

지역예측모델 영역 크기에 따른 집중호우 수치모의 민감도 실험

민재식* · 노준우 · 지준범 · 김상일

한국외국어대학교 차세대도시농림융합기상사업단

(접수일: 2015년 12월 9일, 수정일: 2016년 1월 26일, 게재확정일: 2016년 1월 26일)

A Study on Sensitivity of Heavy Precipitation to Domain Size with a Regional Numerical Weather Prediction Model

Jae-Sik Min*, Joon-Woo Roh, Joon-Bum Jee, and Sangil Kim

Weather Information Service Engine Institute, Hankuk University of Foreign Studies, Yongin, Korea

(Manuscript received 9 December 2015; revised 26 January 2016; accepted 26 January 2016)

Abstract In this study, we investigated the variabilities of wind speed of 850 hPa and precipitable water over the East Asia region using the NCEP Final Analysis data from December 2001 to November 2011. A large variance of wind speed was observed in northern and eastern China during the winter period. During summer, the regions of the East China Sea, the South Sea of Japan and the East Sea show large variances in the wind speed caused by an extended North Pacific High and typhoon activities. The large variances in the wind speed in the regions are shown to be correlated with the inter-annual variability of precipitable water over the inland region of windward side of the Korean Peninsula. Based on the investigation, sensitivity tests to the domain size were performed using the WRF model version 3.6 for heavy precipitation events over the Korean Peninsula for 26 and 27 July 2011. Numerical experiments of different domain sizes were set up with 5 km horizontal and 50 levels vertical resolutions for the control and the first experimental run, and 9 km horizontal for the second experimental run. We found that the major rainfalls correspond to shortwave troughs with baroclinic structure over Northeast China and extended North Pacific High. The correlation analysis between the observation and experiments for 1-h precipitation indicated that the second experiment with the largest domain had the best performance with the correlation coefficient of 0.79 due to the synoptic-scale systems such as short-wave troughs and North Pacific High.

Key words: Sensitivity study, heavy precipitation, NWP, domain size, inter-annual variability

1. 서 론

한반도는 복잡한 산악과 삼면이 바다로 둘러싸인 지형으로 이루어져 있어 대륙에서 전파되는 차고 건조한 기단의 영향과 해양으로부터의 따뜻한 습윤 공기 등에 의한 열적 및 습수의 차이로 국지규모의 대기현상에서

중규모 요란 등 다양한 규모의 대기현상이 유도된다. 특히 강수의 경우 그 영향이 복합적으로 작용하는 과정으로 정확한 예측이 여전히 어려운 실정이다. 때문에 정확한 강수 예측을 위해서는 지형에 의해 유도되는 국지적 대기순환뿐만 아니라 중규모 요란 등 보다 큰 규모의 대기현상들을 이해해야 할 필요가 있다.

Lee and Kim (2007)은 1996~2005년 동안의 한반도 지역 호우 사례들을 종관장 패턴에 따라 고립형 뇌우(isolated thunderstorm), 대류밴드(convection band), 구름무리(cloud cluster), 스콜라인(squall line)의 4가지 유형으로 분류하여 종관규모 대기현상 분석을 통해 강

*Corresponding Author: Jae-Sik Min, Weather Information Service Engine Institute, Hankuk University of Foreign Studies, 81 Oedae-ro, Mohyeon-myeon, Cheoin-gu, Yongin-si, Gyeonggi-do, Yongin-si 17035, Korea.
Phone: +82-70-4617-3777, Fax: +82-31-321-6470
E-mail: min_jaesik@hufs.ac.kr

수 과정을 이해하고자 하였다. Sun and Lee (2002)는 1998년 8월 5~6일 한반도 중부지방 집중호우사태에 대한 레이다 관측과 수치실험을 통해 한반도 대류밴드 형태의 강수 발달을 유발하는 대류불안정이 지표 잠열 플럭스의 영향을 받음을 보였으며, Lee and Hong (2006)은 2005년 6월 26~27일 발생한 중부지방 집중호우에 대해 한반도 지형을 변경한 민감도 실험을 수행하여 지형이 수렴장 및 상승운동을 유발하여 강수량을 증가시킴을 보였다. 이와 같은 여름철 대표적인 국지대기현상 중 하나인 집중호우는 매년 많은 재산 피해 및 인명피해가 발생하는데, 최근 10년(2004~2013) 간 자연재해로 인한 피해액은 7조 3,199억원이며, 그 중 호우에 의한 피해가 3조 7,347억원으로 전체 피해의 50% 이상을 차지하였다(NEMA, 2013). 일례로 2010년 9월 21일 몽골지역에서 발달한 차고 건조한 고기압과 확장된 북태평양 고기압 사이에 정체전선이 형성되면서 수도권지역에 집중호우가 발생하였으며 이로 인해 서울 전역에 일 강수량 200 mm 이상의 많은 비가 내렸다. 서울 관측소 기준 259.5 mm를 기록하여 관측 이래 9월 일 최다 강수량 2위를 기록하였으며 광화문 일대가 물에 잠기고 지하철 운행이 중단되는 등의 피해가 발생하였다(KMA, 2012). 또한 2011년 7월 26~28일 동안 서울, 경기, 강원 영서지역에 지속적인 집중호우가 발생하였으며 이로 인해 우면산 산사태와 같은 2차 피해가 유발되어 61명의 사상자가 발생하고 주택이 파손되는 등의 심각한 재산피해와 인명피해를 동반하였다(KMA, 2012; NEMA, 2011). 이 기간 집중호우는 하층제트를 따라 한반도로 유입된 고온다습한 하층 공기와 중국 내륙에서 유입된 차고 건조한 중층대기가 만나면서 강한 대류가 발생하였으며 오호츠크해 부근 저지고기압에 의해 기압계의 흐름이 정체되면서 한반도 중부지방에서 지속적이고 국지적인 호우가 발생하였다(KMA, 2012). 위 사례에 대하여 Kim et al. (2012)는 Available Water Resources Index (AWRI)를 이용하여 산사태 발생시점인 2011년 7월 27일에 강수집중도가 급격히 증가함을 보였으며, Lee and Lee (2011)는 2011년 7월 26~28일 집중호우 사례를 지역예측모델인 Weather Research and Forecasting (WRF) 모델을 이용한 수치모의와 중관규모 현상 분석을 통해 집중호우 원인을 규명하고자 하였다. 이처럼 시공간적 규모가 작은 국지성 호우에 대해 이해하고 지역예측모델 및 전지구모델을 이용한 연구들(Seo and Lee, 1996; Lee and Hong, 2006)이 활발히 이루어지고 있으나 공간적 규모가 작고 지속시간이 길지 않아 예측에 어려움이 있다.

지역예측모델의 예측 정확도는 측면경계조건(Lateral Boundary Condition, LBC), 초기조건(Initial Condition, IC), 모델 해상도, 영역 등의 영향을 받으며, 특히 강

수 예측의 경우 위의 조건에 더욱 민감하다(Peralta et al., 2012). Vannitsem and Chome (2004)은 서유럽 지역을 대상으로 다양한 크기의 모델 영역을 설정하여 수치예보 민감도실험을 수행하였으며 모델 영역이 클수록 모의 결과가 좋게 나타났으나 강수량 모의에 있어서는 특정 크기의 모델 영역에서 정확성이 높은 것으로 나타났다. 또한 Dash et al. (2015)은 지역기후모델(Regional Climate Model)을 이용하여 인도지역 여름몬순에 대해 인도지역과 남아시아지역을 각각 다른 크기의 모델영역을 설정하여 비교 실험을 수행하였다. 남아시아지역 모델 영역 실험의 경우 하층제트 및 습윤이류 등을 제대로 모의한 반면 인도지역 실험은 인도해(Indian Sea)로부터의 수증기유입을 제대로 반영하지 못하고 강수를 과소모의하는 결과를 보였다.

한편, 강수모의에 있어 바람장과의 관계가 중요하며 Raymond et al. (2003)은 동태평양 지역에서 드롭존데(dropsonde) 관측을 통해 대류가 강한 지역에서 하층바람이 강하게 불면 잠열 플럭스가 증가하여 강수가 강화됨을 설명하였다. 또한 Back and Bretherton (2005)는 Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)와 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)의 관측 자료와 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40), National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) 재분석자료의 바람-강수의 관계를 분석한 결과 바람이 강할수록 강수량이 많았음을 보였다. 이는 Raymond et al. (2003)과 마찬가지로 강한 대류 지역에서 하층의 강한 바람이 증발을 도와 연직 운동이 강해진 결과를 나타냈다. 또한 Ha et al. (2003)은 장기간(1979~2001)의 한반도 지역 장마 시기 대규모 강수 밴드의 특성을 티베트 고기압과 북태평양 고기압 등의 중관규모 대기현상을 이용하여 강수량 차이를 설명하고자 하였으며 특히 북태평양 고기압과 200 hPa, 850 hPa 제트의 강도가 장마 시기 강수량을 지배하는 특성을 보임을 설명하였다. Hwang and Lee (1993)은 시간에 따른 하층제트의 발생 빈도를 살펴본 결과 전반적으로 호우 발생 전보다 호우 발생 시와 발생 후에 하층제트 발생 빈도가 높으며, 이러한 관계를 통해 하층제트가 호우 발생에 기여하거나 하층 바람을 강화시킬 수 있음을 보였다.

따라서 본 연구에서는 한반도 주변 하층 바람 및 강수의 특성과 그 변동성을 분석하고 이를 토대로 모델 영역 크기 변경 실험에 따른 집중호우 예측에 미치는 영향을 분석하고자 한다. 제 2장에서는 사용한 자료와 모델 설계에 대한 개요를 서술한다. 제 3장에는 모델 영역 크기 결정에 앞서 한반도 주변 지역의 중관규모 바람장 변동성 특성을 기술하며, 제 4장에서는 모델 영역 크기 변경을 통한 수치모의 결과를

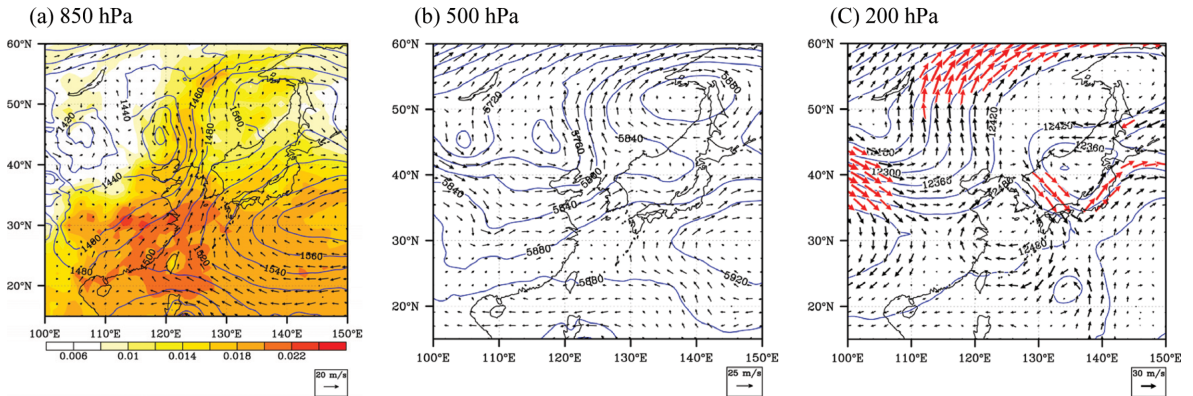


Fig. 1. Geopotential height (m, blue solid line) and wind vector (m s^{-1}) at (a) 850 hPa, (b) 500 hPa and (c) 200 hPa. Shading in (a) is specific humidity (kg kg^{-1}) at 2 m from the surface and red arrows in (c) denote areas in which the wind speed is stronger than 40 m s^{-1} at 0600 UTC 26 July 2011 from NCEP FNL data.

분석하고 고찰한다.

2. 자료 및 방법

본 연구에서는 한반도 주변 지역의 종관규모 바람의 특성을 살펴보기 위해 2001년 12월 1일부터 2011년 11월 30일까지의 $1^\circ \times 1^\circ$ 의 해상도를 가지는 NCEP Final Analysis (FNL) 자료를 사용하여 850 hPa 바람장 특성을 분석하였으며, 10년간 계절별 850 hPa 고도의 평균 바람장 및 표준편차의 분포와 년 단위 변동성 정도를 나타내는 지수인 Inter-Annual Variability (IAV)를 이용하여 풍속과 가강수량(precipitable water)의 연변동성을 살펴보았다. 다양한 대기변수를 가운데 수치모의 측면 경계 영역 설정 민감도 실험에서 중점적으로 비교 분석에 사용된 850 hPa 고도는 직접적인 지표 마찰을 벗어나 대기 흐름을 반영하는 대기 최하층 고도이며 여름철 집중호우를 유발하는 강제력 가운데 매우 중요한 습윤공기와 하층대기의 흐름을 설명하기 좋은 고도이다.

바람장과 가강수량 분석을 토대로 한반도 수도권 지역예측을 목표로 지역예측모델을 설계하였으며 WRF version 3.6을 사용하여 2011년 7월 26~27일 집중호우 사례에 대해 24시간 적분하였다. 수치모의 결과 비교를 위해서 National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration (NIMR/KMA) 강수 재분석자료(Roh et al., 2012; 이하 NKPR)를 사용하였다.

3. 종관규모 대기의 특성

3.1 2011년 7월 26일 집중호우 사례

Figure 1는 분석기간 중 강수 초기시간인 2011년 7

월 26일 0600 UTC의 NCEP FNL 종관규모 대기구조이다. Figure 1a는 지상 2 m 비습(shaded)과 850 hPa 고도의 지오폠펜셀고도(contour) 및 바람 벡터를 나타낸다. 비습은 단위 질량 공기당 수증기의 양으로 높을수록 공기중의 수증기가 많음을 의미한다. 한반도 남동쪽에는 북태평양 고기압이 확장하고 북서쪽은 저기압이 발달하면서 기압경도력이 강화된 구조를 보인다. 확장된 북태평양 고기압의 가장자리에 남서풍을 따라 고온다습한 공기가 유입되고 있다. 500 hPa 고도(Fig. 1b)에서는 서풍계열의 바람이 나타나며 하층 850 hPa 바람에서 순전(veering)하였으므로 온난이류가 있음을 알 수 있다. 상층 200 hPa (Fig. 1c)은 한반도가 제트(red arrow, $> 40 \text{ m s}^{-1}$) 중심의 입구 오른쪽에 위치하고 있어 제트기류에 의해 유도되는 2차 순환의 상승운동에 의한 발산지역임을 유추할 수 있다. 하층의 온난이류와 상층의 발산지역이 일치하면서 강한 대기불안정이 강한 대류를 발생시킬 조건이 되었다. 뿐만 아니라 Jang and Hong (2014)에서 언급한바 있는 북동쪽 오토츠크해 부근에서 키 큰 저지고기압이 동진하는 저기압을 정체시켜 강한 대류에 의한 강수가 지속적으로 내리면서 많은 피해를 주었다.

본 사례는 확장된 북태평양 고기압과 한반도 북서쪽에 발달한 저기압 사이에서 강한 남서풍이 유도되고 이에 따라 대기 하층의 따뜻하고 습한 공기의 유입과 상층 제트 발산대가 만나면서 대기불안정에 의해 좁은 지역에 강한 대류가 발생한 전형적인 한반도 지역 여름철 대류밴드형 집중호우이며, 오토츠크해 부근 키 큰 고기압이 기압계 흐름을 저지하면서 지속적으로 강한 강수가 발생하였다. 서울 경기, 강원 영서 지역의 27일 일강수량은 연평균 강수의 약 25%(서울, 경기 북부 300 mm 이상, 양주시 466.5 mm) 정도가 내

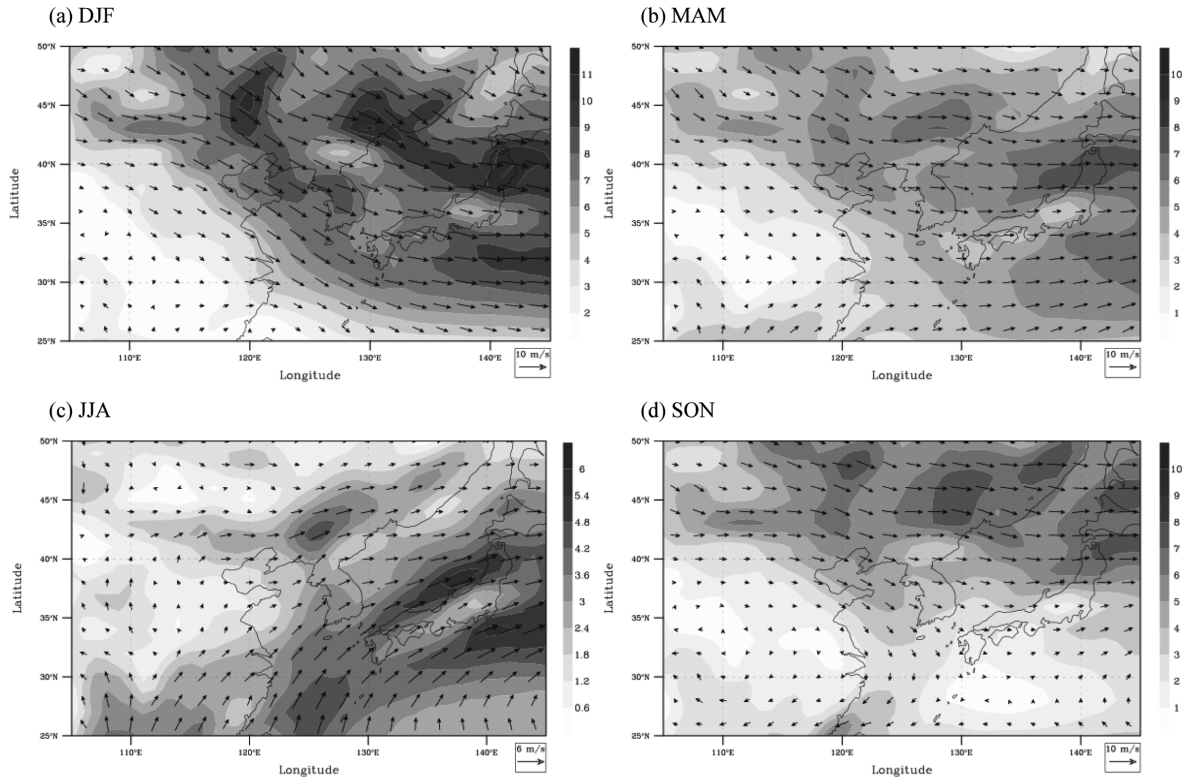


Fig. 2. Distribution of the 10-yr mean wind speed (m s^{-1} , shaded) and vector at 850 hPa height during (a) DJF (December, January, February), (b) MAM (March, April, May), (c) JJA (June, July, August) and (d) SON (September, October, November) based on NCEP FNL data.

렸으며, 서울 우면산 산사태 발생으로 60명 이상의 사상자와 주택파손, 차량침수 등 약 2천 5백억원의 재산피해가 발생하였다(KMA, 2012). 이 같은 사례에 대해 많은 선행연구들에서 종관분석과 지역예측모델, 전지구모델을 이용하여 강수 메커니즘 규명하고자 하였다(Lee and Lee, 2011; Kim et al., 2012; Jang and Hong, 2014).

3.2 850 hPa 바람장 및 가강수량 특성

한반도는 북반구 중위도 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 부근 편서풍대에 위치하고 있기 때문에 겨울에는 북서쪽 대륙에서 차갑고 건조한 기단에서 빠르게 전파되는 공기가 한반도에 영향을 미친다. 봄에는 주로 화남, 화중지방에서 열적 저기압 기압골이 발달하면서 동쪽으로 이동하여 우리나라에 영향을 미치고, 여름철은 확장된 북태평양 고기압의 영향으로 고온다습한 공기가 남서풍에 의해 한반도 유입과 북쪽의 상층골의 영향으로 좁고 강한 강수대가 형성되거나 장마전선이 발달한다. 특히 한반도 여름철 강수의 특성은 한반도 주변 기단의 이동과 더불어 해양으로부터 생성된 수증기에 상당부

분 영향을 받으며 850 hPa 바람에 지배적이다(Snow et al., 2011). 따라서 10년(2001년 12월~2011년 11월) 동안 한반도 주변의 850 hPa 고도의 바람 분포를 조사하였다. Figure 2는 10년 간 NCEP FNL 850 hPa 고도의 계절별 평균 풍향/풍속으로 한반도는 계절 변동에 따라 남북으로 진동하는 중위도 제트 지역에 위치하고 있다. 겨울(Fig. 2a, DJF: December, January, February)은 한반도에 북서풍이 우세하고 대륙성기단으로부터 불어오기 때문에 차고 건조한 공기가 유입되고 있으며 내몽골, 화북, 동북 지역과 연해주 지역으로 풍속의 최대값이 나타난다. 봄(Fig. 2b, MAM: March, April, May)은 겨울과 비교할 때 바람의 강도는 약해지고 북서에서 서풍 계열의 바람이 중국대륙에서 서해를 지나 한반도로 유입되고 한반도 북쪽인 동북지역과 동해상에서 비교적 강한 바람이 나타난다. 여름(Fig. 2c, JJA: June, July, August) 기간에는 다른 계절에 비해 풍속은 약하지만 여전히 동북지역에서 강한 바람이 형성되고 있으며 남서풍의 영향을 받아 동중국해로부터 따뜻하고 습윤한 공기가 하층제트를 따라 한반도로 유입되고 남해를 지나 동해와 일본 남

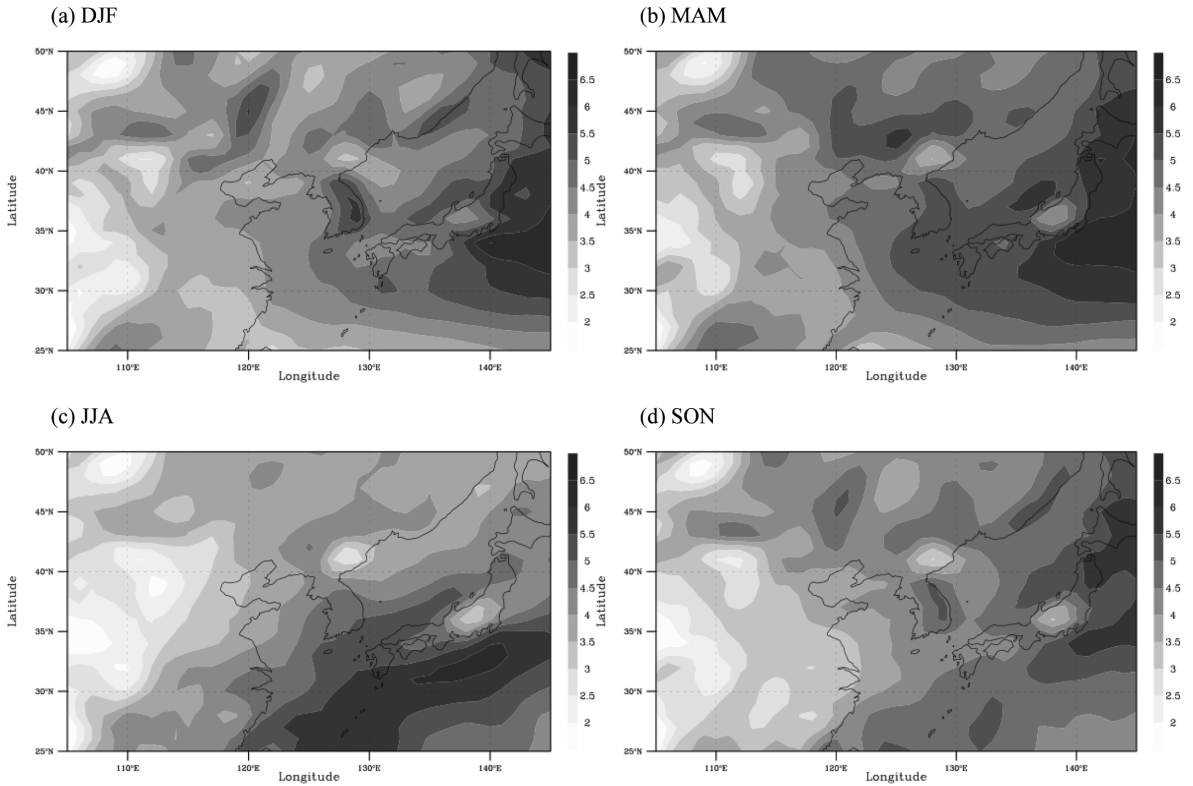


Fig. 3. The same as Fig. 2 except for standard deviation of daily mean wind speed ($m s^{-1}$).

해상으로 강한 바람이 나타난다. 가을(Fig. 2d, SON: September, October, November)이 되면 다시 바람은 북서풍으로 바뀌고 중국대륙에서 차고 건조한 바람이 한반도로 유입되며 주로 화북에서 동북, 연해주 지방으로 풍속이 강하게 나타난다. 같은 기간 계절별 일 평균 풍속의 표준편차를 살펴보면(Fig. 3) 내륙은 바람이 강한 지역에서 풍속의 표준편차가 크게 나타났으며(DJF, SON: 동북, 화북; MAM, JJA: 동북, 연해주) DJF, SON의 경우 한반도 산악지역인 태백산맥 부근에서 풍속의 표준편차가 크다. 내륙에 비해 바다에서 풍속의 표준편차가 크며 일본남해상의 북서태평양에서 가장 크게 나타난다. JJA는 동중국해에서 남해상으로 큰 표준편차가 나타나며 이는 여름철 북태평양 고기압의 확장고 태풍에 의한 영향으로 판단된다.

Figure 4는 10년 동안 NCEP FNL의 동아시아 지역 850 hPa 고도 풍속의 IAV (solid shading)와 가강수량 IAV 값의 상위 25% 이상(pattern shading)을 나타낸다. 변수의 연변동성 정도를 나타내는 지수인 IAV는 각 연도별 평균을 구하고 이들의 표준편차를 구한 뒤 전체기간의 평균과의 비를 통해 구할 수 있으며 식은 다음과 같다.

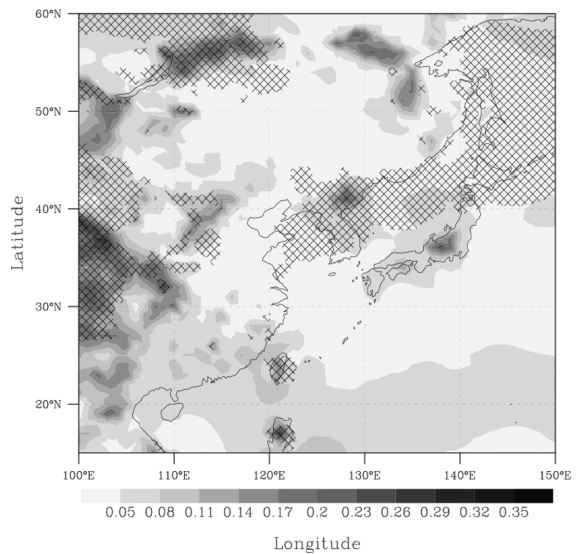


Fig. 4. Inter-annual variability of wind speed at 850 hPa (solid shading) and the third quantile (top 25 percent, 0.040) of precipitable water (pattern shading) for period Dec 2001 to Nov 2011 from NCEP FNL data over East Asia region.

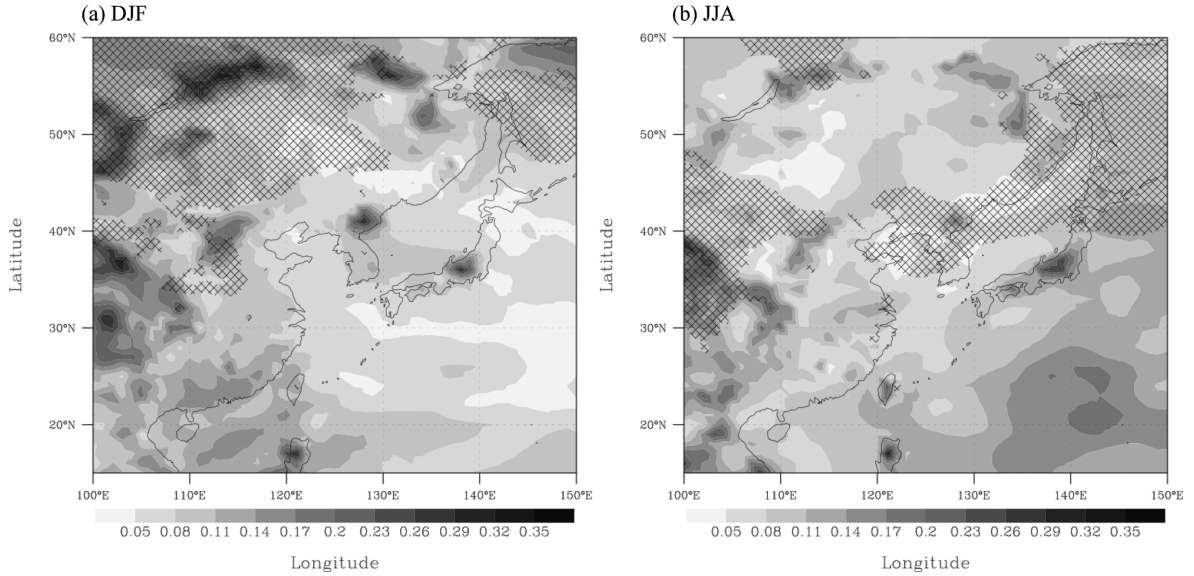


Fig. 5. The same as Fig. 4 except for during (a) DJF and (b) JJA.

$$IAV = \frac{\bar{x}_{SD}}{\bar{X}} \quad (1)$$

여기서 \bar{x}_{SD} 는 해당기간의 연도별 연평균의 표준편차, \bar{X} 는 전체기간 동안의 평균이다. 풍속의 IAV는 주로 중국 내륙지역의 티베트고원과 같이 지형이 높은 지역에서 IAV 값이 0.2 이상으로 연변동성이 큰 것으로 나타나며 평지에서는 비교적 낮은 값을 보인다. 한반도 주변에서는 백두산 지역에서 풍속의 IAV가 높게 나타난다. 지형이 높을 수록 850 hPa 고도에서 지면거칠기에 따른 마찰력의 영향으로 풍속이 감소하고 작은 풍속 변화에도 민감하기 때문에 산악 및 고원지역에서 IAV가 높게 나타난 것으로 사료된다. 또한 가강수량은 풍속의 연변동성이 크게 나타난 티베트고원과 바이칼호 부근 산악지역, 화북지방, 대만, 필리핀 루손섬 등에서 상위 25% 이상(0.045)의 높은 IAV이 나타나 풍속의 변동성과 가강수량의 변동성이 상당부분 관련이 있음을 알 수 있다.

풍속과 가강수량의 연변동성을 Fig. 5에서 DJF와 JJA기간으로 분리하여 살펴보았다. DJF (Fig. 5a)는 서쪽으로 티베트고원과 몽골, 바이칼호, 한반도 지역의 백두산에서 지형에 의한 영향으로 높은 IAV가 나타나며 북서태평양은 낮은 수치를 보인다. 반면 가강수량은 한반도 지역의 풍상측인 화북, 몽골, 바이칼호 주변에서 상위 25% (0.128) 이상의 IAV가 나타났으며 한반도 지역은 비교적 작은 연 변동성을 나타내었다. 한반도 북서쪽의 내륙지역은 매우 건조한 지역으로 연평균 겨울철 누적강수량이 10 mm 이하로 작은

변화에도 IAV 값은 크게 나타나며 그림에 보이진 않지만 풍속 IAV가 큰 백두산 및 대만 지역에서 1.0 이상의 비교적 높은 IAV 값이 나타났다. JJA (Fig. 5b)는 지형에 의한 풍속의 변동성이 작아진 반면 북태평양 고기압의 확장과 태풍이 빈번한 지역인 동중국해에서 일본 남해상으로 IAV가 높았으며 가강수량은 티베트고원, 바이칼호 주변과 산둥반도 해상에서부터 오호츠크해 부근까지 상위 25% (0.063)의 IAV가 나타났다. 10년 동안의 풍속과 가강수량의 IAV를 비교해본 결과 대체로 내륙의 지형이 높은 지역에서 풍속과 가강수량의 변동성이 상당부분 연관성을 보인 반면 북태평양 고기압 등 해상에서의 가강수량은 풍속의 변동성과 연관성이 다소 낮은 것으로 판단된다.

4. 모델 영역 민감도 실험

10년 동안의 동아시아지역 풍속과 가강수량의 변동성을 분석한 결과 한반도의 풍상측인 티베트고원, 몽골, 바이칼호주변 등 내륙지역과 대만과 필리핀 루손섬 등 해상지역에서 두 기상변수가 상당부분 관계가 있음을 알 수 있었다. 따라서 본 장에서는 지역예측모델을 이용한 강수모의 시, 모델 영역 변경을 통해 영역 내에 풍속 및 가강수량의 변동성이 큰 지역의 반영 정도에 따른 강수모의 민감도 실험을 수행하였다.

지역예측모델의 영역 변경에 따른 강수모의 정확도를 비교하기 위해 WRF V3.6을 이용하였다. 기상청 현업 국지예보모델인 Local Data Assimilation and Prediction System (LDAPS) 예측영역에서 동서방향으

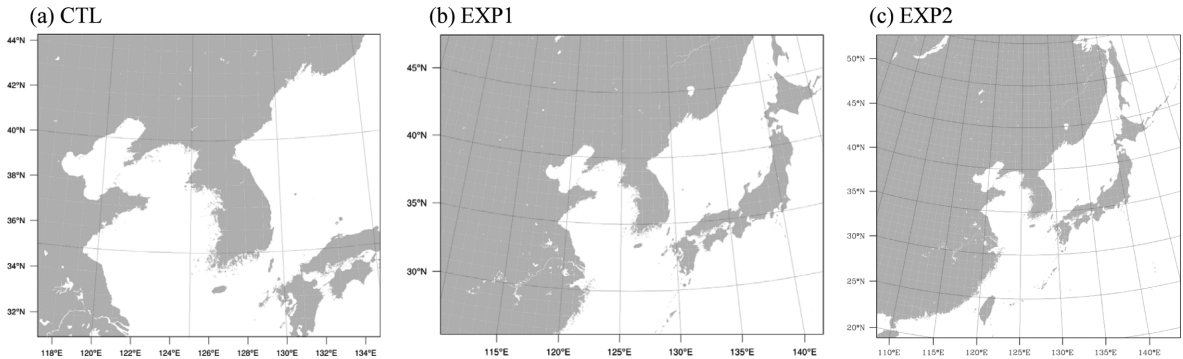


Fig. 6. Model domains for the experiments from Table 1.

Table 1. Experiment design of numerical model with domain sizes and resolutions.

Configuration	CTL	EXP1	EXP2
Horizontal grids	332 × 293	632 × 493	432 × 432
Grid spacing (m)	5000	5000	9000
Vertical grids	50 layer/Top 50 hPa		
Land use/Topo.	30 s (900 m)/USGS 33 cat		
Microphysics	WMD6		
PBL scheme	MYJ		
Integration time	2011. 7. 26. 0000 UTC~2011. 7. 27. 0000 UTC		

로 확장된 영역을 기준실험(CTL)으로 설정하고, 바람과 가강수량 분석 결과를 고려하여 실험 EXP1, EXP2를 설계하였다. CTL은 5 km × 5 km 수평해상도와 50개의 연직층으로 구성되었으며 332 × 293개의 격자구조로 설계되었다. 비교실험인 EXP1은 동해 전 지역과 동중국해, 내몽골 지역을 포함하도록 모델 영역을 설정하였으며 5 km × 5 km 수평해상도와 50개 연직층으로 구성하였다. EXP2는 북태평양 고기압의 영향을 충분히 반영할 수 있는 크기의 모델영역을 설정하였으며 수평해상도는 9 km × 9 km, 연직해상도는 CTL과 같다(Fig. 6). IC와 LBC는 6시간 간격의 NCEP FNL을 3시간 간격으로 내삽하여 반영되도록 설계하였으며, 초기 2011년 7월 26일 0000 UTC부터 24시간 모의를 수행하였다. 그 외 상세 설계는 Table 1과 같다.

Figure 7은 강수 초기시간인 26일 0600 UTC부터 6시간 간격으로 각 실험의 850 hPa 풍속의 유선(streamline)과 상대습도(shaded)를 나타내었다. 모든 실험에서 한반도 지역은 북태평양 고기압과 북서쪽의 저기압 사이에 위치하고 있으며 고기압 가장자리를 따라 남서풍에 의해 많은 수증기가 한반도로 유입되고 있다. 0600 UTC CTL (Fig. 7a)은 북서쪽의 저기압이 모델 영역 경계에 위치하고 1200 UTC (Fig. 7b)가 되어 북동진 하여 저기압의 가장자리가 모델 영역 내

에 위치하고 있으며, 1800 UTC (Fig. 7c)에는 완전히 모델 영역 밖으로 빠져나가는 것으로 모의하였다. EXP1의 경우는 0600 UTC (Fig. 7d)는 CTL과 유사하게 모의한 반면 1200 UTC (Fig. 7e)에는 저기압이 북동진 하지 못하고 정체하는 경향을 보인다. 저기압의 정체로 수증기 수렴대는 CTL과 비교할 때 남쪽으로 위치하고 있으며 북태평양 고기압 흐름을 따라 남쪽에서 들어오는 수증기에 의해 남부지방에서 수증기 수렴이 나타난다. 1800 UTC (Fig. 7f)는 북서쪽 저기압이 북진하였으나 CTL과 같은 영역(점선)과 비교하였을 때 CTL 모델영역 내에 위치하고 있으며 CTL에서 잘 나타나지 않았던 북태평양 고기압의 흐름을 따라 한반도로 유입되는 남서계열의 바람이 북태평양 고기압의 곡률(curvature) 효과에 의해 서남서풍에 가까운 바람으로 바뀌었다. EXP2 (Figs. 7g-i)는 오히려 크해 부근 저지고기압에 의해 EXP1과 마찬가지로 한반도 북서쪽의 저기압흐름이 느리게 북진하면서 CTL과 비교하였을 때 수증기 수렴대를 남하시켰으며 남쪽으로는 북태평양 고기압 흐름을 따라 들어오는 수증기를 반영하여 남부지방에 수증기의 수렴대를 형성하였다. 특히 EXP2는 대만 동부 해역으로부터 다량의 수증기가 유입되고 있다.

Figure 8은 2011년 7월 26일 0600 UTC부터 12시간 뒤인 1800 UTC과 27일 0000 UTC의 1시간 누적강수

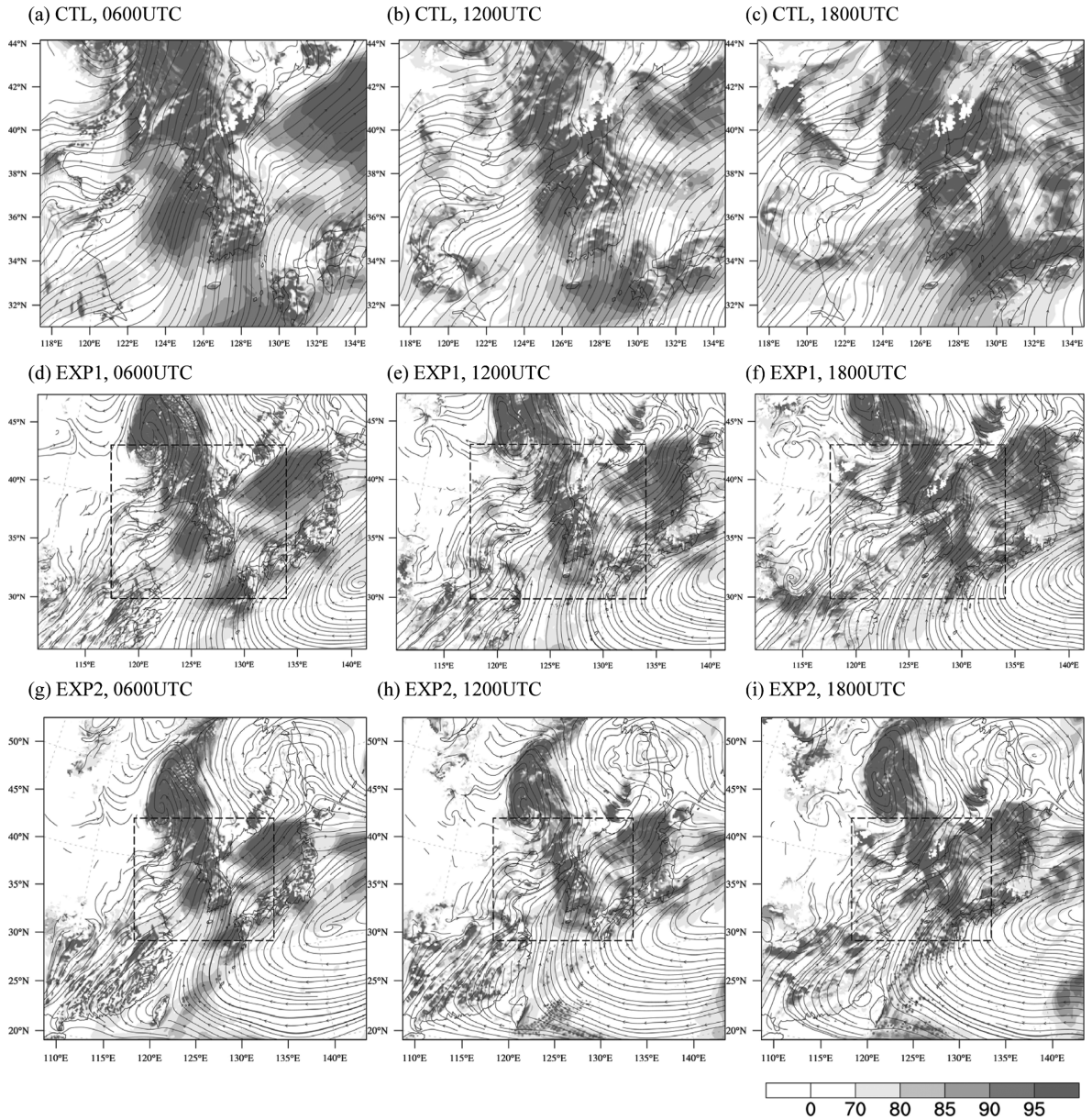


Fig. 7. Simulated relative humidity (%), shaded) and streamline of (a-c) CTL, (d-f) EXP1 and (g-i) EXP2 from 0600 UTC to 1800 UTC 26 July 2011 at 6-h intervals, respectively. Dashed lines represent the model domain of CTL.

량 모의결과와 NKPR 1시간 누적강수 자료이다. 유선과 마찬가지로 0600 UTC (Figs. 8a-c)는 모든 실험이 강수 중심 및 강도를 NKPR에 유사하게 모의하였다. 1800 UTC (Figs. 8e-g)에는 대류밴드형태의 강수가 나타나며 강수 중심은 CTL 실험에서 경기북부에 나타나는 반면 EXP1과 EXP2에서 강수 중심이 남하하여 서울과 강원 영서지역으로 모의되었다. 이는 CTL의

한반도 북서쪽 저기압흐름 모의가 1800 UTC에 모델 영역 밖으로 북동진한 반면 EXP1과 EXP2 모의 결과에서는 비교적 오래 머물면서 한반도지역 수증기 수렴대를 CTL보다 남하시킴으로 인해 강수 중심이 남하한 것으로 분석되었다. 27일 0000 UTC (Figs. 8i-k) 1시간 누적강수 패턴은 서울과 중부지역에 대류밴드 형태의 강수가 나타나며 강우강도는 CTL에서 가장

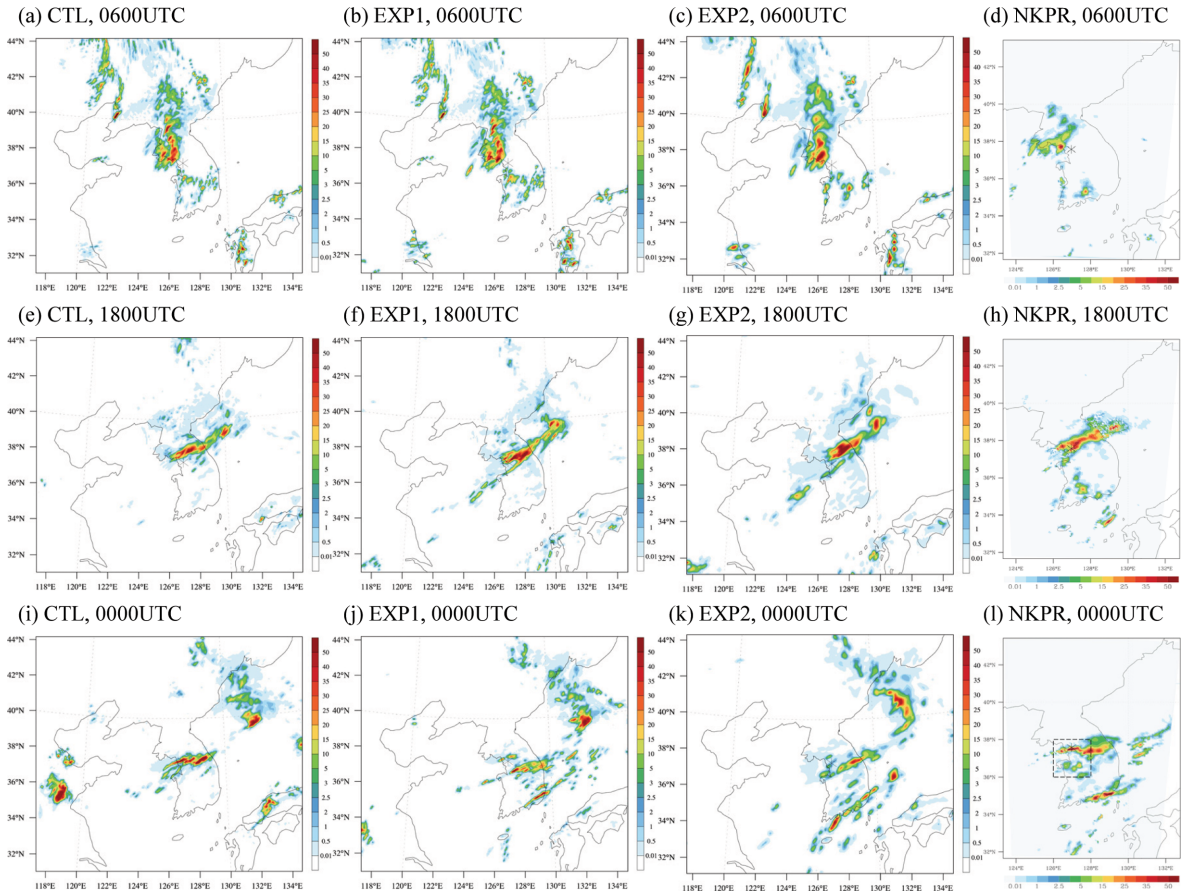


Fig. 8. Represent the results of simulated 1-h accumulated precipitation from (a) CTL, (b) EXP1, (c) EXP2 and (d) NKPR data at (a-d) 0600 UTC, (e-h) 1800 UTC 26 July and (i-l) 0000 UTC 27 July. The dashed line in (l) indicates the region for averaging 1-h accumulated precipitation.

강하게 나타난 반면 EXP1과 EXP2의 강우강도는 과소모의 되었다. 하지만 CTL의 경우 남부지방의 강수를 전혀 모의하지 못하고 있지만 EXP1, EXP2는 남부지방의 강수를 모의하고 있다. CTL의 경우 남해에서 유입되는 수증기가 남부지방에서 수렴하지 못하여 강수를 모의하지 못하는 반면, 서울, 경기지역까지 유입되어 강우강도가 강해졌으나 EXP1과 EXP2는 북태평양 고기압의 곡률 흐름의 영향으로 남부지방에 수렴하면서 강수를 모의한 것으로 판단된다.

Table 2는 NKPR의 강수량과 모델 영역 크기에 따른 강수모의 민감도 실험 결과를 서울과 수도권을 포함하는 지역(dashed line at Fig. 8)에 대해 지역평균하여 강수량 간의 상관관계와 RMSE이다. NKPR와 EXP2간 상관관계가 0.79로 가장 높았고 RMSE는 EXP1이 가장 작았지만 상관관계는 가장 낮은 것으로 나타났다. Figure 9는 NKPR과 각 실험을 시계열로 나

Table 2. The statistics between NKPR data set and experiments. Statistics methods are used correlation and RMSE.

Contents		CTL	EXP1	EXP2
NKPR	Correlation	0.7372	0.6482	0.7904
	RMSE	2.1060	1.8257	2.0714

타낸 그래프로 NKPR 자료는 0900 UTC에 첫 번째 피크를 보이고 이후 2100 UTC에 두 번째 피크를 나타낸다. 모든 실험에서 0900 UTC 피크를 1시간 일찍 모의하고 점차 감소하였으며 두 번째 피크는 EXP1과 EXP2에서만 모의되었다. 26일 1200 UTC과 1800 UTC 유선 분석 결과 한반도 북서쪽 저기압흐름의 중심이 EXP1 (Fig. 7e) 모델영역의 경계에 위치하고 있으며 같은 시간 EXP2 (Fig. 7h)에 비해 저기압흐름의 중심

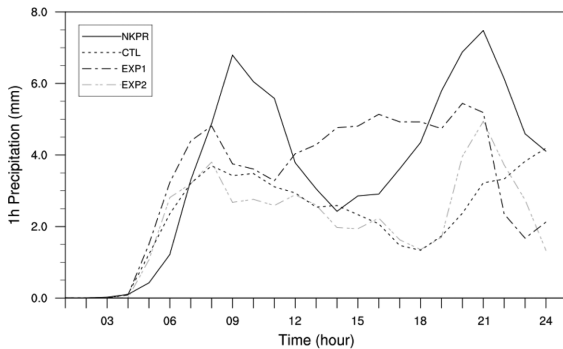


Fig. 9. Time series of the area (show Fig. 8I) averaged 1-h accumulated precipitation for three experiments and NKPR data.

이 남쪽에 위치하고 있다. 그 영향으로 26일 1200 UTC부터 1800 UTC까지 EXP1에서 수렴대와 강수 중심이 남하하게 되었고 Fig. 9에서 보이는 것처럼 지역평균지역의 강수가 다소 약화되었던 1200 UTC~1800 UTC 사이의 강수량이 다른 실험에 비해 높게 나타나는 결과를 보였다.

5. 요약 및 결론

본 연구에서는 과거 10년 동안의 한반도 주변지역 바람과 가강수량 분포를 조사하고 이를 토대로 지역 예측모델 WRF V3.6의 모델영역에 따른 한반도 지역 강수량 민감도 실험을 수행하였다. 계절별 일 평균풍속의 변화를 살펴본 결과 겨울은 북서풍이 주요하며 시간이 지나면서 봄에는 북서풍-서풍, 여름은 서풍-남서풍, 가을에 다시 북서풍-서풍 계열의 바람이 분다. 풍속의 표준편차는 모든 계절에 대해 내륙은 화북-동북, 연해주 지역에서 높게 나타났으며 해상은 일본 남동해상에서 높게 나타났다. 특히 여름철은 북태평양 고기압대가 확장하는 지역과 태풍이 지나가는 경로를 중심으로 표준편차가 높게 나타났다. 10년 동안 계절별 풍속과 가강수량의 IAV를 계산하여 연변동성을 살펴본 결과 주로 지형이 높은 지역에서 풍속과 가강수량의 연변동성이 컸으며 겨울에는 화북과 몽골, 여름은 일본 남해상으로 풍속의 연변동성이 높았다. 또한 내륙지역에서의 풍속과 가강수량의 연변동성은 상당 부분 연관성을 보였지만 해상에서는 다소 낮은 연관성을 보였다. 바람장과 가강수량 분석결과를 토대로 연변동성을 고려하지 않은 CTL 실험과 화북, 몽골지역 및 북태평양 고기압대 일부를 포함할 수 있는 EXP1, 대만해상과 북태평양 고기압 대부분을 포함하는 EXP2를 설계하여 2011년 7월 26일 집중호우 사례에 대해 24시간 수치모의를 수행하였다. CTL은 0600 UTC 북

서쪽 저기압흐름이 모델영역 경계에 위치하고 있으며 시간이 지나면서 북동진하여 1800 UTC가 되면 모델영역 밖으로 빠져나간다. EXP1은 북서쪽 저기압흐름의 중심이 모델영역 내에 위치하다가 1800 UTC에 그 중심이 모델영역 경계에 위치하게 된다. EXP2는 24시간 예측기간 내에 모델영역에 위치하고 있으며 동일한 지역(CTL)으로 비교하였을 때 저기압흐름의 중심은 CTL이 가장 빠르게 북동진한다. EXP1과 EXP2는 저지고기압의 영향을 받아 북진하며 이동속도는 CTL에 비해 느리다. 특히 EXP1은 EXP2보다 느리게 북진하면서 한반도지역 강수대에 영향을 준다. 바람의 방향도 초기시간에는 모든 실험이 남서풍을 모의하지만 시간이 지남에 따라 CTL은 계속해서 남서풍 계열의 바람이 부는 반면, EXP1, EXP2는 서남서-서풍 계열의 바람이 나타난다. 강수 분포는 북서쪽 저기압흐름의 영향을 많이 받았으며 가장 빠르게 북동진한 CTL의 강수분포는 NKPR에 비해 북쪽에 분포하고 있으며 EXP1과 EXP2는 보다 관측에 비슷한 분포를 보이지만 EXP1의 경우 관측보다 남쪽에 강수 중심이 형성되었다. 서울, 경기 지역에 대해 1시간 누적강수량을 지역평균하여 비교해본 결과 EXP2가 NKPR과 가장 상관관계가 높았다.

한반도 지역은 제트와 온도풍 관계에 의한 경압불안정파가 지나는 중위도에 위치하고 있다. 본 사례에서도 경압불안정파에 의해 형성된 한반도 북서쪽 몽골지역의 저기압흐름을 잘 반영한 EXP2 실험이 강수 패턴을 보다 정확하게 모의하는 결과를 보였다. 또한 북태평양 고기압의 흐름을 따라 유입되는 수증기를 보다 잘 반영할 수 있었던 EXP1, EXP2 실험이 남부지역 강수를 모의할 수 있었다. 따라서 보다 정확한 한반도 지역 강수모의를 위해서는 경압불안정에 의해 유도되는 대기현상과 여름철 강수 발생의 주요 메커니즘 중 하나인 북태평양 고기압의 확장 등과 같은 종관규모 대기 특성을 반영할 수 있는 모델영역 설정이 필요함을 제시할 수 있을 것으로 사료된다. 하지만 본 연구는 하나의 사례를 통해 분석한 결과로 보통의 경우에 이를 반영하는 것은 다소 무리가 있으며 추후 보다 다양한 사례실험과 분석을 통해 수도권 강수모의를 목표로 하는 최적의 모델영역을 설계하기 위한 연구가 진행될 계획이다.

감사의 글

본 연구는 기상청 차세대도시농림융합스마트기상서비스개발(WISE) 사업(KMIPA-2012-0001-1)의 지원으로 수행되었습니다. 기상청 슈퍼컴퓨터가 활용되도록 지원해준 기상청 슈퍼컴퓨터운영과에 특별히 감사드립니다.

REFERENCES

- Back, L. E., and C. S. Bretherton, 2005: The Relationship between wind speed and precipitation in the Pacific ITCZ. *J. Climate*, **18**, 4317-4328.
- Ha, K. J., S. K. Park, and K. Y. Kim, 2003: Interannual variability in summer precipitation around the Korea peninsula and its associated East Asian summer circulation. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **39**, 575-586.
- Hwang, S. O., and D. K. Lee, 1993: A study on the relationship between heavy rainfalls and associated low-level jets in the Korean peninsula. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **29**, 133-146.
- Jang, J., and S. Y. Hong, 2014: Quantitative forecast experiment of a heavy rainfall event over Korea in a global model: horizontal resolution versus lead time issues. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **124**, 113-127.
- Kim, Y. J., B. R. Lee, and H. R. Byun, 2012: An investigation of precipitation concentration for heavy rainfall-induced Woomyeon mountain landslide on 27 July 2011. *Proc. Autumn Meeting of KMA*, Kyungpook National University, KMS, 284-285.
- KMA, 2012: *Learn from the last 20 years cases: The top 10 heavy rainfall*. The Korea Meteorological Administration, 47 pp.
- 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.
- Lee, J. Y., and T. Y. Lee, 2014: An investigation of mechanism of heavy rainfall in the middle part of the Korean peninsula on 26-27 July 2011. *Proc. Autumn Meeting of KMA*, Pusan National University/Pukyong National University, KMS, 178-180.
- Lee, T. Y., and Y. H. Kim., 2007: Heavy precipitation systems over the Korean peninsula and their classification. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **43**, 367-396.
- NEMA, 2011: *Statistical yearbook of disasters*. National Emergency Management Agency, 973 pp.
- NEMA, 2013: *Statistical yearbook of fire prevention*. National Emergency Management Agency, 680 pp.
- Peralta, C., Z. B. Bouallegue, S. E. Theis, C. Gebhardt, and M. Buchhold, 2012: Accounting for initial condition uncertainties in COSMO-DE-EPS. *J. Geophys. Res.*, **117**, D07108, doi:10.1029/2011JD016581.
- Raymond, D. J., G. B. Raga, C. S. Bretherton, J. Molinari, C. Lopez-Carillo, and Z. Fuchs, 2003: Convective forcing in the intertropical convergence zone of the east Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2064-2082.
- Roh, J. W., Y. H. Lee, J. E. Nam, and K. Y. Chung, 2012: Diurnal variations of summertime precipitation in South Korea in 2009 using precipitation reanalysis data. *SOLA*, **8**, 155-159.
- Seo, K. H., and D. K. Lee, 1996: Analysis and simulation of orographic rain in the middle part of Korean peninsula. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **32**, 511-533.
- Snow, D. J., M. Haugland, C. Fiebrich, and K. Crawford, 2011: Conceptual models of heavy precipitation in Korea. *Special seminar before the KMA Forecast Bureau.*, KMA.
- Sun, J., and T. Y. Lee, 2002: Numerical study of an intense quasi-stationary convection band over the Korean peninsula. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1221-1245.
- Vannitsen, S., and F. Chome, 2004: One-way nested regional climate simulations and domain size. *J. Climate*, **16**, 229-233.