

전구 모델의 물리과정에 따른 태풍 모의 민감도

김기병* · 이은희 · 설경희
(재) 한국형수치예보모델개발사업단

(접수일: 2016년 9월 23일, 수정일: 2017년 2월 27일, 게재확정일: 2017년 3월 4일)

Sensitivity of Typhoon Simulation to Physics Parameterizations in the Global Model

Ki-Byung Kim*, Eun-Hee Lee, and Kyung-Hee Seol

Korea Institute of Atmospheric Prediction Systems, Seoul, Korea

(Manuscript received 23 September 2016; revised 27 February 2017; accepted 4 March 2017)

Abstract The sensitivity of the typhoon track and intensity simulation to physics schemes of the global model are examined for the typhoon Bolaven and Tembin cases by using the Global/Regional Integrated Model System-Global Model Program (GRIMs-GMP) with the physics package version 2.0 of the Korea Institute of Atmospheric Prediction Systems. Microphysics, Cloudiness, and Planetary boundary Layer (PBL) parameterizations are changed and the impact of each scheme change to typhoon simulation is compared with the control simulation and observation. It is found that change of microphysics scheme from WRF Single-Moment 5-class (WSM5) to 1-class (WSM1) affects to the typhoon simulation significantly, showing the intensified typhoon activity and increased precipitation amount, while the effect of the prognostic cloudiness and PBL enhanced mixing scheme is not noticeable. It appears that WSM1 simulates relatively unstable and drier atmospheric structure than WSM5, which is induced by the latent heat change and the associated radiative effect due to not considering ice cloud. And WSM1 results the enhanced typhoon intensity and heavy rainfall simulation. It suggests that the microphysics is important to improve the capability for typhoon simulation of a global model and to increase the predictability of medium range forecast.

Key words: Typhoon, Bolaven, Tembin, physics package, microphysics

1. 서 론

태풍은 매년 한반도에 사회·경제적으로 큰 손실을 입히는 중요한 자연재해로 지난 10년간(2005~2014년) 태풍에 의한 피해액은 약 1조 7천억원에 달하는 것으로 추정되고 있다(Ministry of Public Safety and Security, 2014). 이러한 태풍의 피해를 저감하기 위해서는 무엇보다도 태풍의 경로와 강도에 대한 정확한

예측이 중요하다. 태풍의 경로 예측은 지난 30년 동안 꾸준히 향상되어 왔는데, 이는 관측기술이 발달함에 따라 증가된 관측자료를 활용한 자료동화 기법과 모델의 대규모 흐름을 표현하는 물리모수화 방안이 상당히 개선되었기 때문이다(DeMaria and Kaplan, 1997; Elsberry, 2014). 반면 경로 예측의 발달과는 대조적으로 강도 예측에 있어서는 여전히 한계가 있는 것으로 나타났는데, 이는 모델의 충분치 않은 격자 간격, 내부 코어 관측의 통합이 없는 태풍 초기화, 그리고 비효율적인 자료동화 기법으로 여전히 부족하기 때문이다(Zhang and Tao, 2013).

이러한 태풍 예측에 모델의 물리과정이 미치는 영향에 대한 다양한 선행 연구가 있다. 먼저 태풍의 발

*Corresponding Author: Ki-Byung Kim, Korea Institute of Atmospheric Prediction Systems, 4F, Hankuk Computer Bldg., 35 Boramae-ro 5-gil, Dongjak-gu, Seoul 07071, Korea.
Phone: +82-10-4230-8055, Fax: +82-2-6919-2121
E-mail: kb.kim@kiaps.org

생과 발달에 주요한 역할을 하는 표면으로부터의 열/수분 및 운동량의 연직혼합을 표현하는 경계층 과정이 태풍 모의에 민감한 것으로 알려져 있다(Braun and Tao, 2000). Smith and Thomsen (2010)은 중규모 모델을 이용하여 경계층 모수화 방안이 태풍의 와도 성장과 강화의 비율을 포함한 내부 코어에서의 하층 바람의 구조에 상당한 민감도가 있음을 보였다. 미세물리 과정 또한 태풍의 강도에 많은 영향을 주는 것으로 알려져 있는데(Tao et al., 2011), 특히 얼음수상이 배제된 미세물리 방안을 사용할 경우 태풍이 일찍, 그리고 빠르게 발달하고 강한 강도의 태풍이 모의되는 것을 여러 선행연구에서 보였다(Willoughby et al., 1984; Wang, 2002; Yang and Ching, 2005). 이는 대기 수상에서의 용해효과가 없어서 태풍 주변에 상대적으로 따뜻하고 습한 대기를 야기하고 태풍 중심에서 큰 잠열을 방출하여 태풍 발달에 영향을 준 것이다(Li and Pu, 2008). Islam et al. (2015)은 Weather Research and Forecasting (WRF) 모델을 이용한 다양한 물리 옵션에 따른 태풍 예측 민감도 실험에서 경계층과 미세물리 과정에 따라 태풍의 경로와 강도가 영향을 받으며 적운 모수화 방안은 태풍의 경로에는 큰 영향을 주지 않지만 강도의 예측성을 향상시킬 수 있음을 보였다.

(재)한국형수치예보모델개발사업단에서는 2011년부터 새로운 전지구 수치예보모델 개발을 위한 9년간의 프로젝트를 수행하고 있다. 사업단에서 자체 개발된 물리패키지는 한반도에 영향을 미치는 대표적인 위험 기상 사례(집중호우, 폭설, 태풍, 이동성 저기압 등)에 적용하여 해당 버전 물리패키지의 예측성능을 검증하는 과정을 거치는데, 버전 1.0에서 2.0으로 업데이트 되면서 태풍 사례의 경로와 강도의 모의 결과에 큰 영향을 미친 것을 확인하였다. 본 연구에서는 물리패키지 버전 2.0을 구성하는 개선된 물리 과정 중에서 태풍 모의에 영향을 줄 수 있는 물리 과정인 미세물리 과정, 구름예단 과정, 그리고 경계층 물리 과정에 대한 민감도 실험을 수행하고, 이를 통해 각 물리과정이 태풍 모의에 미치는 영향을 분석하고자 하였다. Global/Regional Integrated Model System-Global Model Program (GRIMs-GMP; Hong et al., 2013)을 사용하여 2012년에 발생한 제 15호 태풍 블라벤과 제 14호 태풍 덴빈 사례를 수치모의하고 모의된 태풍의 경로와 강도, 강수, 그리고 중관상태 등을 비교 분석하였다.

2. 방 법

2.1 사례

본 연구에서는 2012년에 발생하여 한반도에 영향을 주었던 태풍 사례 중 제 15호 태풍 블라벤과 제

14호 태풍 덴빈을 사례로 선정하였다. 블라벤은 2000년 이후 한반도 서해상으로 북상한 가장 강한 태풍으로 태풍 통과 시 최대 순간풍속이 역대 5위를 기록한 태풍으로, 우리나라에는 상륙하지 않았지만 직접적인 영향을 준 태풍이다. 덴빈은 블라벤보다 먼저 발생 하였으나 후지와라 효과로 블라벤과 상호작용하면서 대만부근에서 α 형태로 회전한 이후 북상하는 특이진로를 보이며 블라벤이 지나간 후 한반도에 상륙한 태풍이다. 이에 따라 기상청 및 해외 타 현업기관은 태풍의 경로 예측에 어려움을 겪었으며, 특히 발생 초기에는 중국 남동부 해안으로 상륙하는 것으로 예측하기도 하였다(National Typhoon Center, 2012). 국가태풍센터에서 정의한 블라벤의 활동기간은 8월 20일 06 UTC부터 8월 28일 21 UTC까지이고, 덴빈은 8월 19일 00 UTC부터 8월 30일 15 UTC까지이다.

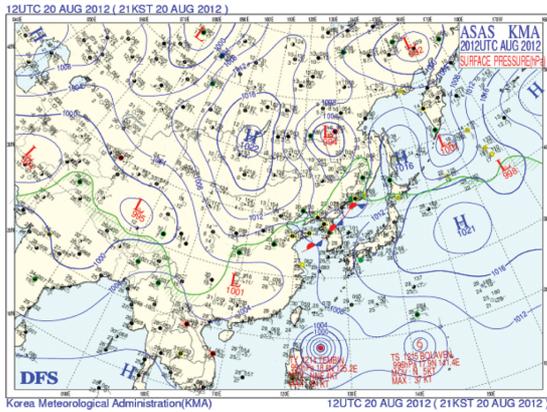
두 태풍이 발생하여 활동하는 동안의 기상청에서 제공하는 지상일기도를 Fig. 1에 보였다. 블라벤은 괌의 북서쪽에서 발달하기 시작하고 덴빈은 필리핀 북동쪽에서 발달하기 시작한 것을 2012년 8월 20일 12 UTC 일기도(Fig. 1a)를 통해 확인할 수 있다. 이후 블라벤은 점차 북서쪽으로 이동하다가 26일 00 UTC에 중심기압 920 hPa에 최대 풍속이 53.0 m s^{-1} 로 가장 강한 강도를 보인 후(Fig. 1b) 28일 12 UTC까지 서해상으로 이동하여 한반도에 영향을 준 후 소멸한다(Fig. 1c). 덴빈은 북서쪽으로 이동하다가 대만을 지나 26일 00 UTC에 남중국해에 위치해(Fig. 1b) 점차 동쪽으로 회전하다가 28일 12 UTC에 대만의 북동쪽으로 이동하고(Fig. 1c) 30일 12 UTC에 한반도 동남쪽에 상륙한 후 소멸한다(Fig. 1d).

2.2 모델 및 실험 설계

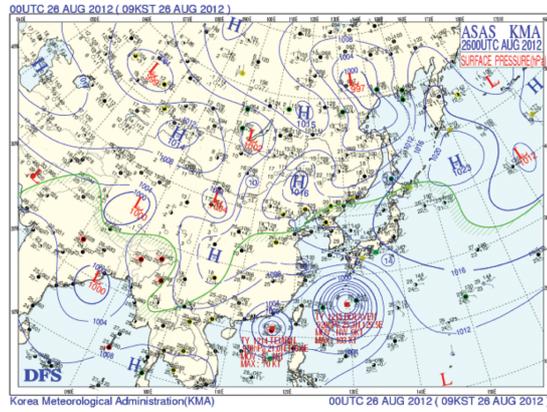
본 연구에서 사용한 수치모델 GRIMs는 전구규모에서 지역규모까지의 단기 및 중기예측, 계절예측, 그리고 기후모의 등에 사용하기 위해 개발된 대기모델로, 전구모델의 역학코어는 분광형 격자계를 사용한다. 본 태풍민감도 실험에서는 모델의 수평해상도를 T512(약 25 km)로, 연직해상도는 64개층으로 하였으며 모델 상한은 0.3 hPa로 설계하였다. 초기자료는 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Global Forecast Analysis (GFS) 분석자료를 사용하였고 Global Data Assimilation System (GDAS) 해수면 온도와 해빙 자료를 사용하였다. 실험 적분기간은 태풍 활동 중반인 8월 24일 00 UTC에서 31일 00 UTC까지 총 7일로 매 6시간 간격의 모의결과를 산출하여 분석하였다.

실험에 사용된 물리과정으로는 기준실험(CNTL)의 경우 (재)한국형수치예보모델개발사업단에서 개발한

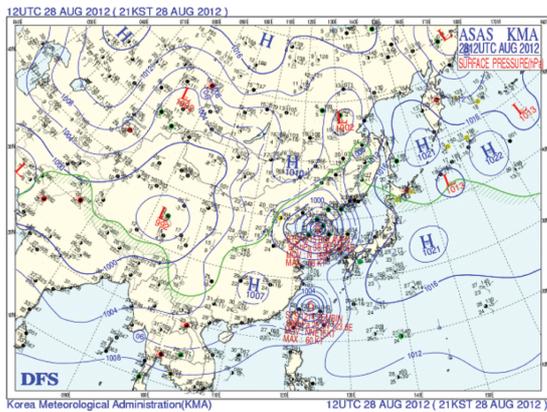
(a) 12 UTC 20 AUG 2012



(b) 00 UTC 26 AUG 2012



(c) 12 UTC 28 AUG 2012



(d) 12 UTC 30 AUG 2012

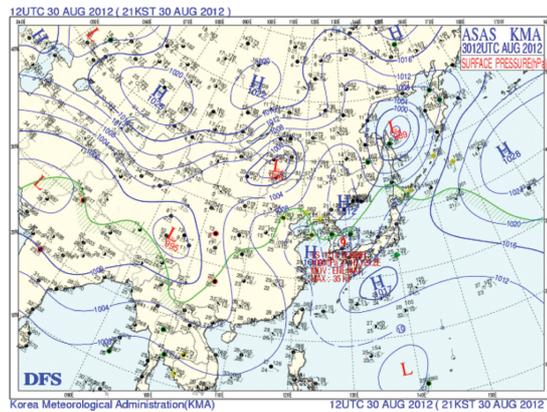


Fig. 1. Korea Meteorological Administration (KMA) surface weather chart at (a) 12 UTC 20, (b) 00 UTC 26, (c) 12 UTC 28, and (d) 12 UTC 30 August 2012.

Table 1. Physics packages, V1.0 versus V2.0 for the global prediction system developed by KIAPS.

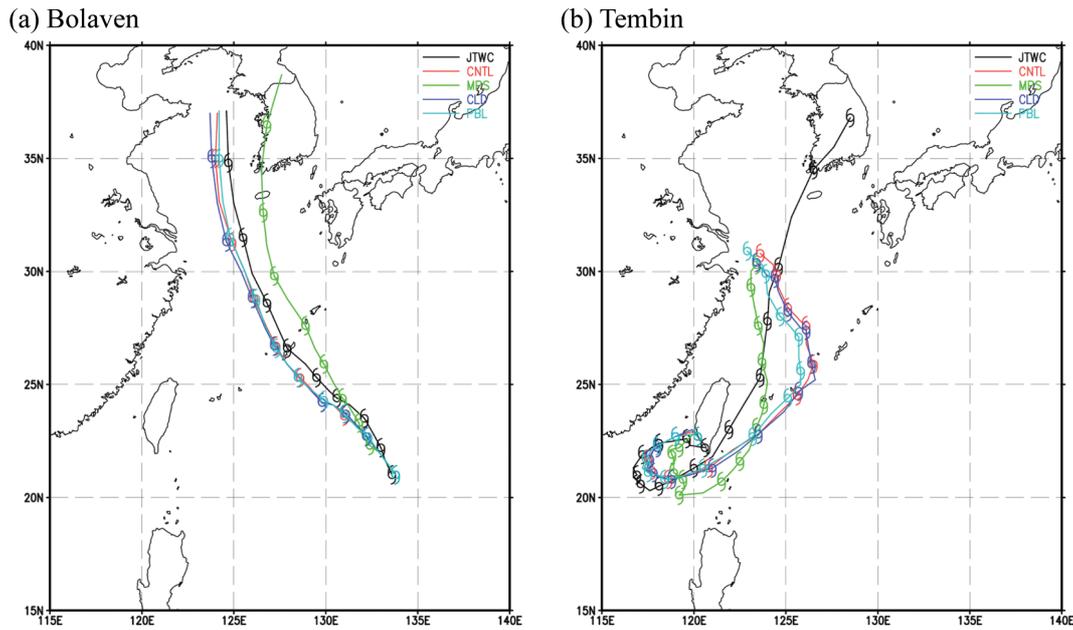
Physics	V1.0	V2.0
Radiation	GFSC (Chou et al., 1999; Chou and Suarez, 1999)	RRTMG (Iacono et al., 2008)
Land surface	Noah V2.5 (Ek et al., 2003)	Noah V3.0 (Ek et al., 2003)
Planetary boundary layer	YSU (Hong et al., 2006)	YSU with enhanced top-down mixing (Hong et al., 2006; Lee et al., 2015)
Convection	SAS (Han and Pan, 2011; Lim et al., 2014)	-
Microphysics	WSM1 (Hong et al., 1998)	WSM5 (Hong et al., 2004)
Gravity wave drag	Convection (Chun and Baik, 1998) Orographic (Kim and Arakawa, 1995)	- Orographic (Hong et al., 2008; Choi and Hong, 2016)
Cloudiness	Diagnostic (Slingo, 1987; Xu and Randall, 1996)	Prognostic (Park et al., 2016)

최신 물리 방안인 물리버전 2.0을 사용하였고, 민감도 실험에서는 기준실험으로부터 각 미세물리 방안, 구름량 방안, 그리고 경계층 방안을 1.0 버전에서의 방안

으로 사용하였다. 미세물리 방안은 대기 중 수상을 5 가지로 표현하는 WRF Single-Moment 5-class (WSM5, Hong et al., 2004) 방안 대신 한 가지 수상만을 고려

Table 2. Summary of sensitivity experiments. A dash denotes the same option as that in the CNTL experiment with physics V2.0.

	Experiment	Microphysics	Cloudiness	PBL
1	CNTL	WSM5	Prognostic	YSU + enhanced top-down mixing
2	MPS	WSM1	-	-
3	CLD	-	Diagnostic	-
4	PBL	-	-	YSU

**Fig. 2.** Typhoon tracks simulated by sensitivity experiments and comparison with observation for (a) Bolaven for 102 h and (b) Tembin for 156 h simulation period from 00 UTC 24 August 2012 (Symbols are presented by 12 h intervals).

하는 WRF Single-Moment 1-class (WSM1, Hong et al., 1998)를 사용하여 수행한 MPS 실험, 구름량 방안을 예단 방안이 아닌 진단 방안을 사용한 CLD 실험, 그리고 경계층 상층에서 복사 냉각에 따른 추가적인 혼합(Top-down mixing)을 고려하지 않은 PBL 실험으로 구성하였다(Table 2). WSM1을 사용한 MPS 실험의 경우 복사과정은 GSFC (Goddard Space Flight Center), (Chou et al., 1999; Chou and Suarez, 1999)를 선택하도록 되어있어 원칙적으로는 기준실험과 차이가 불가하나, 복사전달과정 처리 자체의 차이는 크지 않으므로 본 민감도 실험에의 영향은 크지 않을 것으로 여겨진다.

태풍의 경로와 강도를 검증하기 위한 관측자료로 Joint Typhoon Warning Center (JTWC)의 Best track 자료를 사용하였고, 기압계의 분포를 살펴보고자 NCEP Final operational global analysis data (FNL), 그리고 강수 모의성능 검증을 위하여 Tropical Rainfall

Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) 자료를 사용하였다.

3. 물리과정에 따른 태풍의 경로와 강도

Figure 2는 물리과정을 달리하여 모의된 각 실험의 태풍 경로를 관측과 비교한 것이다. 관측에서 볼라벤은 실험시작 시간인 8월 24일 00 UTC부터 태풍 소멸 시간인 8월 28일 06 UTC까지 계속 북북서 방향으로 이동하였으며 시간이 지남에 따라 경로는 북편하였다(Fig. 2a). 전반적으로 CNTL을 비롯한 각 실험에서 관측과 유사한 경로를 모의하였으나, MPS 실험은 경로가 관측보다 시계방향으로 기울어지면서 관측 대비 경로 오차가 증가하다가 태풍이 한반도를 통과하는 것으로 모의하며 통과 시작시점인 8월 27일 18 UTC 이후에는 경로가 북동쪽으로 바뀌었다. 덴빈의 경우 관측에서 대만의 남서쪽에 위치하여 실험 초기

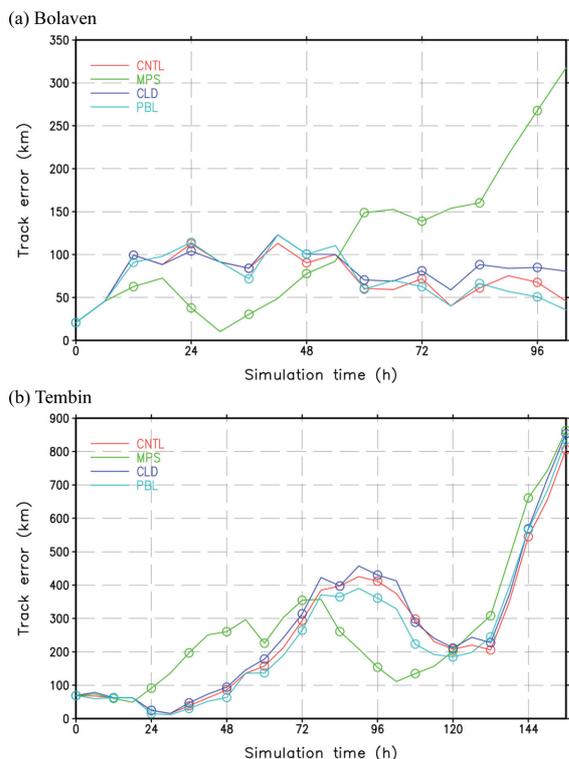


Fig. 3. Track error (km) of (a) Bolaven and (b) Tembin simulated by experiments.

에 남서진하면서 약 90시간 동안 반시계방향으로 한 바퀴 회전한 후 북북동 방향으로 북상하여 8월 30일 00 UTC 경 한반도에 도달하였으며 12시간 이후 소멸하였다(Fig. 2b). 모든 실험이 예측초반의 대만 남서쪽 해상에서의 반시계방향 회전은 잘 모의하였으나 회전 반경의 차이가 있었으며 회전 후 북상하는 경로에 대해서는 관측에 비해 곡선형 진행을 모의하면서 경로 오차가 다소 발생하였고, 이로 인해 진행이 늦어져 한반도에 상륙하지 않는 것으로 모의되었다. 특히 MPS 실험에서는 예측초반에 관측보다 작은 반경으로 빠르게 회전하는 경로를 모의한 후 대만 남쪽해상에서부터 다소 느리게 북상하는 경로를 모의하면서 다른 실험들과 차이를 보였다.

실험에서 나타난 태풍 경로의 차이를 정량적으로 비교하기 위해 경로 오차를 Fig. 3에 보였다. CNTL 실험에서 나타난 볼라벤의 경로 오차는 예측 중반부까지 증가하여 42 h에서 113.2 km로 가장 큰 오차가 나타나고 이후 조금씩 감소하였으며 102 h 기간에 대한 평균 오차는 73.7 km이다(Fig. 3a). CLD 실험과 PBL 실험은 CNTL 실험의 결과와 유사하게 나타났으며 평균 오차는 각각 81.9 km, 72.7 km이다. MPS

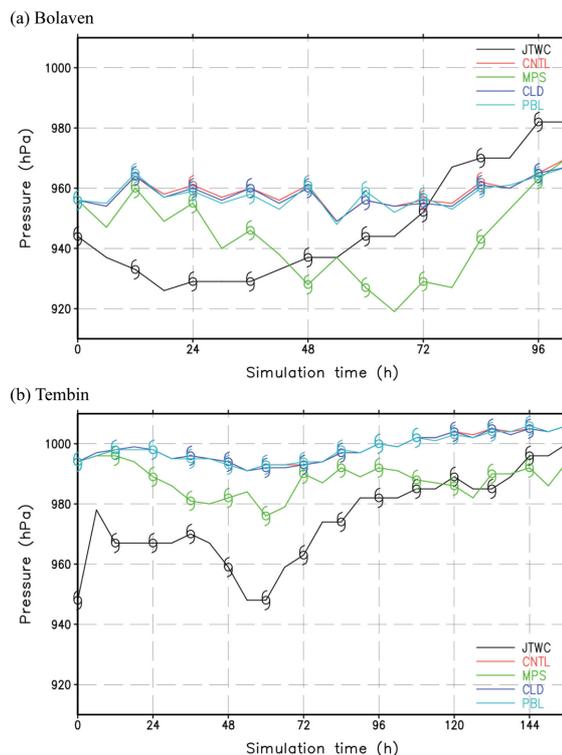


Fig. 4. Observed and simulated central pressure (hPa) of (a) Bolaven and (b) Tembin by experiments.

실험은 예측 중반인 54 h까지 다른 실험들에 비해 낮은 오차를 보이다가 이후로 점점 증가하여 태풍 소멸에서의 오차는 317.5 km이며 평균 경로 오차가 114.2 km로 다른 세 실험에 비해 큰 값을 보였다. 덴빈의 모의에서는 CNTL 실험의 경로 오차는 90 h까지 증가하다가 감소한 후 다시 증가하는 형태를 보이고 있으며 총 기간 156 h 동안의 평균 오차는 251.7 km로 나타났다(Fig. 3b). 볼라벤에서와 마찬가지로 CLD 실험과 PBL 실험은 CNTL 실험과 유사하며 각각 268.5 km, 240.4 km의 평균 경로 오차를 보였다. MPS 실험의 경우 전반적인 경로 오차의 증가는 동일하나 예측초반인 78 h까지 오차가 다른 실험에 비해 컸으며 이후 오차가 감소하여 120 h까지는 타 실험보다 적게 나타났다. 전체 시간에 대한 평균오차는 269.1 km로 다른 세 실험과 유사한 값을 보였다.

각 실험에서 모의된 시간에 따른 태풍 강도의 변화를 살펴보기 위해 태풍 중심 해면기압을 관측과 비교하였다(Fig. 4). 볼라벤의 경우 18 h까지 기압이 점점 낮아져 926 hPa로 최대 강도를 보인 후 점차 약화된 것으로 관측된 반면, 경로 모의에서 비슷한 결과를 보였던 CNTL, CLD, 그리고 PBL 실험의 경우 실험기

Table 3. Mean difference (MD) of mean sea level pressure (MSLP), 850 hPa wind speed (WS), and 6 h accumulated precipitation (PRCP) simulated by the experiments from CNTL averaged over the typhoon activity region (100~150°E, 15~60°N) at each simulation time with 24 hour interval. Root mean square difference (RMSD) averaged for the whole simulation period is also represented.

		MD							RMSD
		24 h	48 h	72 h	96 h	120 h	144 h	168 h	Mean
MSLP (hPa)	MPS-CNTL	0.55	-0.05	-0.06	-0.48	-0.14	0.16	0.20	2.19
	CLD-CNTL	-0.03	-0.03	-0.07	-0.10	-0.03	-0.07	-0.16	0.35
	PBL-CNTL	-0.01	0.04	0.04	0.05	0.09	0.12	-0.26	0.32
WS (m s ⁻¹)	MPS-CNTL	0.13	0.17	0.01	-0.02	0.59	1.02	1.05	3.09
	CLD-CNTL	0.01	0.04	0.07	0.10	0.05	0.19	0.15	0.53
	PBL-CNTL	0.00	-0.04	-0.03	-0.02	0.04	0.03	0.09	0.55
PRCP (mm 6 h ⁻¹)	MPS-CNTL	-0.37	0.12	0.05	0.12	-0.11	-0.01	0.17	8.99
	CLD-CNTL	-0.01	0.04	0.02	0.06	0.02	0.09	0.04	2.75
	PBL-CNTL	-0.02	-0.03	0.04	-0.02	-0.05	0.01	-0.02	2.63

간 전반적으로 일정한 강도를 모의하며 평균 강도는 각각 958.6 hPa, 957.9 hPa, 그리고 957.8 hPa로 강도에서도 서로 유사한 것을 확인할 수 있다(Fig. 4a). 반면 MPS 실험의 경우 태풍 중심기압은 66 h까지 감소하다가 919 hPa의 최저값을 보인 후 증가하였으며 평균 강도는 943.7 hPa로 다른 세 실험에 비해 강하게 모의되었다. 모의기간 중 나타난 최대강도는 관측과 유사했으나 약 40시간 늦게 모의하였다. 덴빈의 경우 기압이 감소하여 60 h에 948 hPa로 최대 강도를 보인 후 소멸까지 지속적으로 강도가 감소하는 형태로 관측되었다(Fig. 4b). 블라벤에서와 마찬가지로 MPS 실험을 제외한 나머지 실험들의 경우 거의 동일한 강도를 보이고 있으며 평균 강도는 CNTL 실험은 998.4, CLD 실험은 998.3, 그리고 PBL 실험은 998.3 hPa로 나타났다. MPS 실험의 경우 다른 실험에 비해 상대적으로 강도의 변화가 크게 나타나며 평균 강도도 987.9 hPa로 약 10 hPa 정도 강한 태풍을 모의하였다.

CNTL 실험과 다른 실험간의 기상요소간 차이를 통해 물리과정의 변화가 준 영향을 살펴보고자 해면기압, 850 hPa 풍속, 그리고 6시간 누적 강수의 태풍 활동 영역(100~150°E, 15~60°N) 평균 편차를 24시간 간격으로 살펴보았다(Table 3). 해면기압을 살펴보면 CLD와 PBL 실험은 CNTL 실험과 상대적으로 적은 차이를 보이면서 최대값이 168 h에서 -0.16 hPa과 -0.26 hPa로 나타난 반면, MPS 실험은 두 실험에 비해 CNTL 실험과의 차이가 크게 모의되었으며 그 차이는 24 h에서 0.55 hPa로 최대 편차를 보였다. MPS 실험에서의 분석기간 평균 해면기압의 RMSD는 2.19 hPa로 타 실험(0.35, 0.32 hPa)에 비해 약 6배 정도 크게 모의되었다. 850 hPa 풍속에서도 MPS 실험이 다른 두 실험 및 기준실험에 대한 차이가 큰 것이 확인되었으며 최

대 편차는 168 h에 1.05 m s⁻¹를 보였다. MPS 실험에서는 전반적으로 CNTL 실험보다 풍속이 강하게 모의되었으며 두 실험에 비해서는 약 5배 큰 평균 RMSD를 보였다. 해면기압과 풍속 이외에 강수모의에서도 차이가 있었는데, MPS 실험에서 예측 초반인 24 h에 -0.37 mm 6 hr⁻¹로 기준실험에 비해 적은 강수가 모의되었고 모의시간 동안의 평균 강수 편차는 나머지 두 실험보다 큰 것으로 나타났다.

이상을 요약하자면, 물리과정에 따른 태풍의 경로와 강도 모의를 비교해본 결과 CNTL, CLD, 그리고 PBL 실험은 유사한 결과가 나왔으며 태풍 활동 영역에 대해 평균한 기상 요소간 비교에서도 적은 차이를 보였다. 이를 통해 구름예단 방안과 경계층 방안이 해당 태풍 사례 모의에 주는 영향은 매우 적은 것을 확인할 수 있다. 이는 이전의 물리과정 민감도 연구와는 다소 다른 결과이지만 본 연구에서는 사례 태풍의 경로와 강도 예측 분석에 초점을 두었기 때문에 구름예단 방안과 경계층 방안이 태풍 모의에 어떤 다른 영향을 주는지에 대한 추가분석은 수행치 않았다. 반면 미세물리 방안을 달리한 MPS 실험의 경우 경로에서 차이를 보이고 두 태풍 모두 다른 실험보다 강한 강도로 모의하고, 해면기압과 풍속, 그리고 강수 등의 모의에서도 기준실험과 차이가 가장 큰 것으로 나타났다. CNTL 실험과 MPS 실험간의 차이는 각각 WSM5와 WSM1 미세물리방안을 사용한 것으로, WSM5는 대기의 수분 변수를 5 종류, 즉 수증기(water vapor, Qv), 비(cloud rain, Qr), 눈(cloud snow, Qs), 얼음(cloud ice, Qi), 그리고 구름물(cloud water, Qc)을 고려하는 반면, WSM1은 과포화된 수증기를 즉각적으로 제거하는 방법으로 대기 중 수증기만을 고려하는 방안이다. 따라서 이러한 미세물리과정 계산 방법의

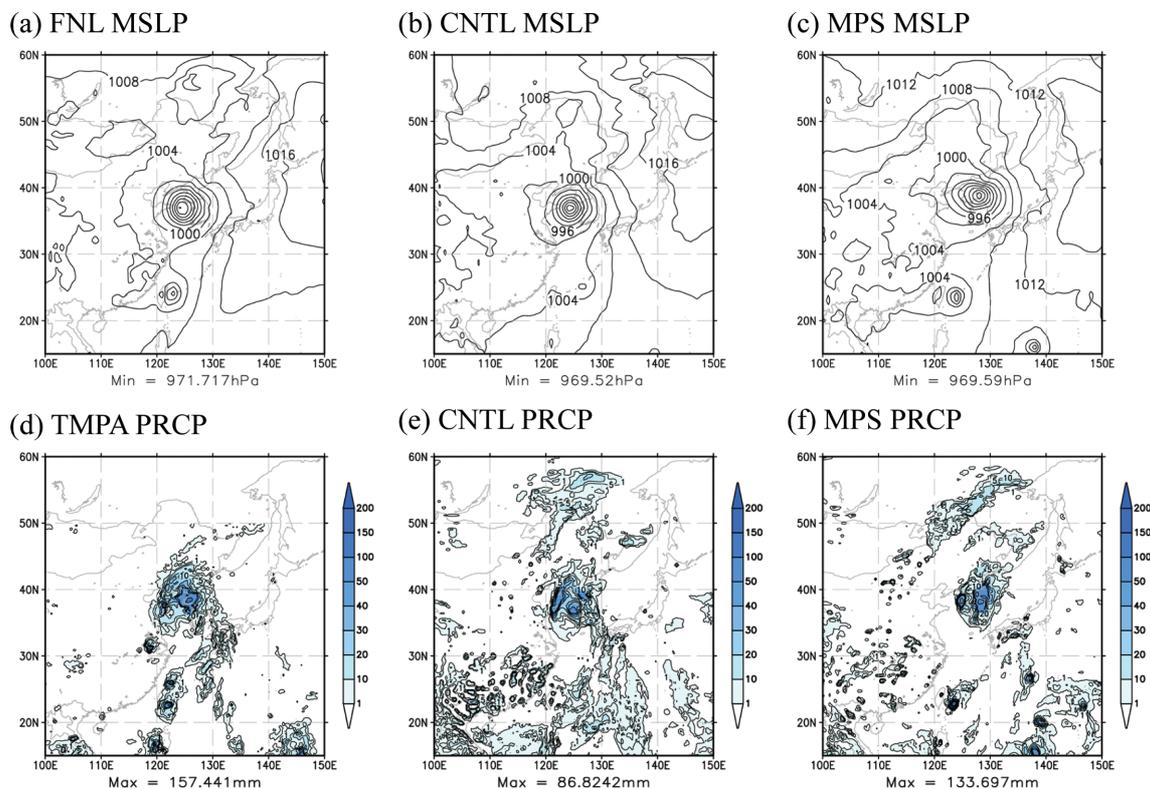


Fig. 5. (a, b, c) Mean sea level pressure (hPa), (d, e, f) 6 hour accumulated precipitation ($\text{mm } 6 \text{ hr}^{-1}$) of (a) FNL, (d) TMPA observation, (b, e) CNTL and (c, f) MPS experiments at 06 UTC 28 August 2012.

차이가 태풍의 경로와 강도에 어떠한 영향을 미치는 지에 대하여 대기의 온·습도 및 역학구조에 대한 분석을 수행하였다.

4. 미세물리 방안 차이로 인한 태풍 모의 결과 변화의 원인

Figure 5는 CNTL과 MPS 실험에서 모의된 해면기압과 6시간 누적 강수의 공간분포를 각각 FNL, TMPA와 비교한 결과이다. 분석 시간은 블라벤이 한반도에 가장 근접했을 때인 8월 28일 06 UTC이다. 해당시간에 블라벤은 한반도 서쪽 해상 부근에 도달하였으며 6시간 후인 8월 28일 12 UTC에는 백령도 부근에 도달한 것으로 관측되었다(Fig. 1c). FNL의 해면기압 공간 분포에서 블라벤과 덴빈의 위치를 확인할 수 있으며, 해당시간에 한반도 서해상에 위치한 블라벤의 중심기압은 971.7 hPa, 대만의 동쪽 해상에 자리한 덴빈의 중심기압은 990.7 hPa로 나타났다. 미세물리를 달리한 두 실험의 해면기압의 공간 분포를 비교해 본 결과 서해상에 위치한 블라벤을 CNTL 실험에서 비

교적 잘 모의하고 있으나 MPS 실험에서는 한반도 동쪽에 위치하고 있는 것으로 모의하였다(Figs. 5b, c). 이는 앞선 경로 오차 분석에서 블라벤 이동경로 전반에 대해 CNTL 실험의 정확성이 높았던 것과 일치한다. 블라벤의 중심기압의 경우 CNTL 실험은 969.5 hPa, MPS 실험은 969.6 hPa로 비슷한 강도를 모의하고, 덴빈에서는 CNTL 실험이 MPS 실험보다 약간 동쪽에서 999.5 hPa의 중심기압을 모의하였는데 MPS 실험의 중심기압은 990.6 hPa로 보다 강한 강도를 모의하였다.

다음으로 미세물리 방안이 태풍에 의한 강수 모의에 미치는 영향을 TMPA 관측과 비교하여 살펴보았다. TMPA에서는 각 태풍을 중심으로 밀집된 강수대가 나타나며 한반도 서해상을 중심으로 블라벤에 의한 최대 강수 $135.6 \text{ mm } 6 \text{ hr}^{-1}$ 및 한반도 남부지방 일부를 제외한 영역에서 강수대가, 대만을 중심으로 덴빈에 의한 최대 $157.4 \text{ mm } 6 \text{ hr}^{-1}$ 의 강수대가 관측되었다(Fig. 5d). CNTL 실험은 블라벤의 강수대가 TMPA와 유사하게 모의되었으나 최대값이 $86.8 \text{ mm } 6 \text{ hr}^{-1}$ 로 관측에 비해 적었고, 덴빈에서는 밀집된 강수를 모의

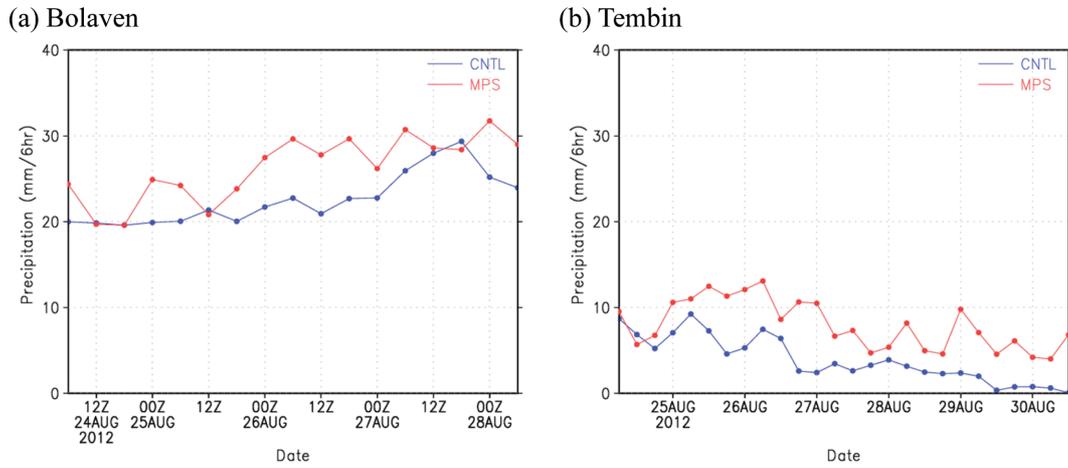


Fig. 6. Temporal variations of 6 hour accumulated precipitation ($\text{mm } 6\text{ hr}^{-1}$) averaged around the typhoon core ($\pm 3^\circ$) of (a) Bolaven and (b) Tembin.

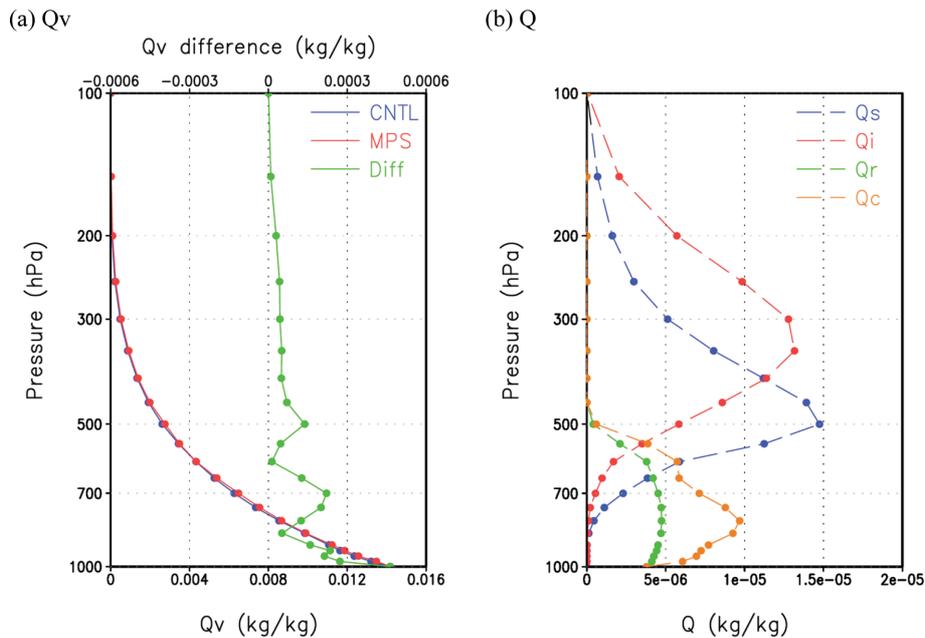


Fig. 7. Vertical profiles of (a) Q_v (water vapor) simulated by CNTL, MPS and the difference between MPS and CNTL, (b) Q_s (cloud snow), Q_i (cloud ice), Q_r (cloud rain), and Q_c (cloud water) of CNTL. The values are averaged from 00 UTC 25 August 2012 to 00 UTC 31 August 2012 over the typhoon activity region ($100\sim 150^\circ\text{E}$, $15\sim 60^\circ\text{N}$).

하지 못하였다. 반면 MPS 실험에서는 CNTL 실험보다 발달된 강수계를 모의하면서 볼라벤에서의 최대강수는 $133.7\text{ mm } 6\text{ hr}^{-1}$ 로 TMPA와 유사한 값을 보였고, 덴빈의 경우 좁은 영역에서 매우 강한(최대 $314.9\text{ mm } 6\text{ hr}^{-1}$) 집중 호우를 모의하였다(Figs. 5e, f). 두 실험에서 모두 중국 남서부와 만주 북쪽, 그리고 분석 영

역 남쪽의 해상 전반에 걸쳐 관측보다 넓은 영역의 강수대를 모의하는 것이 확인되었으나 이러한 경향은 CNTL에서 좀더 뚜렷하게 나타났다.

태풍과 관련된 강우 강도의 직접적인 비교를 위해 두 실험에서 모의된 태풍의 경로를 따라 태풍 중심을 기준으로 $\pm 3^\circ$ 영역에 대해 평균한 강수량의 시간 변

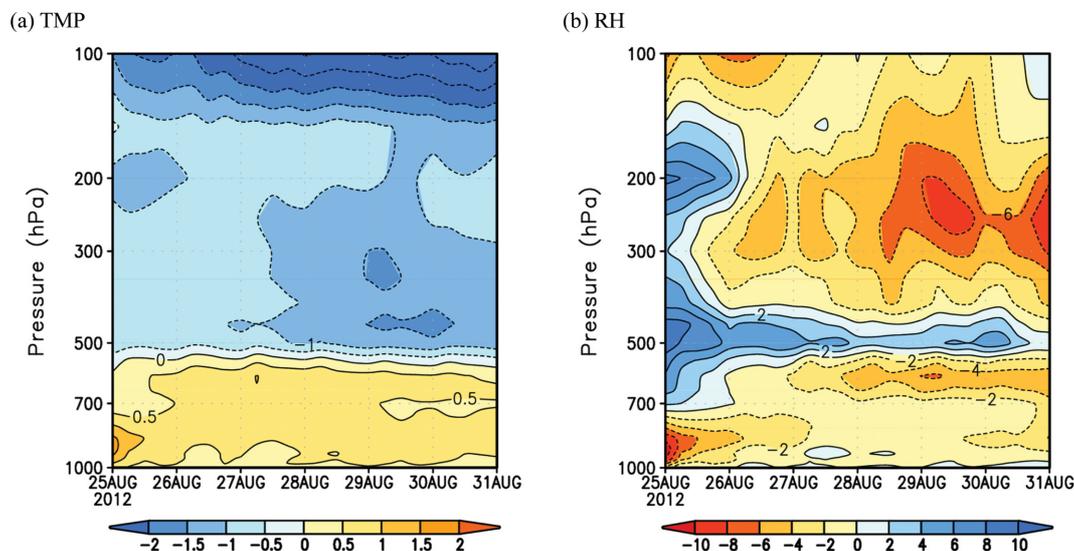


Fig. 8. Vertical structures of differences in (a) temperature (K) and (b) relative humidity (%) between MPS and CNTL experiments (MPS-CNTL) from 00 UTC 25 August 2012 with 6 h interval. The values are averaged over the typhoon activity region (100~150°E, 15~60°N).

화를 분석하였다(Fig. 6). 블라벤과 덴빈 모두 MPS 실험이 CNTL 실험보다 강한 강수를 지속적으로 모의했음을 알 수 있다. 이러한 강수 강도의 모의 차이는 미세물리과정 자체의 차이 뿐만 아니라 MPS 실험에서 태풍의 강도를 강하게 모의한 것과 관련이 있으며, 많은 선행연구에서 언급한 warm type 미세물리 과정에서 태풍의 급격한 발달과 이에 동반한 강수 증가 특성과도 일치한다(Li and Pu, 2008; Tao et al., 2011).

미세물리 방안에서 고려하는 수상 종류의 차이는 대기 복사 모의와 밀접한 관계가 있고 기온 및 습도 모의는 이러한 변화에 민감하며, 특히 얼음 수상의 고려 여부는 대기 중상층 이상에서의 가열과 이에 따른 온·습도 연직구조에 영향을 준다. 따라서 두 실험에서 모의된 대기 수상 및 온·습도 구조를 분석함으로써 태풍의 모의 성능과의 관련성을 분석하였다.

태풍 활동영역(100~150°E, 15~60°N)에 대해 평균한 25일 00 UTC부터 31일 00 UTC 기간 평균 대기 수상의 연직분포를 Fig. 7에 보였다. 대기 수증기의 모의에 있어서는 MPS와 CNTL의 실험결과의 큰 차이는 없으나, 500 hPa를 중심으로 하층에서 MPS 실험이 CNTL 실험보다 수증기가 약간 많은 것을 확인할 수 있다(Fig. 7a). 반면 CNTL의 경우 수증기 이외의 다른 수상을 모의하고 있는데(Fig. 7b), Qr과 Qc는 지표면에서부터 500 hPa까지만 주로 존재하고, Qs, Qr은 대류권 전반에 걸쳐 분포하고 있다. Qs의 경우 500 hPa에서 최대값을 보이며 Qi는 좀더 높은 고도인 350 hPa에서 최대값을 보이고 상층으로 가면서 감소한다

(Fig. 7b). 이러한 대류권 상층에서의 수상의 변화 과정에서 응결 잠열이 방출되고 기온에 영향을 줄 수 있다.

Figure 8은 예측시간에 따른 태풍 활동영역(100~150°E, 15~60°N)의 평균 기온과 상대습도의 두 실험 간 차이의 연직분포를 25일 00 UTC부터 31일 00 UTC까지 보인 것이다. 두 실험에서 고도에 따른 기온 분포의 뚜렷한 차이가 확인되는데 MPS 실험이 CNTL 실험보다 하층에서는 높은 기온을, 중층 이상에서 낮은 기온을 모의하였으며 이러한 특징은 약 550 hPa 고도를 중심으로 나타났다(Fig. 8a). 결과적으로 MPS 실험에서 CNTL 보다 불안정한 대기 구조가 모의된 것을 알 수 있다. 미세물리에서 얼음 수상의 고려 여부에 따른 기온의 연직 구조 모의 차이는 선행 연구에서 잘 알려진 바 있는데, Gao et al. (2006)에서는 Cloud Resolving Model (CRM) 실험을 통해서 미세물리 과정에서 얼음 수상을 제외했을 때 대류권 상층에서의 기온 감소를 확인하였고 이러한 기온 변화의 가장 큰 원인이 미세물리 과정에서의 잠열 방출의 차이에 있음을 제시하였다. 얼음 수상의 고려 여부에 따른 기온의 연직 구조 모의 차이는 미세물리 과정에 의한 강수모의가 지배적인 고해상도 CRM에 국한하지 않고, 대류성 강수 모의가 지배적인 저해상도 실험결과에서도 확인되었는데, Hong et al. (2009)과 Ham et al. (2009)에서는 Single Column Model 실험 및 계절실험에서 얼음수상을 고려한 미세물리 과정을 사용하였을 때 대류권 상층(하층)의 기온 증가(감소)를 확인하였다. 상대습도의 경우 MPS 실험에서 500 hPa 부

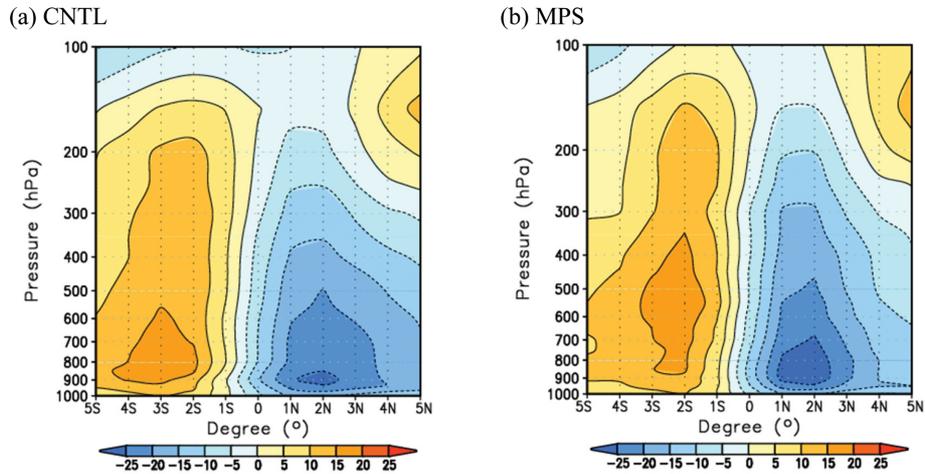


Fig. 9. Vertical structures of u-wind (m s^{-1}) near the typhoon Bolaven core simulated by (a) CNTL and (b) MPS at 18 UTC 26 August 2012. Contour and shading intervals are 5 m s^{-1} .

근을 제외하고는 CNTL 실험보다 대류권 전반을 건조하게 모의한 것으로 확인된다(Fig. 8b). 특히 대류권 상층을 뚜렷하게 건조하게 모의하는데 이는 WSM1이 즉각적으로 과포화를 제거하여 구름과 강수 생성에 높은 효율을 보이는 특성과 관련이 있으며(Ham et al., 2009), 이러한 대류권에서의 상대습도의 변화가 태풍의 강도에 영향을 줄 수 있을 것으로 알려져 있다(Emanuel et al., 2004).

마지막으로 이러한 대기의 불안정한 구조와 태풍의 연직 발달 정도의 관련성을 분석하였다. Figure 9는 CNTL과 MPS 실험에서 각각 모의된 태풍의 중심을 기준으로 남북방향 $\pm 5^\circ$ 이내의 동서 바람의 연직 구조를 비교한 것으로, 블라벤 사례에서 두 실험에서 모의된 강도의 차이가 가장 컸던 26일 18 UTC에 대한 결과이다. 두 실험 모두 태풍 중심 남쪽에서 15 m s^{-1} 이상의 서풍과 중심 북쪽에서 25 m s^{-1} 이상의 동풍 구조를 뚜렷하게 모의하고 있으나, MPS 실험이 대류권 전반에서의 풍속을 강하게 모의하면서 태풍 주변의 바람 시어가 크게 나타나고, 바람의 남북 경도의 차가 연직으로 좀더 발달해 있음을 확인할 수 있다. 이러한 결과는 Tao et al. (2011) 등의 선행연구에서 다양한 미세물리 과정을 고려한 태풍 민감도 실험에서 warm type 미세물리 과정만을 고려한 경우에 가장 강한 태풍의 발달과 이와 동반한 강한 강수를 모의한 것과 일치한다고 볼 수 있다.

대류권 온도 구조가 태풍의 역학적 발달에 직접적으로 영향을 미침에 대해서는 많이 알려져 있으며, Wang et al. (2014) 등은 대류권계면에서의 기온감소가 최저 해면기압의 감소와 최대풍속의 증가로 태풍의 강도가 강해지며 연직적으로 발달함을 보인 바 있

다. 이는 태풍의 강도가 해양에서 대기로의 잠열 전달과 열역학적 효율성에 의해 정의될 수 있고 이러한 열역학적 효율성은 지면에서의 기온에 비례하고 상층 기온에 반비례하게 되는데, 여기서 상층 기온에 해당하는 태풍 상부 대류권계면 기온의 감소는 태풍의 열 효율을 증가시킴으로 태풍의 잠재강도를 강화하는 것으로 알려져 있다(Emanuel, 1987; Emanuel et al., 2013). 이를 통해 MPS 실험에서 나타난 상대적으로 강한 태풍 강도와 연직으로 발달한 구조가 Fig. 8a에서 보인 기온의 연직 구조와 관련이 있음을 알 수 있다.

5. 결 론

본 연구에서는 (재)한국형수치예보모델개발사업단에서 개발된 물리패키지 버전 2.0에 포함된 물리과정 중 미세물리 방안, 구름예단 방안, 그리고 경계층 방안이 2012년 제 15호 태풍 블라벤과 제 14호 태풍 덴빈의 태풍 모의에 미치는 영향을 알아보기 위하여 GRIMSGMP를 이용한 민감도 실험을 수행하였다. 두 태풍의 모의 결과, 구름예단 방안이나 경계층 방안을 변경한 실험들은 CNTL 실험에서 모의된 태풍 경로와 강도가 유사하고 기상 요소간 차이도 작아 해당 물리 방안이 사례 태풍 모의에 민감하지 않은 것으로 나타났다.

반면 미세물리 방안으로 인한 민감도는 상당히 컸는데 두 태풍 모두 CNTL 실험과 다른 경로를 보이며 상대적으로 강한 강도와 강수를 모의하였다. 이러한 원인을 분석하고자 두 실험의 기온과 상대습도의 차이의 예측시간에 따른 연직분포를 살펴본 결과, 기온은 MPS 실험이 550 hPa를 중심으로 하층은 높고 상층은 낮은 값을 보여 CNTL 실험보다 불안정했고,

상대습도의 경우 MPS 실험이 CNTL 실험보다 하층에서 건조하고 500 hPa 부근에서 습윤한 층을 보이다가 상층에서 다시 건조해 지는 특징을 보였다. 이는 얼음 수상을 고려하지 않는 WSM1을 사용할 경우, 잠열 방출과 수상의 연직구조의 변화에 따른 복사 효과의 차이로 인해 대류권 상층 기온 감소와 하층 기온 상승을 야기하고, 대류권 상층에서 낮은 상대습도를 모의하는데 이는 구름의 생성과 지면에서 강수에서 낮은 효율을 보이기 때문이라는 선행연구의 결과와 일치한다. 이러한 대류권 상하층 기온 구조의 차이는 태풍의 강도를 변화시키는 역할을 하는데 상대적으로 불안정한 대기를 모의한 WSM1에서 태풍의 강도가 강하게 나타났고 연직으로 높게 발달한 것을 통해 확인하였다.

본 연구에서는 태풍의 경로 및 강도를 예측하는데 있어 미세물리 방안의 차이가 구름예단 방안이나 경계층 방안보다 더 큰 민감도를 가진다는 것을 알 수 있었으며 미세물리 방안인 WSM5와 WSM1의 비교를 통해 특히 얼음 수상의 고려여부가 불안정한 대기를 형성하고 태풍의 강도에 영향을 주며 호우를 일으키는데 영향을 주는 것을 확인할 수 있었다. 그러나 이러한 결과는 해당 사례의 태풍에 대한 분석결과이기 때문에 태풍의 특성에 따라 물리과정 민감도가 어떻게 다르게 나타나는지에 대한 추가 분석과 다양한 사례에 대한 추가 실험이 필요하다 여겨진다.

감사의 글

본 연구는 기상청의 지원을 받는 한국형수치예보모델개발사업단의 연구과제를 통해 수행되었습니다.

REFERENCES

- Braun, S. A., and W. K. Tao, 2000: Sensitivity of high-resolution simulations of Hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3941-3961, doi:10.1175/1520-0493(2000)129<3941:SOHRSO>2.0.CO;2.
- Choi, S. J., and S. Y. Hong, 2016: A global non-hydrostatic dynamical core using the spectral element method on a cubed-sphere grid. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **52**, 291-307, doi:10.1007/s13143-016-0005-0.
- Chun, H. Y., and J. J. Baik, 1998: Momentum flux by thermally induced internal gravity waves and its approximation for large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3299-3310.
- Chou, M. D., and M. J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization for atmospheric studies. *NASA/TM-1999-104606*, **15**, 40 pp.
- Chou, M. D., K.-T. Lee, S.-C. Tsay, and Q. Fu, 1999: Parameterization for cloud longwave scattering for use in atmospheric models. *J. Climate*, **12**, 159-169.
- DeMaria, M., and J. Kaplan, 1997: An operational evaluation of a statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS). Preprint, *22nd Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, 280-281.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Elsberry, R. L., 2014: Advances in research and forecasting of tropical cyclones from 1963-2013. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **50**, 3-16, doi:10.1007/s13143-014-0001-1.
- Emanuel, K. A., 1987: An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2324-2340, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2324:AASIMO>2.0.CO;2.
- Emanuel, K., C. DesAutels, C. Holloway, and R. Korty, 2004: Environmental control of tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 843-858, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0843:ECOTCI>2.0.CO;2.
- Emanuel, K., S. Solomon, D. Folini, S. Davis, and C. Cannizzo, 2013: Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity. *J. Climate*, **26**, 2288-2301, doi:10.1175/JCLI-D-12-00242.1.
- Gao, S., L. Ran, and X. Li, 2006: Impacts of ice microphysics on rainfall and thermodynamic processes in the tropical deep convective regime: A 2D cloud-resolving modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3015-3024, doi:10.1175/MWR3220.1.
- Ham, S., S. Y. Hong, Y. H. Byun, and J. Kim, 2009: Effects of precipitation physics algorithms on a simulated climate in a general circulation model. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **71**, 1924-1934, doi:10.1016/j.jastp.2009.08.001.
- Han, J., and H. L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP global forecast system. *Wea. Forecasting*, **26**, 520-533, doi:10.1175/WAF-D-10-05038.1.
- Hong, S. Y., H. M. H. Juang, and Q. Zhao, 1998: Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2621-2639, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<2621:IOPCSF>2.0.CO;2.

- _____, J. Dudhia, and S. H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2.
- _____, Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- _____, J. Choi, E. C. Chang, H. Park, and Y. J. Kim, 2008: Lower-tropospheric enhancement of gravity wave drag in a global spectral atmospheric forecast model. *Wea. Forecasting*, **23**, 523-531, doi:10.1175/2007WAF2007030.1.
- _____, S. Ham, Y. H. Byun, and J. Kim, 2009: Investigation of ice-cloud radiation interaction in a General Circulation Model. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **45**, 391-409.
- _____, and Coauthors, 2013: The global/regional integrated model system (GRIMs). *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **49**, 219-243, doi:10.1007/s13143-013-0023-0.
- 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.
- Islam, T., P. K. Srivastava, M. A. Rico-Ramirez, Q. Dai, M. Gupta, and S. K. Singh, 2015: Tracking a tropical cyclone through WRF-ARW simulation and sensitivity of model physics. *Nat. Hazards*, **76**, 1473-1495, doi:10.1007/s11069-014-1494-8.
- Kim, Y. J., and A. Arakawa, 1995, Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1875-1902.
- Lee, E. H., S. Y. Hong, and J. Dudhia, 2015: Evaluation of the parameterization for cloud top-down mixing in the boundary layer. *Abstracts, EGU General Assembly Conference*, **17**, 8384.
- Li, X., and Z. Pu, 2008: Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of Hurricane Emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4819-4838, doi:10.1175/2008MWR2366.1.
- Lim, K. S., S. Y. Hong, J. H. Yoon, and J. Han, 2014: Simulation of the summer monsoon rainfall over East Asia using the NCEP GFS cumulus parameterization at different horizontal resolutions. *Wea. Forecasting*, **29**, 1143-1154, doi:10.1175/WAF-D-13-00143.1.
- Ministry of Public Safety and Security, 2014: Statistical Yearbook of Natural Disaster 2014, 608 pp.
- National Typhoon Center, 2012: Typhoon Analysis Report 2012, 324 pp.
- Park, R. S., J. H. Chae, and S. Y. Hong, 2016: A Revised Prognostic Cloud Fraction Scheme in a Global Forecasting System. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1219-1229, doi:10.1175/MWR-D-15-0273.1.
- Slingo, J. M., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899-927.
- Smith, R. K., and G. L. Thomsen, 2010: Dependence of tropical-cyclone intensification on the boundary-layer representation in a numerical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1671-1685, doi:10.1002/qj.687.
- Tao, W. K., J. J. Shi, S. S. Chen, S. Lang, P. L. Lin, S. Y. Hong, C. Peters-Lidard, and A. Hou, 2011: The impact of microphysical schemes on hurricane intensity and track. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **47**, 1-16, doi:10.1007/s13143-011-1001-z.
- Wang, Y., 2002: An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part II: Model refinements and sensitivity to cloud microphysics parameterization*. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 3022-3036, doi:10.1175/1520-0493(2002)130<3022:AESOTC>2.0.CO;2.
- Wang, S., S. J. Camargo, A. H. Sobel, and L. M. Polvani, 2014: Impact of the tropopause temperature on the intensity of tropical cyclones: An idealized study using a mesoscale model. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 4333-4348, doi:10.1175/JAS-D-14-0029.1.
- Willoughby, H. E., H.-L. Jin, S. J. Lord, and J. M. Piotrowicz, 1984: Hurricane structure and evolution as simulated by an axisymmetric nonhydrostatic numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1169-1186.
- Xu, K. M., and D. A. Randall, 1996: A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3084-3102.
- Yang, M. J., and L. Ching, 2005: A modeling study of Typhoon Toraji (2001): Physical parameterization sensitivity and topographic effect. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **16**, 177-213.
- Zhang, F., and D. Tao, 2013: Effects of vertical wind shear on the predictability of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 975-983, doi:10.1175/JAS-D-12-0133.1.