Atmosphere. Korean Meteorological Society
Vol. 26, No. 1 (2016) pp. 141-158
http://dx.doi.org/10.14191/Atmos.2016.26.1.141
pISSN 1598-3560 eISSN 2288-3266

연 구 논 문
(Article)

도시 캐노피와 수평 고해상도가 여름철 대류성 도시 강수에 미치는 영향: 2015년 8월 16일 서울 강수 사례 분석

이영희* · 민기홍
경북대학교 천문대기과학과

(접수일: 2015년 12월 21일, 수정일: 2016년 1월 11일, 게재확정일: 2016년 1월 11일)

Impact of Urban Canopy and High Horizontal Resolution on Summer Convective Rainfall in Urban Area: A case Study of Rainfall Events on 16 August 2015

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

(Manuscript received 21 December 2015; revised 11 January 2016; accepted 11 January 2016)

Abstract The objective of this study is to examine the impact of urban canopy and the horizontal resolution on simulated meteorological variables such as 10-m wind speed, 2-m temperature and precipitation using WRF model for a local, convective rainfall case. We performed four sensitivity tests by varying the use of urban canopy model (UCM) and the horizontal resolution, then compared the model results with observations of AWS network. The focus of our study is over the Seoul metropolitan area for a convective rainfall that occurred on 16 August 16 2015. The analysis shows that mean diurnal variation of temperature is better simulated by the model runs with UCM before the convective rainfall. However, after rainfall, model shows significant difference in air temperature among sensitivity tests depending on the simulated rainfall amount. The rainfall amount is significantly underestimated in 0.5 km resolution model run compared to 1.5 km resolution, particularly over the urban areas. This is due to earlier occurrence of light rainfall in 0.5 km resolution model. Earlier light rainfall in the afternoon eliminates convective instability significantly, which prevents occurrence of rainfall later in the evening. The use of UCM results in a higher maximum rainfall in the domain, which is due to higher temperature in model runs with urban canopy. Earlier occurrence of rainfall in 0.5 km resolution model is related to rapid growth of PBL. Enhanced mixing and higher temperature result in rapid growth of PBL, which provides more favorable conditions for convection in the 0.5 km resolution run with urban canopy. All sensitivity tests show dry bias, which also contributes to the occurrence of light precipitation throughout the simulation period.

Key words: High resolution, urban canopy, PBL

*Corresponding Author: Young-Hee Lee, Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, Daegu 41566, Korea.
Phone: +82-53-950-7353, Fax: +82-53-950-6359
E-mail: young@knu.ac.kr

1. 서 론

도시의 인구 집중률이 높아짐에 따라 도시 기상의 중요성과 이에 대한 관심이 증대되고 있다. 도시 지표면은 인공구조물과 인공열, 물의 불 침투성, 큰 거칠기 성분 등으로 인해 자연 지표면과는 다른 특성을 갖는다. 그러므로 이러한 도시 지표면이 도시기상에 미치는 영향을 좀 더 현실적으로 모의하기 위하여 여러 도시 캐노피 모형들이 개발되어 왔고 도시 캐노피 모형을 사용하였을 때 도시 열섬 효과가 더 잘 모의되는 연구결과들이 보고되었다(e.g., Kusaka and Kimura, 2004). 도시 효과가 강수량에 미치는 영향에 대해서도 연구들이 이루어져 왔다. Zhong and Yang (2014)는 도시 캐노피가 수평 수렴을 증가시켜 더 강한 상승운동을 유발해서 강수량을 증가시키는데 기여한다고 보고하였고 Wang et al. (2014)은 도시면적의 확대가 연강수량을 약 30% 증가시키고 특히 집중호우를 증가시켰음을 보였다. 한편 우리나라의 경우 도시효과가 도시지역의 강수에 미치는 영향에 대한 연구가 상대적으로 적게 이루어졌다.

강수에 대한 수치모의는 주로 저기압이나 전선에 수반되어 이동해오는 규모가 상대적으로 큰 강수들에 대해서 많이 이루어져 왔지만 고기압 영향권 하에서 국지 불안정으로 발생하는 대류성 강우에 대해서는 상대적으로 적게 이루어졌다. 대류성 강수의 경우 강수의 수평규모가 작지만 국지적으로 단시간에 50~100 mm 의 강수를 유발하기도 한다. 이러한 강수의 예측을 위해서는 국지적인 열적 비균질효과와 고해상도 지형 등이 고려되어야 한다.

컴퓨터의 계산속도가 빨라짐에 따라 고해상도 모델 수행이 가능해지고 이에 맞는 고해상도 지면 자료들이 생산되어 왔다(e.g., Büttner et al., 2002; Reuter et al., 2007). 고해상도 지면 자료의 정확성은 지표면 부근의 기온 및 바람과 같은 기상변수의 모의에 영향을 미친다. 최근에 고해상도 지면자료가 대기모델의 예측능력에 미치는 영향에 대하여 많은 연구들이 이루어져 왔다(Kim et al., 2013; NIMR, 2014). Kim et al. (2013)은 파리 지역에 대하여 Weather Research and Forecasting (WRF) 모델을 이용하여 다양한 대기 경계층 모수화 방안과 고해상도 Corine 지면 피복자료(Büttner et al., 2002)가 기상변수 모의 능력에 미치는 영향을 연구하였다. 그들은 도시 캐노피 모델과 고해상도 Corine 지면 피복자료를 사용하였을 때 풍속과 상대습도, 대기 경계층 높이의 모의능력이 현저히 향상되었다고 보고하였다. 국내에서도 고해상도 지면 피복자료의 필요성에 따라 최근에 3초 수평 해상도(약 90 m)의 지면 피복 자료가 생산되었으며 고해상도 지면 피복자료와 지형고도 자료 그리고 도시 캐노피 모델을 사용하였을 때 폭염 시 도시지역의 기온과 풍속을 잘 모의하는 결과를 보고하였다(NIMR, 2014). 그러나 국지 불안정에 기인한 도시 강수모의에 대한 평가는 별로 이루어지지 않았다.

본 연구의 목적은 도시지역의 국지 불안정에 기인한 강수사례에 대하여 민감도 실험을 수행하여 도시 캐노피와 수평 해상도의 증가(1.5 km에서 0.5 km)가 모델의 모의 성능에 미치는 영향을 분석하는 것이다. 고해상도 모델 수행을 위해 3초 수평해상도의 지면 피복과 지형고도 자료 그리고 0.25° 수평해상도의 초기 기상장을 사용하였다.

2. 자료 및 방법

2.1 사례 선정

선정된 사례는 2015년 8월 16일에 수도권에 발생한 강수사례로 주간에 수도권지역이 태양복사로 가열된 후 저녁에 강수가 발생한 사례이다. Figure 1은 8월 16일 0000 UTC와 0600 UTC의 지상일기도를 제시한 것이다. 한반도 남해상으로 저기압이 통과하고 있고 중부지방은 약한 고기압 영향권에 있으나 수도권지역으로는 뚜렷한 기압계의 영향이 없다. 따라서 종관 패턴은 중부지방의 강수형성에 좋은 조건을 제공하고 있지 않다. 본 사례의 강수발생은 종관장보다는 국지 불안정의 영향이 더 클 것으로 판단되어 분석사례로 선택하였다. 본 사례는 서울 동작구에서 1900 LST에 강수가 시작되어 4시간 동안 105.8 mm의 일최고 강수량을 기록하였으며 이중 94.5 mm가 2시간 동안 발생하였다. 관악과 금천, 안양 등 한강 이남지역에서도 같은 시간에 50 mm 이상의 많은 강수를 기록하였다. 오산에서 관측된 대류 가용 위치 에너지(Convective Available Potential Energy, CAPE) 값은 1500 LST에 1753 m^2 s^{-2} 값을 보이다가 강수 후인 2100 LST에는 154 m^2 s^{-2}로 현저히 감소했다. 이는 본 사례가 국지 불안정이 큰 조건에서 발생한 강수사례임을 나타낸다.

2.2 수치모의 구성

본 연구에서 사용된 모델은 WRF V3.7 중규모 수치 모델(Skamarock et al., 2008)로, 완전 압축성 비정수계 모형이다. 수치계는 3차 Runge-Kutta 명시적 이산화(split-explicit) 시간 적분을 사용하며 이류항에 대해서는 6차 중심 차분법을 사용한다. 여기서 수치 실험을 위한 모델 영역은 36.5°N, 127°E를 중심으로 설정하였다(Fig. 2). 수도권지역에서 0.5 km 수평해상도를 사용하는 수치 실험에서는 3개의 둥지 격자로 모델 영역을 구성하였고(Fig. 2), 수도권지역에서 1.5 km 수평해상도를 사용하는 수치 실험에서는 2개의 둥지

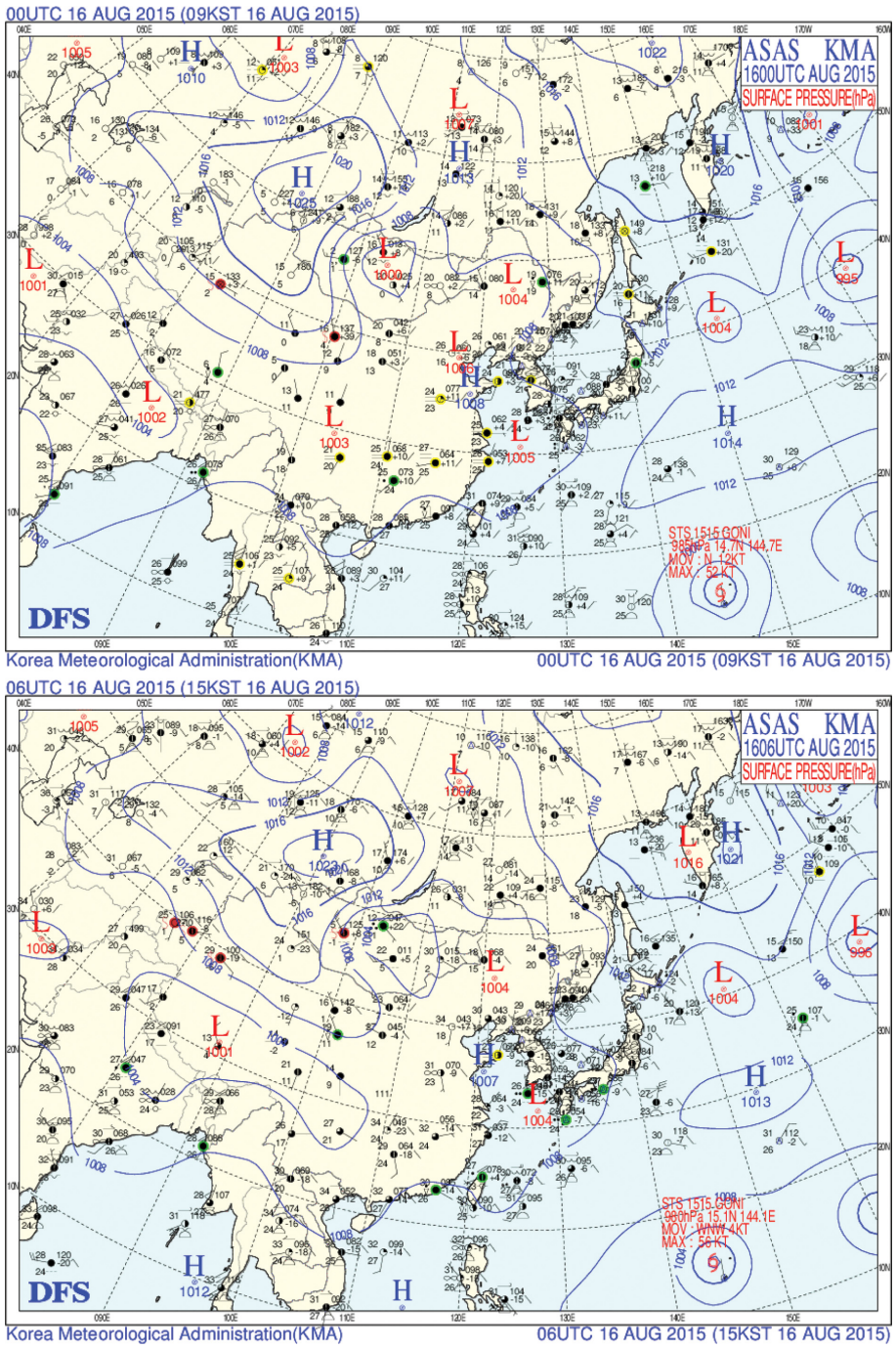

Fig. 1. Surface weather chart at 0000 UTC (upper) and 0600 UTC (lower) on 16 August 2015.

격자로 모델 영역을 구성하였다. 먼저 3개의 둥지 격자 모델 영역을 사용하는 경우 각 영역의 수평 격자 해상도는 영역 1(Domain 1, D1으로 칭함)이 13.5 km (격자수 80 × 80)이고, 영역 2(Domain 2, D2로 칭함)가 4.5 km(67 × 67), 영역 3(Domain 3, D3로 칭함)이 1.5 km (106 × 121), 그리고 영역 4(Domain 4, D4로

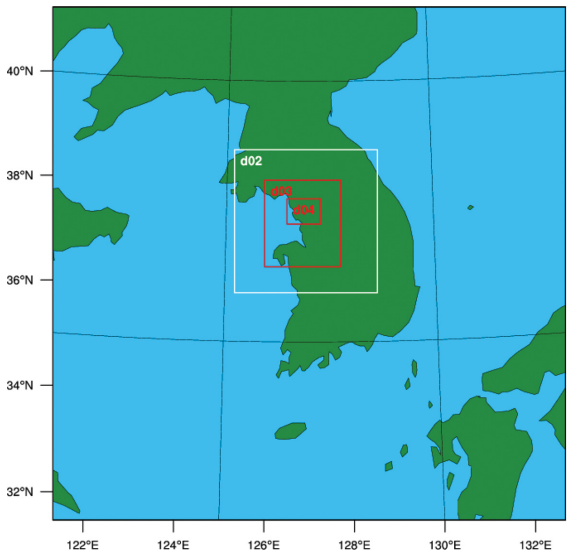

Fig. 2. Model domain for numerical simulations.

Table 1. Overview of the sensitivity experiments performed in this study.

Experiment	Number of domains	Horizontal Resolution in Metropolitan area	UCM
UCM_H	4	0.5 km	Yes
NOUCM_H	4	0.5 km	No
UCM_L	3	1.5 km	Yes
NOUCM_L	3	1.5 km	No

칭함)가 0.5 km (139 × 106)이다. 2개의 둥지 격자 모델 영역을 사용하는 수치 실험의 경우 D1과 D2의 모델 영역은 앞에 설명한 것과 같고 1.5 km 수평해상도를 갖는 D3 (49 × 40)의 영역을 0.5 km 해상도 실험의 D4의 영역에 위치하도록 설계하였다. 적분시간 간격은 D1에서 40초이다. 연직 층은 지형을 따르는 시그마 면상에서 45 층으로 정의하였다. 또한 측면 경계조건은 총 5개의 층으로 명시 지역(specified zone)이 1개 층, 완충 지역(relaxation zone)이 4개의 층으로 이루어져 있다. 둥지화 방법은 쌍방향 상호작용(two-way nesting) 방법을 택하였다. 구름 미세 물리 모수화는 WSM (WRF Single Momentum) 6 class 방안을 사용하였고, 행성경계층은 YSU (Yonsei University Scheme) PBL (Planetary Boundary Layer) 방안(Hong et al., 2006)을 사용하였다. 장파복사과정은 RRTM (Mlawer et al., 1997)을 선택하였으며, 단파복사과정은 Dudhia 방안을 선택했다. 적운 모수화 과정은 Kain-Fritsch 방안(Kain and Fritsch, 1993)을 사용하였고 0.5 km의 격자 크기를 갖는 D4 영역에 대해서는 적용하지 않았다. 지표 모델은 4개의 토양층을 사용하는 Noah LSM (Mitchell, 2005)을 사용하였다. 도시 캐노피 효과를 분석하기 위해 사용된 도시 모수화는 1층 도시 캐노피 모델(single-layer urban canopy model, UCM으로 칭함)이다(Kusaka et al., 2001). 도시 캐노피 모델에서는 도시 협곡 구조와 인공 열이 고려된다.

분석 사례에 대하여 도시 캐노피 모델의 사용 유무와 수평 해상도에 따라 4개의 민감도 실험을 수행하였다. Table 1에 민감도 실험에 대한 설명을 제시하였다. 수치모의는 8월 15일 1200 UTC에 시작하여 8월 16일 1800 UTC까지 30시간 동안 수행하였다.

Table 2. Description of land use categories in Fig. 1.

Category	Description of land use categories
1	Urban and Build up land
2	Dryland cropland and pasture
3	Irrigated cropland and pasture
4	Mixed Dryland/Irrigated cropland and pasture
5	Cropland/Grassland Mosaic
6	Cropland/Woodland Mosaic
7	Grassland
8	Shrubland
9	Mixed Shrubland/Grassland
10	Savana
11	Deciduous Broadleaf forest
12	Deciduous Needleleaf forest
13	Evergreen Broadleaf forest
14	Evergreen Needleleaf forest
15	Mixed forest
16	Water bodies
17	Herbaceous wetland
18	Wooded Wetland
19	Barren or Sparsely vegetated
20	Herbaceous Tundra
21	Wooded Tundra
22	Mixed Tundra
23	Bare ground Tundra
24	Snow or ice
25	Unassigned
26	Unassigned
27	Unassigned
28	Unassigned
29	Unassigned
30	Unassigned
31	Industrial or Commercial
32	High Intensity Residential
33	Low Intensity Residential

2.3 자료

WRF 모델의 초기 자료와 경계자료를 위해서 사용한

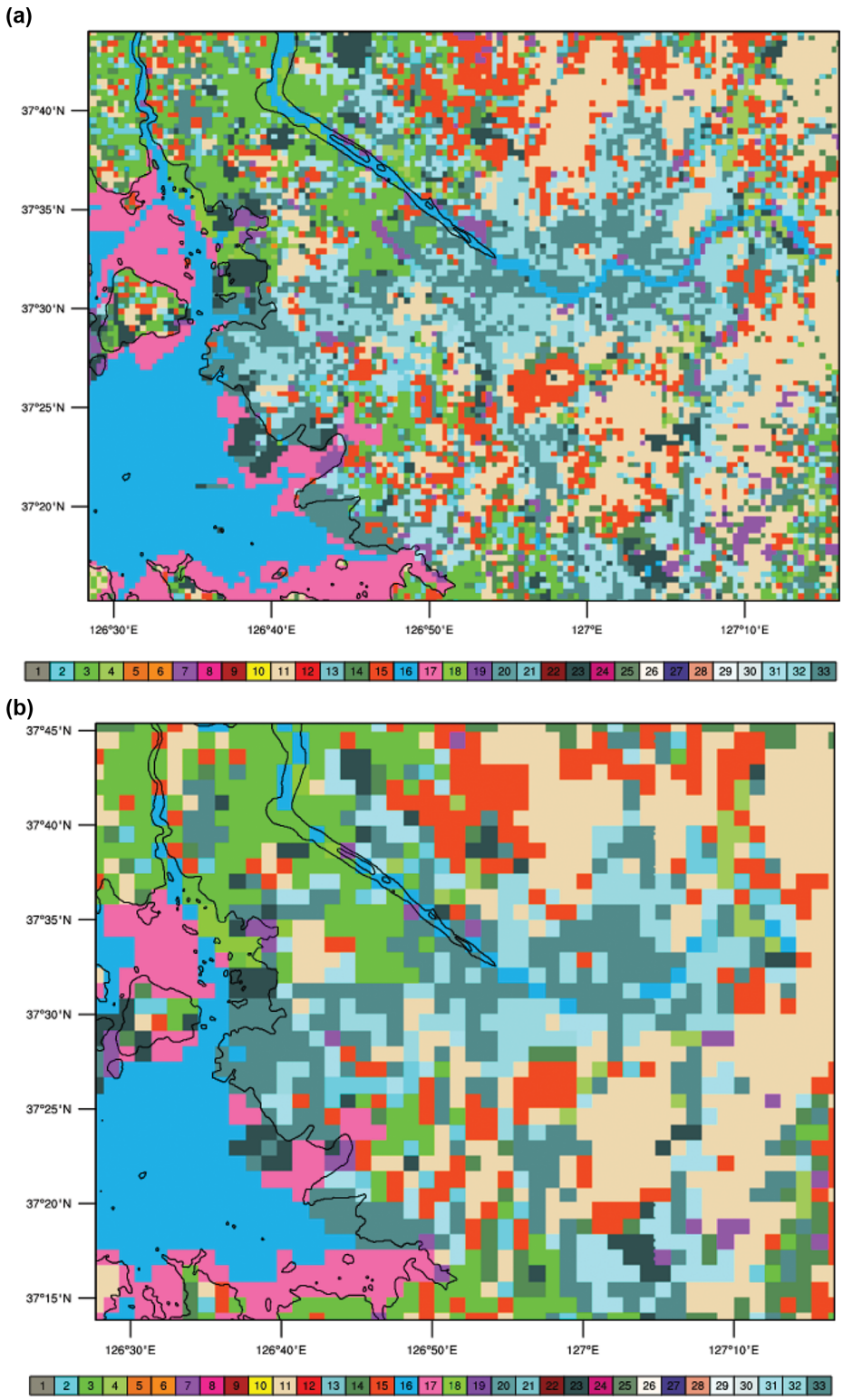

Fig. 3. The horizontal distribution of land use category for (a) 0.5 km resolution and (b) 1.5 km resolution in D4.

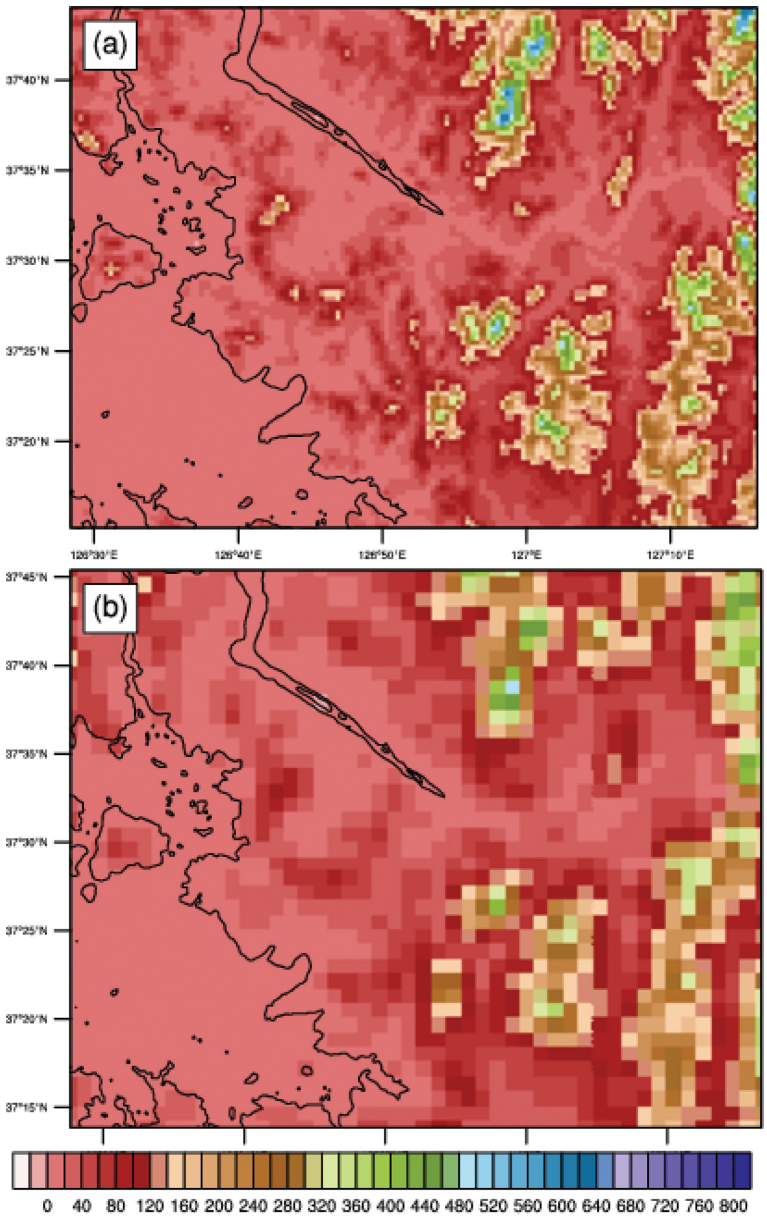

Fig. 4. The horizontal distribution of terrain height (m) for (a) 0.5 km resolution and (b) 1.5 km resolution in D4.

자료는 NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)에서 제공하는 GDAS (Global Data Assimilation System) FNL 자료로 수평해상도는 0.25°이고 6시간 간격자료이다.

본 연구에서 사용된 지면 피복 자료는 30초 수평 해상도의 공주대에서 생산한 자료(Park and Suh, 2015)와 3초 수평 해상도의 국립기상과학원(NIMR)에서 생산한 자료이다(NIMR, 2014). 30초 수평 해상도의 지면피복 자료는 2001년부터 2012년간 MODIS 지면 피복 자료와 2013년 MODIS NDVI를 이용해서 동아시아 지역에 대해서 생산한 IGBP 타입 지면 피복 자료(Park and Suh, 2015)이다. 본 연구에서는 IGPB 타입 지면 자료를 Kang (2011)이 제시한 방법에 따라 USGS (United States Geological Survey) 타입으로 재 분류해서 사용하였다. 이 자료는 기존 USGS 30초 자료가

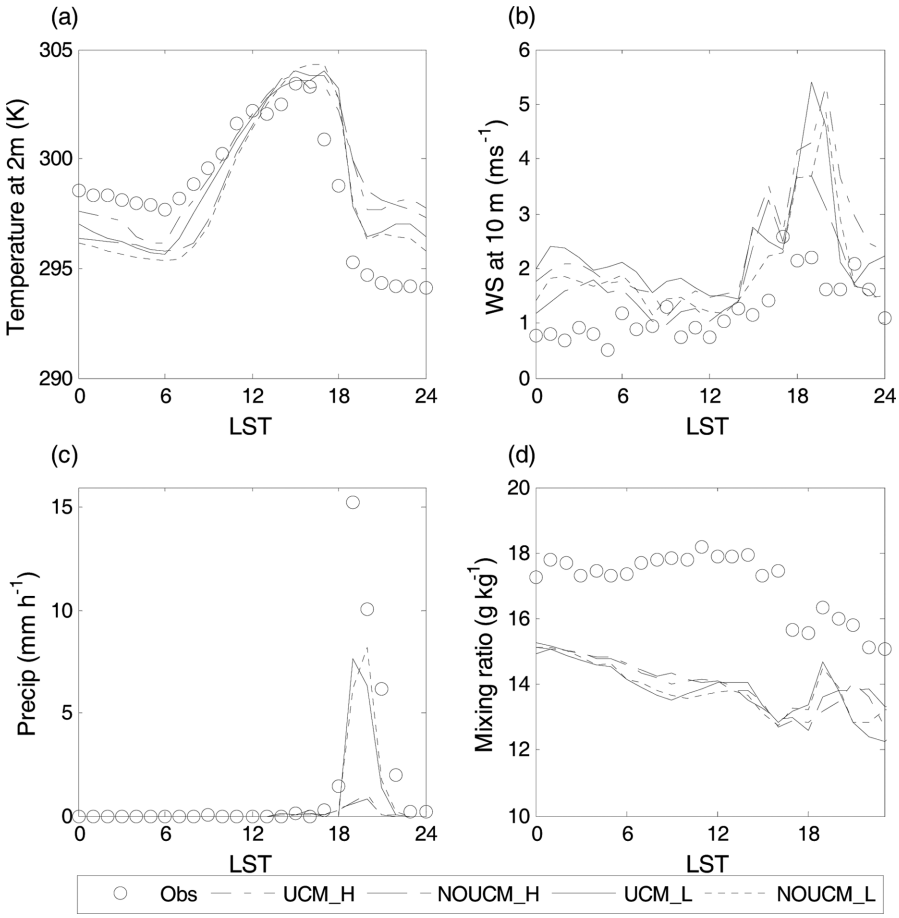

Fig. 5. Area averaged time series of (a) 2-m air temperature (K), (b) 10-m wind speed (m s^{-1}), (c) hourly rain rate (mm h^{-1}), and (d) 2-m mixing ratio (g kg^{-1}) at the AWS stations with urban land use category in D4 on 16 August 2015.

한반도 대부분의 영역을 사바나로 분류하는 문제점을 갖지 않으며 최근의 지면 피복 변화 경향을 반영한다. NIMR 지면 피복자료는 수도권 지역에 대해서만 생산된 USGS 타입 자료이고 도시지역이 상업지역, 고밀도 주거지역, 저밀도 주거지역으로 세분화되어 각각 31, 32, 33번으로 설정되어있다(Table 2). 수도권 지역에 대해서는 3초 수평 해상도의 NIMR 지면 피복자료를 사용하였고 그 밖의 지역에서는 30초 수평 해상도의 공주대 자료를 사용하였다. 본 연구에서 사용된 지형 고도자료는 30초 수평해상도의 USGS 자료와 3초 수평해상도의 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 자료(Reuter et al., 2007)로 격자크기가 1.5 km 이하의 모델 영역에서는 SRTM 자료를 사용하였다.

Figures 3와 4에 두 수평 해상도에서 사용된 지면 피복의 공간 분포와 지형 고도 분포를 각각 비교하여 제시하였다 0.5 km 수평 해상도의 지면 피복도에서는 한강이 뚜렷이 나타나는 반면 1.5 km 수평 해상도에서는 부분적으로 나타나고 지형고도의 수평 경사가 0.5 km 해상도에서 더 크게 나타난다. 모델결과와 비교를 위해 수도권에 위치한 54개 지점의 기상청 자동기상관측장비(Automatic Weather System, AWS)에서 관측된 2015년 8월 16일 0000 LST부터 8월 16일 2400 LST까지 24시간 동안의 2-m 기온과 혼합비, 10-m 풍속, 강수량 자료를 사용하였다.

3. 결 과

3.1 기상변수의 일변화

도시 캐노피 모델은 지면 피복이 도시로 분류된 격자에서만 사용된다. 그러므로 도시 캐노피 모델이 사용되면 도시지역은 도시 캐노피 모델의 직접적인 영

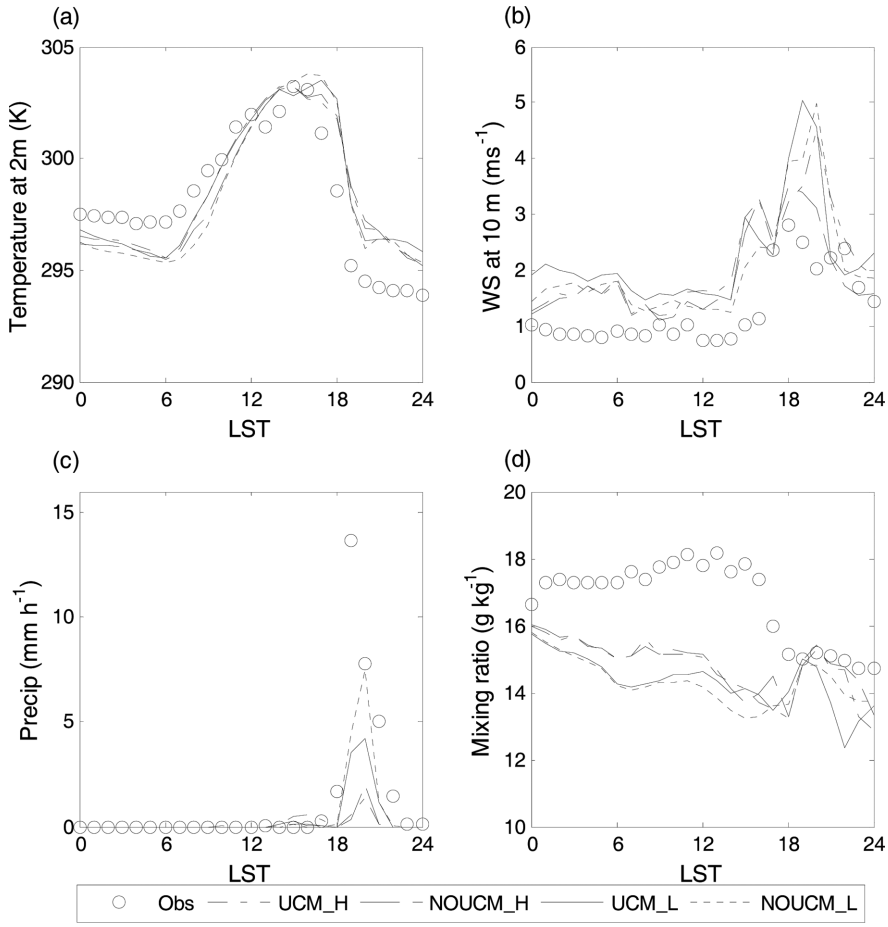

Fig. 6. Area averaged time series of (a) 2-m air temperature (K), (b) 10-m wind speed (m s^{-1}), (c) hourly rain rate (mm h^{-1}), and (d) 2-m mixing ratio (g kg^{-1}) at the AWS stations with non-urban land use category in D4 on 16 August 2015.

향을 받지만 비 도시지역의 경우 인근 도시지역의 변화에 따른 간접적인 영향을 받는다. 도시 캐노피 모델이 기상장 모의에 미치는 영향을 분석하기 위해서 도시지역과 비 도시 지역으로 나누어 분석을 수행하였다. 이를 위해서 54개의 AWS 관측지점을 지면 피복에 따라 지면 피복 번호 31번 이상을 도시지역으로 그리고 나머지를 비 도시지역으로 분류하였다. Figures 5와 6은 도시지역과 비 도시지역에서 관측된 기상장의 평균 일변화와 모델 결과를 비교하여 나타낸 것이다. 54개의 관측지점 중 상대습도 관측값이 있는 관측소는 7개 지점뿐이므로 혼합비는 7 지점 평균값을 제시하였다. 도시지역에서 4 지점, 비 도시지역에서 3 지점의 자료가 사용되었다. Table 3에 강수가 발생하기 전인 1500 LST 이전의 기온과 혼합비, 풍속의 평균값과 일 누적 강수량에 대한 모델 결과를 관측값과 비교하여 제시하였다. 관측기온은 비 도시 지역보다 도시지역에서 최대값이 1 K 정도 더 높게 나타나며 모델에서도 도시지역에서 기온을 더 높게 모의하고 있다. 0600 LST 이전에 모델들은 온도를 과소모의하고 있다. 도시 캐노피 모델을 사용한 경우 0600 LST 이후 기온 상승을 관측과 가깝게 모의한다. 반면 도시 캐노피 모델을 사용하지 않은 경우 도시 지역에서 일출 후 기온상승이 지연된다. 이는 NOAH-LSM에서 도시구조물에 의한 열 저장효과를 고려하기 위해 도시지면에서 큰 지면 열전도도를 사용하여 상대적으로 더 많은 열이 지면으로 가기 때문이다. 반면 도시 캐노피 모델에서는 인공열이 추가적으로 고려됨으로 인해 도시 구조물에 의한 열 저장과 관련된 효과를 상쇄시키고 기온의 빠른 상승을 가능하게 한다. 1.5 km 수평해상도를 사용한 모델은 도시 지역에서 0.5 km 수평해상도를 사용한 모델보다 더 높은 최고기온을 보이며 관측과 비교해 과대 모의한다. 강수발생 후 관

Table 3. Comparison of the simulated and observed variables; 2-m temperature and mixing ratio and 10-m wind speed from 0000 LST to 1500 LST and total precipitation.

		2-m Air temperature (K)	10-m Wind speed ($m\ s^{-1}$)	Total precip. ($mm\ d^{-1}$)	2-m Mixing ratio ($g\ kg^{-1}$)
Urban	OBS	299.48	0.90	35.47	17.68
	UCM_H	298.83	1.68	2.35	14.46
	NOUCM_H	297.92	1.35	2.00	14.49
	UCM_L	298.32	1.88	15.61	14.24
	NOUCM_L	297.59	1.53	16.66	14.23
Non-Urban	OBS	298.90	0.86	30.06	17.51
	UCM_H	298.20	1.49	3.45	15.25
	NOUCM_H	297.84	1.42	2.65	15.26
	UCM_L	298.18	1.74	9.23	14.70
	NOUCM_L	297.64	1.49	13.35	14.54

측에서는 강수에 의한 냉각효과가 현저하지만 모델에서는 강수에 의한 냉각효과가 상대적으로 적게 나타난다. 이는 모델이 강수량을 현저히 과소 모의하는데 일부 기인한다. 비 도시 지역에서 민감도 실험간의 차이는 상대적으로 작지만 여전히 주변 도시지역의 빠른 기온 상승에 영향을 받으므로 도시 캐노피 모델을 사용한 경우 0600 LST 이후 기온 상승이 조금 더 빠르게 나타난다. 강수 발생 후 상대적으로 강수를 더 많이 모의했던 1.5 km 해상도 모델에서 냉각효과가 더 크게 나타나며 기온이 관측값과 더 가깝게 나타났다.

1500 LST 이전의 평균기온을 비교하면 UCM_H가 가장 관측값과 가까운 값을 보이고 있고 NOUCM_L이 가장 낮은 기온을 보이며 수평 해상도보다는 도시 캐노피 효과에 따른 차이가 더 크게 나타났다(Table 3). 이러한 특성은 비 도시 지역에서도 마찬가지로 나타나지만 민감도 실험간의 차이는 상대적으로 더 작게 나타났다. 이는 비 도시지역의 경우 도시 캐노피 모델의 직접적인 영향을 받지 않기 때문이다.

관측된 풍속의 일변화 특성을 보면 강수가 발생하기 전에는 고기압 영향권 하에 풍속이 낮다가 강수발생 전에 풍속이 현저히 증가한다. 모델에서도 시간에 따른 변화 경향은 모의하지만 강수시기와 그 이후에는 풍속을 현저히 과대 모의한다. 이는 기온과 마찬가지로 강수를 제대로 모의하지 못한 것이 한가지 원인으로 판단된다. 강수모의의 영향을 적게 받는 1500 LST 이전의 결과들을 보면 도시지역에서 1.5 km 해상도 모델이 0.5 km 해상도 모델보다 풍속을 더 크게 모의하고 도시 캐노피 모형을 사용한 실험이 사용하지 않은 실험보다 풍속을 더 크게 모의한다(Table 3). 비 도시지역에서도 같은 특징을 보인다. 도시 캐노피 모델이 사용되었을 때 풍속이 더 증가하는 것은 인공열로 인해 대기 경계층의 불안정도가 상대적으로 증가하면서 운동량의 연직 전달이 더 활발한데 기인한 것으로 사료된다. 수평 해상도에 따른 풍속 차이의 원인에 대해서는 향후 좀 더 자세한 분석이 필요할 것으로 보인다.

강수량의 특징을 보면 모든 민감도 실험에서 강수량을 과소모의하고 있다. 도시지역에서 1.5 km 해상도 모델은 관측 강수량의 40%가 넘는 강수를 모의하는 반면 0.5 km 해상도 모델은 강수량을 관측 강수의 10% 이하로 현저히 과소 모의하며 1600 LST에 약한 강수를 모의한다. 0.5 km 해상도 모델에서 WSM3와 WDM6 미세 물리과정에 대한 민감도 실험을 수행하였으나 강수의 과소모의는 여전하였다. 도시 캐노피 모델의 사용 유무에 따른 차이는 뚜렷하지 않다. 반면 비 도시 지역에서는 모든 모델 실험에서 강수를 현저히 과소 모의하고 있고 민감도 실험에 따른 차이가 도시지역에 비해 작게 나타난다. 이는 국지 대류성 강수의 수평해상도에 대한 민감도는 도시지역이 비 도시지역보다 더 큼을 시사한다.

2-m 혼합비를 비교하면 도시지역과 비 도시지역 모두 모델의 대기가 관측에 비해 건조하다. 민감도 실험간의 차이를 보면 0.5 km 해상도에서 1.5 km 해상도보다 혼합비가 더 높게 나타나고 도시 캐노피에 따른 차이는 뚜렷하지 않다(Table 3).

주간에 기온과 혼합비에 대한 관측값과 모델의 결과를 비교했을 때 모델 기온은 관측과 유사하거나 과대 모의되는 반면 혼합비는 모델에서 과소모의 된다. 이는 모델이 현열을 과대모의하고 잠열을 과소모의하고 있음을 시사한다. 이는 강수 형성에 필요한 수증기의 공급은 줄이면서 대기경계층의 성장을 더 빠르게 하여 이른 시간에 약한 강수가 발생하는데 기여할 수 있다.

3.2 바람장의 공간분포

Figure 7은 1500 LST부터 1800 LST까지 관측된 10-

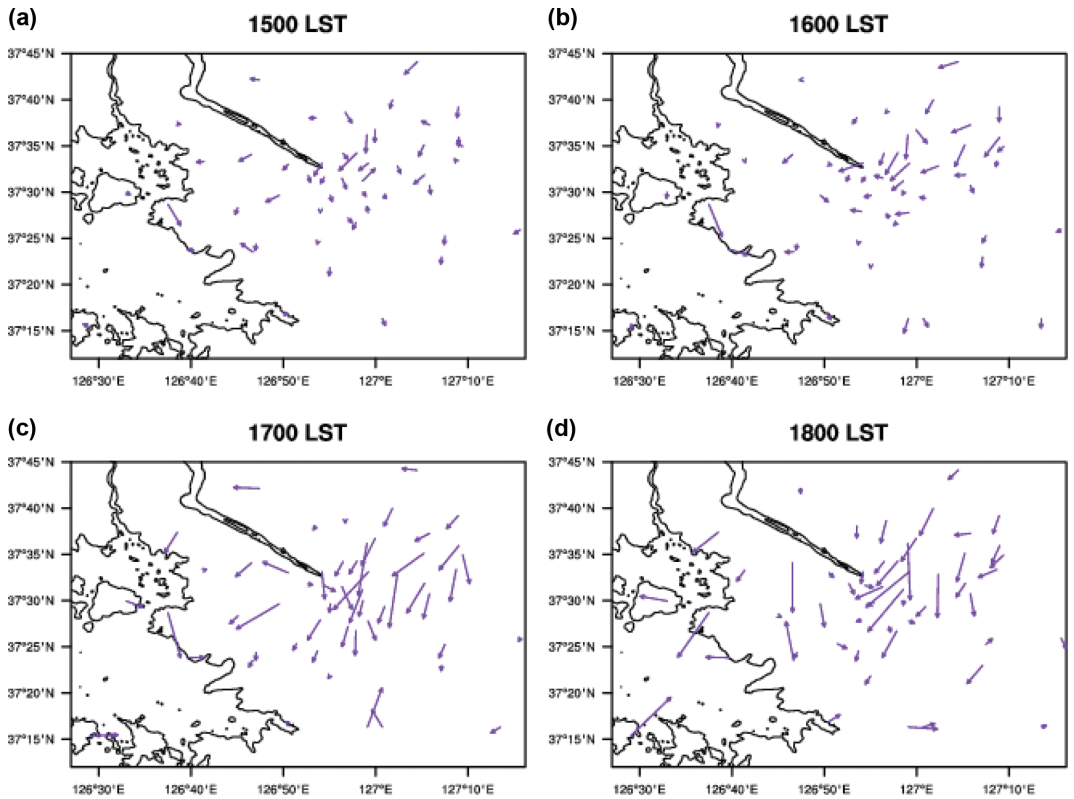

Fig. 7. The observed wind fields at the height of 10 m AGL in D4 for (a) 1500 LST, (b) 1600 LST, (c) 1700 LST, and (d) 1800 LST on 16 August 2015, respectively.

m 바람의 수평분포를 나타낸 것이다. 1500 LST와 1600 LST에는 내륙의 도심지역에서 북동풍이 약하게 나타난다. 이는 경기 북동부에 1200 LST부터 1500 LST까지 강수가 발생하면서 해당지역에 한랭역이 형성되어 북동-남서 방향의 온도 경도가 형성된 것에 기인한다(그림 제시하지 않음). 1700 LST부터 도심지역에서 북동풍이 강하게 나타나고 한강이남에서 수렴하는 특징을 보인다. 이는 1700 LST부터 강수구역이 강원서쪽, 경기 남부지역으로 확대되면서 주변지역은 강수에 의한 한랭효과로 기온감소가 빠른 반면 강수가 발생하지 않은 수도권 지역은 도시 효과까지 고려되어 기온이 높은 상태를 유지하면서 주변지역으로부터 수도권 지역으로 하층 바람이 수렴할 수 있는 조건이 형성된 데 기인한 것으로 사료된다. 관악산 북쪽지역에서 나타나는 강한 하층 수렴은 상승운동과 대류 발달에 좋은 조건을 제공하고 이 지역은 최대 강수 구역과 일치한다. 이는 국지불안정으로 발생하는 강수에서 하층 바람장의 수렴이 중요한 역할을 하고 있음을 시사한다.

Figure 8은 1800 LST에 4개의 민감도 실험에서 모의된 10-m 바람 분포를 비교하여 제시한 것이다. 모든 실험이 모델 영역 서쪽에서 북서풍을 강하게 모의하고 있으며 북서풍과 동쪽의 동풍계열이 만나면서 남북 방향의 수렴대를 형성한다. 모델에서 북서풍을 강하게 모의하는 것은 황해도 지역의 강수로 인해 지면부근에 형성된 한랭역이 고온 지역의 수도권과 북서-남동 방향으로 강한 온도경도를 형성하는데 기인한다. 모델에서는 경기 북동쪽에서 이른 오후에 발달한 강수를 모의하지 못하므로 해당지역의 기온을 과대 모의하고 이는 이후에 하층 바람 모의에 지속적으로 영향을 미친다. Miao et al. (2011)은 국지 기상과 GPS 강수를 자료 동화시킨 WRF 모델이 0.5 km 해상도에서 수평 바람 분포를 잘 모의할 수 있음을 보였다. 향후 모델에 관측된 강수역의 위치와 하층 기온 자료를 동화시킨다면 현재 하층 바람장 모의에서 나타나는 문제점을 개선할 수 있을 것으로 생각된다.

3.3 강수량의 공간분포

Figure 9는 분석 사례의 관측된 일 누적 강수의 분포를 제시한 것이다. 50 mm 이상의 집중호우가 나타

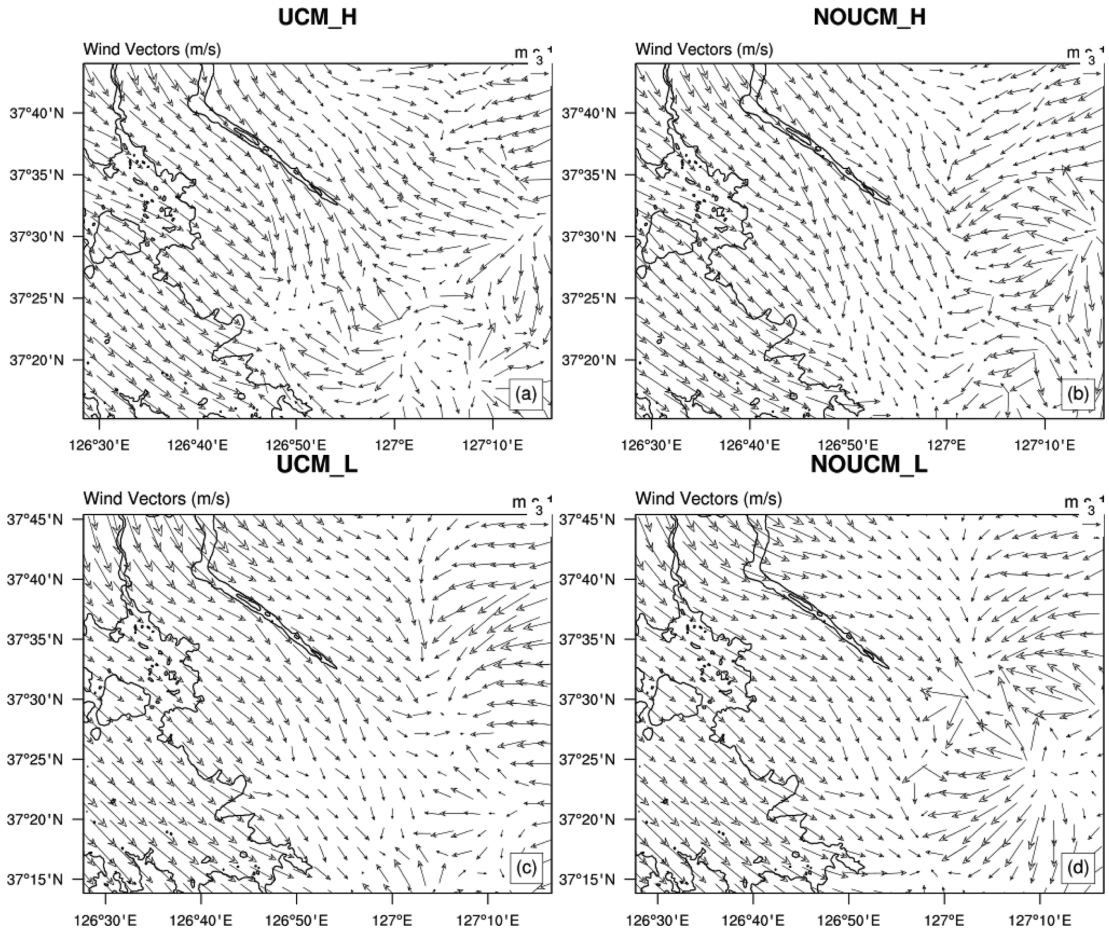

Fig. 8. The simulated wind fields at the height of 10 m AGL in D4 at 1800 LST on 16 August 2015 for (a) UCM_H, (b) NOUCM_H, (c) UCM_L, and (d) NOUCM_L experiment, respectively.

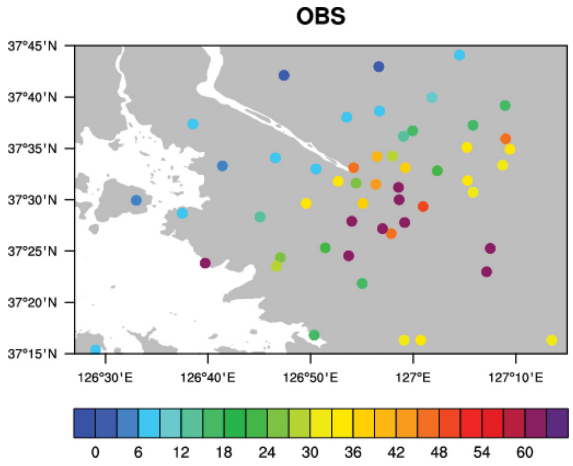

Fig. 9. The AWS observed total rainfall in D4 on 16 August 2015.

난 지역은 한강 남쪽 관악산 부근이며 수도권 남동쪽에 강수량이 상대적으로 많이 나타나고 북서쪽에 적게 나타났다. Figure 10은 모델에서 모의된 누적 강수량의 공간분포를 나타낸 것이고 모델에서 모의된 일누적 강수량의 특성을 Table 4에 제시하였다. 민감도 실험마다 강수영역이 다르게 나타나지만 주 강수역은 모두 모델 영역 동쪽 편에서 나타난다. 이는 하층 바람장의 수렴이 나타나는 위치와도 일관된다(Fig. 8). NOUCM_H의 경우 강수 구역은 관측과 유사하나 최대 강수량이 현저히 작다. 1.5 km 수평 해상도 모델이 0.5 km 수평 해상도 모델보다 누적 강수량을 더 관측과 가깝게 모의하고 있다. 강수가 0 mm 이상 발생한 면적을 비교하면 민감도 실험간 차이가 별로 없는 반면 3 mm 이상의 강수 구역을 비교하면 1.5 km 수평해상도에서 더 넓게 나타난다(Table 4). 이는 0.5 km 해상도 모델에서 약한 강수를 많이 모의함을 뜻

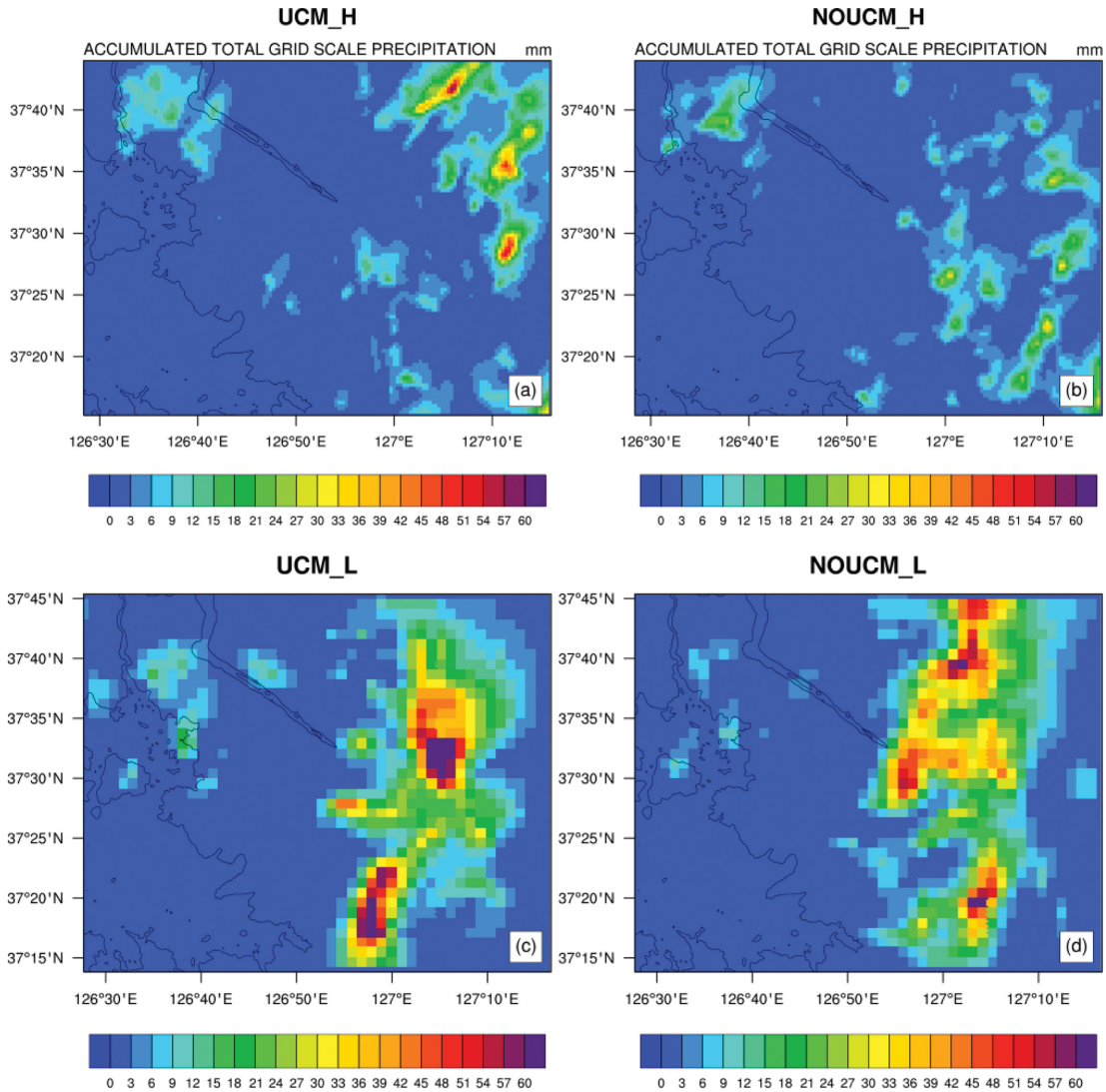

Fig. 10. The simulated total rainfall in D4 on 16 August 2015 for (a) UCM_H, (b) NOUCM_H, (c) UCM_L, and (d) NOUCM_L experiment, respectively.

Table 4. Summary of simulated precipitation. Observed maximum precipitation: 105 mm.

Experiment	Region of precip. > 0 mm (precip. > 3 mm) in D4 (%)	Maximum precip. in D4 (mm)	Ratio of urban area with precip. > 3 mm (%)	Ratio of rural area with precip. > 3 mm (%)
UCM_H	95 (26)	60	21	28
NOUCM_H	94 (22)	34	20	24
UCM_L	94 (36)	94	50	32
NOUCM_L	94 (36)	70	51	30

한다. 이른 시간에 약한 강수가 모의되면 대기의 불안정도를 감소시킴으로써 더 늦은 시간에 강한 강수를 모의하지 못하게 된다. 이는 Lean et al. (2008)이 지적했던 고해상도 모델에서 너무 많은 작은 대류세포가 형성되는 문제점과 일관된다.

3 mm 이상의 강수가 내리는 영역에 대한 두 수평

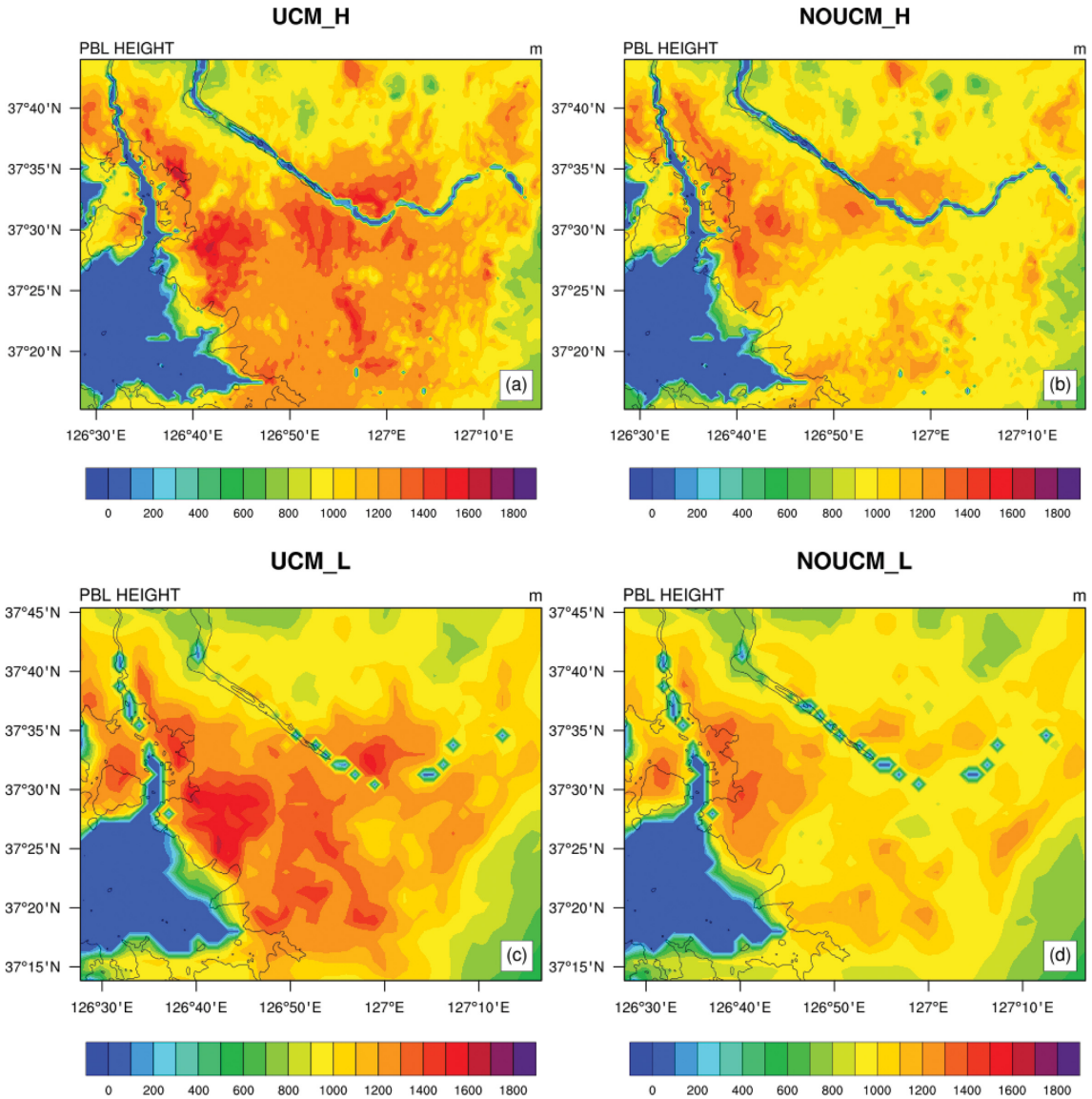

Fig. 11. The simulated PBL height in D4 at 1300 LST on 16 August 2015 for (a) UCM_H, (b) NOUCM_H, (c) UCM_L, and (d) NOUCM_L experiment, respectively.

해상도간의 차이는 도시지역에서 훨씬 크게 나타나는데 0.5 km 해상도 모델이 3 mm 이상의 강수 발생을 현저히 적게 모의하고 있다. 관측에서 많은 강수량을 보였던 관악산 인근 지역에서 UCM_H가 가장 적은 강수량을 보인다. UCM_H가 관악산 인근지역에서 강수를 적게 모의한 한가지 원인은 1600 LST에 나타나는 약한 강수의 발달이다. 약한 강수가 발달하면서 기온이 감소하여 해당지역의 불안정도를 현저히 감소시킨다. UCM_H에서 이른 강수가 발달한 한가지 원인으로 도심지역의 높은 기온으로 인한 대기경계층의 빠른 성장을 들 수 있다. Figure 11은 강수가 모델영역에서 나타나기 전 시간인 1300 LST에 모델에서 모의된 대기 경계층 높이의 수평분포를 나타낸 것이다. 도시 캐노피 모델이 사용되었을 때 대기 경계층 높이가 더 높게 나타나고 1.5 km보다는 0.5 km 수평해상도에서 도심지역에 대기 경계층의 높이가 더 높게 나타나는 특징을 보인다. 성장하는 대기 경계층은 그 위에 위치한 상층 역전층을 제거해 줌으로써 대류발달

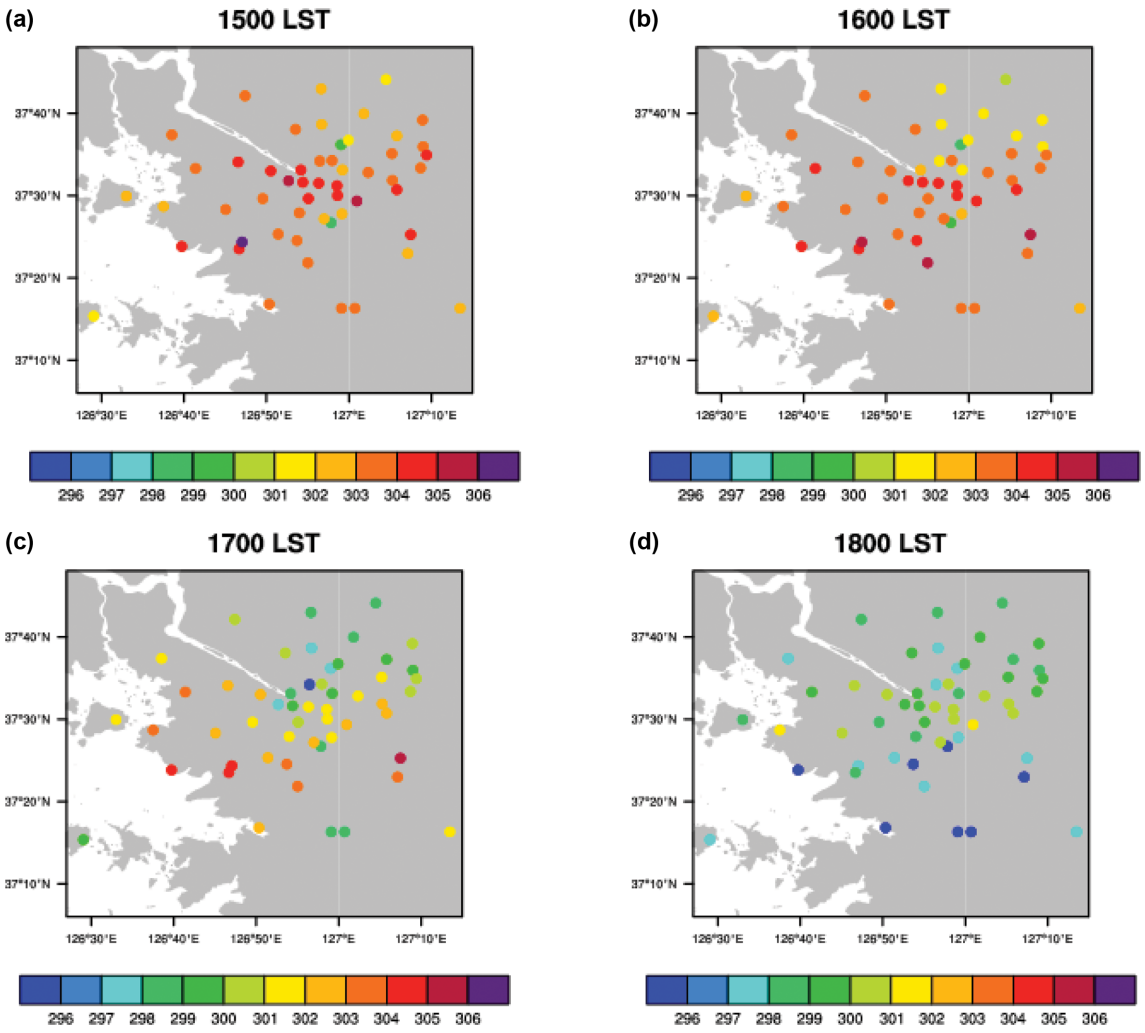

Fig. 12. The AWS observed 2-m air temperature in D4 on 16 August 2015.

에 우호적인 조건을 제공해 준다. 도시 캐노피 모델을 사용하였을 때 대기 경계층이 빠르게 성장하는 것은 이른 아침에 하층기온이 높게 나타나 열적 불안정도가 증가하면서 더 강한 연직 혼합이 일어나는데 기인한다. 그러나 UCM_H에서 대기경계층의 빠른 성장은 관악산 부근에서 구름형성이 일찍 일어나게 하고 결과적으로 구름과 강수에 의한 하층기온의 하강으로 대기 불안정도를 현저히 감소시켜 1900 LST에는 매우 약한 강수만 나타나게 한다. Souma et al. (2013)은 집중호우 사례 분석을 통하여 도시구조물과 인공열이 지면 부근의 기온을 증가시켜 하층 바람 수렴과 강한 상승운동을 통해 도시지역에 강수량을 증가시킨다고 보고하였다. 그러나 본 연구 결과는 도시 캐노피 모델에서 높은 하층 기온이 항상 많은 강수를 초래하지는 않음을 시사한다.

수평해상도에 따라 대기경계층의 고도가 다르게 나타나는 원인으로는 0.5 km 해상도 모델에서 연직 혼합이 강한 것이 한가지 원인일 수 있다. 난류 모델에서 gray zone은 “Terra Inconita”로 불리어지는 수평해상도 영역으로 격자 크기가 에너지를 갖는 난류 규모(energy containing eddy size)와 비교할만한 크기를 갖는 영역이다(Wyngaard, 2004). 본 연구에 사용된 0.5 km는 gray zone에 해당된다. 기존 난류 모델에서 비 국지 수송은 조직화된 에디에 의한 강한 상승과 하강에 의한 수송을 나타내는데 격자 크기가 작아지면 일부 비 국지 수송은 모델에 의해 직접 모의됨에도 불구하고 격자 내 비 국지 수송은 격자 크기에 상관없이 사용되므로 비 국지 연직수송이 과대 모의될 수

있다. 최근 gray zone에서 격자 크기에 의존적인 비국지 수송에 대한 매개화들이 개발되고 있다(e.g., Shin and Hong, 2015). 최근 개발된 gray zone에 대한 난류 모델이 국지 강수에 미치는 영향에 대한 연구가 추후에 자세하게 이루어질 필요가 있을 것으로 생각된다.

모델 영역에서 강수량의 과소모의와 대기경계층의 빠른 성장은 모델의 수증기량의 과소모의와 관련 있을 수 있다. 3.1에서 지적한 대로 수증기량의 과소모의는 잠열의 과소모의와 현열의 과대 모의에 기인할 수 있다. 잠열은 강수형성에 필요한 대기중의 수증기를 공급해주지만 대기경계층의 성장은 느리게 하므로 대기경계층내의 불안정도를 충분히 축적시킨 후 강수를 발생시키는데 기여할 수 있다. 그러므로 고해상도에서 국지 대류성 강수를 현실적으로 모의하기 위해서는 대기경계층내의 혼합과정과 함께 순복사의 현열과 잠열로의 현실적 배분 등에 대한 분석도 필요할 것으로 사료된다.

3.4 2-m 기온의 공간분포

Figure 12는 1500 LST부터 1800 LST까지 관측된 2-m 기온의 수평 분포를 나타낸 것이다. 관측기온의 공간분포는 지면 피복뿐만 아니라 강수나 구름의 형성에도 영향을 받는다. 1500과 1600 LST에 기온은 인공열의 효과로 도심지역에서 상대적으로 높은 분포를 보인다. 한강 북쪽 지역은 1600 LST에 기온이 감소하지만 한강 남쪽 지역에서는 기온이 더 증가하면서 남북 기온차가 증가한다. 1700 LST에는 전체적으로 기온이 감소하나 구름이나 강수가 형성된 곳에서 냉각이 국지적으로 더 많이 일어난다. 여전히 한강 남쪽이 고온역을 형성한다. 이는 최대 강수가 발생하는 지역이 강수 전에 하층 불안정이 매우 큰 지역임을 시사한다. 1800 LST에 강수가 남쪽부터 발생하면서 강수가 발생한 곳에서 현저한 기온감소가 나타난다.

기온의 공간분포에 대한 모델의 모의능력을 평가하기 위하여 54개 지점의 AWS 관측자료와 모델결과의 상관계수를 조사하였다(Table 5). 기온의 수평 분포는 강수 발생 유무에 영향을 많이 받으므로 강수 발생의 영향이 상대적으로 적은 시간대인 0900 LST, 1200 LST, 1500 LST에 대하여 조사하였다. 민감도 실험의 상관계수는 시간에 따라서 매우 다르게 나타난다. 0900 LST에는 도시 캐노피를 사용한 실험들이 높은 상관계수를 보이고 NOUCM_L이 가장 낮은 상관계수를 보인다. 1200 LST에 가장 높은 상관계수를 보이는 것은 UCM_H이다. 이는 도시 캐노피 모델과 고해상도 자료의 사용이 기온의 공간 분포 특성을 더 잘 나타낼 수 있음을 시사한다. 그러나 1500 LST에 UCM_H와 UCM_L의 상관계수가 낮게 나타나는데 이는 도시 캐노피와 수평해상도의 직접적인 영향이라기 보다는 민감도 실험간의 구름의 형성 시기와 강수 발달의 차이에 기인한 것으로 사료된다.

Table 5. Correlation coefficient between model results and observations for 2-m air temperature in D4.

Experiment	0900 LST	1200 LST	1500 LST
UCM_H	0.61	0.63	0.32
NOUCM_H	0.40	0.49	0.35
UCM_L	0.63	0.47	0.28
NOUCM_L	0.28	0.39	0.51

Figure 13은 1600 LST에 민감도 실험에서 모의된 2-m 기온의 수평 분포를 보인 것이다. UCM_H에서는 1600 LST에 관악산 영역에서 약한 강수가 발달하면서 인근지역에 기온의 하강이 매우 크게 나타나 하층 불안정도를 현저히 감소시킨다. NOUCM_L에서 1600 LST의 기온이 가장 높게 나타나는데 이는 대기경계층이 느리게 성장하면서 늦은 오후에 구름이 형성되어 이로 인한 기온감소가 더 적게 나타나기 때문이다.

4. 요약 및 결론

국지 불안정에 기인하여 발생한 수도권 강수 사례에 대하여 민감도 실험을 통해 도시 캐노피와 수평해상도가 모델의 강수모의 능력에 미치는 영향을 조사하였다. 모델결과를 관측값과 비교하기 위해 수도권 지역에 위치한 54개 AWS 지점의 2-m 기온, 10-m 풍속, 강수량 그리고 7개 AWS 지점의 2-m 혼합비를 사용하였다.

도시 캐노피 모델을 사용한 실험에서 일출 후 기온의 상승을 관측값과 더 가깝게 모의하였고 강수 발생 전인 1500 LST 이전의 관측소의 평균 기온에 대해서 UCM_H가 가장 적은 편차(bias)를 보였다. 10-m 평균 풍속은 모든 실험에서 과대 모의하였고 도시 캐노피 모델을 사용한 실험에서 과대 모의가 더 크게 나타났다. 이는 도시 캐노피 모델을 사용한 실험에서 인공열의 공급으로 하층 대기가 더 불안정하여 상층에서 10-m 고도로 운동량의 하향 전달이 더 큰 데 기인한다. 민감도 실험들은 대체로 강수의 발생시간은 모의하지만 강수량은 과소모의 하였고 0.5 km 해상도를 사용한 모델 실험에서 강수량의 과소모의가 현저했다. 2-m 혼합비는 모든 민감도 실험에서 과소모의 되었다. 모델에서 오후에 약한 강수의 발생으로 인한 대기 불안정도의 감소와 혼합비의 과소모의가 강수량의 과소모의에 기여한 것으로 보인다.

민감도 실험에서 모의된 일 누적 강수량의 수평 분포를 관측값과 비교하면 1.5 km 수평해상도를 갖는 실험에서 일 누적 강수량이 더 컸고 도시 캐노피 모

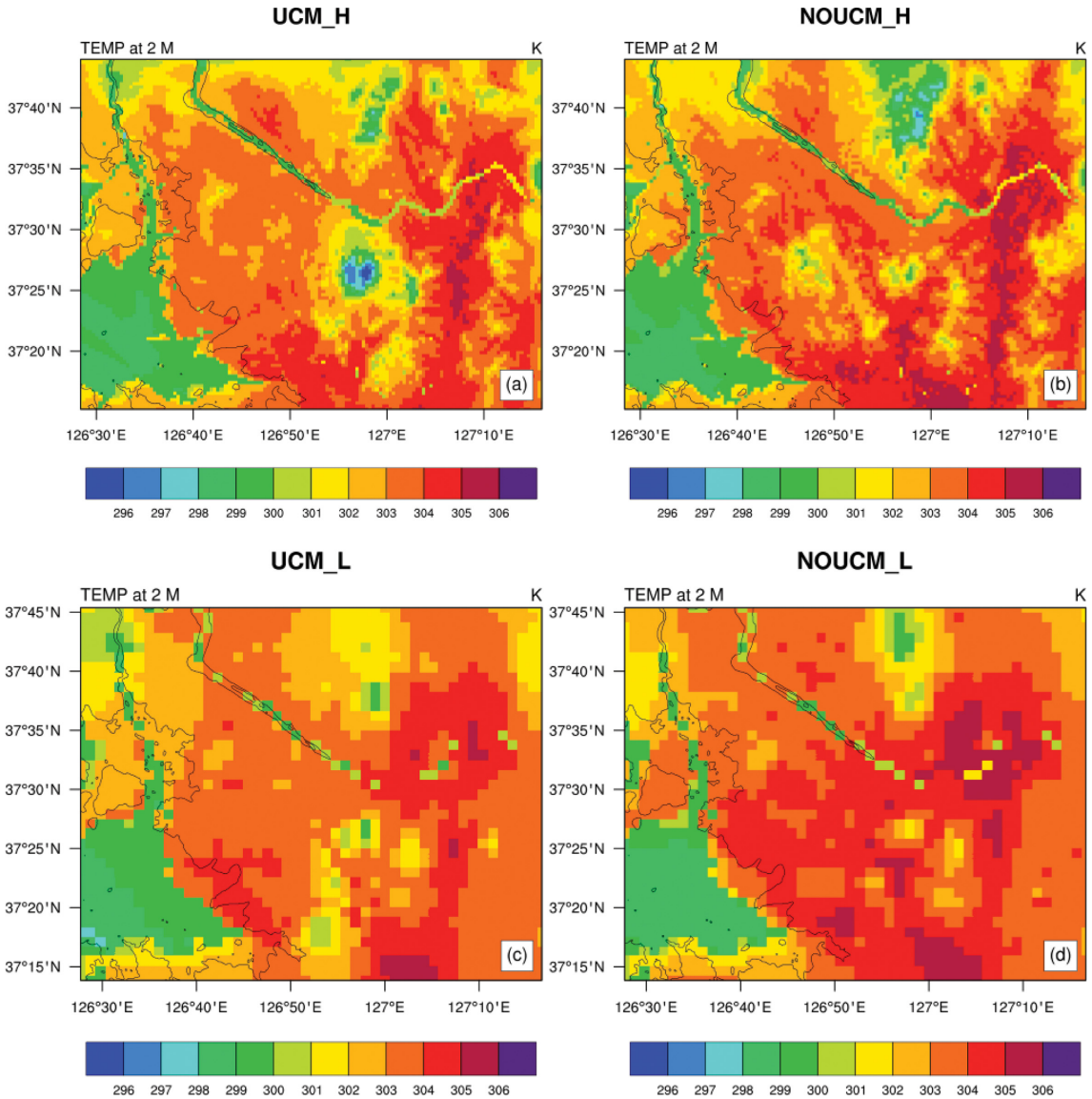

Fig. 13. The simulated 2-m air temperature in D4 at 1600 LST on 16 August 2015 for (a) UCM_H, (b) NOUCM_H, (c) UCM_L, and (d) NOUCM_L experiment, respectively.

델을 사용한 실험에서 모델 영역 내 최대 강수량이 더 크게 나타났다. 모델 영역 내 0 mm 이상 강수가 발생한 면적은 유사하지만 3 mm 이상의 강수가 발생한 영역은 1.5 km 수평해상도를 갖는 실험에서 더 크게 나타났다. 이는 0.5 km의 수평해상도에서 약한 강수가 많이 발생함을 시사한다. 민감도 실험간 강수량의 차이는 대기 경계층의 성장과 관련이 있다. 빠른 대기 경계층의 성장은 늦은 오후에 구름을 형성하면서 하층의 불안정도를 감소시켜 초저녁 강수량을 적게 모의하는데 기여할 수 있다. 대기경계층은 UCM_H에서 가장 빠르게 성장하고 NOCUM_L에서 가장 느리게 성장하였다. 이는 도시캐노피 모델과 0.5 km 수평해상도에서 대기 경계층 내에 연직 혼합이 더 큰 데 기인한다. 0.5 km의 수평해상도는 난류 모델에서 gray zone에 해당하는 영역으로 0.5 km 수평 해상도에서 대기경계층의 성장을 현실적으로 모의하기 위해서는 이들 영역에 대한 난류 혼합 매개화 과정에 대한 검토가 추후에 필요할 것으로 생각된다. 과소 모

의된 혼합비는 모델이 현열을 더 많이 모의하고 잠열을 더 적게 모의하고 있음을 암시하며 이는 강수형성에 필요한 수증기의 공급은 줄이면서 대기경계층을 빠르게 성장시켜 약한 강수를 발생시키는데 기여할 수 있다. 그러므로 수도권지역에서 국지 불안정에 기인한 강수를 현실적으로 모의하기 위해서는 gray zone에서의 난류 매개화 과정과 현열과 잠열의 배분에 영향을 미치는 인자들에 대한 검토가 필요할 것으로 생각된다.

본 연구는 수도권 지역에 X-band 기반의 고해상도 레이더 자료가 설치될 경우 이를 활용하여 수치예보 모델의 모의 성능을 개선하기 위한 연구의 일부분으로 수행되었다. 이를 위하여 고해상도 지면피복 자료와 지형 자료를 업데이트하였고 시·공간 해상도의 증가에 따른 수치예보 모델의 모의 성능을 민감도 실험을 통해 조사하였다. 향후에 레이더로부터 관측된 강수 지역의 정보와 지면의 AWS 자료를 동화하면 국지적으로 발달하는 대류성 강수의 예측을 향상시킬 수 있을 것으로 기대된다.

감사의 글

본 연구는 국토교통부 물관리연구사업의 연구비지원(15AWMP-B079625-02)에 의해 수행되었습니다.

REFERENCES

Büttner, G., G. Feranec, and G. Jaffrain, 2002: Corine Land Cover update 2000. Technical guidelines, EEA Technical report No 89, 56 pp. [Available online at http://edz.bib.uni-mannheim.de/daten/edz-bn/eua/02/techrep89.pdf].

Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.

Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The representation of cumulus convection in numerical models.* Eds., K. A. Emanuel and D. J. Raymond. Am. Meteorol. Soc., 246 pp.

Kang, 2011: Retrieval of land surface boundary conditions using satellite data and their impacts on the short-range weather forecast of Unified Model. Ph. D thesis. Kongju National University, 183 pp.

Kim, Y., K. Sartelet, J.-C. Raut, and P. Chazatte, 2013: Evaluation of the Weather Research and Forecast/Urban model over Greater Paris. *Bound.-Layer Meteorol.*, **149**, 105-132.

Kusaka, H., H. Kondo, Y. Kikegawa, and F. Kimura, 2001: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. *Bound-layer Meteorol.*, **101**, 329-358.

_____, and F. Kimura, 2004: Thermal effects of urban canyon structure on the nocturnal heat island: Numerical experiment using a mesoscale model coupled with an urban canopy model. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 1899-1910.

Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes, and C. Halliwell, 2008: Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3408-3424.

Miao, S., F. Chen, Q. Li, and S. Fan, 2011: Impacts of urban processes and urbanization on summer precipitation: A case study of heavy rainfall in Beijing on 1 August 2006. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, **50**, 806-825.

Mitchell, K., 2005: The community Noah Land-Surface Model (LSM). [Available online at ftp://ftp.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/ldas/noahlsm/ver_2.7.1].

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated k-model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663-166682.

NIMR, 2014: Construction of input data for WRF-UCM using GIS and its operating method. NIMR-TN-2014-016, 47 pp.

Park, J.-Y., and M.-S. Suh, 2015: Improvement of MODIS land cover classification over the Asia-Oceania region. *Korean J. Remote Sens.*, **31**, 51-64.

Reuter, H. I., A. Nelson, and A. Jarvis, 2007: An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, **21**, 983-1008.

Shin, H. H., and S.-Y. Hong, 2015: Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at Gray-zone resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 250-271.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced Reserach WRF version 3. NCAR Technical note, NCAAR/TN-475+STR, 113 pp.

Souma, K., K. Tanaka, T. Suetsugi, K. Sunada, K. Tsuboki, T. Shinoda, Y. Q. Wang, A. Sakakibara, K. Hasegawa, and Q. Moteki, 2013: A comparison between the effects of artificial land cover and anthropogenic heat on a localized heavy rain event in 2008 in Zoshi-

gaya, Tokyo, Japan. *J. Geophy. Res. Atmos*., **118**, doi:10.1002/jgrd.50850.

Wang, X. M., J. B. Liao, J. Zhang, C. Shen, W. H. Chen, B. C. Xia, and T. J. Wang, 2014: A numerical study of regional climate change induced by urban expansion in the Pearl River Delta, China. *J. Appl. Meteorol. Clim*., **53**, 346-362.

Wyngaard, J. C., 2004: Toward numerical modeling in the "terra incognita". *J. Atmos. Sci*., **61**, 1816-1826.

Zhong, S., and X. Q. Yang, 2015: Ensemble simulations of the urban effect on a summer rainfall event in the Great Beijing Metropolitan Area. *Atmos. Res*., **153**, 318-334.