

태백산맥의 지형적인 효과와 관련된 강릉 지역의 강풍 사례에 대한 수치모의 연구

이 재 규

강릉대학교 대기환경과학과

(2003년 9월 23일 접수; 2003년 12월 3일 채택)

A numerical study of the orographic effect of the Taebak mountains on the increase of the downslope wind speed near Gangnung area

Jae Gyo Lee

Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Kangnung National University, Gangnung 210-702, Korea
(Manuscript received 23 September, 2003; accepted 3 December, 2003)

A numerical simulation for 11 February 1996 has been done to grasp main mechanisms of the occurrence of strong downslope winds near Gangnung area. The simulation performed by using ARPS (Advanced Regional Prediction System) showed that enhanced surface winds were not related with a reflection of vertically propagating gravity waves. Froude numbers were about 1.0, 0.4 and 0.6 for the atmosphere above Daekwanryoung and above a place located 220 km upstream, and above another place located 230 km downstream from the Taebak mountains, respectively. This suggested that as a subcritical flow ascended the upslope side of the Taebak mountains, Froude numbers would tend to increase according to the increase in wind speed, and near the crest the flow would become supercritical and continue to accelerate as it went down the downslope side until it was adapted back to the ambient subcritical conditions in a turbulent hydraulic jump. Simulated Froude numbers corroborated the hydraulic jump nature of the strong downslope wind. In addition, the inversion was found near the mountain top height upstream of the mountains, and it was favorable for the occurrence of strong downslope winds.

Key word : Hydraulic jump, Downslope wind, Froude number, Orographic effect, Subcritical flow, Supercritical flow, Inversion layer, Numerical simulation

1. 서 론

태백산맥의 동쪽에 위치한 영동 지역은 지형적인 영향으로 인하여 다른 지역과는 구별되는 기상 현상이 자주 나타나는데, 그 예로 풍하측 강풍 현상을 들 수 있다. 특히 이와 같은 현상은 봄철에 잘 나타나는 것으로, 중부 지방에 서풍 계열의 바람이 지속

적으로 불면서 기류가 태백산맥을 넘어 감에 따라, 풍하측에서 몹시 건조해지고 또한 강한 바람으로 증폭되어 나타나는 영동 지역의 강풍 현상이다. 이와 같이 건조하고 강한 바람을 양간지풍이라고 부르기도 하며 이러한 강풍 현상으로 종종 물질 피해를 겪기도 한다. 특히 이와 같이 몹시 건조하고 강한 바람은 영동지역에서 산불이 쉽게 발생할 수 있는 대기환경을 만들거나 또는 산불이 발생 한 후에는 급격히 산불을 확산시키는 역할을 하여, 영동 지역인 고성, 강릉, 삼척 등지에서는 이에 따른 막대한 산림이 소실되는 등 큰 물질 피해를 겪기도 하였다.

Corresponding Author : Jae Gyo Lee, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Kangnung National University, Gangnung 210-702, Korea
Phone : +82-33-640-2322
E-mail : ljgyoo@kangnung.ac.kr

일반적으로 기압 경도가 강한 경우에는 기압 경도에 비례하여 풍속이 증가한다. 그런데 종관 규모의 일기도상에서 우리나라 부근에서의 등압선이 거의 동서로 놓여 있으면서 영서 지역과 영동 지역에서의 남북간의 기압 경도 차가 거의 없는데도, 태백산맥을 기준으로 풍상측(영서지역)보다 풍하측(영동지역)에서의 풍속이 보다 크게 나타났다. 이러한 차이는 태백산맥이라는 지형적인 영향으로 인하여 발생한 것으로 볼 수 있다. 이론적인 연구에 따르면 기류가 산을 넘어 간 후, 풍하측에서 기류의 빠르기가 변할 수 있는데 이러한 변화를 주는 요인에는 지형과 같은 장애물의 크기와 모양, 대기의 연직 안정도¹⁾, 파동의 반사²⁾, 그리고 물땀 이론 등^{3,4)}이 있다. Holton⁵⁾에 따르면, 산맥의 풍하측 경사면에서 종종 강풍 현상이 관측되며, 어떤 경우에는 연직으로 전파하는 선형 중력파의 부분적인 반사에 의해 지상풍이 강화되기도 한다. 그러나 산악을 지나고 안정한 공기의 흐름과 연관되어 나타나는 강풍 현상들의 경우, 기본적으로 수력 모형(hydraulic model)을 이용하여 산맥 풍하측 경사면에서 나타나는 강풍 현상을 합리적으로 설명할 수 있다고 하였다.

한편, 유정아와 백종진⁶⁾은 일정한 부력 진동수와 풍속을 가지는 구조화되지 않은 대기를 가정하여 비정수적, 압축적 수치모형(ARPS모형)을 이용한 2차원 수치실험을 통하여 연속적으로 성층화된 유체와 고립된 종모양의 산악위를 지날 때 발생하는 흐름을 조사하여, 산악 주위에서의 흐름 체계가 3가지로 분류되었음을 밝혔다. 즉, 체계 I은 파동 파괴와 풍상측 저지가 모두 존재하지 않는 경우이며, 체계 II는 파동 파괴는 존재하지만 풍상측 저지는 존재하지 않는 경우이고, 체계 III은 파동 파괴와 풍상측 저지가 모두 존재하는 경우이다. 결론적으로 풍상측 저지 현상이 일어나기 위하여 항상 파동 파괴 현상

이 선행되어야 한다고 하였다.

본 연구에서는 종관적으로 기압 경도가 거의 균일한 대기 조건에서, 풍상측인 영서 지역(원주)보다 풍하측인 영동 지역(강릉)에서 바람이 보다 강한 경우의 사례를 선정하여 분석하고 또한, 간단한 종모양의 산악 형태 대신에 태백산맥을 포함한 실제의 지형 조건을 적용하여 수치모의 함으로써 태백산맥의 지형에 의한 강릉 지역의 강풍 현상을 이해하고자 한다.

사례 선정을 위하여 강릉의 바람이 8ms^{-1} 이상의 서풍 계열이면서 3시간 이상 지속적으로 발생한 날을 조사(1993년 1월~98년 5월 기상청 자료)한 결과, 이 조건을 만족한 날이 20일 정도이었으며, 그 중에서도 종관적인 기압 배치가 전형적인 남고북저형을 보인 사례는 1996년 2월 11일과 1997년 12월 19일이었다. 이 두 사례의 경우에서, 13시간 이상에 걸쳐 원주와 강릉의 풍속차가 평균 약 8ms^{-1} 내외이었다. 최종적으로 종관 기압계의 변화가 상대적으로 적어 보다 순수하게 지형 효과를 볼 수 있는 1996년 2월 11일의 강풍 사례를 연구 대상으로 선정하였다.

2. 1996년 2월 11일 강풍 사례 분석

대관령 및 강릉 지역에 바람이 강하게 불기 시작한 1996년 2월 11일 0000 UTC 지상 일기도(Fig. 1a)를 보면, 제주도 남쪽 해상에 고기압이 위치하고 있으며, 러시아 스타노보이 산맥 부근에 저기압이 위치하여 전형적인 남고북저형의 기압 배치를 보이고 있다. 이러한 기압 배치 상황에서 한반도 전역은 서풍 계열의 바람이 지배적임을 알 수 있으며, 영서와 영동 지역에서의 남북간의 기압 경도가 거의 같음을 알 수 있다. 이 시각의 850 hPa 상층 일기도에서도 중부 지역에서 등고선이 동서 방향으로 평행하게 놓여 있어(Fig. 1b), 이 고도에서도 서풍이 지

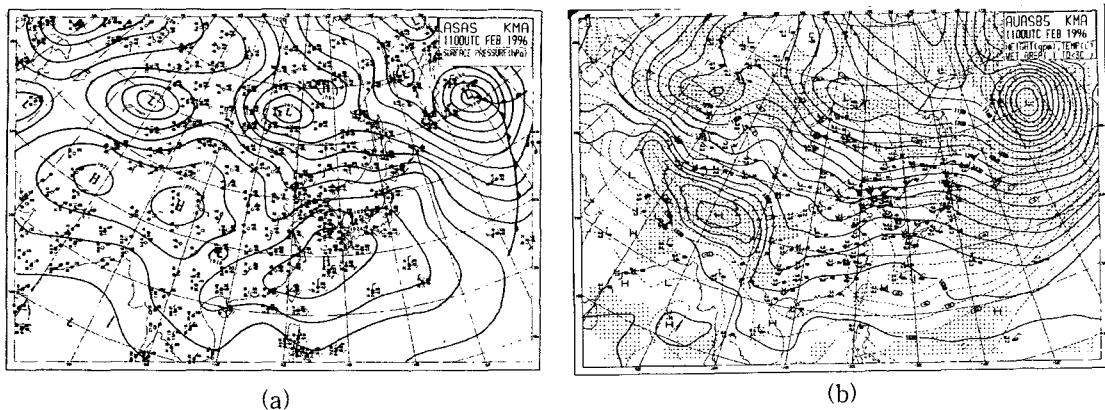


Fig. 1. Synoptic weather charts at 0000 UTC 11 February 1996 for (a) surface and (b) 850 hPa level.

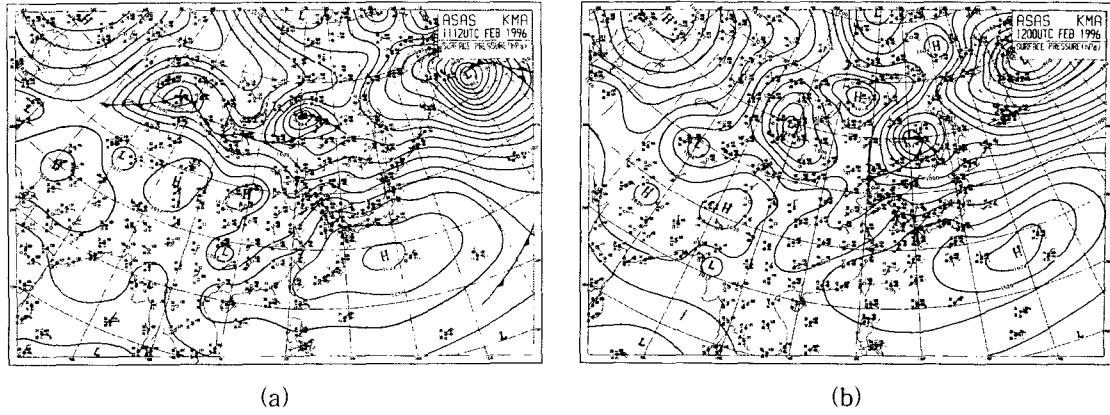


Fig. 2. Synoptic surface weather charts at (a) 1200 UTC 11 and (b) 0000 UTC 12 February 1996.

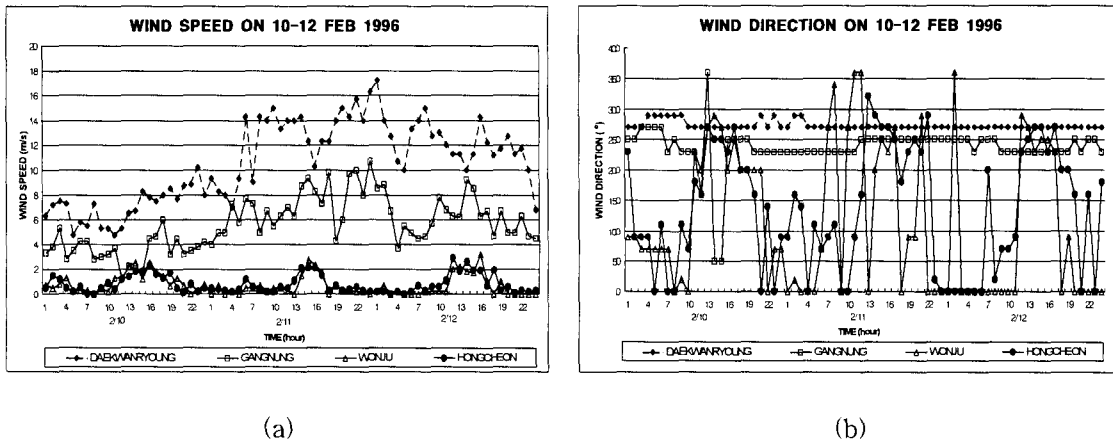


Fig. 3. The time series of (a) wind speed and (b) wind direction at Daekwanryoung, Gangnung, Wonju and Hongcheon for the period of 10~12 February 1996.

배적임을 알 수 있다. 11일 1200 UTC에는 제주도 부근에 위치하였던 고기압이 일본 남쪽 해상으로 이동하였고, 중국 동북 지역에 위치하였던 저기압이 남하하면서 우리나라의 중부 지역에서 등압선 간격이 전 시간보다 약간 조밀해졌으나 기압계 자체는 큰 변화는 없었다(Fig. 2a). 12일 0000 UTC에는 북쪽을 지나는 저기압이 다소 남하하여 중국 동부 지역에 위치하나, 우리나라의 중부 지방에서는 여전히 등압선이 동서 방향으로 유지되고 있다(Fig. 2b). 이러한 종관 일기도의 양상은 적어도 24시간 동안에는 중부지방의 기압계 패턴은 큰 변화가 없이 유지되면서 서풍계열의 기류가 지배적임을 알 수 있다.

Fig. 3은 대관령, 강릉, 원주, 홍천의 매 시간별 풍속과 풍향을 보여 주며, 이 지점들을 선택한 이유는 태백산맥을 기준으로 원주와 홍천은 풍상측에, 그리고 대관령은 산 정상 부근에 그리고 강릉은 풍하측에 각각 위치하고 있어, 기류가 태백산맥을 넘

어 가면서 일어나는 대기의 변화를 잘 관측할 수 있는 지점에 위치하고 있기 때문이다. Fig. 3a를 보면, 2월 11일 1400 LST부터 12일 0200 LST까지 강릉 지역에서는 풍속이 8ms^{-1} 이상의 바람이 약 10시간 정도 발생하고 있다. 이 시간대의 대관령에서의 풍속은 최저 10ms^{-1} 에서 최대 17ms^{-1} 로 저지대인 강릉보다 훨씬 강한 바람이 발생하고 있다. 풍향 변화(Fig. 3b)를 보면 바람이 강하게 부는 대관령이나 강릉 지역은 남서~서풍이 지속적으로 불고 있다. Fig. 3a에서 풍속의 시간에 따른 변화를 보면, 강릉의 경우, 11일 0600 LST시경부터 꾸준히 증가하던 풍속이 1400 LST경에는 8ms^{-1} 이상을 넘어서고, 12일 0200 LST까지 대체적으로 증가하는 양상을 보이고 있다. 반면에 풍상측인 홍천과 원주에서는 풍속이 $1\sim 2\text{ms}^{-1}$ 를 유지하고 있으며 풍속의 변화도 극히 작았다.

이와 같이 종관적으로 기압 경도가 거의 균일한

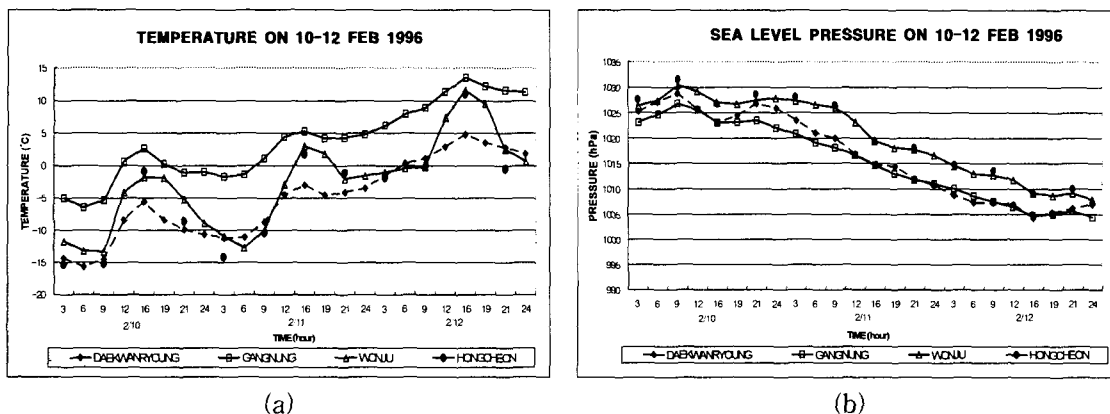


Fig. 4. As in Fig. 3, except for (a) temperature and (b) sea level pressure.

기압배치 상황에서 영서 지역과 영동 지역에서의 풍속이 크게 차이가 나는 것은 태백산맥의 지형적인 영향에 의한 것임을 알 수 있다. 한편, 홍천 및 원주 지역은 풍향 변화가 큰데, 이것은 평지 지역이고 일기도에 나타난 등압선의 간격이 넓어 종관 규모의 풍속이 약하여 지배적인 바람이 없기 때문이다.

Fig. 4는 강풍이 발생한 1996년 2월 10일에서부터 12일까지의 3일간의 기온 및 해면기압의 시간에 따른 변화를 보여준다. 홍천 지역의 경우에는 기온과 기압의 관측시간 간격이 6시간이고 그 외의 지역에서는 3시간 간격이어서, 홍천의 기온 및 해면기압의 표시는 검은 굵은 점으로 표시하였다. 기온의 경우 (Fig. 4a), 강릉 지역에서 강풍이 발생한 11일 1400 LST부터 12일 0200 LST까지 홍천 및 원주 지역은 시간이 지남에 따라 대체로 기온이 낮아지거나 거의 일정한데 비하여 강릉 지역은 기온이 일정하게 유지되거나 상승하며 원주 및 홍천 지역보다 최대 7°C 이상 온도가 높게 나타난다. 이러한 영동과 영서 지역간의 온도차이는 태백산맥을 넘는 바람이 풍하측 사면을 따라 내려가면서 단열 압축을 받아 기온이 상승하여 나타난 것이다.

Fig. 4b의 해면 기압의 시간에 따른 변화를 보면, 전 지역에서 해면 기압은 바람이 강하게 불기 시작하는 11일 오후부터 점차 낮아지고 있는데 이것은 우리나라 북쪽에 자리잡은 저기압이 다소 남하하는 것과 관련이 있다. 태백산맥과 같이 지형이 비선형적인 산악에서 풍하측 강풍 현상이 발생하면 풍하측에서 기압 강하 현상이 나타나며, 또한 단열압축에 따른 기온 상승으로 인하여 풍하측에서는 정역학적으로 기압이 하강하게 된다. 박순태⁷⁾의 수치모의 실험에 의하면 풍상측에 비하여 풍하측의 풍속이 2배 이상 될 때 양측에서의 기압 차이가 크게 나타났다. 본 사례의 경우, 강풍 발생 전일에는 강릉과

원주의 해면 기압차이가 평균 3.9 hPa정도 강릉이 낮았으나, 강풍 발생 당일에는 강릉이 원주보다 평균 6.3 hPa정도 더 낮게 나타났다.

강릉 지역에서 강풍이 발생하기 시작한 11일 0000 UTC의 오산 상공의 연직 탐측자료(Fig. 5)를 보면 지표면에서 1000 hPa면(약 130 m)까지는 풍속 변화가 없으나 1000 hPa면에서 700 hPa면(약 3000 m)까지는 풍속 증가로 연직 바람 시어가 크게 나타나고 있으며, 풍향은 남서 방향에서 북서 방향으로 순전(veering)하여 온난 이류가 있음을 알 수 있다. 고도에 따른 기온의 변화를 보면, 지표면 부근에서는 다소 불안정하나, 1000 hPa면에서 980 hPa면까지 기온 역전층이 형성되어 있고, 그 위의 870 hPa면 부근과 650 hPa면 부근에서 기온 역전층이 존재하며, 250 hPa면 이상에서도 하나의 기온 역전층이 존재하고 있다. 특히 대기경계층에서의 역전층은 풍상측 대기의 상승 운동을 저지하는 역할을 하고 있으며, 풍하측 강풍 현상과 관련이 있는 것으로 해석된다.

정리하면, 이 사례의 경우, 종관 규모의 기압 정도가 거의 균일한 상황에서 태백산맥을 사이에 두고 풍하측인 강릉 지역에서 풍상측인 원주 지역에 비하여 3~4배 정도 풍속이 컸으며, 대류권 하층에서 기온 역전층이 존재하였다. 한편, 풍상측에서 뚜렷한 강수 현상이 나타나지 않아, 풍하측에서의 고온 현상은 전형적인 쾨 현상으로 해석되기보다는, 풍상측의 보다 높은 고도에 위치한 건조 공기가 하강하면서 단열 압축되어 기온이 상승한 것으로 해석되었다.

3. 수치 모델 및 모의 설계

3.1 모델

이 연구를 위하여 사용한 모델은 CAPS(Center for Analysis and Prediction of Storms, University

of Oklahoma)에서 개발한 ARPS⁸⁾(Advanced Regional Prediction System)이다. 이 모델은 3차원, 비정역학 모델로서, 수 m에서 수 백 km의 규모에 이르는 다양한 대기 현상을 나타내는데 적합한 모델이다. 이 모델의 지배 방정식은 직각 속도 성분, 섭동 온도, 섭동 기압, 수증기 혼합비, 구름물 혼합비, 빗물 혼합비, 구름 빙정 혼합비, 눈 혼합비, 우박 혼합비 그리고 아격자 규모의 난류운동 에너지에 대한 예단 방정식들과 습윤 공기에 대한 상태 방정식으로 구성되어 있다. 그 외에 지면 온도, 심토 온도 (deep soil temperature), 지면 수분량, 심토 수분량에 대한 예단 방정식으로 구성되어 있다. 일반화된 지형좌표를 사용하고, 연직 방향으로 격자 간격이 증가할 수 있는 확장 격자(stretching grid)를 사용한다.

난류혼합 과정은 1.5차 마감법⁹⁻¹¹⁾을 사용하였고, 표면 물리 과정 중에서 표면 플럭스는 안정도에 따라서 변하는 표면 항력 계수, 예측된 표면 온도 및 수분 함유량으로부터 계산된다. 지표 물리과정은 수정된 Businger 공식¹²⁾을 이용하였다. 대기 경계층의 깊이는 예단되는데 안정한 경계층에 대해서는 Nieuwstadt and Tennekes¹³⁾의 혼합고 성장 방정식으로, 불안정한 경계층에 대해서는 Gryning and Batchvarova¹⁴⁾의 혼합고 성장 방정식을 사용하였다. 구름 미시물리과정은 빙정 미세물리¹⁵⁾를 적용하였다.

모델은 u, v, w 그리고 질량 변수가 차격자상에 표현되는 Arakawa-C 격자상에서의 유한 차분법을 사용하였으며, 이 모델에서는 압축성 대기의 방정식이 사용되므로 변수들의 시간 경향 항 중 이동 속력이 큰 음파와 관련된 항은 작은 시간 간격(3초)으로

적분하는 시간 분할 방법(Time-splitting method)을 사용하였다. 큰 시간 간격(6초) 적분은 등넘기(Leap-Frog) 시간 차분법을 이용하였으며, 작은 시간 간격으로 적분하는 경우, 안정한 Crank-Nicolson¹⁶⁾방법을 사용하였다. 그리고 모든 이류 계산에 4승차수(fourth order)의 공간 차분을 적용하였다.

3.2 모의 설계

영동지역의 강풍 현상을 모의하기 위하여 태백산맥의 실제 지형을 하층 경계로 하여 모델에 반영한 3차원 모의를 하였다. 수평 격자는 동서, 남북 모두 4 km 간격으로 동서 및 남북 방향으로 각각 179개이다. 연직 격자는 30개이며 기본적인 연직 격자의 간격은 500 m이다. 최하층의 고도는 10 m이며 점차 상층으로 갈수록 쌍곡선 탄젠트(Hyperbolic tangent)함수에 의해 격자 간격이 늘어나도록 하였다. 모델 영역의 중심은 129.0 E, 39.3 N으로 하였고 계산 영역은 동서로 716 km, 남북으로 716 km 그리고 연직으로 15 km이다. 영역내의 지형 자료는 CAPS에서 제공한 30초 간격(약 1 km)의 자료를 사용하였다.

한편, 보다 간단하게 태백산맥에 의한 강풍현상을 모의하기 위하여 한 지점(오산)의 연직 탐측자료를 이용하여 연직 방향으로 내삽하였고, 모델의 수평 영역에 대해서도 열역학 및 운동량 변수가 수평적으로 균일하게 입력되도록 하였다. 참고로, 한 지점의 자료 대신에 영역의 초기 및 경계 자료를 사용하여 모의할 수 있으나, 이 경우 시간에 따른 또 다른 외부 강제력에 의하여 순수한 지형적인 효과가 약화될 가능성이 많아, 여기서는 오산의 연직 탐측자료를 이용하였으며, 또한, 이 논문에서 이어 계속해서, 대기 성층의 온도 구조에 따른 바람의 강도 변화를

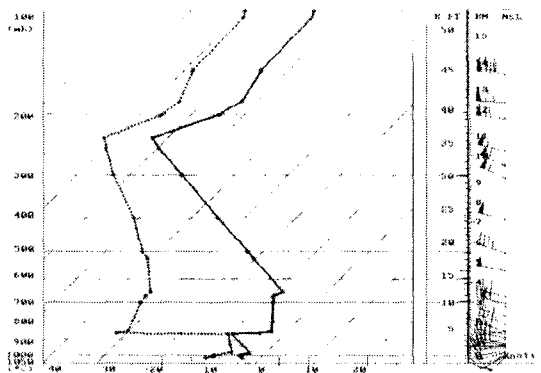


Fig. 5. Vertical soundings at 0000 UTC 11 February 1996 at Osan. Right dark dashed line and left light dashed line denote air temperature and dew point temperature, respectively.

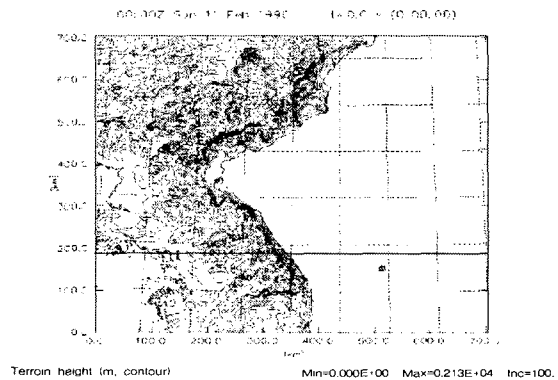


Fig. 6. ARPS model domain and its model terrain(100 m intervals). A bold straight line stands for a path of cross section, passing a observation site, Gangnung.

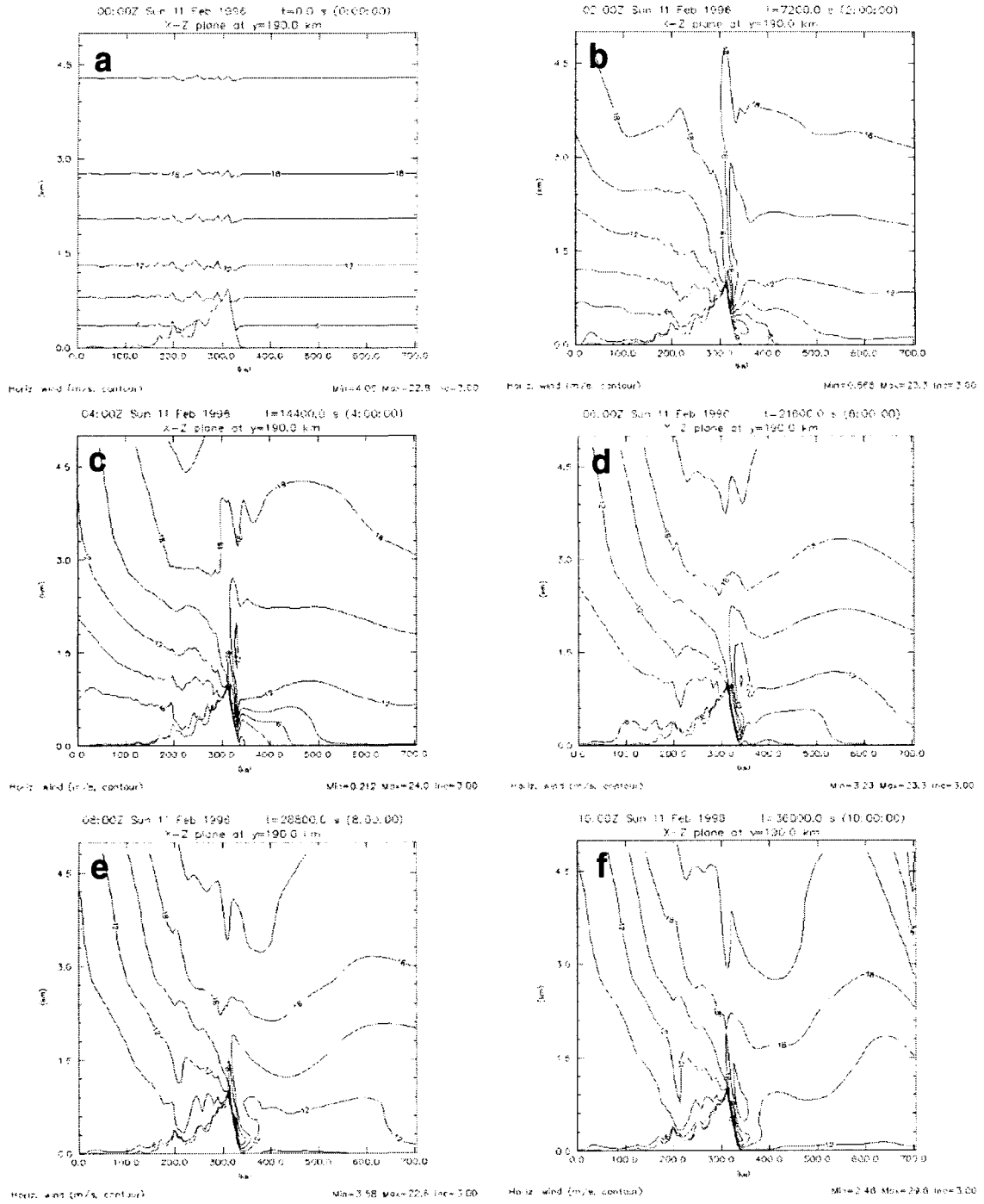


Fig. 7. The vertical cross-sections of horizontal wind speed (3ms^{-1} intervals) at (a) initial time, (b) 2h, (c) 4h, (d) 6h, (e) 8h and (f) 10h integration.

연구하기 위한 수치 실험을 염두에 두었기 때문에 한 지점의 연직 탐측자료를 이용하게 되었다. 초기 기본 장으로 1996년 2월 11일 0000 UTC

의 오산 상공의 바람 및 온도 자료(Fig. 5)를 이용하였으며, 14시간 적분하였다. 측면 경계 조건은 Orlanski¹⁷⁾의 복사 경계 조건을 사용하였으며 상부

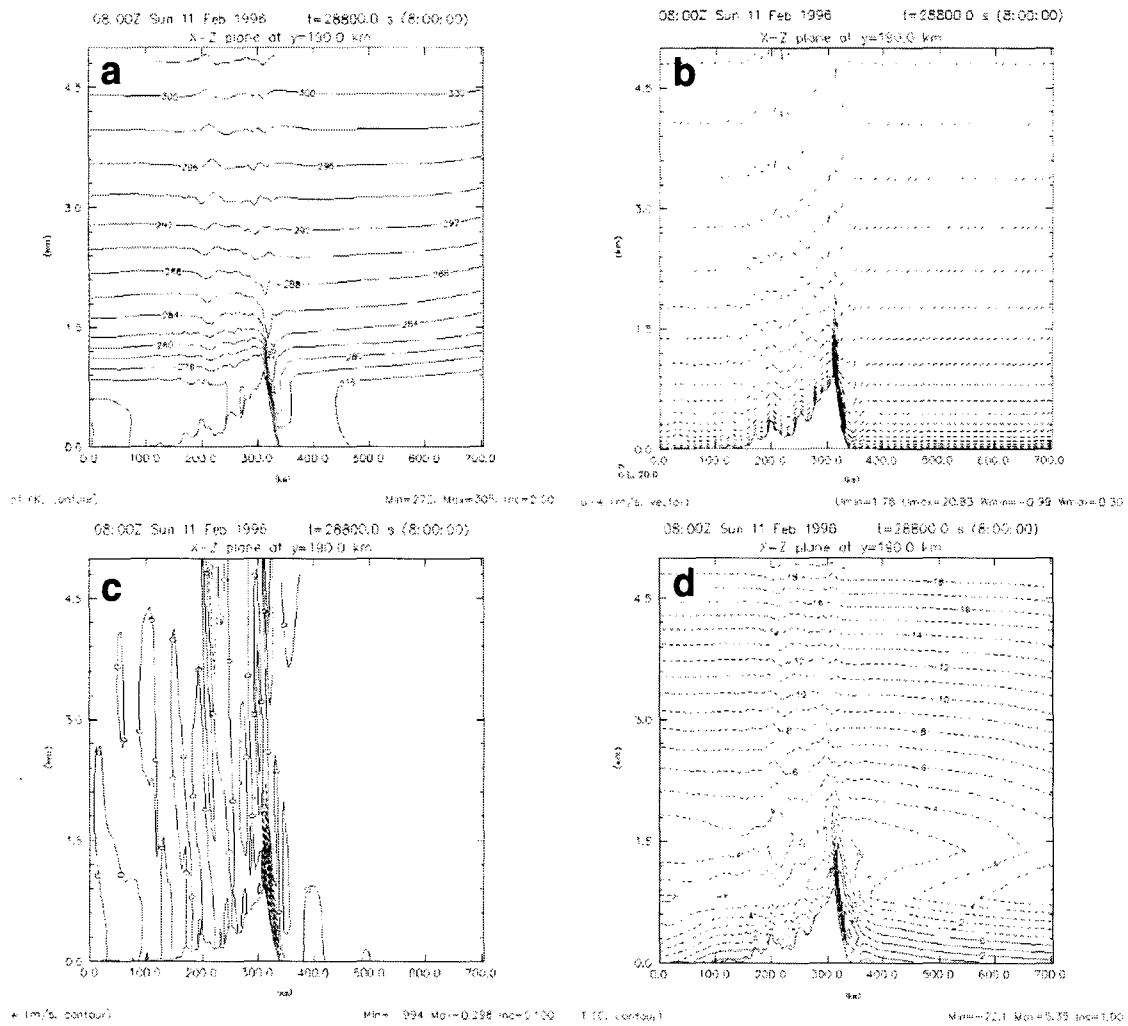


Fig. 8. The vertical cross-sections of (a) potential temperature (2 °K intervals), (b) u-w, (c) w (10cms⁻¹ intervals) and (d) temperature (1 °K intervals) at 8h integration. Length scales for the components of the wind vector in Fig. 8b in ms⁻¹ are given at lower left corner of the figure.

와 하부 경계 조건은 딱딱한 벽(rigid wall) 조건을 선택하였으며, 중력파가 모델 상부 경계에서 반사되는 것을 완화하기 위하여 고도 11 km로부터 상부 경계인 15 km 까지의 4km를 레일레이 완화 층(Rayleigh damping layer)으로 설정하였다.

4. 수치모의 결과 및 분석

Fig. 6은 ARPS모델 영역과 이 모델에 적용한 지형 고도를 나타낸 것으로, 이 모델의 수평 격자간격은 4 km이다. 특히, 영동 지역에서 등고도선이 보다 집중되어 산경사면이 보다 가파름을 알 수 있다. 그리고 그림에서 굵은 직선은 뒤에서 언급할 연직 단

면도의 축을 나타내는 것으로 강릉을 동서로 가로 지르는 방향이다. Fig. 7은 수평바람 속력($\sqrt{u^2+v^2}$)에 대한 연직 단면도로서 초기 시각으로부터 10시간까지 2시간 간격으로 그린 그림이다. 시간에 따른 풍속의 변화를 살펴보면, 초기 시각에 풍상측과 풍하측의 600 m 고도를 기준으로 풍속이 7~8ms⁻¹로 시작하였으나 2시간 후에는 12ms⁻¹이상의 풍속대가 태백산맥의 풍하측 산사면 600 m 고도 부근에 위치하고 있어, 산 사면을 따라 풍속이 가속되었음을 알 수 있다. 특히 산 허리 부근에는 21ms⁻¹이상의 최대 풍속역이 위치하고 있다. 이 시간 이후에도 이러한 형태를 거의 유지하였고, 다만 최대 강풍역이 시간

이 경과함에 따라 산악 경사면을 따라 동해안쪽으로 확장하였다. 즉, 8시간 후에는 12ms^{-1} 이상의 풍속대가 풍하측 해안까지, 그리고 10시간 후에는 동해상으로 확장하였다. 해안선 근처에서는 초기시각에 약 3ms^{-1} 로 시작하였던 풍속이 8시간 후에는 약 12ms^{-1} 로 4배 정도로 증가되었다. 관측에 의하면, 이 시간대의 대관령의 평균 풍속값들이 $14\sim 17\text{ms}^{-1}$, 그리고 강릉에서는 10ms^{-1} 내외이어서 수치모의와 관측값이 어느 정도 잘 일치함을 알 수 있어, 수치모형이 전반적으로 강풍현상을 잘 모의한 것으로 보인다.

Fig. 8은 8시간 후의 주요 기상 변수들에 대한 연직 단면도이다. 그런데 이 시간대를 선택한 이유는 이 시간 동안에 강풍 현상이 활발하였고, 또한 이 시간대를 전후로 주요 기상변수들의 패턴에 큰 변화가 없었기 때문이다. 참고로 이 연구에서는 강풍 현상이 발생하는 과정에 중점을 두었기 때문에 물뿔 현상이 소멸되는 상황은 모의하지 않았으며, 14시간의 적분으로 강풍현상이 발생하는 과정을 잘 볼 수 있었다. Fig. 8a는 온위에 대한 연직 단면도이다. 공기가 단열적인 운동을 하는 경우, 기류는 온위선을 따라 이동하기 때문에 온위의 연직 단면도로부터 공기의 연직 운동을 추정할 수 있다. 풍하측의 산 정상 부근과 산 허리에서는 등온위선의 기울기가 아래로 크게 기울어져 있어 강한 하강 운동역이 존재하고 있음을 잘 보여 주고 있으며, 등온위선의 최대 연직 변위는 약 0.9 km 정도이며, 최대 온위 섭동(perturbation)은 9 K 정도(그림 생략)이다. 이러한 형태는 뒤의 u-w의 연직 단면도(Fig. 8b)에서 나타난 강한 하강 운동역과 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 또한, 풍하측 산경사면 부근에서 등온위선의 기울기가 거의 수직($\frac{d\theta}{dz} \approx 0$)으로 가파르게 서

있어 물뿔 현상을 잘 보여 주고 있다. 그리고 풍하측 산 경사면 부근에서의 등온위선의 굴곡은 앞에서 언급한 것처럼 뚜렷하였으나, 그 영역을 벗어나서는 등온위선이 다시 수평을 유지하여 풍하측으로 또 다른 파동이 형성되지 않았다. 이 사례의 경우, 평균상태 임계고도(mean state critical level)가 존재하지 않았으며, 또한, 파동 파괴(wave breaking)가 형성되지 않았다.

참고로, Durran¹⁸⁾은 활강 강풍이 발생하는 경우를 3가지로 나누었는데,

1. 산 정상 상공에서의 역류(reversal flow)의 존재, 즉, 평균-상태 임계고도가 존재하거나,
2. 역류는 존재하지 않지만 (산맥의 고도가 높고, 후진 또는 약한 전진 층밀림이 있어) 대류권 또는

- 하부 성층권에서의 파동 파괴가 있거나,
3. 역류와 파동 파괴는 없지만, (산맥의 고도가 높고, 산맥을 가로지르는 고도부근에서 안정도가 높고(역전층의 존재), 그리고 그 고도 위로는 안정도가 다소 낮으며, 후진 또는 약한 전진 층밀림이 있어) 뚜렷하게 파가 깊어진 경우에 발생한다고 하였다.

이 연구 사례의 경우는 3의 경우에 해당하여, 산맥의 고도가 높고, 산 정상 부근의 역전층의 존재로 파가 깊어진 사례로 볼 수 있다.

Fig. 8b는 u-w 벡터의 연직 단면도이다. 풍상측의 산 경사면을 따라 공기가 상승 운동을 하며, 산 정상 상공과 풍하측 산 경사면을 따라 강한 하강 운동을 하고 있다. 특히 고도 2 km에서 산 정상 부근 사이에서 특히 강한 하강운동이 있음을 알 수 있으며, 이 영역에서의 최대 하강속도는 약 1ms^{-1} 정도이었다. 이러한 하강 운동역의 존재는 상층의 운동량이 급격히 하층으로 운반되어짐을 보여준다고 할 수 있다. 한편, 이러한 하강 운동역에서 풍하측으로 수 km 정도 떨어진 곳에서 상승 운동역(최대 0.3ms^{-1})이 있음을 알 수 있는데 이렇게 급변하는 양상은 앞에서 언급한 물뿔 현상과 관련이 있다고 보여진다. 여기서 그 관련성을 근사적으로 알아보기 위하여, 산 정상에서 풍상측으로 약 220 km 정도 떨어진 지점의 상공과 산 정상 부근의 대관령 상공 그리고 풍하측으로 약 230 km 정도 떨어진 지점의 상공에서의 Fr 값을 근사적으로 각각 계산하였다. 여기서 Fr값을 구하는 식은 Hoinka¹⁹⁾의 방법을 따랐다.

$$Fr = U [g \Delta \theta \cdot \frac{Z}{\bar{\theta}}]^{-1/2}$$

여기서 U는 강풍이 나타나는 고도내에서의 바람의 동서 성분의 평균 크기, Z는 역전층 고도, $\Delta \theta$ 는 역전층 사이에 있는 두 층의 온도 차, 그리고 $\bar{\theta}$ 는 역전층에서의 평균온위이다. 계산을 한 결과, 산 정상에서 풍상측으로 약 220 km 정도 떨어진 지점의 상공에서의 Fr 값은 약 0.4, 산 정상 부근의 대관령 상공에서는 약 1.0 그리고 풍하측으로 약 230 km 정도 떨어진 지점의 상공에서는 약 0.6 정도이어서 기류가 물뿔(hydraulic jump)적인 성격을 갖고 있음을 추정할 수 있다. 즉, Holton⁵⁾의 설명처럼, 연직으로 전파하는 산악파의 권계면에서의 부분적인 반사에 의한 국지 강풍으로 보기보다는 풍상측에 멀리 떨어진 지점에서의 임계이하적(subcritical) 흐름($Fr \approx 0.4 < 1.0$)이 풍상측 경사면을 따라 상승하면서 풍속의 증가와 중력파의 속력이 감소함에 따라 산악의

정상 부근에서 흐름이 임계초과적(supercritical) 흐름 ($Fr \approx 1.0$)으로 바뀌면서 풍하측 경사면을 따라 내려가는 과정에서 계속 가속되어지며, 이러한 가속은 난류적 물 뿜(turbulent hydraulic jump)을 겪고, 풍하측 멀리에서 주변의 임계이하적 조건($Fr \approx 0.6 < 1.0$)에 기류가 적용될 때까지 지속되어져 풍하측 경사면에서 큰 속도가 나타난 것으로 볼 수 있다.

Fig. 8c는 w에 대한 연직 단면도이다. 풍상측 산 경사면에서는 지형의 굴곡에 따라 약한 상승역이 위치하고 있으며, 풍하측 산 경사면에서는 강한 하강역이 좁은 영역에 걸쳐 있다. 그리고 이 영역 넘어 약한 상승과 하강 구역이 교차하여 나타나며 그 진폭은 약함을 알 수 있다.

Fig. 8d는 기온에 대한 연직 단면도로서 고도 약 1.5 km 주위로 기온의 역전층이 존재하고 있음을 잘 보여 주고 있는데, Hoinka¹⁹⁾와 Durran⁴⁾의 연구 사례처럼 배경 기류(background flow)의 역전층이 산 정상 부근에 위치함에 따라, 풍하측에서 강풍이 발생할 수 있는 조건을 갖추었으며, 이와 같은 강한 역전의 존재는 기류가 수력(hydraulic) 특성을 갖게 한다.

풍하측 산 경사면을 따른 하강운동에 의한 국지적인 기온 상승으로 고온역이 산 경사면을 따라 뚜렷하게 형성되었음을 볼 수 있다. Whiteman²⁰⁾은 고온역 아래에서는 정역학적으로 기압 하강이 일어남에 따라, 지표 부근에서 기압이 감소하게 되어 풍상측과 풍하측 사이의 기압 경도가 보다 더 강화되어져 풍속의 증가에 기여한다고 하였으며, 또한, 활강 강풍(downslope windstorm)이 단파골(short wave trough)이 도착하는 때와 일치한다면, 기압 경도는 더욱 강화되어 풍속이 크게 증가한다고 하였다. Fig. 8d를 Fig. 7e와 Fig. 8b와 같이 보면, 산허리 부근에 국지적인 최대 기온역이 존재하며, 이 최대 기온역 부근에 최대 풍속역이 위치하고 있음을 알 수 있다.

한편, 강풍 발생 당일의 관측에서도 강릉이 원주보다 평균적으로 약 6 hPa 정도 해면기압이 낮아(수평 기압 경도는 약 3.8 hPa/100 km에 해당함.) 영동과 영서지역의 기압 차이가 뚜렷하게 나타났다. 한편, 수치모의 자료에 따르면 수평 기압 경도는 산맥을 중심으로 약 3.2 hPa/100 km 정도이었는데, 실제 관측 자료를 이용하여 계산한 수평 기압 경도 값과 비슷하였다.

참고로 태백산맥의 경우, 산맥의 풍상측 서쪽면보다 풍하측 동쪽면의 경사가 아주 급한 지형을 이루고 있다. 이와 같이, 경사가 가파른 동쪽면에서 강한 활강 바람이 발생하였는데, Lilly and Klemp²¹⁾ 그리

고 Saito and Ikawa²²⁾의 연구에서도 산악의 비대칭성이 강한 활강 바람의 발생에 기여한다고 하였으며, Miller and Durran²³⁾은 산악의 비대칭성이 중요하기보다는 단순히 풍하측 경사면의 가파른 정도가 중요하다고 언급하였다.

5. 종합 및 결론

사례 분석에서 본 바와 같이, 종관 일기도 상에서 영서와 영동 지역의 남북 방향의 기압 경도가 거의 균일한 상황하에서, 강풍이 발생한 시간 동안에 풍하측인 강릉 지역에서의 평균 풍속은 10ms^{-1} 내외이었으며, 풍상측인 홍천과 원주 지역에서는 평균 풍속이 약 $1\sim 2\text{ms}^{-1}$ 정도이었다. 즉, 풍상측과 풍하측의 풍속차가 $8\sim 9\text{ms}^{-1}$ 로 풍하측의 풍속이 풍상측보다 3~4배 강하였다. 그리고 풍상측인 오산 상공 약 1 km 부근(산맥의 정상고도 부근에 해당)에서 기온 역전층이 나타나, 활강 강풍현상이 발생한 여러 사례의 대기 구조와 유사하였다.

한편, 1996년 2월 11일의 오산 지역 상층 자료를 이용한 수치모의 결과를 분석하면, 풍하측의 사면으로 강한 풍속역의 중심이 위치하였고, 모의된 풍속도 관측 값에 가깝게 모의를 하여 강릉 지역에서의 강풍 현상을 잘 모의하였다. 풍상측 태백산맥 경사면을 따라 공기가 상승 운동을 하였으며, 그리고 산맥 정상과 풍하측 산경사면을 따라서는 공기가 빠른 속도로 산아래 쪽으로 하강 운동을 하였고, 그 후 해안선을 벗어나면서 바로 상승 운동을 하였다. 이러한 형태의 움직임은 물뿜의 전형적인 형태이다. 정량적으로 확인하기 위하여 Fr 값을 계산하였는데, 산 정상 부근의 대관령 상공에서의 Fr 값은 약 1.0 정도, 그리고 산 정상에서 풍상측으로 약 220 km 정도 떨어진 지점의 상공, 그리고 풍하측으로 약 230 km 정도 떨어진 지점의 상공에서의 Fr 값은 각각 약 0.4와 0.6 정도이어서, 풍하측에서의 강풍 현상은 풍상측에서의 임계이하적 흐름이 풍하측에서의 임계초과적 흐름으로 바뀌어 나타나는 물뿜 현상과 관련이 깊음을 알 수 있었다.

즉, 이 사례의 경우, 임계이하적 흐름이 태백산맥의 풍상측 산경사면을 따라 상승하는 과정에서 풍속의 증가와 증력과의 속력이 감소함에 따라, 산맥의 정상에서 흐름이 임계초과적 흐름으로 바뀌어 풍하측 경사면을 따라 내려가면서 계속 가속되어지며, 이러한 가속은 난류적 물 뿜을 겪으면서 주변의 임계이하적 조건에 기류가 적용될 때까지 지속되어져, 태백산맥의 풍하측에 위치한 강릉지역에서 강풍 현상이 나타난 것으로 볼 수 있었다.

감사의 글

본 연구는 2002년도 강릉대학교 학술연구조성비 지원에 의하여 수행되었으며, 부분적으로 기상청에서 시행하는 기상지진기술 개발사업의 하나인 국지 기상 예측기술개발/강원지방 폭설 예측기술 개발 과제에서 수행된 것입니다.

참 고 문 헌

- 1) Atkinson, B. W., 1981, *Meso-Scale Atmospheric Circulation*, Academic Press, New York, 496pp.
- 2) Klemp, J. B. and D. K. Lilly, 1975, The dynamic of wave-induced downslope wind, *J. Atmos. Sci.*, 32, 320-339.
- 3) Long, R. R., 1953, A laboratory model resembling the "Bishopwave" phenomenon, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34, 205-211.
- 4) Durran, D. R., 1986, Another look at downslope windstorm. Part I: The development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid, *J. Atmos. Sci.*, 43, 2527-2543.
- 5) Holton, J. R., 1992, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3rd ed., Academic Press, New York, 511pp.
- 6) 유정아, 백종진, 1999, 고립된 산악위에서의 이차원 성층화된 흐름의 흐름체계, *한국기상학회지*, 35(3), 384-394.
- 7) 박순태, 2001, 동계 동부지역 강풍에 대한 연구 (태백, 소백산맥 풍하측 강풍에 관하여), *(대기)한국기상학회보*, 11(3), 169-172.
- 8) Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro and K. Brewster, 1995, *ARPS version 4.0 user's guide*, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 380pp.
- 9) Deardorff, J. W., 1972, Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 29, 91-115.
- 10) Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978, The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.
- 11) Moeng, C. H., 1984, A large eddy simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2052-2062.
- 12) Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971, Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- 13) Nieuwstadt, F. T. W. and H. Tennekes, 1981, A rate equation for the nocturnal boundary-layer height, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1418-1429.
- 14) Gryning, S. E. and E. Batchvarova, 1990, Simple model of daytime boundary layer height, *The 9th Symposium on Turbulence and Diffusion*, Amer. Meteor. Soc., 379-382pp.
- 15) Tao, W. K. and J. Simpson, 1993, *Goddard cumulus ensemble model, Part I: Model description*, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 4, 35-72.
- 16) Crank, J. and P. Nicolson, 1947, A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type, *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 43, 50-67.
- 17) Orlanski, I., 1976, A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comput. phys.*, 21, 251-269.
- 18) Durran, D. R., 1990, Mountain waves and downslope winds, In: Blumen, W. (ed.), *Atmospheric processes over complex terrain*, Amer. Meteor. Soc., Boston, Massachusetts, Meteor. Monogr., 23(45), 59-81.
- 19) Hoinka, K. P., 1985, A comparison of numerical simulations of hydrostatic flow over mountains with Observations, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 719-735.
- 20) Whiteman, C. D., 2000, *Mountain meteorology*, Oxford University Press, New York, 355pp.
- 21) Lilly, D. K. and J. B. Klemp, 1979, The effects of the terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves, *J. Fluid Mech.*, 95, 241-261.
- 22) Saito, K. and M. Ikawa, 1991, A numerical study of the local downslope wind "Yamajikaze" in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 31-56.
- 23) Miller, P. P. and D. R. Durran, 1991, On the sensitivity of downslope windstorms to the asymmetry of the mountain profile, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1457-1473.