

2011년 2월 11~12일 부산 근해에서 발달한 극저기압에 대한 사례연구

이재규* · 김해민 · 김유진
강릉원주대학교 대기환경과학과

(접수일: 2016년 3월 9일, 수정일: 2016년 3월 23일, 게재확정일: 2016년 4월 1일)

A Case Study on the Polar Low Developed over the Sea Near Busan on 11~12 February 2011

Jae Gyoo Lee*, Hae-Min Kim, and Yu-Jin Kim

Department of Atmospheric & Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, Gangneung, Korea

(Manuscript received 9 March 2016; revised 23 March 2016; accepted 1 April 2016)

Abstract The evolutionary process of the polar low, which caused the heavy snowfall in the East Coast area on 11~12 February 2011, was investigated to describe in detail using synoptic weather charts, satellite imageries, and ERA (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis) -Interim reanalysis data. It was revealed that 1) the polar low was generated over the sea near Busan where a large cyclonic shear in the inverted trough branched from the parent low existed, 2) during the developing and mature stages, there was a convectively unstable region in the lower layer around the polar low and its south side, 3) the polar low was developed in the region where the static stability in the 500~850 hPa layer was the lowest, 4) the result from the budget analysis of the vorticity equation indicated that the increase in the vorticity at the lower atmosphere, where the polar low was located, was dominated mainly by the stretching term, 5) the warm core structure of the polar low was identified in the surface-700 hPa layer during the mature stage, 6) there was a close inverse relationship between a development of the polar low and the height of the dynamic tropopause over the polar low, and 7) for generation and development of the polar low, large-scale circulation systems, such as upper cold low and its combined short wave trough, major low (parent low), and polar air outbreak, should be presented, indicating that the polar low has the nature of the baroclinic disturbance.

Key words: Polar low, upper cold low, tropopause folding, vorticity

1. 서 론

2011년 2월 11~12일 강릉을 포함한 동해안에 최대 1 m에 가까운 최심 적설량을 기록한 대설이 발생하였으며, 이러한 대형 대설이 발생한 배경에는 부산 앞 바다에서 발달한 극저기압(Polar low)의 영향이 컸다.

이러한 극저기압에 대한 연구는 극저기압의 영향으로 인접한 해안에서 인명 및 막대한 재산 피해를 입었던 스칸디나비아 국가들과 영국에 있는 기상학자들로부터 시작되었으며, 처음으로 Harley (1960)에 의하여 극저기압이 노르웨이 해에서 확인되었다. 초기 연구들은 북동 대서양, 바렌츠 해 그리고 노르웨이 해에서의 극저기압에 관심을 두었다가 곧 이 곳 이외에도 전세계적으로 북태평양, 동해 그리고 레브라도 해에서도 유사한 소용돌이들이 발견되며, 이 중규모 소용돌이들은 다양한 강도를 가지며, 북동 대서양과 스칸디나비아 해역에서 관측되는 극저기압과 아주 유사함

*Corresponding Author: Jae Gyoo Lee, Department of Atmospheric & Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, 7 Jukheon-gil, Gangneung-si, Gangwon-do 25457, Korea.
Phone: +82-33-640-2322, Fax: +82-33-640-2320
E-mail: ljgyoo@gwnu.ac.kr

을 알게 되었다(Rasmussen and Turner, 2003). Harley (1960)에 의하여 처음으로 극저기압이 확인된 후, 과거 수십 년 동안 고위도 해상에서의 극저기압에 대한 여러 사례 연구가 이루어져 왔으나, 극저기압을 명확하게 정의하는 것이 쉬운 일이 아닌 것 같다(Rasmussen, 1985). 이러한 이유는 부분적으로는 극저기압이 다른 특성을 가지는 다양한 해양에서 발달한다는 사실 때문이다. 각각의 극저기압은 서로 다른 대기환경 조건을 갖고 있어 구조에 있어 개별적인 특성을 가져, 모든 종류의 극저기압을 단 하나의 유일한 정의로 모두 포함하기가 어려워 보인다. 극저기압은 극 중규모 저기압(Polar mesoscale cyclone)으로도 불리우기도 한다. 그런데 극 중규모 저기압이라는 용어는 약하게 발달한 구름을 가지는 소규모 소용돌이에서부터 극저기압이라고 알려진 대단히 격렬한 해양성 요란(disturbance)에 이르기까지 대단히 광범위한 기상 시스템을 망라한다. 최근 들어, Rasmussen and Turner (2003)는 약한 소용돌이와 구별하여 극저기압의 정의를 다음과 같이 내렸다: “극저기압은 주 경압성역(한대 전선 또는 다른 주 경압성역)으로부터 북쪽으로 형성된 작지만 격렬한 해양성 저기압이며, 극저기압의 수평 규모는 대략 200~1000 km이며 해상 바람은 거의 14 m s^{-1} 정도이거나 이보다 커야 한다.”

한편, 극저기압의 생성과 발달 기구와 관련된 연구에서 경압 불안정(Harrold and Browning, 1969; Reed and Duncan, 1987), 제 2종 조건불안정(conditional instability of the second kind (CISK); Rasmussen, 1979)과 같은 열적 불안정(thermal instability) 또는 바람이 유도하는 해수면 열교환(wind-induced surface heat exchange (WISHE); Emanuel and Rotunno, 1989) 또는 이 둘의 결합(Yanase and Niino, 2007), 그리고 상층 기압골의 영향(Montgomery and Farrell, 1992)들이 중요한 역할을 한다고 하였다. 또한, Forbes and Lottes (1985)는 경압 불안정과 CISK 모두 극저기압의 발달에 있어 중요한 역할을 한다고 하였다. Yanase et al. (2004)은 극저기압의 급격한 발달은 주로 응결 가열에 의하여 이루어졌으며, 반면에 해수면에서의 열 플럭스는 소용돌이를 발달하도록 돕는 주위 환경을 유지하는데 중요하다고 하였으며, 경압불안정과 같은 건조과정(dry process)은 극저기압의 급격한 발달을 설명하기에 충분하지 않다고 하였다. 유사하게 Watanabe and Niino (2014)도 응결 가열(condensational heating)이 극저기압의 모든 발달 과정에서 중요하며 해수면으로부터의 현열과 잠열 플럭스는 부차적인 역할을 한다고 하였다.

한편, 겨울철 동해는 유라시아 대륙에서 형성된 한대 기단의 범람(Polar air outbreak)에 의하여 종종 강한 영향을 받는다. 차갑고 건조한 한대 기단이 상대

적으로 따뜻한 동해상으로 분출할 때 열과 수증기의 격렬한 교환이 일어나 대류 혼합층이 발달하게 된다. 따라서 동해상에서의 대기-해양 상호작용(air-sea interaction)은 대단히 활발하다. 동해는 강화된 하층 경압성과 수평 시어(shear) 그리고 강화된 표면 열 플럭스(surface heat flux)에 기인한 불안정의 결과로 다양한 종류의 대기 요란들이 발생할 수 있는 구역이다. Montgomery and Farrell (1992)은 극저기압은 주로 습윤 대류가 강화되고 한대전선과 관련되거나 또는 아주 차가운 빙판에 인접한 따뜻한 바다와 같이 온도 경도가 큰 구역에서 발생한다고 하였다. Asai (1988)는 1983~84년의 겨울철의 위성영상을 이용하여 동해상에서 극 중규모 저기압이 생성되는 곳을 분석하여 수평 규모가 300 km 미만인 극 중규모 저기압은 한반도 동쪽에서 시작하여 일본의 산인과 호쿠리쿠 해역, 그리고 홋카이도의 서쪽 해역에서 주로 발생한다고 하였으며, 다수의 연구자들에 의하여 동해상에서 발생하는 극저기압에 대한 다양한 연구들이 이루어져 왔다(e.g., Miyazawa, 1967; Asai, 1988; Asai and Miura, 1981; Ninomiya, 1989, 1991, 1994; Ninomiya et al., 1990, 1993, 1996; Tsuboki and Wakahama, 1992; Fu, 1999; Fu et al., 2004a, 2004b; Watanabe and Niino, 2014).

한편, 국내 연구에서는 중관 규모의 저기압 발달에 관한 연구는 다소 있으나(e.g., Lee et al., 1987; Park and Lee, 1998; Lee et al., 2002; Kim et al., 2004; Jung et al., 2005), 우리나라 인근 해상에서 발생하는 전형적인 중규모의 극저기압에 관한 연구는 부족한 실정이다. 극저기압과 관련된 연구로, Lee et al. (1998)은 1995년 1월 28~29일에 한대 기단의 영향하에서 동해상에서 발생한 중규모 저기압을 이해하기 위하여 수치모의와 관측 자료 분석을 수행하여, 중규모 저기압은 강한 경압성과 저기압성 순환이 위치한 대기 하층에서 형성되었으며, 수치실험에서는 응결 가열과 하층 경압성의 존재가 중규모 저기압 발생(cyclogenesis)에 중요함을 밝혔다. Cho (2007)는 2005년 3월 5일 우리나라 남동해안에서 발생한 극저기압에 대한 사례 연구에서 소용돌이도 방정식의 수치 분석(budget analysis)을 통하여 늘림 항(stretching term)이 하층 소용돌이도의 발달에 중요하며, 해수면으로부터의 현열과 잠열 플럭스가 극저기압 시스템의 발달과 유지에 있어 중요한 인자 중의 하나임을 보였다. Park et al. (2006)은 하부성층권의 높은 위치 소용돌이도를 가진 공기가 대류권으로 유입됨에 따라 대류권계면의 접힘으로 인해 상층의 강한 저기압성 순환이 하층 저기압을 강화시켜 극저기압을 발달시킨다고 하였다. Kim et al. (2013)은 극저기압과 연관된 2010년 12월 25~26일에 발생한 중규모 대설 사례연구에서 상층에서의

위치 소용돌이도(potential vorticity) 이류와 관련된 대류권계면 접힘과 500 hPa에서의 단파 기압골(shortwave trough) 그리고 대기 하층에서의 수분 이류(moisture advection)에 의해 지상 기압골에서 극저기압으로 발달하였다고 하였다. 극저기압은 발생하는 해역이 고위도인지 또는 중위도인지 그리고 극저기압이 놓여 있는 종관 환경에 따라 생성 원인과 극저기압의 발전 과정이 사례마다 다소 차이가 있다(Rasmussen and Turner, 2003).

2011년 2월 11~12일에 부산 앞바다에서 발달한 극저기압의 영향으로, 강릉 82 cm, 동해 100 cm 등 동해안에 최대 1 m에 가까운 최심 적설량을 동반한 대설이 발생하였다. 더구나 이 극저기압의 경우, 노르웨이 해와 같은 고위도 해역에서 나타나는 전형적인 형태의 발달한 극저기압의 모습으로, 태풍 눈과 같은 맑은 구역을 중심으로 나선형의 발달된 구름 띠가 휘감는 모습이 뚜렷이 위성 영상(Fig. 4e)에 잘 나타나, 기존의 국내 연구사례들(Lee et al., 1998; Cho, 2007)의 극저기압보다 훨씬 강하게 발달한 모습이며, 종관 일기도상에서도 분석이 될 정도로 발달한 극저기압이다. 따라서 이 연구에서는 이 극저기압을 대상으로 관측 자료와 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)의 6시간 간격의 ERA (ECMWF Re-Analysis) -Interim 재분석자료($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)를 이용하여, 아래 사항들에 대하여 관심을 가지고 극저기압의 생성과 발달 과정을 분석하고자 하였으며, 이 연구에서는 관측 분석에 주안점을 두었다. 1) 이 사례의 극저기압이 처음 생성되는 지역의 종관적인 특징은 무엇인가? 2) 극저기압이 발달하는 과정에서 어떤 대규모 기상 시스템이 동반되어야 하는가? 예를 들어 한랭 핵(cold core)을 동반한 상층 저기압 및 상층 단파 기압골의 존재, 대기 하층의 불안정 여부, 그리고 하부 성층권 공기의 유입에 따른 대류권계면 접힘이 동반되어야 하는가? 3) 극저기압 부근의 대기 하층은 어떠한 열적 구조를 갖고 있는가? 4) 소용돌이도 방정식의 수치 분석을 통하여 어떤 역학적인 과정이 소용돌이도 발달에 제일 큰 기여를 하였는가?

2절에서는 연구 자료 및 연구 방법을, 3절에서는 소용돌이도 방정식의 수치 분석을 포함한 관측 자료의 분석 결과 및 논의를, 4장에서는 종합 및 결론을 제시하였다.

2. 연구 자료 및 연구 방법

2.1 연구 자료

동해안에 대형 대설을 동반한 극저기압의 생성과 발달과정을 분석하기 위하여 이용한 자료는 기상청에서 제공하는 지상, 500 hPa 그리고 300 hPa 일기도와

MTSAT (Multifunctional Transport Satellites) 적외영상 자료, ASCAT (Advanced Scatterometer) 해상풍 자료를 사용하였다. 또한 ECMWF에서 6시간 간격으로 제공되는 ERA-Interim 재분석자료를 이용하였다. 이 재분석자료는 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 의 수평 해상도를 가지는 전구 자료로서 지상 자료와 상층 자료로 나뉘어져 있다. 상층 자료로는 등압면 자료와 등온위면 자료가 있으며, 등압면 자료는 1000~1 hPa까지 37층 그리고 등온위면 자료는 265~850 K까지 15층으로 구성되어 있다. 이 연구에서 사용된 주요 변수를 살펴보면, 지상 자료는 10 m 고도에서의 바람의 동서 성분(u)과 남북 성분(v), 그리고 해면기압 자료이며, 등압면 자료는 지오폠펜셜 고도, 바람의 동서 성분(u)과 남북 성분(v), 연직 바람 성분(p-velocity; ω), 온도, 상대습도, 상대 소용돌이도, 위치 소용돌이도, 발산 자료이다. 그리고 등온위면 자료에서는 위치 소용돌이도 자료를 사용하였다. 여기서는 한반도 영역($30\sim 45^\circ\text{N}$, $120\sim 138^\circ\text{E}$)을 중심으로, 등압면 자료는 1000~200 hPa까지의 고도 자료를, 등온위면 자료는 300 K 등온위면의 위치 소용돌이도 자료를 이용하여 분석하였으며, 분석 기간은 2011년 2월 10일 1200 UTC부터 12일 0600 UTC까지이다.

2.2 연구 방법

극저기압의 성장과정을 단계별로 연구하기 위하여, 소용돌이도와 지상기압의 크기 그리고 시간에 따른 크기 변화의 정도를 기준으로 네 단계(발생기, 발달기, 성숙기, 소멸기)로 분류하였다. 그 후, 각 단계별로 1000과 500 hPa 고도의 발산 장, 950 hPa 상대 소용돌이도 장, 700 hPa 연직속도 장을 각각 분석하였으며, 그리고 850~950 hPa 층과 950~500 hPa 층에 대한 연직안정도를 분석하였다. 특히 발달기와 성숙기의 경우, PVA (Positive Vorticity Advection) 분포, 등온위 위치 소용돌이도(Isentropic Potential Vorticity; IPV)의 분포 및 온도 편차의 연직 분포를 추가로 분석하였다. 여기서 IPV의 분포를 분석하는 이유는 다음과 같다: 하부 성층권에서부터 하강해온 공기는 단열과정을 가정하면, 등온위면을 따라 쉽게 이류하며, 이렇게 하부 성층권의 공기가 대류권으로 이류(권계면 접힘; tropopause folding)하게 되면 대류권에서의 낮은 정적안정도로 인해 대류권에서의 상대 소용돌이도가 증가하게 되어 극저기압의 발달에 중요한 기여를 한다(Rasmussen and Turner, 2003). 따라서 등온위 위치 소용돌이도(IPV)의 수평 분포와 연직 분포를 분석하여 극저기압의 발달과정에서 이러한 하부 성층권 공기의 침투를 보여주는 역학적 권계면 고도의 변화에 대하여 분석하고자 한다. 이 연구에서는 세계기상기구(WMO, 1986)의 정의에 따라, 위치 소용돌이도가 1.6

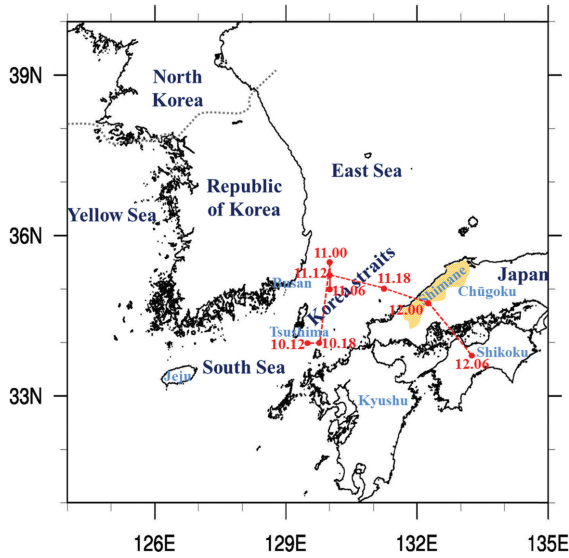


Fig. 1. Geographic map of the Korean Peninsula and western Japan. The red dot indicates the position of 950 hPa vorticity center. Some geographic areas referred to in the text are indicated.

PVU (Potential Vorticity Unit, $10^{-6} \text{ K m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)인 고도를 (역학적)대류권계면 고도라 정의하였다.

또한, 극저기압 발달과 관련된 소용돌이도 역학을 이해하기 위하여 소용돌이도 방정식의 각 항들이 소용돌이도의 시간 변화율에 어느 정도 기여하는지를 밝히기 위하여 소용돌이도 방정식 수치 분석(budget analysis)을 수행하였다. 등압 좌표계 상에서의 소용돌이도 방정식은 다음과 같다(Holton, 1992).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla(\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (\zeta + f) \nabla \cdot V + k \cdot \left(\frac{\partial V}{\partial p} \times \nabla \omega \right) \quad (1)$$

여기서 왼쪽 항은 소용돌이도의 국지 시간 변화율이며, 오른쪽 첫째 항과 둘째 항은 각각 수평 그리고 연직 소용돌이도 이류이다. 오른쪽 셋째 항은 늘림 항 또는 발산 항(divergence term)이라고 부르기도 한다. 넷째 항은 기울기 항(tilting term)이다. 이 연구에서는 ERA-Interim 재분석자료를 이용하여, 950 hPa과 500 hPa 등압면에서의 각 항들을 유한 차분법으로 계산하였다.

3. 분석 결과 및 논의

3.1 일기도 및 적외영상 분석

먼저, 6시간 간격으로 극저기압의 중심(ERA-Interim

재분석자료의 950 hPa 소용돌이 중심)위치와 설명에 필요한 우리나라 및 일본의 지명을 Fig. 1에 실었다. 극저기압이 생성되기 전인 2011년 2월 10일 1200 UTC 지상일기도(Fig. 2a)를 보면, 몽고지방에 중심을 둔 대륙성 한대고기압의 세력이 중국내륙과 동해상으로 확장하고 있으며, 큐슈 부근으로 확장한 기압골은 극저기압이 생성될 부산 남동 먼 바다 쪽을 거쳐 영남지방으로 뻗고 있다. 이러한 중관 패턴은 동해안으로 북동기류가 유입되는 전형적인 북고남저형의 기압 배치이다. 이 시각의 500 hPa 상층 일기도(Fig. 3a)에는 캄차카 반도로부터 몽고지방으로 동서로 뻗은 장파의 기압골이 형성되어 있으며, 몽고 부근으로 영하 약 40°C 내외의 한기를 동반한 상층 저기압(중심 지위고도: 5194 m)이 위치하고 있고, 서해 남부 해상에 단파 기압골(short wave trough)이 위치하고 있다. 이 시각의 300 hPa 상층일기도(Fig. 3e)에서는 한대 제트 기류가 중부지방을 통과한다. 남해 동부 해상과 동해 남부 해상에서는 남쪽에서 뻗은 기압골이 위치하고 있으며, 기압골이 위치한 이 해상은 따뜻한 쓰시마 해류가 지나는 곳으로 하층에서는 현열과 잠열의 공급이 있고 상층에서는 찬 공기가 위치하여 열적으로 불안정한 곳이다. 2월 10일 1100 UTC의 적외영상(Fig. 4a)에서는 기압골과 관련된 발달된 구름대들(최저 온도 약 -40°C)이 남해와 일본 열도 상공을 지나고 있으며 동해안에는 주로 하층운으로 이루어진 구름대가 위치하고 있다. 참고로, 온정 온도는 MTSAT 적외채널 1 (10.3~11.3 μm) 밝기 온도로부터 계산된 자료이다.

12시간 후인 11일 0000 UTC (Fig. 2b)에는 큐슈 쪽으로 뻗었던 기압골이 한랭전선과 온난전선을 동반한 큰 규모의 저기압으로 발달하였으며 이 저기압으로부터 뻗어 나온 기압골은 더욱 깊어져 영남지방 쪽으로 도립 기압골(inverted trough) 형태를 취하고 있다. 도립 기압골은 중위도 지역에서 고기압의 남쪽에 저기압이 위치할 때 발생하는 것으로 북쪽으로 기압골이 불쑥 솟아오른 형태로 동풍계열의 바람을 동반하는 경향이 있다. 도립 기압골이 깊어짐에 따라 부산 앞 바다 및 동해 남부 해상으로 저기압성 시어(cyclonic shear)가 더욱 강화됨을 알 수 있다. 이 시각의 500 hPa 상층 일기도(Fig. 3b)에서는 12시간 전에 몽고지방에 위치하였던 상층 저기압이 한랭 핵(-40°C)을 동반한 채 보다 발달(중심 지위고도 5174 m)하면서 남동진하여 중국 동북지방으로 이동하였으며, 이 상층 저기압으로부터 뻗어 나온 기압골이 발해만 내륙 지역을 따라 위치하고 있다. 또한 서해 남부 해상에 위치하였던 상층 기압골은 남해 동부 해상으로 이동하였는데, 이 기압골이 일본 열도 남쪽 해상에 위치한 전선을 동반한 저기압의 발달에 기여하였다. 300 hPa

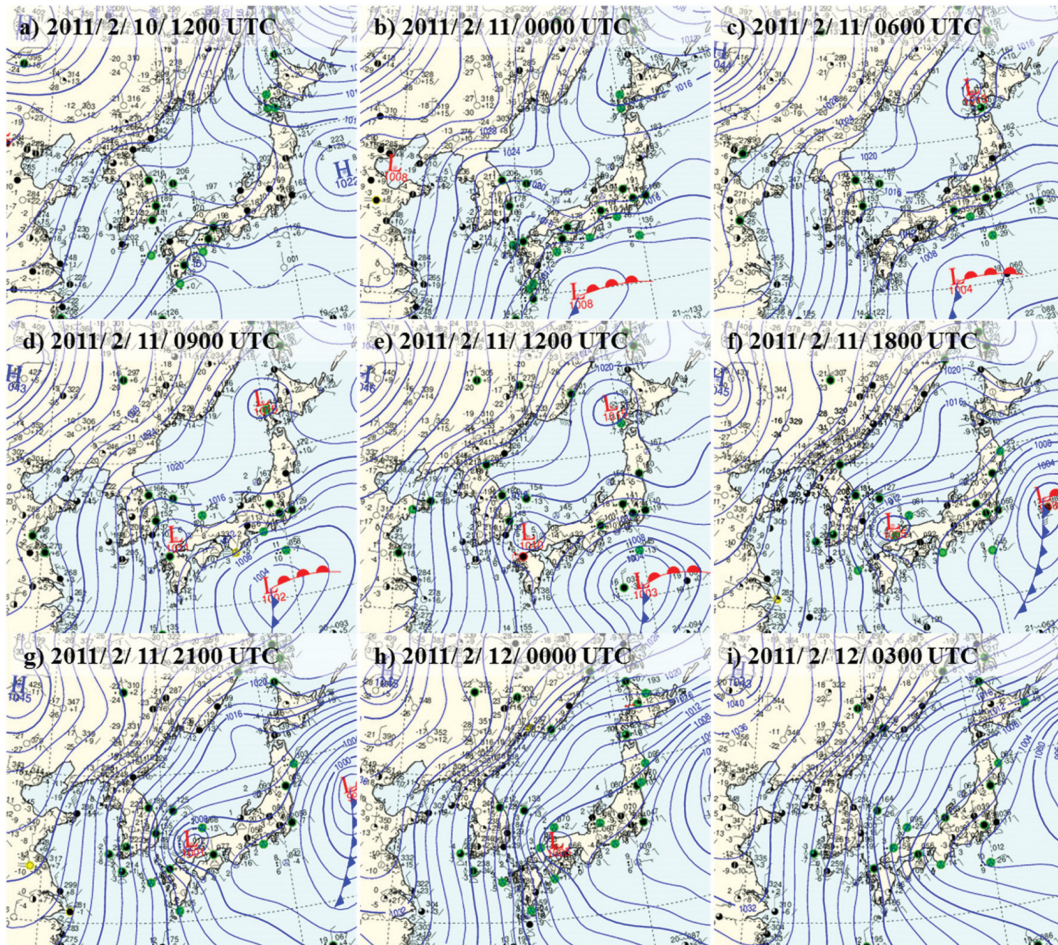


Fig. 2. Surface weather charts for (a) 1200 UTC 10, (b) 0000 UTC 11, (c) 0600 UTC 11, (d) 0900 UTC 11, (e) 1200 UTC 11, (f) 1800 UTC 11, (g) 2100 UTC 11, (h) 0000 UTC 12, and (i) 0300 UTC 12 February 2011.

상층일기도(Fig. 3f)에서 12시간 전에 중부 이북지방에 위치하였던 한대 제트 기류는 남하하여 제주도 부근을 지남에 따라 제트 기류의 북쪽에 해당되는 부산 남동쪽 해상과 대한해협 부근의 대기 상층은 양의 소용돌이도 역이 형성될 좋은 조건을 갖추었다. 이 시각(11일 0100 UTC)의 적외영상(Fig. 4b)에서는 동해안을 따라 하층운인 구름대(최저 운정 온도 약 -15°C)가 형성되어 있고, 영남 근해에서는 나선형의 하층운들이 위치해 있다.

11일 0600 UTC (Fig. 2c)에는 일본 열도 남쪽에 위치한 저기압은 느리게 동진하면서 더욱 발달하여 중심 기압이 1004 hPa로 깊어졌고, 영남지방으로 뻗은 기압골은 여전히 발달한 상태를 유지하고 있다. 11일 0700 UTC 적외영상(Fig. 4c)을 보면, 동해안을 따라 구름대(최저 운정 온도 약 -20°C)가 형성되어있으며

이 구름대의 끝자락인 부산 앞바다 쪽에 위치한 구름들은 나선형으로 감기는 형태를 취하고 있다. 3시간 뒤인 11일 0900 UTC (Fig. 2d)에는 전선을 동반한 종관 규모 저기압으로부터 북서쪽으로 뻗는 도립 기압골(부산 앞바다 부근)에서 1011 hPa 중심 기압을 갖는 작은 규모의 저기압이 생성되는데, 이 저기압이 극저기압으로 전형적인 극저기압으로 발달하게 된다. 이 극저기압은 일본 열도 남쪽에 위치한 주 저기압인 종관 규모 저기압의 기압골 안에서 성장하고 발달하였으므로 이 종관 규모 저기압을 부모 저기압(parent low 또는 mother low)이라 부르기도 한다(Ninomiya et al., 1993; Ninomiya et al., 2003). 이 극저기압의 위치는 일본 열도 남쪽에 위치한 종관 규모 저기압의 북서쪽에 해당한다. 이러한 부모 저기압과 관련된 Ninomiya et al. (1996)의 연구에 따르면 부모 저기압에서 뻗어

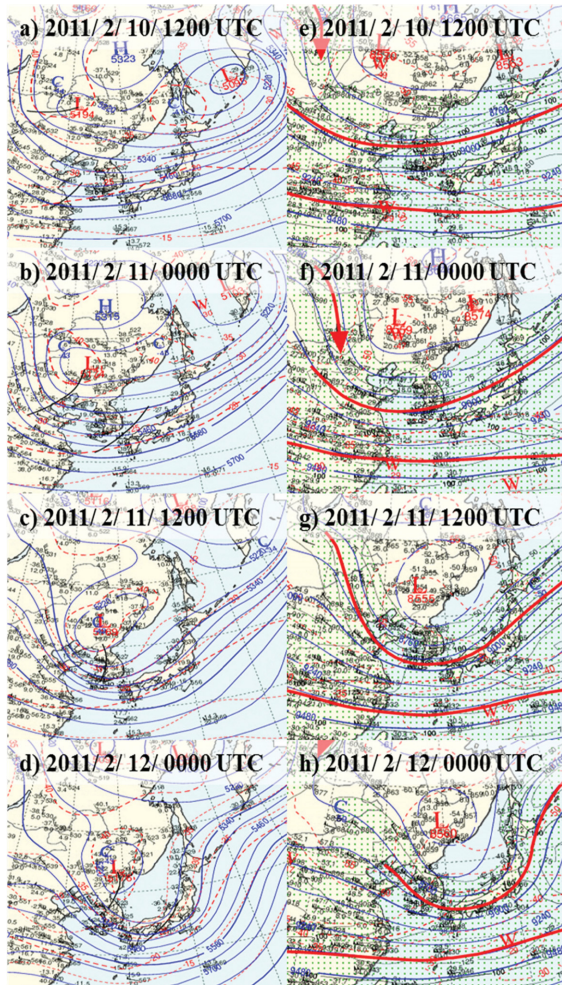


Fig. 3. Upper-air weather charts of 500 hPa and 300 hPa for (a, e) 1200 UTC 10, (b, f) 0000 UTC 11, (c, g) 1200 UTC 11, and (d, h) 0000 UTC 12 February 2011, respectively.

나온, 동서방향으로 길게 늘어난 지상 기압골 안에서 저기압성 시어 흐름 안에서 극저기압이 발생한다고 하였으며, Ninomiya et al. (2003)의 수치모의에서도 부모 저기압의 존재가 극저기압의 생성에 필수적임을 밝혔다.

11일 1200 UTC (Fig. 2e)에는 대한해협에 위치한 극저기압은 계속적으로 발달하고 있다. 이에 따라 동해안쪽으로 남북방향의 강한 기압 경도력이 형성되어, 동해안 지역은 강한 북동기류의 영향을 받아 큰 눈이 내리고 있다. 한편, 중국 동북지방에 중심을 둔 상층 저기압은 남동진하여 한반도 쪽으로 접근하면서 상층 장파의 기압골에서 완전히 절리되어(cut off), 발달한 한랭 소용돌이(cold vortex)가 되었으며, 상층 한랭 저

기압(cold low)의 닫힌 5220 m 등고도선이 위치한 곳으로 한랭 핵(-40°C)이 위치한다. 그런데 Bell and Bosart (1993)의 절리 저기압 순환의 형성에 관한 사례연구에 따르면, 상층 500 hPa에서의 절리 저기압은 건조한 하부 성층권 공기가 침투하여 대류권계면이 접히면서 대류권계면 고도가 620 hPa 근처까지 하강할 때 생성되었다고 하였다. 이와 관련된 내용은 3.2 절에서 상세히 언급할 것이다.

상층 한랭 소용돌이의 남하로 극저기압이 생성되고 발달하기 위한 전형적인 환경을 갖추게 되었다. 12시간 전(Fig. 3b)에 발해만 내륙지역에 위치하였던 상층 단파 기압골은 한랭 저기압 주위를 반 시계방향으로 회전하여 1200 UTC (Fig. 3c)에는 서해안을 따라 위치하여 한반도에는 깊은 단파 기압골이 자리잡게 된다. 기압골 전면에서 역학적으로 나타나는 강한 발산은 상승운동을 야기시켜(Gordon et al., 1998) 하층 대기에서의 수렴을 촉진시킴에 따라 하층 소용돌이가 발달하게 된다. 한편, 발달한 온도골(thermal trough)은 평안도에서 중부지방을 지나 남해상으로 뻗음에 따라, 이 지역 상공으로 이전 시간보다 더욱 강한 한기가 유입됨을 알 수 있다. 이러한 상층의 강한 한기 유입은 대기 불안정을 유도하는 배경이 된다. 한편, 한대 제트 기류(Fig. 3g)는 제주도 부근을 지나 큐슈 부근으로 다소 남하하였다. Yarnal and Henderson (1989)의 연구에 따르면 대륙성 고기압에 동반된 차가운 한대 공기는 동해 바다를 지나면서 하층 대류 불안정을 유도하는 상당한 해기차(the difference of sea surface temperature and air temperature)를 겪게 되며, 특히 따뜻한 해류와 연관된 강한 열 경도는 한대 기단의 연직안정도에 더욱 더 영향을 미치며, 여기에 상층 단파 기압골과 같은 상층 요란이 존재하면 극저기압은 촉발될 것이라고 언급하면서, 극저기압은 동아시아 제트 근처와 같이 상층 강제력(forcing)이 위치하는 아시아 동쪽 해안에 위치한 따뜻한 해류 부근을 따라서 형성될 가능성이 아주 높다고 하였다.

1300 UTC (Fig. 4d)에는 동해안을 따라 형성된 구름 띠(최저 운정 온도 약 -35°C)가 극저기압이 위치한 부산 앞바다 쪽으로 뻗고 있으며 이 구름 띠의 끝 자락에 위치한 구름 열들이 맑은 구역을 중심으로 감싸고 있다.

11일 1800 UTC (Fig. 2f)에는 부산 앞바다에 형성된 극저기압은 다소 동쪽으로 이동하면서 전형적인 극저기압으로 발달하기에 이르렀다. 이렇게 절정에 이른 극저기압의 모습을 특히 11일 1900 UTC의 적외영상(Fig. 4e)에서 잘 볼 수 있다. 동해 남부 해상을 지나 일본 시마네 현 앞바다에서 나선형으로 감싸는 발달된 구름 띠(최저 운정 온도 약 -35°C)와 그 중심으로 태풍의 눈과 같은 맑은 구역을 볼 수 있는데, 이러한

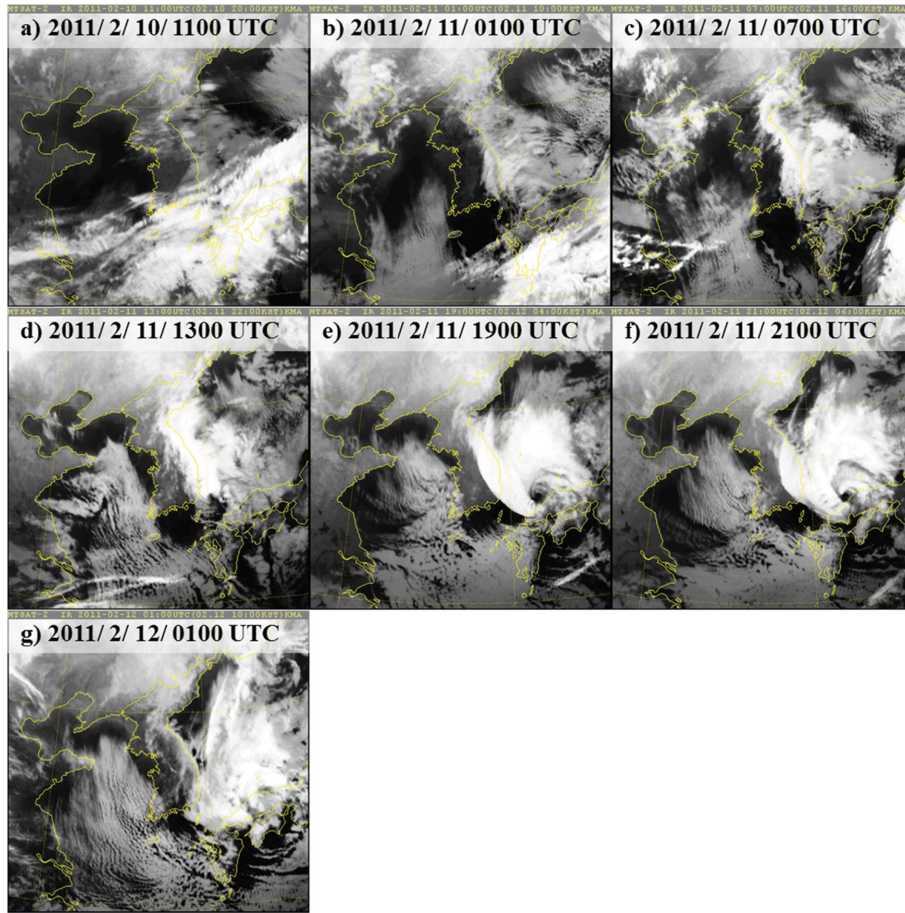


Fig. 4. Infrared images of MTSAT-2 satellite at (a) 1100 UTC 10, (b) 0100 UTC 11, (c) 0700 UTC 11, (d) 1300 UTC 11, (e) 1900 UTC 11, (f) 2100 UTC 11, and (g) 0100 UTC 12 February 2011.

모습은 발달한 태풍과 유사한 모습이다. 또한 동해안 및 강원내륙 지역으로 강하게 발달된 구름 띠(최저 온도 약 -40°C)를 볼 수 있다. 이때의 극저기압의 규모는 약 300 km 내외이다.

11일 2100 UTC (Fig. 2g)에는 극저기압이 일본 시마네 현 해안 가까이 접근하면서 더욱 발달하여 중심 기압이 1001 hPa에 이르렀는데, 이 중심 기압은 극저기압의 일생에서 관측된 중심 기압 중에서 최저 중심 기압이다. 극저기압의 지속적인 발달로 동해안 지역으로 북서-남동 방향의 기압 경도력이 더욱 강해졌으며 이에 따라 동해안 지역으로 이전 시간보다도 더 강한 북동기류가 유입되어 더 많은 눈이 내리게 되었다. 11일 2100 UTC의 위성 영상(Fig. 4f)에서는 극저기압의 맑은 구역이 다소 동진하였으나 여전히 발달한 구름띠들이 극저기압의 맑은 구역을 나선형으로 감싸는 모습이다.

12일 0000 UTC의 일기도(Fig. 2h)를 보면, 극저기압

(중심 기압 1005 hPa)은 동진하면서 일본 시마네 현 부근으로 상륙하였다. 한편, 500 hPa 상층의 한랭 소용돌이(Fig. 3d)는 동진하여 함경북도 부근에 위치하고 있으며, 이 저기압에서 뺏어 나온 기압골은 동진하여 중부 이북지방에 놓여있으며, 온도 골은 한반도에서 큐슈 쪽으로 뺏고 있다. 여기서 눈에 띄는 점은 12시간 전(Fig. 3c)에 기압골의 풍상측인 서해 북부 해상에서 풍하측인 동해 북부 해상으로 갈수록 등고도선 간격이 넓어져 분류하는(diffluent) 모습을 보였다. 12일 0000 UTC 500 hPa 상층 일기도(Fig. 3d)에서는 등고도선 간격이 보다 더 확연하게 넓어져 분류(diffluence)가 보다 강화되었으며, 또한 분류 역도 남동쪽으로 보다 확장하여 동해 전 영역이 강한 분류역에 놓여있다. 일반적으로 분류가 일어나는 영역은 속력 수렴도 같이 일어나기 때문에 순 발산은 0에 가깝지만 이 시각의 500 hPa 상층 일기도에서는 등고도선 간격이 보다 더 확연하게 넓어져 분류가 보다 강

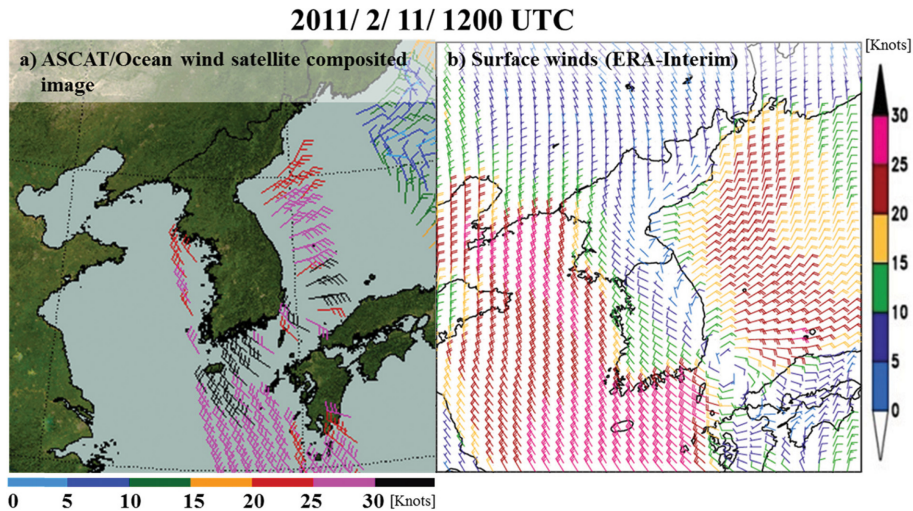


Fig. 5. (a) The ASCAT/Ocean wind satellite composited image and (b) surface winds from ERA-Interim data, valid at 1200 UTC 11 February 2011.

함에 따라 강한 발산이 일어나고 있음을 알 수 있으며, 이러한 해석은 뒤에서 언급할 재분석자료의 분석(Fig. 7)에서도 확인된다. 강한 분류 역이 위치한 대기 하층에서는 질량보존의 법칙에 따라 하층 수렴이 강하게 일어나 공기의 상승 운동이 있게 된다. 한편, 이 시각(12일 0100 UTC)의 적외영상(Fig. 4g)에서는 극저기압의 눈 형태가 다소 변형되어 중심을 찾기가 어려우며 또한 극저기압 중심으로 조직화되었던 나선형의 구름띠의 모습이 다소 붕괴된 형태이다.

12일 0300 UTC의 지상일기도(Fig. 2i)에서는 더 이상 닫힌 극저기압으로 분석되지 않고 단순히 기압골로 분석되었다. 이는 극저기압이 차가운 육지로 상륙하면서 지면 마찰과 현열 및 잠열 플럭스의 공급이 차단되어 대류활동이 약화되어 급격히 약화되었기 때문이다. 이렇게 지상에 상륙하면서 급격히 약화되는 전형적인 모습은 Nordeng and Rasmussen (1992)의 사례에서도 볼 수 있다.

3.2 ERA-Interim 재분석자료 분석

극저기압 분석을 위하여 ERA-Interim 재분석자료를 이용하기 전에 먼저, 이 자료가 부산 근해에 위치한 극저기압을 신뢰성 있게 나타내는지 확인하기 위해, 이용 가능한 시간대인 11일 1200 UTC의 ASCAT 해상풍 자료와 ERA-Interim 자료의 바람장을 비교/분석하였다. 해상에서의 바람 정보를 보여주는 ASCAT 해상풍 자료(Fig. 5a)를 보면, 부산 앞바다쪽으로 극저기압에 대응되는 영역에서 뚜렷한 저기압성 회전을 하는 소용돌이가 위치하며, 그 소용돌이 주변의 최대 풍속은 약 30 knots (그림에서 검은 색 wind barb)로 분

석되는데, 이와 유사하게 ERA-Interim 자료의 바람장(Fig. 5b)에서도 극저기압에 대응되는 영역에서 강한 저기압성 회전을 보이는 바람역이 부산 앞바다쪽으로 정확하게 위치하며, 극저기압 주변의 최대 풍속의 크기는 약 25 knots로 다소 비슷하게 나타난다. 따라서 ERA-Interim 재분석자료를 이용하여 이 사례의 극저기압을 진단/분석하기에 적절하다고 보여진다.

3.2.1 극저기압의 일생(life cycle)

ERA-Interim 재분석자료를 이용하여 극저기압의 생성과 발달과정을 단계별로 구분하기 위하여 극저기압이 위치한 곳에서의 상대 소용돌이도와 지상기압을 시계열(Fig. 6)로 같이 나타내었다. 여기서 950 hPa에서의 상대 소용돌이도를 선택한 이유는 이 사례기간 동안에 최대 크기의 상대 소용돌이도가 나타난 기압 고도가 950 hPa이었기 때문이다. 시계열을 보면, 10일 1200과 1800 UTC에서는 소용돌이도의 크기에 큰 변화가 없다가 1800 UTC 이후부터 증가하기 시작하여 11일 1800 UTC에 정점(peak)에 도달하며, 그 후 12일 0000 UTC까지 약하게 감소하다가 이 후 급격하게 감소한다. 한편 지상기압의 시간 변화를 살펴보면, 11일 0000 UTC 이후부터 낮아지기 시작하다가 12일 0000 UTC에 최저 중심 기압을 기록한 후, 급격히 상승하였다. 따라서 소용돌이도와 지상기압의 크기 및 시간에 따른 크기 변화의 정도를 기준으로 다음과 같이 네 단계로 분류하였다. 즉, 소용돌이도의 크기 변화가 거의 없는 발생기(10일 1800 UTC까지), 소용돌이도의 크기가 증가하고 지상기압은 하강하는 발달기(11일 0000~1200 UTC), 소용돌이도의 크기가 최대이거나 지

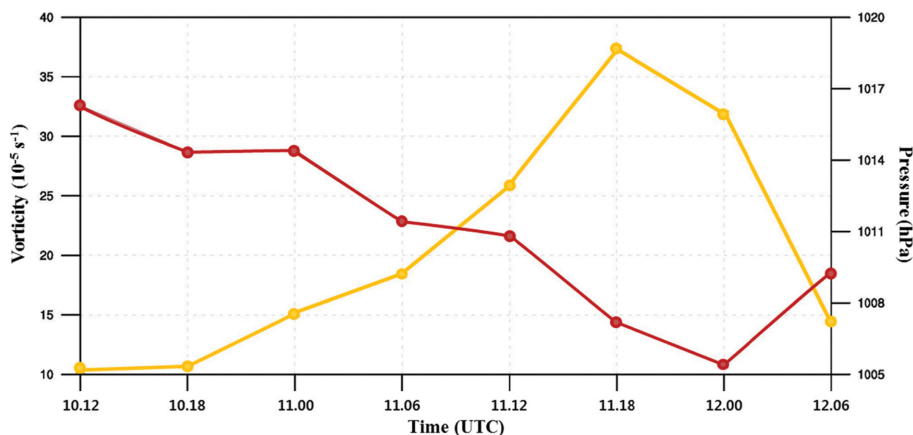


Fig. 6. Time series of the maximum vorticity (yellow line) at the level of 950 hPa, and the surface central pressure (red line) of the polar low from ERA-Interim data.

상기압이 최저인 성숙기(11일 1800 UTC~12일 0000 UTC), 그리고 소용돌이도의 크기가 급격히 약화되고 지상기압이 상승하는 소멸기(12일 0600 UTC 이후)이다.

1) 발생기(10일 1200~1800 UTC)

초기에 해당하는 10일 1800 UTC의 1000 hPa 발산 장(Fig. 7a)을 보면, 동해안을 따라 대마도 남동쪽 해상까지 수렴역이 위치하고 있으며 최대 수렴역(약 $-86.03 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)은 영덕 앞바다 부근에 위치한다. 500 hPa 발산 장(Fig. 7b)에서는 일본 큐슈 서쪽 해상에 발산역의 중심이 위치한다. 700 hPa 연직속도 장(Fig. 7c)을 보면, 광범위한 상승역이 강원도 해안을 따라 동해 남부 해상을 거쳐 일본 열도쪽으로 형성되어 있으며, 이 상승역의 중심(최대 약 $-25.96 \text{ hPa hr}^{-1}$)은 울진 해안 부근에 위치하고 있으며, 시코쿠 부근으로 다소 강한 상승역의 중심(최대 약 $-36.70 \text{ hPa hr}^{-1}$)이 위치하고 있다. 초기 단계이기 때문에 극저기압이 형성될 부산 근해에서는 강한 상승역이 보이지 않는다. 950 hPa 상대 소용돌이도 장(Fig. 7d)을 보면, 양의 소용돌이도 역의 중심(최대 약 $10.64 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)은 대마도 남동쪽 해상에 위치하고 있으며, 이 곳 부근에서 극저기압이 생성 되기 시작한다. 한편, 동해 중부와 북부 해상으로 그리고 강원도와 경상도 내륙지방으로 음의 소용돌이도 역이 광범위하게 존재한다.

대기 하층의 연직안정도를 보기 위하여 850~950 hPa 층의 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포를 Fig. 7e에 점선과 색깔로 나타내었으며, 음의 영역은 대류 불안정역에 해당한다. 여기서 θ_e 는 상당온위이다. 발생기인 10일 1800 UTC의 경우(Fig. 7e), 극저기압이 발생할 부산 앞바다 쪽으로 대류 불안정역이 위치하고 있어, 부산 앞바다 부근은 요란이 발생할 수 있는 우호적인 환경을 갖추고 있음을 알 수 있다. 이렇게 대류 불안

정역이 생성된 이유는 부산 부근 해역으로 따뜻한 쓰시마 해류가 지나감에 따라 해수면에서 대기 경계층으로 열과 수분의 공급이 활발히 이루어지기 때문으로 보인다. 한편, 극저기압의 발달과 관련된 중요한 사항은 상층 한랭 소용돌이의 영향하에서의 정적 안정도의 뚜렷한 감소이다. 이러한 특징을 찾기 위하여 발생기인 10일 1800 UTC의 500~850 hPa 층의 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포도(Fig. 8a)를 보면, 정적안정도가 상대적으로 낮은 역이 광범위하게 북한지방과 동해안 그리고 남해 동부 해상에 위치하며, 안정도가 낮은 역의 중심(최대 $13.84 \text{ K (350 hPa)}^{-1}$)은 경북 해안에 위치한다.

2) 발달기(11일 0000~1200 UTC)

발달기에 해당하는 11일 0600 UTC의 1000 hPa 발산 장(Fig. 7f)을 보면, 함경남도에서 동해안을 따라 부산 근처까지 강한 수렴역이 존재하며, 포항 부근으로 최대 수렴역(약 $-108.09 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)이, 그리고 큐슈 해안쪽으로 또 다른 수렴역의 중심(최대 약 $-63.85 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)이 위치함을 알 수 있다. 500 hPa 발산 장(Fig. 7g)을 보면, 원산만과 강원지역에 발산역을, 영덕 앞바다 부근으로 수렴역을 볼 수 있다. 700 hPa 연직속도 장(Fig. 7h)에서는 발달된 상승역의 중심이 삼척 부근(최대 약 $-35.02 \text{ hPa hr}^{-1}$)에 위치하고 있으며 극저기압이 형성되는 대마도 동쪽 해상으로는 약한 상승역이 위치한다. 950 hPa 상대 소용돌이도 장(Fig. 7i)을 보면, 전 시간에 비해 훨씬 강화된 양의 소용돌이도 역의 중심(최대 약 $18.43 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)이 부산 남동쪽 해상에 위치하고 있어, 극저기압이 발달하고 있음을 알 수 있다. 이 시각의 850~950 hPa 층의 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포도(Fig. 7j)를 보면, 대류 불안정역은 큐슈 남단 쪽에 불안정역의 중심을 두고 극저기압이

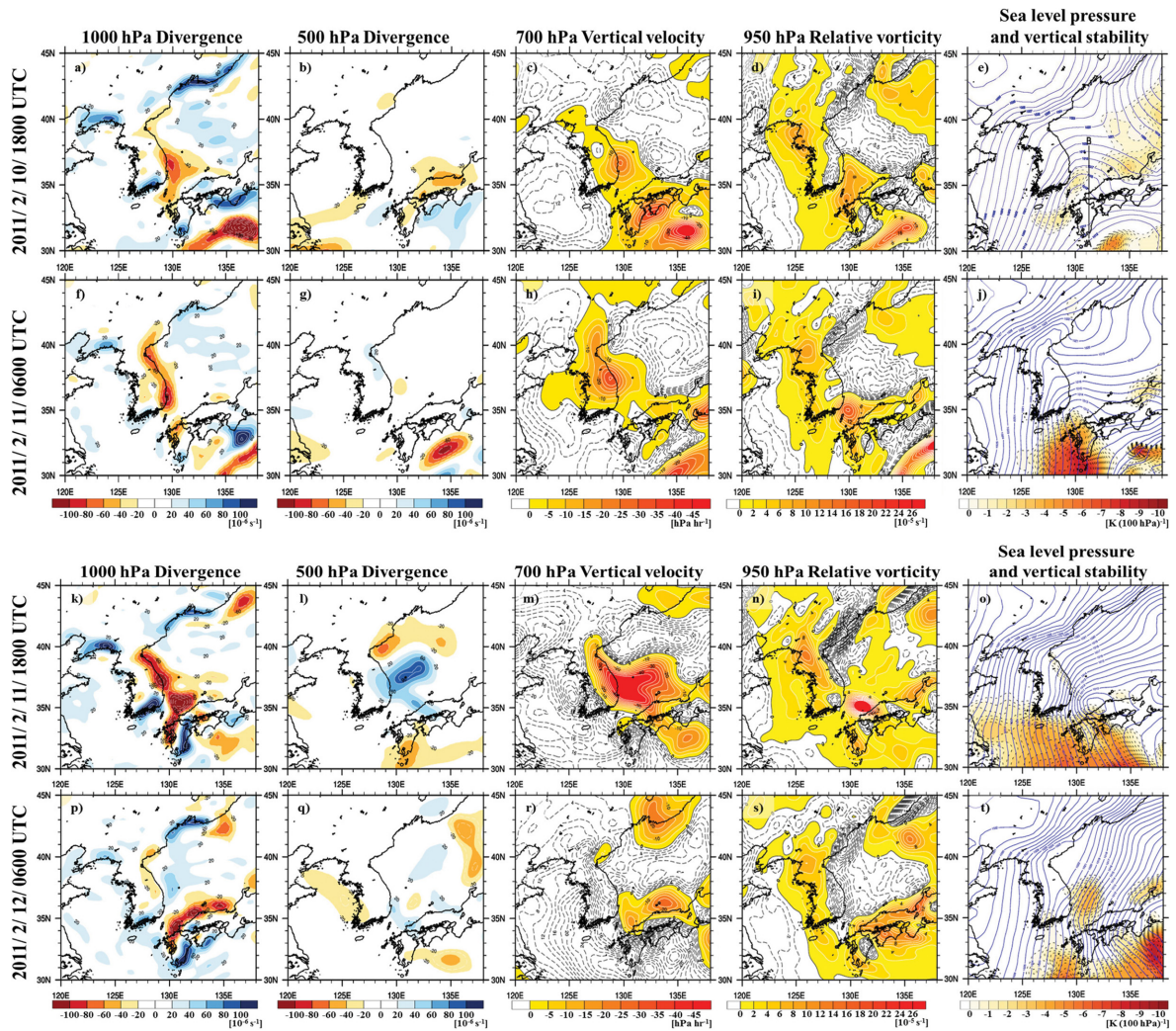


Fig. 7. The horizontal distributions of (a, f, k, p) 1000 hPa divergence (10^{-6} s^{-1} , shaded according to scale at the bottom of the panel), (b, g, l, q) 500 hPa divergence (10^{-6} s^{-1} , shaded according to scale at the bottom of the panel), (c, h, m, r) 700 hPa vertical velocity (hPa hr^{-1} , shaded according to scale at the bottom of the panel), (d, i, n, s) 950 hPa relative vorticity (10^{-5} s^{-1} , shaded according to scale at the bottom of the panel), and (e, j, o, t) the surface pressure (solid lines, hPa) and the vertical stability ($-\partial\theta_e/\partial p$) [dashed lines and shaded; $\text{K} (100 \text{ hPa})^{-1}$] of the layer between 850 and 950 hPa. Result shown are for (a)-(e) 1800 UTC 10, (f)-(j) 0600 UTC 11, (k)-(o) 1800 UTC 11, and (p)-(t) 0600 UTC 12 February. Line AB in Fig. 7e shows the line along which the vertical cross section in Fig. 12 is taken.

발생하는 남해 동부 해상으로 뻗고 있다. Fu et al. (2004a)의 사례 연구에서도 극저기압의 남쪽 측면의 대기 하층이 대류적으로 보다 불안정하였다고 하였다.

발달기인 11일 0600 UTC의 500~850 hPa 층의 연직 안정도 ($-\partial\theta_e/\partial p$)의 분포도(Fig. 8b)를 보면, 상층 한랭 저기압이 북서쪽에서 극저기압 쪽으로 가까이 접근함에 따라 정적 안정도가 상대적으로 낮은 역이 극저기압이 위치한 부근을 포함하여 북서쪽으로 광범위

하게 분포해 있으며, 특히 극저기압 근처인 부산 앞바다 부근으로 낮은 안정도의 중심(최대 약 $9.64 \text{ K} (350 \text{ hPa})^{-1}$)이 위치함을 알 수 있다. 이러한 연직안정도의 분포는 홋카이도 부근에서 발달한 극저기압의 사례 연구(Ninomiya et al., 1993)결과와 잘 일치한다.

11일 0600 UTC의 500 hPa에서의 PVA 분포도(그림 생략)에서, 서해 중부 먼 바다에 양의 중심역이 위치하며, 부산 앞바다 쪽으로는 약한 음의 중심역이 위

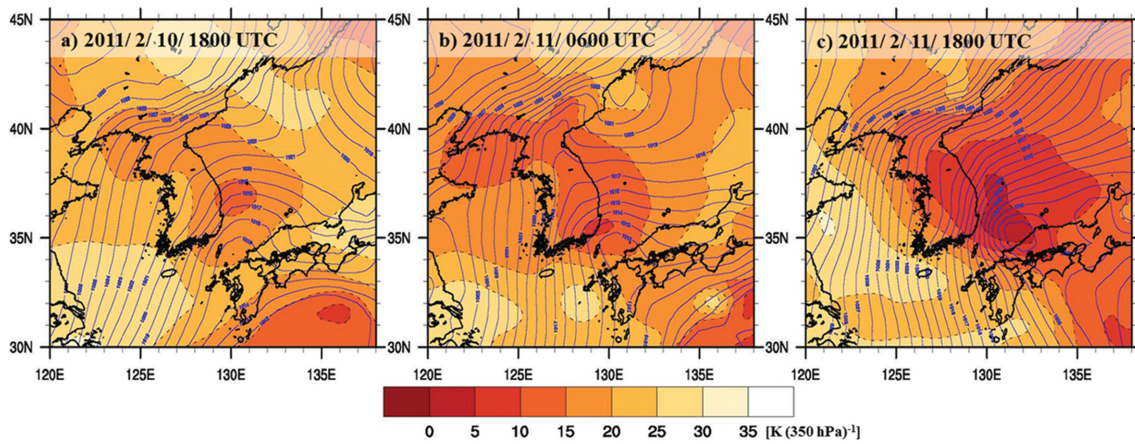


Fig. 8. Distributions of the surface pressure (solid lines, hPa) and the vertical stability ($-\partial\theta_e/\partial p$) [dashed lines and shaded; $K(350 \text{ hPa})^{-1}$] of the layer between 500 and 850 hPa at (a) 1800 UTC 10, (b) 0600 UTC 11, and (c) 1800 UTC 11 February.

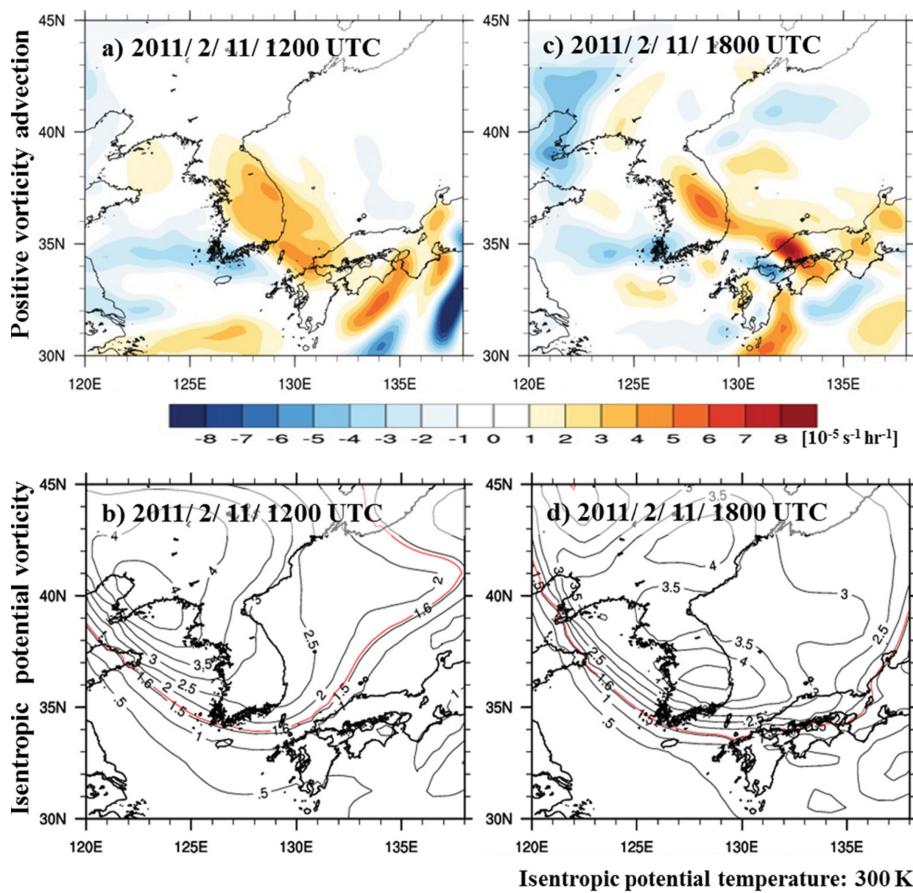


Fig. 9. Distributions of the (a, c) 500 hPa vorticity advection ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ hr}^{-1}$) and (b, d) IPV on the isentropic surface of 300 K (in PVU). Result shown are for (a, b) 1200 UTC 11, and (c, d) 1800 UTC 11 February. The dynamic tropopause (1.6 PVU) is denoted by red line.

치하고 있으나, 11일 1200 UTC의 500 hPa에서의 PVA 분포도(Fig. 9a)에서는 극저기압이 발달하는 부산 앞 바다 해역으로 양의 중심역(최대 약 $4.45 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$)이 위치하고 있으며, 기압골 전면에 위치한 PVA역에서는 역학적인 연직 상승운동이 일어나게 된다(Holton, 1992).

극저기압의 발달기인 11일 0600 UTC의 300 K 등온위면 상에서의 위치 소용돌이도의 수평 분포도(그림 생략)를 보면, 역학적 대류권계면 고도에 해당하는 1.6 PVU 등치선은 중부지방을 지나가고 있으나 6시간 후인 11일 1200 UTC (Fig. 9b)에서는 1.6 PVU 등치선이 보다 남쪽에 위치하여 대마도 부근 해상에 위치하고 있다. 즉, 극저기압이 발달하는 부산 앞바다 부근에서는 300 K 등온위면 고도(약 500 hPa에 해당) 부근까지 관계면 고도가 하강하여 하부 성층권 공기의 침투가 이루어지고 있음을 보여 준다. 한편, 최대값인 4.5 PVU 역은 풍상측인 요동반도 부근에 중심을 두고 있어, 풍하측 상공에서는 시간이 지남에 따라 본격적인 하부 성층권 공기의 유입이 이루어 질 것으로 보인다.

3) 성숙기(11일 1800 UTC~12일 0000 UTC)

성숙기에 해당하는 11일 1800 UTC의 1000 hPa 발산장(Fig. 7k)을 보면, 동해안을 따라 강한 수렴역이 존재하며 특히 극저기압이 위치한 동해 남부 해상에 최대 수렴역(약 $-148.63 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)이 위치하여 대기 저층에서 극저기압 중심을 향한 강한 수렴이 존재함을 알 수 있다. 500 hPa 발산장(Fig. 7l)에서는 울릉도 부근에 최대 발산역(약 $95.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)이 위치하며 또 다른 발산역(최대 약 $66.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)이 극저기압이 위치한 동해 남부 먼바다에 위치한다. 극저기압이 위치한 대기 하층 1000 hPa에서 강한 수렴이 그리고 상층 500 hPa 고도에서 강한 발산이 있어 중간 고도인 700 hPa 고도 부근에서는 질량보존의 법칙에 따라 강한 연직 운동이 있음을 알 수 있으며, 이러한 해석은 700 hPa 연직 속도장(Fig. 7m)에서 확인할 수 있다. 700 hPa에서의 최대 상승역(약 $-66.50 \text{ hPa hr}^{-1}$)은 경북 남부 앞바다에 위치하며, 이 상승역은 극저기압이 위치한 동해 남부 먼바다로 이어져 있어, 극저기압 부근으로 강한 상승 운동이 있음을 알 수 있다. 950 hPa 상대 소용돌이도 장(Fig. 7n)을 보면, 극저기압이 위치한 동해 남부 해상에 최대 소용돌이도 역(약 $37.36 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)의 중심이 위치하고 있어, 1000 hPa 최대 수렴역과 잘 일치한다. 그리고 이 양의 최대 소용돌이도 값이 이 사례 기간 중에서 그리고 모든 고도 내에서 가장 큰 값이다.

이 시각의 850~950 hPa 층에 대하여 계산한 대기 하층에서의 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포도(Fig. 7o)를 보면, 대류 불안정역은 다소 동진하여 극저기압의

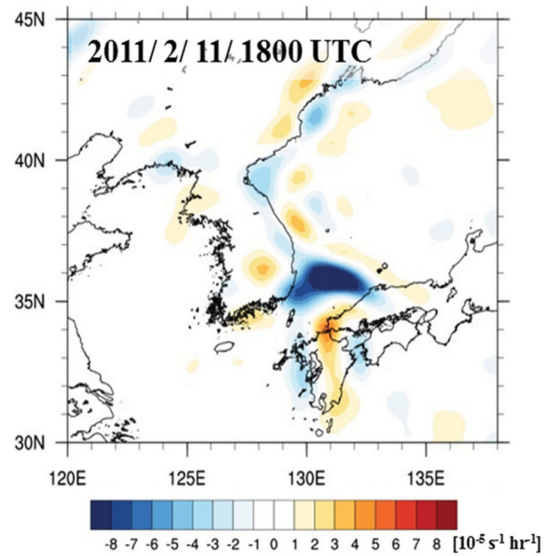


Fig. 10. The horizontal distribution of the 950 hPa vorticity advection at 1800 UTC 11 February.

남쪽 측면에 해당하는 일본 주코쿠 앞바다쪽으로 위치하고 있다. 한편, 이 시각의 500~850 hPa 층의 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포도(Fig. 8c)를 보면, 제일 안정도가 낮은 역(약 $2.61 \text{ K (350 hPa)}^{-1}$)은 동해 중부 해상에서 시작하여 극저기압이 위치한 곳을 지나 시마네 현 해안까지 뻗고 있으며, 12시간 전에 비해 안정도가 훨씬 더 낮아졌음을 알 수 있다.

11일 1800 UTC의 500 hPa에서의 PVA 분포(Fig. 9c)를 보면, 큰 값을 갖는 양의 중심역(최대 약 $8.63 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ hr}^{-1}$)이 극저기압이 위치한 시마네 현 부근에 위치하고 있어 상층 소용돌이도의 급격한 발달이 PVA와 관련이 있음을 잘 보여준다. 반면에, 950 hPa에서의 PVA 분포(Fig. 10)를 보면, 큰 값을 갖는 음의 중심역(최대 약 $-13.43 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ hr}^{-1}$)이 포항 동쪽 근해에 위치하며, 큐슈와 주코쿠 지방이 만나는 곳에 작은 값을 갖는 양의 역(최대 약 $5.23 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ hr}^{-1}$)이 위치한다.

성숙기인 11일 1800 UTC의 300 K 등온위면 상에서의 위치 소용돌이도의 수평분포도(Fig. 9d)를 보면, 4.5 PVU 이상이 되는 IPV 역의 중심은 경북지방에 위치하며, 극저기압이 위치한 일본 주코쿠 앞바다쪽으로 3.5 PVU 이상되는 IPV 역이 위치한다. 이러한 수평분포는 하부 성층권 공기가 경북지방 상공에서 극저기압이 위치한 일본 주코쿠 앞바다 상공 쪽으로 깊이 침투하였음을 보여주는 것이다. Figure 11a는 131.25°E를 기준으로 남북방향을 가로지르는 위치 소용돌이도의 연직단면도이다. (역학적)대류권계면 고도에 대응

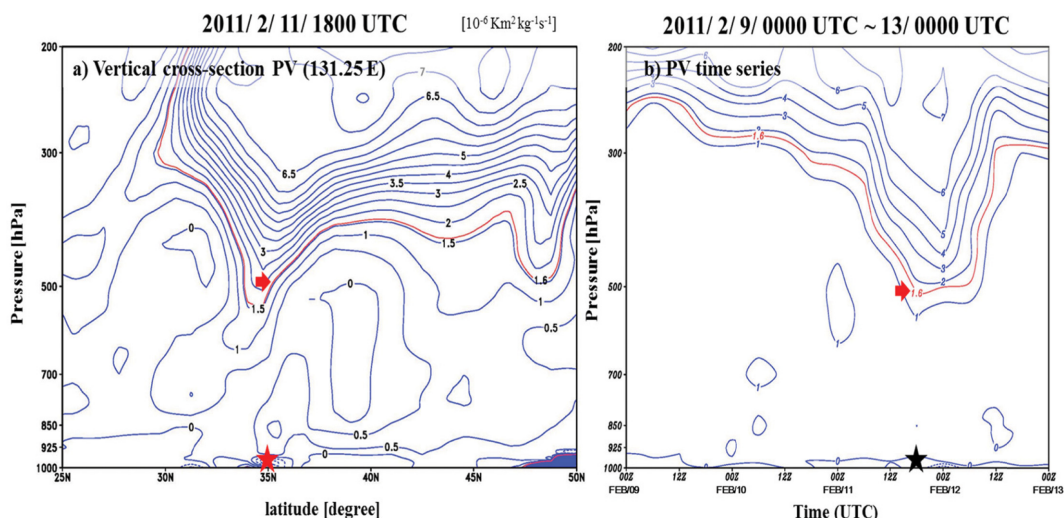


Fig. 11. (a) North-south cross section at 131.25°E for potential vorticity at 1800 UTC 11 February. The red star denotes the location of the polar low. (b) Time series of vertical profile of potential vorticity from 0000 UTC 9 to 0000 UTC 13 February 2011. The dynamic tropopause (1.6 PVU) is denoted by red line. The red arrow indicates the location of the dynamic tropopause (1.6 PVU) above the polar low. The time when the polar low is in the mature stage is indicated with the black star in Fig. 11b.

되는 1.6 PVU 등치선은 붉은 색으로 표시하였다. 연직단면도를 보면 극저기압이 위치한 35°N 부근의 상공에서 대류권계면의 고도가 약 550 hPa 고도(약 290 K 등온위면)에 도달하여 하부 성층권의 건조한 공기가 이 고도까지 하강 침투하였음을 알 수 있다. 따라서 큰 위치 소용돌이도를 갖고 있는 성층권 공기가 상대적으로 정적 안정도가 낮은 대류권으로 유입됨에 따라 위치 소용돌이도 보존에 의해 절대 소용돌이도가 증가한다. 따라서 이와 같은 성층권 공기의 유입은 중·상층 대류권에서의 소용돌이도를 증가시키는 역할을 하여, 상층 한랭 저기압의 발달에 영향을 주었음을 알 수 있다.

Figure 11b는 극저기압이 가장 발달한 곳인 131.25°E/35°N에서의 IPV(연직단면도)의 시계열도이다. 이 그림을 보면, 10일 1800 UTC까지 권계면 고도가 300 hPa(약 318 K 등온위면) 주위에 머물러 있다가, 이 시각 이후부터 발달기를 거쳐 최성기인 12일 0000 UTC까지 권계면 고도가 급격하게 내려와 약 550 hPa(약 288 K 등온위면)까지 하강하였으며, 그 후 급격하게 권계면 고도가 상승하였음을 잘 볼 수 있다. 즉, 극저기압의 발달 강도와 시간에 따른 권계면 고도 변화와의 일치성은 하부 성층권 공기의 침투가 극저기압의 발달에 큰 영향을 끼쳤음을 잘 보여 준다.

성숙기의 극저기압 부근에서의 온도 연직 구조 및 상대 소용돌이도의 연직 분포를 확인하기 위하여 AB선(Fig. 7e 참조)을 따른 온도편차 및 상대 소용돌이

도의 연직 단면도를 작성하였다. 여기서 온도편차는 31°N에서 38°N 사이의 수평 평균에 대한 온도편차이다. 11일 1800 UTC의 온도편차의 연직단면도(Fig. 12a)를 보면, 극저기압은 약 700 hPa 이하의 대기 하층에서 명확하게 온난 핵(warm core)을 가지고 있으며, 약 1.4 K에 해당되는 최대 온도 편차역은 35°N 부근의 해면 및 상공 850 hPa 부근에 위치한다. 한편, 700 hPa 고도 이상에서의 강한 음의 온도 편차역은 대기 상층으로 한랭 소용돌이가 있음을 반영한다. 이러한 온도 편차의 연직구조는 Fu et al. (2004a)의 연구결과와 유사하다.

11일 1800 UTC의 상대 소용돌이도의 연직단면도(Fig. 12b)를 보면, 35°N 부근 950 hPa 고도에 최대 소용돌이도 역(약 $37.36 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)의 중심이, 그리고 34.5°N 부근 500 hPa 고도에 최대 소용돌이도 역(약 $28.42 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)의 중심이 각각 위치하고 있어 상층 소용돌이와 하층 소용돌이가 연직적으로 거의 일치하면서 절정에 이르고 있다(Ninomiya et al., 1990). 한편, 대기 하층인 950 hPa에서의 최대 소용돌이도 값이 500 hPa에서의 최대 소용돌이도 값보다 더 크음을 알 수 있다. 950 hPa 고도에서 소용돌이도의 최대값이 나타난 배경은, 한랭 핵을 동반한 상층 단파 기압골의 접근으로 기압골 전면에서는 역학적으로 강한 발달이 일어나 하층에서의 상승 운동을 촉진하여 대기 저층에서는 강한 수렴이 일어나기 때문이다. 즉, 늘림 항의 큰 증가로 하층 소용돌이도가 급격히 증가

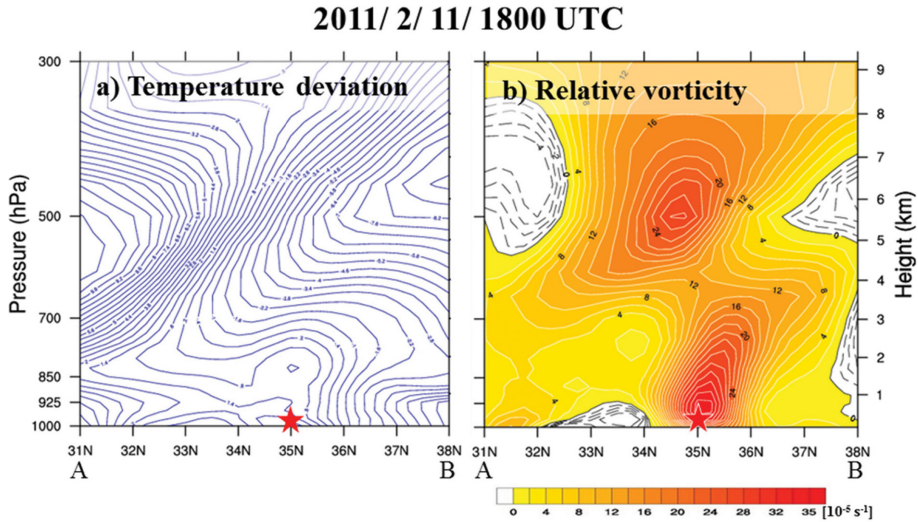


Fig. 12. Vertical cross sections along the line AB in Fig. 7e. (a) temperature deviation (K) and (b) relative vorticity (10^{-5} s^{-1}) at 1800 UTC 11 February. The deviation is relative to the horizontal mean along the line AB. The star denotes the location of the polar low.

하였기 때문이다(Yanase et al., 2004; Cho, 2007). 더구나 강한 상승운동에 동반된 대류운의 발생에 따른 응결 가열로 저기압성 순환과 하층의 수렴이 더욱 강화된 것(Ninomiya et al., 1990)으로 보여, 수증기의 응결 가열이 늘림 항의 증가에 다소 기여한 것으로 보인다. 이에 따라 극저기압은 절정에 이르게 된다. 이와 같은 극저기압의 발달과 관련된 소용돌이도 역학을 이해하기 위해 다음 절에 소용돌이도 방정식에 대한 수치 분석을 수행하였다.

4) 소멸기(12일 0600 UTC 이후)

소멸기에 해당하는 12일 0600 UTC의 1000 hPa 발산 장(Fig. 7p)을 보면, 동해안에 형성되었던 강한 수렴역은 많이 약화되면서 중부 내륙으로 다소 이동한 모습이며, 울릉도에서 남해안 쪽으로는 발산역이 위치하고 있다. 한편 극저기압이 이동한 큐슈와 주고쿠 해안으로 수렴역이 위치하고 있다. 500 hPa 발산 장(Fig. 7q)에서는, 포항 쪽에서 일본 시마네 현 해안 쪽으로 발산역이 길게 늘어져 있다. 700 hPa 연직속도 장(Fig. 7r)을 보면, 극저기압과 관련된 상승역은 많이 약화된 채 간사이 북쪽 해상과 주고쿠 인근 해안으로 상승역의 중심들이 위치하고 있다. 950 hPa 상대 소용돌이도 장(Fig. 7s)에서는 이전 시간에 하나의 원형으로 형성된 소용돌이도 역이 일본 열도에 상륙하면서 급격히 약화되면서 두 개의 중심을 갖는 소용돌이도 역으로 변형되었다. 이 시각의 850~950 hPa 층에 대하여 계산한 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포도(Fig. 7t)를 보면, 불안정역의 중심이 위치한 일본 열도 남쪽 해상에서 일본 시코쿠 지방(극저기압의 흔적이 위

치한 곳)으로 불안정역이 뻗고 있다. 한편, 이 시각의 500~850 hPa 층의 연직안정도 $-(\partial\theta_e/\partial P)$ 의 분포도(그림 생략)를 보면, 제일 안정도가 낮은 역(약 $-0.09 \text{ K (350 hPa)}^{-1}$)의 중심은 시마네 현 동쪽으로 이동하여 최약한 극저기압이 위치한 시코쿠로부터 분리되었다. 12일 0600 UTC의 500 hPa에서의 PVA 분포도(그림 생략)에서는 양의 소용돌이도 역이 이미 일본 열도 남쪽 해상으로 빠져나갔다.

3.3 소용돌이도 방정식 수치 분석

발생기인 10일 1800 UTC의 950 hPa 등압면에서의 수평 이류 항($-V \cdot \nabla(\zeta+f)$), 연직 이류 항($-\omega(\partial\zeta/\partial p)$), 늘림 항($-(\zeta+f)\nabla \cdot V$), 그리고 기울기 항($k \cdot (\partial V/\partial p \times \nabla \omega)$)의 크기의 수평 분포를 보면(Figs. 13a-d), 아직 시작 단계에 있어 극저기압으로 발달할 소용돌이 자체의 크기도 작으며 소용돌이도 방정식의 각 항들의 크기도 작은 편이다. 그 중에서도 부산 앞바다 부근에서의 늘림 항이 상대적으로 제일 큰 편이다.

발달기인 11일 1200 UTC의 950 hPa 등압면에서의 수평 이류 항, 연직 이류 항, 늘림 항, 기울기 항의 크기의 수평 분포도(Figs. 13e-h)이다. 늘림 항 크기의 분포도(Fig. 13g)에서, 극저기압이 위치한 부산 앞바다 쪽으로 최대 약 $12.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 이상이 되는 영역이 위치한다. 수평이류 항 분포도(Fig. 13e)에서는 극저기압의 북동쪽으로 최대 약 $-4.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 정도의 크기를 갖는 영역이 위치한다. 수평 이류 항은 극저기압이 움직이는 방향을 향하여 소용돌이도 패턴을 이동시키는데 주로 기여하여, 소용돌이도의 증폭

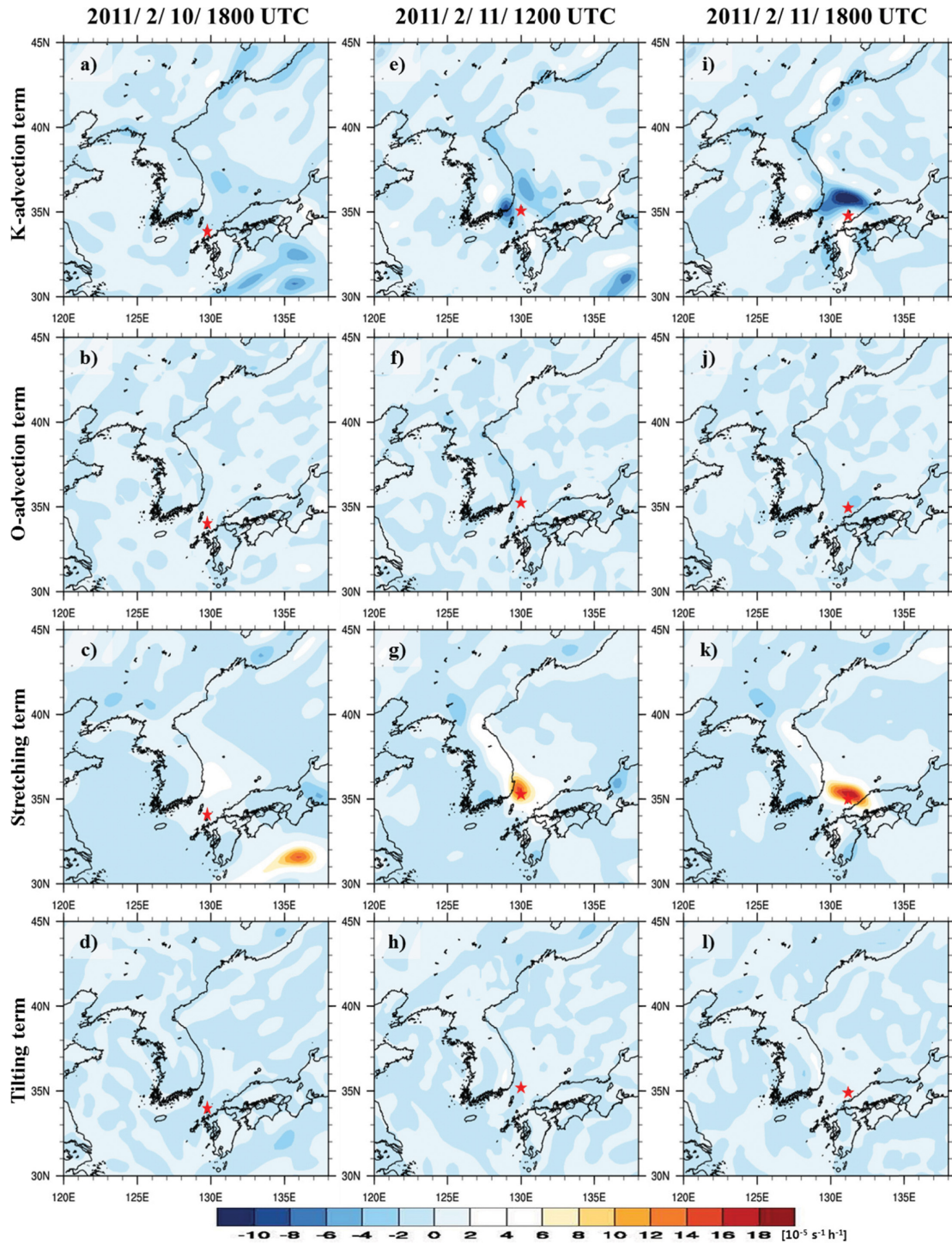


Fig. 13. The horizontal distributions of horizontal and vertical advection terms of vorticity, stretching term and tilting term in equation (1) at 950 hPa. (a), (e), (i) horizontal vorticity advection term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$), (b), (f), (j) vertical vorticity advection term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$), (c), (g), (k) stretching term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$), and (d), (h), (l) tilting term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$). Results shown are for (a)-(d) 1800 UTC 10, (e)-(h) 1200 UTC 11, and (i)-(l) 1800 UTC 11 February. The star indicates the location of the polar low center.

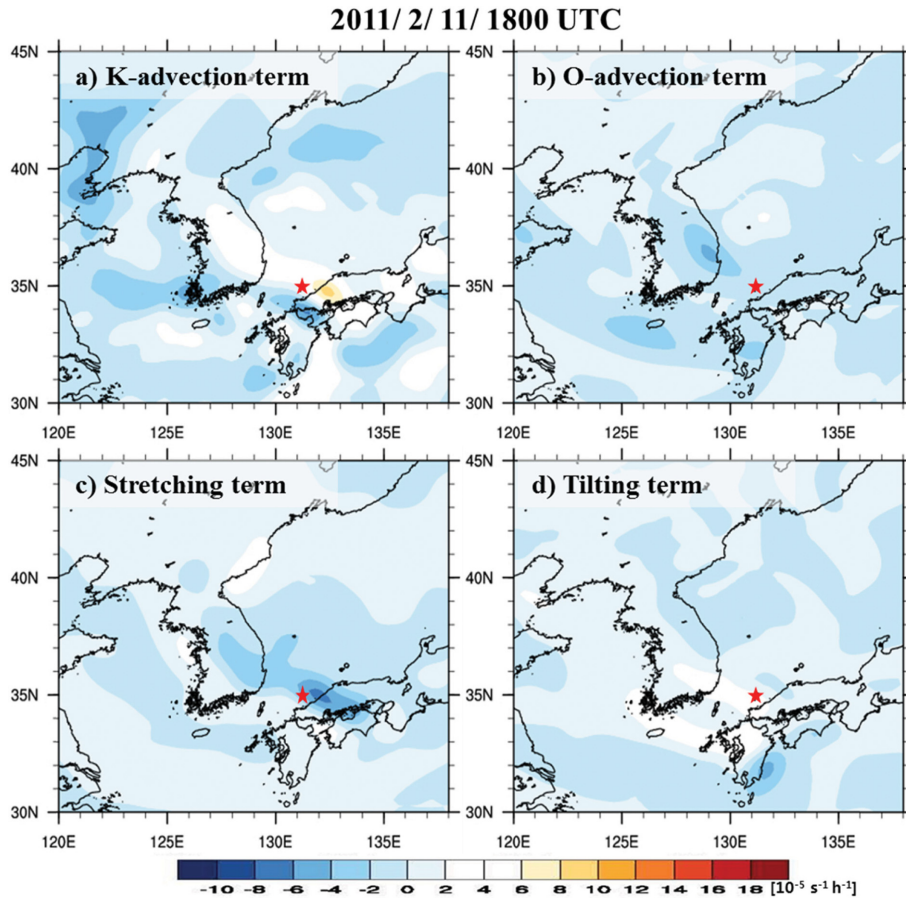


Fig. 14. The horizontal distributions of horizontal and vertical advection terms of vorticity, stretching term and tilting term in equation (1) at 1800 UTC 11 February at 500 hPa. (a) horizontal vorticity advection term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$), (b) vertical vorticity advection term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$), (c) stretching term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$), and (d) tilting term ($10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$). The star denotes the location of the polar low.

에는 기여하지 않는다. 그리고 나머지 항들의 크기 분포도(Figs. 13f와 h)를 보면 극저기압 부근에서의 소용돌이도 증가에 대한 기여도는 상대적으로 작다. 따라서 극저기압이 생성되고 발달함에 있어 늘림 항의 역할이 아주 중요함을 알 수 있다.

최성기인 11일 1800 UTC의 늘림 항의 크기 분포도(Fig. 13k)에서, 극저기압이 위치한 부근에서의 크기가 이전 시간에 비해 더욱 증가하여 크기가 최대 약 $18.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 로 가장 큰 값을 보여준다. 수평 이류 분포도(Fig. 13i)에서는 극저기압이 위치한 부근에서의 크기는 최대 약 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 로 상대적으로 작은 값이다. 그리고 연직 이류항의 크기 분포도(Fig. 13j)와 기울기항의 크기 분포도(Fig. 13l)를 보면, 극저기압 부근에서의 각 항의 크기가 늘림항의 크기에 비해 상대적으로 아주 작다. 따라서 늘림항이 극저기압

이 발달함에 있어 제일 지배적인 역할을 하였음을 알 수 있다.

참고로, 이 시각의 500 hPa 등압면에서의 수평 이류 항(Fig. 14a), 연직 이류 항(Fig. 14b), 늘림 항(Fig. 14c), 그리고 기울기 항(Fig. 14d)의 크기의 수평 분포를 보면, 극저기압이 위치한 일본 주고쿠 앞바다 상공에서 500 hPa 소용돌이도 증가에 제일 많이 기여하는 항은 수평 이류항(최대 약 $8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$)이며, 그 다음에는 기울기 항(최대 약 $3.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$)이다. 반면에 950 hPa 소용돌이도 증가에 제일 많이 기여하였던 늘림항은 오히려 음의 큰 값(최대 약 $-6.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1}$)을 갖는다. 따라서 수평 이류 항이 극저기압 상공 500 hPa에서의 소용돌이도 증가에 가장 큰 기여를 하였음을 알 수 있어, 상층의 소용돌이도 증가는 수평 이류와 밀접한 관계가 있음을 알 수 있다.

마지막 소멸기에 해당하는 12일 0600 UTC의 950 hPa 등압면에서의 수평 이류 항, 연직 이류 항, 늘림 항, 그리고 기울기 항의 크기의 수평 분포(그림 생략)를 보면, 극저기압의 단편 저기압 중심은 사라지고 쇠약해지면서 하나의 큰 기압골로 합쳐진 단계로 최성기에 비해 모든 항들의 크기는 뚜렷이 작아졌다.

4. 종합 및 결론

2011년 2월 11~12일 사례의 경우, 전형적인 극저기압으로, 한기의 강도 그리고 풍속은 Rasmussen and Cederskov (1994)과 Rasmussen and Turner (2003)가 언급한 정의와 거의 일치하였다. 일반적으로 극저기압은 주로 고위도대에서 주로 관찰되며 35°N의 중위도대에서 관찰되는 것은 흔하지 않은 일이다. 이 사례의 극저기압은 태풍의 눈과 같은 맑은 구역을 중심으로 나선형으로 소용돌이치는 발달된 구름띠를 동반하였으며, 종관 일기도상에서도 분석이 될 정도로 발달한 극저기압이었다. 종관 일기도와 적외영상 그리고 ERA-Interim 재분석자료 등을 이용하여 이 극저기압에 대한 사례연구를 수행하여 다음과 같은 결론을 얻게 되었다: 1) 부모 저기압으로부터 뻗어 나온 독립 기압골 안에서 저기압성 시어가 큰 곳에서 극저기압이 처음 생성되었다. 2) 그리고 극저기압이 위치한 곳과 그 남쪽의 대기 하층에 대류 불안정역이 존재하였다. 3) 극저기압은 500~850 hPa 층의 정적 안정도가 제일 낮은 역에 위치하였다. 4) 소용돌이도 방정식의 수치 분석 결과, 대기 하층에서의 소용돌이도 증가는 늘림 항(하층 수렴과 상층 발산에 의한 강한 상승운동)에 의하여 이루어졌으며, 강한 상승운동에 동반된 대류운의 발생에 따른 응결 가열로 저기압성 순환과 하층 수렴이 더욱 증폭되기 때문에, 수증기의 응결 가열이 늘림 항에 어느 정도 기여한 것으로 보인다. 5) 발달한 극저기압의 대기 하층에서 온난 핵 구조를 볼 수 있었다. 6) 하부 성층권 공기의 유입(권계면 접힘)에 따른 상대 소용돌이도의 빠른 증가가 극저기압의 급격한 발달을 촉진시켰다. 7) 극저기압이 생성되고 전형적인 극저기압으로 발달하기 위해서는 상층 한랭 저기압과 이에 동반된 단파 기압골, 주 저기압(부모 저기압) 그리고 한대 기단 범람과 같은 대규모 순환 시스템들이 기본적으로 존재하여야 하기 때문에 극저기압은 기본적으로 경압성 요란의 성격을 보여주었다.

한편, 따뜻한 해수면으로부터의 현열과 잠열 플럭스 그리고 대기 하층에서의 강한 연직 운동에 의한 대류운의 형성에 따른 응결 가열이 극저기압의 생성과 발달에 어느 정도 큰 영향을 미쳤을 것으로 보이며, 이러한 영향을 분석하기 위하여 후속 연구로 고

분해능 수치모의 민감도 실험을 진행 중에 있으며, 또한 극저기압이 절정에 이르렀을 때 형성된 태풍의 눈과 같은 맑은 구역의 생성이 단순히 따뜻한 공기를 중심으로 찬 공기가 감싸는 폐색(seclusion)에 의한 것인지 아니면 태풍의 눈과 같이 맑은 구역 상공에서 하강하는 단열 압축 효과에 의한 것인지 등을 밝히고자 한다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상기술개발사업(KIMPA 2015-5110)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Asai, T., 1988: Mesoscale features of heavy snowfalls in Japan Sea coastal regions of Japan. *Tenki*, **35**, 156-161 (in Japanese).
- _____, and Y. Miura, 1981: An analytical study of mesoscale vortexlike disturbances observed around Wakasa Bay area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 832-843.
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1993: A case study diagnosis of the formation of an upper-level cutoff cyclonic circulation over the Eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1635-1655.
- Cho, K. M., 2007: A Case study of the polar low developed off the south-east coast of the Korean peninsula on 5 March, 2005. M.S. Thesis, Seoul University, 53 pp (in Korean with English abstract).
- Emanuel, K. A., and R. Rotunno, 1989: polar lows as arctic hurricanes. *Tellus A*, **41**, 1-17.
- Forbes, G. S., and W. D. Lottes, 1985: Classification of mesoscale vortices in Polar airstreams and the influence of the large-scale environment on their evolutions. *Tellus A*, **37**, 132-155.
- Fu, G., 1999: An observational and numerical study on polar lows over the Japan Sea. Ph.D. Thesis, University of Tokyo, 109 pp.
- _____, H. Niino, R. Kimura, and T. Kato, 2004a: A polar low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part I: Observational analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1537-1551.
- _____, _____, and T. Kato, 2004b: A polar low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II: A Numerical Study. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1552-1574.
- Gordon, A., W. Grace, P. Schwerdtfeger, and R. B. Scott, 1998: *Dynamic meteorology: A basic course*. Arnold, 325 pp.
- Harley, D. G., 1960: Frontal contour analysis of a "Polar

- low". *Meteor. Mag.*, **89**, 146-147.
- Harrold, T. W., and K. A. Browning, 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 710-723.
- Holton, J. R., 1992: *An introduction to dynamic meteorology*. 3rd ed. Academic press, 511 pp.
- Jung, B. J., S. Y. Hong, M. S. Suh, and D. K. Rha, 2005: A numerical study of dynamical and thermodynamical characteristics associated with a heavy snowfall event over the Korean Peninsula on 4-5 March 2004. *Atmosphere*, **41**, 387-399 (in Korean with English abstract).
- Kim, H. M., Y. H. Youn, and H. S. Chung, 2004: Potential vorticity thinking as an aid to understanding midlatitude weather systems. *Atmosphere*, **40**, 633-647 (in Korean with English abstract).
- Kim, J. Y., K. H. Min, K. E. Kim, and G. W. Lee, 2013: A case study of mesoscale snowfall development associated with tropopause folding. *Atmosphere*, **23**, 331-346 (in Korean with English abstract).
- Lee, D. K., S. S. Kim, S. C. Yoon, I. S. Kang, J. W. Kim, and S. Y. Hong, 1987: A study on numerical simulation of winter cyclone development in the east Asian coast area. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **23**, 1-22 (in Korean with English abstract).
- Lee, H. R., K. E. Kim, J. M. Yoo, and W. J. Lee, 2002: Tropopause undulation associated with explosive development of a cyclone. *Atmosphere*, **38**, 431-463 (in Korean with English abstract).
- Lee, T.-Y., Y.-Y. Park, and Y.-L. Lin, 1998: A numerical modeling study of mesoscale cyclogenesis to the East of the Korean Peninsula. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2305-2329.
- Miyazawa, S., 1967: On vertical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 166-176.
- Montgomery, M. T., and B. F. Farrell, 1992: Polar low dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2484-2505.
- Ninomiya, K., 1989: Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the north western Pacific in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 83-97.
- _____, 1991: polar low development over the east coast of the Asian Continent on 9~11 December 1986. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 699-685.
- _____, 1994: A meso-scale low family formed over the northeastern Japan Sea in the northwestern part of a parent polar low. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 306-318.
- _____, J. Fujimori, and T. Akiyama, 1996: Multi-scale features of the cold air outbreak over the Japan Sea and the northwestern Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 745-761.
- _____, K. Hoshino, and K. Kurihara, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11~12 December 1989. Part 1: Evolution process and meso- α -scale structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 293-306.
- _____, K. Wakahara, and H. Okubo, 1993: Meso- α -scale low development over the northeastern Japan sea under the influence of a parent large-scale low and a cold vortex aloft. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 73-91.
- _____, T. Nisimura, and S. Matsumura, 2003: Polar low genesis over the East Coast of the Asian continent simulated in an AGCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 697-712.
- Nordeng, T. E., and E. A. Rasmussen, 1992: A most beautiful polar low - a case study of a polar low development in the Bear Island region. *Tellus A*, **44**, 81-99.
- Park, J. H., K. I. Kim, and H. R. Hong, 2006: A genesis and development mechanism of a mesocyclone causing a heavy snowfall over the Yeongdong coastal area. *Proc. of the 2006 Spring Meeting of Korean Meteor. Soc.*, 290-291 (in Korean).
- Park, J. K., and D. G. Lee., 1998: Cluster analysis and development mechanism of explosive cyclones in East Asia. *Atmosphere*, **34**, 523-547 (in Korean with English abstract).
- Rasmussen, E. A., 1979: The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 531-549.
- _____, 1985: A polar low development over the Barents Sea. *Tellus A*, **37**, 407-418.
- _____, and A. Cederskov, 1994: Polar lows: a critical appraisal. *Proc., Int. Symp. on the life cycles of extratropical Cyclones*, Bergen, Norway, Vol. III, 199-203.
- _____, and J. Turner, 2003: *Polar lows: Mesoscale weather systems in the Polar regions*. Cambridge University Press, 612 pp.
- Reed, R. J., and C. N. Duncan, 1987: Baroclinic instability as a mechanism for the serial development of polar lows: a case study. *Tellus A*, **39**, 376-384.
- Tsuboki, K., and G. Wakahama, 1992: Mesoscale cyclogenesis in winter monsoon air streams: Quasi-geostrophic baroclinic instability as a mechanism of the cyclogenesis off the west coast of Hokkaido Island, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 77-93.
- Watanabe, S. I., and H. Niino, 2014: Genesis development mechanisms of a polar mesocyclone over the

- Japen Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2248-2270.
- World Meteorological Organization (WMO), 1986: *Atmospheric Ozone 1985: Global Ozone Research and Monitoring Report*. Rep. No. 16, WMO, Geneva, Switzerland, 392 pp.
- Yanase, W., G. Fu, H. Niino, and T. Kato, 2004: A polar low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II: A numerical study. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1552-1574.
- _____, and H. Niino, 2007: Dependence of polar low development on baroclinicity and physical processes: An idealized high-resolution numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3044-3067.
- Yarnal, B., and K. G. Henderson, 1989: A climatology of Polar cyclogenetic regions over the North Pacific Ocean. *J. Climate*, **2**, 1476-1491.