

## 연안복합지형에서 바람폭풍의 진화

최 호·서 장 원\*·남 재 철\*  
강릉대학교 대기환경과학과·\*기상청 기상연구소 해양기상연구실  
(2002년 3월 28일 접수; 2002년 8월 15일 채택)

## Evolution of Wind Storm over Coastal Complex Terrain

Hyo Choi, Jang-Won Seo\* and Jae-Cheol Nam \*

Dept. of Atmospheric Environmental Sciences, Kangnung National Univ., Kangnung, Kangwondo 210-702 Korea

\*Dept. of Marine Meteorological Laboratory, Meteorological Research Institute,

Korean Meteorological Administration, Seoul 156-720, Korea

(Manuscript received 28 March, 2002; accepted 15 August, 2002)

As prevailing synoptic scale westerly wind blowing over high steep Mt. Taegulyang in the west of Kangnung coastal city toward the Sea of Japan became downslope wind and easterly upslope wind combined with both valley wind and sea breeze(valley-sea breeze) also blew from the sea toward the top of the mountain, two different kinds of wind regimes confronted each other in the mid of eastern slope of the mountain and further downward motion of downslope wind along the eastern slope of the mountain should be prohibited by the upslope wind. Then, the upslope wind away from the eastern slope of the mountain went up to 1700m height over the ground, becoming an easterly return flow in the upper level of the sea. Two kinds of circulations were detected with a small one in the coastal sea and a large one from the coast toward the open sea. Convective boundary layer was developed with a thickness of about 1km over the ground in the upwind side of the mountain in the west, while a thickness of thermal internal boundary layer(TIBL) from the coast along the eastern slope of the mountain was only confined to less than 200m. After sunset, under no prohibition of upslope wind, westerly downslope wind blew from the top of the mountain toward the coastal basin and the downslope wind should be intensified by both mountain wind and land breeze(mountain-land breeze) induced by nighttime radiative cooling of the ground surfaces, resulting in the formation of downslope wind storm. The wind storm caused the development of internal gravity waves with hydraulic jump motion bounding up toward the upper level of the sea in the coastal plain and relatively moderate wind on the sea.

Key word: wind storm, convective boundary layer, thermal internal boundary layer, valley-sea breeze, mountain-land breeze, internal gravity waves, hydraulic jump

### 1. 서 론

강릉지방에서는 바람폭풍이 출현이 빈번하지만, 이에 대한 연구가 국내에서는 현재까지 미진했다. 1970년 이래로 복잡한 산악지형과 연안의 산악에서 열적효과에 의해 생성되는 바람에 대한 정확한 예측에 대한 수치접근방법들이 제시되어 왔다. Blue-

stein<sup>2)</sup>은 중위도 지역에서 종관풍의 발달에 대한 역학의 중요성을 설명하고, Raynor et al.<sup>16)</sup>는 해륙풍 기간 중 바람과 기온변화에 대한 열 수송과정의 설명을 간단한 모형으로만 설명하였다. 이와 달리 Pielke<sup>15)</sup>는 정역학 및 비정역학적인 모델들에 의해 산악에서 대기순환과 해륙풍의 순환에 대한 이론적이고, 실용적인 예를 제시하였다. Palmer et al.<sup>14)</sup>는 복합지형에서 대규모모델에서의 중규모 산악의 효과에 대해 설명하였으며, Segal et al.<sup>17)</sup>은 2차원적 수치모델로 계곡과 산악에서의 열적대기순환에 대해 설명하였다. Whiteman<sup>19)</sup>는 관측자료를 근거로

Corresponding Author : Hyo Choi, Dept. of Atmospheric Environmental Sciences, Kangnung National University, Kangnung, 210-702, Korea.  
Phone : +82-33-652-0356  
E-mail : choihyo@knusun.kangnung.ac.kr

하여 산악에서 바람장에 대한 열의 중요성을 증명하였으며, Holton<sup>7)</sup>은 간략하게 지형의 변화에 따라 산악파가 진동한다는 것을 설명하였다. Arya<sup>1)</sup>는 산악의 풍하층에서 수리잡프운동의 발생과정을 간단한 2차원적 구조로 설명하였으며, 다양한 형태의 발달과 소멸에 대한 설명이나 사례의 제시가 없었다.

본 연구에서는 풍하층에서 바람폭풍의 발달과 소멸과정을 수치모델에 의해 재현하고, 또한 내부증력파의 생성과 소멸과정을 설명하고자 한다.

## 2. 조사지역 및 입력자료

거친격자 영역에서 농지가 한국의 남서쪽에 넓게 퍼져있으며, 최고 해발 1700m 높이의 태백산맥이 오른쪽에 좁은 평야지대와 동해를 두고 한반도의 동쪽연안을 따라 남북으로 놓여있다. 강릉을 중심으로 한 미세격자영역에서는 경사가 심한 복합 산악 지형과 동해를 포함하고 있고, 서쪽에 대관령(Mt. Taeguallyung; 865m), 중앙에 강릉시, 동쪽에 동해로 구성되어 있다(Fig. 1).

연구지역의 바람장을 재현하기 위해 복합지형순용좌표계(x, y, z\*)를 채택한 3차원적 비정역학 격자모델을 사용하였으며, 1995년 8월 13일 09시(지방시(LST) = 00UTC + 9시)부터 8월 15일 09시까지 48시간의 수치시뮬레이션을 수행하였다. 사용된 모델은 일본기상청 기상연구소에서 개발한 LASV-5모델이며 당 연구소에 설치된 HITACHI 슈퍼컴에 의해 연구가 수행되었다. 두개의 격자영역은 50 x 50의 격자점으로 구성되어 있고, 거친격자영역에서는 격자거리가 20km, 미세격자영역에서는 5km로 정하였다. 연직으로는 모델의 계산 영역의 상부고도를 6km로 잡고, 16개 고도에 15개 층으로 나누되 10,

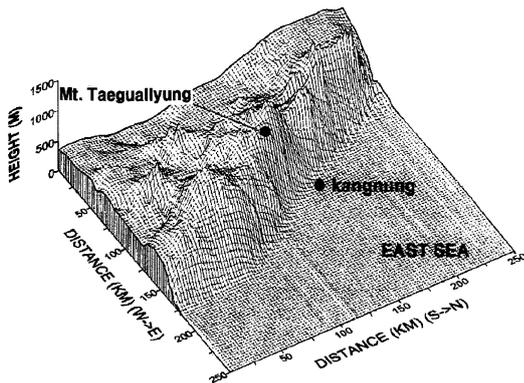


Fig. 1. Three-dimensional topographical features near Kangnung city, which consists of 50 x 50 horizontal grid number with a 5km grid interval.

45, 120, 235, 350, 500, 700, 900, 1100, 1400, 1800, 2400, 3200, 4200, 5400m와 같이 고도가 증가할수록 층의 간격이 넓어지게 하여 기상요소를 계산하게 하였다.

일본기상청에서 기압, 바람, 비습, 온위 관측자료와 종관규모 모델에 의해 계산된 기상요소를 지면(1000mb)에서 100mb고도까지 5개 고도와 수평거리 1.25<sup>0</sup>(약 120km)로 제조정된 12시간 간격의 G-ANAL 자료를 본 연구에서 사용된 모델의 초기 기상입력자료로 사용하기 위해 16개 연직좌표상의 고도에 맞게 내삽 및 외삽을 하여 사용하였다. 내삽된 자료는 20km 간격의 거친격자영역의 초기 측면경계치로 사용하여 정역학모델에 의해 기상요소를 계산한 후, 다시 일방동지기술(one way nesting)에 의해 5km간격의 미세격자영역에서 초기 측면경계치로 사용하여 비정역학모델에 의해 기상요소를 다시 계산하였다. 계산치는 강릉시와 대관령관측소의 관측자료와 비교하였으며, 해양의 영향을 고려하여 해양의 격자점에는 GMS에서 관측된 SST자료를 입력하여 모델의 입력자료로 사용하였다.

## 3. 모델의 개요

### 3.1. 정역학모델과 비정역학모델

일본기상연구소에서 개발한 LASV-5모델은 복합지형순용좌표계(x, y, z\*)로 구성된 3차원적 비정역학격자모델이며 기본운동방정식은 다음과 같다(Kimura와 Arakawa<sup>10)</sup>, Takahashi<sup>18)</sup>)

$$d_t h u = f h v - h \theta \partial_x \pi' + \theta (z_T - z^*) \partial_x z_G \partial_{z^*} \pi' + z_T^2 / h \partial_{z^*} (K_m \partial_{z^*} u) \quad (1)$$

$$d_t h v = -f h u - h \theta \partial_y \pi' + \theta (z_T - z^*) \partial_y z_G \partial_{z^*} \pi' + z_T^2 / h \partial_{z^*} (K_m \partial_{z^*} v) \quad (2)$$

$$d_t h w = -z_T \theta \partial_{z^*} \pi' + g h \theta / \theta \quad (3)$$

여기서

$$d_t = \partial_t + u \partial_x + v \partial_y + w \partial_{z^*}$$

$$z^* = z_T (z - z_G) / h$$

$$h = z_T - z_G$$

$$h w^* = z_T w + (z^* - z_T) (\partial_x z_G u + \partial_y z_G v)$$

$$\theta = T (1000/P)^{Rd/Cp}$$

$$\theta' = \theta - \bar{\theta}$$

$$\pi = Cp (P/P_{00})^{Rd/Cp}$$

$$\pi' = \pi - \bar{\pi}$$

$\theta$ ,  $\bar{\theta}$ ,  $T$ ,  $\pi$ ,  $\bar{\pi}$ ,  $\pi'$ ,  $z$ ,  $z_T$ ,  $z_G$ 와  $K_m$ 는 은 위(K), 모델영역의 평균온위, 주어진 고도에서의 기온, 모델영역의 대기에 대한 Exner function, 등방위

대기에 대한 Exner function( $\Theta = \theta$ ),  $\pi$ 의 편차, 모델 영역의 시간, 장소 변화에 대한 상부경계층의 고도, 지형고도, 난류운동의 연직확산계수( $m^2/s$ )이다.  $f$ ,  $g$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $w^*$ ,  $P$ ,  $P_{00}$ ,  $R_d$ ,  $C_p$ 는 Coriolis 변수, 중력( $m/s^2$ ),  $x$ ,  $y$ ,  $z$  축의 속도성분,  $z^*$ 좌표축의 속도성분, 기압, 참조고도에서의 기압, 건조공기의 가스상수, 정압비열을 나타낸다.

열역학방정식과 수증기보존법칙으로부터 공기의 복사가열은 다음의 식으로 계산한다.

$$d_t h \theta' = z_T^2/h \partial_z z^* (K_h \partial_z z^* \theta') + h Q_r \quad (4)$$

$$d_t h q = z_T^2/h \partial_z z^* (K_h \partial_z z^* q) \quad (5)$$

여기서  $Q_r$  와  $q$  는 대기의 복사률, 온위, 수증기의 비습을 나타내며, 연속방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$\partial_x hu + \partial_y hv + \partial_z hw^* = 0 \quad (6)$$

기상현상의 수평규모가 연직규모 10배 이상 크다고 가정하면, 정역학균형에 대해 Eq.(3)를 다음과 같이 압력방정식으로 치환할 수 있다.

$$\partial_z \pi' = h/z_T g/T^2 \theta' \quad (7)$$

### 3.2. 비정역학방정식모델

비정역학계산에 있어서 역학압력변위인  $\pi'_H$ 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\partial_z \pi'_H = h/z_T g/\Theta^2 \theta' \quad (8)$$

비정역학압력계산에서 비정역학압력변위는

$$\begin{aligned} \pi'_N &= \pi' - \pi'_H \\ \partial_{xx} \pi'_N + \partial_{yy} \pi'_N + \{ & (z_T/(z_T - z_G))^2 \\ + ((z^* - z_T)/h)^2 ( & (\partial_{xz_G})^2 + (\partial_{yz_G})^2 ) \} \\ \partial_{z^* z^*} \pi'_N & \\ + 2(z^* - z_T)/h \partial_{z_G} & \partial_{xz^*} \pi'_N \\ + 2(z^* - z_T)/h \partial_{z_G} & \partial_{yz^*} \pi'_N \\ + \{ (z^* - z_T)/h ( & \partial_{xx z_G} + \partial_{yy z_G} ) \\ + 2(z^* - z_T)/h^2 ( & (\partial_{xz_G})^2 + (\partial_{yz_G})^2 ) \} \partial_{z^* z^*} \pi'_N \\ = r(x, y, z^*) / ( & \Theta h) \end{aligned} \quad (9)$$

로 나타낼 수 있으며,  $r$  은 다음과 같이 주어진다.

$$\begin{aligned} r(x, y, z^*) = & \partial_x ADVX + \partial_y ADVY + z_T/h \partial_{z^*} ADVZ \\ & + 1/h \partial_{z_G} \partial_{z^*} (z^* - z_T) ADVX \\ & + 1/h \partial_{z_G} \partial_{z^*} (z^* - z_T) ADVY \end{aligned}$$

여기서

$$\begin{aligned} ADVX = & \partial_x h u u - \partial_y h u v - \partial_{z^*} h u w^* + f h v \\ & - \Theta h \partial_x \pi'_N - \Theta (z^* - z_T) \partial_{z_G} \partial_{z^*} \pi'_N \\ & + z_T^2/h \partial_{z^*} (K_m \partial_{z^*} u) \\ ADVY = & - \partial_x h u v - \partial_y h v v - \partial_{z^*} h v w^* + f h u \\ & - \Theta h \partial_y \pi'_N - \Theta (z^* - z_T) \partial_{z_G} \partial_{z^*} \pi'_N \end{aligned}$$

$$+ z_T^2/h \partial_{z^*} (K_m \partial_{z^*} v)$$

$$ADVZ = - \partial_x h u w - \partial_y h v w - \partial_{z^*} h w w^*$$

$z^*$ 좌표축에서 시간적분과 연직방향에 대한 Eqs. (1), (2), (4)와 (5)의 해를 얻기 위해 Euler-backward scheme과 Crank-Nicholson scheme을 사용하였다. 모델의 대기상한에서 압력변화에 대한 파의 방사조건은 Klemp와 Durran<sup>9</sup>이 제시한 방법을 사용하였다.

저층에서 발생하는 중력파의 반사를 피하기 위해 of  $u$ ,  $v$ ,  $\theta$ 와  $q$  계산시에 Orlanski<sup>13</sup>의 주기성 측면 경계조건을 사용하였다. 거친격자영역에서 정역학모델의 계산시에 계산시간의 간격을 30초로 하였으며, 미세격자영역에서 비정역학모델의 계산시에는 시간 간격을 10초로 하였다.

특히 대기경계층 중 지표경계층에서 난류의 운동과 난류열의 연직확산계수인  $K_m$ 과  $K_h$ 를 계산하기 위해 turbulent closure level-2 model(Kimura와 Takahashi<sup>11</sup>, Yamada<sup>20</sup>, Yamada와 Mellor<sup>21</sup>)를 채택하였으며, 수증기와 이산화탄소에 의해 흡수되는 장파복사의 순복사량과, 지표로부터 상부로의 속을 계산하는데 지면과 임의의 고도에서의  $H_2O$  와  $CO_2$  투과함수, 유효수증기량, 비습( $g/cm^2$ ), 기압(mb)을 고려하였다. 태양고도각, 천정각, 위도, 적위, 시간각의 함수인 순태양복사량은 대류권에서의 복사전도 계산을 고려한 Katayama<sup>8</sup>의 식을 사용하였다.

지표부근의 공기와 흙에 대한 장파복사와 복사가열에 기인한 Newtonian냉각의 계산도 상세하게 고려되었다. 지표부근의 에너지수지인 현열과 잠열을 평가하기 위해 지표경계층을 일정한 속을 갖는 층으로 간주하고, Businger<sup>3</sup>와 Monin<sup>12</sup>이 제시한 상사이론을 사용하였다. 지온과 지면에서의 비습의 시간변화를 계산하기 위해 Deardorff<sup>6</sup>의 강제복원법을 사용하였다.

## 4. 결과 및 토론

### 4.1. 기압배치와 종관바람장

1995년 8월 14일 06z(1500LST)에 중국의 동쪽 연안에 1006mb의 저기압의 중심이 있고, 만주의 서쪽에 있는 1016mb의 고기압의 중심이 한반도 북쪽으로 빠르게 이동하고 있다(Fig. 2a). 이 고기압이 한국의 북쪽으로 북서풍과 북풍의 바람을 유도하고, 반면에 동중국에 있는 저기압은 한국의 남쪽에 남서풍 및 남풍이 불게 하였다. 한반도 중심을 가로질러 전선이 놓여있어, 미세격자영역에서 날씨는 전선의 영향을 받고 있었다. 비록 기압배치가 한국의 동해에서 남동풍과 황해에서 남서풍을 생성시키지만, 관측된 바람은 기압계에 의해 생성된 바람과는 일

치하지 않았다. 이것은 산악과 연안 및 해양에서 추가적인 대기순환을 일으키는 평지와 산악, 해양과 육지간의 지형영향과 열적대비에 의해 기인하기 때문이다.

18z(8월 15일 03시)에는 기압계의 중심이 동쪽으로 이동해 가며, 저기압은 2mb와 고기압은 4mb의 강화가 있었다. 전선은 거의 같은 지역에 머물고 있었고, 약간의 기압경도력 증가에 의해 중관풍의 변화가 있었다(Fig. 2b).

4.2. 바람장-정오무렵

8월 14일 12시에 황해상의 10m 고도에서 서풍의 중관풍이 탁월하며, 한반도를 거쳐 동쪽에 있는 연안산악을 통과하고 있다. 동쪽의 연안을 따라 Vla-

divostok(41°N)에서 Ulchin(37°N)까지는 해양에서 내륙으로 내륙풍(onshore wind)이 불었고, Ulchin에서 Pusan(35°N)까지는 남풍이 불었다. 반면에 외해인 동해에서는 바람의 특별한 유형이 없었다. 미세 격자영역에 있는 강릉시는 서쪽에 높은 산악인 대관령과 동쪽에 해양을 끼고 있어 내륙에서는 남서풍, 해양에서는 동풍의 영향 하에 있었다. 따라서 해양에서 내륙으로 부는 해풍(sea-breeze)과 강릉시 부근의 평지에서 산으로 부는 곡풍(valley wind)이 복합된 상승경사풍(upslope wind)과 대관령의 서쪽에서 불어와서 동쪽의 사면을 따라 하강하는 서풍이 산의 경사면에서 만나는 상이한 바람장을 나타내고 있다(Fig. 3a, 3b). 거시격자영역에서 보다 미세 격자영역에서 계산된 바람이 관측치와 더 잘 부

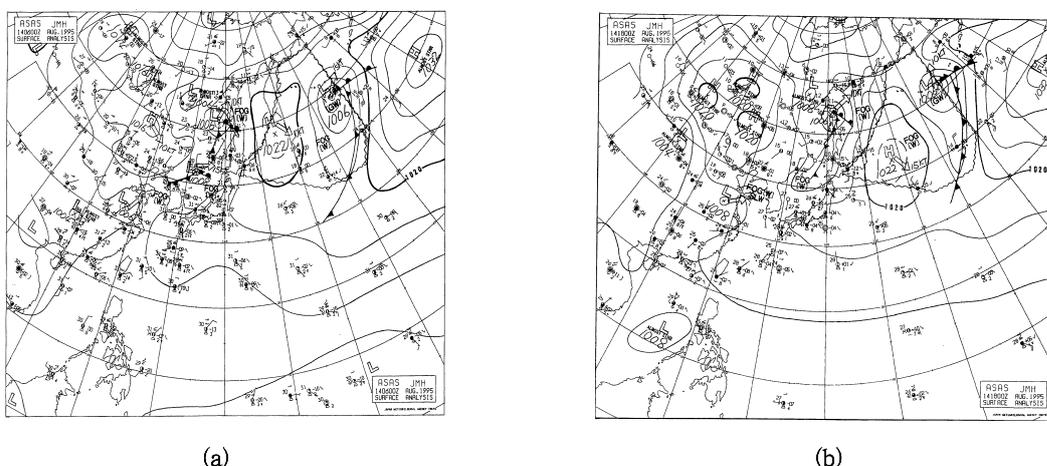


Fig. 2. Surface weather map at 06z(1500LST), August 14, 1995(a) and 18z(0300LST), August 15(b).

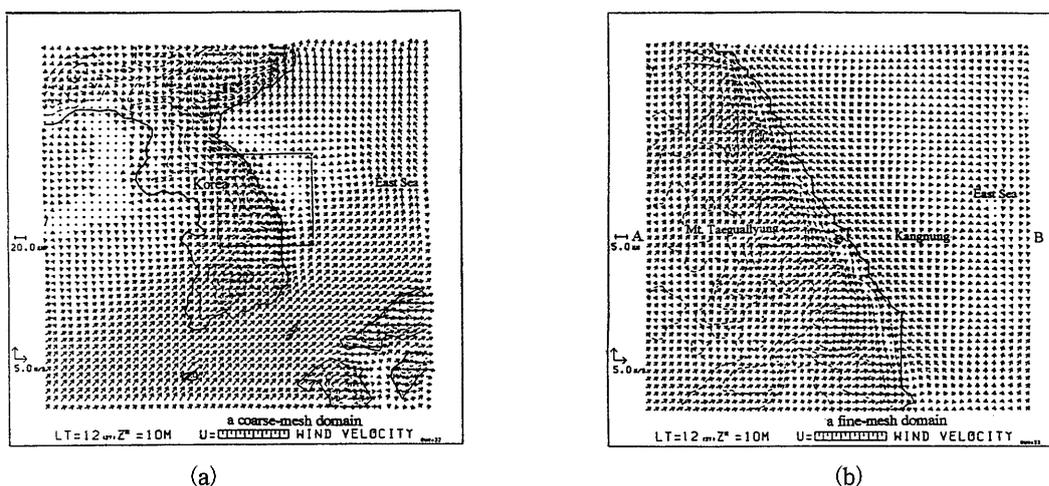


Fig. 3. Wind fields(m/s) in a coarse-mesh domain adjacent to Korean peninsula at 1200LST14, 1995(a) and a fine-mesh domain near Kangnung city(b). Thin dash and circle o denote topography and Kangnung city.

합되는데, 이것은 입력자료에서 보다 섬세하게 지형과 해양의 영향을 고려할 수 있고, 계산과정에서 모델이 보다 민감하게 반응할 수 있기 때문이다.

미세격자영역에서 바람과 경계층 구조의 3차원적인 상태를 보기 위해 Fig. 3b에서 대관령(서쪽)-강릉(중심)-동해(동쪽)를 직선으로 그어서 연직분포를 조사하였다(Fig. 4a, 4b). 서풍의 종관풍이 대관령을 넘어 강릉시내로 불어올 때, 동해에서 강릉시내로 부는 동풍의 해풍과 강릉시내에서 대관령으로 부는 곡풍이 결합된 상승경사풍(upslope wind)이 대관령 사면의 중간에서 만나며, 이 지점에서는 무풍이 되

지만, 상승경사풍이 대관령의 정상쪽으로 상승하여 약 1700m의 고도에 도달한 후 서풍에 밀려 연안해양의 상공에서 동풍의 회귀풍(return flow)이 된다. Fig. 4b에서 보는 바와 같이 무풍지대는 연안에서 내륙 15km 지점인 대관령의 동쪽 사면의 중간부분에 위치한다.

주간에는 강릉의 외해에서는 풍속이 3m/s이지만 강릉시 내륙에서는 곡풍과 해풍이 결합된 표층풍의 풍속은 5m/s로 강해진다. 종관서풍의 하강풍이 동풍의 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍을 억제하여 대관령의 동쪽 사면에서는 1.0m/s의 약풍이 존재하

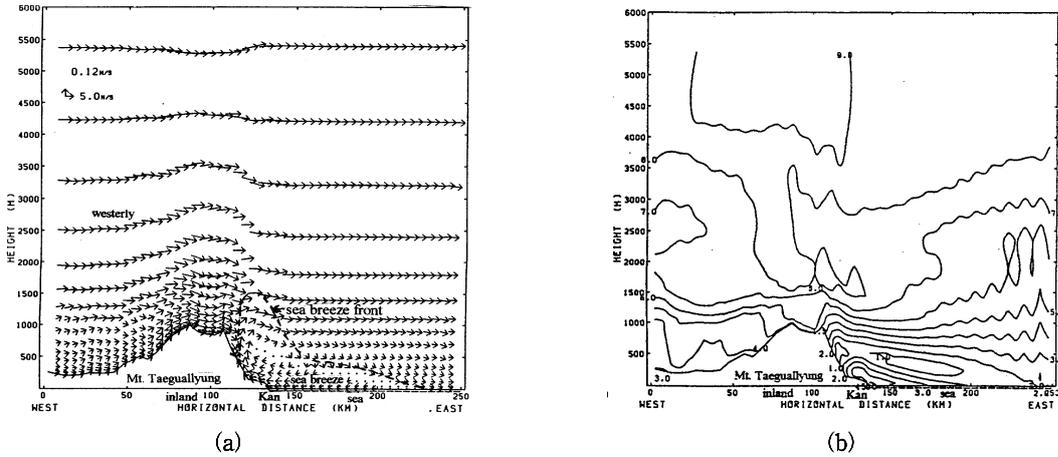


Fig. 4. Vertical profiles of wind vector(m/s) on a straight cutting line A-B(Mt. Taegualliyung-Kangnung city-East Sea) in Fig. 3(b)(a) and wind speed(m/s)(b). Two kinds of circulations consist of a small one over the coast and a large one over the open sea. Dash line and Kan denote sea-breeze front and Kangnung city.

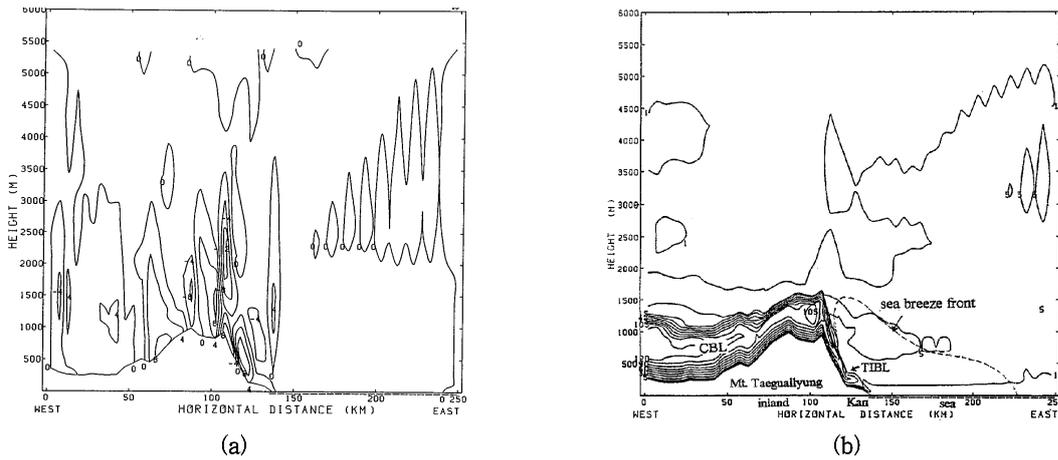


Fig. 5. As shown in Fig. 4(a), except for vertical wind speed(cm/s)(a) and vertical diffusion coefficient for turbulent heat(m<sup>2</sup>/s)(b). Negative value denotes downward motion of air and positive one is vice versa. CBL and TIBL are convective boundary layer and thermal internal boundary layer, respectively.

지만, 대관령의 정상부근에서는 4m/s의 서풍이 불게 된다(Fig. 5a). 이때 해풍전선(sea-breeze front)이 산의 동쪽에 국한되는 것은 태백산맥이 장벽과 같은 역할을 하고, 또 서쪽분지에서 대관령의 정상 거쳐 동쪽사면을 따라 하강하는 하강풍(downslope wind)이 해풍의 상승을 방해하기 때문이다.

4.3. 대기경계층-정오무렵

Fig. 5b에서 난류열의 연직확산계수,  $K_h$ 는 주간의 공기의 가열상태를 알 수 있으며, 대류현상의 강도와 대류경계층(convective boundary layer)의 고도를 파악하는데 매우 중요하다. 대관령 서쪽의 분지, 대관령 정상과 동쪽 사면에서는  $120m^2/sec$  이상의 값을 나타내며, 반면에 해면상에서는  $5m^2/sec$ 의 작은 값을 나타낸다. 난류확산계수의 높은 값은 해양에서보다 산의 양쪽 사면이나 정상에서 나타나며, 이것은 태양복사에 의해 산의 지면이 가열되고, 지면에 접한 공기가 해면에서 보다 지면으로부터 더 많은 현열을 받아 가열되기 때문이다

산의 동쪽에서는 1700m 이상의 고도에서는 연직 난류확산계수가 거의 일정하고, 이 이상의 고도에서는 변화가 없으므로 대류경계층의 발달은 이 고도까지 국한된다. 대관령 서쪽의 분지인 풍상측에서는 대류경계층이 1000m까지 발달하며, 반면에 해안에서 산의 정상쪽으로 동쪽사면을 따라서 발달하는 대류경계층(즉 열적내부경계층; thermal internal boundary layer)이 찬 해풍에 의해 냉각되어 그 두께가 100m 이하로 작아진다.

그림에서 보는 바와 같이 해풍은 약 100km 외해에서 시작하여 서쪽의 내륙으로 이동해 가며, 열적

내부경계층은 해풍전선(sea-breeze front)의 내부에 존재한다. 산의 경사면과 강릉연안 분지의 열 차이에 의한 곡풍과 해양 및 육지 상공의 기온 차이에 의해 생성된 동풍의 해풍에 의해 강화된 상승경사풍이 1500m 이상의 고도까지 상승하여 다시 동해로 회귀하는 순환을 나타내며, 외해에서 큰 순환 2개로 나타난다. 한국의 타 지역에서는 관측되지 않은 강릉 연안지역의 특이한 기상현상이다.

4.4. 바람장-일몰무렵

일몰이 가까운 시각인 8월 14일 18시에는 태양복사열이 줄어들어 열적대류(thermal convection)가 약해져서 곡풍이 약해지고, 지면과 해면상공의 기온차가 작아져 해풍도 약해지므로 상승경사풍도 약해진다. 따라서 해풍순환의 크기는 작아지지만 여전히 해풍전선 내에는 2개의 크고, 작은 순환이 존재한다(Fig. 6a, 6b, 7a, 7b). 또한 대관령의 정상을 넘어 동쪽 사면을 따라 내려오는 하강풍의 풍속은 상승경사풍의 약화로 인해 차츰 증가하게 된다.

Fig. 8a에서 연직하강속도가 12m/s로 증가하면서 강릉시의 서쪽 입구인 동쪽 사면의 하단부에 거의 도달해 있음을 볼 수 있다. 강릉시가 있는 연안에서는 연직상승속도가 10cm/s 정도로 여전히 강하므로 해풍순환은 유지하게 된다. 서풍의 하강풍과 동풍의 상승경사풍이 만나는 무풍지대가 내륙 10km에 위치하며, 저녁시간이 가까워지면서 무풍지대가 연안에 차츰 가까워지고 있다. 무풍지역의 이동에 따라 표층풍 풍계가 변화하는 지점을 알게 되어 해풍이 어느 정도 내륙으로 진출이 가능한가를 정확히 알 수 있다.

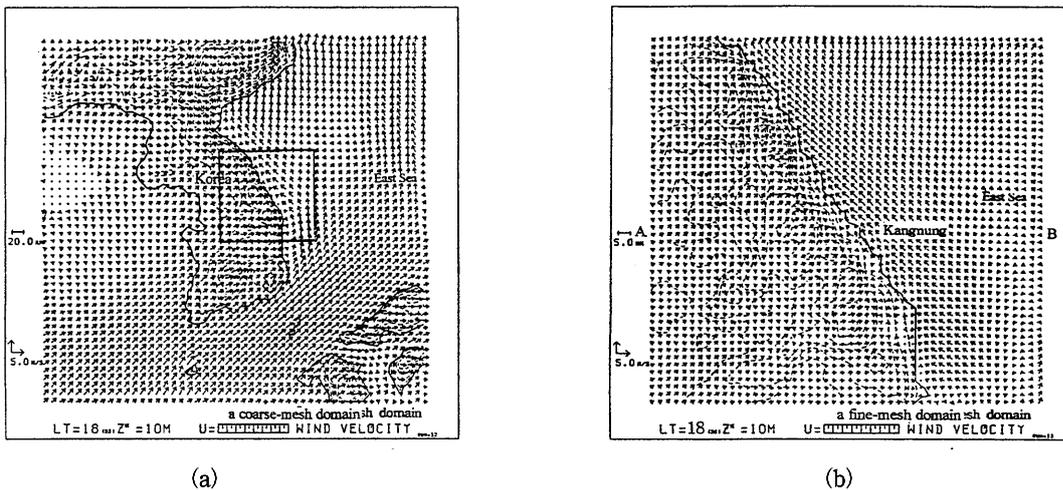


Fig. 6. Wind fields(m/s) in a coarse-mesh domain adjacent to Korean peninsula at 1800LST, August 14, 1995(a) and a fine-mesh domain near Kangnung city(b). Thin dash and circle o denote topography and Kangnung

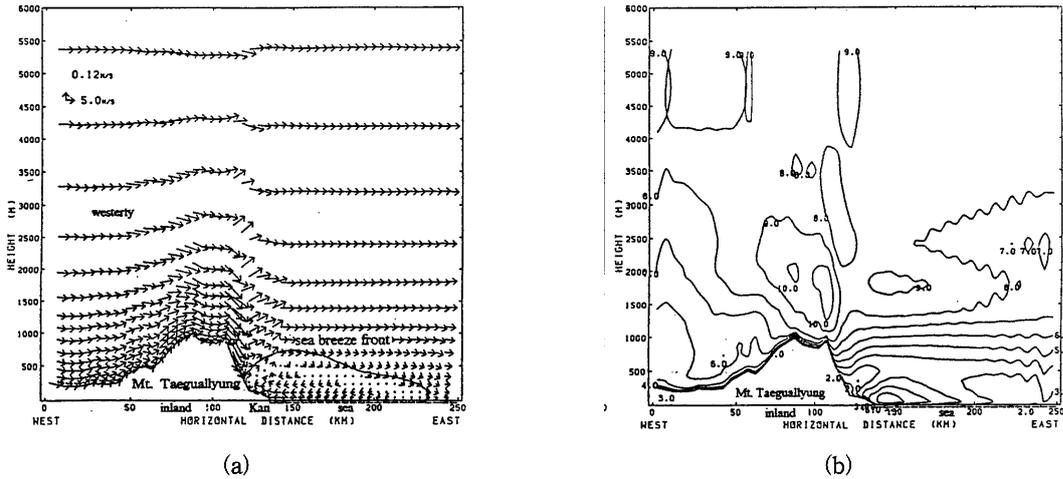


Fig. 7. Vertical profiles of wind vector(m/s) on a straight cutting line A-B(Mt. Taeguulyung-Kangnung city-East Sea) in Fig. 6(b)(a) and wind speed(m/s)(b). Dash line and Kan denote sea-breeze front, and Kangnung city.

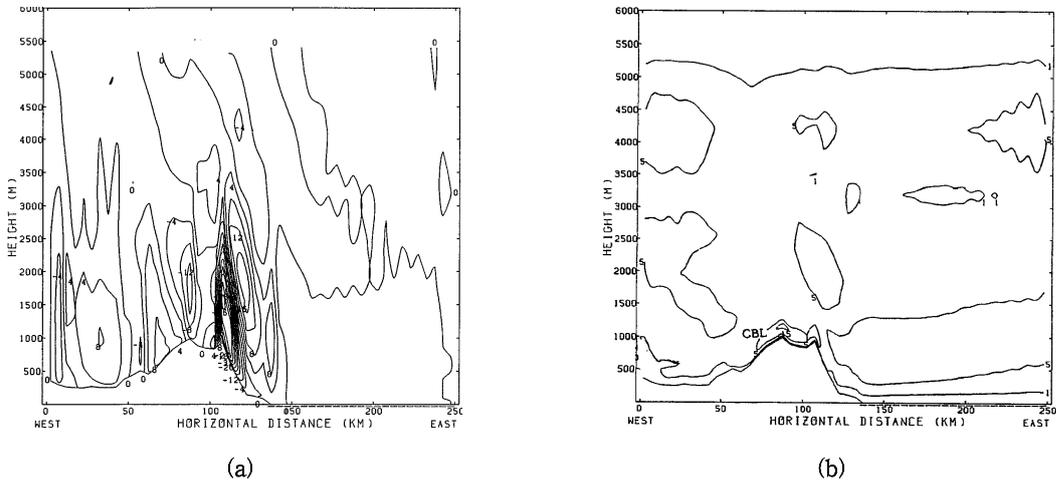


Fig. 8. As shown in Fig. 7(a), except for vertical profiles of vertical wind speed(cm/s)(a) and vertical diffusion coefficient for turbulent heat(m<sup>2</sup>/s)(b). Negative value denotes downward motion of air and positive one is vice versa. CBL denotes convective boundary layer.

Fig. 9a의 모형적인 그림에서 낮에는 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍이 강릉연안에서 대관령의 동쪽 사면을 따라 상승하고, 산의 정상에서 동쪽의 사면을 따라 하강하는 하강풍과 만나 부분적으로 상쇄된 후, 2개의 바람이 1700m까지 상승한 후 동해로 돌아가는 회귀풍이 된다. 해풍전선 내에서 작은 순환은 연안-대기경계층의 정상-연안의 흐름을 나타내며, 큰 순환은 연안-대류경계층의 고도-외해-연안의 흐름을 갖게 되어, 연안에서 위치의 변화에 따라 풍계가 다르게 나타난다. 야간에는 산의 경사면과 강릉분지의 지면 냉각의 차이에 의해 생성된 산풍과 결합된 하강풍이 경사도가 매우 큰 대관령

의 사면을 따라 내려오면서 강풍으로 강화되고, 또한 강릉분지에서 해양으로 부는 육풍이 대관령의 사면을 따라 내려오는 하강풍을 끌어 당겨 더욱더 강한 하강폭풍(downslope wind storm)으로 발달하므로 연안 지면에 도달한 하강폭풍이 상부로 튀어 오르는 수리잡프운동(hydraulic jump motion)을 일으켜 내부중력과(internal gravity waves)의 발달을 초래한다(Fig. 9b). 실제 일몰 후의 연구결과에서 잘 나타나고 있다(Fig. 11a).

4.5. 대기경계층-일몰무렵  
태양복사량의 감소에 따라 지표의 가열이 약해지고, 이로 인해 지표로부터 대기로의 현열 전이량이

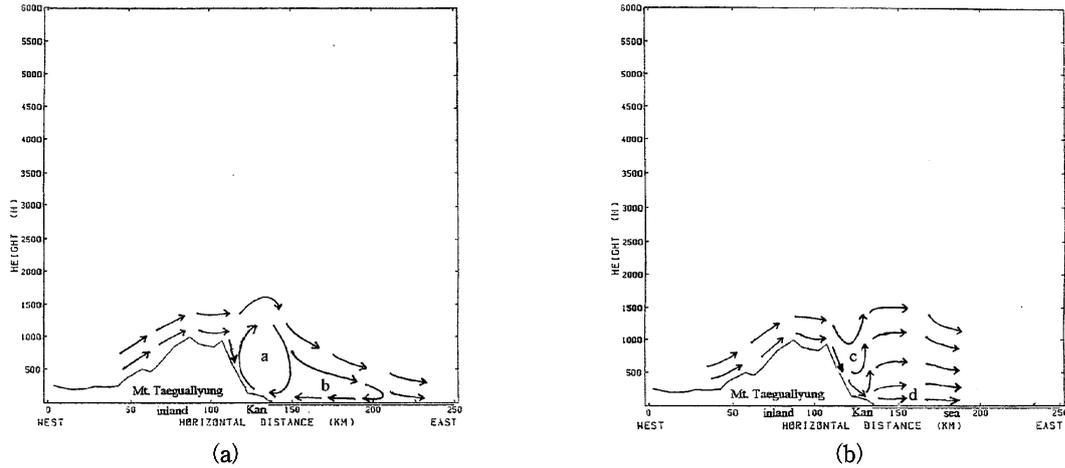


Fig. 9. Schematic profiles of atmospheric circulations for daytime hours. Below sea-breeze front, a and b indicate a small circulation of coast-top of convective layer(or mountain)-coast and a large circulation of coast-top convectively layer(or mountain)-open sea-coast(a) and c indicates the development of nocturnal downslope wind storm along the eastern slope of mountain(b). Wind storm induces the propagation of internal gravity waves, bounding up toward the atmosphere over the coastal sea. d indicates land-breeze from the coast toward the open sea.

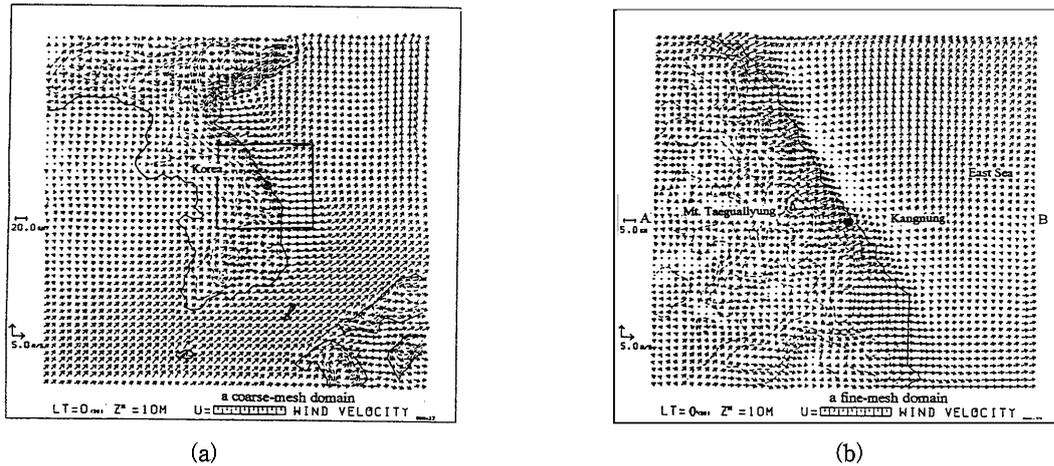


Fig. 10. Wind fields(m/s) in a coarse-mesh domain adjacent to Korean peninsula at 0000 LST, August 15(a) and fine-mesh domain near Kangnung city(b). Thin dash and circle o denote topography and Kangnung.

감소하므로 현열속 수렴이 작게 일어나기 때문에 지표상공의 대기층의 가열도 작게 된다. 따라서 대류경계층의 두께가 매우 얇아져서 대관령 정상과 서쪽의 분지에서 대류경계층이 약 100m 및 200m의 얇은 두께를 갖고 존재한다. 반면에 강릉시를 포함한 연안에서는 대관령의 동쪽 사면의 중간부분까지 100m 두께의 열적내부경계층이 해풍전선 아래에 존재한다(Fig. 8b). 그러나 19시부터 태양광선이 사라짐에 따라 지표냉각이 일어나므로 대류경계층의 형성은 일어나지 않는다.

#### 4.6. 바람장-자정무렵

8월 15일 00시에는 중국 대륙에 있는 저기압에 의해 생성된 남서풍계의 종관풍이 강릉 부근의 동쪽 연안 산악지역을 관통하여 대관령 정상을 넘어 강릉시의 서쪽 입구에 있는 대관령의 동쪽 사면을 따라 내려오는 산풍이 강릉시에서 연안해상으로 부는 육풍과 결합하여 강한 하강풍이 된다(Fig. 10a, Fig. 10b). 이때 동쪽사면에서 하강풍의 풍속은 14m/s로 강하지만 대관령 정상과 강릉시에서 표층 풍속 4m/s와 3m/s 정도로 강한 바람은 아니었다.

그러나 Fig. 10a과 Fig. 10b에서 표층풍속이 4m/s

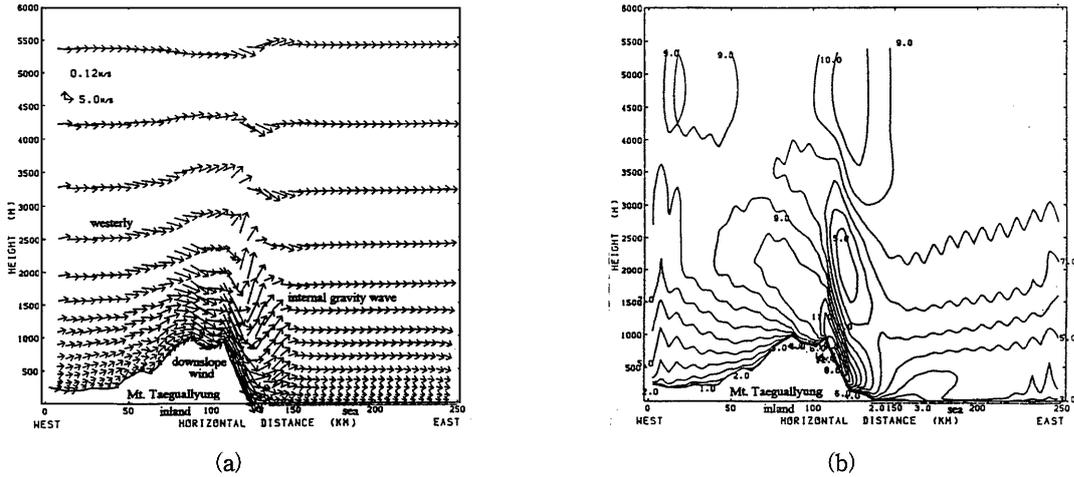


Fig. 11. Vertical profiles of wind vector(m/s) on a straight cutting line A-B(Mt. Taeguallung- Kangnung city-East Sea) in Fig. 10(b)(a) and wind speed(m/s)(b). Kan denotes Kangnung city. Wind storm with maximum speed of 14m/s is developed along the eastern slope of the mountain and internal gravity waves with a hydraulic jump motion bounding upward are also developed.

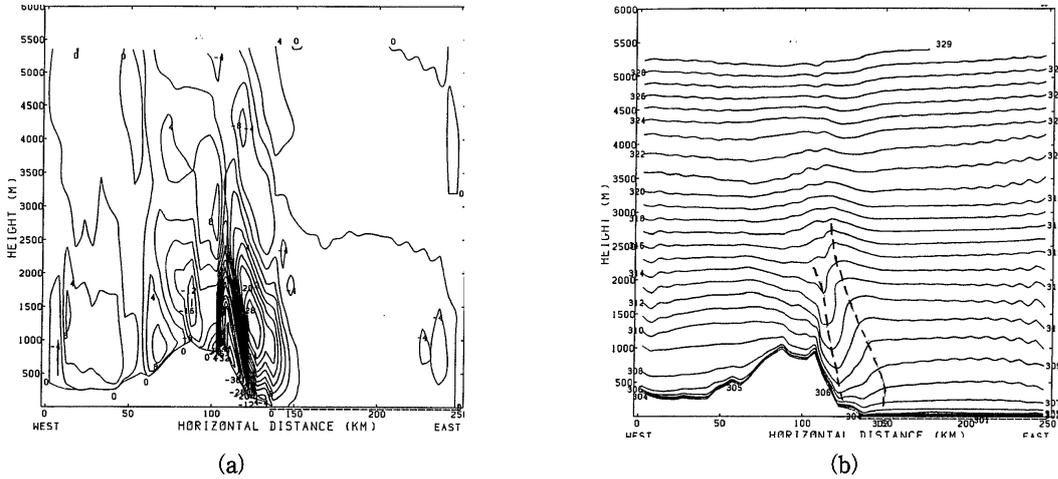


Fig. 12. As shown in Fig. 11(a), except for vertical wind speed(cm/s)(a) and potential temperature(k)(b). Negative value denotes downward motion of air mass and positive one is vice verse. Wind storm under the downward transport of momentum is developed following the dash lines of falling down potential temperature lines along the eastern slope of the mountain and it implies the falling of air masses by the strong downslope wind. The energy of internal gravity waves are propagated into upper levels, following another dash line in the right

내외로 다소 강하게 나타나지만 Fig. 11a와 Fig. 11b에서 바람의 연직분포를 보면 동쪽 사면을 따라 연직하강풍(downslope wind)의 표층풍속이 10m/s로 강화되고, 하강풍의 중심부의 최대풍속이 18m/s까지 증가함을 알 수 있다. 이때 Fig. 12b의 연직속도가 사면을 따라 46cm/s로 크며, 매우 강한 하강풍 또는 하강폭풍이 동쪽 사면의 하부까지 도달한 후, 강풍의 중심부에서 수리잠프운동을 하면서 연안해

의 1km 상공까지 투어 오르게 되고, 이로 인해 산의 후면에서 내부중력파의 생성이 초래된다. Choi<sup>4)</sup>와 Choi와 Kim<sup>5)</sup>에 의해 하강폭풍으로 간주되었던 이전의 연구는 최대풍속이 27m/s를 갖고 주간과 야간의 구분없이 2일간 지속된 하강폭풍의 경우에 대한 연구만 있었다. 수치 실험을 통해 높고 경사진 산과 분지에서 얼마나 열적난류(thermal turbulence)가 강하고 해풍과 육풍의 강도가 얼마나 크게 기여

하는 가에 따라 이런 종류의 바람폭풍의 생성 여부가 결정되게 됨을 알 수 있다.

낮에 대관령의 정상에서 하강풍이 생기지 않는 이유는 2m/s 내지 3m/s의 서풍이 대관령 정상을 넘어 동쪽 사면을 따라 하강풍으로 불어 내리더라도, 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍이 강릉 연안분지에서 대관령의 사면을 따라 상승해 오므로 하강풍과 서로 부분적으로 상쇄되어 하강풍속이 약해지기 때문이다. 그러나 야간에는 강릉분지에서 열적대류가 없어지고, 산의 경사면과 강릉분지의 지면 냉각의 차이에 의해 산풍이 생성되어 대관령의 정상에서 서풍을 끌어당기는 역할을 하게 되고, 강릉분지에서 육풍이 해양으로 불게 됨으로 하강풍이 강화되기 매우 쉽다.

대관령의 동쪽 사면에서 야간에 하강폭풍이 발생하려면 관측자료에서 보는 바와 같이 대관령 정상에서 4m/s의 속도의 바람이 경사도 45% 이상의 사면을 따라 하강하면 6m/s 이상의 강한 바람으로 강화되며, 강릉시내에서 해양으로 부는 육풍의 영향을 하강풍이 받으므로 풍하측인 사면에서는 10m/s 이상 쉽게 강화될 수 있다. 이때 강릉시내에서 하강풍이 상층으로 수리점프를 하므로 강릉시 서쪽에서는 6m/s의 강한 바람이 불고, 동쪽에서는 2m/s의 약한 바람이 존속함에 유의할 필요가 있다. 강릉 기상청의 위치가 수리점프가 일어나는 동쪽에 위치하므로 관측자료도 2.3m/s의 약풍으로 나타났다. 때로 관측값이 10m/s 이상으로 나타난 경우인 1995년의 경우에는 수리점프가 강릉시의 동쪽 연안까지 영향을 주었으나, Choi<sup>4)</sup>의 논문에서는 이에 대한 설명이 부족하였다. 흥미로운 점은 강릉시의 서쪽에서는 강한

바람폭풍이 나타나지만 연안에서 상부로 튀어 오르는 내부중력파의 밑에 위치한 연안표층풍이 2m/s로 약하고, 이것은 낮에 해풍의 풍속이 5m/s보다 훨씬 약함을 알 수 있다(Fig. 12a). 무풍지대도 연안에서 5km 내지 10km 외해 쪽에서 나타난다.

4.7. 대기경계층-자정무렵

은위의 연직 구조를 분석해 보면, 대관령의 동쪽 사면에서 은위선이 하강하는데 이것은 공기의 하강이 일어남을 나타내고 있다(Fig. 12b). 즉 공기의 강한 침강이 일어나서 하강폭풍이 발생하고, 하강폭풍이 연안지면에서 수리점프를 함으로써 내부중력파의 생성을 초래하고, 오른쪽의 점선을 따라 내부중력파의 에너지가 대기상부로 전파되므로 하부에서 상부로 내부중력파가 튀어 오른다. 야간에 지면의 냉각에 의해 강릉분지에서는 역전층의 고도가 100m 내외로 매우 작으나 낮의 열적내부경계층에 비해서 50m 정도 작다. 따라서 일반적으로 내륙의 평지에서 낮에 대류경계층의 고도가 1km 내외이고 밤에는 역전층의 고도가 300m 내외로 감소하여 공기층의 하강을 유도하는 역할은 강릉분지에서 기대할 수 없다.

4.8. 바람장-익일 일출무렵

8월 15일 06시에는 비록 일출 후이지만 해풍이나 곡풍이 크게 생성할 수 있을 정도로 지표의 가열이 되지 못하여 00시의 최대하강풍속 18m/s에 비해 하강풍의 풍속이 10m/s로 많이 감소하였다(Fig. 13a, 13b). 이때 연직 하강속도가 44cm/s로 00시의 46cm/s와 비슷하며, 여전히 강한 하강폭풍이 대관령의 동쪽 사면을 따라 존재하고, 연안에서 내부중

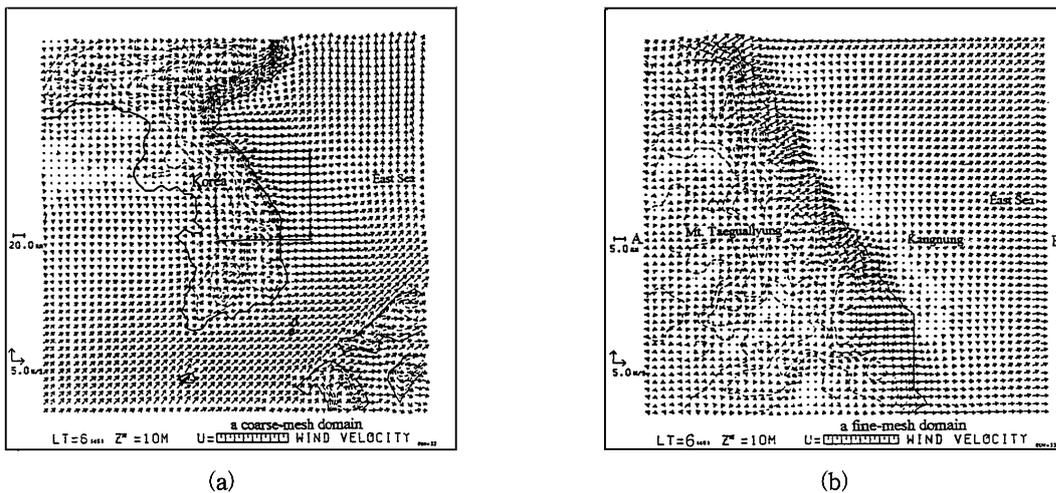


Fig. 13. Wind fields(m/s) in a coarse-mesh domain adjacent to Korean peninsula at 0600 LST, August 15(a) and for fine-mesh domain near Kangnung city(b).

력파가 강하게 발달하고 있다. 따라서 바람의 분포 상태는 00시와 여전히 비슷하며, 대관령의 정상에서의 표층풍속은 변화가 없고, 강릉시내의 표층풍속만 약간 감소하고 있다(Fig. 14a, 14b, 15a). 무풍지대는 강릉연안의 육지와 해양의 경계면 부근에서 나타난다.

4.9. 대기경계층-익일 일출무렵

Fig. 15b의 은위의 연직구조에서 나타난 바와 같이 공기가 동쪽 사면을 따라 강하게 침강하고 있어

하강폭풍의 발달을 초래하였고, 연안해역에서는 내부중력파의 에너지가 대기상부로 전파되어 내부중력파의 지속적인 발달이 유지되고 있음을 알 수 있다. 동쪽 사면을 따라 하강폭풍과 내부중력파의 발달구조는 00시와 비슷하며, 이런 현상이 익일 아침까지 지속된다는 점이 특이하다.

4.10. 바람장-익일 아침

8월 15일 09시에는 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍이 강릉분지를 거쳐 내륙으로 진출하고 있고,

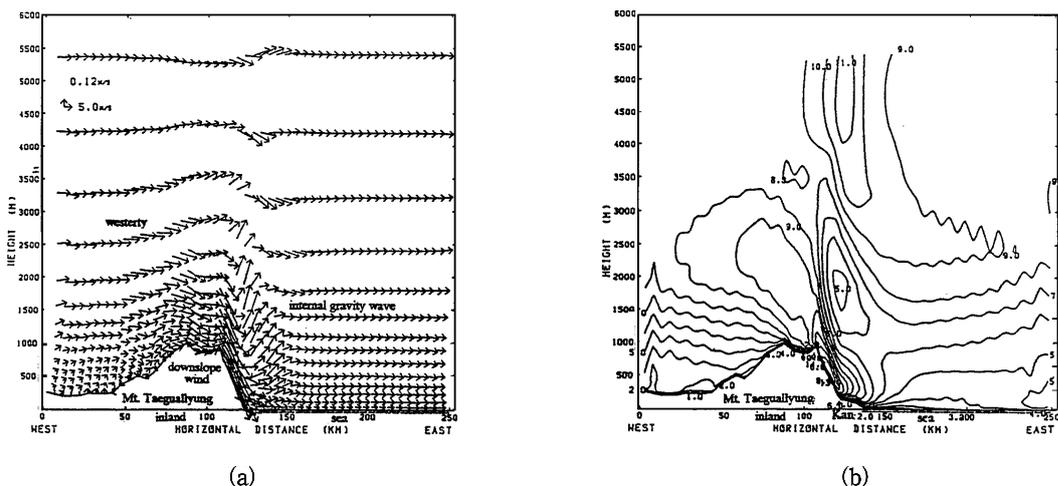


Fig. 14. Vertical profiles of wind vector(m/s) on a straight cutting line A-B(Mt. Taegualliyung-Kangnung city-East Sea) in Fig. 13(b)(a) and wind speed(m/s)(b). kan denotes Kangnung city. Downslope wind still induces the development of internal gravity waves in the lee sideof the mountain.

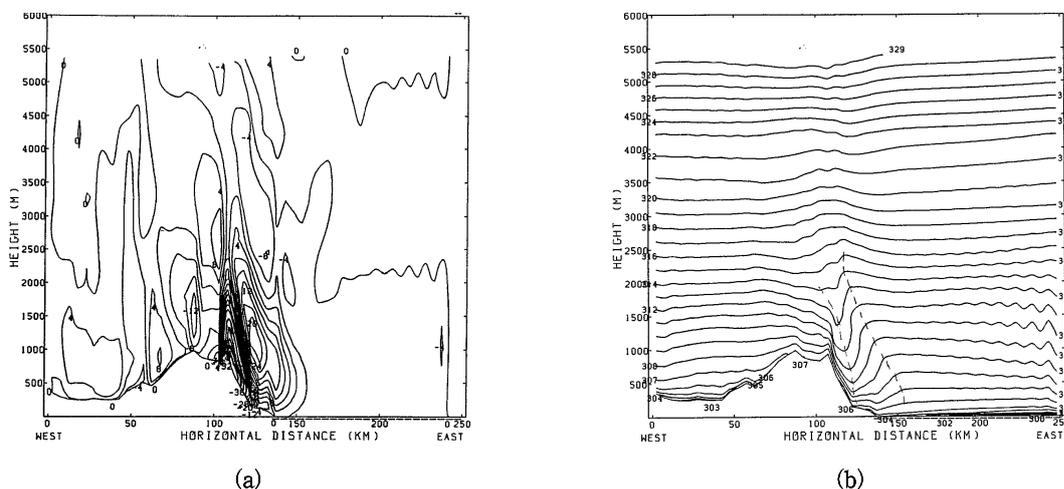


Fig. 15. As shown in Fig. 14(a), except for vertical wind speed(cm/s)(a) and potential temperature(k)(b). Negative value denotes downward motion of air and positive one is vice verse. Wind storm under the downward transport of momentum is still developed following the dash line in the eastern side of the mountain and the energy of internal gravity waves are propagated into upper levels, following another dash line in the right.

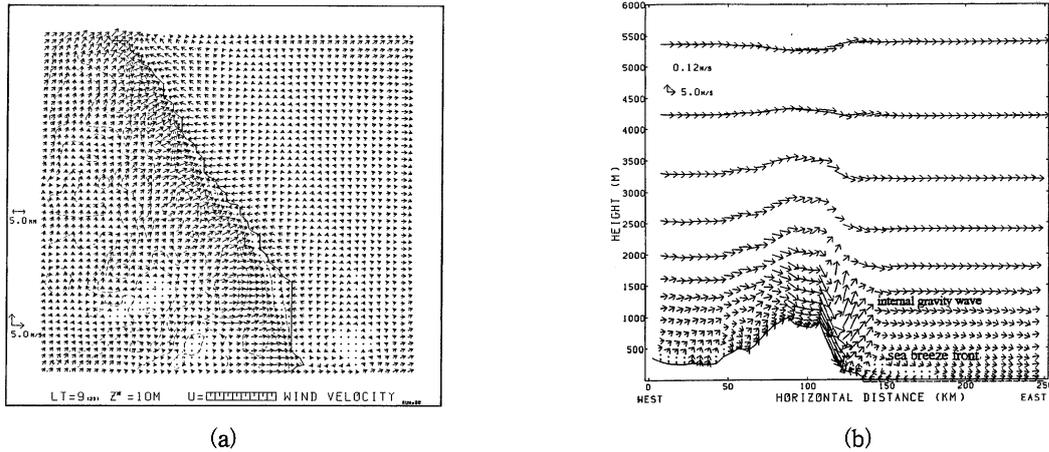


Fig. 16. Wind fields(m/s) in a fine mesh domain near Kangnung city at 0900 LST, August 15(a) and vertical profiles of wind(m/s) on a straight cutting line A-B(Mt. Taeguallyung-Kangnung city-East Sea) in Fig. 16(a)(b). Thin dash denotes topography. Downslope wind and upslope wind induce the existence of internal gravity waves in the lee side of the mountain, but the waves become weaker. Shallow sea-breeze circulation is also detected in the inland coast and coastal sea

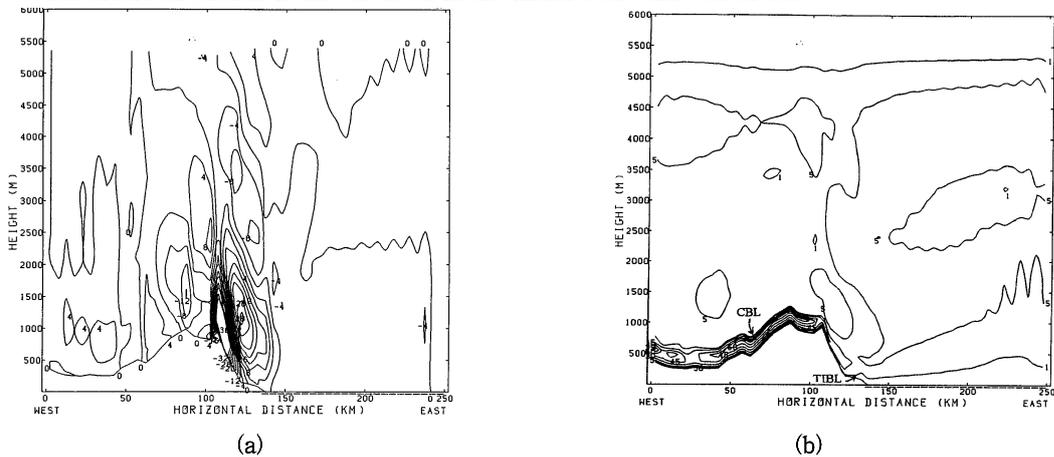


Fig. 17. As shown in Fig. 16(b), except for vertical wind speed(cm/s)(a) and vertical diffusion coefficient for turbulent heat(m<sup>2</sup>/s)(b). Negative value denotes downward motion of air and positive one is vice versa. CBL and TIBL are convective boundary layer and thermal internal boundary layer, respectively.

풍상측인 대관령의 서쪽 분지에서 대류경계층이 발달하고, 동쪽 사면에 위치한 강릉분지에서 대관령의 정상을 향해 내부경계층이 약하게 발달하고 있다 (Fig. 16a, 16b, 17a, 17b). 동쪽 사면을 따라 여전히 강한 하강풍에 의해 유도된 내부중력파는 존재하지만 해풍전선의 내륙으로의 확장에 의해 매우 약해져 있으며, 해풍전선이 강릉 연안의 풍계에 뚜렷하게 영향을 미치고 있다. 연직속도의 분포에서도 하강풍의 하강하는 범위가 09시에 비해 동쪽 사면을 따라 보다 위쪽으로 이동해 가고, 상승경사풍이 강릉시를 관통하여 대관령의 사면으로 상승하는 범위도 위쪽으로 확대되어 감을 볼 수 있다. 강릉기상청

의 관측자료를 분석해 보면, 08시까지는 풍계가 여전히까지는 230°로 서풍의 영향 하에 있고, 09시 이후에 풍계가 70°인 동풍으로 바뀌게 된다. 이것은 비록 해풍과 곡풍이 생성되어도 밤에 발달한 서풍인 하강풍보다 여전히 약해 풍계가 서풍의 상태를 나타나게 되기 때문이다.

09시에 해풍이 강릉시 서쪽인 산의 하단부까지 진출하므로 무풍지대도 하강폭풍과 상승경사풍이 만나는 지점인 강릉시 서쪽에서 나타난다(Fig. 16a).

#### 4.11. 대기경계층-익일 아침

09시에 태양광선에 의해 지표의 가열이 차츰 강

화되면서 대류경계층은 대관령 정상과 서쪽의 내륙 분지에서 약 200m 두께로 발달하고, 또 대관령 정상에서 동쪽 사면의 중간부분까지 대류경계층이 발달한다(Fig. 17b). 해풍과 곡풍이 합쳐진 상승경사풍이 강릉시를 거쳐 동쪽 사면을 따라 상승하고 하강풍이 동쪽 사면의 중간까지만 하강하므로 사면의 중간부분 위의 고도에서는 건조하고 따뜻한 공기가 존재한다.

반면 동쪽 사면 중간부분 이하의 고도에서는 연안에서 강릉시를 거쳐 산의 하단부까지 지표가열과 해풍의 영향을 받는 내부경계층이 약 100m 내외의 두께로 발달한다.

4.12. 바람장-익일 정오무렵

15일 12시에는 뚜렷하게 전날의 경우와 유사한 양상의 대기의 순환이 나타난다(Fig. 18a, 18b, 19a). 중관서풍이 대관령을 넘어 동쪽 사면을 따라

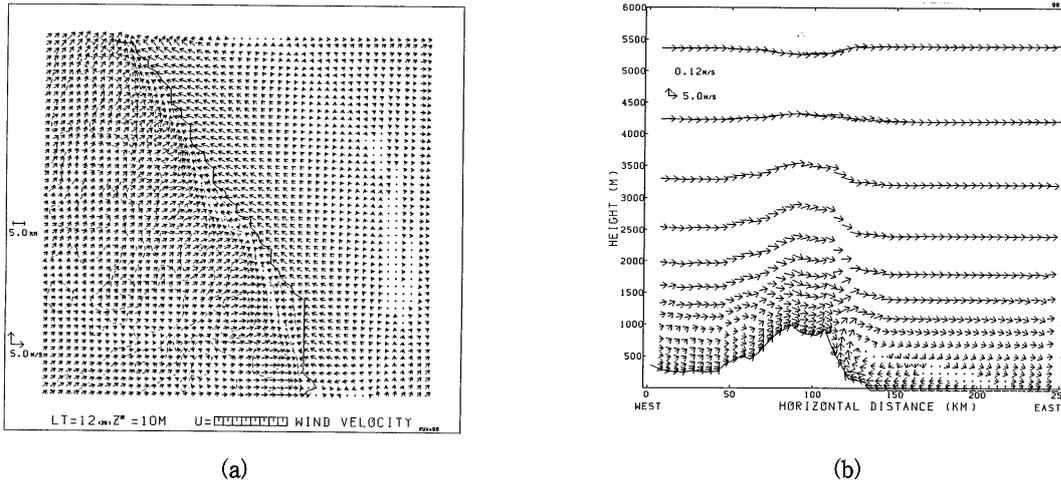


Fig. 18. Wind fields(m/s) in a fine mesh domain near Kangnung city at 1200 LST, August 15(a) and vertical profiles of wind(m/s) on a straight cutting line A-B(Mt. Taegualliyung-Kangnung city-East Sea) in Fig. 18(a)(b). Thin dash line denotes topography. Wind storm disappears and upslope wind combined with valley wind and sea breeze goes up to 1500m height. Then it becomes a return flow in the upper level over the sea. Two kinds of circulations—a small one over the coast and a large one over the open sea are still detected, similar to the case of 12LST in the previous day.

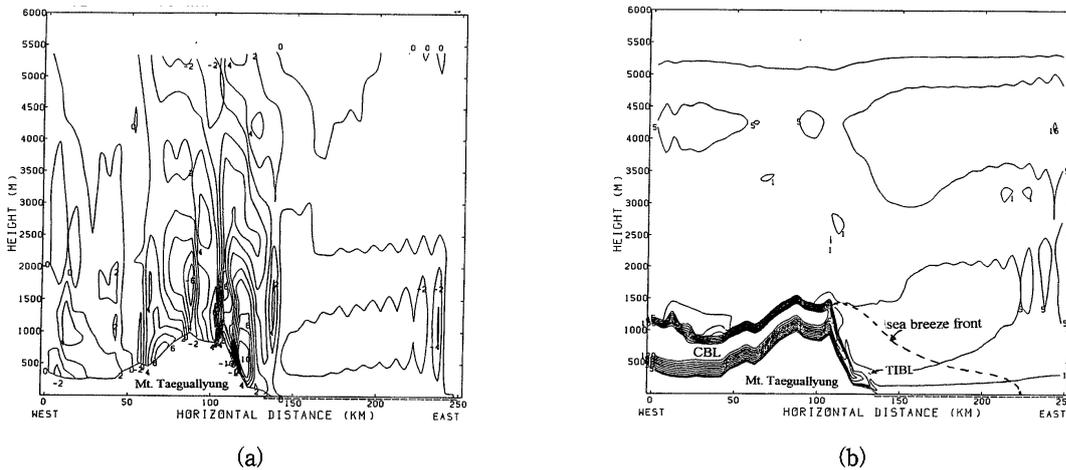


Fig. 19. As shown in Fig. 18(b), except for vertical wind speed(cm/s)(a) and vertical diffusion coefficient for turbulent heat(m<sup>2</sup>/s)(b). Negative value denotes downward motion of air and positive one is vice verse. CBL in the basin of upwind side and TIBL in the coastal area are convective boundary layer and thermal internal boundary layer, respectively.

Table 1. Comparison of calculated wind(m/s) to observed one at Kangnung city from August 14 through 15, 1995

Date		00	03	06	09	12	15	18	21
8/14	Observed	200 (2.3)	200 (2.3)	230 (2.3)	180 (2.2)	200 (1.2)	50 (2.2)	90 (1.7)	230 (2.2)
	Calculated	230 (2.0)	230 (2.0)	230 (2.0)	180 (2.2)	130 (2.0)	90 (3.0)	120 (2.0)	220 (2.2)
(24hrs)									
8/15	Observed	270 (2.3)	200 (1.3)	290 (1.3)	70 (1.4)				
	Calculated	260 (3.0)	230 (2.5)	265 (4.0)	60 (1.5)				
(42hrs) (48hrs)									

하강하고, 동해에서 강릉시내로 부는 동풍인 해풍과 강릉시내에서 대관령으로 부는 곡풍이 결합된 상승경사풍이 대관령의 사면의 중간에서 하강풍과 만난 후, 상승경사풍이 대관령의 정상쪽으로 상승하여 약 1500m의 고도에 도달한 후 서풍에 밀려 동쪽의 연안해안의 상공으로 이동하는 동풍의 회귀풍으로 바뀌게 된다. 전날의 12시의 경우와 같이 무풍지대는 연안에서 내륙 15km 지점인 대관령의 동쪽 사면의 중간 부분에 위치한다.

강릉의 외해에서는 풍속이 3m/s 이지만 강릉시 내륙에서는 곡풍과 해풍이 결합된 표층풍의 풍속이 5m/s로 강해진다. 약 80km 외해에서 연안으로 해풍이 불기 시작하여 강릉시를 거쳐 대관령 동쪽 사면을 따라 상승한 후 다시 하강하는 양상도 전날과 매우 유사하며, 작은 순환이 연안에 있고, 큰 순환은 외해에서 연안으로 이루어지는 2개의 순환이 존재하는 것도 전날과 같다. 전날과 다른 점은 대류경계층의 발달이 다소 약하여, 대류경계층의 고도가 1500m에 국한하며 상승경사풍의 상승고도가 전날보다 약 200m 정도 낮은 점이다. 따라서 강릉연안에서는 낮에 2개의 작고, 큰 순환이 항상 나타난다.

4.13. 대기경계층-익일 정오무렵

연직난류확산계수,  $K_h$ 는 대관령 서쪽의 분지, 대관령의 정상과 동쪽 사면에서는  $110m^2/s$  이상의 값을 나타내며, 반면에 해면 상에서는  $5m^2/s$ 의 작은 값을 나타낸다. 태양복사에 의해 산의 지면이 가열되고, 지면에 접한 공기가 지면으로부터 현열을 받아 가열된 대류경계층의 고도가 해발 1500m 고도까지 국한되는데, 이는 연직난류확산계수가 1500m에서 거의 일정하고, 이 이상의 고도에서는 변화가 없기 때문이다(Fig. 19b).

대류경계층의 고도가 전날 12시에 비해 약 200m 정도 낮아졌는데, 연직난류확산계수값이 전날에 비

Table 2. Comparison of calculated wind(m/s) to observed one at Mt. Taegullyang observatory in the upwind side of Kangnung city from August 14 through 15, 1995

Date		00	03	06	09	12	15	18	21
8/14	Observed	270 (6.0)	270 (3.8)	270 (3.3)	270 (4.2)	270 (4.3)	270 (5.2)	270 (2.7)	290 (4.7)
	Calculated	270 (6.0)	270 (4.5)	270 (4.0)	260 (5.0)	260 (4.5)	250 (4.0)	265 (3.8)	270 (5.0)
(24hrs)									
8/15	Observed	290 (3.7)	270 (3.7)	270 (1.3)	250 (2.7)				
	Calculated	290 (4.0)	270 (4.0)	270 (3.5)	200 (4.0)				
(42hrs) (48hrs)									

해 약  $10m^2/s$  작으므로 지표로부터 대기층으로 향하는 현열속의 수렴(convergence of sensible heat flux)이 전날에 비해 작게 일어나기 때문이다. 따라서 대류경계층의 발달은 지표부근에서 현열속의 수렴의 강도가 크면 클수록 강화되며, 발달하는 고도가 본 연구기간 동안 해발 1500m 이상으로 상승함을 알 수 있다. 대관령 서쪽의 분지인 풍상측에서는 대류경계층의 두께가 800m에 달할 정도로 발달하며, 반면 해안에서는 산의 정상 쪽으로 동쪽 사면을 따라 발달하는 대류경계층(즉 열적내부경계층)이 찬 해풍에 의해 냉각되어 강릉시내에서는 그 두께가 200m 내외로 전날과 유사하다. 그러나 대류경계층과 내부경계층의 두께는 09시에 비해 현저하게 발달하여, 15시 무렵은 최대가 된다. 이와 같이 대류경계층은 일몰 전까지 지속된다.

5. 결 론

강릉지방에서는 바람폭풍이 빈번하게 출현하는데, 이는 높고 경사진 산악의 지형 특성과 분지 및 해안의 열수지에 영향에 크게 좌우된다. 대관령의 서쪽에서 대관령의 정상을 넘어 동쪽 사면을 따라 하강하는 서풍이 강하면 강할수록 크게 하강풍이 발달하여 하강폭풍을 생성하게 된다. 비록 낮에는 해풍과 곡풍이 결합된 경사풍이 강릉 연안분지에서 대관령의 사면을 따라 상승해 하여 하강풍과 서로 부분적으로 상쇄되어 하강풍속이 약해지기 때문에 하강폭풍은 생성될 수가 없다. 그러나 야간에는 강릉분지에서 열적대류가 없어지고, 산의 경사면과 강릉분지의 지면 냉각의 차이에 의해 산풍이 생성되고, 서풍과 산풍이 결합된 하강풍이 경사도가 매우 큰 대관령의 사면을 따라 내려오면서 강풍으로 발달하기가 매우 쉽다. 또한 강릉분지에서 해양으로 부는 육풍인 서풍이 강하면 강할수록 크게 하강

풍이 발달하여 하강폭풍을 생성하게 된다. 비록 낮에는 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍이 강릉 연안분지에서 대관령의 사면을 따라 상승하지만 하강풍과 서로 부분적으로 상쇄되어 하강풍속이 약해지기 때문에 하강폭풍은 생성될 수 없다. 그러나 야간에는 강릉분지에서 열적대류가 없어지고, 산의 경사면과 강릉분지의 지면 냉각 차이에 의해 산풍이 생성되고, 서풍과 산풍이 결합된 하강풍이 경사도가 매우 큰 대관령의 사면을 따라 내려오면서 강풍으로 발달하기가 매우 쉽다. 또한 강릉분지에서 해양으로 부는 육풍이 대관령의 사면을 따라 내려오는 하강풍을 끌어 당기므로 더욱더 강한 하강폭풍으로 발달하며, 내부중력과의 발달을 초래하고, 강릉분지에서 상부로 튀어오르는 수리잠프운동을 일으킨다. 따라서 동쪽 사면을 따라 발생하는 바람폭풍을 예측하기 위해서는 대관령의 정상부근의 풍속의 강도를 파악하고 낮에 발달하는 경사풍의 강도를 참고하는 것이 중요하다고 생각된다. 낮에 강했던 상승경사풍이 밤에 사라지면, 하강풍의 진출을 방해했던 강도만큼은 아니더라도 역으로 상당한 강도로 하강풍의 발달에 도움을 주기 때문이다. 이에 대해서는 보다 더 심도 있는 연구가 필요하다.

#### 감사의 글

과학기술부지원의 “1999-2002년 해양관측을 통한 해상풍 검증 및 예측연구(체계운용을 위한 기상해양 환경 분석기술: 해양기상환경의 분석 및 예측기술)”에 의해 이 연구가 수행되었으며, 한국해양연구원 김창식 박사님과, 기상청 기상연구소에 감사를 드립니다.

#### 참고 문헌

- 1) Arya, S.P.S., 1988. Introduction to micrometeorology. Academic Press, 1-307.
- 2) Bluestein, H. B., 1993. Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Oxford Univ., 594pp.
- 3) Businger, J. A., 1973. Turbulence transfer in the atmospheric surface layer. In Workshop on Micrometeorology(D. A. Haugen, ed). Amer. Meteor. Soc., 67-100.
- 4) Choi, H., 1996. Numerical modelling for air flows in the eastern mountainous coastal seas of Korea. La Mer, 34, 133-148.
- 5) Choi, H. and J. Kim, 1997. Three-dimensional numerical prediction on the evolution of nocturnal thermal high(tropical night) in a basin. Korean J. Geophys. Res., 25(1), 57-81.
- 6) Deardoff, J. W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. Geophys. Res., 38, 659-661.
- 7) Holton, J. R., 1992. Introduction to dynamic meteorology. Academic Press., 1-510.
- 8) Katayama, A., 1972. A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere. Technical report No. 6, Dept. of Meteorol., U.C.L.A., 77pp.
- 9) Klemp, J. B. and D. R. Durran, 1983. An upper condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. Mon. Wea. Rev., 111, 430-440.
- 10) Kimura, F. and S. Arakawa, 1983. A numerical experiment of the nocturnal low level jet over the Kanto plain. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 848-861.
- 11) Kimura, F. and S. Takahashi, 1991. The effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo metropolitan area: numerical experiment, Atmos. Envir., 25, 155-164.
- 12) Monin, A. S., 1970. The atmospheric boundary layer. Annual Review of Fluid Mechanics, 2, 225-250.
- 13) Orlanski, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. J. Comp. Phys., 21, 251-269.
- 14) Palmer, T. N., G. J. Smith, and R. Swinbank, 1986. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and NWP models through and orographic gravity wave drag parameterization. Q. J. R. Meteor. Soc., 112, 1001-1039.
- 15) Pielke, R. A., 1984. Mesoscale meteorological modeling. Academic Press, 612pp.
- 16) Raynor, G. S., S. SethuRaman, and R. M. Brown, 1979. Formation and characteristics of coastal internal boundary layer during onshore flows. Boundary Layer Meteor., 16, 4587-4604.
- 17) Segal, M., C. H. Yu, R. W. Arritt, and R. A. Pielke, 1988. On the impact of valley/ridge thermally induced circulations on regional pollutant transport. Atmos. Environ., 22, 471-486.
- 18) Takahashi, S., 1997. Manual of LAS model revised by Dr. J. Sato, 50pp.

- 19) Whiteman, C. D. 1990. Observations of thermally developed wind system in mountainous terrain. Atmospheric Processes over complex terrain, Meteor. Monogr., No. 40, Amer. Meteor. Soc., 5-42.
- 20) Yamada, T., 1983. Simulation of nocturnal drainage flows by a q2-l turbulence closure model. J. Atmos. Sci., 40, 91-106.
- 21) Yamada, T. and G. L. Mellor, 1983. A numerical simulation of the BOMEX data using a turbulence closure model coupled with ensemble cloud relations. Q. J. R. Meteor. Soc., 105, 925-944.