

## 속초연안에서 대기순환의 특성

최 효

강릉대학교 대기환경과학과

(2004년 11월 1일 접수; 2005년 1월 3일 채택)

## Characteristics of Atmospheric Circulation in Sokcho Coast

Hyo Choi

*Dept. of Atmospheric Environmental Sciences, Kangnung National University, Gangneung 210-702, Korea  
(Manuscript received 1 November, 2004; accepted 3 January, 2005)*

Using three-dimensional non-hydrostatic numerical model with one way double nesting technique, atmospheric circulation in the mountainous coastal region in summer was investigated from August 13 through 15, 1995. During the day, synoptic westerly wind blows over Mt. Mishrung in the west of a coastal city, Sokcho toward the East Sea, while simultaneously, easterly upslope wind combined with both valley wind from plain (coast) toward mountain and sea-breeze from sea toward inland coast blows toward the top of the mountain. Two different directional wind systems confront each other in the mid of eastern slope of the mountain and the upslope wind goes up to the height over 2 km, becoming an easterly return flow in the upper level over the sea and making sea-breeze front with two kinds of sea-breeze circulations of a small one in the coast and a large one in the open sea. Convective boundary layer is developed with a thickness of about 1km over the ground in the upwind side of the mountain in the west and a thickness of thermal internal boundary layer from the coast along the eastern slope of the mountain is only confined to less than 200 m. On the other hand, after sunset, no prohibition of upslope wind generated during the day and downward wind combined with mountain wind from mountain toward plain and land-breeze from land toward under nocturnal radiative cooling of the ground surfaces should intensify westerly downslope wind, resulting in the formation of wind storm. As the wind storm moving down along the eastern slope causes the development of internal gravity waves with hydraulic jump motion in the coast, bounding up toward the upper level of the coastal sea, atmospheric circulation with both onshore and offshore winds like sea-breeze circulation forms in the coastal sea within 70 km until midnight and after that, westerly wind prevails in the coast and open seas.

Key Words : Sea-breeze circulation, Valley wind, Convective boundary layer, Thermal internal boundary layer, Land-breeze, Mountain wind, Wind storm, Internal gravity waves, Hydraulic jump motion, Offshore wind

### 1. 서 론

동해 연안에서의 해풍순환에 대한 연구는 몇몇의 학자들에 의해 수행되었으나 지금까지 속초부근에서의 해풍순환에 대한 국내의 연구가 매우 미진하였으며, 강릉에 국한한 연구가 일부 수행되었다<sup>1-3)</sup>.

Raynor et al.<sup>4)</sup>는 해륙풍 기간 중 바람과 기온변화에 대한 열수송 과정을 간단하게 설명하였고, Pielke<sup>5)</sup>는 정역학 및 비정역학적인 모델에 의해 산악에서 대기순환과 해륙풍 순환에 대한 이론적이고, 체계적으로 설명하였다.

Zangl<sup>6)</sup>은 선형이론의 수치실험을 통해 산악에서의 층류에 대해 설명하였으며, Palmer et al.<sup>7)</sup>는 복합지형에서 대규모 모델에서 중규모 산악이 미치는 효과를 설명하였다. Holton<sup>8)</sup>은 지형변화에 따른 산악파의 진동의 생성과정을 간략하게 설명하였고,

Corresponding Author : Hyo Choi, Dept. of Atmospheric Environmental Sciences, Kangnung National University, Gangneung 210-702, Korea  
Phone : +82-33-640-2321  
E-mail : du8392@hanmail.net

Bluestein<sup>9)</sup>은 중위도 지역에서 중관풍의 발달에 대한 역학적 중요성을 강조하였다. Arya<sup>10)</sup>는 산의 풍하측에서 발달하는 강한 하강류가 있을 때 생성되는 수리잠프운동을 2차원적 구조로 설명하였다. Segal et al.<sup>11)</sup>은 계곡과 산악에서 열적대기순환을 2차원적 수치모델로 설명하였고, Whiteman<sup>12)</sup>는 열의 중요성을 관측자료를 사용하여 증명하였다.

속초는 기온과 수온차에 의해 안개가 매우 자주 발생하는 곳이며 Choi<sup>13)</sup>, 강풍이 발생하는 날이 많은 지역으로 바람이 연안해수의 순환에 미치는 영향이 크다. 따라서 본 연구에서는 해풍순환에 대한 결과의 소개 뿐만아니라 높은 산이 있는 강원도 연안에서의 대기순환의 변화과정과 바람폭풍 및 풍하측의 내부중력파의 생성 및 소멸과정을 수치모델에 의해 재현하고, 해상풍의 변화에 대한 대기경계층의 발달과 소멸의 영향을 설명하고자 한다.

## 2. 조사지역 및 모델의 입력자료

한국 전체와 황해, 동해의 일부를 포함한 거친격자영역(Coarse-mesh domain)에서 한반도 남서쪽에 놓이가 넓게 퍼져있고, 최고높이 해발 1,700 m의 태백산맥은 오른쪽에 좁은 평야지대와 동해를 두고 한반도의 동쪽연안을 따라 남북으로 놓여있다. 속초 중심의 미세격자영역에서 왼쪽에 경사가 심한 복합 산악지형과 오른쪽에 동해를 포함하고 있고, 서쪽에 미시령(Mt. Mishirung; 826 m), 중앙에 속초시(Sokcho), 동쪽에 동해(The East Sea)로 구성되어 있다. 복합지형순환좌표계(Complex terrain-following coordinate system: x, y, z\*)의 3차원적 정역학 모델(Hydrostatic model) 및 비정역학 모델(Non-hydrostatic model)인 LAS-5 모델이 해륙풍 순환의 재현을 위해 사용되었다<sup>14)</sup>.

일본기상청에서 만든 1995년 8월 13일 0900시부터 15일 0900시까지 48시간의 기압, 바람, 비습, 온위의 관측자료와 일본기상청에서 개발한 중관규모 모델에 의해 계산된 기상요소를 지면(1000 mb)에서 100 mb 고도까지 5개 고도와 수평거리 1.25<sup>0</sup>(약 130 km) 간격으로 조정된 12시간 간격의 G-ANAL 자료를 본 연구에 사용된 모델의 초기 기상장의 입력자료로 사용하였다. LAS모델의 연직좌표계의 16개의 고도에 맞게 G-ANAL 자료를 내삽과 외삽을 하였고, 거친영역에서 격자간격을 20 km로 하여 정역학모델을 사용하여 기상요소를 계산하였다. 계산된 값들을 미세격자영역(Fine-mesh domain)에서 격자간격을 5 km로 한 비정역학모델의 초기치로 하여 사용하였으며, 큰 격자영역과 미세격자영역간의 모델에 의한 기상요소의 계산시에 일방중지기술(One way double nesting technique)을 사용하였

다. 초기수온자료는 GMS 영상자료를 각 모델의 격자점에 맞게 내삽과 외삽과정을 거쳐 초기자료로 활용하였다<sup>15)</sup>. 모델수치실험에 있어서 Klemp and Durran<sup>16)</sup>에 의한 내부중력파복사의 상부조건을 사용하고, 열린상공선 흐름에 대한 측면정계조건은 Orlanski<sup>17)</sup>가 제안한 방법을 사용하였다.

지표경계층에서 난류확산강도를 계산하기 위해 Yamada<sup>18)</sup>와 Yamada and Mellor<sup>19)</sup>가 제안한 turbulent closure level-2 모델을 사용하였으며, 지표에서 대기 상부까지 순장파복사를 계산하기 위해 지면에서 경계영역까지 H<sub>2</sub>O와 CO<sub>2</sub>의 투과함수, 유효수증기량, 비습, 기압을 고려하였다. 지면에서의 순태양복사량의 계산은 천정각, 위도, 적위, 시간각을 고려한 Katayama scheme<sup>20)</sup>을 사용하였으며, 지표면 부근에서의 공기와 토양의 온도에 대한 장파복사에 의한 Newtonian 냉각과 가열도 고려되었다. 지표경계층에서는 현열과 잠열을 계산하기 위해 일정한 플럭스층으로 간주한 하였으며, Businger<sup>21)</sup>와 Monin<sup>22)</sup>의 상사이론을 사용하였다. 지표에서 토양 온도와 비습의 시간변화를 계산하기 위해 Deardorff<sup>23)</sup>의 강제복원법을 사용하였다. 모델의 결과는 강원기상청 속초기상대의 자료와 비교하였으며, 계산시간은 거친격자영역에서는 30초, 미세영역에서는 10초 단위로 하여 계산을 수행하였다.

## 3. 연구결과

### 3.1. 낮의 대기순환

그림에서 보는 바와 같이 미세격자영역은 왼쪽에 미시령이 있고 매우 좁은 평지인 속초시가 중앙에, 오른쪽에는 동해로 구성되어 있으며, 이런 양상은 동해 연안의 대부분의 도시가 유사한 지형적인 특징을 갖고 있다. 1995년 8월 13일 0900시부터 8월 15일 0900시까지 미세영역에서 5 km간격으로 비정역학모델에 의해 계산된 기상요소의 값들을 속초기상대의 관측치와 비교하였다.

모델에 의해 기상현상의 생성시켜서 관측치와 비교할 때 일반적으로 초기치로부터 12시간 정도의 계산치는 정확도가 많이 떨어지므로 사용하지 않는다. 따라서 본 논문에서는 8월 13일 2100시까지의 계산치는 사용하지 않았으며, 계산치와 관측치와의 비교를 위해 8월 14일 0000시에서 8월 15일 0900시까지의 매 3시간 간격의 계산 결과를 표로 나타내었고, 그림은 8월 14일 1500시부터 매 3시간 또는 6시간 간격으로 연안에서 기상현상의 특징을 잘 나타내는 시간대를 중심으로 설명하였다.

속초지역을 중심으로 내륙 산악지역에서는 남서풍, 속초지내와 동쪽 연안에서는 남동풍이 불고 있다. Fig. 1-1과 Fig. 1-2에서 보면, 속초지역의 대기

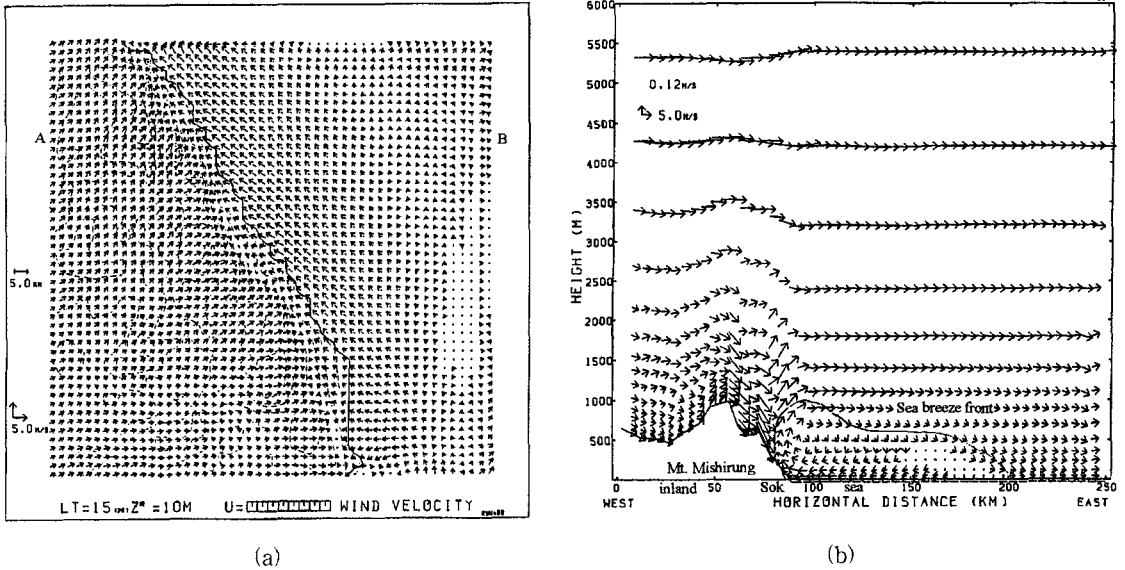


Fig. 1-1. (a) Wind (m/s) in a fine-mesh domain near Sokcho city at 1200LST, August 14, 1995. Thin dash line and dark circle at the cross point of AB line and coastal line denote topography and Sokcho city. (b) Vertical profiles of wind (m/s) on a straight cutting line A-B (Mt. Mishirung (right hand side mountain)-Sokcho city-East Sea) in Fig. 1-1a. Sok and sea denote Sokcho city and the East Sea.

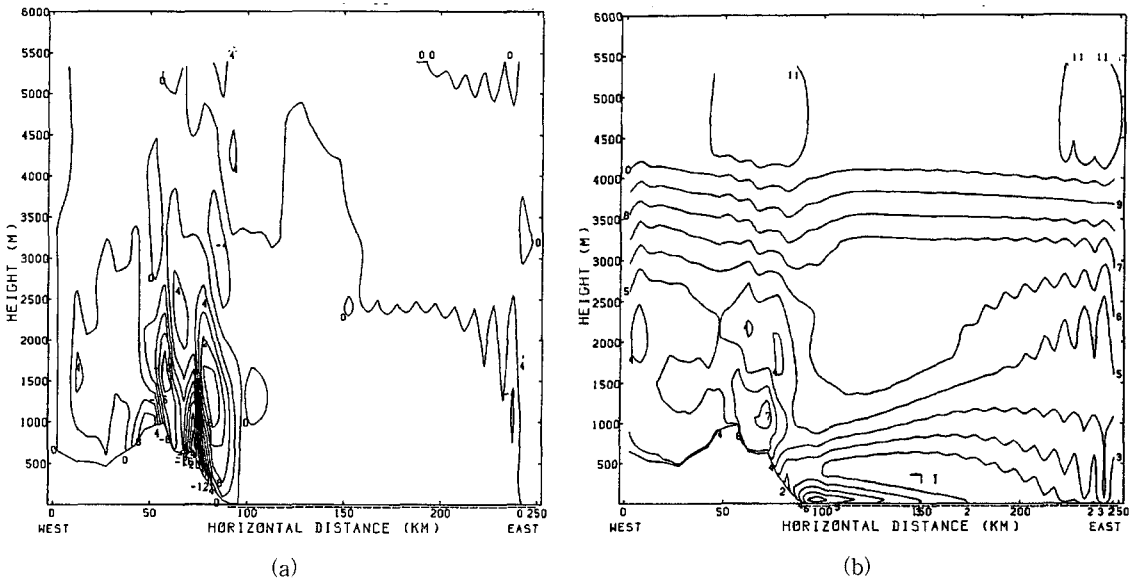


Fig. 1-2. (a) As shown in Fig. 1b, except for vertical wind speed (cm/s) and (b). wind speed (m/s).

순환이 미시령의 서쪽에서 넘어오는 서풍의 종관풍과 동풍의 해풍(Sea breeze)과 곡풍(Valley wind)이 만나 형성된 경사풍(Upslope wind)이 미시령의 동쪽 사면에서 만나 약 1,100 m 내지 1300 m까지 재차 동반 상승하여 동쪽으로 회전하는 서풍의 회귀풍(Return flow)로 변하여 동해로 이동해 가는 해풍

순환을 나타낸다. 이것은 이전에 연구가 수행되었던 강릉연안의 대기순환과 매우 유사한 양상을 보이며, 단지 경사풍의 상승고도가 약간 낮다<sup>1)</sup>.

그리고 해풍전선 내에 두 개의 순환이 존재하며, 연안으로 지표로 다시 환원하는 작은 순환과 연안에서 100 km 이상의 먼 바다까지 간 후에 다시 연

안으로 지표로 이동해 오는 큰 순환이 나타나고 있어 이 순환들에 따라 연안 해양에서의 바람의 방향과 강도가 정해진다. 속초연안에서 해풍순환이 이루어지는 범위는 연안에서 약 120 km이므로 120 km 외해에서 속초연안으로 동풍계열의 바람이 불고, 120 km 넘어 외해(Open sea)쪽에서는 서풍이 분다. 계산된 바람이 관측치와 비교하면 낮 시간에 해풍이 불어올 때 속초기상대에서 관측된 풍향과 풍속이 거의 일치한다. 이것은 강풍에 경우와 달리 건물에 의한 바람의 회절이 없기 때문에 모델에 의한 계산치가 관측치와 잘 부합됨을 알 수 있다.

Fig. 2에서 속초지역의 열적대류경계층의 발달구조를 보면, 미시령 서쪽의 분지지역에서는 연직열적난류확산계수가  $120 \text{ m}^2/\text{s}$  이상의 큰 값을 갖는 대류경계층(Convective boundary layer)이 약 500 m 두께로 발달하고, 속초연안에서 미시령의 정상부근까지는 연직난류확산계수가  $80 \text{ m}^2/\text{s}$ 인 열적내부경계층이 약 200 m 두께로 발달하였다. 연안에서 분지와 해양표면의 온도차에 의해 열적내부경계층 발달하며, 해풍에 의한 찬 공기가 해양에서 연안분지를 거쳐 동쪽사면을 따라 상승하므로 지표 가열에 의해 평창되는 열적경계층이 찬 해면으로부터 유입

되는 비교적 찬 공기에 의해 부분적으로 냉각되어 그 두께가 내륙산악분지에서의 대류경계층보다 훨씬 작다. 따라서 해풍과 곡풍의 발달로 형성된 상승경사풍이 열적내부경계층과 나란히 미시령의 동쪽 사면을 따라 상승한다.

반면에 육지에 비해 연안해역에서는 연직난류확산계수가  $1 \text{ m}^2/\text{s} \sim 5 \text{ m}^2/\text{s}$ 로 매우 작으며, 육지에서의 대류경계층의 형성과는 달리 해양대기역전층(Marine atmospheric inversion layer)을 형성한다. 즉 해면부근의 상공에서 해면으로 대기의 침강이 약하게 일어나며, 이 침강은 육지로 향하는 동풍인 해풍의 강화에도 기여를 하게 된다. 이와 같은 과정을 보면, 해풍이 동해에서 속초시를 거쳐 미시령의 동쪽사면을 따라 상승한 후 연직난류확산이 약한 동해로 상공으로 이동하고, 해양대기역전층에 의해 이 해풍이 해면으로 다시 하강되게 유도되어 연안으로 하강하는 것과 좀더 멀리 외해쪽으로 이동 후에 하강하여 연안으로 재차 순환되는 2개의 순환이 초래됨을 알 수 있다(Fig. 1-1b).

Fig. 3-1과 Fig. 3-2에서 보는 바와같이 1800시에도 1200시와 매우 유사한 바람장을 나타내고 있으나 모델에 의한 풍속치가 약간 크다. 그러나 해풍순환의 높이가 1,000 m 이하로 낮아지고 미시령 동쪽 사면을 따라 강한 서풍의 하강풍이 불어 내리고 있으므로, 일몰 후에는 곧 해풍이 약해짐에 따라 하강풍이 강해질 수 있으며, 또한 산풍(Mountain wind) 과 육풍(Land breeze)의 영향에 의해 강한 하강 폭풍이 발달할 가능성이 보인다. 연안해에서 작전시에 해상풍을 파악할 때는 해풍순환과 사면을 따라 흐르는 하강풍(Downslope wind)의 강도를 잘 계산 할 필요가 있다.

### 3.2. 밤의 대기순환

Fig. 4-1a에서 보는 바와 같이 8월 15일 0000시의 야간에는 미시령의 서쪽에서 동쪽사면을 따라 강한 하강풍이 불어내리면서 속초 시내를 관통한 후 연안해로 나가간다. Fig. 4-1b에서 처럼 이 강력한 하강풍이 생기는 이유는 지표냉각에 의해 산에서 평지로 부는 산풍과 육풍이 결합된 강한 하강풍이 급한 경사면을 따라 흐르면서 강한 중력풍(Katabatic wind)을 만들고, 속초 연안에서 내부중력파(Internal gravity waves)의 발달을 초래한다. 따라서 중력풍은 연안을 떠나 외해로 흐르는 이안풍(Offshore wind)가 된다. 이 중력파는 연안에서 수리점퍼(Hydraulic jump)를 하여 상부로 튀어 오르는데, 수리점프 지역의 왼쪽인 하강 지역에는  $28 \text{ cm/s}$  이상의 강한 하강풍이 있고, 수리점프 오른쪽에서의 상부로 튀는 지역에서는  $16 \text{ cm/s}$  이상의 강한 상승

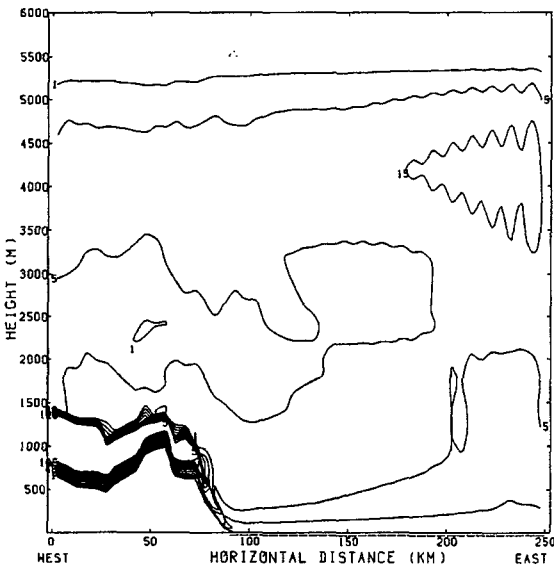


Fig. 2. Vertical diffusion coefficient for turbulent heat ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) near Sokcho city (mountain edge with the East Sea) at 1500 LST, August 14, 1995. The right hand side mountain among the mountains is Mt. Mishirung (826 m). Convective boundary layer over the basin of the mountain and thermal internal boundary layer from coastal edge along the eastern slope of the mountain are developed, respectively.

### 속초연안에서 대기순환의 특성

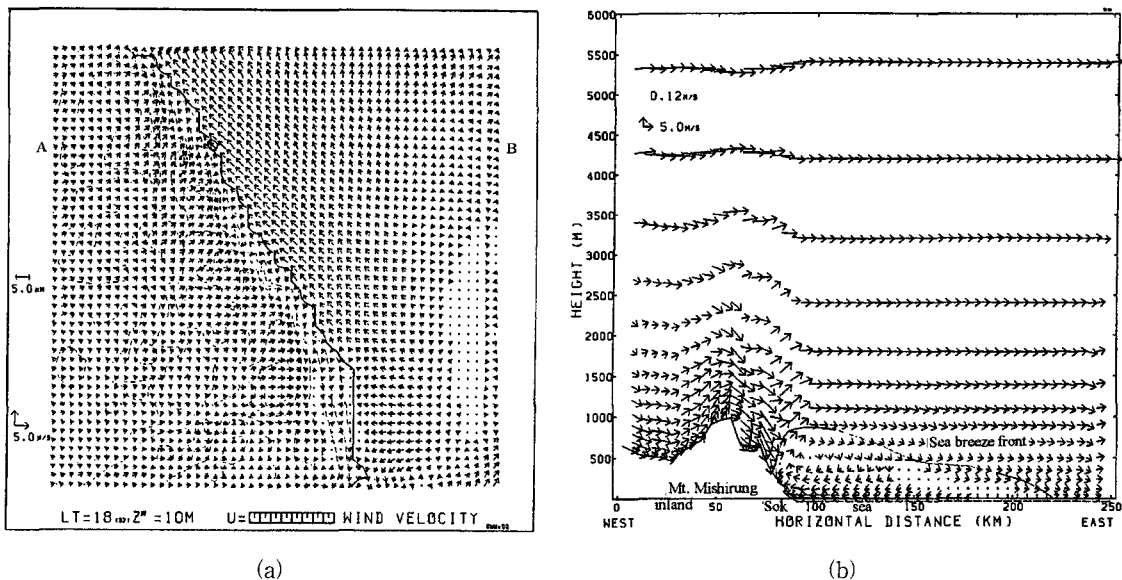


Fig. 3-1. (a) Wind (m/s) in a fine-mesh domain near Sokcho city at 1800LST, August 14, 1995. Thin dash and dark circle at the cross point of AB line and coastal line denote topography and Sokcho city. (b) Vertical profiles of wind (m/s) on a straight cutting line A-B (Mt. Mishirung-Sokcho city-East Sea) in Fig. 3-1a. Sok and sea denote Sokcho city and the East Sea, respectively.

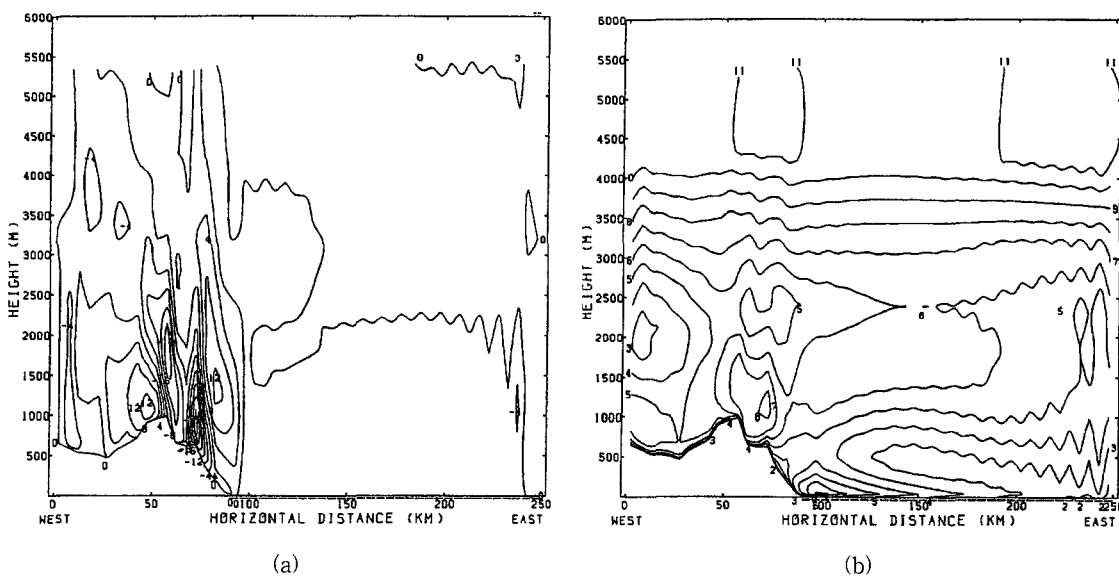
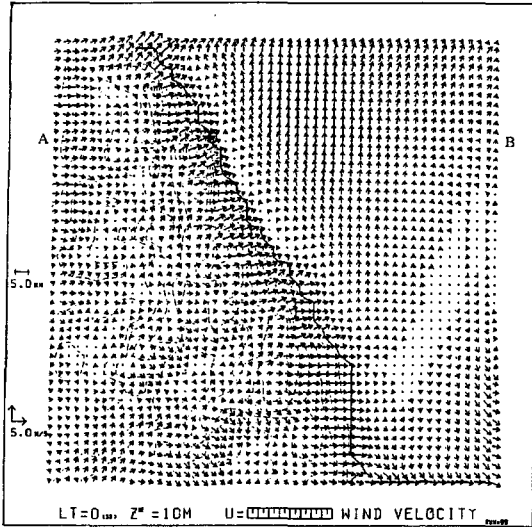


Fig. 3-2. (a) As shown in Fig. 3-1a, except for vertical wind speed (cm/s) and wind speed (m/s).

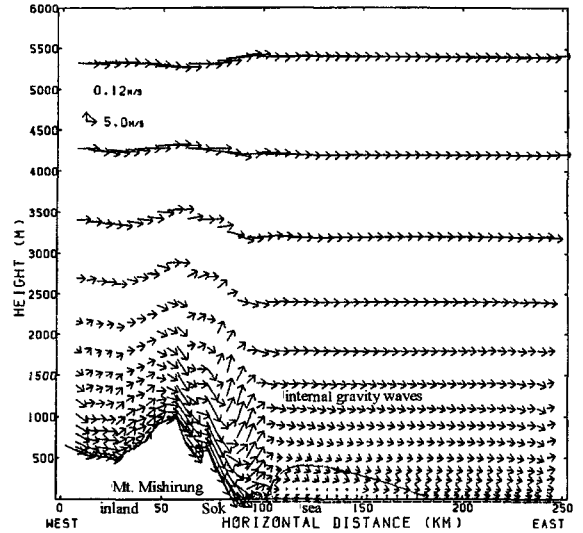
풍이 있다.

또한 수리잠프지역의 오른쪽인 연안 15 km 밖인 외해에서는 오히려 약풍이 불어, Fig. 4-1a의 10 km에서 20 km 사이인 연안해역에서 무풍지역이 형성되고 있다. 따라서 연안을 기준으로 좌측인 연안 내륙에는 강한 표층풍이 형성되고 무풍의 우측인

외해에서는 비교적 약풍의 표층풍이 형성된다. Fig. 4-1b에서 보다 뚜렷하게 확인할 수 있으며, 연안에서 15 km 밖의 해양에서는 연안으로 부는 약한 상안풍(Onshore wind)이 있고, 낮의 해풍순환 같은 형태인 외해-연안-연안상공-해면으로 하강하는 대기순환이 여전히 존재함에 유의할 필요가 있다. 이

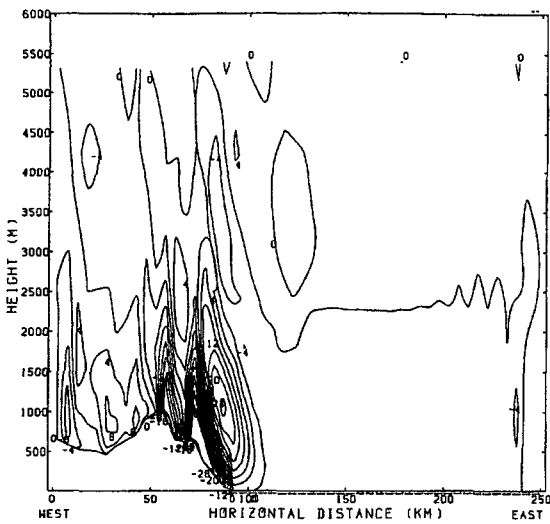


(a)

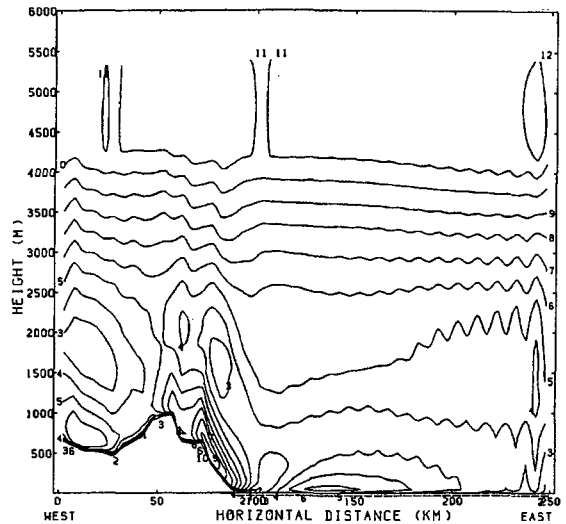


(b)

Fig. 4-1. (a) Wind (m/s) in a fine-mesh domain near Sokcho city at 0000LST, August 15, 1995. Thin dash line and dark circle at the cross point of AB line and coastal line denote topography and Sokcho city. (b) Vertical profiles of wind (m/s) on a straight cutting line A-B (Mt. Mishirung-Sokcho city-East Sea) in Fig. 4-1a. Sok and sea denote Sokcho city and the East Sea. Calm wind zone is located in the 20km offshore.



(a)



(b)

Fig. 4-2. (a) As shown in Fig. 4-1b, except for vertical wind speed (cm/s) and wind speed (m/s).

순환은 1800시의 해풍순환보다 작다. 해가 진 후인 0000시에서는 동풍인 해풍도 소멸되고, 또한 연안에서 산으로 부는 곡풍도 소멸되므로 해풍 같은 순환이 소멸되어 나타나지 않을 것으로 생각되지만, 이 순환이 소멸되는 데는 시간이 걸리게 되

어 0000시에서도 여전히 나타나고 있다. 이와 같은 현상은 속초시에서 70 km 남쪽에 위치한 강릉시의 연안에서도 나타나고 있어 높은 산악이 왼쪽에 있는 동해 연안 대부분의 도시에서 공통적으로 나타난다<sup>1)</sup>.

그러나 밤이 깊어갈수록 육지의 지면이 더욱더 냉각되고, 지면에 접한 공기의 냉각도 더욱더 강화되어 강한 하강풍이 연안에서 외해까지 확장되면서 이와 같은 순환이 소멸되고, 서풍만 전 해역에 존재하게 된다. 이 서풍은 일출 후 지면의 가열에 의한 해풍과 곡풍의 발달이 시작되면서 약해지기 시작하고, 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍이 미시령의 동쪽사면을 따라 하강하는 하강풍과 대치하면서 뚜렷한 해풍순환을 연안역에서 다시 나타나게 된다.

동풍인 내륙풍은 풍속이 대략 1 m/s~1.5 m/s로 매우 약하며, 내륙풍의 범위가 연안해역으로 간주할 수 있는 80 km 이내에 국한되어 있어, 낮에 생성된 해풍순환의 소멸과정임을 알 수 있다. 부분적으로는 수리점프에 의한 와동(Vortex) 효과로 나타나는 내부중력파(Internal gravity waves)의 상부로의 전파되는 영향에 의해 부분적으로는 외해에서 연안으로의 대기순환이 이끌어질 것으로 생각되지만 그 영향을 정량적으로 판단하기가 어렵다.

낮에 미시령 정상부근의 서풍의 풍속강도와 해풍과 곡풍의 연합으로 이루어진 상승경사풍의 강도를 판단한다면 밤에 발달하는 하강풍의 강도를 예측할 수가 있어 하강풍풍의 시작과 강도를 파악하기가 쉬울 것이다. 낮에 발달했던 상승경사풍이 밤에 사라지면, 미시령의 정상에서 속초분지로 하강하는 하강풍의 진출을 방해했던 강도만큼은 아니더라도 역으로 하강풍의 발달에 도움을 줄 것으로 예상된다. 이에 대한 연구는 앞으로 모델보다 실험에 의해 연구의 수행이 필요하다.

일몰 후 속초분지에서 열적대류가 없어지고, 산의 경사면과 속초분지의 지면 냉각의 차이에 의해 산풍이 생성되고, 서풍과 산풍이 결합된 하강풍이 경사도가 매우 큰 미시령의 사면을 따라 내려오면서 강풍으로 발달하고, 속초분지에서 해양으로 부는 육풍과 결합하여 하강폭풍으로 발달을 온위의 연직분포로부터도 알 수 있다(Fig. 5). 미시령의 동쪽 사면을 따라 등온위선이 심하게 구부러지는 지역이 나타난다. 이는 운동량의 전이가 2 km 상부에서 속초시 지면 부근으로 강하게 이루어지고 있어 하강풍이 발달이 예측된다. 발달된 강한 하강풍은 속초분지의 지면에 강하게 부딪치면서 상승하는 수리점프운동을 초래하여 이로 인해 속초해역 상공으로 내부중력파의 발달이 유도됨을 알 수 있다.

Fig. 4-1b에서 경사면을 따라 하강폭풍의 풍속이 최대 10 m/s로 강하나, 연안 해역으로 부는 바람은 2 m/s 또는 3 m/s 정도로 보통의 풍속을 나타낸다. 이때 속초시내의 관측자료는 풍향이 230°, 풍속은 1.3 m/s이고, 모델에 의한 계산치는 풍향 230°, 풍속이 2.0 m로, 풍향은 같으나 풍속치가 약간 크다.

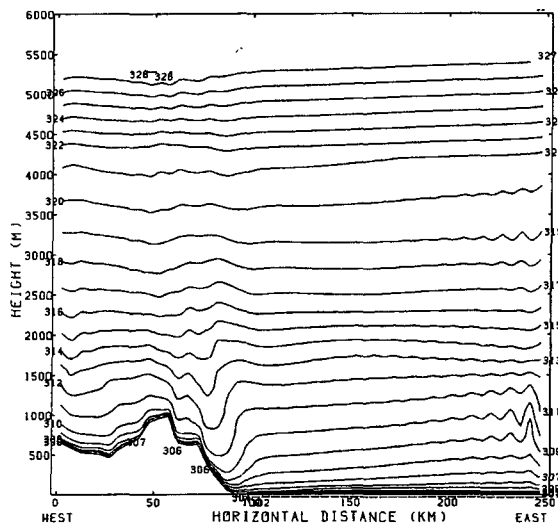


Fig. 5. Vertical distribution of potential temperature (k) in a fine-mesh domain near Sokcho city at 0000LST, August 15, 1995. Kinked area of potential temperature line along the eastern slope of mountain indicates momentum transport, resulting a hydraulic jump motion of air near the surface of Sokcho city and the development of internal gravity waves.

그러나 0300시의 관측된 풍계가 90°로 이해하기 어려운 갑작스런 풍계의 변화가 있어 모델에 의한 계산풍향 230°와 매우 다르고, 풍속계산치가 2.5 m/s에 비해 0.7 m/s로 약해, 모델이 순간적인 풍계의 변화에 반응하는 데에 한계가 있는 것 같다.

### 3.3. 익일 아침

Fig. 6에서 보는 바와 같이 0600시에는 미시령, 속초분지, 연안해역, 외해 모두 풍계가 서풍이다. 0000시에 존재하였던 해풍순환 같은 작은 대기순환이 연안에서 사라지고, 산풍과 육풍이 결합된 하강서풍이 한 밤중과 일출이 시작된 0600시까지 연안역을 지배하고 있다. 일출이 시작되면 해수면과 지면이 태양빛에 의해 가열이 시작되어 해풍과 곡풍이 시작되더라도, 아직 층분이 발달할 수 없기 때문에 서풍의 강한 하강풍에 의해 상쇄되어 결과적으로는 연안역에서 서풍으로만 나타나고 있다. 무풍은 거의 나타나고 있지 않으며, 두개의 상이한 풍계인 서풍인 하강풍과 동풍인 해풍 같은 순환이 대치될 때에만 무풍이 나타남을 알 수 있다.

그러나 0900시에는 Fig. 7-1과 Fig. 7-2에서 보는 바와 같이 해풍과 곡풍이 발달하여 유도하는 내륙풍이 서풍의 강한 하강풍을 부분적으로 상쇄하여 연안해역에서 해풍순환이 나타나고 있고, 두개의 상

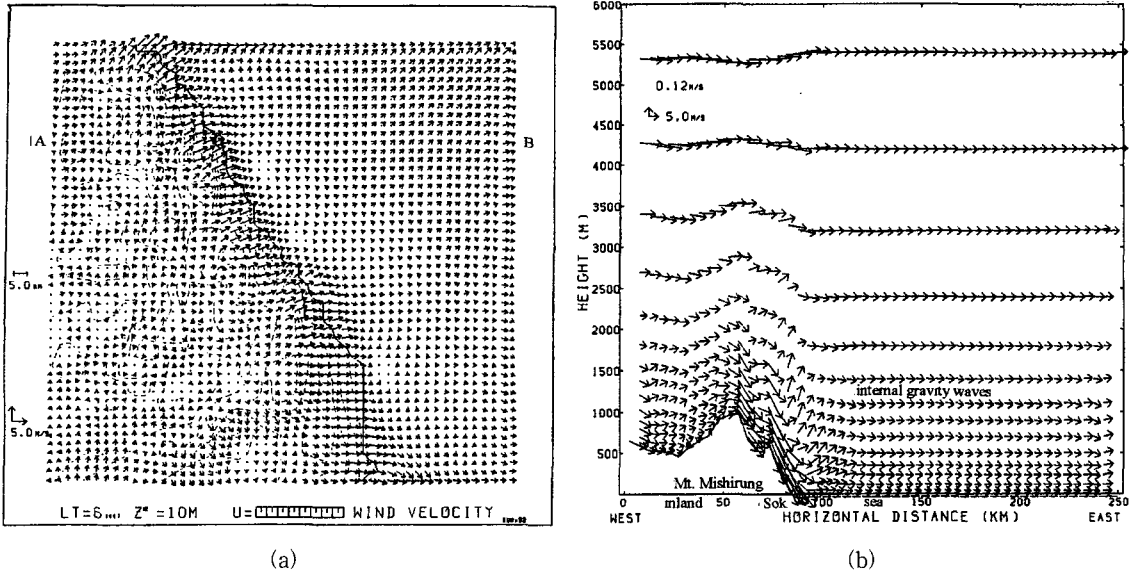


Fig. 6. (a) Wind (m/s) in a fine-mesh domain near Sokcho city at 0060LST, August 15, 1995. Thin dash line and dark circle at the cross point of AB line and coastal line denote topography and Sokcho city. (b) Vertical profiles of wind (m/s) on a straight cutting line A-B (Mt. Mishrung-Sokcho city-East Sea). Sok and sea denote Sokcho city and the East Sea.

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

Date		00	03	06	09	12	15	18	21
8/14	Observed	200 (2.3)	160 (1.7)	000 (0.0)	90 (0.7)	140 (2.3)	140 (4.2)	180 (1.8)	180 (1.3)
	Calculated	220 (2.5)	220 (1.5)	240 (0.5)	100 (1.0) (24시간)	130 (2.5)	130 (4.0)	150 (2.0)	190 (1.5)
8/15	Observed	230 (1.3)	90 (0.7)	160 (1.0)	140 (1.3)				
	Calculated	230 (2.0)	240 (42시간)	245 (1.5)	230 (1.0) (48시간)				

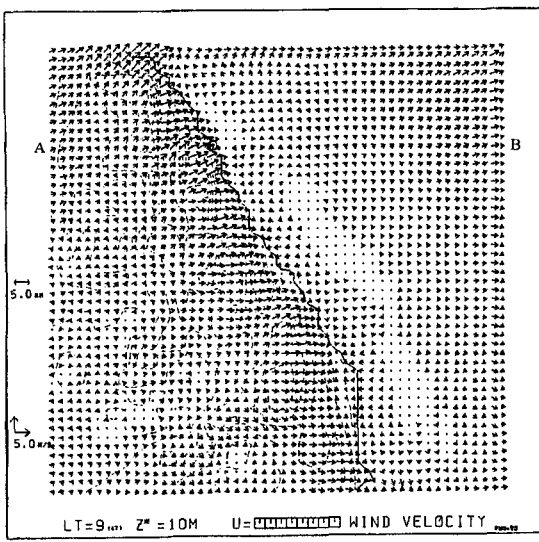
이한 풍계의 대체에 의한 무풍지역이 속초연안에서 나타나고 있다. 반면에 강릉시에서는 연안의 내륙에서 나타나고 있는데, 이것은 강릉의 분지가 속초보다 훨씬 넓어 내륙풍이 강릉시 안으로 침투하여 서풍과 대체하지만 속초는 분지가 매우 좁아 왼쪽에 있는 산악이 속초시 가까이에 있어 서풍인 하강풍이 여전히 강해 내륙풍이 속초시내로 들어 오기가 어렵다. 이 이후의 시간대에서는 전날과 유사한 대기순환이 연안역에서 이루어진다.

Table 1에서 보는 바와 같이 모델에 의하면 전반적으로 해풍이 속초시내로 들어오는 시간이 8월

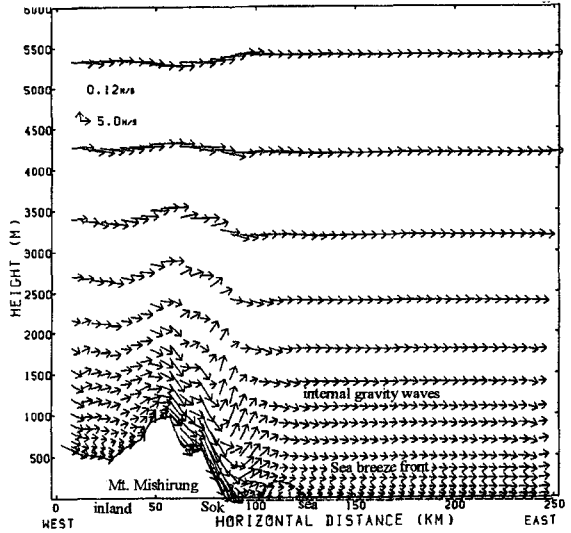
14일과 15일에 다소 다르게 나타난다. 해풍이 들어오는 시간에는 하강풍과 풍속이 거의 상쇄되어 풍속이 0 m/s에 가까운 값을 갖은 후 다음시간대에 풍속의 증가가 나타나는 시각이 해풍이 실제 시내로 진입하는 시간대이다. 즉 14일에는 0600시와 0900시 사이에 속초시내로 해풍의 진입이 나타남을 알 수 있다. 본 연구에서 사용된 모델의 계산치와 관측치가 근접하지만 계산치가 속초기상대의 관측에 비해 약간 높게 나타났다. 순간풍속과 10분간의 평균치인 매 시각 바람의 관측치와의 차이가 있으며, 모델에 의해 계산된 값은 매 시각에서의 값을 나타내



속초연안에서 대기순환의 특성

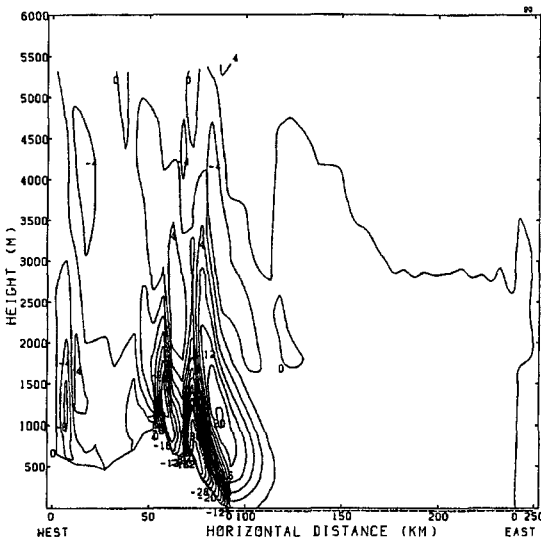


(a)

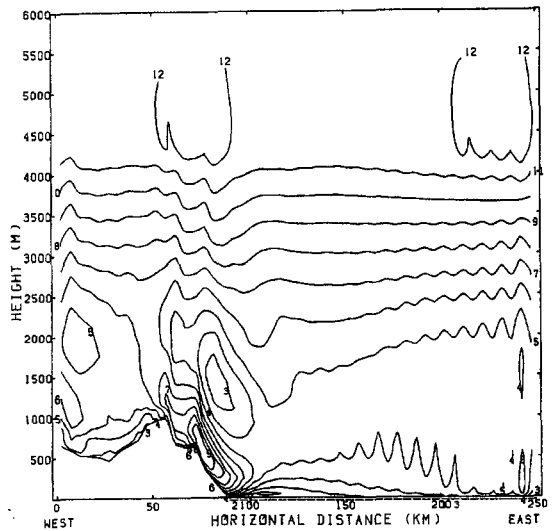


(b)

Fig. 7-1. (a) Wind (m/s) in a fine-mesh domain near Sokcho city at 0900 LST, August 15, 1995. Thin dash line and dark circle at the cross point of AB line and coastal line denote topography and Sokcho city. (b) Vertical profiles of wind (m/s) on a straight cutting line A-B (Mt. Mishirung-Sokcho city-East Sea) in Fig. 7-1a. Sok and sea denote Sokcho city and the East Sea. Calm wind zone is located in the inland coast or the coastal sea.



(a)



(b)

Fig. 7-2. (a) As shown in Fig. 7-1b, except for vertical wind speed (cm/s) and (b) wind speed (m/s).

므로, 순간풍속에 가까운 값을 나타낸다.  
또 본 모델의 계산결과는 초기 입력 시간인 13일 0900시 이후 39시간까지는 계산치의 관측치에 대한 정확도가 높으나 그 이후 시간인 42시간 계산치부터는 풍계가 잘 맞지 않는다. 따라서 본 모델의 운

용시에는 36시간 이내로 계산된 값을 사용하는 것이 합리적이며, 이보다 더 긴 시간에서의 예측에는 정확도가 떨어지므로 주의를 요한다. 속초 연안역에서 연안육지의 바람과 연안해역의 해상풍이 매우 상이하여 연안풍의 개념을 정리하는 의미로서

차이점을 재현시켜, 생성역학을 파악하였다.

연안해역에서 육지에서의 대기순환과 해양에서의 해수순환에서 가장 중요한 요소가 되는 대기의 순환의 계산에 여기서 제시된 모델을 활용한다면 연안의 육지와 해양에서의 표층풍의 차이와 무풍대와 같은 지역의 이동해가는 과정을 정확하게 파악할 수 있어, 폭풍예보시에 시간대별 해상풍의 예보에도 유용하게 활용할 수 있을 것이다. 앞으로 본 연구를 바탕으로 하여 연안해역에서의 풍성해류의 생성역학과 연안류의 변화에 따른 연안안개의 생성과정을 파악하거나 예측하는데 도움이 될 것으로 생각된다.

#### 4. 결 론

속초지방과 같이 높고 경사진 산악의 지형 특성과 분지 및 해양의 특성 모두 바람의 생성과 변화에 영향을 주는 지역에서는 해풍순환이 다소 복잡하고, 바람폭풍이 빈번하게 출현한다. 이것은 높은 산악, 분지 및 해양의 낮과 밤의 열수지의 차이에 의해 크게 영향을 받는다. 서쪽의 내륙에서 미시령의 정상을 넘어 동쪽 사면을 따라 하강하는 서풍이 강하면 강할수록 크게 하강풍이 발달하여 하강폭풍을 생성하게 되지만 낮에는 해양과 분지의 열적대류에 의해 해풍과 곡풍이 결합된 상승경사풍이 속초 연안분지에서 미시령의 사면을 따라 상승함에 따라 하강풍과 서로 대치하게 되어 풍속이 상쇄된다. 따라서 미시령의 동쪽사면을 따라 하강하는 하강풍속이 약해지기 때문에 하강폭풍은 생성되기 어렵다.

그러나 일몰 후에는 속초분지에서 열적대류가 없어지고, 산의 경사면과 강릉분지의 지면 냉각의 차이에 의해 산풍이 생성된다, 서풍과 산풍이 결합된 하강풍이 경사도가 매우 큰 미시령의 사면을 따라 내려오면서 더욱더 강한 바람으로 발달하고, 속초분지에서 해양으로 부는 육풍과 결합하여 하강폭풍으로 발달한다. 하강풍이 속초분지의 지면에 강하게 부딪치면서 상승하는 수리점프운동을 하게 되며, 이로 인해 속초분지의 상공으로 내부중력파의 발달을 초래한다. 따라서 연안해역에서 무풍지대가 나타나며, 연안을 기준으로 좌측인 연안 내륙에는 강풍이 형성되고 무풍의 우측인 외해에서 비교적 약풍이 형성된다.

자정인 0000시까지 여전히 연안해역에서 외해-연안-연안상공-해면으로 하강하는 낮의 해풍형태의 대기순환이 여전히 존재하며, 밤이 깊어갈수록 육지지면의 공기가 더욱 냉각되어 강화된 하강풍이 연안에서 외해까지 확장되면서 이와 같은 순환이

소멸된다. 익일 일출 이후에는 지면의 가열에 의한 해풍과 곡풍의 발달이 시작되어 상승경사풍이 미시령의 동쪽사면을 흐르는 하강풍과 대치하면서 뚜렷한 해풍순환을 연안역에서 다시 나타낸다.

#### 감사의 글

이 연구는 1999-2000년 과학기술부지원하의 “해양관측을 통한 해상풍 검증 및 예측연구-체계운용을 위한 가상해양환경 분석기술: 해양기상환경의 분석 및 예측기술”에 의해 이 연구가 부분적으로 수행되었으며, 한국해양연구원 김창식 박사님과, 기상청 기상연구소 서장원 박사님께 감사를 드립니다. 또한 2003-2005년 기상청 지원하에 “국지기상 예측기술개발-강원지방 폭설예측기술개발(I)”에 의해 연구가 병행되었으며, 기상청에 감사드립니다.

#### 참 고 문 헌

- 1) Choi, H., J. Seo and J. Nam, 2002, Evolution of wind storm over coastal complex terrain, *J. Environ. Sci.*, 11, 865-880.
- 2) Choi, H., Y. Zhang and S. Takahashi, 2004, Recycling of suspended particulates by the interaction of sea-land breeze circulation and complex coastal terrain, *Meteor. and Atmos. Phys.*, 87, 109-120.
- 3) Choi, H., 2004, Persistent high concentration of ozone during windstorm conditions in southern Korea, *Meteor. and Atmos. Phys.*, 87, 93-107.
- 4) 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, 4587-514.
- 5) Pielke, R. A., 1984, *Mesoscale meteorological modeling*, Academic Press, 612pp.
- 6) Zangl, G., 2002, Stratified flow over a mountain with a gap, *Linear theory and numerical simulations*, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 128, 927-949.
- 7) 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.
- 8) Holton, J. R., 1992, *Introduction to dynamic meteorology*, Academic Press, 1-510pp.
- 9) Bluestein, H. B., 1993, *Synoptic-dynamic mete-*

- orology in midlatitudes, Oxford Univ., 594pp.
- 10) Arya, S. P. S., 1988, Introduction to micro-meteorology, Academic Press, 1-307pp.
  - 11) 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.
  - 12) 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., 5-42pp.
  - 13) Choi, H. and Y. H. Zhnag, 2005, Monthly variation of sea-air temperature differences in the Korean coast, J. Ocean., 61, 2, JO#818, in printed.
  - 14) Takahashi, S., 1997, Manual of LAS model reviced by Dr. J. Sato, 50pp.
  - 15) NFRI, 1995, SST Satellite pictures of GMS taken by National Fisheries Research & Development Institute.
  - 16) 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.
  - 17) Orlanski, I. A., 1976, Simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, J. Comp. Phys., 21, 251-269.
  - 18) Yamada, T., 1983, Simulation of nocturnal drainage flows by a q2-1 turbulence closure model, J. Atmos. Sci., 40, 91-106.
  - 19) 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, 95-944.
  - 20) 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.
  - 21) Businger, J. A., 1973, Turbulence transfer in the atmospheric surface layer, In Workshop on Micrometeorology(D. A. Haugen, ed.), Amer. Meteor. Soc., 67-100pp.
  - 22) Monin, A. S., 1970, The atmospheric boundary layer, Annual Review of Fluid Mechanics, 2, 225-250.
  - 23) Deardoff, J. W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, Geophys. Res., 38, 659-661.