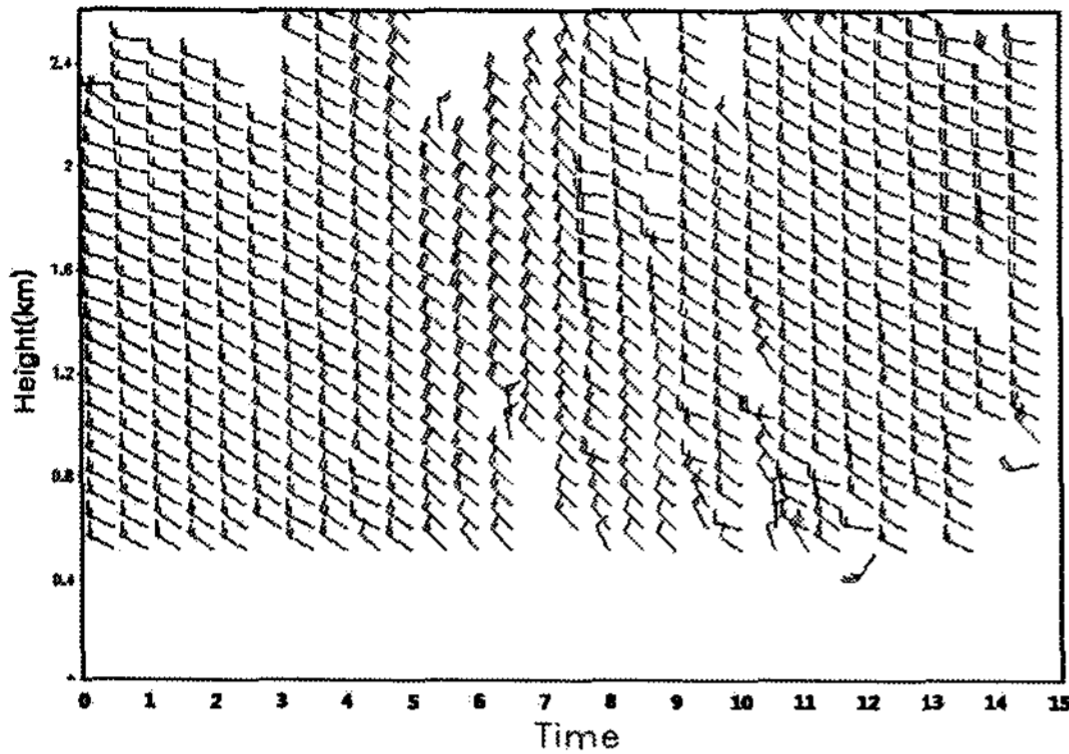


Fig. 8. Time-height section of horizontal wind field calculated by VAD method from 0000 LST to 1500 LST on Feb. 05, 2004.

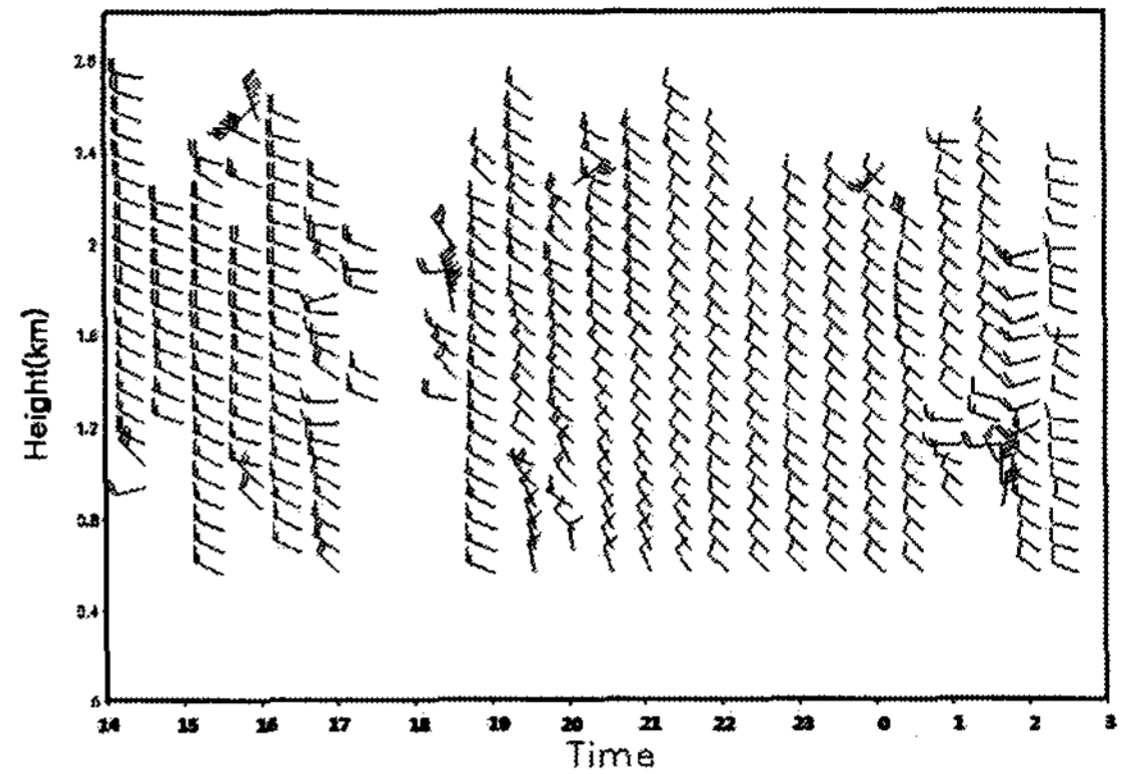


Fig. 9. The same as Fig. 8, but for 1400 LST on Feb. 05 to 0300 LST on Feb. 06, 2004.

### 3.3.3. 에어로솔 수 농도 분포와 수평 발산장의 관계

Fig. 10는 강설시인 2월 5일 0700 LST부터 (Fig. 10(a))와 1900 LST부터 2월 6일 0230 LST 까지(Fig. 10(b))의 시간-고도에 따른 VAD방법을 이용한 수평 발산 값의 변화를 나타낸 것이다. Fig. 10(a)는 첫 번

째 강설시간인 0900 LST와 1200 LST 그리고 그 전후로 2시간씩 강설시와 비강설시를 비교하여 발산장의 변화를 나타내었다. 비강설시인 0700 LST, 0830 LST, 1220 LST와 1300 LST에는 음의 발산 값인 수렴을 나타내었고, 이때 에어로솔 수 농도는 상대적으로 높은 값을 나타내었다. 그리고 강설시인 0930 LST, 0000 LST 와 1100 LST에는 하층에서 강

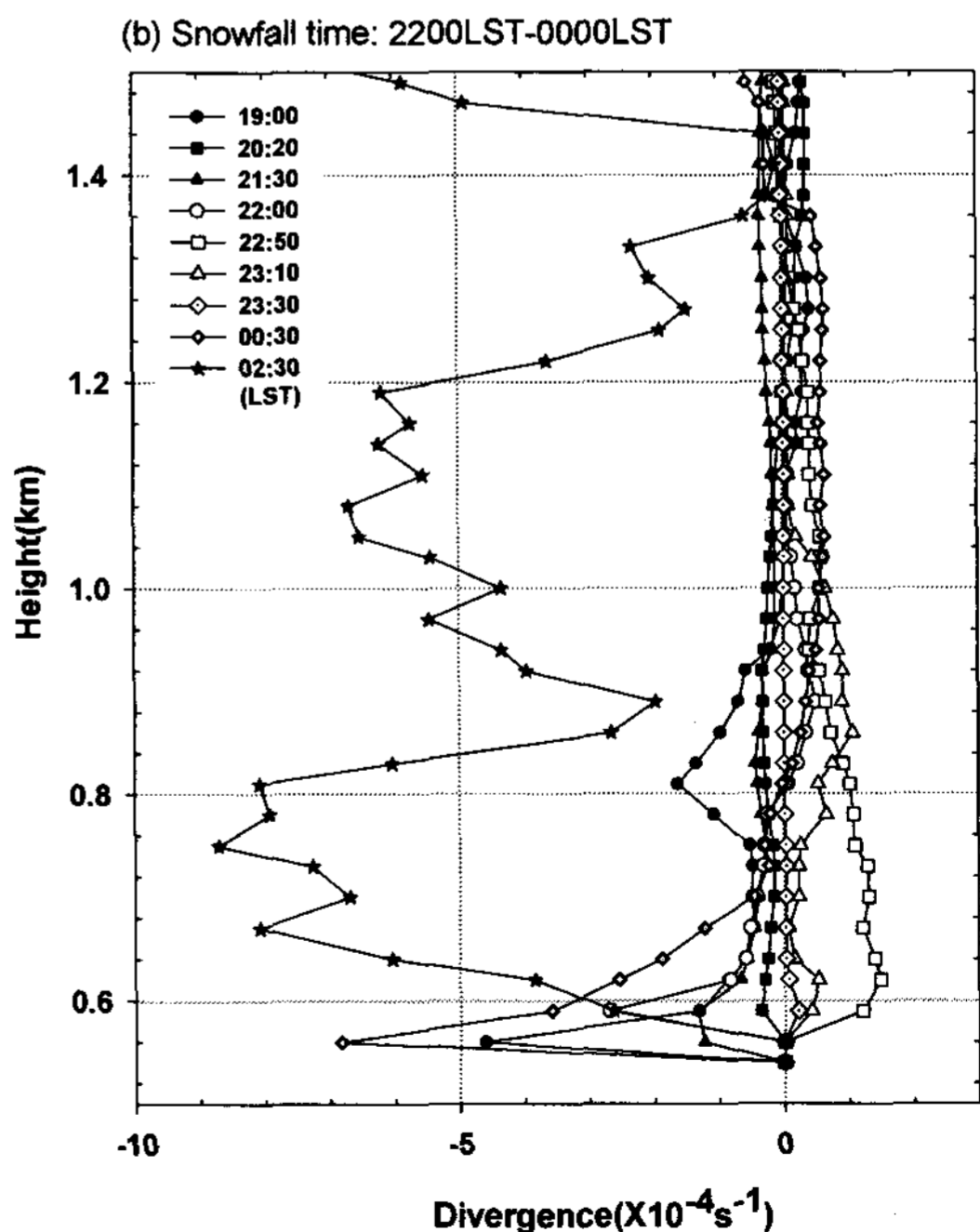
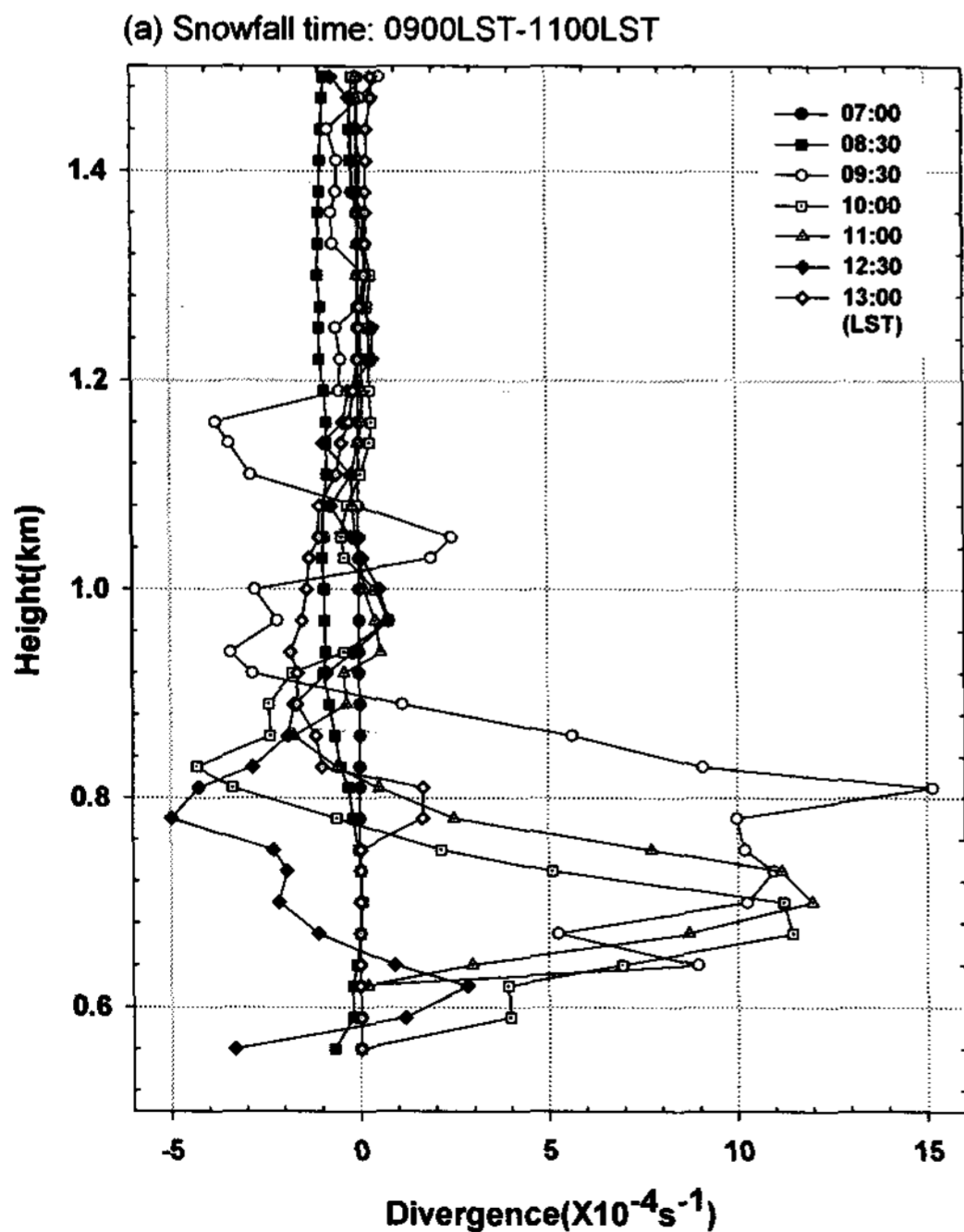


Fig. 10. Time-height vertical distribution of horizontal divergence fields obtained by VAD method during snowfall time (a) from 0900 LST to 1100 LST on Feb. 05 and (b) from 2200 LST to 2400 LST on Feb. 05, 2004.

한 발산 값을 나타내었으며, 에어로솔 수 농도는 감소하는 것으로 나타났다. 특히 이러한 특성은 1  $\mu\text{m}$  이상의 큰 입자에서 더욱 뚜렷이 수 농도의 증감이 나타나는 것을 알 수 있었다. Fig. 10(b)에서는 강설 전·후에 강한 수렴을 나타내었고, 특히 강설후인 0230 LST에 상하층에서 가장 높은 수렴 값을 나타내었다 Fig. 6과 비교하여 0100 LST 이후에서 다음 강설시작되기 전인 0400 LST 사이에 에어로솔 수 농도가 급격히 증가하는 경향과 잘 일치하였다.

#### 4. 결 론

2004년 2월 3일부터 7일까지 목포에서 겨울철 강설시의 에어로솔 수 농도를 LPC 에어로솔 샘플러로 관측하고, 각 입경별 에어로솔의 수 농도 분포 특성을 알아보았다. 또한 지표면 근처의 바람의 수렴·발산에 의한 강설 전, 중, 후의 에어로솔의 수 농도 변동과의 관련성을 알아보려고 무안기상대의 X밴드 Doppler 레이더를 이용하여 강설구름의 이동과 VAD방법에 의한 바람장 분석을 실시하였다.

1) 지상 풍향은 강설시와 비강설시 구분 없이 북서풍계열의 바람이 지속되었으나, 풍속은 강설시 최고 15.1 m/s로 강하게 증가하는 경향을 나타내었다. 그리고 비강설시 0°C 이상의 영상의 기온에서 강설시 -1.3°C와 -2.5°C로 영하의 값으로 변화하였고, 습도는 강설시 평균 78%에서 최대 93%를 나타내었다. 상층에서 풍향은 강설시와 비강설시 큰 변화 없이 북서풍계열을 나타내었다.

2) 강설시 에어로솔 수 농도 변동은 시간에 따라 감소하였으며 특히 큰 입자일수록 그 경향이 보다 뚜렷이 나타났다. 그리고 강설 시작 시점에서는 에어로솔 수 농도 변화량이 상대적으로 증가하는 경향을 나타내었다.

3) 입경별 수 농도 분포에서 0.5  $\mu\text{m}$ 이하의 작은 입자들의 농도변화는 거의 나타나지 않았고, 1  $\mu\text{m}$  이상의 크기를 가지는 입자들이 강설 지속에 따라 감소하는 경향이 뚜렷이 나타나는 것을 알 수 있었다. 표준화된 수 농도 분포 또한 입경별 수 농도 분포 패턴과 같은 경향을 보였다.

4) 비강설시는 강설시에 비해 모든 입경에서 에어로솔 수 농도 차이가 크게 나타났으며, 강설이 지속되면서 수 농도 변동은 감소하는 경향을 보였다.

5) 강설시작 시점에 레이더 바람장 분석에 의한 수렴발산장 값이 약한 수렴으로 나타났으며, 에어로솔 수 농도도 함께 증가하였다.

6) 강설전과 후에 지표층에서 바람장이 수렴값을 가질 때 에어로솔 수 농도가 증가하였으며, 강설이 지속되는 동안은 바람장이 발산하거나 아주 약한 수렴상태를 나타내었다. 이런 경향은 특히 1  $\mu\text{m}$  이상의 큰 입자에서 잘 나타났다.

따라서 해안지역 강설시에 바람장의 수렴 발산에 의해 지표면 근처 대기 경계층내 에어로솔 수 농도 변동이 일어나고 있고, 이는 대기 중 에어로솔 수 농도 변동이 대기 바람장의 수렴 발산과도 크게 관계하고 있음을 알 수 있다.

#### 감사의 글

이 논문은 2005학년도 부경대학교 기성회 학술연구비에 의하여 연구되었음.

#### 참 고 문 헌

- 1) Willeke K., Baron P. A., 1993, Aerosol measurement principles., Techniques, and Applications, Van Nostrand Reinhold, 876pp.
- 2) Seinfeld J. H., Pandis S. N., 1998, Atmospheric chemistry and physics-From air pollution to climate change, John Wiley&Sons, Inc., 1326pp.
- 3) 김지영, 최병철, 2002, 한반도에서 측정된 에어로솔의 크기 분포와 지역별 특성, 한국기상학회지, 38(2), 95-104.
- 4) IPCC, 1995, Climate Change 1995, The science of climate change. edited by J. H. Houghton et al., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 572pp.
- 5) Penner J. E., Charlson R. J., Hales J. M., Laulainene N., Leifer R., Navakov T., Ogren J., Radke L. F., Schwartz S. E., Travis L., 1994, Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols, Bulletin of the American Meteorological Society, 75(3), 375-400.
- 6) 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.
- 7) Nemesure S., Wagener R., Schwartz S. E., 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.
- 8) Pruppacher H. R., Klett J. D., 1978, Microphysics of clouds and precipitation, D. Reidel Publishing Company.
  - 9) Khemani L. T., Momin G. A., Naik M. S., 1987, Influence of atmospheric pollutants on cloud microphysics and rainfall, *Boundary-layer meteorology*, 41, 367-380.
  - 10) Lee D. I., 1991, On the atmospheric aerosol particles in relation to wind systems, *J. of Korean Meteor. Soc.*, 27(4), 333-352.
  - 11) 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.
  - 12) Browning K. A., Wexler R., 1968, The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Meteor.*, 7, 105-113.
  - 13) Lhermitte R. M., Atlas D., 1961, Precipitation motion by pulse Doppler radar. *Proc. 9th Conf. Radar Meteor.*, Kansas city, Amer. Meteor. Soc., 218-223.
  - 14) Easterbrook C. C., 1973, An area curve fitting method for analysis of Doppler weather radar with application to the study of convective storms. *Calspan Tech. Report. No. CK-5077-M-1*, 1-34.
  - 15) Waldteufel R., Corbin H., 1979, On the analysis of single Doppler data. *J. Appl. Meteor.*, 18, 532-542.
  - 16) Battan L. J., 1964, Some observation of vertical velocities and precipitation size in a thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, 3, 415-420.
  - 17) Sauvageot H., 1992, *Radar meteorology*, Atrech Huse, 366pp.
  - 18) Cifelli Robert, Rutledge Steven A., Boccippio Dennis J., Matejka Thomas, 1996, Horizontal Divergence and Vertical velocity Retrievals from Doppler radar and wind profiler observation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13(6), 948-966.
  - 19) Nissen Rebert, Hudak David, Laroche Stephane, Ramon de Elia, Zawadzki Isztar, Asuma Yoshio, 2001, 3D Wind Field Retrieval Applied to Snow Events Using Doppler Radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 348-362.
  - 20) Lu Y. Y., Doviak R. J., Crisp C., 1996, Estimating Large-Scale Vorticity Using VAD Products and Reflectivity. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13(6), 1129-1138.
  - 21) Lee D. I., Kim K. E., Min K. D., Yoon I. H., Moon Y. S., 1997, On the fluctuations of atmospheric aerosol particles in winter monsoon near the seashore 동계 계절풍 발달시 해안에서의 에어로졸 수 농도 변동에 관하여, *한국기상학회지*, 33(1) pp.219-227.
  - 22) 김경익, 민경덕, 박상균, 이동인, 이광목, 윤일희, 문영수, 1996, 단일 도플러 레이더에 의한 강수입자의 낙하속도와 바람장 분석, *한국기상학회지*, 32(1), 51-70.
  - 23) 박상균, 김경익, 민경덕, 문영수, 이동인, 1998, 도플러 레이더를 이용한 한랭전선 주변의 바람장 추정, *한국기상학회 학술대회 논문집*, 154-157.
  - 24) 이규원, 김경익, 민경덕, 윤일희, 이광목, 1998, 단일 도플러 레이더로 추정된 열대 층운형 구름의 발달과 운동학적 특성, *한국기상학회지*, 34(4), 570-585.
  - 25) 한국대기 환경학회, 1999, 대기오염물질의 측정기술, 231.
  - 26) Testud J., Breger G., Amayenc D., Chong M., Nutten B., Sauvageot A., 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.
  - 27) Tsuboki K., Fujiyoshi Y, Wakahama G., 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.
  - 28) Ogura Y., Phillips N. A., 1962, Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 19, 173-179.
  - 29) 신혜정, 정창훈, 김지영, 최병철, 오성남, 2002, 강설에 의한 대기 중 입자의 세정 효과 연구, *대기지* 12(1).