Atmosphere, **17**(3), 231-240 September 2007

두 개의 산악 위에서의 연속적으로 성층화된 흐름의 흐름 체계

한지영[1] · 김재진[2] · 백종진[1,*]
[1]서울대학교 지구환경과학부
[2]부경대학교 환경대기과학과
(2007년 4월 28일 접수; 2007년 6월 30일 승인)

Flow Regimes of Continuously Stratified Flow over a Double Mountain

Ji-Young Han[1], Jae-Jin Kim[2] and Jong-Jin Baik[1,*]
[1]*Shool of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University*
[2]*Department of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University*
(Manuscript received 28 April 2007; in final form 30 June 2007)

Abstract

The flow regimes of continuously stratified flow over a double mountain and the effects of a double mountain on wave breaking, upstream blocking, and severe downslope windstorms are investigated using a mesoscale numerical model (ARPS). According to the occurrence or non-occurrence of wave breaking and upstream blocking, three different flow regimes are identified over a double mountain. Higher critical Froude numbers are required for wave breaking and upstream blocking initiation for a double mountain than for an isolated mountain. This means that the nonlinearity and blocking effect for a double mountain is larger than that for an isolated mountain. As the separation distance between two mountains decreases, the degree of flow nonlinearity increases, while the blocking effect decreases. A rapid increase of the surface horizontal velocity downwind of each mountain near the critical mountain height for wave breaking initiation indicates that severe downslope windstorms are enhanced by wave breaking. For the flow with wave breaking, the numerically calculated surface drag is much larger than theoretically calculated one because the region with the maximum negative perturbation pressure moves from the top to the downwind slope of each mountain as the internal jump propagating downwind occurs.

Key words: flow regimes, double mountain, wave breaking, upstream blocking, severe downslope windstorms, surface drag

1. 서 론

중력파는 안정하게 성층화된 대기에서 중력이 복원력이 되어서 발생하는 파이다. 중력파는 산악이나 장애물과 같은 역학적 강제력, 구름이나 도시 열섬과 같은 열적 강제력, 지균 조절 등에 의해 발생된다. 중력파는 대기 조건에 따라 임계 고도 근처에서 흡수되기도 하고 평균 흐름으로부터 에너지를 공급받아 더 큰 에너지를 갖기도 한다. 상층으로 전파하는 중력파가 일단 포화되면 더 이상의 파 증폭은 나타나지 않고 파동 파괴가 발생한다. 이때 평균 바람의 방향에 따라 상층 또는 하층으로 운동량 전달이 일어나 결과적으로 평균 바람 속력이 변하게 된다. 그리고 파의 비선형성과 분산성이 균형을 이룰 때 고립파를 생성하기도 하며 중력파는 습윤 대류를 유발시키기도 한다.

중력파를 발생시키는 가장 보편적인 요인 중 하나는 산악으로 산악에 의해 발생하는 중력파를 산악파라고 한다. 산악파는 배경 조건에 따라 여러 흐름 체계를 갖는데 이 흐름 체계를 구분하는 기준이 되는 현상에는 파동 파괴, 풍상측 저지, 그리고 풍하측 강폭풍 등이

*Corresponding Author: Jong-Jin Baik, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea.
Phone : +82-2-880-6990, Fax : +82-2-883-4972
E-mail: jjbaik@snu.ac.kr

ⓒ Korean Meteorological Society, 2007

있다. 파동 파괴는 산악의 풍하측에서 등온위선의 전복이 나타나는 현상을 말한다. 파동 파괴는 대류 불안정을 유도하여 에너지를 소산시키는 역할을 한다. 저지 현상은 산악 풍상측의 하층 흐름이 정체되는 현상을 말한다. 저지 현상은 흐름의 운동 에너지가 산악을 극복할 수 있을 정도로 크지 않을 때 나타난다. Lin and Wang (1996)은 정수적, 부시네스크 유체 흐름을 가정한 2차원 수치 모형을 사용하여 연속적으로 성층화된 대기에 단일 산악이 존재할 때 파동 파괴와 풍상측 저지의 발생 여부 및 두 현상의 발생 시기에 따라 4가지 흐름 체계 - (1) 파동 파괴와 풍상측 저지 현상이 모두 일어나지 않는 흐름 체계, (2) 풍상측 저지 현상은 일어나지 않고 파동 파괴만 일어나는 흐름 체계, (3) 파동 파괴가 일어난 후 풍상측 저지 현상이 일어나는 흐름 체계, (4) 풍상측 저지 현상이 일어난 후 파동 파괴가 일어나는 흐름 체계 - 가 존재한다는 결과를 얻었다. 그러나 유정아와 백종진 (1999)의 비정수적, 압축적 유체 흐름을 가정한 2차원 수치 모의 결과에서는 풍상측 저지 현상이 파동 파괴보다 먼저 발생하는 흐름 체계는 나타나지 않았다.

산악파에 의해 나타나는 주요 기상 현상 중의 하나가 풍하측 강폭풍 현상이다. 특히 풍하측 강폭풍은 산악의 풍하 지역에 강한 난류를 일으키기 때문에 그 지역에서 비행기 사고를 일으키는 원인이 되기도 한다 (Lilly, 1978). 지금까지 풍하측 강폭풍의 발생 과정은 크게 3가지로 설명되어 왔다. 첫 번째는 Long (1954)이 제안한 수력 이론 (hydraulic theory)이다. 이 이론에 따르면 산악을 지나는 흐름이 산 정상에서 아임계 상태에서 초임계 상태로 전이될 때 산악의 풍하측 사면을 따라 강폭풍이 발생한다. 이 이론은 유한한 높이를 갖는 산악에 의한 비선형성을 명확하게 설명하고 있지만 상층 경계 조건으로 강제 벽 조건을 사용하기 때문에 상층으로의 에너지 전파를 방해한다는 단점을 갖는다. 두 번째는 연속적으로 성층화된 흐름에서 발생하는 내부 중력파의 선형 이론에 기초한 것이다. 이 이론에 따르면 상층으로 전파하는 중력파에 의해 산악 정상을 중심으로 비대칭적인 요란이 생성되고 산악의 풍하측 사면 위에 낮은 기압이 형성되면서 강한 바람이 발생하게 된다. 상층으로 전파하는 중력파가 Scorer 파라미터가 급격하게 변하는 지역을 만나게 되면 에너지는 하층으로 반사되는데 이때 반사층 아래에서 파동의 진폭은 하층으로 반사되는 파동 성분과 상층으로 전파되는 파동 성분의 중첩에 의해 결정된다. Klemp and Lilly (1975)는 대기가 상층과 하층으로 진행하는 파동 성분의 중첩이 가장 잘 일어날 수 있는 구조를 가질 때 풍하측 강폭풍이 나타난다고 하였다. 이 이론은 바람과 대기 안정도의 연직 분포가 현실적일 때도 적용 가능하지만 선형 이론에 의존하기 때문에 파동의 진폭이 큰 경우에 대해서는 적용이 어렵다. 세 번째는 수치 모사 결과 (Peltier and Clark, 1979; Clark and Peltier, 1984)에 기초한 것으로 파동 파괴가 일어난 이후에 진폭이 큰 파동과 강폭풍이 생성된다는 이론이다. Clark and Peltier (1984)는 상층으로 전파하는 중력파 에너지가 자체적으로 유도한 임계층 아래에 갇히게 되고 이것이 파동 진폭을 크게 증가시킨다고 하였다. 이 이론은 유한 진폭 효과를 명확하게 설명할 수 있고 대기 흐름 구조를 상세하게 설명할 수 있다는 장점을 갖는다.

우리나라에서도 봄철에 태백산맥의 풍하측에 위치한 영동 지방에서 발생하는 강풍의 메커니즘을 이해하기 위한 연구가 이루어져 왔다. 이재규 (2003)는 1996년 2월 11일 강릉 지역에서 발생한 강풍 사례에 대한 수치 모의를 통해 풍상측에서의 아임계적 흐름이 산악의 정상 부근에서 초임계적 흐름으로 바뀌어 나타나는 물뛰 (hydraulic jump) 현상에 의해 풍하측 강풍이 발생하였음을 보였다. 김정훈과 정일웅 (2006)은 영동 지역에 국지 하강풍을 발생시킨 2005년 4월 5일 사례를 수치 모사하여 풍하측 상공에 발생한 파동 파괴가 영동 지역에 강풍을 유발하였음을 보였다.

지금까지 단일 산악이 존재할 때 연속적으로 성층화된 흐름의 특성에 대한 연구는 활발하게 이루어져 왔지만 두 개의 산악이 존재하는 경우에 대한 연구는 거의 이루어지지 않은 상태이다. Mayr and Gohm (2000)은 두 개의 산악이 비교적 인접해 있는 경우 (D/a = 2, 4, 10, 여기서 D는 산악 중심간의 거리, a는 단일 산악의 반 너비)를 고려하여 각 흐름 체계에 대해 산악이 차지하는 부피 (즉, 단일 산악의 최대 높이)가 일정할 때 산악 중심간의 거리에 따른 실제 산악 높이 (인접한 산악에 의해 중첩된 부분을 고려한 산악 높이)의 변화가 흐름에 미치는 영향과 실제 산악 높이가 일정할 때 산악 중심간의 거리에 따른 산악 모양의 비대칭 정도의 변화가 흐름에 미치는 영향을 조사하였다.

본 연구에서는 2차원 수치 실험을 통해 두 개의 산악이 존재할 때 흐름 체계를 구분하는 임계 프루우드수 (Fr = U/Nh, 여기서 U는 기본 상태의 수평 바람 속력, N은 부력 진동수, h는 산악의 높이)를 조사하고 단

일 산악이 존재하는 경우와의 차이를 살펴보고자 한다. 그리고 각 산악에 의해 발생한 중력파간의 상호작용이 파동 파괴, 풍상측 저지, 그리고 풍하측 강폭풍에 미치는 영향을 살펴보고자 한다.

2. 수치 실험 방법

본 연구에서는 오클라호마 대학의 CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms)에서 개발한 ARPS (Advanced Regional Prediction System; Xue *et al.*, 1995) 모형을 사용하였다. 모형은 3차원, 비정수적, 압축성의 흐름 계를 고려한다. 본 수치 실험에서는 *x-z* 방향의 2차원으로 모형을 설정하였으며 지구 자전 효과를 고려하지 않았다.

산악이 존재할 때 연속적으로 성층화된 흐름의 흐름 체계를 결정하는 파라미터에는 선형성 정도를 나타내는 프루우드 수 (Fr), 유선의 가파른 정도를 나타내는 산악의 외관비 (h/a), 그리고 정수성 정도를 나타내는 파라미터 (Na/U)가 있다. 본 연구에서는 Fr를 흐름 체계를 결정하는 파라미터로 사용하여 각 흐름 체계의 특성을 분석하였다. Fr를 결정하는 세 변수 중에서 기본 상태의 수평 바람 속력 ($U = 10$ m s^{-1})과 부력 진동수 ($N = 0.01$ s^{-1})는 일정하다고 가정하였다. 따라서 Fr는 산악 높이 (h)만의 함수이다. 산악의 모양은 종형으로 다음과 같이 정의하였다.

$$h(x) = \frac{h_m a^2}{x^2 + a^2} \,. \tag{1}$$

여기서 h_m은 산악의 최대 높이이다. Fr와 산악 사이의 거리 (D)에 따른 흐름 변화를 분석하기 위해 산악의 최대 높이를 500 m부터 2000 m까지 250 m 간격으로 변화시켰으며, 각 경우에 대해 산악 중심간의 거리가 100 km와 200 km인 경우를 고려하여 수치 실험을 수행하였다. 인접한 산악에 의한 중첩 효과가 비교적 작게 나타나도록 상대적으로 멀리 떨어져있는 두 개의 산악을 고려하였다. 그리고 파동 파괴와 풍상측 저지 현상이 발생하기 시작하는 임계 Fr를 조사하기 위해 추가로 산악 높이를 더 조밀하게 (25 m 간격) 변화시켜가며 수치 실험을 수행하였다. 비교를 위해 두 개의 산악이 존재하는 경우에 대한 수치 실험뿐 아니라 동일한 조건에서 단일 산악이 존재하는 경우에 대한 수치 실험도 수행하였다. 산악의 반 너비 a는 10 km로 주었다. 본 수치 실험에서 정수성 정도를 나타내는 파라미터 Na/U의 값은 10으로 정역학 근사를 만족시키는 범위 ($Na/U > 7.5$; Lin and Wang, 1996) 내에 존재하기 때문에 사용한 모형은 비정수 모형이지만 생성된 파는 정수 산악파의 특징을 보인다. Laprise and Peltier (1989)는 비정수 모형을 사용하여 정수성이 약해질수록 산악의 풍하측에서 전복 고도가 나타나기 시작하는 임계 산악 높이가 증가한다는 결과를 얻었다.

수평과 연직 방향의 모형 영역 크기는 각각 600 km와 18 km이고 수평과 연직 격자 간격은 각각 2000 m와 200 m이다. 측면 경계 조건으로 파동 에너지의 수평 전파를 허락하는 복사 경계 조건을 사용하여 경계에서 파동의 반사를 최소화하였다. 상 · 하층 경계 조건으로는 강제 벽 조건을 사용하였다. 연직 방향의 모형 영역 중에서 물리적 영역은 0~12 km이고 12~18 km 구간은 흡수층으로 설정하여 모형 상층 경계에서 파동이 반사됨으로써 발생할 수 있는 유동장 교란을 방지하였다 (Fig. 1). 시간 분할 방법을 사용하여 수치 적분을 하였는데 음파와 관련된 항은 시간 간격을 0.3초로, 그 밖의 항은 6초로 설정하여 12시간 동안 수치 적분을 하였다.

두 개의 산악 각각에 대해 흐름 체계를 구분하는 기준이 되는 파동 파괴와 풍상측 저지 현상의 발생 여부 및 발생 시간을 조사하였다. 파동 파괴의 발생은 총 온위선의 기울기가 처음으로 음의 값을 갖는 시점을 기준으로 하였고 풍상측 저지의 발생은 산악의 풍상측에서 총 수평 속도가 처음으로 음의 값을 갖는 시점을 기준으로 하였다. 풍상측 산악의 풍상측 지역을 구역 I,

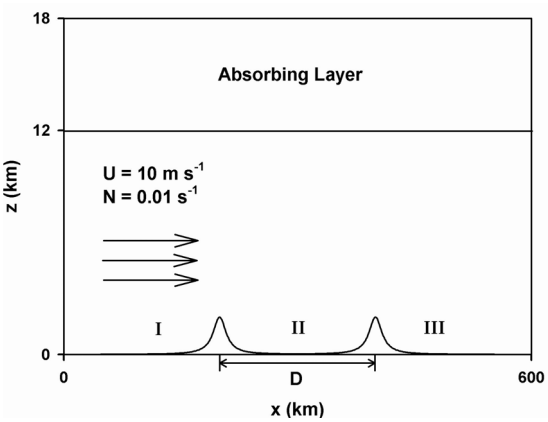

Fig. 1. A schematic diagram of experimental design. The basic-state horizontal wind (U) and buoyancy frequency (N) are constant with height.

산악 사이의 지역을 구역 II, 그리고 풍하측 산악의 풍하측 지역을 구역 III으로 명명하였다.

3. 결과 및 토의

수치 모사된 결과의 분석에 앞서 본 수치 연구에 사용된 ARPS 모형이 두 개의 산악이 존재하는 지형의 유동장 모사에 적합한지를 조사하기 위해 해석해 (analytic solution)와 수치 모사 결과를 비교하였다. 비교에 사용된 해석해는 2차원, 정상 상태, 비회전, 비점성, 정수적, 부시네스크 유체 흐름에 두 개의 종형 산악이 존재하는 경우에 대한 것으로 단일 산악에 대한 해석해의 합으로부터 이를 구할 수 있다.

2차원, 정상 상태, 비회전, 비점성, 정수적, 부시네스크 흐름 계에서 섭동량을 지배하는 방정식 계 - x 방향 운동량 방정식, 정역학 방정식, 열역학 에너지 방정식, 그리고 질량 연속 방정식 - 를 연직 섭동 속도 w에 관한 하나의 방정식으로 정리하면 다음과 같다.

$$w_{zz} + l^2 w = 0. \tag{2}$$

여기서

$$l^2 = N^2 / U^2.$$

지면에서 산악을 따라 흐르는 흐름을 가정하고 [$z = 0$에서 $w = U(dh/dx)$] 상층 복사 경계 조건을 사용하여 단일 종형 산악이 존재하는 경우에 대한 해석해를 구할 수 있다 (Smith, 1979). 단일 산악에 대한 해석해의 합으로 나타낸 두 개의 산악에 대한 해석해는 다음과 같다.

$$w(x,z) = -Uh_m a\left[\frac{2a(x+D/2)\cos lz + \{a^2-(x+D/2)^2\}\sin lz}{\{a^2+(x+D/2)^2\}^2} + \frac{2a(x-D/2)\cos lz + \{a^2-(x-D/2)^2\}\sin lz}{\{a^2+(x-D/2)^2\}^2}\right], \tag{3}$$

$$u(x,z) = Nh_m a\left[\frac{a\sin lz + (x+D/2)\cos lz}{a^2+(x+D/2)^2} + \frac{a\sin lz + (x-D/2)\cos lz}{a^2+(x-D/2)^2}\right], \tag{4}$$

$$\pi(x,z) = -NUh_m a\left[\frac{a\sin lz + (x+D/2)\cos lz}{a^2+(x+D/2)^2} + \frac{a\sin lz + (x-D/2)\cos lz}{a^2+(x-D/2)^2}\right]. \tag{5}$$

여기서 u는 수평 섭동 속도, π는 운동학적 섭동 압력 (= p/ρ_0, p는 섭동 압력, ρ_0은 기준 밀도)을 나타낸다.

Fig. 2는 산악의 최대 높이가 10 m, 산악 중심간의 거리가 100 km일 때 해석해로부터 구한 수평 및 연직 섭동 속도장을 나타낸 것이다. 두 개의 산 정상 위에서 수평 및 연직 섭동 속도장은 연직 방향으로 양과 음의 값이 교차하는 파동의 형태를 보인다. 파동의 등위상선이 풍상측으로 기울어져 있는데 이는 파동 에너지가 상층으로 전달되는 것을 의미한다. Fig. 3은 ARPS 모

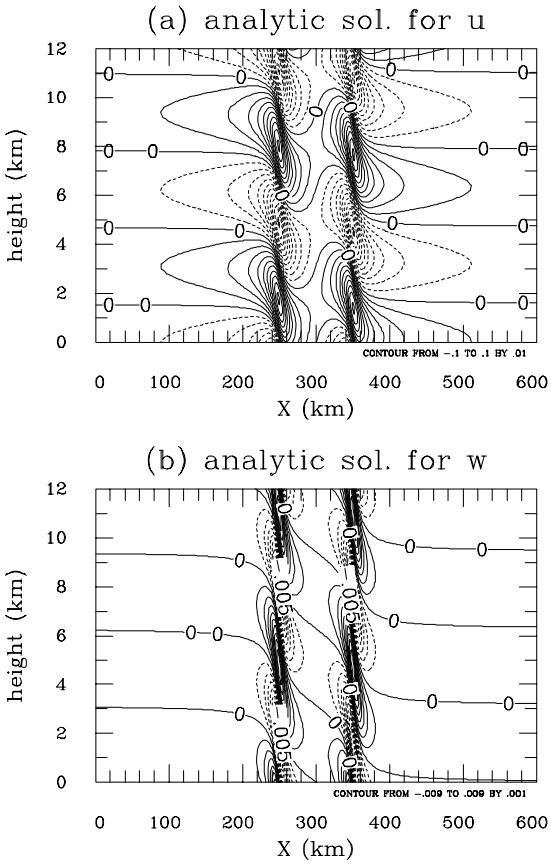

Fig. 2. The perturbation (a) horizontal and (b) vertical velocity fields (m s^{-1}) calculated using the analytic solutions in the case of h_m = 10 m and D = 100 km.

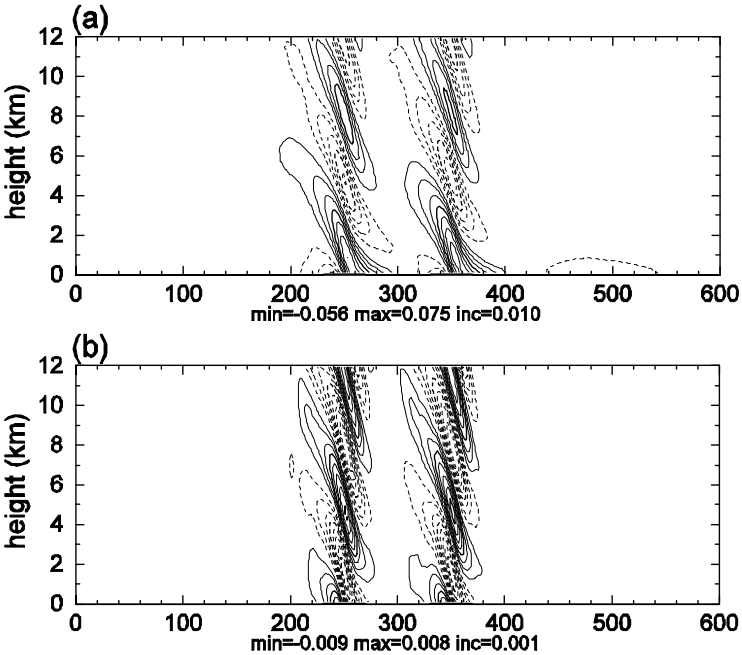

Fig. 3. The perturbation (a) horizontal and (b) vertical velocity fields (m s^{-1}) in the numerical simulation with h_m = 10 m and D = 100 km at t = 12 h. In Fig. 3 and Fig. 4, the minimum (min) and maximum (max) values and the contour interval (inc) are shown at the bottom of each figure.

형으로 모사한 수평 및 연직 섭동 속도장을 나타낸 것이다. 해석해의 결과와 분포 형태가 매우 유사하다. 그러나 등위상선이 풍상측으로 기울어진 정도가 해석해보다 작게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 수평 섭동 속도의 경우 해석해에 비해 수치 모사된 결과가 최대값은 23%, 최소값은 43% 작게 나타났고, 연직 섭동 속도의 경우 최대값은 12%, 최소값은 5% 작게 나타났다. 해석해와 수치 모사 결과의 차이는 고도가 증가함에 따라 커지는 것으로 나타났다. 이러한 차이는 단일 산악이 존재하는 경우의 해석해와 수치 모사 결과를 비교한 Xue *et al*. (1995)의 산악파 검증 실험과 유사하다. 해석해와 수치 모사 결과의 차이는 선형 가정을 만족시키기 위해 충분히 낮은 높이의 산악을 고려했으므로 비선형성의 포함 유무에서 기인한 것이라기보다 감쇠 효과, 압축성의 고려 유무 등 해석해와 수치 실험에서 가정한 흐름 계의 차이에서 기인한 것으로 이해할 수 있다.

Table 1은 Fr에 따른 파동 파괴와 풍상측 저지의 발생 여부를 나타낸 것이다. 유정아와 백종진 (1999)의 수치 모사 결과와 마찬가지로 단일 산악이 존재하는 경우 세 가지로 구분되는 흐름 체계가 존재한다. 흐름 체계 I은 파동 파괴와 풍상측 저지 현상이 일어나지 않는 흐름 체계로 Fr > 1.29일 때 나타난다. 흐름 체계 II는 파동 파괴는 일어나지만 풍상측 저지 현상은 일어나지 않는 흐름 체계로 0.80 < Fr ≤ 1.29일 때 나타난다. 흐름 체계 III은 파동 파괴가 먼저 일어나고 풍상측 저지 현상이 일어나는 흐름 체계로 Fr ≤ 0.80일 때 나타난다. 압축적 수치 모형을 사용한 본 연구에서 단일 산악이 존재할 때 파동 파괴가 발생하기 시작하는 임계 Fr는 1.29로 Lin and Wang (1996)이 부시네스크 근사한 수치 모형을 이용하여 구한 임계값 1.12에 비해 큰 값을 갖는 것으로 분석되었다. 이는 같은 높이의 산악 강제력이 작용할 때 비압축성의 흐름 계보다 압축성의 흐름 계에서 대기 흐름이 더 교란되기 쉽다는 것을 의미한다.

Table 1에서 보는 바와 같이 두 개의 산악이 존재하는 경우에도 단일 산악이 존재하는 경우와 마찬가지로 크게 세 가지의 흐름 체계가 존재한다. 그러나 흐름 체계를 구분하는 임계 Fr는 산악 중심간의 거리에 따라 달라지는 것으로 분석되었다. 산악 중심간의 거리가 100 km인 경우에 흐름 체계 I은 Fr > 1.48일 때, 흐름 체계 II는 0.89 < Fr ≤ 1.48일 때, 그리고 흐름 체계 III

은 Fr ≤ 0.89일 때 나타나고 산악 중심간의 거리가 200 km인 경우에 흐름 체계 I은 Fr > 1.33일 때, 흐름 체계 II는 0.93 < Fr ≤ 1.33일 때, 그리고 흐름 체계 III은 Fr ≤ 0.93일 때 나타난다. 산악이 두 개 존재하는 경우에는 산악 중심간의 거리에 관계없이 단일 산악이 존재하는 경우보다 더 낮은 높이의 산악에서 파동 파괴와 풍상측 저지 현상이 발생하기 시작하는 것으로 분석되었다. 이는 단일 산악이 존재할 때보다 두 개의 산악이 존재할 때 대기 흐름의 비선형성이 증가하고 풍상측 저지 현상의 발생이 촉진된다는 것을 의미한다. 산악 중심간의 거리에 따른 임계 Fr의 변화를 살펴보면 파동 파괴는 산악 중심간의 거리가 가까울수록 더 낮은 높이의 산악에서 발생하기 시작하는 반면 풍상측 저지 현상은 산악 중심간의 거리가 멀수록 더 낮은 높이의 산악에서 발생하기 시작하는 것을 확인할 수 있다.

Fig. 4는 t = 12 h일 때의 총 온위 분포를 나타낸 것이다. 산악 높이가 500 m인 경우 (Figs. 4a,b)를 제외하고는 그림으로 나타낸 모든 경우에 각 산악의 풍하측에서 파동 파괴가 발생하였다. 파동 파괴가 일어난 경우 (Figs. 4c-h)를 살펴보면 산악 중심간의 거리가 가까울수록 각 산악 위에 나타나는 등온위선의 가파름 정도가 더 급하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. Lin and Wang (1996)은 비선형성의 중요한 영향 중의 하나가 파동을 가파르게 하는 것이라고 언급하였다. 이에 따르면 산악 중심간의 거리가 가까울수록 각 산악 부근의 비선형성이 증가하는 것으로 사료된다.

Table 2는 흐름의 전복 고도를 기준으로 각 산악의 풍하측에서 파동 파괴가 처음으로 발생한 시각을 나타낸 것이다. 여기서 전복 고도는 총 수평 속도가 처음으로 음의 값을 갖는 고도를 말한다 (Lin and Wang, 1996). 산악 높이에 따른 파동 파괴 발생 시각의 변화

Table 1. The occurrence (O) or non-occurrence (X) of wave breaking and upstream blocking. The case that the upper-level wave breaking only occurs is indicated by asterisk (*).

h_m (m)	Fr	wave breaking					upstream blocking				
		isolated mountain	double mountain				isolated mountain	double mountain			
			D = 100 km		D = 200 km			D = 100 km		D = 200 km	
			zone II	zone III	zone II	zone III		zone I	zone II	zone I	zone II
500	2.0	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
675	1.48	x	x	O*	x	x	x	x	x	x	x
750	1.33	x	O*	O*	O*	x	x	x	x	x	x
775	1.29	O	O*	O	O*	O	x	x	x	x	x
1075	0.93	O	O	O	O	O	x	x	x	O	x
1125	0.89	O	O	O	O	O	x	O	x	O	O
1200	0.83	O	O	O	O	O	x	O	O	O	O
1250	0.8	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O

Table 2. Time at which the wave breaking first occurs. The case that the upper-level wave breaking only occurs is indicated by asterisk (*).

h_m (m)	isolated mountain	double mountain			
		D = 100 km		D = 200 km	
		zone II	zone III	zone II	zone III
500	x	x	x	x	x
750	x	41400 s*	40800 s*	29400 s*	x
1000	8400 s	8400 s	8400 s	8400 s	8400 s
1250	5400 s	6000 s	6000 s	6000 s	6000 s
1500	4200 s	4200 s	4800 s	4200 s	4200 s
1750	3600 s	3600 s	3600 s	3600 s	3600 s
2000	2400 s	3000 s	3000 s	3000 s	3000 s

를 살펴보면 단일 산악이 존재할 때의 수치 모사 결과 (유정아와 백종진, 1999)와 마찬가지로 산악이 높을수록 파동 파괴가 일어나는 시각이 빨라지는 것을 확인할 수 있다. 산악 중심간의 거리에 따른 파동 파괴 발생 시각의 변화 경향은 나타나지 않는다. 선형 공명 이론 (Clark and Peltier, 1984; Grimshaw and Smyth, 1986)과 Long의 비선형 모형 결과 (Laprise and Peltier, 1989)에 따르면 전복이 처음으로 일어나는 고도는 $3\pi U/2N$ ($\approx$ 4700 m)이고 Lin and Wang (1996)의 수치 모사 결과에 따르면 약 4400 m이다. 본 연구에서는 이보다 다소 낮은 고도 (2500~3900 m)에서 전복이 처음으로 일어난다. 본 수치 모사 결과로부터 계산한 전복 고도는 산악이 높을수록, 즉 대기 흐름의 비선형성이 증가할수록 이론적으로 계산한 전복 고도와 큰 차이를 보이는 것으로 분석되었다.

Table 3은 각 산악의 풍상측에서 저지 현상이 처음으로 발생한 시각과 지면에서의 최대 역류 속도, 그리고 하층 역류의 깊이를 나타낸 것이다. 산악 높이가 500, 750, 그리고 1000 m인 경우에는 풍상측 저지 현상이 나타나지 않는다. 풍상측 저지 현상이 나타난 경우를 살펴보면 구역 I, II 모두 산악 중심간의 거리가 멀수록 지면에서의 최대 역류 속도로 본 저지 현상의 강도가 강해지고 하층 역류의 깊이도 깊어지는 것을 확인할 수 있다. 산악 높이가 상대적으로 낮은 경우

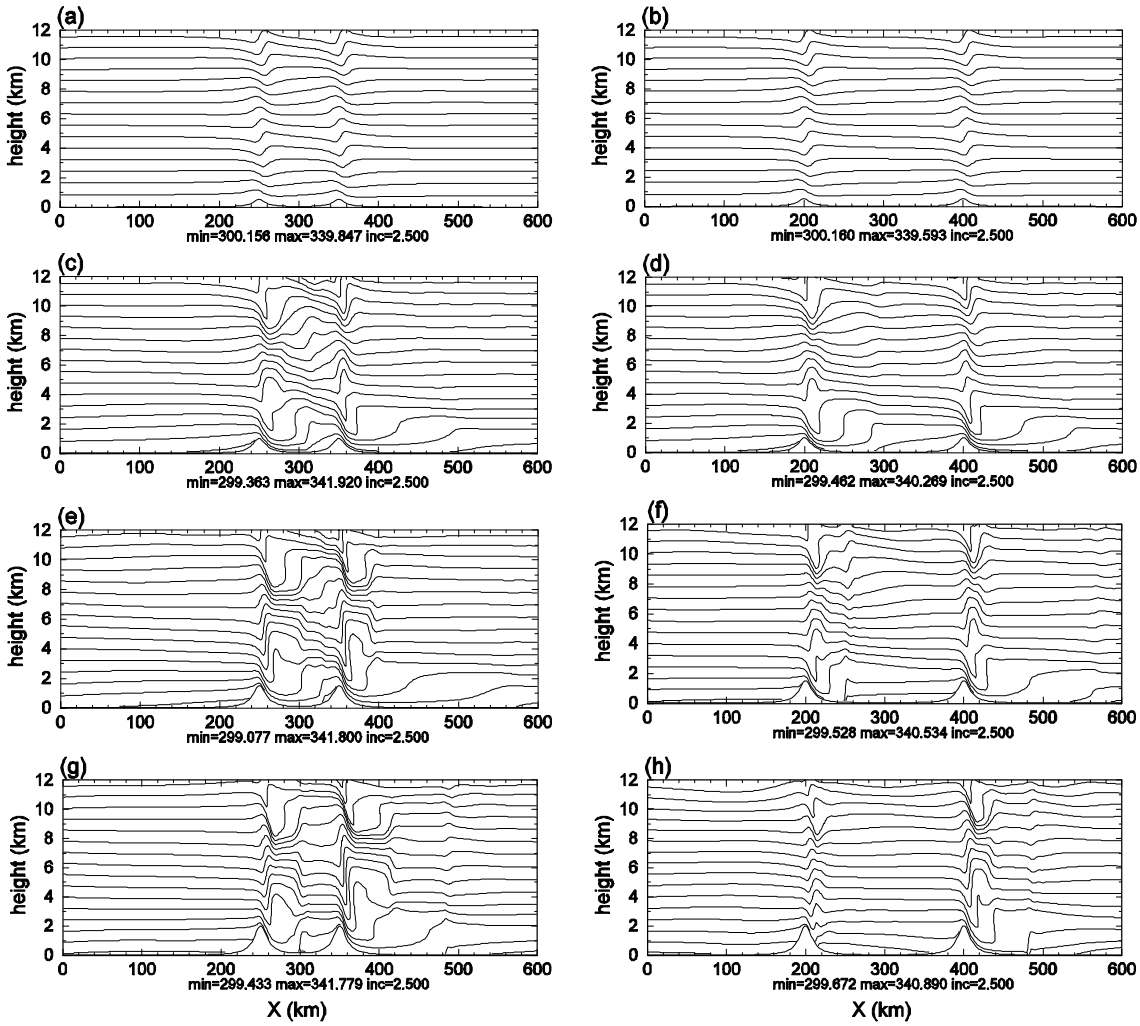

Fig. 4. The total potential temperature fields (K) at t = 12 h for (a) h_m = 500 m and D = 100 km, (b) h_m = 500 m and D = 200 km, (c) h_m = 1000 m and D = 100 km, (d) h_m = 1000 m and D = 200 km, (e) h_m = 1500 m and D = 100 km, (f) h_m = 1500 m and D = 200 km, (g) h_m = 2000 m and D = 100 km, and (h) h_m = 2000 m and D = 200 km.

Table 3. Time at which the upstream blocking first occurs, the maximum value of the reverse flow velocity at the surface, and the depth of the reverse flow.

h_m (m)	D = 100 km		D = 200 km	
	zone I	zone II	zone I	zone II
500	x	x	x	x
750	x	x	x	x
1000	x	x	x	x
1250	t = 23400 s U_{min} = -0.5 m s^{-1} z_b = 300 m	t = 30000 s U_{min} = -0.9 m s^{-1} z_b = 300 m	t = 21000 s U_{min} = -1.2 m s^{-1} z_b = 500 m	t = 21600 s U_{min} = -5.5 m s^{-1} z_b =700 m
1500	t = 12600 s U_{min} = -1.1 m s^{-1} z_b = 500 m	t = 13200 s U_{min} = -3.6 m s^{-1} z_b = 500 m	t = 12600 s U_{min} = -3.3 m s^{-1} z_b = 1100 m	t = 13200 s U_{min} = -9.0 m s^{-1} z_b = 900 m
1750	t = 7200 s U_{min} = -2.1 m s^{-1} z_b = 900 m	t = 5400 s U_{min} = -5.1 m s^{-1} z_b = 500 m	t = 7800 s U_{min} = -4.4 m s^{-1} z_b = 1100 m	t = 7200 s U_{min} = -10.7 m s^{-1} z_b =1100 m
2000	t = 4800 s U_{min} = -3.6 m s^{-1} z_b = 1100 m	t = 3600 s U_{min} = -6.9 m s^{-1} z_b = 1100 m	t = 5400 s U_{min} = -4.8 m s^{-1} z_b = 1300 m	t = 4800 s U_{min} = -11.6 m s^{-1} z_b = 1300 m

($h_m \leq$ 1500 m)에는 산악 중심간의 거리가 멀수록 저지 현상이 나타나는 시각이 빨라지지만 산악 높이가 상대적으로 높은 경우 (h_m > 1500 m)에는 산악 중심간의 거리가 가까울수록 저지 현상이 나타나는 시각이 빨라지는 것으로 분석되었다. 산악 중심간의 거리가 일정할 때는 산악이 높을수록 산악의 저지 효과가 증가하기 때문에 저지 현상이 나타나는 시각이 빨라지고 저지 현상의 강도가 강해질 뿐 아니라 하층 역류의 깊이도 깊어진다. 산악 높이가 상대적으로 낮은 경우 ($h_m \leq$ 1500 m)에는 풍하측 산악의 풍상측 사면 (구역 II)보다 풍상측 산악의 풍상측 사면 (구역 I)에서 더 빠른 시각에 저지 현상이 일어나지만 산악 높이가 상대적으로 높은 경우 (h_m > 1500 m)에는 풍상측 산악의 풍상측 사면 (구역 I)보다 풍하측 산악의 풍상측 사면 (구역 II)에서 더 빠른 시각에 저지 현상이 일어난다. 산악 중심간의 거리와 산악 높이에 관계없이 저지 현상의 강도는 구역 I보다 구역 II에서 더 강하게 나타나는 것으로 분석되었다.

Fig. 5는 각 산악의 풍하측 지면에서 조사한 총 수평 속도의 최대값을 나타낸 것이다. 산악 높이에 따른 풍하측 강폭풍의 강도 변화를 살펴보면 산악 중심간의 거리가 일정할 때 산악이 높을수록 지면 최대 속도가 증가하는 것을 확인할 수 있다. 특히 하층 파동 파괴가 발생하기 시작하는 임계 산악 높이 근처에서 지면 최대 속도가 급격히 증가하는 것을 통해 하층 파동 파괴

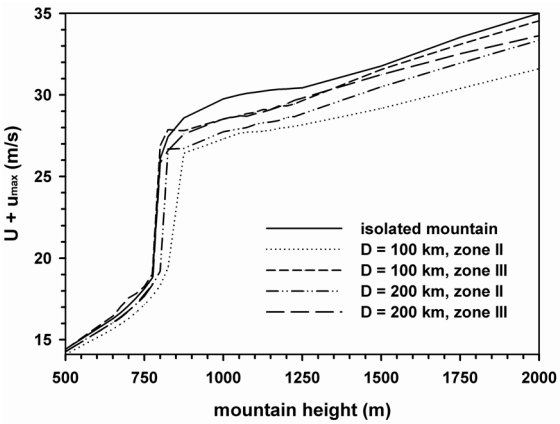

Fig. 5. Maximum total horizontal velocity (m s^{-1}) at the surface as a function of mountain height.

가 풍하측 강폭풍을 강화시키는 요인으로 작용한다는 것을 알 수 있다. 산악 중심간의 거리에 따른 풍하측 강폭풍의 강도 변화를 살펴본 결과 구역 II에서는 산악 중심간의 거리가 멀수록 지면 최대 속도가 증가하는 것으로 나타났다. 풍상측 사면이 풍하측 사면보다 완만한 경사도를 갖는 단일 산악에서 더 강한 강도의 풍하측 강폭풍이 나타남을 보인 Lilly and Klemp (1979)의 수치 모사 결과에 따르면 이는 산악 중심간의 거리가 증가할수록 풍상측 산악의 풍하측 사면 경사도가 급해지기 때문인 것으로 설명할 수 있다. 하지만 풍하측 산악의 경우 산악 중심간의 거리가 멀수록 풍상측

사면의 경사도가 급해지기 때문에 산악 중심간의 거리가 증가할수록 구역 III의 지면 최대 속도가 대체로 감소하는 것으로 나타났다. 산악 중심간의 거리와 산악 높이에 관계없이 구역 II보다 구역 III에서 대체로 더 강한 강도의 강폭풍이 발생하는 것으로 분석되었다. 이는 작은 차이기는 하지만 풍상측 산악의 경우 풍상측 사면이 풍하측 사면보다 급한 경사도를 갖는 모양인 반면 풍하측 산악의 경우 풍상측 사면이 풍하측 사면보다 완만한 경사도를 갖는 모양이기 때문이다 (Mayr and Gohm, 2000).

Fig. 6 은 산악 높이에 따른 무차원화한 지표 항력의 변화를 나타낸 것이다. 지표 항력은 다음과 같이 정의된다.

$$D_s = \int_{-\infty}^{\infty} p(x,0)\frac{dh}{dx}dx. \tag{6}$$

무차원화한 지표 항력은 수치 모사 결과로부터 계산한 지표 항력의 실험값을 이론값으로 나눠준 것을 말한다. 2차원, 정상 상태, 선형, 비회전, 비점성, 정수적, 부시네스크 유체 흐름에 단일 종형 산악이 존재할 때 지표 항력의 이론적인 계산값은 $(\pi/4)\rho_0 UNh_m^2$이고 (Smith, 1979) 식 (5)를 이용하여 계산한 두 개의 산악에 대한 지표 항력의 이론값은 다음과 같다 (Grisogono *et al.,* 1993).

$$D_s = \frac{\pi\rho_0 UNh_m^2}{2}\left[1 + a^2\frac{a^2-(D/2)^2}{\{a^2-(D/2)^2\}^2}\right]. \tag{7}$$

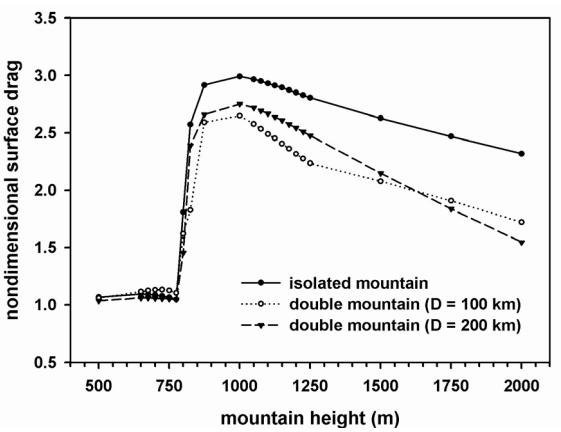

Fig. 6. Surface drag nondimensionalized by $(\pi/4)\rho_0 NUh_m^2$ for an isolated mountain and $(\pi/2)\rho_0 NUh_m^2[1+a^2\{a^2-(D/2)^2\}/\{a^2+(D/2)^2\}^2]$ for a double mountain as a function of mountain height.

산악 중심간의 거리가 충분히 먼 경우 ($D \rightarrow \infty$)에 이 값은 단일 산악이 존재할 때 이론적으로 계산한 지표 항력의 두 배로 수렴하고 산악 중심간의 거리가 충분히 가까운 경우 ($D \rightarrow 0$)에는 단일 산악이 존재할 때 이론적으로 계산한 지표 항력의 네 배로 수렴한다. Fig. 6에서 보는 바와 같이 파동 파괴가 발생하기 전에는 이론적으로 계산한 지표 항력과 비선형 수치 모사 결과로부터 계산한 지표 항력이 거의 같은 값을 갖는다. 하지만 파동 파괴가 발생하기 시작하는 임계 산악 높이 근처에서 수치 모사 결과로부터 계산한 지표 항력이 급격히 증가하여 그보다 높은 산악 높이에서는 이론적인 계산값과 큰 차이를 보이게 된다. 이는 하층 파동 파괴가 발생하고 풍하측으로 이동하는 내부 도약이 발생하면서 음의 섭동 압력의 최대값이 각 산악의 마루 위에서 풍하측 사면으로 이동하기 때문인 것으로 분석되었다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 2차원 수치 실험을 통해 연속적으로 성층화된 흐름에 두 개의 산악이 존재할 때의 흐름 체계와 각 산악에 의해 발생한 중력파간의 상호작용이 파동 파괴, 풍상측 저지, 그리고 풍하측 강폭풍에 미치는 영향을 살펴보았다. 단일 산악이 존재할 때의 수치 모사 결과 (유정아와 백종진, 1999)와 마찬가지로 두 개의 산악이 존재하는 경우에도 파동 파괴와 풍상측 저지 현상의 발생 여부에 따라 크게 3가지로 구분되는 흐름 체계가 존재하였다. 그러나 두 개의 산악이 존재하는 경우에는 단일 산악이 존재하는 경우보다 더 낮은 높이의 산악에서 파동 파괴와 풍상측 저지 현상이 발생하는 것으로 나타났다. 이는 단일 산악이 존재할 때보다 두 개의 산악이 존재할 때 각 산악 부근의 비선형성이 증가하고 풍상측 저지 현상의 발생이 촉진된다는 것을 의미한다. 산악 중심간의 거리 변화는 흐름 체계를 구분하는 임계 산악 높이에 변화를 가져왔는데 파동 파괴는 산악 중심간의 거리가 가까울수록 더 낮은 높이의 산악에서 발생하는 반면 풍상측 저지 현상은 산악 중심간의 거리가 멀수록 더 낮은 높이의 산악에서 발생하는 것으로 분석되었다.

각 산악의 풍하측 지면에서 총 수평 속도의 최대값을 조사하여 하층 파동 파괴가 발생하기 시작하는 임계 산악 높이 근처에서 지면 최대 속도가 급격히 증가하는 것을 확인하였으며 이를 바탕으로 하층 파동 파

괴가 풍하측 강폭풍을 강화시키는 요인으로 작용한다는 것을 확인하였다. 산악 중심간의 거리와 위치에 따른 산악의 비대칭적인 형태 변화는 풍하측 강폭풍의 강도를 변화시키는 것으로 분석되었다. 산악 높이에 따른 지표 항력의 변화를 조사한 결과 파동 파괴가 발생하기 전에는 이론적으로 계산한 지표 항력과 비선형 수치 모사 결과로부터 계산한 지표 항력이 거의 같은 값을 갖지만 파동 파괴가 발생한 후에는 풍하측으로 이동하는 내부 도약에 의해 음의 섭동 압력의 최대값이 각 산악의 마루 위에서 풍하측 사면으로 이동하기 때문에 수치 모사 결과로부터 계산한 지표 항력이 급격히 증가하는 것으로 나타났다.

Castro and Snyder (1993)는 3차원 장애물 위에서의 흐름을 조사하여 Fr가 일정한 값보다 작은 값을 가질 때 2차원에서와 달리 파동 파괴가 발생하지 않는 흐름 체계가 존재한다는 결과를 얻었다. 그 밖에도 3차원에서는 산악을 넘어가는 흐름과 풍상측으로 되돌아가는 흐름 외에 산악을 둘러서가는 흐름이 존재하기 때문에 풍상측 저지가 발생하기 시작하는 임계 Fr가 2차원에 비해 훨씬 작은 값을 갖거나 풍상측 저지 현상이 아예 발생하지 않을 것으로 예상할 수 있다. 향후 연구에서는 3차원 산악 위에서의 흐름 체계를 분석하여 2차원과의 차이를 설명하고자 한다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER 2006-2202)의 지원으로 수행되었습니다. 논문에 대해 유익한 지적을 해주신 심사위원님께 감사드립니다.

참고문헌

김정훈, 정일웅, 2006: 봄철 영동 지역 국지 하강풍 메커니즘과 지형 효과에 대한 연구. *대기*, **16**, 67-83.

유정아, 백종진, 1999: 고립된 산악 위에서의 이차원 성층화된 흐름의 흐름 체계. *한국기상학회지*, **35**, 384-395.

이재규, 2003: 태백산맥의 지형적인 효과와 관련된 강릉 지역의 강풍 사례에 대한 수치모의 연구. *한국환경과학회지*, **12**, 1245-1254.

Castro, I. P., and W. H. Snyder, 1993: Experiments on wave breaking in stratified flow over obstacles. *J. Fluid Mech.*, **255**, 195-211.

Clark, T. L., and W. R. Peltier, 1984: Critical level reflection and the resonant growth of nonlinear mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3122-3134.

Grimshaw, R. H., and N. Smyth, 1986: Resonant flow of a stratified fluid over topography. *J. Fluid Mech.*, **169**, 429-464.

Grisogono, B., S. C. Pryor, and R. E. Keislar, 1993: Mountain wave drag over double bell-shaped orography. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 199-206.

Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320-339.

Laprise, R., and W. R. Peltier, 1989: On the structural characteristics of steady finite-amplitude mountain waves over bell-shaped topography. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 586-595.

Lilly, D. K., 1978: A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 59-77.

____, and J. B. Klemp, 1979: The effects of terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves. *J. Fluid Mech.*, **95**, 241-261.

Lin, Y.-L., and T.-A. Wang, 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 139-158.

Long, R. R., 1954: Some aspects of the flow of stratified fluids. II. Experiments with a two-fluid system. *Tellus*, **6**, 97-115.

Mayr, G. J., and A. Gohm, 2000: 2D airflow over a double bell-shaped mountain. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 13-27.

Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1979: The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1498-1529.

Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.

Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster, 1995: ARPS version 4.0 user's guide. CAPS, University of Oklahoma, 380 pp.