Atmosphere. Korean Meteorological Society
Vol. 27, No. 4 (2017) pp. 455-466
https://doi.org/10.14191/Atmos.2017.27.4.455
pISSN 1598-3560 eISSN 2288-3266

연 구 논 문
(Article)

수도권에서 유출류 경계(Outflow Boundary)를 따라 발생한 집중호우 분석

이지원 · 민기홍*
경북대학교 천문대기과학과

(접수일: 2017년 9월 12일, 수정일: 2017년 12월 12일, 게재확정일: 2017년 12월 13일)

Analysis of An Outflow Boundary Induced Heavy Rainfall That Occurred in the Seoul Metropolitan Area

Ji-Won Lee and Ki-Hong Min*
Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, Daegu, Korea

(Manuscript received 12 September 2017; revised 12 December 2017; accepted 13 December 2017)

Abstract In Korea, property and human damages occur annually due to heavy precipitation during the summer. On August 8, 2015, heavy rainfall occurred in the Seoul metropolitan area due to an outflow boundary, and 77 $mmhr^{-1}$ rainfall was recorded in Gwangju, Gyeonggi Province. In this study, the simulation of the WRF numerical model is performed to understand the cause and characteristics of heavy rainfall using the Conditional Instability of the Second Kind (CISK), potential vorticity (PV), frontogenesis function, and convective available potential energy (CAPE) analyses, etc. Convective cells initiated over the Shandong Peninsula and located on the downwind side of an upper level trough. Large amounts of water vapor were supplied to the Shandong Peninsula along the southwestern edge of a high pressure system, and from the remnants of typhoon Soudelor. The mesoscale convective system (MCS) developed through CISK process and moved over to the Yellow Sea. The outflow boundary from the MCS progressed east and pushed cold pool eastward. The warm and humid air over the Korean Peninsula further enhanced convective development. As a result, a new MCS developed rapidly over land. Because of the latent heat release due to convection and precipitation, strong potential vorticity was generated in the lower atmosphere. The rapid development of MCS and the heavy rainfall occurred in an area where the CAPE value was greater than 1300 Jkg^{-1} and the frontogenesis function value of 1.5 or greater coincided. The analysis result shows that the MCS driven by an outflow boundary can be identified using CISK process.

Key words: Outflow boundary, mesoscale convective system, CISK, PV, frontogenesis function

1. 서 론

집중호우는 일반적으로 한 시간에 30 mm 이상이나 하루에 80 mm 이상의 비가 내릴 때 또는 연 강수량의 10%에 상당하는 비가 하루에 내릴 때를 지칭한다 (KMS, 2015). 우리나라에서는 여름철 집중호우로 많은 양의 비가 내리며, 이로 인해 재산 피해 및 인명 피해가 자주 발생한다. 집중호우는 적운 구름의 발달 시간에 따라 지속시간이 수십 분에서 수시간 정도이며, 보통 강수구역이 반경 20~30 km 정도의 지역에 집중적으로 발생하기 때문에 예측이 어렵다.

집중호우의 특성을 이해하고 그 피해를 최소화하기 위한 국내의 다양한 연구들이 있다(Jeong, 2002; Jeong et al., 2006; Kim et al., 2008). Yoon and Min (2016)은 기존의 종관분석으로는 예측이 어려운 다세포

*Corresponding Author: Ki-Hong Min, Dept. of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, 80 Daehak-ro, Buk-gu, Daegu 41566, Korea
Phone: +82-53-950-6360, Fax: +82-53-950-6359
E-mail: kmin@knu.ac.kr

Table 1. Options used in WRF 3.7.1 simulation.

	D01 (9 km)	D02 (3 km)	D03 (1 km)
Period	2015.08.07. 1200 UTC~2015.08.08. 1200 UTC		
# of grids	430(x) × 370(y) × 50(z)	610(x) × 586(y) × 50(z)	670(x) × 865(y) × 50(z)
Cumulus	Kain-Fritsch scheme		None
Microphysics	WDM6		
PBL	Yonsei University Scheme		
Surface Layer	MM5 similarity		
Land Model	Noah Land Surface Model		
Initial & Boundary Conditions	NCEP GDAS/FNL 0.25 Degree Global Tropospheric Analyses		

(Multicell) 대류계의 특성을 분석하였다. 2013년 8월 6일, 국지적으로 강한 온도 경도와 이로 인한 상하층 간의 시어가 다세포 대류계의 발달 및 이동에 기여하여 수도권과 대구, 경북 지역에 집중호우가 발생하였다고 분석하였다. Lee (2015)은 2011년 7월 26일, 200 mm, 27일, 400 mm 이상의 강수를 기록하고 중부지방에 우면산 산사태를 초래한 집중호우 사례를 연구하였다. 강한 기압 경도로 인한 하층 제트가 수증기를 공급하였고, 중부지방 상공에 한기와 난기의 경계가 위치하여 대류가 일어나기 용이하였으며, 중규모 기압 능이 남한 지역의 기압계를 남북 방향으로 유지시켜 강수계 발달에 기여하였다고 분석하였다.

앞선 논문들의 분석에서 보듯 집중호우를 발생시키는 원인은 다양하다. 본 논문에서는 여러 원인들 중 유출류 경계에 의해 발생하는 집중호우를 분석하였다. 중규모 대류계(Mesoscale Convection System, MCS)의 강한 강수로 발생한 한랭한 하강기류는 지표면에 도달하면 사방으로 퍼져나가 강력한 돌풍전선(Gust front)을 생성한다. 대기가 조건부 불안정 상태일 때 돌풍전선의 선단은 습윤, 온난한 공기를 상승시켜 여러 개의 돌풍전선을 동반한 다세포 뇌우 복합체를 형성한다. 돌풍 전선들을 합쳐서 유출류 경계(Outflow boundary)라고 하며, 유출류 경계에서 새로운 대류 적운이 발생하여 집중호우가 발생 한다(Houze, 2004; Markowski and Richardson, 2010).

Charney and Eliassen (1964)은 대류계의 초기 발생 및 발달을 Conditional Instability of the Second Kind (CISK)를 제시하면서 설명하였다. 대기가 조건부 불안정 상태이고 충분한 수분 공급이 있을 경우 하층에 양의 와도가 발생할 수 있다. 반시계 방향의 회전을 따라 하층에서 상승 운동이 발생하고 적운이 발생한다. 이 과정에서 방출된 잠열은 상승 운동을 강화시키고 공기계가 상승함에 따라 질량의 연속성에 의해 하층에서 수렴과 기압 하강이 유도된다. 소용돌이도 방정식의 발산항에 의해 하층에 저기압성 소용돌이가 생성되어 기존의 하층 와도의 강도를 강화시키는 양의 피드백 과정이 형성된다. 이 피드백 과정을 CISK라고 하며, CISK 발생 시 단시간에 중규모 대류계가 발생 및 발달할 수 있다(Yamasaki, 2007).

여름철 서해상에는 유출류 경계를 유발할 수 있는 중규모 대류계가 빈번하게 발생한다. 하지만 국내에서는 중규모 대류계의 발생과 발달을 설명하는 CISK를 이용한 분석이 많이 이루어지지 않았다. 따라서 본 연구에서는 2015년 8월 8일 유출류 경계에 의해 집중호우가 내린 사례를 중심으로 중규모 대류계의 발생과 발달 과정을 CISK를 중심으로 분석하였다.

2. 분석 자료와 사례

2.1 분석자료

중규모 대류계가 발생하였던 배경을 파악하기 위해 기상청에서 제공하는 Global Data Assimilation and Prediction System (GDAPS) 분석장을 이용하여 200 hPa, 500 hPa, 850 hPa, 925 hPa의 종관분석을 수행하였다. 또한 중규모 대류계의 이동방향과 위치를 Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS)의 합성 영상을 이용하여 파악하였으며 레이더 영상을 이용하여 유출류 경계의 위치를 파악하였다. 그 외에 Automatic Weather System (AWS)에서 관측된 60분 누적 강수량을 이용하여 국지적인 강수량을 분석하였다.

본 연구에서 분석한 중규모 대류계는 그 규모가 종관 규모보다 작기 때문에 6시간 간격으로 제공되는 GDAPS 분석장을 이용하여 분석하기에는 시 · 공간적으로 한계가 있다. 이를 보완하고 보다 상세한 중규모 분석을 위해서 University Corporation for Atmospheric Research/National Center for Atmospheric Research (UCAR/NCAR)에서 개발한 Weather Research

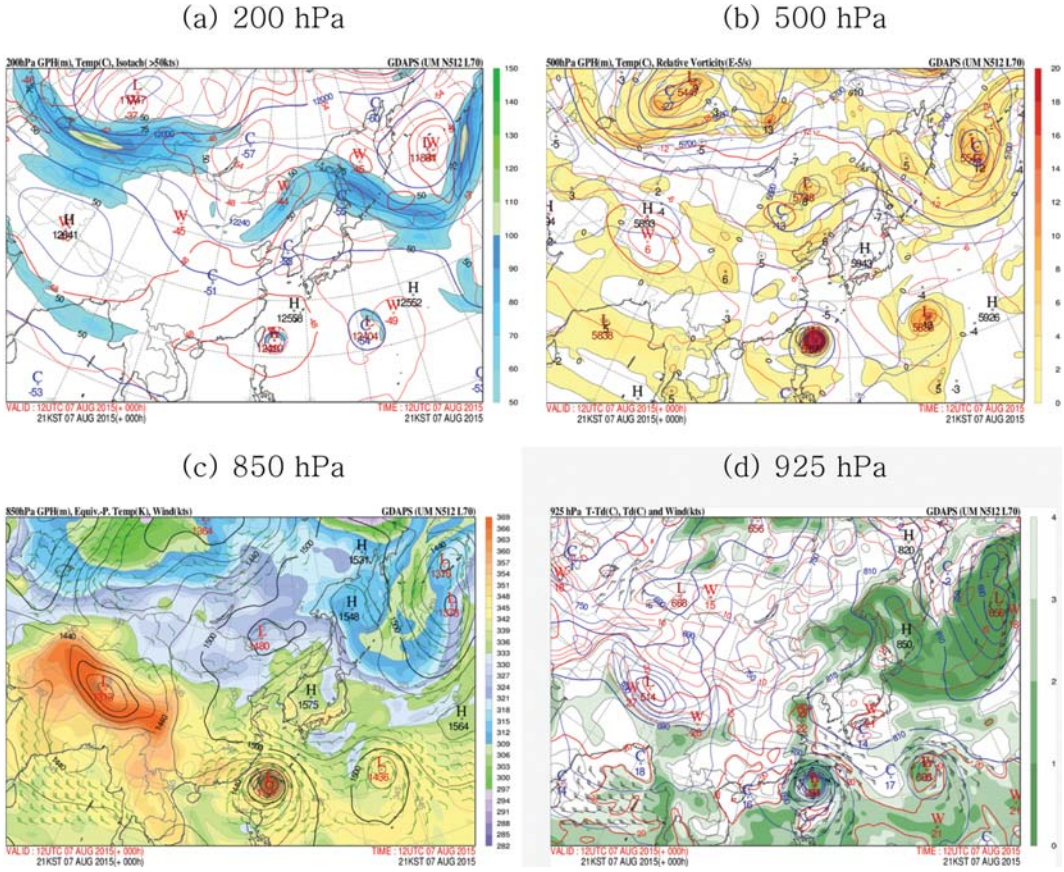

Fig. 1. Upper air reanalysis data for (a) 200 hPa wind speed (kts, shaded), geopotential height (m, blue solid line) and temperature (°C, red solid line), (b) 500 hPa relative vorticity (10^{-5} s^{-1}, shaded), geopotential height (m, blue solid line) and temperature (°C, red solid line), (c) 850 hPa equivalent temperature (K, shaded), geopotential height (m, black solid line) and wind (kts, vector) (d) 925 hPa $T - T_d$ (°C, shaded), geopotential height (m, blue solid line) and temperature (K, red solid line), wind (kts, vector) at 1200 UTC 07 August 2015, respectively.

and Forecasting (WRF) 3.7.1 모델을 이용하여 모의한 결과를 사용하였다. 수치모델을 구동하기 위해서 National Centers for Environmental Prediction (NCEP)에서 제공되는 NCEP GDAS/FNL 0.25 degree Global Tropospheric Analyses를 초기장으로 사용하였으며, 서해를 중심으로 3개의 영역으로 이루어진 둥지 격자로 구성하였다. 첫 번째 영역의 격자크기는 9 km, 두 번째 영역의 격자크기는 3 km, 세 번째 도메인의 격자크기는 1 km이며, 세 번째 영역의 결과물이 한 시간 간격으로 산출되게 모의하였다. 그 밖의 기간과 해상도, 자료간격, 영역 별 격자 수, 물리 과정 등은 Table 1에 정리하였다.

2.2 사례

Figure 1은 8월 7일 1200 UTC의 GDAPS 분석장을 나타낸 그림이다. 200 hPa에서 중국 북부에 골이 위치하고 있고, 중국 북동부를 중심으로 75 m s^{-1} 이상의 핵을 가지는 제트가 곡률을 이루며 위치하고 있다(Fig. 1a). 제트의 곡률 와도 효과로 인하여 산둥반도에 발산구역이 위치하였고 500 hPa의 와도 분석장에서는 중국 북부에 위치한 골의 전면에 산둥반도가 위치하여 2×10^{-5} s^{-1} 이상의 양의 와도가 발생하였다(Fig. 1b). 850 hPa 분석장에서 동중국해에서 북상하던 태풍 사우델로르 전면의 다량의 수증기가 동해안에 중심을 둔 고기압의 가장자리를 따라 산둥반도로 유입되었다(Fig. 1c). 이에 345 K의 상당온위가 나타났고, 925 hPa에서 산둥반도에 4 K 이하의 습수구역이 나타났다(Fig. 1d). Figure 2는 COMS에서 15분 마다 제공되는 합성영상으로 07일 1830 UTC에 상층 요란으로 인하여 산둥반도 남쪽에 중규모 대류계가 생성되었음을 알 수

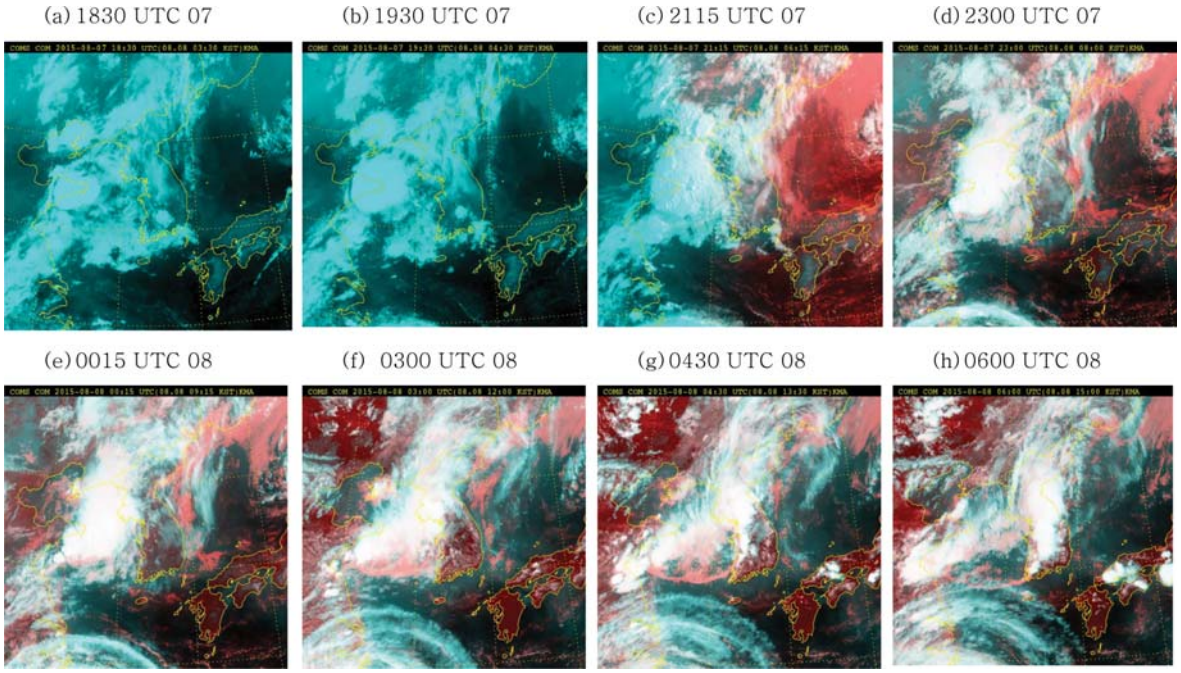

Fig. 2. IR - visible composite images from COMS satellite at (a) 1830 UTC 07, (b) 1930 UTC 07, (c) 2115 UTC 07, (d) 2300 UTC 07, (e) 0015 UTC 08, (f) 0300 UTC 08, (g) 0430 UTC 08 and (h) 0600 UTC 08 August 2015, respectively.

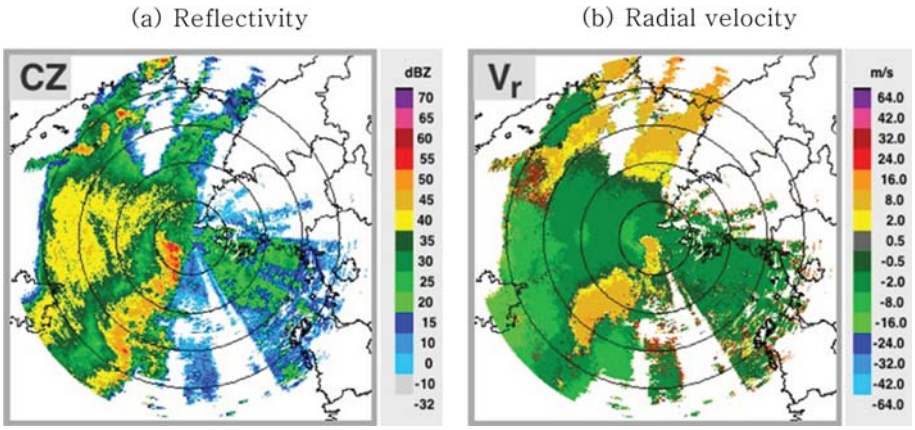

Fig. 3. Baekryong-do radar (a) reflectivity (dBZ) and (b) radial velocity (m s^{-1}) showing outflow boundary 2300 UTC 07 August 2015.

있다(Fig. 2a). 시간이 지남에 따라 중규모 대류계가 서해상으로 이동하며 약 250,000 km^2으로 크게 발달하였고(Figs. 2b, c) 2300 UTC에 중하층운대의 유출류를 확인할 수 있다(Fig. 2d). 같은 시각, 백령도 레이더 영상에서도 유출류 경계가 확인되었다. 서해상에 최고 55 dBZ 이상의 높은 반사도가 호형으로 나타나며(Fig. 3a), 높은 반사도가 발생한 구역에서 시선속도가 –2 m s^{-1}에서 8 m s^{-1}로 급격하게 변하는 유출류 경계 전면의 수렴이 나타났다(Fig. 3b). 중규모 대류계의 이동과 더불어 유출류 경계의 최선단이 수도권에 접근하였고(Figs. 2e, f), 이후 유출류 경계는 한반도로 밀려 들어오며 그 경계를 따라 새로운 대류 셀들이 서해안에서 발생하였다 (Fig. 2g). 0600 UTC에는 대류 셀의 운정이 16 km 이상 높이 발달하여 뇌

운으로 성장하였고(Fig. 2h) 점차 소멸하여 1200 UTC 동해상으로 빠져 나갔다.

이 날 수도권 지역에서는 유출류 경계를 따라 스콜라인 형태의 강수가 발생하였으며, 경기도 광주에는 하루 88 mm의 강수가 기록되었다. 특히 0500 UTC~0600 UTC에 77 mm의 강수가 집중적으로 쏟아졌으며, 0600 UTC에 기록된 주변 지역의 60분 강수량은 경기도 지월이 68.5 mm, 경기도 남양주 오남은 51 mm로, 좁은 지역에 짧은 시간 동안 50 mm 이상의 집중호우가 발생하였다. 8일 전국에서 발생한 낙뢰 횟수는 총 31,624회로 8월 전체 낙뢰 발생횟수 67,976회에 약 46%를 차지하였으며 여름철 낙뢰발생 횟수에 약 31%를 차지하는 매우 이례적인 사례이다(KMA, 2015).

3. 분석 방법

CISK는 적운 규모에서 중규모 대류계의 발생과 발달을 설명할 수 있는 양의 피드백 과정이다. 따라서 본 연구에서는 CISK의 각 단계인 하층 양의 와도, 잠열 방출, 상승기류, 하층 수렴의 발생 유무와 강도 분석을 통하여 사례기간 동안 급격하게 발생 및 발달한 중규모 대류계에 대한 연구를 실시하였다.

상층 발산, 하층 수렴, 양의 와도의 강화는 연직 상승기류의 발달과 밀접한 연관성이 있으므로 대류계의 발달에 영향을 줄 수 있다. D는 발산으로 (1)과 같이 계산되며 양의 값은 발산(divergence), 음의 값은 수렴(convergence)을 나타낸다. 와도는 ζ는 식 (2)와 같이 계산된다.

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \tag{1}$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{xy} \tag{2}$$

D와 ζ 단위는 s^{-1}이다. u, v는 각각 바람의 동서성분과 남북성분이며 단위는 m s^{-1}이며, x, y는 각각 동서와 남북방향의 수평거리로 단위는 m이다.

상당 온위는 공기덩어리가 가지고 있는 수증기를 모두 응결하여 방출시키고, 이때 방출된 잠열을 이용하여 대기를 가열 할 때 가지게 되는 온위이다. 상당 온위가 주변보다 높은 구역은 온난 다습한 구역을 나타내며, 연직 분포를 통해 불안정 · 안정을 판단할 수 있어 아래 식 (3) 과 같이 계산된다.

$$\theta_e = T_L \times \left(\frac{1000}{P_L}\right)^{R_d/C_p} \times \exp\left(\frac{L_v q}{C_p T}\right) \tag{3}$$

θ_e는 상당 온위(K)이며, q는 혼합비(gkg^{-1}), T_L는 치올림 응결 고도에서의 온도(K), P_L는 치올림 응결 고도에서의 압력(hPa)이다. R_d는 건조공기의 기체상수(287 J kg^{-1} K^{-1}), C_p는 건조공기의 정압 비열(1004 J kg^{-1} K^{-1}), L_v는 물의 잠열(2.5008×10^6 J kg^{-1})이다.

전선발생 함수는 식 (4)와 같이 등압면에서의 온위 경도 $\nabla_p\theta$로 정의된다(Abdurakhimov, 2005; Martin, 2006). 각 해당 기압 면의 온위(L)와 u (m s^{-1}), v (m s^{-1}) 성분을 이용하여 계산되었다. 온위의 수평 경도가 강화되면 양의 값을 가지고 전선발생 구역으로 정의된다. 유출류 경계에서 나타나는 높은 온위 경도로 인해 그 경계를 따라 양의 전선발생 함수가 발생할 것으로 판단된다. 따라서 이를 이용하여 유출류 경계의 위치를 확인하였다.

$$f_{2D} = -\frac{1}{2|\nabla_p\theta|}\left[D\left\{\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)^2\right\} + F_1\left\{\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)^2\right\} + 2F_2\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)\right] \tag{4}$$

$$F_1 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \tag{5}$$

$$F_2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \tag{6}$$

전선발생 함수 식은 발산 D와 신장 변형(stretching) F_1, 시어 변형(shearing deformation) F_2로 구성된다.

대류 가용 잠재 에너지 Convective Available Potential Energy (CAPE)는 식 (7)과 같이 자유대류고도(LFC)에서 평형고도(EL)까지 포화 단열선과 환경온도곡선이 이루는 면적을 적분한 값으로 양의 부력 에너지라고도 불리며, 상승운동의 가능성을 나타낸다.

$$CAPE = R_d \int_{EL}^{LFC} (T_v' - T_v) d\ln p \tag{7}$$

단위는 J kg^{-1}이고, CAPE를 통하여 불안정과 대류 가능성을 판단하여, 중규모 대류계를 구성하는 대류 셀들의 발생 가능 여부를 분석 할 수 있다.

총체 리차든슨 수 Bulk Richardson Number (BRN)는 강한 대류 셀의 발생 가능 여부를 연직 안정도와 연직시어의 비로 나타낸 무 차원수로 다음 식 (8)와 같이 계산된다.

$$R_B = \frac{\left(\frac{g}{T_v}\right)\Delta\theta_v \Delta z}{(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2} \tag{8}$$

여기서, g는 중력가속도(m s^{-2}), T_v는 절대 가온도(K), $\Delta\theta_v$는 두께 Δz의 층 내에서의 가온위 차(K), ΔU와 ΔV는 같은 층에 대한 수평바람 성분의 변화(m s^{-1})를 나

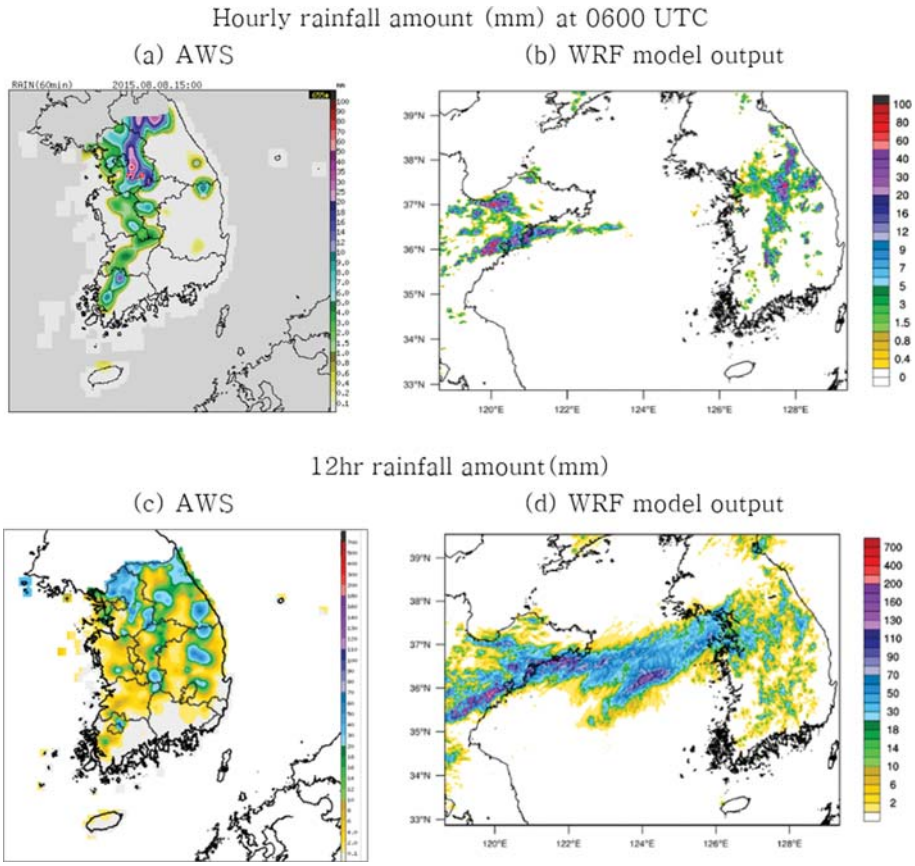

Fig. 4. Hourly rainfall amount (mm) distribution at 0600 of (a) AWS and (b) WRF model output. Cumulative precipitation (mm) distribution from 0000 UTC to 1200 UTC 08 August 2015 of (c) AWS and (d) WRF model output.

타낸다. BRN의 값이 증가할수록 강한 대류운의 발생을 시사하며 BRN이 30 이상일 때는 다중세포가 급격하게 발달할 수 있고 BRN이 10에서 40 사이 일 경우 초대형 뇌우세포(Super cell)가 발생할 수 있다(Weisman and Klemp, 1984).

4. 분석 결과

4.1 WRF 모의 결과 분석

Figure 4b는 8월 8일 0600 UTC에 모의된 60분 강수량으로 실제 AWS에서 관측된 강수구역(Fig. 4a) 과 유사한 분포를 보이며, 모델에서 모의한 0600 UTC 시간당 최대 강수량은 77.35 mm (Fig. 4d)로 관측 값인 시간당 최대 강수량인 77 mm (Fig. 4c)와 유사하다. 그러나 수치 모델의 위상 오차로 인해 강수구역이 실제 강수 구역보다는 내륙으로 치우쳐서 모의되었다. 8일 0000 UTC부터 1200 UTC까지 12시간 누적 강수량 분포도 AWS 관측치와 모델 모의 결과와 유사하다. 따라서 수치모델의 모의 결과와 관측 값의 강도나 분포가 유사하므로 수치모델 결과를 이용하여 집중호우를 분석하였다.

4.1.1 전선발생 함수

Figure 5는 전선발생 함수와 925 hPa의 온위를 나타낸 그림이다. 1600 UTC에는 산둥반도 남쪽 해상에 0.1 이하의 전선발생 함수가 나타났고(Fig. 5a), 2300 UTC에 중규모 대류계에서 하강기류가 유발되어 산둥반도 동쪽 해상에 300 K 이하의 찬 공기 풀(cold pool)이 위치하였다(Fig. 5b). 이로 인해 5 K (100 km)$^{-1}$ 이상의 온위 경도가 발생하여 0.5 이상의 전선발생 함수가 호형으로 나타났다. 따라서 호형의 전선발생 함수를 통하여 유출류 경계의 위치를 확인할 수 있다. 8일 0400 UTC에 유출류 경계가 한반도로 이동하여 한반도 위의 온난 다습한 공기를 파고들어 8 K (100 km)$^{-1}$ 이상의 온위 경도가 발생하였고 수도권에 1.5 이상의 전선발생 함수 구역이 형성되었다(Fig. 5c). 1.5

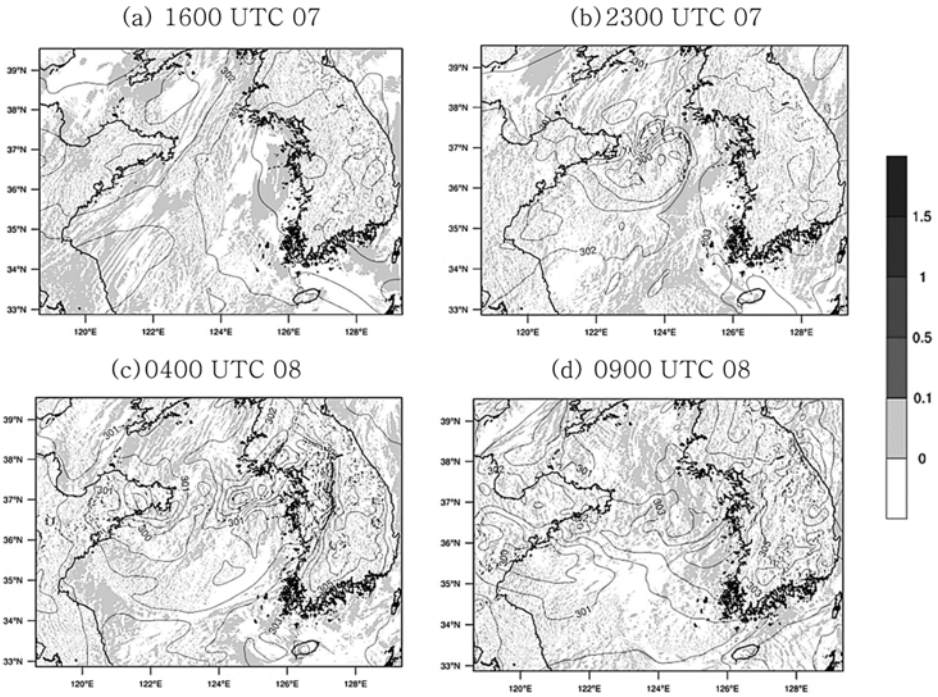

Fig. 5. Frontogenesis Function (shaded) and potential temperature (K, solid line) for 950 hPa at (a) 1600 UTC 07, (b) 2300 UTC 07, (c) 0400 UTC 08 and (d) 0900 UTC 08 August 2015, respectively.

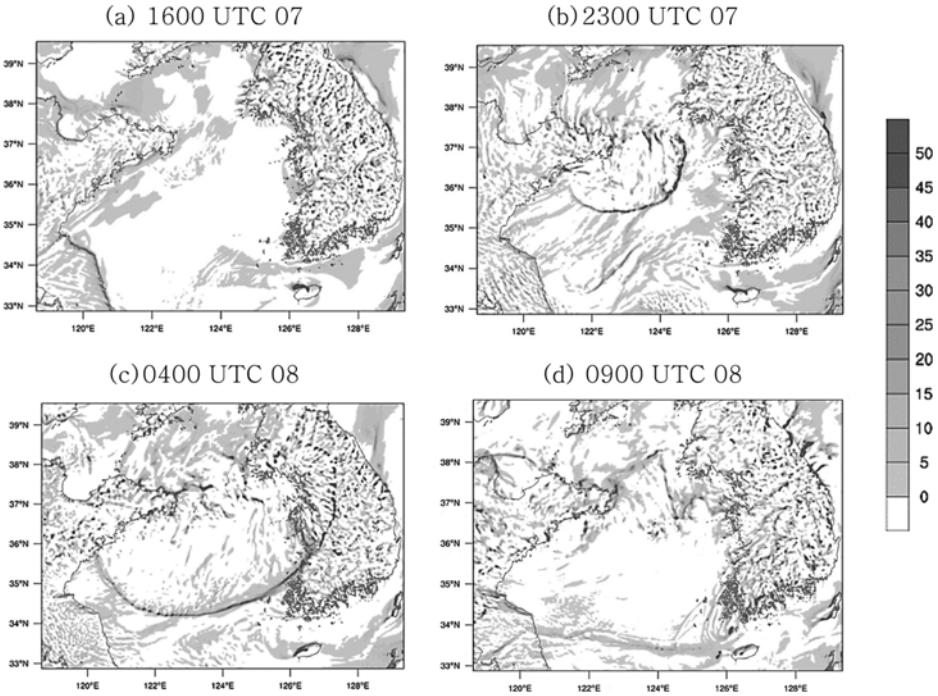

Fig. 6. Surface vorticity ($\times 10^{-5}$ s^{-1}) at (a) 1600 UTC 07, (b) 2300 UTC 07, (c) 0400 UTC 08 and (d) 0900 UTC 08 August 2015, respectively.

이상의 전선발생 함수 구역은 집중호우가 모의된 지역과 일치한다. 따라서 전선발생 함수가 유출류 경계로 유발된 집중호우 발생 지역의 위치를 판단하는 지표로 적합하다고 사료된다. 이후 유출류 경계가 사라지며 0900 UTC에 전선 발생 함수도 호형을 잃고 소멸하였다(Fig. 5d).

4.1.2 CISK 분석

2015년 8월 7일 1600 UTC, 산둥반도 남쪽에서 발생한 중규모 대류계는 단시간에 발달하여 유출류 경계를 형성하였다. 2300 UTC 유출류 경계에 의해 발생한 중규모 대류계 역시 급격하게 성장하여 집중호우를 유발하였다. 이와 같이 단시간에 발생 · 발달한 중규모 대류계를 CISK를 중심으로 분석하였다.

4.1.2.1 하층 양의 와도

Figure 6은 지상의 하층 양의 와도로, 2015년 8월 7일 1600 UTC에 종관규모의 상층 요란으로 인해 산둥반도 남쪽에 15×10^{-5} s^{-1}의 양의 와도가 발생하였다(Fig. 6a). 2300 UTC에 산둥반도 동쪽 해상을 중심으로 50×10^{-5} s^{-1} 이상의 양의 와도 구역이 서해상에 형성되었으며 유출류 경계와 일치한다(Fig. 6b). 8일 0400 UTC에는 유출류 경계가 한반도 쪽으로 이동하여 내륙에 50×10^{-5} s^{-1} 이상의 강한 하층 와도 구역이 형성되었다(Fig. 6c). 유출류 경계가 가열된 한반도 상공으로 이동하여 더욱 강한 대류 불안정이 야기됨에 따라 양의 와도의 분포 및 강도는 육지에서 해상에 비해 보다 뚜렷한 셀 모양으로 강하게 나타났다. 이후 0900 UTC 양의 와도는 호형을 잃고 약해졌다(Fig. 6d).

4.1.2.2 대류 적운 생성, 잠열방출, 상승 기류

CISK 과정 중 잠열 방출 단계는 비단열 가열 과정으로 상승운동과 온도장의 섭동을 통하여 나타내었다. Figure 7은 7일 1600 UTC, 2300 UTC, 8일 0400 UTC, 0900 UTC에 양의 전선발생 함수가 나타나며 강한 대류가 발생한 지역을 중심으로 동서방향으로 자른 연직 단면도이다. 채색은 온도 섭동, 실선은 습수, 벡터는 동서 바람 성분과 연직 바람 성분을 나타낸다. 7일 1600 UTC에 하층 양의 와도가 존재하였던 122.5°E의 900 hPa에서 상승 운동이 발생하여 적운이 생성되었다. 이는 400 hPa까지 4 K 이하의 습수 구역이 위치하는 것을 통해 확인할 수 있다(Fig. 7a). 적운 생성 시 수증기 응결로 잠열이 방출되며 122.5°E에 500 hPa 부근에서 약 1.6 K의 양의 온도 섭동 값이 나타났고 6.5 m s^{-1}의 상승 운동이 발생하였다. 2300 UTC에 123.5°E에서 강수로 인해 5.5 m s^{-1}의 하강기류가 발생하여 하층에 찬공기 풀이 위치하였으며, 유출류 경계에서 찬공기와 따뜻한 공기가 충돌하여 4 K $(100\ km)^{-1}$ 이상의 온도 경도가 나타났다. 하층 와도로 인해 유도된 상승 운동과 유출류 경계 전면에서 발생한 상승운동이 상호작용하여 하층에서 8.7 m s^{-1}의 상승기류가 발생하였다(Fig. 7b). 그 결과로 중규모 대류계가 200 hPa 이상 높게 발달하였고, 최고 4.2 K의 양의 온도 섭동이 발생하여 8.8 m s^{-1}의 상승 운동이 나타났다. 유출류 경계가 지속적으로 동진하며 0400 UTC에는 한반도 상공으로 접근하여 그 경계를 따라 900 hPa에는 최고 4.7 m s^{-1}의 상승 운동이 발생하였고 운정은 200 hPa까지 높게 나타났다. 이때 500 hPa에서는 최고 14.4 m s^{-1}의 강한 상승기류가 나타났다(Fig. 7c). 이후 상공에 존재하였던 많은 양의 수증기가 강수 과정을 통해 제거되며 0900 UTC에는 상승기류가 점차 사라지고 대류계는 소멸하였다(Fig. 7d).

4.1.2.3 하층 수렴

Figure 8은 하층 수렴과 지상 기압, 지상 온도를 나타낸 그림이다. 2015년 8월 7일 1600 UTC, 앞선 CISK 과정을 통하여 산둥반도 남쪽 해상에 90×10^{-6} s^{-1} 이상의 수렴 구역이 발생하였다(Fig. 8a). 2300 UTC에 중규모 대류계에서 발생한 강수로 인하여 찬 공기의 하강과 증발에 의한 냉각 효과로 서해상에 중규모 고기압이 형성되었으며 유출류 경계에서 300×10^{-6} s^{-1} 이상의 강한 수렴이 발생하였다(Fig. 8b). 0400 UTC에 유출류 경계가 한반도 상공으로 이동하여 24°C 이하의 찬공기 풀이 28°C 이상의 온난 공기를 밀어 올리며 하층 수렴이 나타났다. 수도권 지역에서도 300×10^{-6} s^{-1} 이상의 좁고 강한 하층 수렴 구역과 그 후면의 중규모 고기압의 존재를 확인할 수 있다(Fig. 8c). 0900 UTC에 하층수렴은 점차 약해지며 소멸하였다(Fig. 8d).

4.1.3 불안정 지수

Table 2는 본 사례 중 가장 많은 강수를 기록한 경기도 광주의 2015년 8월 8일 0000 UTC부터 0800 UTC까지의 한 시간 간격으로 CAPE와 BRN의 값을 나타낸 표이다. 8일 0000 UTC에 CAPE와 BRN은 각각 864.04 Jkg^{-1} 27.71의 높은 값을 보였다. 이후 시간에 따라 증가하여 0200 UTC에 CAPE는 1394.84 Jkg^{-1}로 불안정한 수치를 보였고 BRN의 값이 35.36까지 증가하며 강한 대류운이 발생을 시사하였다. 0400 UTC에 강수로 인하여 불안정이 해소가 되며 CAPE는 58.48 Jkg^{-1} BRN은 0.164으로 급격하게 감소하였고 이후 낮은 값을 유지하며 안정한 상태를 보였다.

4.1.4 잠재와도(PV)와 셀의 상대적 운동

비단열 과정에 의해 발달한 PV는 저기압 발달에 크게 기여하며(Sutcliffe and Forsdyke 1950; Uccellini, 1990), 잠열 방출은 PV 생성에 중요한 역할을 한다(Lackmann, 2002). Figure 9는 PV와 연직속도, 중규모

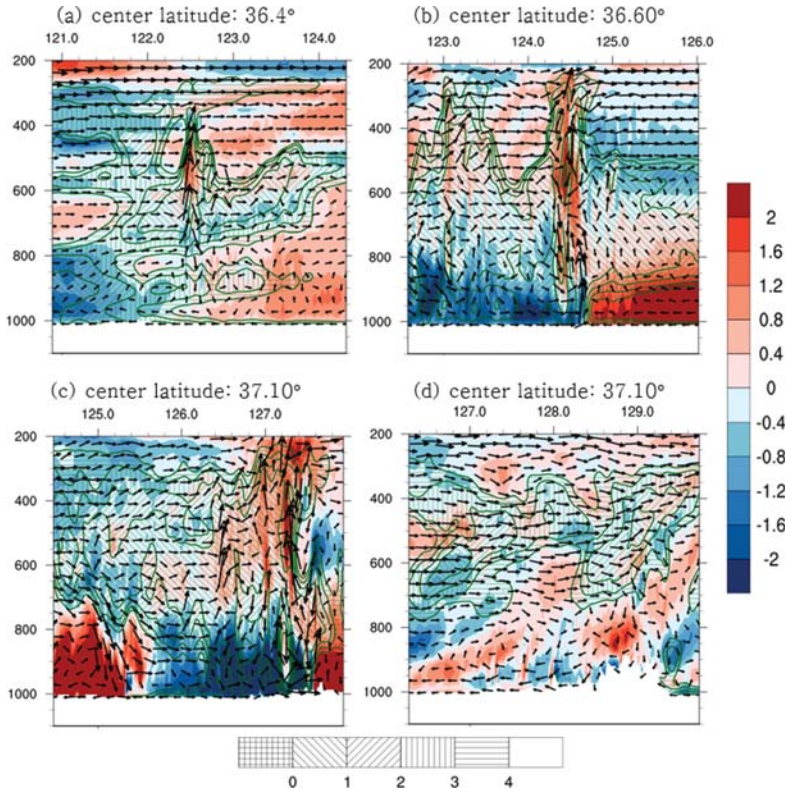

Fig. 7. Temperature perturbation (K, shaded), $T - T_d$ (≤ 4 K, solid line), u, w (m s^{-1}, vector) at (a) 1600 UTC 07, (b) 2300 UTC 07, (c) 0400 UTC 08 and (d) 0900 UTC 08 August 2015, respectively.

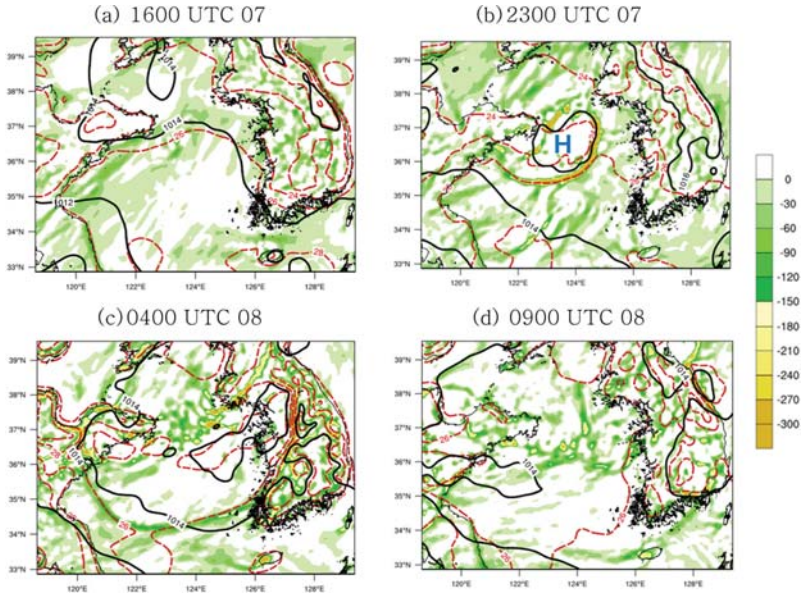

Fig. 8. Surface convergence (× 10^{-6} s^{-1}, shaded), temperature (^{o}C, dashed line), pressure (hPa solid line) at (a) 1600 UTC 07, (b) 2300 UTC 07, (c) 0400 UTC 08 and (d) 0900 UTC 08 August 2015, respectively.

Table 2. Instability parameters from 0000 UTC to 0800 UTC 08 Aug. 2015 in Gwangju, Gyeonggi Province.

	0000 UTC	0100 UTC	0200 UTC	0300 UTC	0400 UTC	0500 UTC	0600 UTC	0700 UTC	0800 UTC
CAPE (Jkg^{-1})	864.04	1038.61	1394.84	1330.53	58.42	58.48	53.23	19.69	2.05
BRN	27.71	32.05	35.36	17.90	0.17	0.45	0.20	0.08	0.01

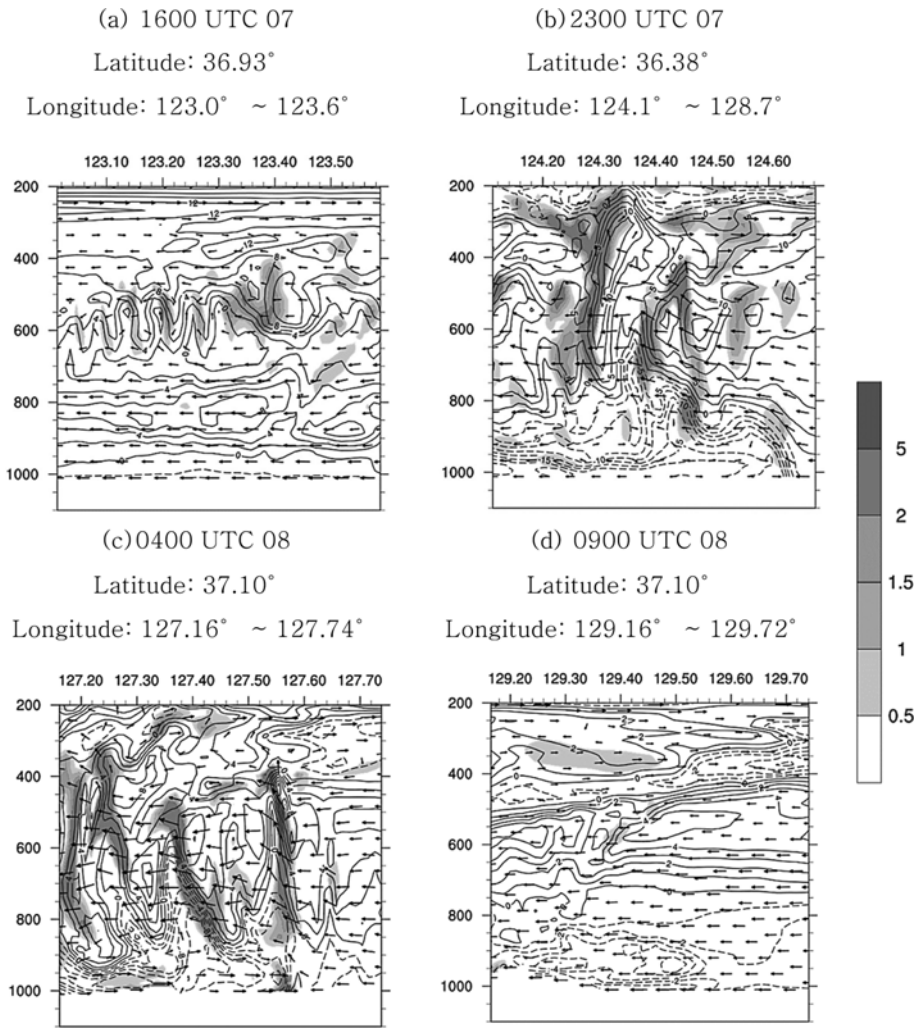

Fig. 9. Potential vorticity (PVU, shaded), *u*, *w* (m s^{-1}, vector), *v* (m s^{-1}, solid) of cell motion vertical cross section at (a) 1600 UTC 07 Aug 2015, (b) 2300 UTC, (c) 0400 UTC and (d) 0900 UTC 08 Aug 2015, respectively.

대류계에 상대적인 (storm relative) 셀의 운동을 나타낸 그림이다. 1600 UTC에 산둥반도 상공의 요란과 지속적인 수증기 공급으로 인해 600 hPa 부근에 양의 PV 값이 셀의 형태로 나타나며 2 PVU 이상의 값이 존재한다(Fig. 9a). 2300 UTC에 200 hPa 부근의 대류권계면 상층에서는 1.5 PVU 이상의 높은 PV가 나타나지 않고, 오히려 700 hPa부터 200 hPa까지 5 PVU 이상의 강한 PV가 연직으로 분포하였다(Fig. 9b). 이는 적운 생성에 따른 잠열 방출로 양의 PV가 발생함을 시사한다(Lackmann, 2002). 서쪽 방향의 상대적인 운동을 통해 중규모 대류계 방향으로 공기가 유입되고 셀이 성장하고 있는 것을 확인 할 수 있으며, 동경 방향(남북 바람 성분)의 소용돌이도로 인하여 지상에 최대 15 m s^{-1}의 강한 북풍이 불고 있다. 0400

UTC에도 이전 시간과 동일하게 적운 생성에 의한 잠열 방출로 인하여 대기 중층에 2 PVU 이상의 강한 PV가 분포하고 있으며 서쪽 방향의 상대적인 운동이 우세였다. 대기 중하층에서의 양의 PV 분포는 상층과의 상호 작용을 통해 상층의 기압골과 지상 저기압을 더욱 강화시킬 수 있다(Fig. 9c). 이후 0900 UTC에는 PV는 전 시간에 비하여 눈에 띄게 약해졌으며 그 구역도 줄어들었다 (Fig. 9d).

종합하면 7일 1600 UTC에 상층의 역학적 요란과 하층의 수증기 유입으로 인해 저기압성 와도가 유발되었다. 이 지역에서 상승 운동이 발생하며 대류 셀들이 형성되었으며 이 과정에서 잠열의 방출이 있었다. 그 결과로 상승 운동이 발생하여 하층 수렴이 유도되어 다시 하층 와도를 강화시키는 CISK의 양의 피드백 과정이 나타났다. CISK 과정과 잠열 방출로 발생한 양의 PV가 중규모 대류계가 발달에 기여하였다. 강수로 인한 강한 하강기류가 형성되어 유출류 경계가 발생하였고 7일 2300 UTC에 뚜렷한 유출류 경계가 나타났다. 호형의 유출류 경계를 따라 새로운 대류 셀이 계속 발생하며 0400 UTC에 유출류 경계가 한반도 내륙으로 유입되었다. CISK와 양의 PV로 인하여 중규모 대류계가 급격하게 발달하여 1300 Jkg^{-1} 이상의 CAPE와 1.5 이상의 전선발생 함수 값이 나타난 수도권에 집중호우가 발생하였다. 이후 상공의 수증기가 강수로 소모되며 하층은 강수에 의한 증발에 따른 냉각으로 대기가 안정해져 중규모 대류계는 동해안으로 빠져나가며 소멸하였다.

5. 요약 및 결론

본 연구는 2015년 8월 7일 서해상에서 발달한 중규모 대류계에서 형성된 유출류 경계가 8일, 한반도로 밀려 들어오며 시간당 최고 77 mm(경기도 광주)의 집중호우를 내린 사례를 분석하였다. GDAPS 분석장과 AWS 자료, 인공위성 영상을 이용하여 종관기상 상태를 분석하였으며, 종관 자료만을 이용하여 중규모 대류계를 분석하기에는 시· 공간적으로 한계가 있어 WRF 모델을 이용한 수치 실험 결과를 이용하여 추가적인 분석을 수행 하였다. 수치모델 결과를 분석하여 CISK, 전선발생 함수, CAPE, PV 등을 중심으로 집중호우의 원인과 특성을 조사하였다.

2015년 8월 7일 1600 UTC에 산둥반도 상공은 제트의 발산 구역과 기압골의 풍하측에 위치하여 역학적 불안정이 야기되었으며, 북태평양 고기압의 가장자리를 따라 태풍 전면의 다량의 수증기가 공급되어 대류 셀들이 발생 하였다. 이후 CISK의 양의 피드백 과정과 강한 대류운 생성으로 인한 잠열 방출로 양의 PV가 발생하여 중규모 대류계가 지속적으로 발달하였다. 중규모 대류계에서 강수로 유발된 하강기류가 지표에 도달하며 유출류 경계를 형성하였고 0400 UTC에는 유출류 경계가 서해안으로 유입되며 내륙의 국지적 불안정한 대기와 맞물려 강한 중규모 대류계를 발생시켰다. CISK와 PV의 양의 피드백 과정으로 중규모 대류계는 급격히 발달하였으며 1300 Jkg^{-1} 이상의 CAPE와 1.5 이상의 전선발생 함수 값이 나타난 수도권에 집중호우를 유발하였다. 이후 상공의 수증기가 강수로 소모되며 하층은 강수에 의한 증발에 따른 냉각으로 대기가 안정해져 중규모 대류계는 동해안으로 빠져나가며 소멸하였다.

본 연구에서는 다양한 집중호우의 원인 중 유출류 경계로 인한 집중호우의 발생 특성과 발달 단계에 대한 특징을 분석하였다. 연구에 사용한 수치모델의 한계로 강수 분포, 강도, 시간 등 관측 자료와 비교하여 일부 부족한 부분이 있었으나, 중규모 대류계의 발생에서부터 성숙 및 쇠퇴기까지 대류운의 일생을 연속적으로 분석할 수 있었던 것은 큰 장점이다. 여름철에 국지적으로 강한 호우가 자주 발생하고 있는 최근의 추세를 볼 때, 중규모 기상 현상을 이해하고 분석할 수 있는 연구가 지속적으로 이루어져야 한다. 향후 다양한 사례를 토대로 중규모 대류계에 대한 특징을 체계적으로 분석한다면 집중호우 예보와 그로 인한 피해를 예방하는데 도움이 될 것이다.

감사의 글

본 연구는 국토교통부 물관리 연구사업의 연구비 지원(17AWMP-B079625-04)에 의해 수행되었습니다.

REFERENCES

Abdurakhimov, B. F., 2005: The Calculation of the frontogenetic function. *ROMAI J.*, **2**, 1-2.

Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.

Houze, R. A., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.

Jeong, K. Y., 2002: (The) Synoptic Characteristics of Heavy Rain in South Korea. Master Thesis, Chosun University, 49 pp.

Jeong, S,-H., and C.-S. Ryu, 2006: Stability and upper jet streak in the event of heavy rainfall on the Korean peninsula. *Proc. of the Meeting of Korean Meteorological Society*, 316-317 (in Korean).

Kim, J.-C., Y.-L. Park, J.-H. Heo, and Y.-J. Yang, 2008: Derivation of main rain factor of heavy rainfall in Korea. *Proc. of the Meeting of Korean Meteorological Society*, 278-279 (in Korean).

Korea Meteorological Administration (KMA), 2015: KMA Annual Lightning Report, KMA, 32-34.

Korea Meteorological Society (KMS), 2015: *Glossary of Atmospheric Science*. Sigmapress, 724 pp.

Lackmann, G. M., 2002: Cold-frontal potential vorticity maxima, the low-level jet, and moisture transport in extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 59-74.

Lee, J. Y., 2015: Formation and Evolution of Heavy Precipitation Systems that Occurred over the Middle Korean Peninsula on 26~27 July 2011. Master Thesis, Yonsei University, 56 pp.

Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: *Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes*. Wiley & Sons, Ltd., 245-272.

Martin, J. E., 2006: *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics: A First Course*. Wiley & Sons, Ltd., 193-199.

Sutcliffe, R. C., and A. G. Forsdyke, 1950: The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **76**, 189-217.

Uccellini, L. W., 1990: Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. *Extratropical Cyclones—The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton Eds., American Meteorological Society, 81-105.

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479-2498.

Yamasaki, M., 2007: A view on tropical cyclones as CISK. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 145-164.

Yoon, J.-H., and K.-H. Min, 2016: Characteristic analysis of multicell convective system that occurred on 6 August 2013 over the Korean Peninsula. *Atmosphere*, **26**, 321-336, doi:10.14191/Atmos.2016.26.2.321 (in Korean with English abstract).