

2014년 7월 31일 대관령에서 발생한 집중호우에 관한 수치모의 연구

최승보 · 이재규*

강릉원주대학교 대기환경과학과

(접수일: 2015년 12월 29일, 수정일: 2016년 2월 2일, 게재확정일: 2016년 3월 7일)

A Numerical Simulation Study of a Heavy Rainfall Event over Daegwallyeong on 31 July 2014

Seung-Bo Choi and Jae Gyo Lee*

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

(Manuscript received 29 December 2015; revised 2 February 2016; accepted 7 March 2016)

Abstract On 31 July 2014, there was a localized torrential rainfall (58.5 mm hr^{-1}) caused by a strong convective cell with thunder showers over Daegwallyeong. In the surface synoptic chart, a typhoon was positioned in the East China Sea and the subtropical high was expanded to the Korean peninsula. A WRF (Weather Research and Forecasting) numerical simulation with a resolution of 1 km was performed for a detailed analysis. The simulation result showed a similar pattern in a reflectivity distribution particularly over the Gangwon-do region, compared with the radar reflectivity. According to the results of the WRF simulation, the process and mechanism of the localized heavy rainfall over Daegwallyeong are as follows: (1) a convective instability over the middle part of the Korean peninsula was enhanced due to the low level advection of warm and humid air from the North Pacific high. (2) There was easterly flow from the coast to the mountainous regions around Daegwallyeong, which was generated by the differential heating of the insolation among Daegwallyeong and the Yeongdong coastal plain, and nearby coastal waters. (3) In addition, westerly flow from the western part of Daegwallyeong caused a strong convergence in this region, generating a strong upward motion combined by an orographic effect. (4) This brought about a new convective cell over Daegwallyeong. And this cell was more developed by the outflow from another thunderstorm cell to the south, and finally these two cells were merged to develop as a strong convective cell with thunder showers, leading to the record breaking maximum rainfall per hour (58.5 mm hr^{-1}) in July.

Key words: Heavy rainfall, subtropical high, easterly flow, WRF simulation, thunderstorm

1. 서 론

영동지역의 동쪽과 서쪽에 위치한 동해와 태백산맥의 영향으로 영동지역에서는 대설, 호우, 저온 그리고 강풍 등 다양한 기상현상이 발생하여 왔다. 그 중에

서 특히 영동지역의 대설에 관한 연구(Lee and Lee, 1994; Lee, 1999; Chung et al., 2004; Lee and Kim, 2009)가 많이 이루어진 반면에, 복잡한 지형을 갖고 있는 영동지역에서의 국지적인 집중호우에 대한 연구는 상대적으로 부족한 실정이다.

집중호우는 주로 적란운과 뇌우에서 발생하며 특히 뇌우는 호우뿐만 아니라 낙뢰, 돌풍 그리고 때때로 우박과 토네이도 등을 동반하는 위험한 악기상이다. 뇌우는 세포의 구성에 따라 단세포 뇌우, 다세포 뇌우 그리고 초대형 세포 뇌우로 분류되며 발생 원인에 따

*Corresponding Author: Jae Gyo 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

라 기단성 뇌우와 전선성 뇌우로 분류된다(Byers and Braham, 1949). 또한 Chishom and Renick (1972)은 세포에 따른 뇌우의 특징을 호도그래프를 이용하여 분석하였고 대기의 불안정과 연직 바람 시어가 뇌우 발생의 주요 원인이라고 하였다. Weisman and Klemp (1982)는 수치모의를 통하여 뇌우의 발달이 대기 불안정과 연직 바람 시어와 중요한 관련이 있음을 확인하였다. Wakimoto (1982)는 도플러 레이더와 레윈존테를 이용하여 뇌우와 돌풍 전선의 구조를 연구하였으며, 최근에는 이동형 레이더를 이용하여 뇌우의 구조에 대한 연구가 이루어지고 있다(Zack et al., 2009).

국내 연구의 경우, Heo et al. (1994)과 Kim and Lee (1994)는 각각 한반도 중부 지역과 광주 지역에서 발생한 기단성 뇌우의 발생 빈도를 조사하여 북태평양 기단형과 오호츠크해 기단형으로 분류하였다. 그러나 뇌우와 같은 중규모 대류성 강수는 종관적인 특징만으로 분석하기에 한계가 있기 때문에 최근 도플러 레이더와 같은 고해상도의 관측자료와 수치모형을 통한 분석이 이루어지고 있다. Nam et al. (2005)은 이중도플러 레이더 관측자료를 이용하여 다세포 뇌우의 구조를 3차원적으로 분석하였다. Song et al. (2000)은 2차원의 이상적인 수치실험을 통하여 다중세포 뇌우에서 대류세포의 주기적인 재발생과 지속성에 대한 연구를 수행하였고, Kim and Baik (2007)은 2차원의 이상적인 수치실험을 통하여 단세포 뇌우의 생애와 뇌우에서 발생하는 유출류(outflow)의 구조와 진화에 대한 연구를 하였다. 이와 같이 국내에서는 뇌우의 열역학적 특성과 운동학적 특성을 분석하고 유형을 분류한 연구와 2차원의 이상적인 배경하에서의 수치실험을 통한 뇌우 연구가 대부분이며, 실제 3차원 상에서의 뇌우의 발달과 구조를 분석한 연구는 부족한 실정이다. 더구나 뇌우 및 중규모의 대류성 호우에 대한 국내 연구는 주로 수도권과 지리산 인근지역에서 발생하는 호우 사례를 중심으로 이루어져 왔다(Kim and Chun, 2000; Park et al., 2003; Park and Lee, 2008; Choi et al., 2011). 더욱이 여름철 영동지역은 해풍에 의한 동풍기류의 유입으로 대기하층에서 수렴이 발생하고 나아가 유입된 동풍기류는 산 경사면을 따라 강제 상승을 하는 등 다른 지역보다 쉽게 연직 상승운동이 일어날 수 있는 우호적인 자연 환경을 갖고 있기 때문에 대류성 호우에 대한 연구가 더욱 필요한 실정이다.

한반도와 같이 육지의 삼면이 바다로 둘러싸여있는 미국의 플로리다(Florida)에서는 해풍에 의한 대류성 호우에 대한 연구가 이루어져 왔다. Byers and Rodebush (1948)와 Gentry and Moore (1954)는 플로리다에서 주간에 발생하는 기단성 뇌우의 발생 원인 중 하나는 해풍의 유입에 의한 대기 하층에서의 수렴이라고 하

였으며 Burpee (1979)는 해풍에 의한 대기 하층에서의 수렴과 더불어 수증기 유입이 강수에 영향을 준다고 밝혔다. Lopez et al. (1984)은 해풍에 의한 수렴으로 발생하는 대류성 강수의 패턴을 플로리다에서 발생한 대류성 호우의 여러 패턴 중 하나로 분류하였다. Wakimoto and Atkins (1994)와 Atkins and Wakimoto (1995)는 해풍에 의해 대류성 강수가 발생한 두 사례를 선정한 후, 위성과 도플러 레이더 등 관측자료를 이용하여 해풍의 수렴이 대류에 미치는 영향을 중규모적으로 분석하였다. Warren et al. (2014)은 영국의 콘월(Cornwall) 지역에서 발생한 대류성 강수에 관한 연구에서, 바다와 육지의 풍향 차이로 인하여 해안선을 경계로 발생한 수렴이 대류성 강수의 원인임을 밝혔으며, 또한 민감도 실험을 통하여 일사에 의한 지표 가열이 해안지역에서의 수렴역 발생에 가장 큰 기여를 하였음을 보여주었다. 그리고 수치모의를 통하여 이러한 대류성 강수가 어느 정도 모의는 되지만 정확한 강수역의 위치와 강수 강도를 제대로 모의하지는 못했다고 언급하였다.

한편, 해풍과 관련된 국내 연구의 경우, 연안지역에서 해풍과 대기오염물질의 농도와 분포에 관한 연구가 대부분이며, 더욱이 해풍 사례를 선정한함에 있어 강수가 발생한 날을 제외시킴(Jeon et al., 1994; Oh et al., 2004)으로써 해풍과 대류성 강수와의 연관에 대한 연구가 거의 없는 실정이다. 따라서 이 연구에서는 2014년 7월 31일 영동 해안지역으로 동풍(해풍)이 유입되는 상황에서 시간당 50 mm 이상의 대류성 강수(집중호우)가 대관령에서 발생한 사례에 대하여 관측자료와 WRF (Weather Research and Forecasting) 수치모의 자료를 이용하여 집중호우가 발생하는 과정과 집중호우와 영동지역의 국지 순환풍과의 관련 가능성을 알아보고자 한다.

2장에서는 일기도, 위성 영상, 레이더 영상, 낙뢰 영상, 단열선도, AWS (Automated Weather System) 그리고 윈드프로파일러 관측자료를 이용하여 사례분석을 하였다. 3장에서는 WRF 수치모의 결과를 관측자료와 비교 및 분석하여 대관령에서 집중호우가 발생하는 과정을 서술하였고, 4장에서는 요약 및 결론을 제시하였다.

2. 사례 분석

2.1 일기도 분석

Figure 1은 7월 31일 0900 LST의 지상 일기도와 상층 일기도이다. 지상 일기도(Fig. 1a)를 보면, 북태평양 고기압 세력이 한반도 쪽으로 확장하고 있으며 동중국해에서 태풍이 북상하고 있다. 한반도는 북태평양 고기압 가장자리에 위치하고 있으며, 태풍의 간접

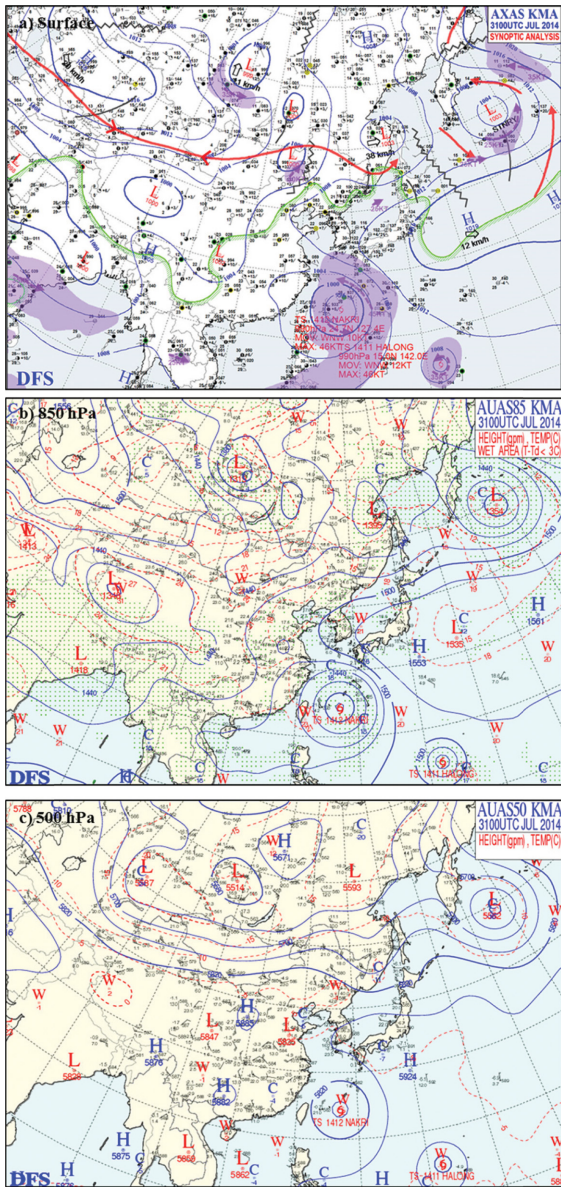


Fig. 1. (a) Surface, (b) 850 hPa and (c) 500 hPa synoptic weather chart at 0900 LST 31 July 2014.

적인 영향으로 온난하고 습윤한 공기가 유입되는 상황임을 알 수 있다. 850 hPa 일기도(Fig. 1b)에서도 한반도가 북태평양 고기압 가장자리에 위치하고 있는 것을 확인할 수 있다. 또한 동해상에 온난역이 존재하며, 중국 동북지방에서 화북지방으로 온도 골(thermal trough)이 뻗어있다. 500 hPa 일기도(Fig. 1c)에서도 한반도가 북태평양 고기압 가장자리에 위치하며, 한반도의 북동쪽에서 남서쪽으로 가로지르는 온도 골이

있다. 한반도가 북태평양 고기압 가장자리에 위치하고 있으며 기압 경도력이 크지 않아 종관 강제력은 약한 것으로 보인다. 그러나 태풍이 북상하고 있으며 850 hPa 고도에서는 온난한 공기가, 500 hPa 고도에서는 한랭한 공기가 중부 이북에 위치하고 있어 이 지역에서는 대기가 열적으로 불안정한 상태임을 알 수 있다.

2.2 위성 영상 분석

대류세포의 생성과 발달을 살펴보기 위하여 1200 LST부터 1800 LST까지 COMS (Communication, Ocean and Meteorological Satellite) 위성의 적외강조 영상과 수증기 영상을 두 시간 간격으로 Fig. 2에 나타내었다. 1200 LST의 적외강조 영상(Fig. 2a)을 보면 한반도 중부지방에 대류성 하층운이 존재한다. 수증기 영상(Fig. 2e)에서는 한반도 북부지방과 동해상에 명역이 존재하고 남해상에 좁은 폭을 가진 암역의 띠가 존재한다. 또한, 한반도 중부지방의 명역과 암역의 경계 부근에서 국지적으로 대류세포들이 생성되기 시작하였다. 1400 LST (Fig. 2b)에는 기존에 생성된 대류세포들이 더욱 발달하였고, 태안반도 부근에 새로운 대류세포가 생성되어 중부지방에서는 동서 방향으로 대류세포들이 위치하고 있다. 1600 LST의 적외강조 영상(Fig. 2c)에서는 크게 두 개의 대류세포로 병합되어 각각 강원도와 충청도 지역에 위치하고 있다. 이 시각의 수증기 영상(Fig. 2g)에서도 대류세포들이 병합된 것을 볼 수 있다. 1700 LST (그림생략)에는 기존의 강원도와 충청도에 위치하였던 대류세포가 약화되고, 두 대류세포 사이에 새로운 대류세포가 생성되었으며 이 대류세포가 1800 LST (Fig. 2d)에 더욱 발달한 것을 볼 수 있다. 이 시간 이후, 중부지방과 남부지방의 대류세포들은 서서히 북동진하면서 약화되었다(그림 생략).

2.3 레이더 및 낙뢰 영상 분석

Figure 3은 1200 LST부터 1800 LST까지 레이더 영상(왼쪽 패널)과 낙뢰 영상(오른쪽 패널)을 두 시간 간격으로 각각 나타낸 것이다. 1200 LST의 레이더 영상(Fig. 3a)을 보면 충청북도와 경상북도에 대류세포가 발생했으며, 낙뢰 영상(Fig. 3e)에서도 대류세포가 위치한 곳에 낙뢰가 관측된 것을 볼 수 있다. 1400 LST의 레이더 영상(Fig. 3b)에는 기존의 대류세포의 강도가 강해지고 북상을 하였으며, 태안반도 부근에 새로운 대류세포가 발생하였다. 또한, 강원도 남부 지역에도 작은 대류세포가 발생하기 시작하였다. 낙뢰 영상(Fig. 3f)을 보면, 이전 시간에 비해 대류세포가 더욱 발달함과 동시에 보다 많은 낙뢰가 관측되었다. 1600 LST의 레이더 영상(Fig. 3c)에는 태안반도의 대

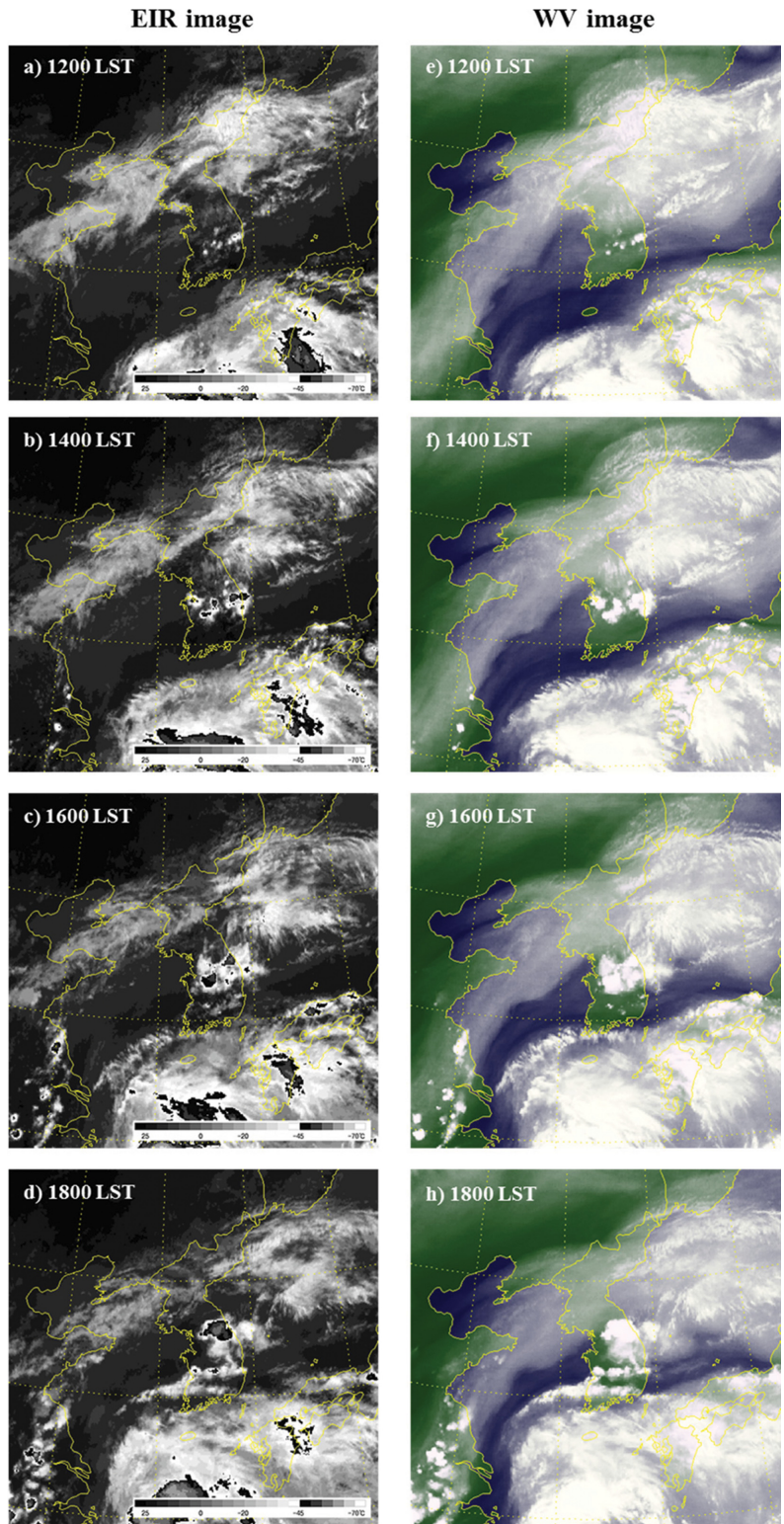


Fig. 2. COMS satellite EIR image (left panel) and WV image (right panel) every 2 h from 1200 to 1800 LST 31 July 2014.

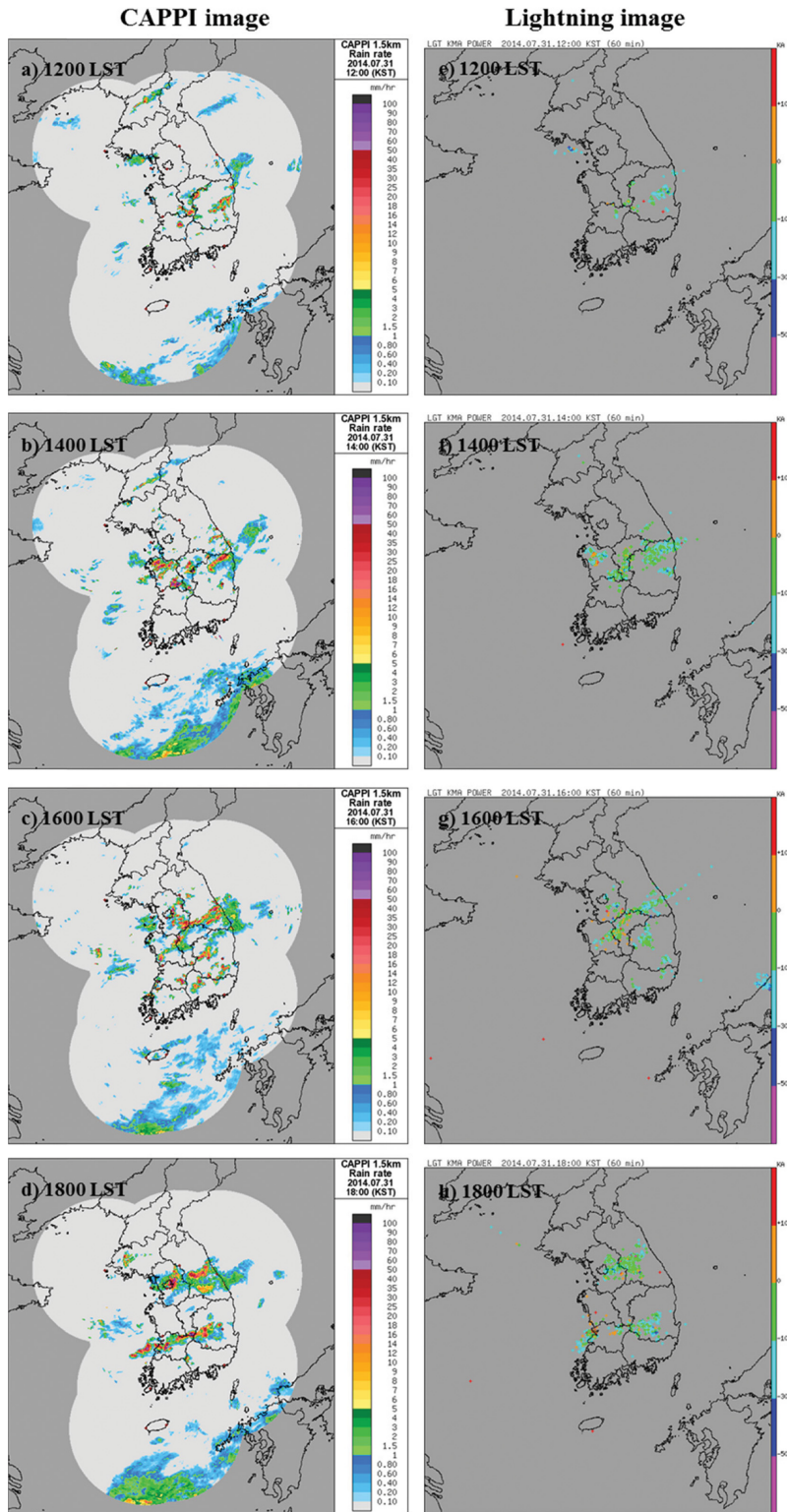


Fig. 3. Same as Fig. 2, except for radar CAPPI at 1.5 km image (left panel) and lightning image (right panel).

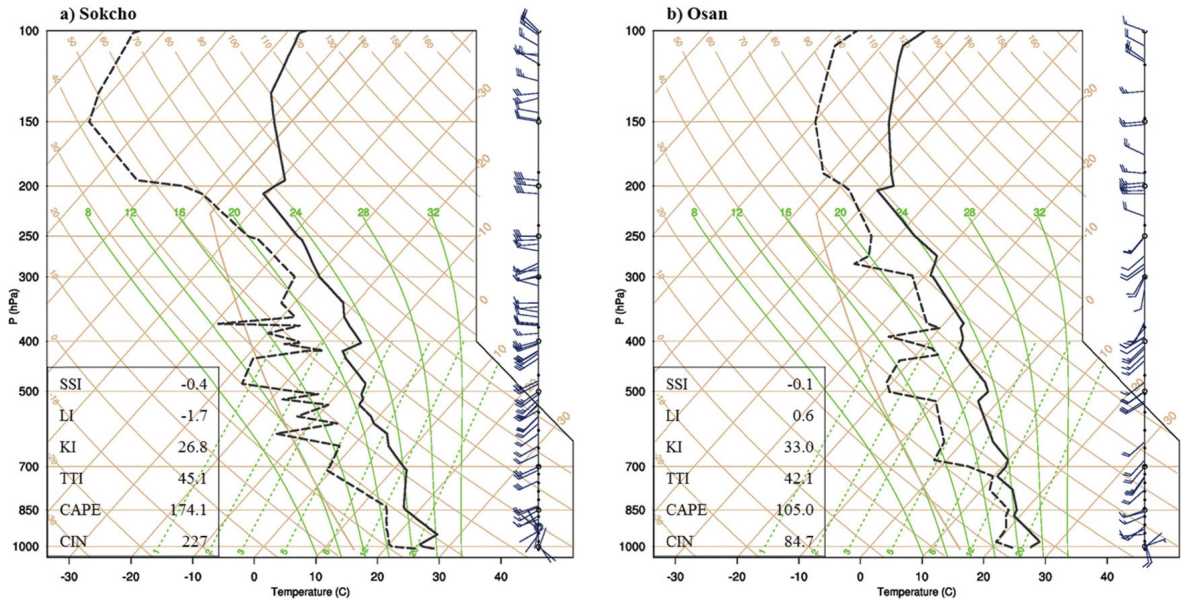


Fig. 4. Skew T-log p diagram from (a) Sokcho and (b) Osan at 0900 LST 31 July 2014.

류세포는 약화되고 충청북도에 위치한 대류세포가 북상하면서 다소 발달하였다. 그리고 경상북도에 위치 하였던 대류세포들은 북상하여 강원 남부 지역에 위치한다. 새로운 대류세포가 경기 남부 지역에 발생하면서 대류세포가 전체적으로 동북동에서 서남서 방향으로 띠 모양의 형태를 보인다. 한편, 남부지방에서는 작은 대류세포들이 국지적으로 발생하였다. 낙뢰 영상(Fig. 3g)에서도 낙뢰들이 동북동에서 서남서로 늘어선 띠 모양의 분포를 보이며, 주목할 점은 동해 근해상까지 가느다란 띠 모양으로 낙뢰가 분포된 점이다. 1800 LST의 레이더 영상(Fig. 3d)을 보면 대류세포가 발달하면서 북상하여 수도권과 강원 지역에 강한 에코가 나타난다. 남부지방의 대류세포들도 조직화되면서 다소 북상하여 띠 모양의 분포를 보이고 있다. 낙뢰 영상(Fig. 3h)에서도 수도권, 강원 중부 지역 그리고 전라북도와 경상북도 지역으로 많은 낙뢰가 관측되고 있다. 이 후(그림생략) 모든 대류세포들이 북상을 하는 과정에서 약화되면서 점차 소멸되었다. 위성 영상에서 보았던 대류세포가 레이더 영상을 통하여 여러 개의 대류세포들로 이루어져 있었으며 낙뢰를 유발하는 뇌우세포임을 알 수 있었다. 그리고 대관령에 집중호우를 내리게 했던 뇌우는 강원 남부 지역에서 처음 발생하여 북상하면서 더욱 발달한 다세포 뇌우임을 알 수 있었다.

2.4 단열선도 분석

Figure 4는 중부지방에서 뇌우가 발생하기 약 5시

간 전인 7월 31일 0900 LST의 속초와 오산의 단열선도이다. 속초는 영동지역을 대표하고 오산은 영서지역 및 수도권 지역을 대표하는 고층관측 지점이다. 우선 속초와 오산의 온도곡선을 보면 두 지점 모두 역전층이 존재한다. 따라서 역전층을 고려하여 CAPE (Convective Available Potential Energy), CIN (Convective Inhibition) 그리고 안정도 지수들을 계산하여야 한다. 그러나 기상청에서는 CAPE와 CIN을 역전층 아래인 지상의 온도와 노점온도 값을 이용하여 계산하기 때문에 미국의 와이오밍 대학교(University of Wyoming)에서 역전층을 고려하여 계산한 CAPE, CIN 그리고 안정도지수 값들을 이용하여 분석을 하였다.

속초의 SSI (Showalter Index)를 보면 -0.4 로 뇌우 가능성 급증에 해당하며 LI (Lift Index)도 -1.7 로 뇌우 가능에 해당하는 값이다. 또한 KI (K-Index)는 26.8 로 기단성 뇌우 발생 $40\sim 60\%$ 에 해당하며 TTI (Total-total Index)는 45.1 로 뇌우 가능성에 해당하는 값으로 모든 안정도 지수가 뇌우 발생 가능성을 제시하고 있다. 또한 CAPE가 174.1 로 다소 약하게 대류가능성을 보이고 있지만 CIN이 22.7 로 CAPE보다 다소 강한 대류억제도가 존재한다(Fig. 4a). 오산의 SSI는 -0.1 , LI는 0.6 , KI는 33.0 그리고 TTI가 42.1 로 KI를 제외한 안정도 지수가 오산보다 속초의 대기가 더 불안정함을 나타낸다. 또한 CAPE가 105.0 으로 속초가 오산보다 대류 가능성이 더 높은 것으로 나타난다(Fig. 4b). 속초와 오산의 기온 곡선을 서로 비교해 보면, 600 hPa에서 200 hPa 고도 사이에서 속초의 기온이 오산

의 기온보다 약 2°C 더 낮게 일률적으로 나타난다. 이로 인해 속초에서의 CAPE가 오산보다 더 높게 나타나고 SSI 값은 더 낮게 나타난 것으로 보인다.

2.5 AWS (Automated Weather System) 관측자료 분석

Figure 5는 2014년 7월 31일의 일 누적 강수량 분포도이다. 대부분의 지역에서 5 mm (24 hr)⁻¹ 이상의 강수가 발생하였으며 특히 국지적으로 강수가 보다 집중된 일부 지역에서는 40 mm 이상의 일 누적 강수량 분포를 보이고 있으며, 그 중 강원도 산악지역인 대관령과 인근에 위치한 용평에서 각각 68.5 mm와 80.0 mm로 가장 많은 양의 강수가 내렸다. 특히 대관령에서는 58.5 mm의 강수가 1시간 동안에 집중적으로 내려 7월의 시간당 강수량 극값을 갱신하였다(KMA, 2014).

집중호우가 내린 시간 전후로 강원 산악지역과 해안지역의 기상 변화를 살펴보기 위하여 영동 해안지역인 속초(SC)와 강릉(GN), 그리고 산악지역인 대관령(DG)과 용평(YP)에서의 AWS에서 관측된 10분

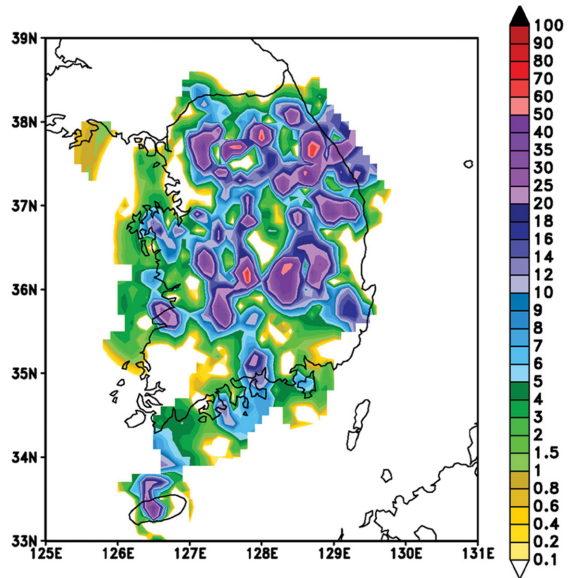


Fig. 5. Distribution of 24 h accumulated precipitation (mm (24 hr)⁻¹) on 31 July 2014.

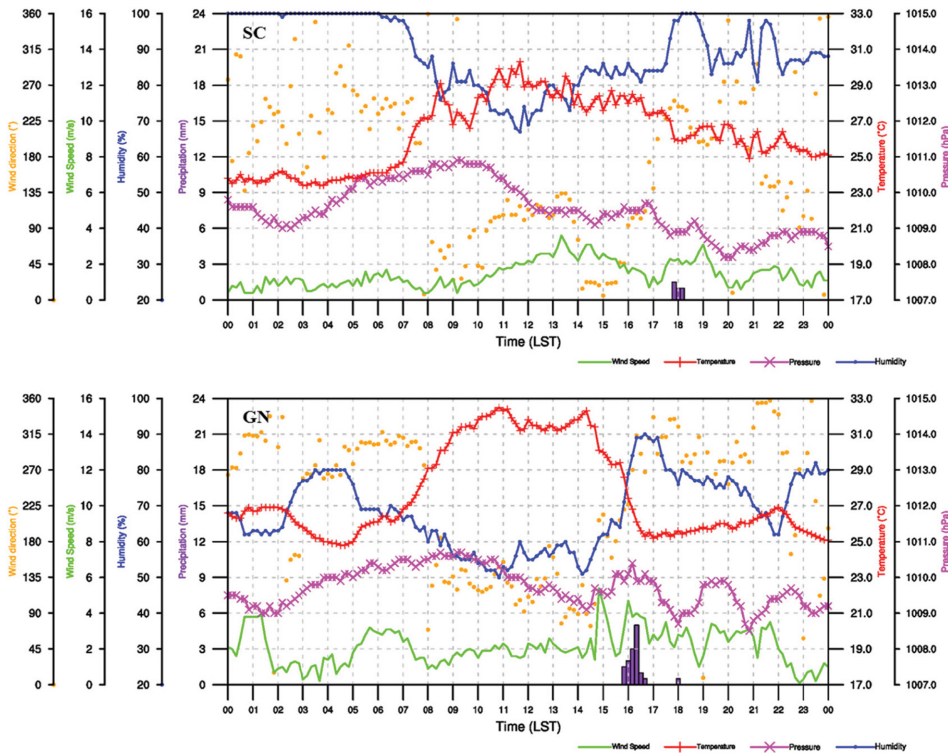


Fig. 6. Time series of temperature (°C; curves with symbols; red), sea level pressure (hPa; curves with symbols; pink), 10-min accumulated precipitation (mm (10 min)⁻¹; bar; purple), humidity (%; curves with symbols; blue), wind speed (m s⁻¹; curves with symbols; green) and wind direction (degree; scatters; orange) at Sokcho (SC) and Gangneung (GN) from 0000 LST 31 July to 0000 LST 1 August 2014.

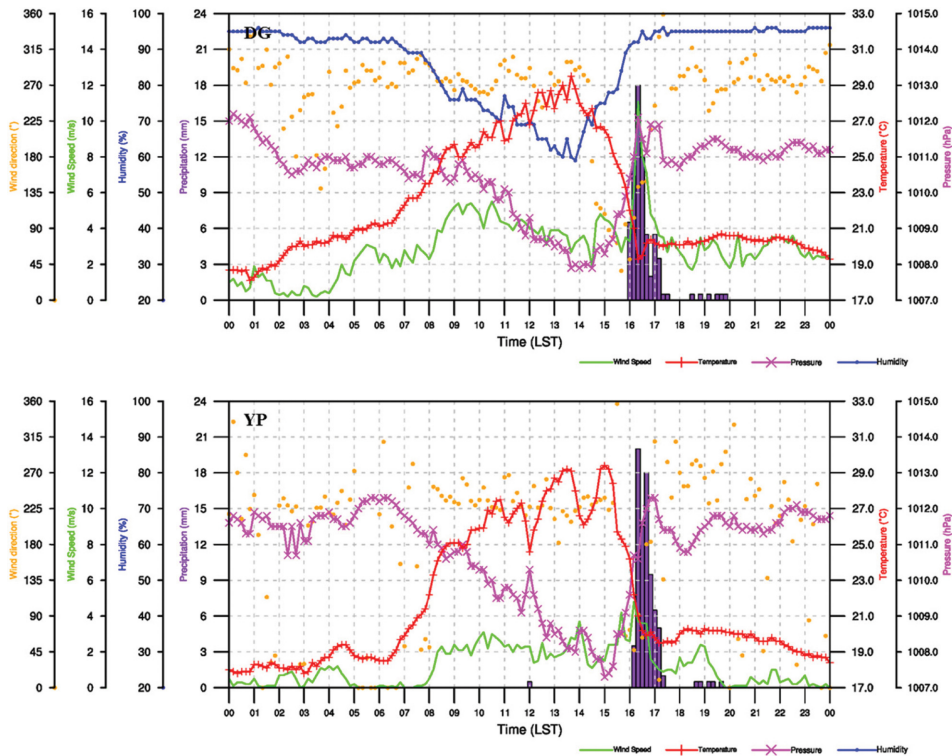


Fig. 7. Same as Fig. 6, except for Daegwallyeong (DG) and Yongpyong (YP).

적 강수량, 기온, 기압, 상대습도, 풍속 그리고 풍향의 시계열을 Fig. 6과 Fig. 7에 각각 나타내었다. 먼저 속초의 시계열을 보면, 0700 LST부터 일사에 의하여 기온이 상승하였으며 0800 LST부터 1600 LST까지 기온의 변동성이 있지만 주간임에도 불구하고 기온이 상승하지 않고 일정하게 유지되는 경향을 보이고 있다. 상대습도 또한 0600 LST부터 1200 LST까지 감소하는 경향을 보이다가 이후 1700 LST까지 주간임에도 불구하고 습도가 감소하지 않고 다소 증가하는 경향을 보이고 있다. 풍향은 0800 LST이전까지 서풍계열의 바람이 불다가 0800 LST 이후부터는 동풍계열의 바람으로 급변하였으며, 1700 LST에는 동풍계열의 바람에서 서풍계열의 바람으로 급변한 후, 1740 LST부터 강수가 시작되었다. 이는 0800 LST부터 강수가 발생하기 직전까지 유입되는 해풍에 의하여 주간임에도 불구하고 기온의 상승 및 상대습도의 감소가 나타나지 않았다(Winston et al., 1992; Chiba, 1993). 강릉의 시계열도 속초의 시계열과 비슷한 모습을 보이고 있다. 강릉에서도 주간임에도 불구하고 기온이 더 이상 상승하지 않고 일정하며 상대습도가 더 이상 감소하지 않고 일정한 경향을 보이고 있다. 또한 0800 LST에 풍향이 서풍에서 동풍으로 급변한 후,

동풍계열의 바람이 지속적으로 불다가 1600 LST에서 서풍으로 풍향이 급변하였다. 이후 1540 LST부터 강수가 시작되었다. 속초와 비슷하게 강릉에서도 0800 LST부터 강수가 시작하기 전 까지 해풍의 영향을 받은 것을 알 수 있다(Fig. 6).

집중호우가 내렸던 대관령의 시계열을 보면, 해안 지역과는 다르게 주간에 기온은 계속 상승하다가 1400 LST 이후부터 1600 LST 사이의 시간대에서 기온은 급격히 감소(약 -10°C)하면서 기압은 급격히 상승(약 4 hPa)하였으며 바람도 1400 LST부터 풍향이 점차 바뀌기 시작하여 1430 LST에는 동풍계열의 바람으로 바뀌었다. 이는 영동 해안지역으로 유입되는 해풍이 대관령까지 유입된 결과이다. 이와 관련하여 상대습도는 일중에 계속 감소하다가 동풍계열의 바람으로 바뀌기 시작하는 1400 LST부터 급격히 상승하였다. 한편, 1630 LST 이후부터는 대류성 강수로 인하여 풍향이 동풍에서 서풍으로 변한 것으로 보인다. 대관령에서 강수가 시작되기 전 기온이 급격히 감소함과 동시에 기압이 상승하였고 풍속이 급격히 증가하였다가 감소하였는데 이러한 특징은 뇌우가 통과할 때의 전형적인 기상변화이다(Fujita, 1978). 용평의 시계열도 대관령과 유사하게 나타난다. 주간에 기온이 상승하

Surface Wind, u-component of wind & 1hr Accu. Precip.

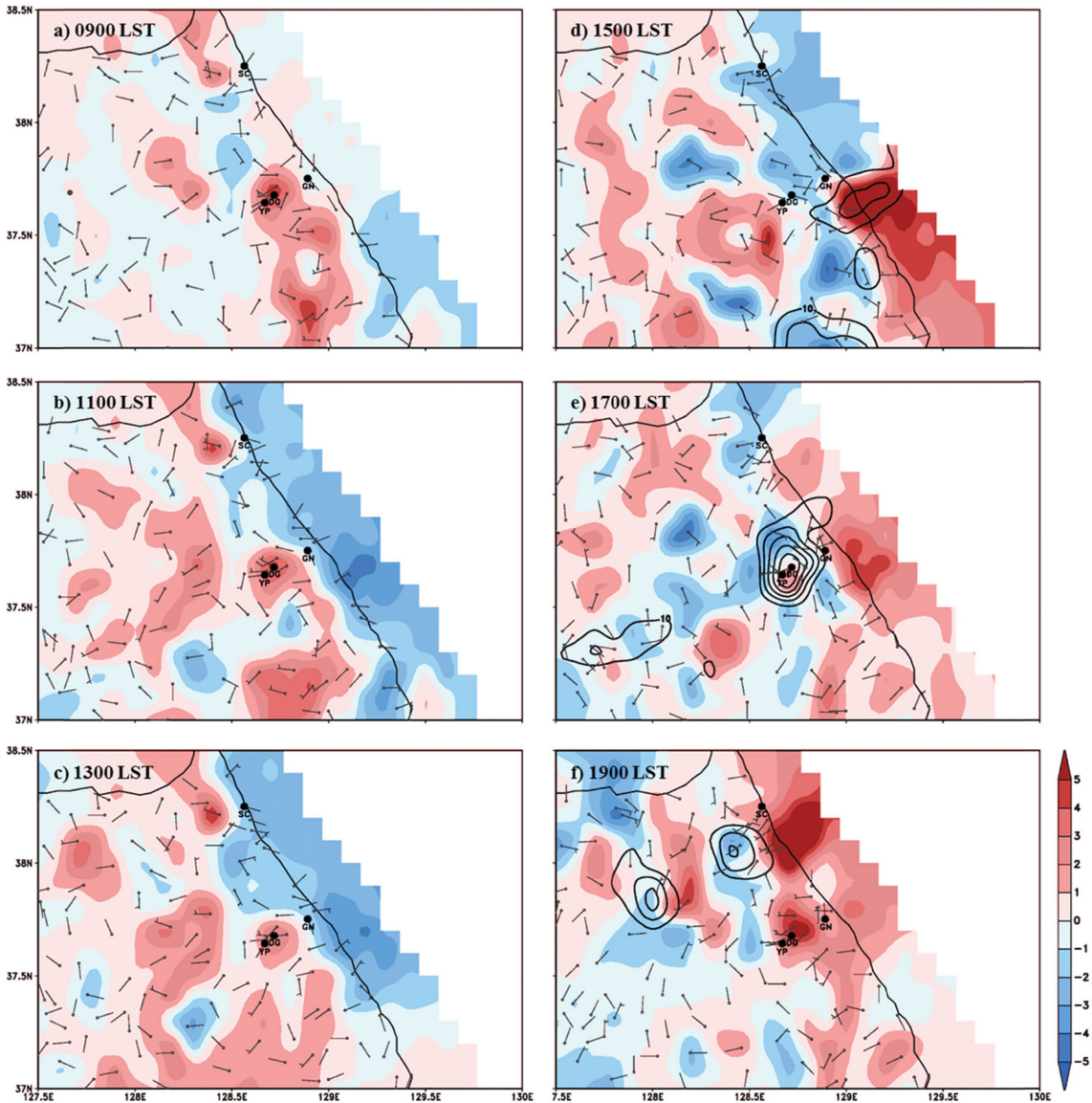


Fig. 8. Surface wind barb ($m s^{-1}$), u-component of wind ($m s^{-1}$; shading) and 1-hr accumulated precipitation ($mm hr^{-1}$; black solid lines; intervals of $10 mm hr^{-1}$) at (a) 0900, (b) 1100, (c) 1300, (d) 1500, (e) 1700 and (f) 1900 LST 31 July 2014. Black dots stand for Sokcho (SC), Gangneung (GN), Daegwallyeong (DG) and Yongpyong (YP) station, respectively.

다가 1500 LST부터 강수가 지속되는 1700 LST까지 기온이 급격히 감소(약 $-9^{\circ}C$)하면서 기압이 급격히 상승(약 $5 hPa$)하는 특징을 보였다. 바람의 경우, 1500 LST부터 풍향이 바뀌기 시작하면서 동풍계열의 바람이 지배적이는데, 용평이 대관령보다 서쪽에 위치하고 있기 때문에 대관령보다 늦은 시간에 해풍이 유입된 것으로 보인다. 해풍의 범위가 영동 해안지역에서 시

작하여 산악지역인 대관령과 용평까지임을 확인할 수 있었다. 1630 LST 이후부터는 다시 서풍으로 풍향이 변화했다(Fig. 7).

Figure 8은 2014년 7월 31일 0900 LST부터 1900 LST까지 2시간 간격으로 AWS에서 관측된 바람장, 동서 방향의 바람성분(u) 그리고 1시간 누적 강수량을 나타낸 것이다. 그림에서 붉은색은 서풍, 푸른색은 동

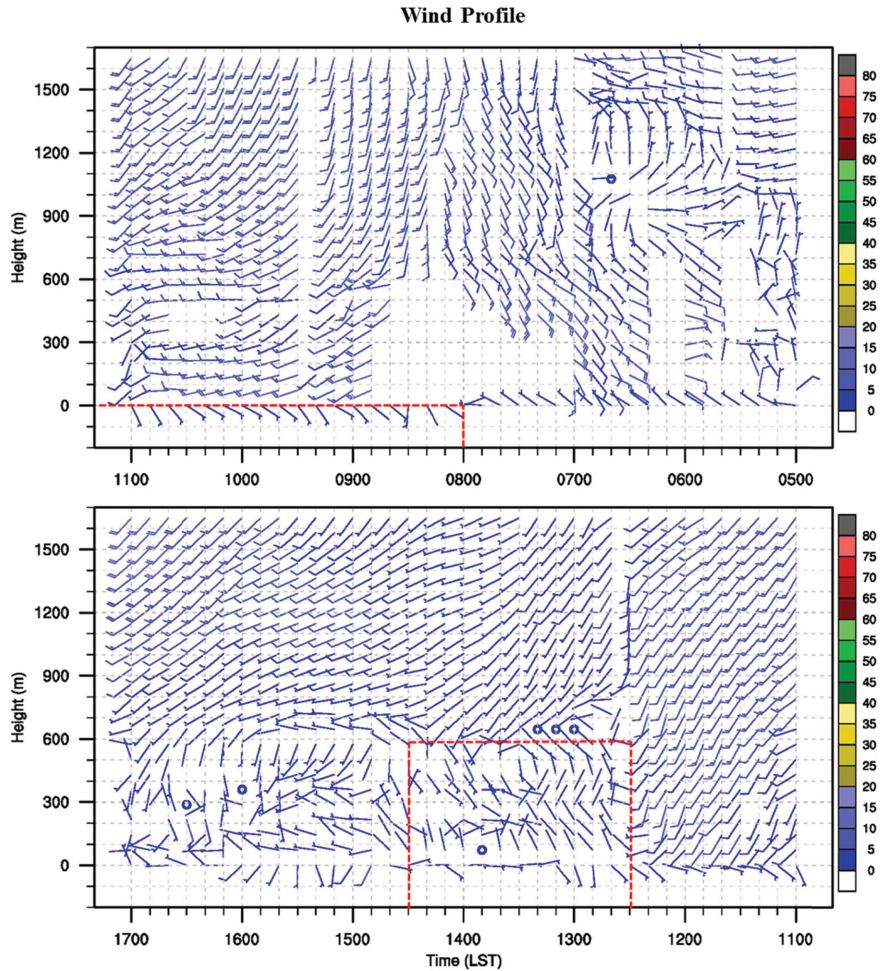


Fig. 9. Vertical wind profile at Bukgangneung from 0500 to 1700 LST 31 July 2014.

풍 성분을 나타내며 1시간 누적 강수량은 검은색 등치선(10 mm hr^{-1})으로 나타내었다. 또한 속초(SC), 강릉(GN), 대관령(DG) 그리고 용평(YP)을 검은색 점으로 표시하였다. 0700 LST에 영동 해안지역으로 서풍이 불었으나 0800 LST에는 영동 해안지역으로 동풍이 불기 시작하였다(그림생략). 이후 0900 LST (Fig. 8a)에도 계속해서 영동 해안지역으로 동풍이 불고 있으며 특히 영동해안선 남쪽으로 내려 갈수록 동풍의 세기가 강하다. 한편 대관령 부근 산악지역에서는 서풍이 불고 있다. 1100 LST (Fig. 8b)에는 동해안 지역으로 불고 있는 동풍의 세기가 더욱 강해졌으며 서풍과 동풍의 경계가 0900 LST보다 내륙으로 더 진입하여 해풍이 더욱 발달하였음을 알 수 있으며, 1300 LST (Fig. 8c)에는 해풍이 내륙으로 더욱 진입하여 일부 산악지역까지 유입되었으나, 대관령 부근 산악지역에서는 여전히 서풍이 불고 있다. 1500 LST (Fig. 8d)에

는 대관령까지 해풍이 유입되었으며 강릉 바로 이남 지역으로 20 mm hr^{-1} 이상의 강수가 관측되었다. 또한 강수가 관측된 지역과 그 지역의 남쪽 해안지역에서는 동풍이 아닌 서풍이 다소 강하게 불고 있다. 1700 LST (Fig. 8e)에는 대관령에 50 mm hr^{-1} 이상의 강수가 내렸으며, 해안지역에서 서풍이 불고 있는 지역은 속초 부근까지 북쪽으로 확장하였다. 1900 LST (Fig. 8f)에는 대관령 부근에 위치하였던 강수역은 설악산 쪽으로 북상하였으며, 강수강도는 전 시간보다 약화되었다. 이와 같이 강수역이 북상함에 따라 동해안 대부분 지역에서는 서풍계열의 바람이 지배적이다.

2.6 윈드프로파일러 관측자료 분석

Figure 9는 북강릉에 위치한 윈드프로파일러에서 관측한 연직 바람장을 10분 간격으로 지상에서 약 1.5 km 고도까지 나타낸 것이다. 0800 LST 이전에는 지

상에서 서풍이 불고 있다가 0800 LST에 동풍으로 풍향이 급변하였다. 그러나 상층에서는 0800 LST 이후에도 서풍이 계속 불고 있어 해풍이 지상 부근에만 나타나 연속적으로 크게 발달하지 못한 것으로 보인다. 이 시각 이후에 고도 200~1500 m 사이의 풍향이 확일적으로 남서계열이다가 1230 LST부터는 600 m 이하의 고도에서 북풍과 남동풍 등이 혼재하면서 풍향이 가변적이다. 이러한 가변적인 풍향의 모습은 이전 시간에 지상 부근에서만 감지된 해풍이 보다 발달하여 약 600 m 고도까지 나타나는 해풍 순환이 반영된 것으로 보인다. 1430 LST 이후부터는 대류성 강수에 의한 영향으로 동풍이 관측되지 않고 주로 서풍 계열의 바람이 관측되었다.

3. WRF 수치 모의

3.1 모의 설계

이 연구에 사용된 수치모델은 중규모 수치모델인 WRF (Weather Research and Forecasting) V3.4.1이다. 초기장과 경계장은 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)에서 제공하는 수평해상도가 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 이고 6시간 간격의 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 자료를 사용하였다. 수치모의를 위하여 Domain 1 (D1)을 27 km (130×120), Domain 2 (D2)를 9 km (208×208), Domain 3 (D3)를 3 km (325×394) 그리고 Domain 4 (D4)를 1 km (460×532)로 각각 설정한 등지 격자 체계로 구성하여 WRF 모델을 구동하였으며, 모델 도메인 영역들을 Fig. 10에 나타내었다. 설정된 모델의 물리과정은 Table 1에 요약하였다. 장파복사와 단파복사는 RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model GCM-applications) 방법 (Iacono et al., 2008), 지표물리과정은 Noah Land Surface Model 방법(Chen and Dudhia, 2001), 경계층

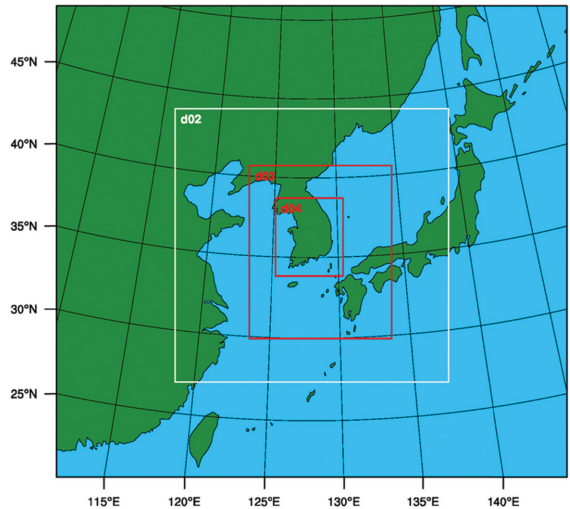


Fig. 10. The WRF model domains for Domain 1, Domain 2, Domain 3 and Domain 4.

물리과정은 YSU 방법(Hong and Noh, 2006), 그리고 미세물리 과정은 WDM6 (WRF Double-Moment 6-class) 방법(Lim and Hong, 2010)을 사용하였다. 적운 모수화는 Kain-Fritsch 방법(Kain, 2004)을 D1에만 사용하였다. Park and Lee (2003)의 연구결과에 따르면 적운 모수화는 대기를 너무 안정화시켜 호우계의 발달을 억제하는 경향을 보인다고 하였으며, Lee and Hong (2006)도 이러한 점을 고려하여 WRF 모형을 이용한 한반도 집중호우에 대한 지형효과와 수치모의 연구에서 9 km 이하의 격자에 대하여 적운 대류 모수화 과정을 사용하지 않도록 설정하였다. 따라서 이 연구에서도 9 km 이하의 격자에 대하여 적운 대류 모수화 과정을 사용하지 않았다.

적분 초기 시각은 2014년 7월 31일 0900 LST (0000

Table 1. Summary of the WRF model configuration.

Model	WRF V3.4.1			
Domains	Domain 1	Domain 2	Domain 3	Domain 4
Horizontal grid spacing	27 km	9 km	3 km	1 km
Time step	60 s	20 s	6 s	2 s
Vertical layer/Model top	41 η vertical layer/10 hPa			
Grid nesting	Two-way			
Initial condition	NCEP CFSR ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 6-hourly)			
Microphysics	WDM 6 scheme			
Planetary boundary layer	YSU PBL			
Cumulus parameterization	Kain-Fritsch	Not used		
Land-Surface Model	Noah Land Surface Model			
Radiation scheme	Longwave: RRTMG/Shortwave: RRTMG			
Forecast time	0900 LST 31 July~0300 LST 01 August 2014 (18 h)			

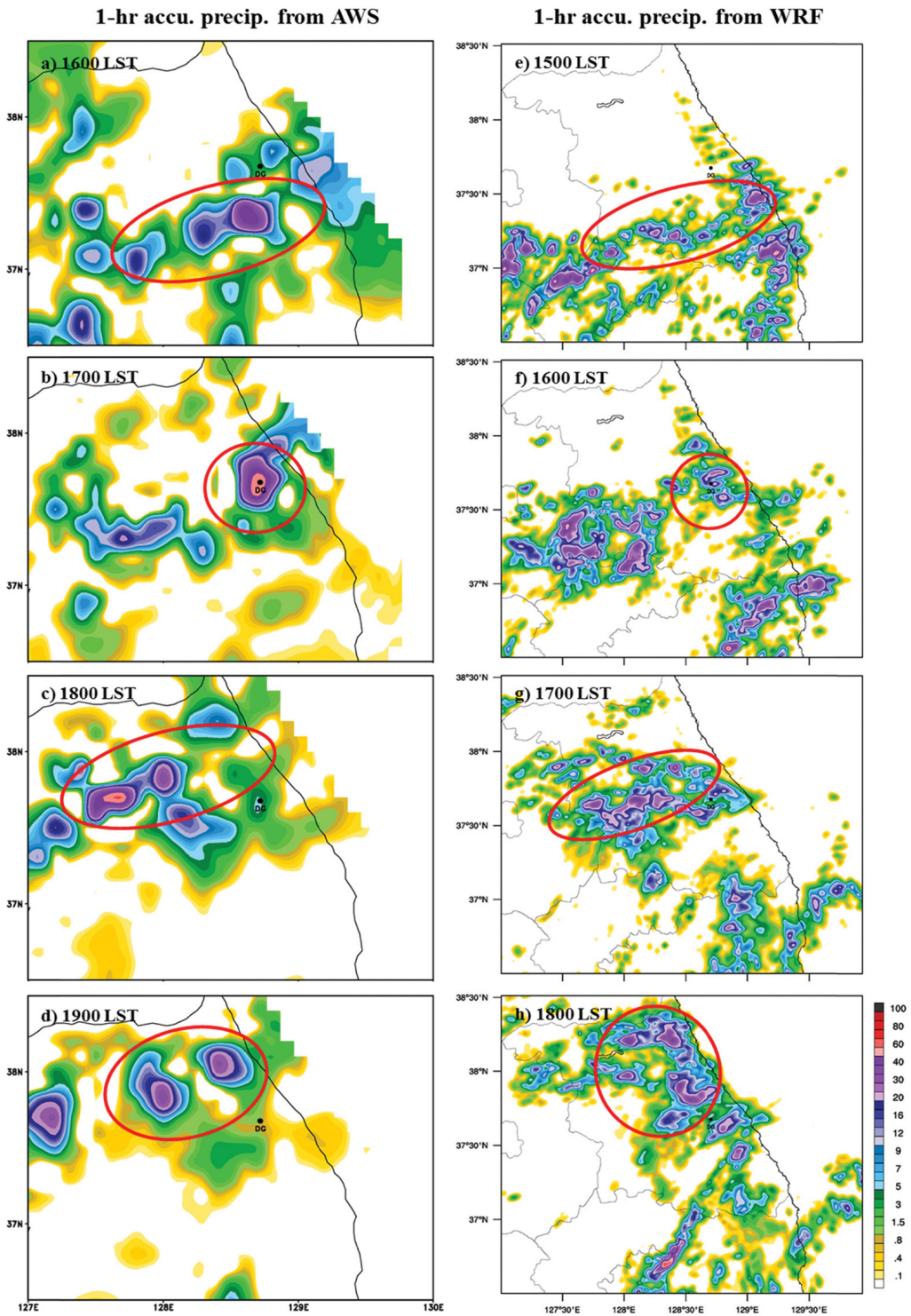


Fig. 11. Distribution of 1 hr accumulated precipitation (mm hr^{-1}) from AWS observation (left panel) every 1 hr from (a) 1600 to (d) 1900 LST, and from WRF simulation (right panel) every 1 hr from (e) 1500 to (h) 1800 LST 31 July 2014. Black dots stand for Daegwallyeong (DG) station.

UTC)이며, 8월 1일 0300 LST (1800 UTC)까지 18시간 적분하였다. 또한 4차원 자료동화 기법 중 하나인 관측 너징(Observation Nudging)을 수행하였다. 너징에 사용된 관측자료는 전국의 93개의 ASOS (Automated Synoptic Observing System)자료와 7개의 고층관측(Sounding) 자료를 사용하였으며, 자료동화에 사용되는 변수는 바람, 온도 그리고 습도이다. 또한 너징 계수 값은 $6.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 로 설정하였으며(Choi and Lee, 2015) 영향 반경은 D3와 D4의 경우, 각각 5 km와 3 km로 적용하였다.

3.2 수치모의 결과

분석을 위해 D4 영역의 수치모의 결과를 이용하였다. Figure 11은 대관령에서 강수가 관측된 1600 LST에서 1900 LST까지 AWS의 1시간 누적 강수량 분포도(왼쪽 패널)와 수치모의된 1시간 누적 강수량 분포도(오른쪽 패널)이다. 이 그림에서, 수치모의된 강수량 분포와 관측된 강수량 분포를 비교하여 보면, WRF 수치모델이 약 1시간 정도 이르게 호우역을 모의하였음을 알 수 있다. 따라서 한 시간 차이를 두고 AWS와 WRF 수치모의 결과를 비교하고자 한다.

1600 LST의 AWS 1시간 누적 강수량 분포도(Fig. 11a)를 보면 대관령에서 강수량이 관측되기 시작하였음을 알 수 있다. 강수 분포를 보면 강원 남부 지역에는 동북동에서 서남서 방향으로 띠 모양의 강수대가 있으며 이에 대응되는 수치모의(Fig. 11e)에서도 띠 모양의 강수대가 나타난다. 1700 LST의 AWS 1시간 누적 강수량 분포도(Fig. 11b)에는 강수대가 다소 북동진하여 대관령을 중심으로 산악지역에 많은 양의 강수가 관측되었고 영서지역에서도 20 mm hr^{-1} 이하의 강수역이 나타난다. 이에 대응되는 수치모의(Fig. 11f)에서도 대관령 부근 산악지역에 집중된 강수를 어느 정도 잘 모의하고 있으나 호우역의 범위는 AWS 관측에 비해 작게 모의되었으며, 강수량도 다소 적게 모의하였다. 참고로 호우역의 범위에 대해서는 AWS 관측망의 분해능이 평균 15 km 정도인 점을 고려할 필요가 있다.

1800 LST의 AWS 1시간 누적 강수량 분포도(Fig. 11c)에는 영동 산악지역의 강수 강도가 많이 약해졌으며 영서지역의 강수 강도는 상대적으로 더 강해졌다. 대응되는 수치모의(Fig. 11g)에서도 산악지역의 강수 강도가 약해지는 패턴을 잘 모의하고 있다. 1900 LST의 AWS 1시간 누적 강수량 분포도(Fig. 11d)에는 경기 북부 지역과 강원 북부 지역에 호우역이 위치하고 있는데 이에 대응되는 수치모의(Fig. 11h)에서도 어느 정도 비슷한 위치에 호우역이 위치하고 있다. 그러나 적은 강수량을 기록한 강원 중부 산악지역의 경우, 수치모의에서는 호우역으로 모의하고 있다. WRF

수치모델이 모의하는 대류성 강수역과 강수량을 관측과 비교하여 볼 때, 수치모델이 가지고 있는 물리과정과 모수화 등 모의능력의 한계(Colle and Mass, 2000; Hanley et al., 2011; Warren et al., 2014)와 분해능이 낮은 관측자료로 인하여, 관측과 다소 차이가 있지만, 대류성 강수역의 위치와 강수량을 어느 정도 잘 모의하고 있는 것으로 보인다.

추가적으로 고해상도의 레이더 관측자료와 WRF 수치모델의 결과자료와 비교하기 위하여 Fig. 12에 레이더 CAPPI 영상(왼쪽 패널)과 수치모델의 결과로부터 계산된 반사도 분포(오른쪽 패널)를 각각 나타내었다. Figure 11에 대한 분석에서 언급하였듯이 한 시간의 차이를 두고 레이더 영상과 WRF 수치모의 결과를 비교하였다. 1500 LST의 레이더 영상(Fig. 12a)을 보면 충청도와 강원 남부 지역에 북동에서 남서 방향으로 띠 모양의 에코가 발달하였으며 수도권과 경상남도에 산발적으로 작은 에코들이 위치하고 있다. 이에 대응되는 시각의 수치모의(Fig. 12e)에서도 충청도와 강원 남부 지역에서 발달된 띠 모양의 에코를 잘 모의하고 있다. 1600 LST의 레이더 영상(Fig. 12b)에서는 이 띠 모양의 에코가 북상하는 모습을 보여주고 있으며, 수치모의(Fig. 12f)에서도 띠 모양의 에코가 유사하게 북상하는 모습을 잘 모의하고 있다. 한편, 레이더 영상에서는 강원 남부와 경상북도의 북부 지역에 약한 에코를 볼 수 있으나, 수치모의에서는 이 지역의 에코들을 다소 강하게 모의하고 있다. 1700 LST 레이더 영상(Fig. 12c)에서 경기도와 강원 지역에 에코가 산발적으로 강하게 발달한 모습을 볼 수 있으며, 특히 태백산맥을 따라 발달된 소규모 에코들을 볼 수 있다. 이에 대응되는 수치모의(Fig. 12g)에서도 비슷한 장소에 발달된 에코들이 위치한 것을 볼 수 있다. 다만 경상북도의 북부 지역에서 관측되지 않은 에코들을 수치모의에서는 다소 강하게 모의하였다. 1800 LST 레이더 영상(Fig. 12d)에서는 이전 시간에 비해 다소 북상하여 강원 중부 지역으로 강한 에코들이 선형으로 배열되어 있으며 영동지역으로는 상대적으로 약한 에코들이 넓게 위치하고 있다. 수치모의(Fig. 12h)에서도 강한 에코들이 북상하는 모습을 모의하고 있지만 여전히 강원도 전 지역에 걸쳐 강한 에코들을 모의하고 있다. 이와 같이 수치모델의 결과로부터 계산된 반사도 분포와 고해상도 관측자료인 레이더 영상과 비교하여 볼 때, 대관령에 집중호우를 유발시킨 뇌우세포의 북상하는 이동 패턴과 대관령 부근의 호우역을 유사하게 모의하였음을 알 수 있다. 한편, 기단성 뇌우 발생에 있어 중요한 요인 중 하나인 일사에 의한 지표면 차등 가열을 살펴보기 위하여 1100 LST부터 1600 LST까지 한 시간 간격으로 온위장을 Fig. 13에 나타내었다. 그림에서 지형 고도

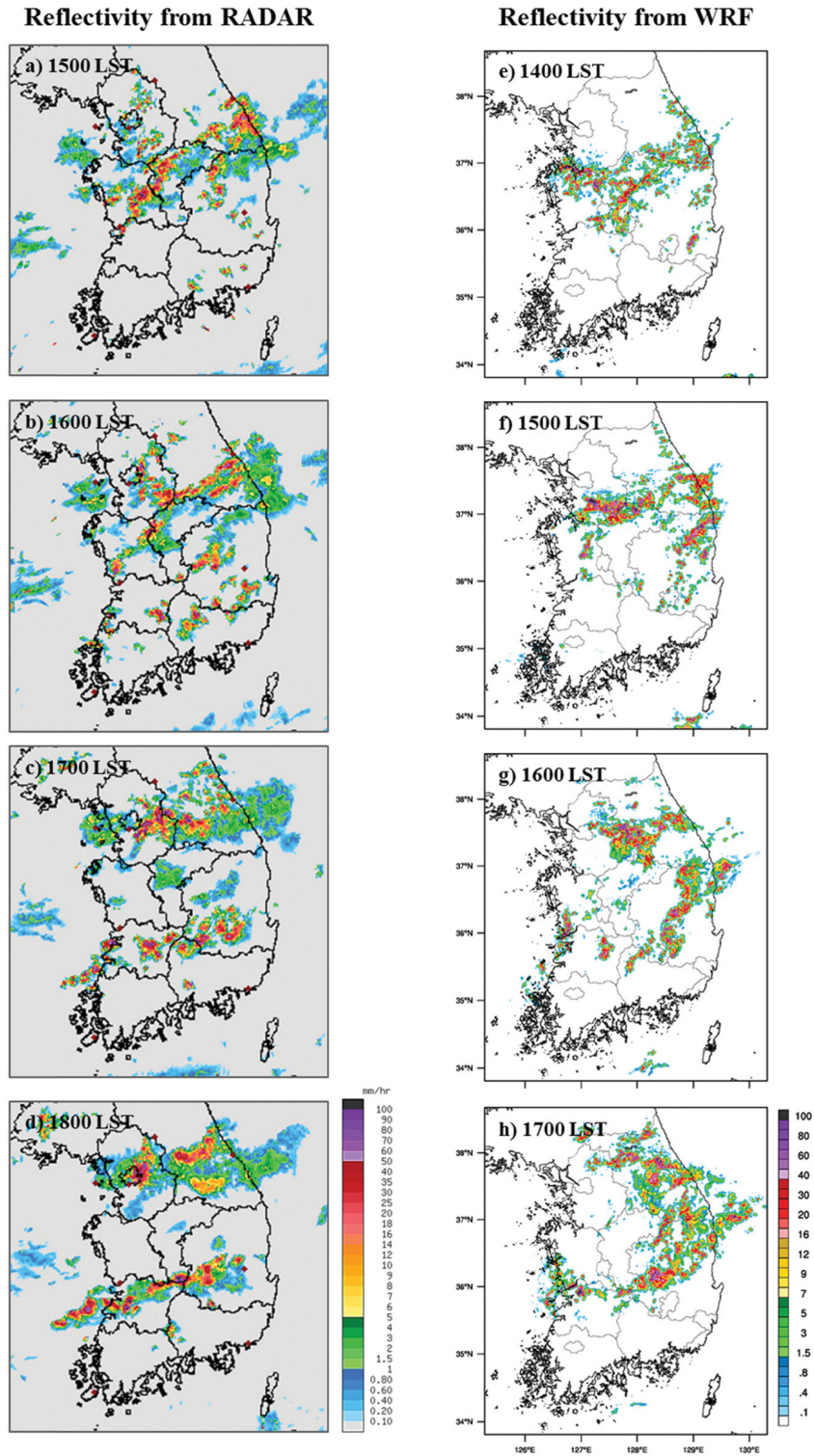


Fig. 12. Distribution of reflectivity at 1.5 km (mm hr^{-1}) from radar CAPPI image (left panel) every 1 hr from (a) 1500 to (d) 1800 LST, and from WRF simulation (right panel) every 1 hr from (e) 1400 to (h) 1700 LST 31 July 2014.

Potential Temperature & Terrain Height

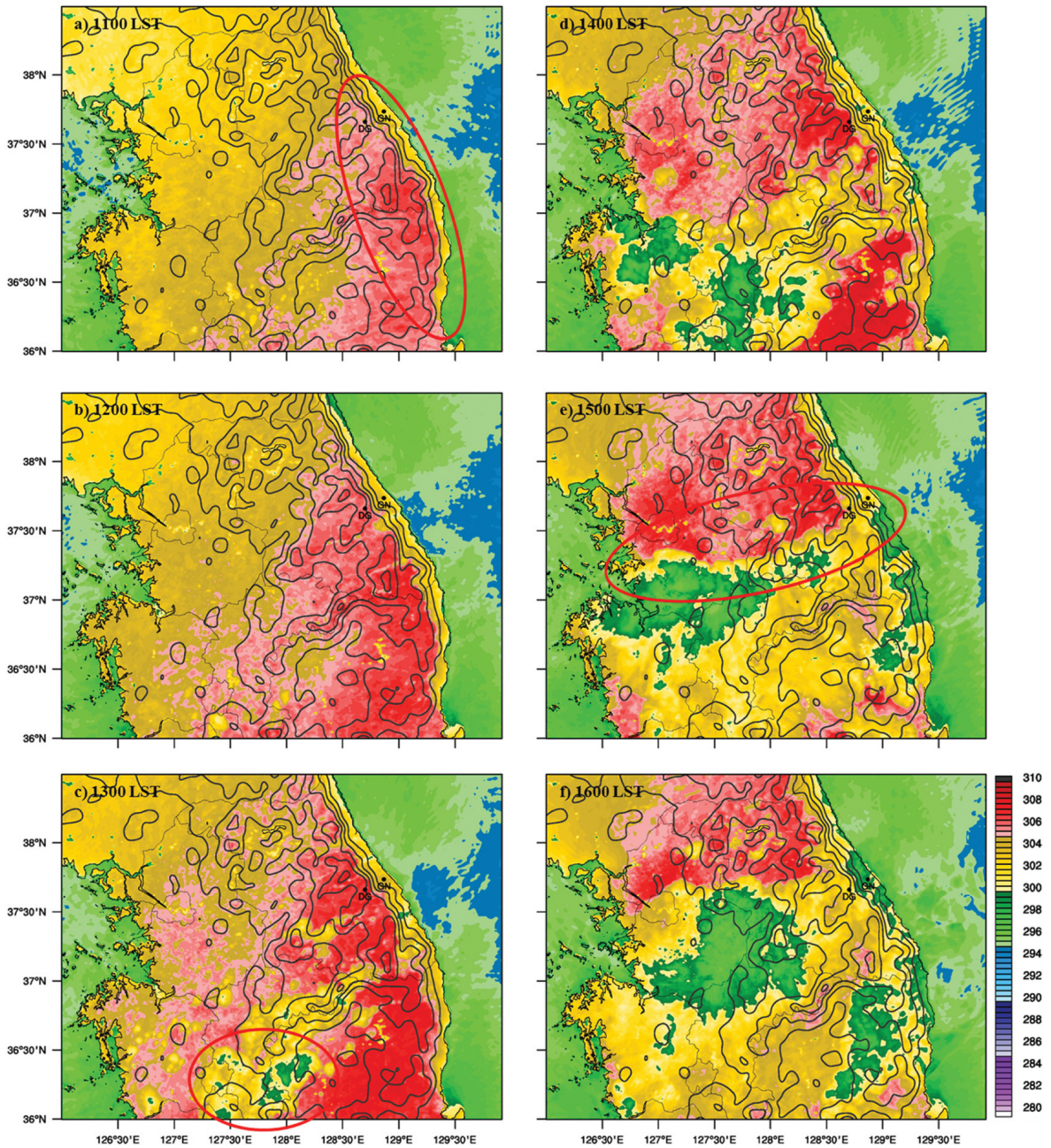


Fig. 13. The WRF simulated 1000 hPa potential temperature (K; shading) and terrain height (m; gray solid lines; intervals of 200 m) valid at (a) 1100 LST, (b) 1200 LST, (c) 1300 LST, (d) 1400 LST, (e) 1500 LST and (f) 1600 LST 31 July 2014. Black dots stand for Gangneung (GN) and Daegwallyeong (DG) station, respectively.

를 200 m 간격의 등치선으로 나타내었으며 강릉(GN)과 대관령(DG)을 검은색 점으로 표시하였다. 1100 LST 온위장(Fig. 13a)을 보면 주로 대관령 이남의 동

해안 내륙으로 온위가 306 K 이상으로 가열되었으며, 1200 LST (Fig. 13b)에는 가열된 범위가 보다 내륙 쪽으로 확장하였다. 1300 LST (Fig. 13c)에도 지속적으

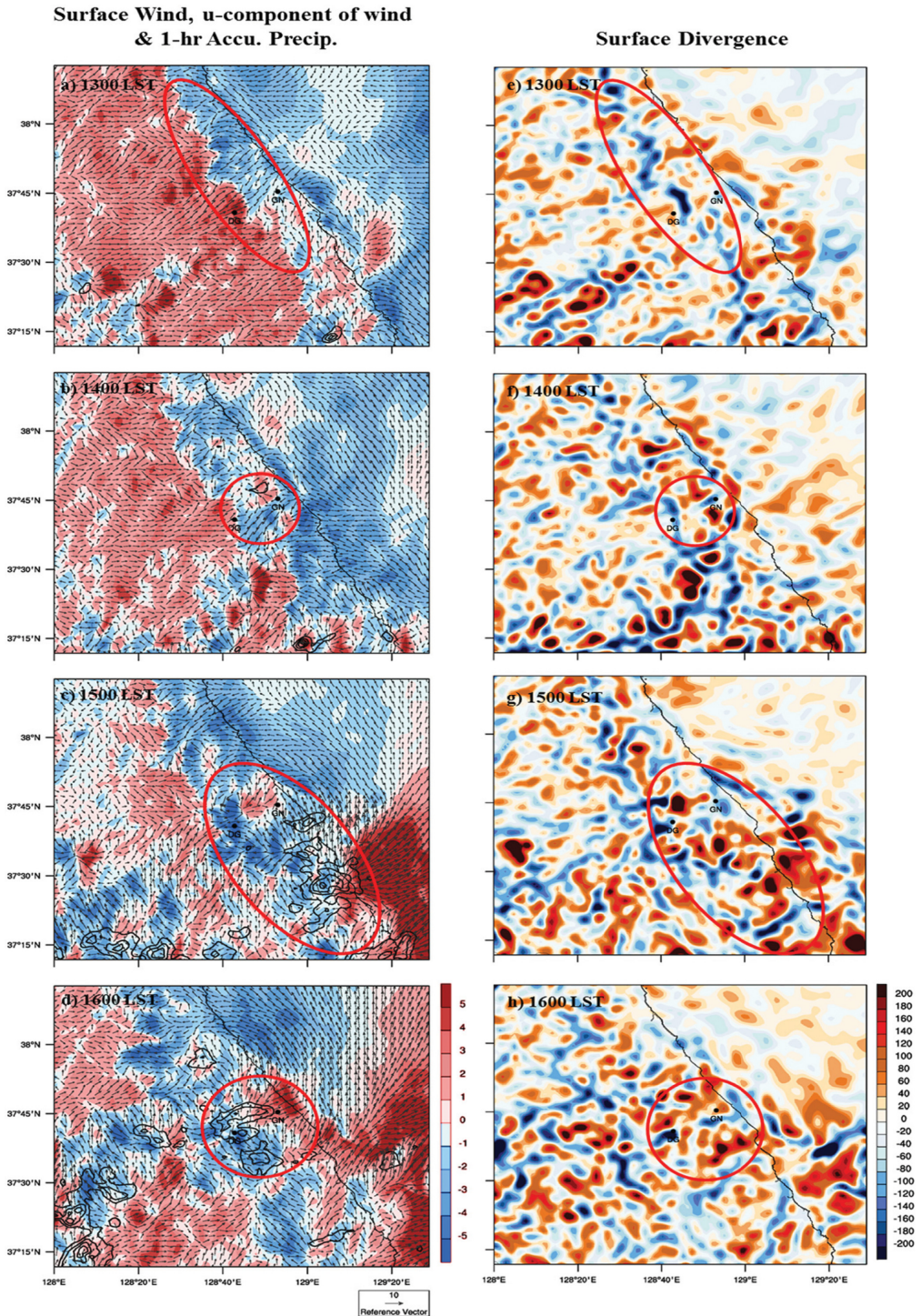


Fig. 14. The WRF simulated surface wind vector (left panel, $m\ s^{-1}$; reference vector plotted at bottom left), u-component of wind (left panel, $m\ s^{-1}$; shading) and 1-hr accumulated precipitation (left panel, $mm\ hr^{-1}$; black solid lines; intervals of $10\ mm\ hr^{-1}$), and divergence field (right panel, $10^{-5}\ s^{-1}$; shading), every 1 hr from 1300 to 1600 LST 31 July 2014. Black dots stand for Gangneung (GN) and Daegwallyeong (DG) station, respectively.

로 지표면이 가열되면서 강원 북부 지역으로도 온위가 306 K 이상으로 가열되었으나, 충청북도에서는 뇌우세포가 통과함에 따라 온위가 급격히 감소하였다. 1400 LST (Fig. 13d)에는 영서지역 전체와 경기도에서 온위가 306 K 이상으로 가열 범위가 확장되었으며, 특히 대관령 부근에서는 온위가 307.8 K로 아주 높은 온도이며, 약 15 km 정도 떨어진 해안지역인 강릉에서의 온위는 302.4 K, 그리고 강릉에서 약 20 km 정도 떨어진 인근 앞바다에서의 온위는 295.5 K이다. 그런데 약한 종관 강제력 배경(약한 지균풍)인 경우, 일사에 의하여 가열된 지표와 인근 해수와의 온도차이가 5°C 이상인 경우에 해풍이 발생한다고 하였다(Wallace and Hobbs, 2006). 따라서 대관령과 강릉 사이에서, 그리고 강릉과 인근 바다 사이에서 뚜렷한 온도 차이(5°C 이상)를 보여주는 온위장을 보면, 대관령 부근의 산악지역이 일중 일사에 의하여 차등 가열되면서 형성된 곡풍(valley wind) 순환과 그리고 영동 해안지역과 인근 바다와의 열적 차이로 인하여 형성된 해풍(sea breeze) 순환이 결합되어 강화된 국지 순환풍으로 인하여 동풍기류가 동해안에서부터 시작하여 산 경사면을 타고 대관령 부근의 산악지역으로 유입되고 있음을 알 수 있으며, 이러한 동풍기류의 유입은 대관령 부근으로의 수렴 강화와 산악 지형에 의한 연직 상승 운동을 촉진하는 계기가 된다.

한편, 충청북도에서 발생한 뇌우들이 북상하면서 강원 남부와 경기도 이남 지역에서는 온위가 감소하였다. 1500 LST 온위장(Fig. 13e)을 보면 띠 모양의 강수대(Fig. 11e)에 의하여 대관령과 남양만을 있는 선을 기준으로 북쪽으로, 그리고 강원 중북부 산악지역의 능의 서쪽으로 온위가 306 K 이상이다. 한편, 대류성 강수가 나타난 강릉 이남의 영동 해안지역에서는 온위가 낮음을 알 수 있다. 1600 LST 온위장(Fig. 13f)에서는 대관령에 뇌우세포가 통과하여 온위가 감소한 모습이며, 306 K 이상이 되는 온위역은 전시간에 비해 보다 북상하였다.

대관령 부근의 집중호우를 상세히 분석하기 위하여 대관령에서 강수가 발생하기 전인 1300 LST부터 강수가 끝난 1600 LST까지 바람장, 동서 방향 바람성분의 크기, 1시간 누적 강수량 그리고 지상 발산장을 Fig. 14에 나타내었다. 그림에서 푸른(붉은)색은 동(서)풍을 나타내며, 검은색 등치선(10 mm hr⁻¹)은 1시간 누적 강수량을 나타낸다. 또한 오른쪽 그림의 발산장에서는 푸른(붉은)색이 수렴(발산)을 나타낸다. 강릉(GN)과 대관령(DG)의 위치는 검은색 점으로 각각 나타내었다.

1300 LST 이전에 영동 해안지역에서는 동풍이, 태백산맥의 능을 경계로 서쪽 지역에서는 서풍이 뚜렷

하게 불었으며(그림생략), 1300 LST 바람장(Fig. 14a)에서는 해안지역의 동풍은 더욱 강해졌고, 태백산맥의 능을 경계로 서쪽 지역에서는 여전히 서풍이 불고 있다. 이러한 풍향 분포로, 발산장(Fig. 14e)에서 태백산맥의 능을 따라 남북 방향으로 띠 모양의 수렴역이 나타난다. 1400 LST 바람장(Fig. 14b)에서는 동풍기류가 내륙으로 더 진입하여 대관령까지 동풍이 불며, 이 시간대의 수렴역(Fig. 14f) 또한 대관령 근처에 위치한다. 그리고 강원 남부 지역에서 국지적으로 10 mm hr⁻¹ 이상의 강수가 나타나기 시작한다. 1500 LST 바람장(Fig. 14c)에서는 동풍기류가 내륙으로 더욱 더 진입하였고 강수역은 강릉 인근까지 북상하였고, 동해시 부근에 위치한 호우역의 우측에서는 서풍 성분이 그리고 좌측에서는 동풍 성분이 나타난다. 이는 뇌우에서 발생한 강수와 하강류에 의하여 지상에서 발산이 나타나고 그 주변으로 돌풍전선이 나타나는 특징(Ahrens, 2012)과 일치하며, 지상 발산장(Fig. 14g)에서도 그러한 특징이 잘 나타난다. 또한 1500 LST에 대관령과 강릉 부근에 나타나는 강한 동풍류는 해풍의 영향뿐만 아니라 동해시 부근 상공에 위치한 뇌우세포에서 발생한 유출류에 의한 것으로 보인다. 또한 이러한 유출류가 대관령 부근에서 새로운 뇌우세포를 만드는데 어느 정도 기여했다고 볼 수 있다. 1600 LST의 바람장(Fig. 14d)을 보면, 뇌우세포에서 나온 유출류에 의해 강릉 부근에서는 서풍류가 뚜렷하며, 강수가 있는 대관령 부근에서는 동풍류가 지배적이다. 이 시간대의 지상 발산장(Fig. 14h)에서는 대관령에서는 강한 수렴이 있으며 대관령 주위로 발산역이 감싸고 있다.

대관령 부근에 호우를 유발시킨 뇌우세포를 자세히 살펴보기 위하여 1430 LST부터 1600 LST까지 30분 간격으로 수치지모의한 1.5 km 고도에서의 반사도를 Z-R 관계식을 이용하여 강수 강도로 변환하여 Fig. 15에 나타내었다. 그림에서 A-A선은 대관령과 강릉을 잇는 선으로 산맥을 가로지르는 방향(서남서에서 동북동 방향)의 순환 및 대류세포의 움직임을 보기 위한 것으로, Fig. 16과 Fig. 18의 연직단면도의 가로축에 해당하며, B-B선은 대관령을 지나는 선으로 산맥을 따르는 방향(남남동에서 북북서 방향)의 순환 및 대류세포의 움직임을 보기 위한 것으로 Fig. 17의 연직단면도의 가로축에 해당한다. 1430 LST 반사도(Fig. 15a)에서는 대관령에 에코가 위치하지 않으며, 대관령을 기준으로 북쪽에 약한 에코와 남동쪽에 다소 강한 에코가 각각 위치하고 있으며, 강원 남부 지역에는 띠 모양의 강한 에코가 위치하고 있다. 1500 LST (Fig. 15b)에는 A-A선의 바로 남쪽과 북쪽에 강한 에코가 위치하며 동해시 부근으로 강한 에코들이 위치하고 있다. 1530 LST (Fig. 15c)에는 A-A선을 따라 강한

Reflectivity at 1.5 km

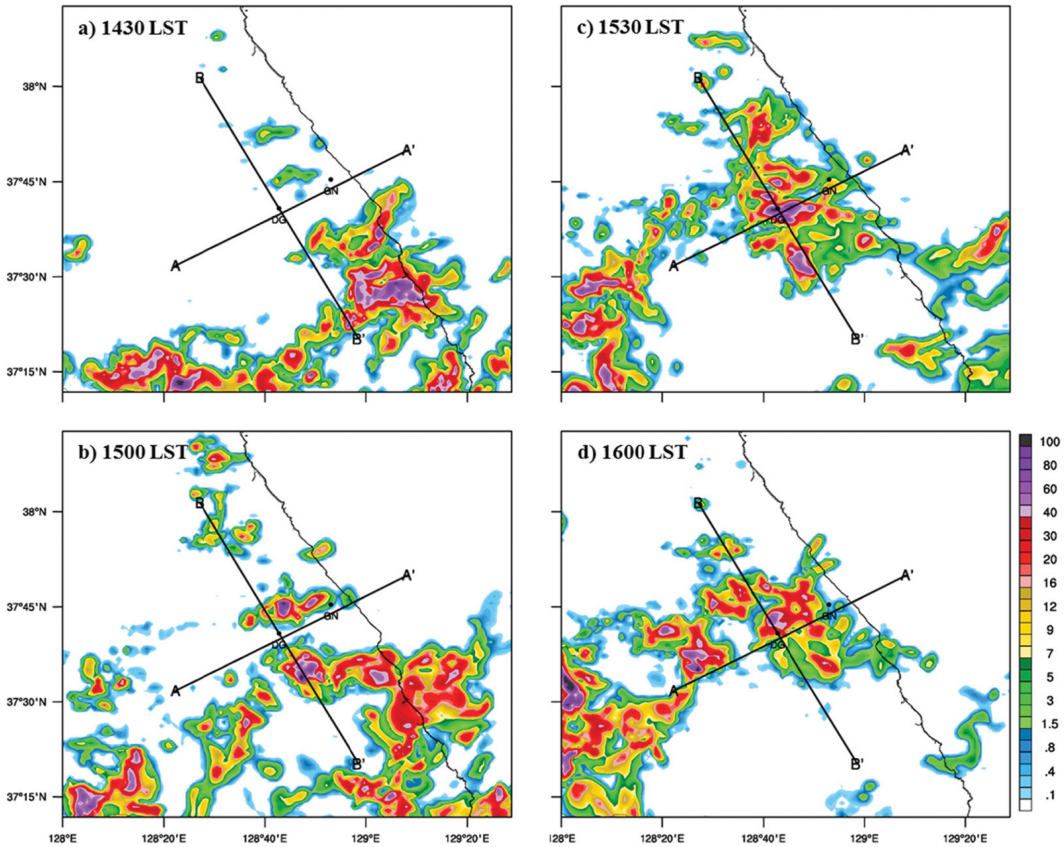


Fig. 15. The WRF simulated reflectivity (mm hr^{-1} ; shading) at 1.5 km height, valid at (a) 1430, (b) 1500, (c) 1530 and (d) 1600 LST 31 July 2014. Black dots stand for Gangneung (GN) and Daegwallyeong (DG) station, respectively. The A-A' line and the B-B' line represent the paths of the vertical cross section used in Fig. 16 and Fig. 18, and used in Fig. 17, respectively.

에코가 위치하여 대관령 부근의 산악지역과 강릉까지 에코가 나타나며 특히 대관령에서 에코 강도가 가장 강하였다. 1600 LST (Fig. 15d)에는 강한 에코들이 다소 북상함에 따라, 대관령은 이 에코의 가장자리에 위치하였다.

Figure 16은 수치모의에서 대관령에 호우가 내린 시간대인 1510 LST부터 1540 LST까지 10분 간격의 반사도의 연직단면도(왼쪽 패널) 그리고 상당온위와 u-w 바람장의 연직단면도(오른쪽 패널)이다. 여기서 연직단면도의 가로축은 대관령과 강릉을 가로지르는 A-A'선이다. 이 그림에서 동서 방향의 순환 및 대류세포의 움직임을 볼 수 있다. 1510 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 16a)를 보면 강릉 앞바다 고도 2.5 km에서 5.5 km 사이에 다소 약한 에코가 위치하고 있으며, 산 경사면 위로는 고도 2 km에서 5 km 사이에 에코가 그리고 산 정상 부근 고도 2 km에서 5 km 사이에

다소 강한 에코가 위치하고 있다. u-w 바람장의 연직단면도(Fig. 16e)를 보면, 강릉 앞바다에서 하강류가 나타나 이 곳의 에코는 소멸하는 뇌우세포임을 알 수 있다. 반대로 산 경사면과 산 정상에서는 상승류가 나타난다. 이와 관련하여, 대관령 부근의 산악 지대에서의 강한 일사에 의한 산악 지표면의 높은 기온과 강릉 앞바다의 낮은 온도에 의한 큰 온도차로 강릉 앞바다에서 대관령쪽으로 흐르는 열적 국지 순환이 형성되어, 동풍기류(해풍과 곡풍이 결합된 국지 순환풍)가 산 경사면을 따라 흐르면서, 지형에 의한 공기의 상승운동이 활발하여, 대관령에서의 집중호우와 영동 지역의 국지 순환풍과의 관련성을 확인할 수 있다. 가장 강한 상승류는 산 정상 부근에 위치하며 또한 지상에서부터 5 km 고도까지 상당온위 값이 고도에 따라 감소하는 대류 불안정역($\partial\theta_e/\partial z < 0$)이 형성되어 있음을 알 수 있다.

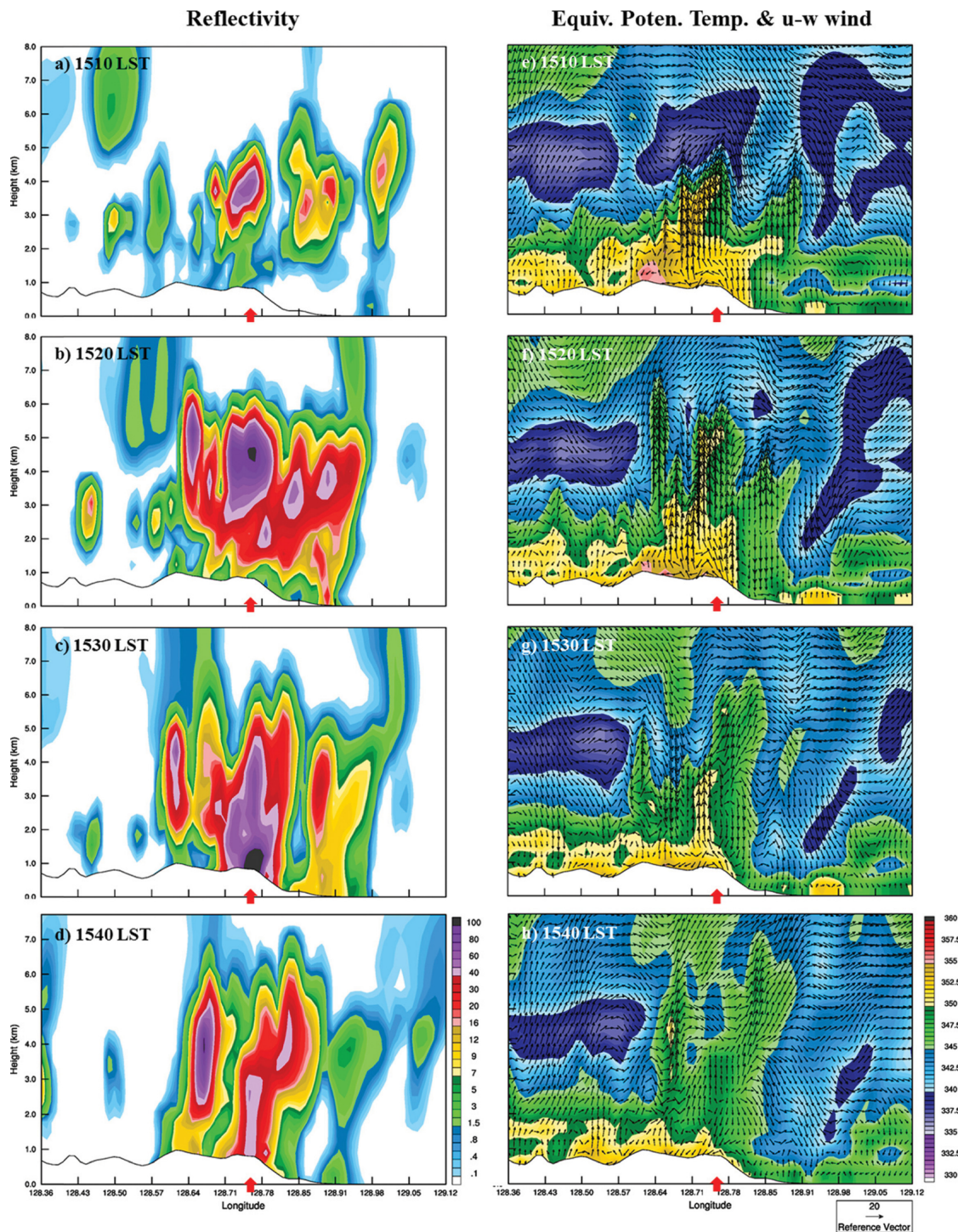


Fig. 16. Vertical cross sections (along the A-A' line) of reflectivity (left panel, mm hr^{-1}), u-w wind vector (right panel, m s^{-1} ; reference vector plotted at bottom right) and equivalent potential temperature field (right panel, K; shading), every 10 min from 1510 to 1540 LST 31 July 2014. Wind vector is composed of the horizontal wind along the cross section and vertical velocity. Red bold arrows stand for the location of Daegwallyeong.

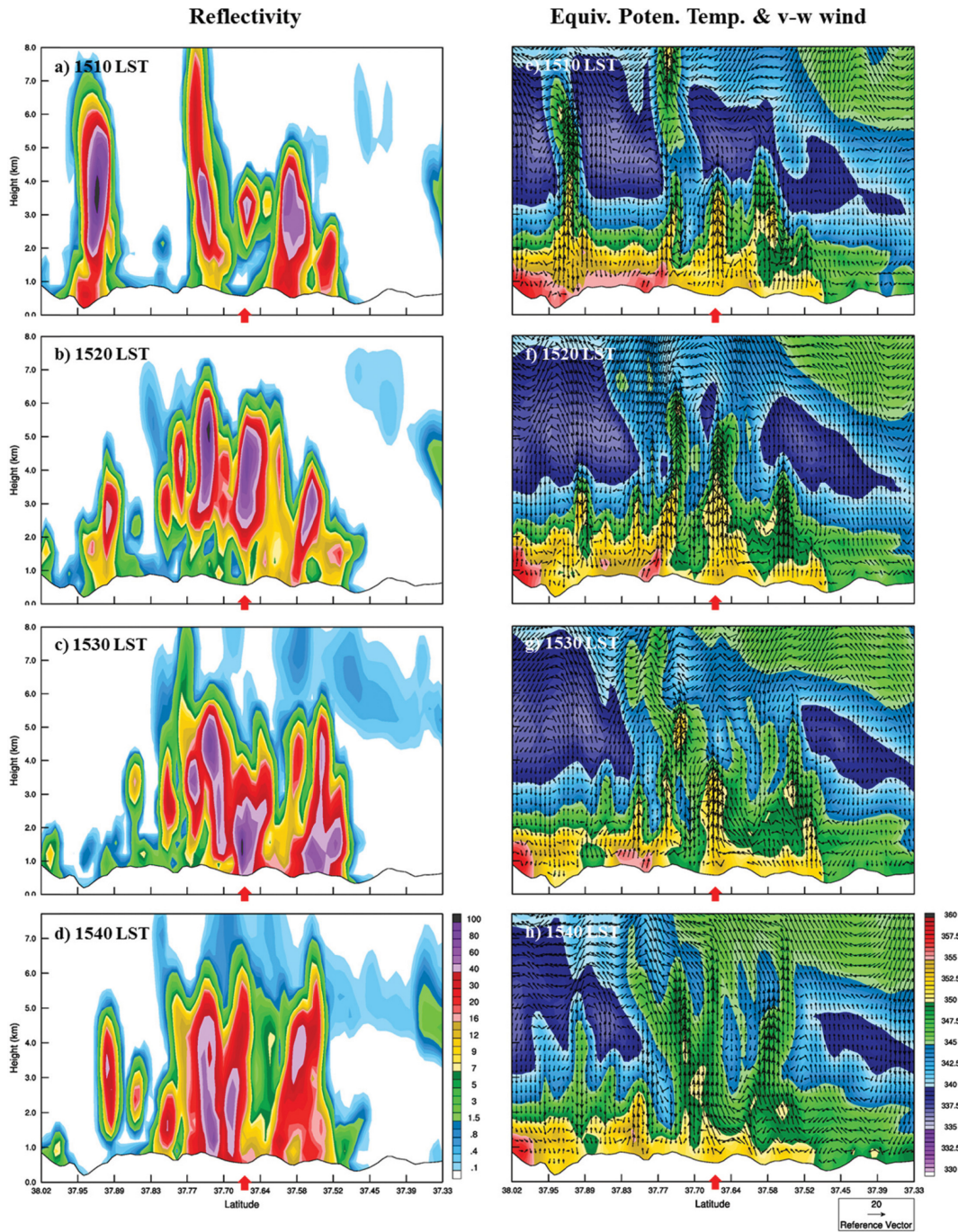


Fig. 17. Same as Fig. 16, except for vertical cross section along the B-B' line and v-w wind vector (right panel, $m s^{-1}$; reference vector plotted at bottom right).

1520 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 16b)에는 산 경사면과 산 정상에 위치하던 뇌우세포들이 하나의 큰 뇌우세포로 병합되면서 더욱 발달하였고 산 정상 부

근에서는 상승류가 더욱 발달하여 6 km 고도까지 나타난다. 한편 뇌우세포의 동쪽에 해당하는 산 경사면 상공 2 km 고도와 지상 사이에 하강류가 나타나기 시

작한다(Fig. 16f). 1530 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 16c)에는 병합되었던 뇌우세포가 두 개의 뇌우세포로 분리되어 산 정상과 해안선에 각각 위치한다. 해안선에 위치한 뇌우세포는 점차 약화되어 소멸하고 있으며, 산 정상에 위치한 뇌우세포의 경우, 에코 중심이 지상까지 내려와 집중호우가 내리고 있음을 보여준다. 그런데 산 정상 상공 약 6 km 고도까지 나타났던 강한 상승류는 다소 약화되어 약 4 km 고도까지 나타나 산 정상의 뇌우세포는 더 이상 발달하지 않음을 알 수 있다(Fig. 16g). 1540 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 16d)에는 해안선과 산 정상에 위치한 뇌우세포가 약화된 반면에 그 서쪽에 위치하였던 뇌우세포는 다소 발달하였다. 상당온위의 연직단면도(Fig. 16h)에서도 강한 대류에 의하여 대류성 구름들이 생성되면서 대류 불안정이 어느 정도 해소되어 중립역($\partial\theta_s/\partial z = 0$)이 전 시간에 비해 연직적으로 보다 확장되었다. 더구나 산 정상 위 2 km 고도 이하에서는 더 이상 상승류가 아닌 하강류가 나타나기 시작하여 대관령 상공에 위치한 뇌우세포가 뚜렷이 약화되고 있음을 보여준다.

Figure 17은 Fig. 16과 유사하게 1510 LST부터 1540 LST까지 10분 간격의 반사도의 연직단면도(왼쪽 패널) 그리고 상당온위와 v-w 바람장의 연직단면도(오른쪽 패널)이다. 여기서 연직단면도의 가로축은 대관령을 지나 태백산맥에 평행한 방향(남남동에서 북북서 방향)을 지나는 B-B'선이다. 따라서 이 그림에서는 Fig. 16과 달리, 남북 방향의 순환 및 대류세포의 움직임을 볼 수 있다. 1510 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 17a)를 보면 대관령 상공 고도 2 km에서 4 km 사이에 다소 약한 에코가 위치하고 있으며 대관령 남쪽으로 지상에서부터 5 km까지 발달된 에코가, 그리고 대관령 북쪽으로 고도 8 km 이상으로 발달한 에코가 위치하고 있다. 이 시각의 상당온위 및 v-w 바람장의 연직단면도(Fig. 17e)를 보면, 대관령에서는 지상에서부터 고도 5 km까지 상승류가 나타나며 남쪽에 위치한 발달한 뇌우세포에서 유출되는 하강류가 대관령 부근으로 유입되고 있다. 또한 대관령과 그 남쪽에서는 지상에서부터 고도 5 km까지 상당온위가 고도에 따라 감소하는 대류 불안정역이 존재한다. 1520 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 17b)에서는 대관령과 주변의 에코들이 하나의 큰 뇌우세포로 병합되었으며, 이 큰 세포 안에서 대관령 남쪽에 위치한 뇌우세포가 약화되었고 대관령에 위치한 에코는 지상에서부터 고도 6 km까지 잘 발달하였다. 대관령 남쪽에 위치한 뇌우세포로부터 나온 남풍계열의 유출류가 대관령 상공 약 2 km 고도 이하로 유입되어 이 유출류에 의해 대관령의 뇌우세포는 더 발달할 수 있어, 대관령에서의 상승류 강도는 1510 LST보다 더욱 세어졌고, 상

승류가 나타나는 영역도 더 넓어졌다(Fig. 17f). 1530 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 17c)를 보면, 대관령 상공에 위치한 에코 중심이 지상으로 하강하여 강수가 내리고 있음을 알 수 있다. 1520 LST에 대관령 상공 약 6 km 고도까지 나타났던 강한 상승류는 이 시각에는 다소 약화되어 약 4 km 고도까지 나타나고 있다(Fig. 17g). 1540 LST 반사도의 연직단면도(Fig. 17d)에서는 대관령에 위치하였던 상승류의 중심은 다소 북상하여 강수역이 점차 북쪽으로 이동하고 있으며, 상승류 강도는 10분 전에 비해 다소 약해졌다. 상당온위의 연직단면도(Fig. 17h)를 보면, 대관령 상공에서는 강한 대류에 의하여 대류 불안정이 점차 해소되어 중립역($\partial\theta_s/\partial z = 0$)이 전 시간에 비해 연직적으로 보다 확장되었다. 또한 대관령 상공으로 고도 8 km까지 상승류가 나타나지만 강도는 이전 시간보다 많이 약화되었다.

Figure 18은 1510 LST부터 1540 LST까지 10분 간격의 u-w 바람장과 u 바람성분의 연직단면도(왼쪽 패널), 그리고 발산장의 연직단면도(오른쪽 패널; A-A' 선을 따름)이다. 1510 LST의 바람장의 연직단면도(Fig. 18a)를 보면, 영동해안 상공 약 1 km 이하의 고도에서 동풍기류가 유입되고 있으며 산 정상에도 동풍이 나타난다. 이 시각의 발산장의 연직단면도(Fig. 18e)를 보면, 해안선에서부터 산 정상까지 수렴역이 있으며 이 수렴역에 동반된 상승류가 잘 나타난다. 즉, 동풍기류가 산 경사면을 따라 흐르면서 나타난 연직 상승운동에 의하여 그 동안 누적된 대류 불안정이 점차 해소되면서 뇌우세포가 발달하고 있음을 알 수 있다. 1520 LST 바람장의 연직단면도(Fig. 18b)에는 산 경사면 하부의 상공 2 km 이하의 고도에서 하강류가 출현하며 이 하강류에 의하여 지상 근처에서 발산역을 추정할 수 있는데, 발산장의 연직단면도(Fig. 18f)에서도 이 곳에서 발산역을 확인할 수 있다. 한편 산 정상 상공에서의 수렴역은 이전 시간보다 더욱 강화되었고 이로 인해 상승류 또한 발달하였다. 또한 산 정상 고도 약 2 km 이하에서는 여전히 동풍이 나타난다. 1530 LST 바람장의 연직단면도(Fig. 18c)에서는 강릉 앞바다에 서풍역이 위치한다. 이 시간대의 발산장의 연직단면도(Fig. 18g)를 보면, 산 경사면과 산 정상 부근에 발산역이 나타나며 산 정상 상공에서는 여전히 수렴역이 나타난다. 그러나 발산역과 수렴역 모두 이전 시간에 비해 보다 약화되었으며 산 정상 부근의 상승류 또한 약화되었다. 1540 LST 바람장의 연직단면도(Fig. 18d)에서는 산 경사면 아래쪽에 나타났던 동풍류는 보다 약화되었으며, 발산장의 연직단면도(Fig. 18h)에서는 산 정상 부근 상공에서의 수렴 및 발산의 강도는 보다 약화되었고 수렴역 또한 축소되었다.

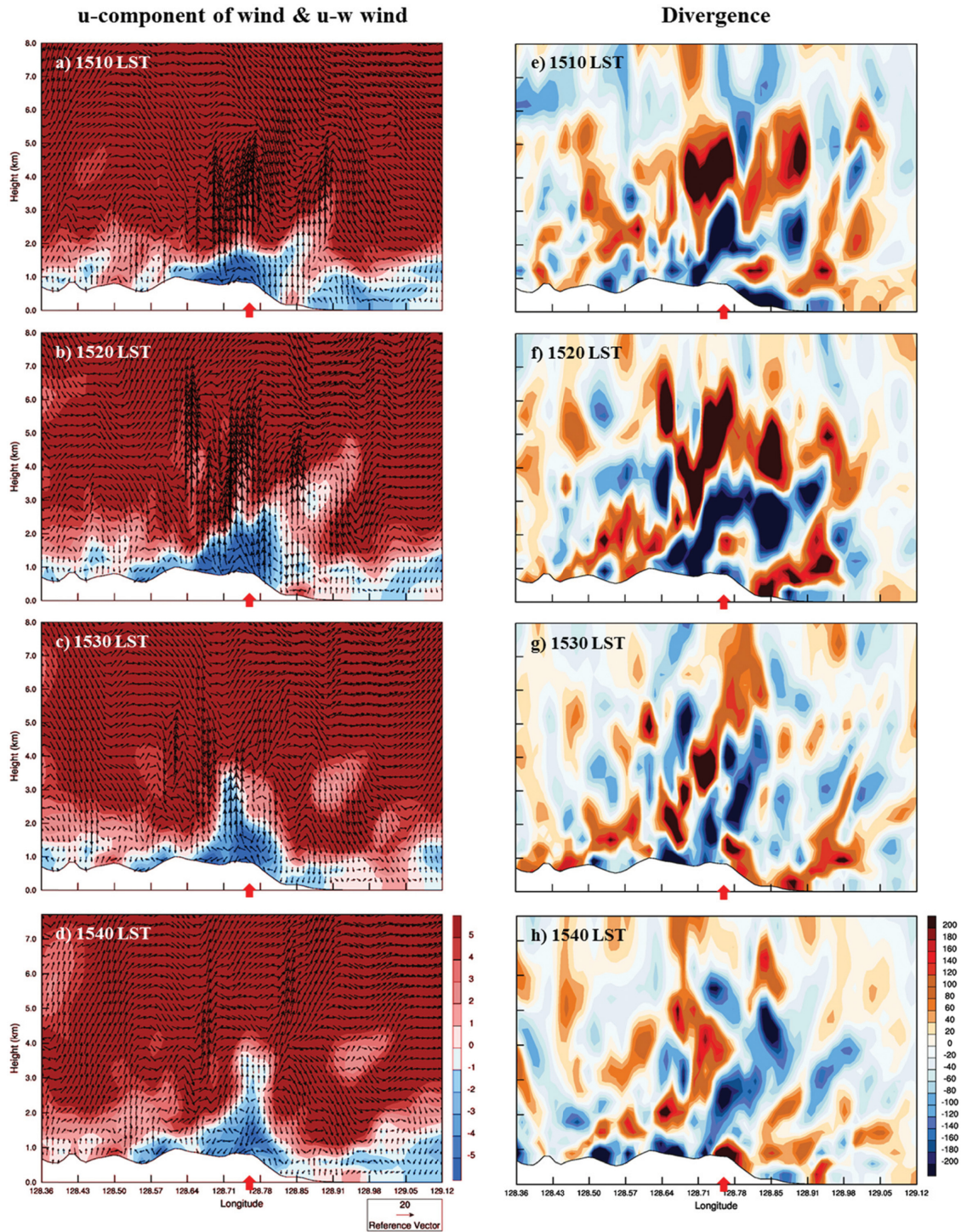


Fig. 18. Vertical cross sections (along the A-A' line) of u-component of wind (left panel, $m s^{-1}$; shading) and u-w wind vector (left panel, $m s^{-1}$; reference vector plotted at bottom left) and divergence field (right panel, $10^{-5} s^{-1}$; shading), every 10 min from 1510 to 1540 LST 31 July 2014. Wind vector is composed of the horizontal wind along the cross section and vertical velocity. Red bold arrows stand for the location of Daegwallyeong.

4. 요약 및 결론

2014년 7월 31일, 대관령에서 뇌우를 동반한 강한 대류운에 의해 7월의 1시간 강수량 극값을 갱신하는 집중호우(58.5 mm hr^{-1})가 발생함에 따라, 대관령에서 집중호우가 발생하는 과정을 밝히고자 하였으며, 또한 대관령에서의 집중호우와 영동지역의 국지 순환풍과의 관련성을 알아보려고 하였다.

이 날의 종관 상황은 동중국해에 태풍이 위치하고 있었으며 그 북쪽으로 북태평양 고기압이 한반도로 확장하고 있었다. 우리나라는 북태평양 고기압 가장자리에서 대기 하층으로 덥고 습한 공기가 유입되면서 대기가 불안정한 상태를 보여 주었다.

영동 산악지역과 해안지역의 AWS 시계열을 이용하여 기상변화를 분석하였다. 해안지역인 속초와 강릉에서 주간입에도 불구하고 기온이 상승하지 않고 일정한 경향을 보였으며 상대습도 또한 감소하지 않고 일정한 경향을 보였다. 바람의 경우, 0800 LST에 풍향이 서풍에서 동풍으로 급변하여 해안지역으로 해풍이 유입되는 것을 확인하였다. 산악지역인 대관령과 용평에서도 각각 1430 LST와 1530 LST에 풍향이 서풍에서 동풍으로 급변하는 것을 확인하였고 이는 발달된 해풍이 산악지역까지 유입되어 나타난 풍계의 변화이다. 또한 산악지역에서는 강수가 발생하기 전에 기온이 급격히 감소하고 기압이 급격히 상승하는 뇌우가 통과할 때의 기상변화가 나타났다. 지상 바람장에서도 해안지역으로 해풍이 불었으며 이 후 해풍이 발달하여 산악지역까지 유입되었다.

위성 영상과 레이더 영상에서는 충청북도와 강원 남부 지역에서 발생한 뇌우세포들이 시간이 지나면서 북상을 하였으며 낙뢰와 국지적인 호우를 내렸다. 특히 강원 남부 지역에서 발생한 뇌우세포들이 북상을 하면서 더욱 발달하여 대관령에 집중호우를 유발하였다.

호우와 관련된 대류운들을 자세히 분석하기 위하여 고해상도(1 km 분해능) WRF 수치모의를 수행하였다. 수치모델이 가지고 있는 한계로 대관령에 내린 대류성 강수량과 위치를 정확하게 모의하지 못하였지만 대류성 강수영역의 이동패턴과 강수량의 경향성은 어느 정도 잘 모의하였다. 수치모의 결과 분석에서 대관령에서의 집중호우와 영동지역의 국지 순환풍과의 관련성을 확인할 수 있었다. 마지막으로 대관령에서 집중호우가 발생하는 과정은 다음과 같았다: (1) 북태평양 고기압 가장자리에서 중부지방의 대기 하층으로 유입된 덥고 습한 공기와 대기 상층의 온도 골에 동반된 상층의 차가운 공기에 의하여 대류불안정이 강화되고 있는 가운데, (2) 대관령 부근의 산악지역이 일중 일사에 의하여 차등 가열되면서 야기된 곡풍 순환과 그리고 영동 해안지역과 인근 바다와의 열적 차

이로 인하여 생성된 해풍 순환이 결합되어 강화된 국지 순환풍으로 인하여 생성된 동풍기류가 동해안에서부터 시작하여 산 경사면을 타고 상승하면서 대관령 부근의 산악지역으로 유입됨과 동시에, 대관령 서쪽 영서지역으로부터는 서풍기류가 대관령 부근으로 유입됨에 따라 이 곳에서 강한 수렴역이 형성되어 강한 상승운동이 유발되었다. (3) 이에 따라 대관령 부근에서 발생한 대류세포는 중부 이남 지역에서 발생하여 대관령 쪽으로 북상하는 뇌우세포에서 발산하는 남풍 계열의 유출류에 의하여 더욱 발달하였고, (4) 이렇게 발달된 대류세포는 시간이 지남에 따라 북상하는 대류세포와 병합되면서 뇌우를 동반한 강한 대류운으로 발달하여 대관령에서 시간당 58.5 mm의 많은 강수량을 기록하였다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상기술개발사업(KIMPA 2015-5110)의 지원으로 수행되었습니다. 또한, 강릉원주대학교 일반대학원에 감사드립니다.

REFERENCES

- Ahrens, C. D., 2012: *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. 10th ed. Brooks/Cole, 384 pp.
- Atkins, N. T., and R. M. Wakimoto, 1995: Observations of the Sea-Breeze Front during CaPE. Part II: Dual-Doppler and Aircraft Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 944-969.
- Burpee, R. W., 1979: Peninsula-Scale Convergence in the South Florida Sea Breeze. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 852-860.
- Byers, H. R., and H. R. Rodebush, 1948: Causes of Thunderstorms of the Florida Peninsula. *J. Meteor.*, **5**, 275-280.
- _____, and R. R. Braham, Jr., 1949: *The thunderstorm*. US Dept of Commerce, 287 pp.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the penn state-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Chiba, O., 1993: The turbulent characteristics in the lowest part of the sea breeze front in the atmospheric surface layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **65**, 181-195.
- Chishom, A. J., and J. H. Renick, 1972: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta Hail Studies, *Research Council of Alberta Hail Studies*, Rep. 72-2, Edmonton, Canada, 24-31.

- Choi, H.-Y., J.-H. Ha, D.-K. Lee, and Y.-H. Kuo, 2011: Analysis and simulation of mesoscale convective systems accompanying heavy rainfall: The Goyang case. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **47**, 265-279.
- Choi, J.-W., and J.-G. Lee, 2015: A sensitivity study of WRF model simulations to nudging methods for A Yeongdong heavy snowfall event. *Atmosphere*, **25**, 99-115 (in Korean with English abstract).
- Chung, K.-B., J.-Y. Kim, and T.-Y. Kwon, 2004: Characteristics of lower-tropospheric wind related with winter precipitation in the Yeongdong region. *J. Korean Meteor. Soc.*, **40**, 369-380 (in Korean with English abstract).
- Colle, B. A., and C. F. Mass, 2000: The 5-9 February 1996 flooding event over the Pacific Northwest: Sensitivity studies and evaluation of the MM5 precipitation forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 593-617.
- Fujita, T. T., 1978: Manual of downburst identification for Project NIMROD. SMRP Res. Pap. No. 156, 111 pp.
- Gentry, R. C., and P. L. Moore, 1954: Relation of local and general wind interaction near the sea coast to time and location of air-mass showers, *J. Meteor.*, **11**, 507-511.
- Hanley, K. E., D. J. Kirshbaum, S. E. Belcher, N. M. Roberts, and G. Leoncini, 2011: Ensemble predictability of an isolated mountain thunderstorm in a high-resolution model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 2124-2137.
- Heo, B.-H., K.-E. Kim, and K.-D. Min, 1994: Synoptic thermodynamic characteristics of air mass thunderstorms occurring in the middle region of South Korea during the summer. *J. Korean Meteor. Soc.*, **30**, 49-63 (in Korean with English abstract).
- Hong, S. Y., and Y. Noh, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-1611.
- Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins, 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103, doi:10.1029/2008JD009944.
- Jeon, B.-I., Y.-K. Kim, and H.-W. Lee, 1994: The influences of sea breeze on air pollution concentration in Pusan, Korea. *J. Korean Env. Sci. Soc.*, **3**, 357-365 (in Korean with English abstract).
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Applied. Meteor.*, **43**, 170-181.
- Kim, D.-K., and H.-Y. Chun, 2000: A numerical study of the orographic effects associated with a heavy rainfall event. *J. Korean Meteor. Soc.*, **36**, 441-454 (in Korean with English abstract).
- Kim, K.-E., and H.-R. Lee, 1994: Development mechanism of summertime air mass thunderstorm occurred in Kwangju area. *J. Korean Meteor. Soc.*, **30**, 597-613 (in Korean with English abstract).
- Kim, Y.-H., and J.-J. Baik, 2007: Structure and evolution of a numerically simulated thunderstorm outflow. *J. Korean Earth Sci. Soc.*, **28**, 857-870 (in Korean with English abstract).
- KMA, 2014: *Climate Analysis on July 2014*. Korea Meteorological Administration, 5 pp (in Korean).
- Lim, K.-S. S., and S. Y. Hong, 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1587-1611.
- Lee, H., and T.-Y. Lee, 1994: The governing factors for heavy snowfalls in Yeongdong area. *J. Korean Meteor. Soc.*, **30**, 197-218 (in Korean with English abstract).
- Lee, J.-G., 1999: Synoptic structure causing the difference in observed snowfall amount at Taegwallyong and Kangnung: Case study. *J. Korean Meteor. Soc.*, **35**, 319-334 (in Korean with English abstract).
- _____, and Y.-J. Kim, 2009: A numerical case study examining the orographic effect of the northern mountain complex on snowfall distribution over the Yeongdong region. *Atmosphere*, **19**, 345-370 (in Korean with English abstract).
- Lee, J. W., and S. Y. Hong, 2006: A numerical simulation study of orographic effects for a heavy rainfall event over Korea using the WRF model. *Atmosphere*, **16**, 319-332 (in Korean with English abstract).
- Lopez, R. E., P. T. Gannon, Sr., D. O. Blanchard, and C. C. Balch, 1984: Synoptic and regional circulation parameters associated with the degree of convective shower activity in South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 686-703.
- Nam, K.-Y., Y.-H. Kim, K.-E. Kim, and J.-C. Nam, 2005: Study on the multi-cell storm structure using dual doppler radars observations. *J. Korean Meteor. Soc.*, **41**, 967-981 (in Korean with English abstract).
- Oh, I.-B., Y.-K. Kim, and M.-K. Hwang, 2004: Effects of late sea-breeze on ozone distributions in the coastal Urban area. *J. Korean Soc. Atmos. Env.*, **20**, 345-360 (in Korean with English abstract).
- Park, C.-G., and T.-Y. Lee, 2008: Structure of mesoscale heavy precipitation systems originated from the changma front. *Atmosphere*, **18**, 317-338 (in Korean

- with English abstract).
- Park, C. H., H. W. Lee, and W. S. Jung, 2003: The effects of low-level and topography on heavy rainfall near Mt. Jirisan. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 441-458 (in Korean with English abstract).
- Park, S. Y., and T. Y. Lee, 2003: A case study on the dependence of simulated cumulus convection on horizontal grid size. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 379-396 (in Korean with English abstract).
- Song, I.-S., H.-Y. Chun, S.-M. Lee, and T.-Y. Lee, 2000: A numerical study on physical processes related to periodic cell regeneration in multicell storm. *J. Korean Meteor. Soc.*, **36**, 51-64 (in Korean with English abstract).
- Wakimoto, R. M., 1982: The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with doppler radar and rawinsonde data. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1060-1082.
- _____, and N. T. Atkins, 1994: Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part I: Single-doppler, satellite, and cloud photogrammetry analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1092-1114.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science*, 2nd ed. Elsevier Inc., 483 pp.
- Warren, R. A., D. J. Kirshbaum R. S. Plant, and H. W. Lean, 2014: A 'Boscastle-type' quasi-stationary convective system over the UK Southwest Peninsula. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 240-257.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- Winston, J., R. Radhika, K. Narayanan, K. Sen, and P. K. Kunhikrishnan, 1992: On the structure of sea-breeze fronts observed near the coastline of Thumba, India. *Bound.-Layer Meteor.*, **59**, 111-124.
- Zack, B., P. Markowski, and Y. Richardson, 2009: Descending reflectivity cores in supercell thunderstorms observed by mobile radars and in a high-resolution numerical simulation. *Wea. Forecasting*, **24**, 155-186.