

한반도에서 발생한 중규모 대류계의 구름 주변 난류 발생 메커니즘 사례 연구

양성일^{1),2)} · 이주현¹⁾ · 김정훈^{1)*}

¹⁾서울대학교 지구환경과학부, ²⁾대한민국 공군 기상단

(접수일: 2024년 3월 4일, 수정일: 2024년 4월 1일, 게재확정일: 2024년 4월 15일)

A Case Study on Near-Cloud Turbulence around the Mesoscale Convective System in the Korean Peninsula

Sung-Il Yang^{1),2)}, Ju Heon Lee¹⁾, and Jung-Hoon Kim^{1)*}

¹⁾School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea

²⁾Air Force Weather Wing, The Republic of Korea Air Force, Gyeryong, Korea

(Manuscript received 4 March 2024; revised 1 April 2024; accepted 15 April 2024)

Abstract At 0843 UTC 30 May 2021, a commercial aircraft encountered severe turbulence at $z = 11.5$ km associated with the rapid development of Mesoscale Convective System (MCS) in the Gyeonggi Bay of Korea. To investigate the generation mechanisms of Near-Cloud Turbulence (NCT) near the MCS, Weather Research and Forecasting model was used to reproduce key features at multiple-scales with four nested domains (the finest $\Delta x = 0.2$ km) and 112 hybrid vertical layers. Simulated subgrid-scale turbulent kinetic energy (SGS TKE) was located in three different regions of the MCS. First, the simulated NCT with non-zero SGS TKE at $z = 11.5$ km at 0835 UTC was collocated with the reported NCT. Cloud-induced flow deformation and entrainment process on the downstream of the overshooting top triggered convective instability and subsequent SGS TKE. Second, at $z = 16.5$ km at 0820 UTC, the localized SGS TKE was found 4 km above the overshooting cloud top. It was attributed to breaking down of vertically propagating convectively-induced gravity wave at background critical level. Lastly, SGS TKE was simulated at $z = 11.5$ km at 0930 UTC during the dissipating stage of MCS. Upper-level anticyclonic outflow of MCS intensified the environmental westerlies, developing strong vertical wind shear on the northeastern quadrant of the dissipating MCS. Three different generation mechanisms suggest the avoidance guidance for the possible NCT events near the entire period of the MCS in the heavy air traffic area around Incheon International Airport in Korea.

Key words: Near-cloud turbulence, Convectively-induced gravity wave, Mesoscale convective system, WRF simulation

*Corresponding Author: Jung-Hoon Kim, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, 1 Gwanak-ro, Gwanak-gu, Seoul 08826, Korea.
Phone: +82-2-880-6718, Fax: +82-2-883-4972
E-mail: jhkim99@snu.ac.kr

1. 서론

항공 난류는 10 m에서 1,000 m의 작은 수평규모를 갖는 대기 중의 와류가 운항 중 항공기에 직접적으로 영향을 주는 현상으로(Lester, 1994), 항공기가 중강도 이상의 항공 난류를 조우할 경우 승객과 승무원의 부상 및 경제적 손실을 야기할 수 있다. 특히, 항공·철도 사고조사위원회에 따르면 2010년부터 2019년까지 한국에서 발생한 항공운송사업용 비행기의 기상 관련 사고 원인 중 항공 난류가 60%로 가장 높은 비중을 차지하는 것으로 조사되었으며(ARAIB, 2022), 항공산업에서 항공 난류로 인한 경제적 손실은 미국에서 연간 약 2억 달러로 추정 및 점차 증가하는 추세이다(Williams, 2017).

항공 난류는 다양한 대기 현상(예, 제트기류, 지형에 의한 흐름, 뇌우)에 의해 발생하며, 그 중 깊은 대류(deep Convection)는 가장 중요한 난류 발생 원인이다. 대류에 의한 난류(Convectively-Induced Turbulence, CIT)는 발생 위치에 따라 구름 내부의 CIT와 구름 외부의 CIT로 분류할 수 있으며(Lester, 1994), 그 중 구름 외부의 CIT는 깊은 대류 위치에서의 강한 흐름 변형에 의한 대류 및 시어 불안정과 대류에 의한 중력파의 전파 및 파동 파괴 등에 의해 발생한다(Lane et al., 2003; Lane and Sharman, 2008; Sharman and Trier, 2019). 최근 연구에서는 구름 외부의 CIT를 구름 주변의 난류(Near-Cloud Turbulence, NCT)라고 정의하였으며(Lane et al., 2012; Kim et al., 2021, 2023), NCT는 맑은 하늘에서 나타나기 때문에 조종사가 사전에 인지하고 회피하기 어려운 특징이 있다. NCT의 잠재적 위험도를 고려하여 미국 연방항공청(Federal Aviation Administration, FAA)에서는 깊은 대류에서 연직으로 풍속 10 kts 마다 1,000 ft 위의 고도로 회피하는 가이드라인이 제시되었다(FAA, 2012; Lane et al., 2012).

깊은 대류에서 발생하는 NCT에 의한 피해를 줄이고 안전한 항공 운항을 위해 다양한 연구가 진행되고 있다. 중규모 대류계(Mesoscale Convective System, MCS)의 상층에서 발생하는 고기압성 유출류는 제트기류를 강화 및 연직 바람 시어가 강화되어 난류가 유도된다(Trier and Sharman, 2009). 또한 깊은 대류(예, MCS, 온대저기압)에서 나타나는 횡적 권운 밴드는 상층의 유출류에서 연직 시어에 의해 평행한 방향으로 발달하는 구름으로, 연직 시어로 인해 상층과 하층의 온도 이류 차이가 발생하고, 이로 인해 정적 불안정이 생겨 난류가 발생할 수 있다(Trier et al., 2010; Kim et al., 2014; Trier et al., 2020). 마지막으로 깊은 대류의 소멸 단계에서 나타나는 구름 경계면에서의 시어 및 대류 불안정에 의해 발생한 y축 소용돌이도

를 통한 난류 발생 메커니즘 연구가 있다(Kim and Chun, 2012).

Meneguz et al. (2016)과 Kim and Chun (2011)은 각각 유럽과 한국에서 중강도 이상 난류 사례 중 약 10%가 CIT로 인해 발생했음을 확인하였으며, 특히 Kaplan et al. (2005)은 미국에서 심각한 난류 사고 사례 중 약 86%가 CIT로 인한 사고임을 밝혔다. 따라서 CIT는 발생 빈도는 낮지만 난류를 조우할 경우 심각한 피해를 입힐 수 있는 항공 난류임을 보여준다. NCT는 기존의 비행 경로에서 대류를 피하기 위해 우회하는 경우, 대류를 예상하지 못했거나 레이더 상에서 약해 보이는 대류를 통과하는 경우, 급격하게 발달하는 대류를 만나는 경우에 조우한다고 알려져 있다(Hamilton and Proctor, 2003). 현재 항공기들은 깊은 대류에 의해 발생한 구름 및 난류를 피하기 위해 우회하여 운항을 하지만, 한국은 인천 지역항공관제소의 인천 섹터로 항공 교통량이 집중되어 있으며(Kim and Kim, 2022), 군사제한구역으로 인해 경기만 지역에서 대류운이 발달한다면 회피하기 어려운 조건을 갖추고 있다. 또한 동아시아 지역은 난류 발생 가능성이 가장 높은 지역으로, 난류 발생 빈도 및 강도가 점차 증가하는 추세로(Lee et al., 2023), 안전한 항공 운항을 위해 정확한 난류정보를 생산하고 수요자에게 적시적인 지원이 필요한 상황이다.

본 연구에서는 2021년 5월 30일, 한반도에서 발생한 MCS 주변의 난류 발생 메커니즘에 대한 사례 연구를 수행하고자 한다. 해당 사례는 한반도에서 여름철에 가장 빈번하게 발생하는 강수 시스템으로 이 연구를 통해 한반도에서 발생하는 NCT의 특성 및 메커니즘을 분석하고, 한반도에 적합한 NCT 회피 가이드라인 제안을 통해 항공난류 예보 정확도 향상 및 안전한 항공 운항에 기여하고자 한다. 2장에서는 항공기 관측 자료를 이용한 사례 선정 과정과 3장에서는 관측과 모델 결과를 비교할 것이다. 4장에서는 시공간에 따라 나타난 다양한 난류 발생 메커니즘에 대해 분석하며, 5장에서 요약 및 결론으로 마무리 짓고자 한다.

2. 사례 선정

2.1 사례 개요

본 연구에서는 NCT 사례를 선정하는 과정에서 난류 발생 위치 및 강도를 파악하기 위해 세계기상기구에서 제공하는 실시간 항공기관측 기상자료 Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR)의 에너지 소산률(Energy Dissipation Rate, EDR) 자료를 사용하였다(WMO, 2003). EDR은 연직 운동에 비례하여 산출되어 비행기의 크기 및 중량에 상관없이 대기 중 발생

한 난류의 강도를 보다 객관적으로 보고할 수 있기 때문에(Sharman et al., 2014), 국제민간항공기구(ICAO)에서는 상업용 항공기로부터 보고되는 항공 난류의 객관적 강도를 EDR로 표시하기를 권고하고 있다(WMO, 2012). 본 연구에서는 일반적으로 사용되고 있는 EDR 크기에 대한 난류 강도 분류 범주를 이용하였다. B737과 같은 중간 크기의 항공기에 대해 EDR 값이 0.15~0.22 $m^{2/3} s^{-1}$, 0.22~0.34 $m^{2/3} s^{-1}$, >0.34 $m^{2/3} s^{-1}$ 일 경우 각각 약함(Light), 보통(Moderate), 강함(Severe) 강도를 갖는 난류를 조우한 것으로 간주하였다(Sharman and Pearson, 2017; Kim et al., 2022).

NCT 사례를 선정하기 위해 AMDAR 자료 중 한국을 포함한 동아시아 영역 내에서 2021년 기간에 대해 중강도 이상의 난류 관측 사례를 선별하였으며, 그 중 항공기 운항고도 내 깊은 대류 주변에서 난류를 조우한 사례를 선정하고자 하였다. 그 결과, 2021년 5월 30일 0843 UTC에 중국에서 일본으로 향하던 항공기가 한국의 경기만 지역에서 발생한 MCS에 의해 고도 약 11.5 km에서 난류를 조우한 사례를 선정하였다. 이 시기 항공기는 MCS 상부를 통과하던 도중 overshooting top 부근에서 난류를 조우하였으며, EDR은 0.351 $m^{2/3} s^{-1}$ 로 강함(Severe) 강도의 난류로 관측되었다(Fig. 1). MCS는 meso- β 규모의 단일세포로 구성되었으며, 이는 Lee and Kim (2007)의 한반도 여름

철 강수시스템 분류기준에 따르면 Cloud Cluster (CC) 유형으로 분석된다. 특히 CC 유형은 4개 유형의 여름철 한반도 강수시스템 중 약 47%로 가장 많이 발생하는 유형이다. 경기만에서 MCS가 발달할 경우 항공 교통량이 집중되는 인천공항과 김포공항에 항공난류를 포함한 급변풍, 다운버스트 등 다양한 위험기상을 초래하며, 해당 사례가 발생한 시간대에 인천공항에서 급변풍 및 강수로 인해 항공기가 지연된 사례가 확인되었다(<https://www.airportal.go.kr/life/airinfo/RbHanFrmMain.jsp>). 또한, MCS의 발달주기인 발달-성숙-소멸 단계별로 각각 다른 메커니즘에 의해 난류가 발생함을 확인하였다. 따라서 성숙 단계에서 항공기 관측 시점인 0835 UTC, 고도 11.5 km에서의 구역 1, 성숙 단계의 0820 UTC, 고도 16.5 km에서의 구역 2, 마지막으로 소멸 단계의 0930 UTC, 고도 11.5 km에서의 구역 3으로 분류하였으며, 본 연구에서 MCS 발달 단계에 따른 3가지 난류 발생 메커니즘에 대해 분석하고, 발달 단계마다 난류의 시공간적 분포 및 강도 특성을 확인하고자 한다.

2.2 실험 설계

MCS 주변에서 발생한 난류의 메커니즘을 분석하기 위해 본 연구에서는 고해상도 수치모델 Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) 4.3 버전을 이용하였다(Skamarock et al.,

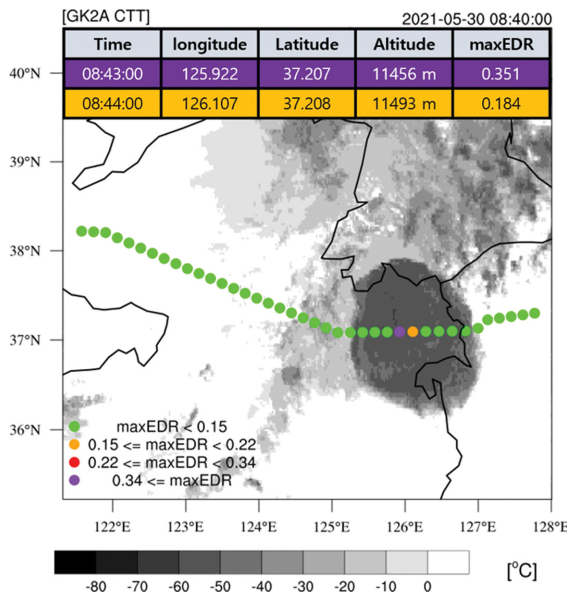


Fig. 1. Cloud top temperature from GK-2A for 0840 UTC with a 10-min interval. Orange, red, and purple dots depict the light, moderate, and severe intensity of the observed turbulence.

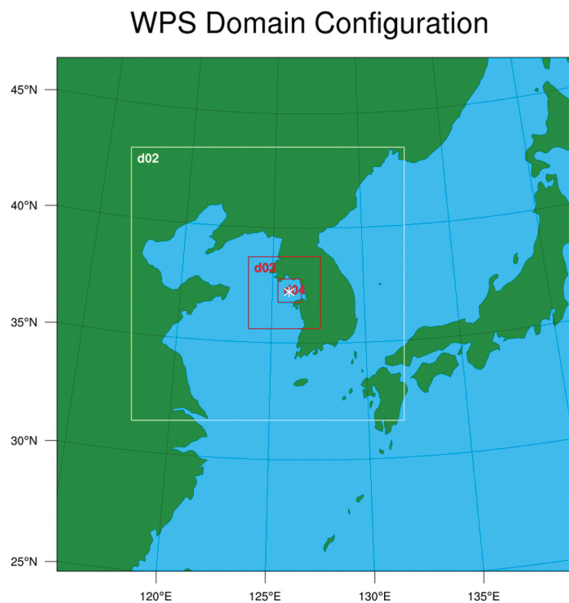


Fig. 2. Configuration of WRF domain 1, 2, 3, and 4 used in this study. White marker denotes the point where the aircraft encountered a severe turbulence.

2021). 모델 영역은 난류 관측위치를 중심으로 총 4개를 지정하였으며(Fig. 2), 수평 격자는 각각 9, 3, 1, 0.2 km로 설정하였다. 모델 최상층은 50 hPa이며, 112개의 층으로 구성하였다. 난류 발생 시각인 2021년 5월 30일 0843 UTC를 고려하여 2021년 5월 29일 1200 UTC 부터 30일 1200 UTC까지 총 24시간 적분하였다. 초기 경계자료는 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 수평 격자를 갖는 ECMWF reanalysis version 5 (ERA5) 자료를 이용하였고, 해수면 온도는 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ 수평 격자를 갖는 The Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis (OSTIA) 자료를 활용하였다.

본 연구에서의 기준 실험(Control Run, CTL)의 물리모수화 방안으로 적운 모수화 과정은 Kain-Fritsch (new Eta) 방안(Kain, 2004)을 domain 1에만 적용하였으며, 미세물리과정은 WSM6 방안(Hong and Lim, 2006)을 적용하였다. 복사과정은 RRTMG 방안(Mlawer et al., 1997; Iacono et al., 2008)을, 지표 모델은 Unified Noah Land-Surface 모델(Ek et al., 2003)을 적용하였다. 대기경계층 모수화를 위해 Mellor-Yamada 2.5차 난류종결 방법론을 이용하여 아격자 규모의 난류 운동 에너지(Subgrid-scale Turbulence Kinetic Energy, SGS TKE)를 산출하는 MYJ 대기경계층 방안(Janjic, 2002)을 적용하였다. 이 방안은 대기 경계층 뿐만 아니라 자유 대기에서 발생하는 아

격자 규모의 난류에 의한 연직 혼합도 모수화를 통해 불안정도를 해소하며, 대류권 상층에서 발생한 다양한 유형의 항공 난류 사례 연구에서 사용되어 왔다(Kim and Chun, 2010, 2012; Kim et al., 2014, 2021; Trier et al., 2009, 2010, 2020; Muñoz-Esparza et al., 2021). 본 연구에서는 NCT가 발생했던 시기의 주요 발생 원인인 MCS의 크기 및 강도를 가장 적절히 모사한 모델 결과를 도출하기 위해, WRF 모델의 도메인 크기 및 해상도, 적분 시간, 다양한 물리 모수화 방안을 적용한 서로 다른 민감도 실험들을 총 36회 수행하였다. 이를 통해 중규모에서의 지상 기압계 및 상층 제트기류와 중규모의 깊은 대류 발생 위치, 강도 및 형태가 관측과 유사함과 동시에 항공기 난류 관측지점과 WRF에서 모의된 SGS TKE가 시공간적으로 정성적으로 가장 일치하는 최대한 현실적인 CTL 실험을 구현하였다. 또한, 본 연구에서는 대류에 의한 상층의 유출류 효과를 제거하기 위해 선행연구와 동일하게, 모든 도메인에서 CTL 실험 조건을 적용시키되 미세물리방안과 적운 모수화 방안을 사용하지 않은 건조 실험(Dry Run, DRY)을 수행하였다(Trier and Sharman, 2009; Kim et al., 2014; Trier et al., 2020). Table 1은 WRF 설정 및 본 연구에서 사용된 물리 모수화 방안을 보여주고 있다.

Table 1. Description of WRF model setting and parameterization schemes used in this study.

Domains and Time Controls				
Initial and Boundary Conditions	<ul style="list-style-type: none"> • ERA5 Reanalysis ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$), hourly • OSTIA Analysis ($0.05^\circ \times 0.05^\circ$), daily 			
Horizontal Domain	D01	D02	D03	D04
	9 km	3 km	1 km	0.2 km
Vertical Domain	One-way nesting			
	112 hybrid layers ($P_{top} = 50$ hPa)			
Time Step	30 s	10 s	3.33 s	0.66 s
Integration Time	24 hr (2021-05-29 12:00 UTC – 2021-05-30 12:00 UTC)			
Physics Parameterization Schemes				
Microphysics Scheme	WSM 6-class Scheme			
Boundary Layer Scheme	MYJ PBL scheme			
Radiation Scheme	RRTMG longwave/shortwave radiation scheme			
Land Surface Model	Unified Noah land-surface model			
Cumulus Parameterization Scheme	Kain-Fritsch (new Eta) scheme (1st domain only)			
Sensitivity Test				
DRY Simulation	Turn off Microphysics & Cumulus parameterization scheme			

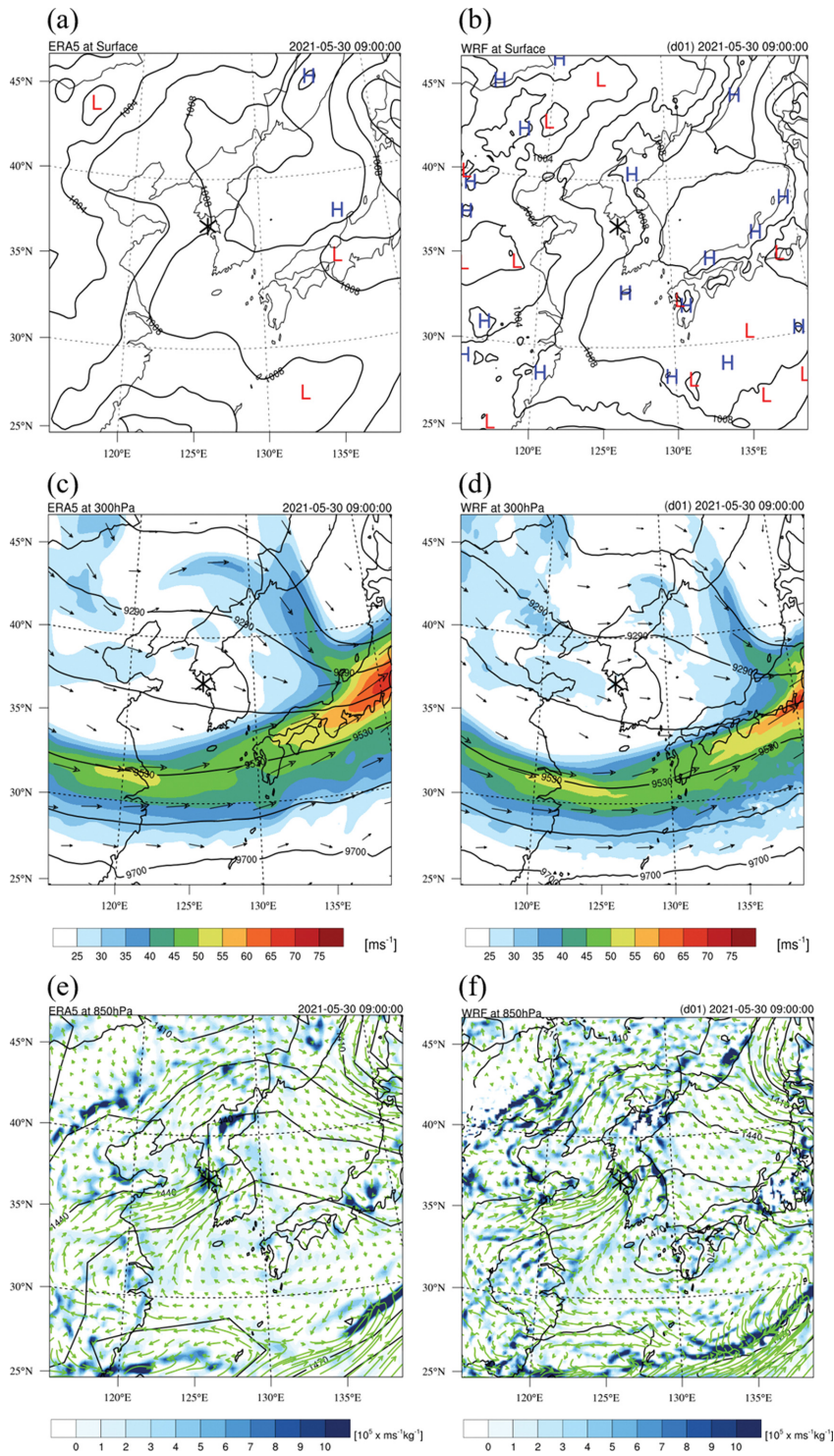


Fig. 3. (a)-(b) Sea level pressure (contour) at 0900 UTC 30 May 2021 provided by (left) ERA5 and (right) WRF domain 1. (c)-(d) 300 hPa geopotential height (contour) with horizontal wind speed (shading) and direction. (e)-(f) 850 hPa geopotential height (contours) with convergence (shading) and moisture flux (vector).

3. 관측과 모델 결과 비교

WRF CTL 모델 실험 결과에 대해 ERA5 자료와 GK-2A 운정고도 영상, 백령도 기상레이더 자료 및 오산 고층관측자료로 깊은 대류 발생 환경을 비교 검증하였다. 먼저, 종관 흐름 비교를 위해 지상, 300 및 850 hPa 일기도 2021년 5월 30일 0900 UTC를 기준으로 각각 ERA5와 WRF domain 1 자료를 분석하였

다. 종관 흐름은 두 자료 모두 유사하게 깊은 대류를 발달시킬 수 있는 기압 패턴을 보이고 있다. 지상일기도에서 동해상에 위치한 고기압이 한반도로 확장하는 가운데, 경기만 지역으로 발달한 기압골이 위치하고 있다(Figs. 3a, b). 고기압 가장자리를 따라 남쪽에서 온난습윤한 공기가 유입되고, 기압골 상층에서는 한랭건조한 공기가 하강하여 경기만에서 만나 강한 대류운을 발달시킬 수 있는 종관 구조로 분석된다.

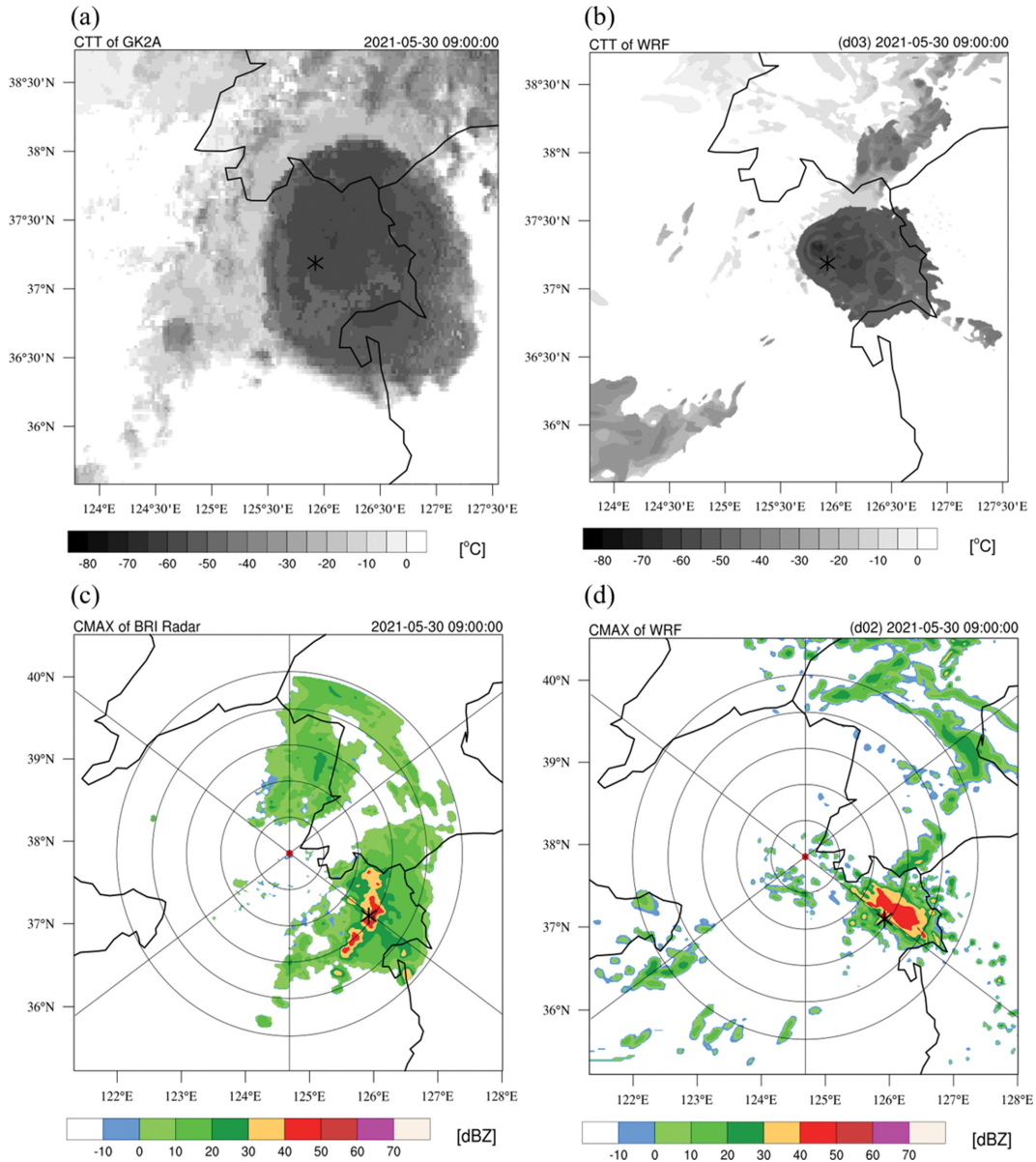


Fig. 4. Cloud top temperature from (a) GK-2A and (b) WRF domain 3 at 0900 UTC. (c) Column Max images of Baengnyeongdo radar and (d) Maximum reflectivity of WRF domain 2 at the same time.

300 hPa 일기도에서 제트기류는 한반도 남쪽에 위치하고 있으며, 제트기류의 중심은 일본 동쪽에 위치해 있다. 경기만 지역으로는 비교적 약한 강풍대가 위치하고 있으며, 따라서 본 연구의 경기만에서 발달한 MCS 사례는 제트기류의 영향을 적게 받은 것으로 해석할 수 있다(Figs. 3c, d). 850 hPa 일기도에서 하층 수분속과 수렴구역이 경기만 지역으로 집중되는 현상을 통해 강수 발달 패턴을 확인할 수 있으며(Figs. 3e, f), 경기만에서 MCS가 발달할 수 있는 충분한 환경이 조성되었음을 볼 수 있다. 또한 지상일기도 및 850 hPa 수분속과 수렴영역의 특성을 확인한 결과 Park et al. (2021)에서 분류한 한반도 여름철 집중호우 패턴 중 C1 및 C3 유형과 유사함을 확인할 수 있었다. 해당 유형은 6개의 강수 유형 분류 중 39.6%로 가장 빈번하게 발생하는 유형으로, 호남지역보다는 경기-충청 지역으로 발생 빈도가 높은 것을 확인할 수 있다. 따라서, 본 연구의 MCS 사례에 대한 WRF 실험 결과가 실험의 지상 및 상층 중관 흐름을 잘 모의하고 있음을 확인할 수 있었다. 본 사례가 비록 5월말에 발생한 사례이긴 하나 선행연구에서 나타난 한반도에서 가장 빈번하게 발생하는 여름철 강수시스템의 한 유형으로 분석되며, 이러한 경기만에서 발생한 MCS 발생은 강한 강수 뿐 아니라 상층의 강한 난류를 발생시켜 운항 중 항공기에 영향을 줄 수 있음을 확인하였다. 백령도 기상레이더 Column Max (CMAX) 영상과 WRF domain 2의 Maximum Reflectivity (MdBZ) 자료, GK-2A 온도영상 및 WRF domain 3 온도 자료를 비교한 결과, 경기만에 위치한 에코의 발생 위치, 크기 및 강도 또한 유사하게 모의하고 있음을 확인하였다(Fig. 4). 온정온도의 경우, 난류 발생 기

간 동안 경기만 지역 내 난류 보고 지점 근처에서 위성영상을 통해 관측된 깊은 대류의 온정온도의 최솟값은 약 -55°C (Fig. 4a), 모델의 경우 약 -60°C (Fig. 4b)로 비슷한 값을 보였다. 다만 모델에서 구름의 영역을 더 작게 모의한 것으로 나타났다. 모델의 CMAX 확인 결과, 난류 보고 지점 근처에서 관측과 동일하게 40 dBZ 이상의 강한 강수 에코를 포함한 대류셀이 모의되었다(Figs. 4c, d). 하지만 40 dBZ 이상의 에코를 포함한 강수영역이 백령도 CMAX 영상에서는 북동-남서 방향으로 발달한 반면, WRF에서는 북서-남동 방향으로 발달한 형태를 보였다. 결론적으로 동일한 중관규모 조건 내에서 구름 영역이 수치모델에서 과소모의 되고 강수 영역이 약간의 상이한 형태를 보이지만, 난류 관측 지점에서 강제력으로 작용된 대류 시스템의 강도와 형태가 전반적으로 유사하게 모의되어 해당 결과로 난류 발생 메커니즘을 분석하기에 충분하다고 판단하였다.

마지막으로 대기의 열역학적 특성 비교를 위해 백령도와 오산 고층관측자료를 이용하였다. 경기만 지역 주변에서는 백령도와 오산, 두 지점에서 고층관측을 수행하고 있으나, 백령도는 일 2회(0000, 1200 UTC), 오산은 일 4회(0000, 0600, 1200, 1800 UTC) 관측을 수행하기 때문에 해당 사례의 MCS 발달시간에 근접한 오산 0600 및 1200 UTC 고층관측자료와 백령도 1200 UTC 고층관측자료를 활용하였다. 오산 고층관측자료는 대류 발생 시점과 근접한 0600 UTC 자료가 존재하는 장점이 있으며, 백령도 고층관측자료는 대류 발생 지점의 풍상측에 위치하는 장점이 있다. 오산 0600 UTC skew-T log-P 단열선도에 나타난 관측자료와 모델자료의 기온선과 노점온도선을 분석

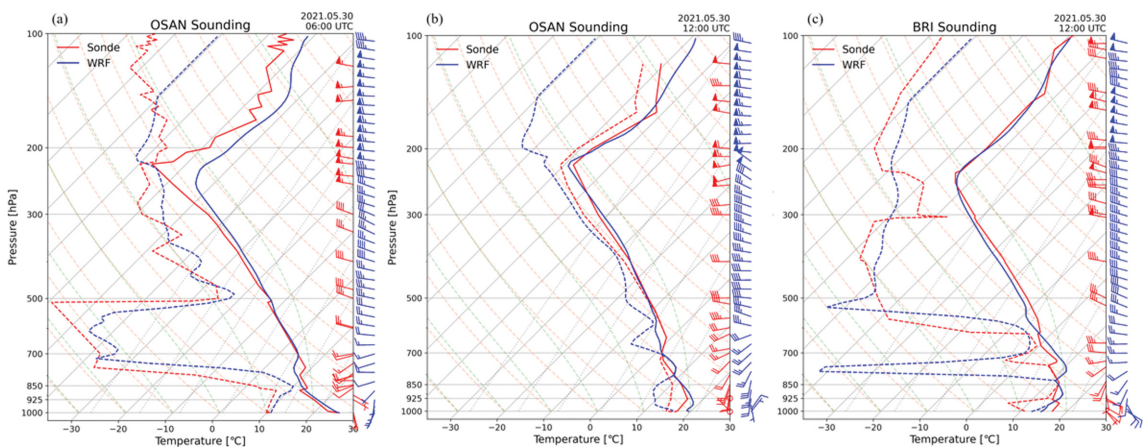


Fig. 5. Skew T-log-P diagram obtained from the observed (red line) and the WRF domain 2 (blue line) soundings at Osan 0600 UTC (left), 1200 UTC (middle), and Baeknyeongdo 1200 UTC (right). Solid and dashed lines are temperature and dew point temperature, respectively.

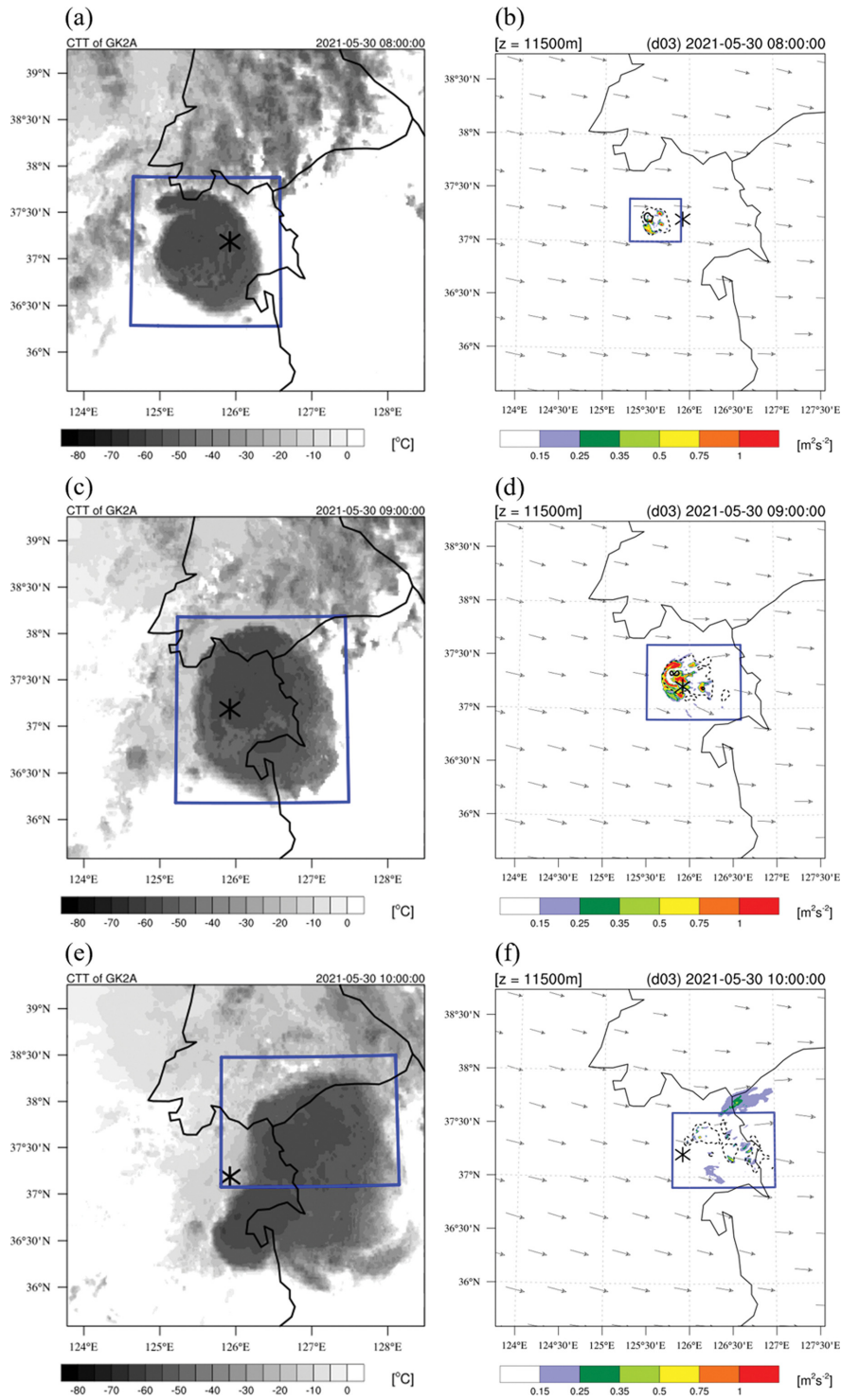


Fig. 6. Cloud top temperature from GK-2A (shading) at (a) 0800, (c) 0900, and (e) 1000 UTC 30 May 2021. Total cloud mixing ratio at $z = 11.5\text{ km}$ ($0.01\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; solid line) and SGS TKE (shading) in WRF domain 3 at (b) 0800, (d) 0900, and (f) 1000 UTC.

한 결과(Fig. 5a), 두 자료 모두 유사한 경향을 보이며, 특히 대기 중층(850-500 hPa)에서 건조 영역이 나타남을 확인할 수 있다. 오산 1200 UTC skew-T logp 단열선도의 기온선과 노점온도선 분석에서 두 자료 모두 MCS가 관측지점으로 이동함에 따라 대기 하층부터 상층까지 습윤하게 나타나고 있다(Fig. 5b). 대류권계면은 관측과 모델 0600 및 1200 UTC에서 약 11 km 내외로 나타나 깊은 대류가 해당 고도까지 발달할 수 있음을 확인하였다. 다만, 대류권계면 부근에서의 풍속이 관측자료에서 더 강하게 나타나며, 대기 하층인 925 hPa와 850 hPa 부근에서의 역전층에서 일부 차이가 나타나고 있다. 대기의 열역학적 특성을 확인하기 위해 대표적인 지수인 대류가용잠재에너지(Convective Available Potential Energy, CAPE)와 대류억제도(Convective Inhibition, CIN)을 비교하였다. MCS가 발달하기 전 시간대인 0600 UTC에 CAPE는 관측 36 J kg⁻¹, 모델은 2 J kg⁻¹로 계산되었으며, 특히 CIN은 관측에서 827 J kg⁻¹로 계산되어 대기 중층에 위치한 건조한 공기로 인해 안정한 대기 상태를 보이고 있다. WRF에서는 CIN이 계산되지 않는데 이는 관측에서 나타나는 대기 중층 건조영역을 WRF에서 일부 정확하게 모의하지 못한 차이에서 발생한 것으로 보인다. MCS가 발달하여 관측지점으로 진입하는 시간대인 1200 UTC에도 동일하게 CAPE는 거의 나타나지 않으며, 모델자료에서는 274 J kg⁻¹로 낮게 계산되었다. 하지만 관측에서 나타났던 높은 CIN이 해소되어 깊은 대류가 발달할 수 있는 환경이 조성되었다. 대류 발생 위치의 풍상측에 위치한 백령도 1200

UTC 고층관측자료에서 대류권계면 고도는 10.8 km, WRF에서는 11.3 km로 비교적 일치하였으며, 특히, 고도 11.5 km의 바람은 고층관측자료와 WRF에서 동일하게 서풍 44 KT로 풍상측 상층 바람 모의가 잘 모의되었음을 확인하였다. 다만 백령도는 항공기 관측지점에 비해 시공간적으로 많이 떨어져 있는 상황으로 유의미한 CAPE와 CIN은 나타나지 않았다. 결과적으로 고층관측자료와 WRF에서의 차이가 실제 모의된 대류시스템의 크기나 형태가 일부 다르게 모의된 것으로 보인다.

다음은 MCS 생애 주기인 발달-성숙-소멸단계에 대해 분석하기 위해 선행연구(Kim and Chun, 2012)에서 제시된 GK-2A 운정온도 영상과 WRF domain 3의 11.5 km에서 나타난 총 구름혼합비와 연직속도를 비교하는 방법을 이용하였다. 위성영상을 분석한 결과, 경기만에서 발달한 MCS는 크기와 강도를 유지하며 서쪽으로 이동하고 있으며, 1000 UTC 이후에는 해당 강수세포는 약화 및 소멸되고 충남 서해안 지역에서 새로 발달하는 강수세포가 확인된다(Figs. 6a, c, e). 운정온도를 통해 MCS의 발달단계를 비교하고자 Fig. 6에 표기한 파란 실선지역으로 10분 간격의 운정온도를 시계열로 나타낸 결과, 0710 UTC부터 점차 발달하기 시작하여 0920 UTC까지 최성기를 유지, 이후 점차 소멸단계에 진입하면서 운정온도가 높아지는 것을 확인할 수 있다(Fig. 7a). WRF의 실험 결과도 매우 유사하다. 총 구름혼합비로 분석한 결과 경기만에서 형성된 MCS는 점차 발달하며 서진하고 있으며, 1000 UTC 에는 총 구름혼합비가 원형을 유지하지 못

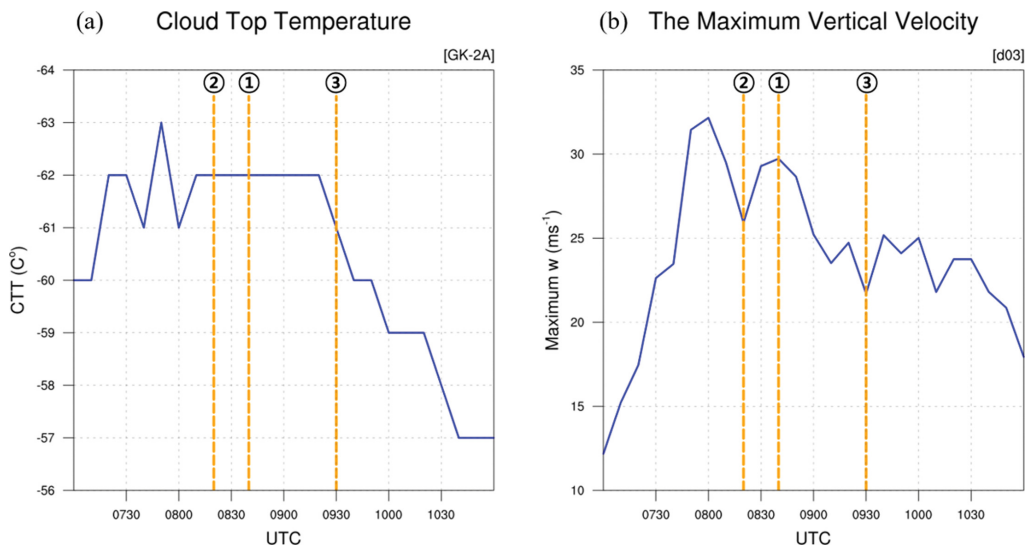


Fig. 7. Time series of (a) the cloud top temperature of GK-2A and (b) the maximum vertical velocity of WRF domain 3 calculated within the blue box shown in Fig. 5. Orange dashed lines indicate the targeted time of NCT event.

하고 소멸단계로 접어들고 있다(Figs. 6b, d, f). 위성 영상과 동일하게 파란 실선 영역에서 나타난 최대 연직속도를 시계열로 분석한 결과, 0800 UTC와 0840 UTC에 2번의 최고점이 나타나며, 이후 점차 소멸단계에 접어드는 것을 확인할 수 있다(Fig. 7b). 따라서 관측과 모델 결과 모두 MCS의 발달단계를 시간에 대

해 유사하게 모의하는 것을 확인할 수 있었으며, 특히 4장에서 분석하게 될 구역 1로 정의된 0835 UTC에 고도 11.5 km에서 나타난 난류 구역과 0820 UTC에 고도 16.5 km에서 확인된 난류 구역 2는 성숙단계에, 구역 3은 0930 UTC에 고도 11.5 km에서 난류가 나타나 소멸단계에 발생한 현상으로 분류할 수 있

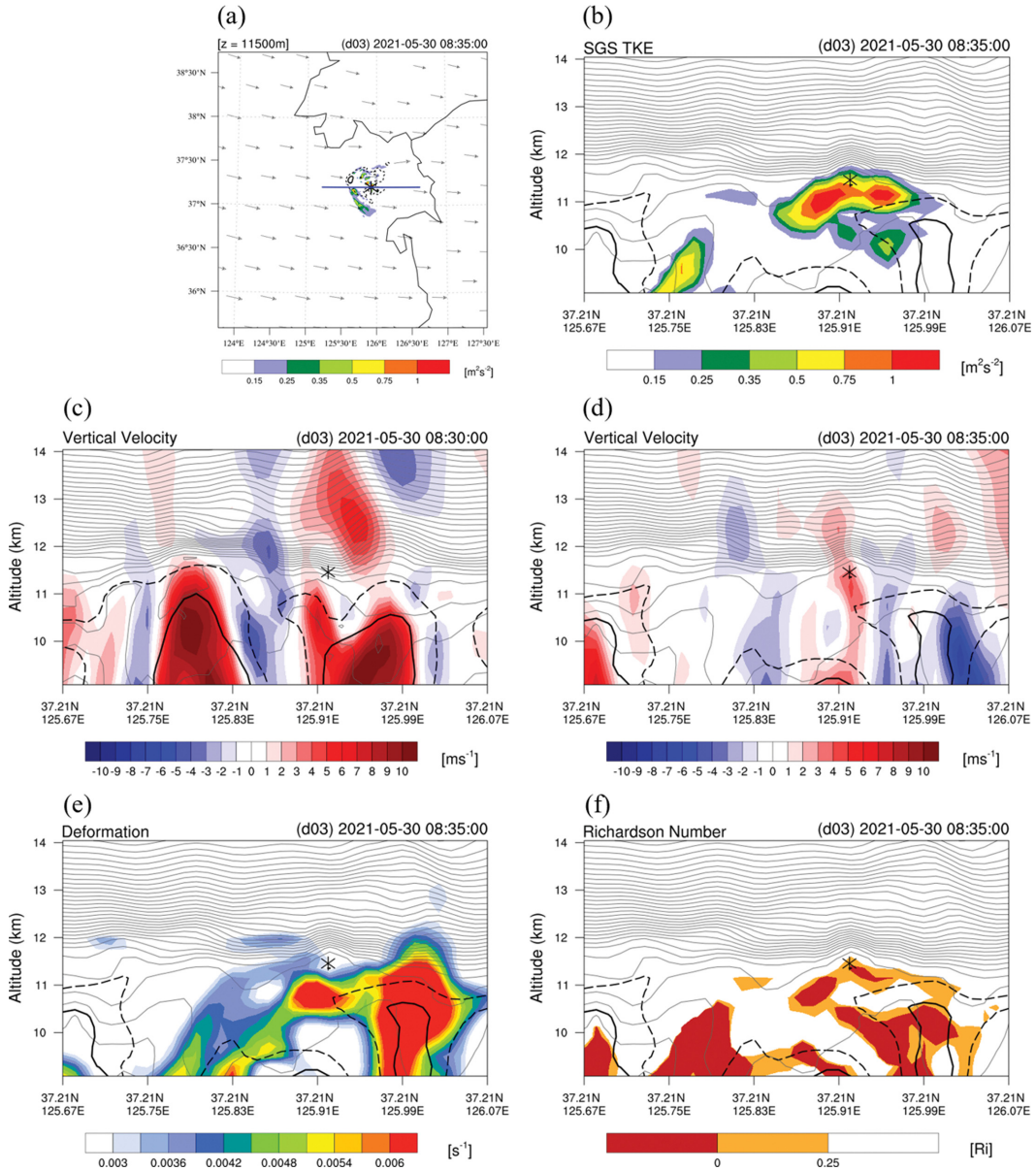


Fig. 8. (a) Total cloud mixing ratio at $z = 11.5$ km ($0.01 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; solid line) and SGS TKE (shading) at 0835 UTC in WRF domain 3. Vertical cross section of total cloud mixing ratio ($0.05 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; solid line) and potential temperature (contours) with (b) SGS TKE (shading) at 0835 UTC, vertical velocity (shading) at (c) 0830 and (d) 0835 UTC, (e) total deformation (shading), and (f) Richardson number at 0835 UTC from $z = 9$ to 14 km.

다. 이를 통해 한반도에서 발생한 MCS가 발달 단계에 따라 다양한 메커니즘으로 난류가 나타남을 난류 조우사례와 함께 분석하고자 한다.

4. 실험 결과

4장 실험결과에서는 3장에서 언급한 MCS 발달 단계에 따라 구역 1(0835 UTC, 고도 11.5 km), 구역 2(0820 UTC, 고도 16.5 km), 구역 3(0930 UTC, 고도 11.5 km)에서 모의된 항공난류의 발생 메커니즘을 차례대로 분석하고자 한다.

4.1 구역 1

구역 1에서 나타난 SGS TKE는 EDR을 통해 확인한 항공기가 난류를 조우한 시점에 근접한 0835 UTC, 고도 11.5 km에 초점을 맞춰 분석하였다. Figure 8은 난류 조우 지점을 중심으로 고도 11.5 km 수평 단면도(Fig. 8a)와 Fig. 8a에서 보인 파란색 실선을 지나는 경도-고도 연직 단면을 보인 것이다(Figs. 8b-f). 0835 UTC에 항공기 관측지점 주위로 SGS TKE 영역이 위치하는 것을 확인할 수 있으며(Fig. 8b), 이로 인해 항공기가 난류를 조우하였다고 판단, 해당 구역의 SGS TKE 발생 메커니즘을 분석하고자 한다. 깊은 대류의 강한 overshooting에 의한 상부에서의 급격한 공기 흐름의 변화를 확인하기 위해 변형(deformation, Def)을 계산하였고(Lane et al., 2003; Kim and Chun, 2012), 그 식은 다음과 같다.

$$Def = \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \right\}^{1/2} \quad (1)$$

0830 UTC에 항공기 관측 지점의 좌측으로 강한 상승기류와 함께 대류세포가 발달했고(Fig. 8c), 5분 후

0835 UTC에 상승기류가 약화되면서 대류세포의 운동고도가 10 km 부근까지 낮아지는 현상을 확인할 수 있다(Fig. 8d). MCS 내에서 반복적인 상승과 하강기류는 해당 지역으로 구름에 의한 흐름변형을 유발하며(Lane et al., 2003; Kim and Chun, 2012), 상승기류가 소멸되고 대류세포의 고도가 낮아지는 지역으로 Def가 강하게 나타나고 있었다(Fig. 8e). 이로 인해 해당 영역에서 Level of Neutral Buoyancy (LNB)가 나타나고, 이는 불안정한 공기가 평형 상태에 도달하여 부력을 잃고 대류가 멈춘다는 것을 의미한다. 따라서 해당 지역에서 온위선의 간격이 매우 넓게 위치하게 되고, 그로 인해 $\partial\theta/\partial z$ 가 0에 가까워져 Ri가 0보다 작은 구역, 즉 대류불안정이 나타나게 된다. 이를 통해 상승과 하강기류로 인해 overshooting top이 대류경계면에 도달한 후 다시 고도가 낮아지는 지역에서 발생한 LNB를 통과하던 항공기가 난류를 조우한 것으로 파악된다. 이는 항공기가 overshooting top 지역을 통과하지 않더라도 수 분 전 발생했던 overshooting top에 의해 해당 지역으로 불안정이 지속적으로 유도되어 강한 난류를 조우할 수 있음을 보여주는 사례이다.

항공난류의 규모는 앞에서 설명한 바와 같이 10-1,000 m 규모로 수치모델의 수평 해상도에 큰 영향을 받는다. 따라서 항공기 관측지점 주변으로 SGS TKE가 높게 나타나는 지역에서 Resolved TKE를 계산하고, 그 결과를 SGS TKE와 비교하고자 한다. Resolved TKE의 계산식은 아래와 같다(Kim and Chun, 2012).

$$Resolved\ TKE = [(u')^2 + (v')^2 + w^2]/2 \quad (2)$$

이 때, u' , v' 은 domain 1의 해상도인 9 km에 맞춘 격자의 평균 바람(\bar{u} , \bar{v})에서 배경바람(u , v)을 빼어 계산되었으며, domain 2에서는 3×3, domain 3은 9×9, domain 4에서는 45×45 격자가 평균된 바람장을 사용하였다. 이 때, w' 은 모델에서 모의한 w 를 그대로

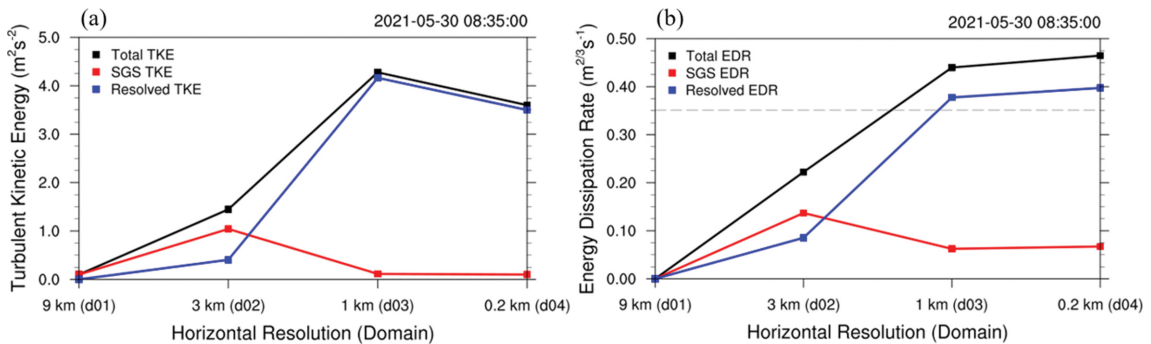


Fig. 9. (a) The values of total TKE (black line), SGS TKE (red line), and resolved TKE (blue line) for domain 1, 2, 3, and 4 on 0835 UTC at z = 11.5 km. (b) The values of total EDR (black line), SGS EDR (red line), and resolved EDR (blue line) for domain 1, 2, 3, and 4 at the same time. Gray dashed line in (b) depicted the value of aircraft observed EDR.

사용하였다. 그 결과, 작은 규모의 난류를 분해하지 못하는 해상도 3 km의 Domain 2에서는 Resolved TKE 보다 SGS TKE가 더 높게 나타났으며, 해상도가 1 km 이하인 Domain 3, 4에서는 항공난류의 수평 규모가 1 km 이하이기 때문에 난류가 잘 분해되어 Resolved

TKE가 크게 나타나는 것으로 해석할 수 있다(Fig. 9a). 따라서 수평규모가 작은 항공난류는 수치모델 해상도 1 km 이하에서 잘 분해될 수 있음을 이 결과를 통해 확인할 수 있으며, 이는 수치모델을 통한 항공난류 예측에서 수평 해상도의 중요성을 시사하고 있다. 또한

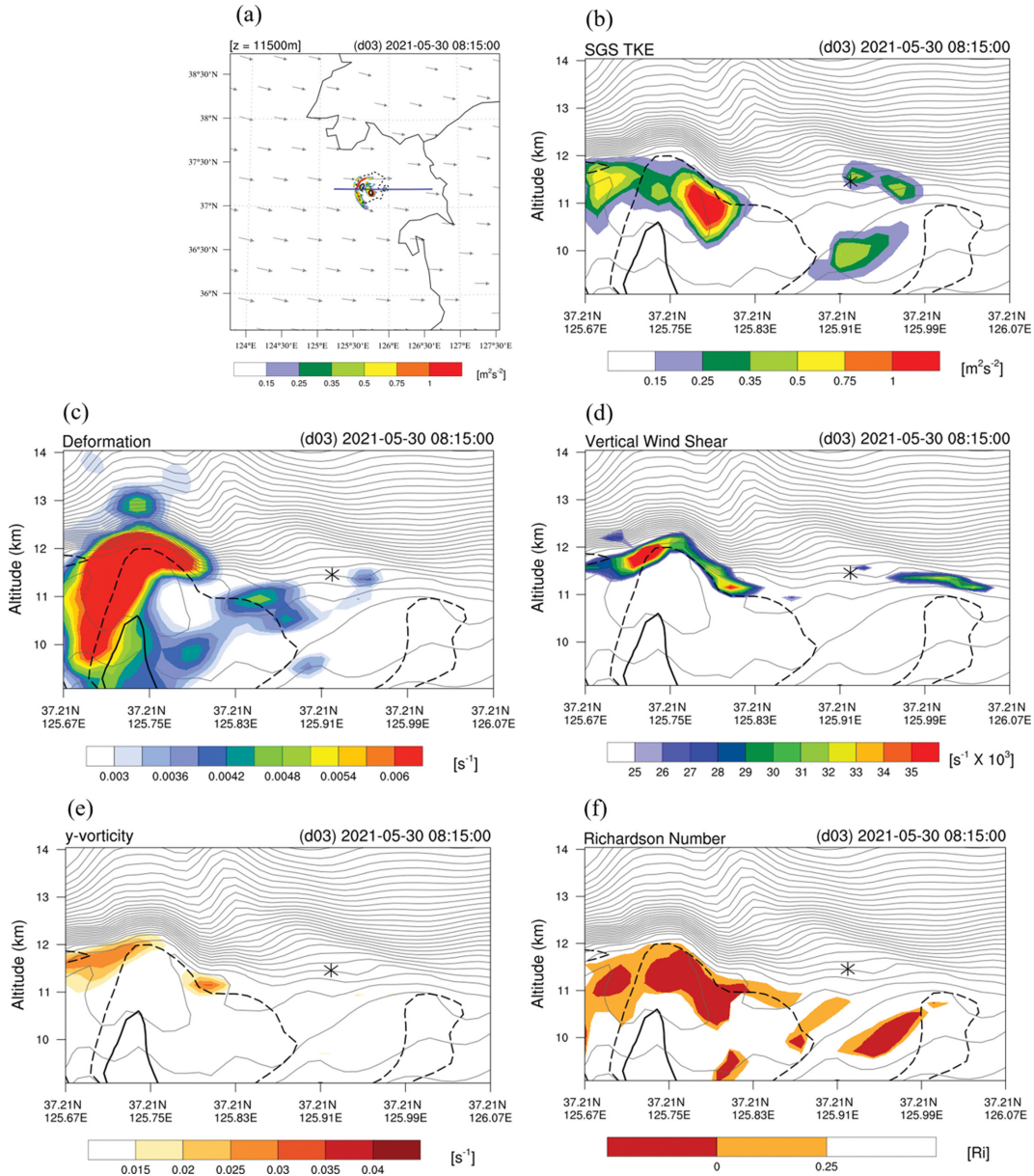


Fig. 10. (a) Total cloud mixing ratio at $z = 11.5$ km ($0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; solid line) and SGS TKE (shading) at 0815 UTC in WRF domain 3. Vertical cross section of total cloud mixing ratio ($0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; solid line) and potential temperature (contours) with (b) SGS TKE (shading), (c) total deformation, (d) vertical wind shear (shading), (e) y-vorticity (shading), and (f) Richardson number (shading) from $z = 9$ to 14 km at 0815 UTC.

항공난류 강도에 대해 정량적으로 비교하기 위해 EDR ($\varepsilon^{1/3}$)을 계산하였으며, ε 은 단위 시간당 난류운동에너지의 소산율로 정의된다. 본 실험에서 MYJ 대기경계층 모수화방안을 적용하였기 때문에 다음과 같은 식을 적용하였다(Kim et al., 2014; Muñoz-Esparza et al.,

2018).

$$\varepsilon = q^{2/3} / b_1 \times l \tag{3}$$

위 식에서 ε 이 SGS EDR, Resolved EDR일 경우 q

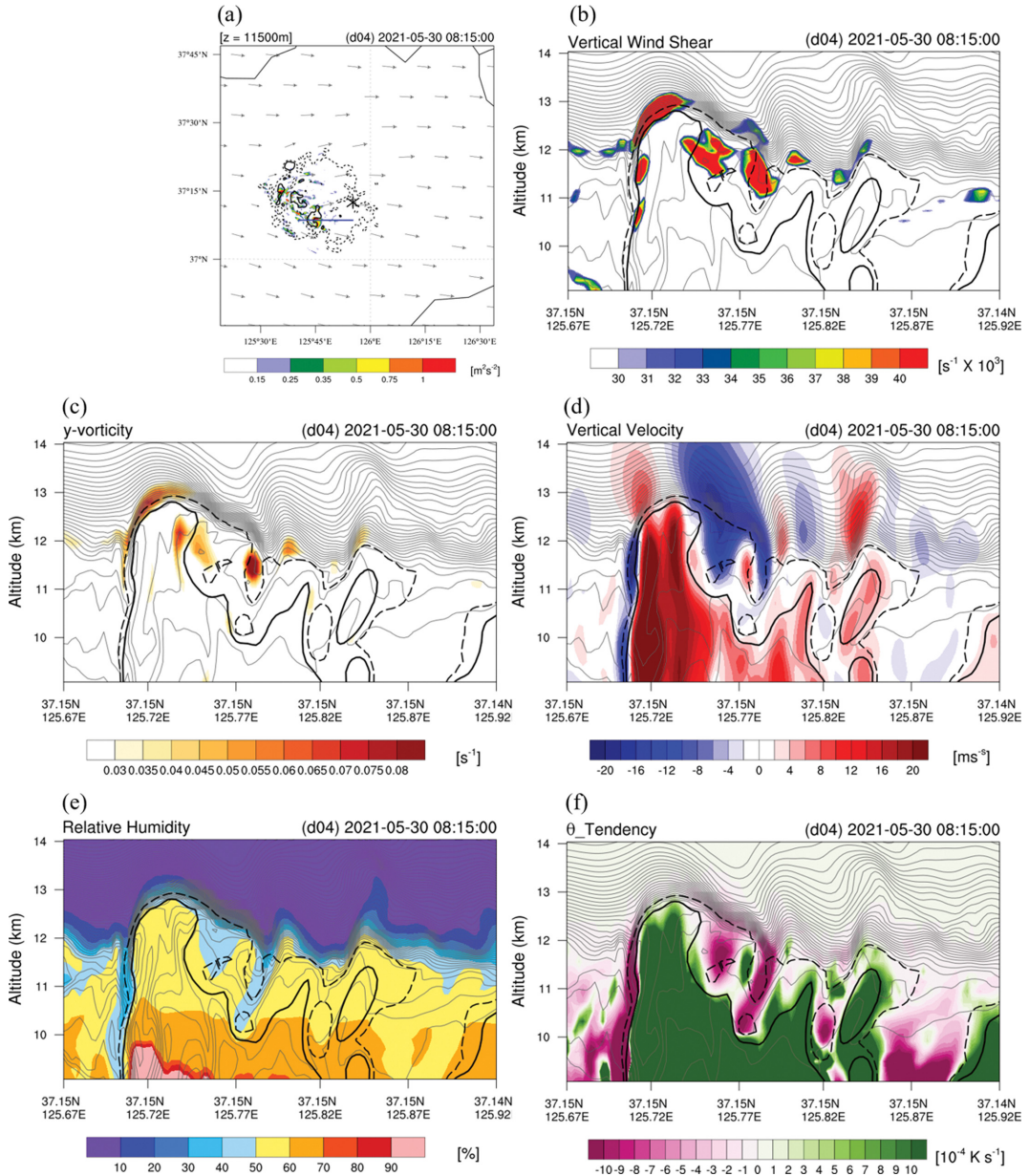


Fig. 11. (a) Total cloud mixing ratio at $z = 11.5$ km ($0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; solid line) and SGS TKE (shading) at 0815 UTC in WRF domain 4. Vertical cross section of total cloud mixing ratio ($0.06 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; solid line) and potential temperature (contours) with (b) vertical wind shear (shading), (c) y-vorticity (shading), (d) vertical velocity (shading), (e) relative humidity (shading), and (f) θ tendency (shading) from $z = 9$ to 14 km at 0815 UTC.

는 각각 SGS TKE와 Resolved TKE이며, b_1 은 MYJ Coefficient로 11.878, l 은 Length Scale이다. EDR을 계산한 결과 해당 사례에서는 domain 3, 4에서 계산한 Resolved EDR이 항공기 관측값인 $0.351 \text{ m}^{2/3} \text{ s}^{-1}$ 과 가장 유사하게 모의한 것을 추가적으로 확인할 수 있었다(Fig. 9b).

MCS 내부에서 반복적으로 나타나는 상승과 하강기류에 의해 난류가 발생함을 0835 UTC 사례에서 확인할 수 있었으며, 추가적으로 최대 연직속도의 최고 점이 나타나는 다른 시간대인 0815 UTC를 분석하고자 한다(Fig. 7b). Figure 10에서 나타나는 SGS TKE 영역은 대류세포 풍하측에 분포되어 있으며, 이는 선행연구(Lane et al., 2003; Kim and Chun, 2012)에서 밝힌 풍하측 난류 위험구역과 일치하는 결과이다. 해당 결과를 분석하기 위해 연직 바람시어(Vertical Wind Shear, VWS), y축 소용돌이도(y-vorticity), 리차드슨수(Richardson Number, Ri), 상당온위로 계산된 Brunt-Väisälä 진동수(N_m^2)를 계산하였으며 식은 아래와 같다.

$$VWS = \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right\}^{1/2} \quad (4)$$

$$y\text{-vorticity} = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial v}{\partial x} \quad (5)$$

$$Ri = \frac{N_m^2}{VWS} \quad (6)$$

$$N_m^2 = \frac{g}{\theta_m} \frac{\partial \theta_m}{\partial z} \quad (7)$$

상층 흐름이 대류세포를 통과할 때 수평적으로 흐름 변형이 발생하며, 이로 인해 풍하측 구름 경계면에서 수평 풍속의 차이가 발생, VWS가 강화된다(Figs. 10c, d). 강화된 VWS는 시어에 의한 y축 소용돌이도를 발생시키며, 이는 구름 경계면에서의 내부와 외부 공기의 연직 혼합 및 유입(entrainment) 과정과 함께 대류 불안정을 발생시키게 된다(Fig. 10e). 따라서 해당 지역에서 온위선이 전도되어 대류불안정을 나타내는 Ri가 0보다 작은 구역이 대류세포 풍하측에서 나타나게 되고, 이로 인해 SGS TKE가 발생한 것으로 분석할 수 있다(Fig. 10f). 이는 0835 UTC 사례와 동일하게 MCS 내부의 상승과 하강기류로 인해 overshooting top 부근으로 SGS TKE 영역이 발생한 사례이지만, 0815 UTC 사례는 구름 경계면에서의 불안정(Grabowski and Clark 1991)에 의한 메커니즘으로 인해 난류가 발생함을 확인할 수 있었다.

구름 유입 과정에 대해 자세히 알아보기 위해 domain 4에서 overshooting top 풍하측 지역을 추가적으로 분석하였다(Fig. 11). Domain 3에서 분석한 메커니즘과

동일하게 풍하측으로 나타난 VWS로 인해 y축 소용돌이도가 발생하며, 그로 인해 구름 경계면에서 연직 혼합이 발생했음을 연직 속도를 통해 확인하였다(Figs. 11b, c, d). 0.06 g kg^{-1} 총 구름혼합비를 확인한 결과 연직속도가 음수인 영역에서 연직으로 약 1 km 낮은 영역이 확인되며 10 m s^{-1} 이상의 강한 하강기류가 나타나고 있다. 이는 구름 유입 과정과 강한 overshooting에 의해 발생한 중력파가 함께 작용하여 증폭되어 나타난 결과로 추정되나, 이에 대해서는 추후 추가적인 분석이 필요할 것으로 보인다. 이번 연구에서는 구름 유입 과정에 의한 구름 경계면에서의 불안정으로 발생한 국지적 난류 발생에 초점을 맞춰 살펴보았다. 또한, 상대습도(Fig. 11e)와 미세물리방안(WSM6)에서 계산된 비단열 과정에 의한 음의 온위 변화 경향(Fig. 11f)을 통해 해당 영역으로 성층권의 차고 건조한 공기가 구름 내부로 유입되어 증발 냉각(evaporative cooling)이 나타난 것을 확인하였다. 즉, 구름의 성장이 나타나는 overshooting top을 중심으로 외부 공기 유입에 의한 혼합과정이 풍상측보다는 풍하측에서 더 두드러지게 나타나며, 구름 소멸 또한 풍하측에서 나타남을 선행연구(Reuter and Yau, 1987)와 동일하게 본 연구의 실험 결과에서 확인할 수 있었다.

결과적으로 overshooting top 주변에서 생기는 난류 메커니즘은 본 연구에서 2가지로 정리할 수 있다. 먼저 overshooting top의 상승 및 하강기류에 따른 LNB가 나타나 해당 영역에서 난류가 발생하였으며, 마지막으로 풍상측 흐름 변형에 의해 발생한 VWS에 의해 유도된 y축 소용돌이도는 구름 경계면에서의 연직 혼합 및 유입과정을 발생시키게 되고, 이러한 메커니즘으로 인해 풍하측에서 난류가 발생하였음을 보였다.

4.2 구역 2

구역 2는 MCS 최대 운정고도인 12.5 km보다 약 4 km 높은 고도 16.5 km에서 0820 UTC에 발생한 SGS TKE이다. 성숙기의 MCS에서 발생한 중력파가 연직으로 전파되는 현상이 온위선을 통해서 확인할 수 있으며(Fig. 12a), 선행연구(Lane et al., 2003; Lane and Sharman, 2008; Kim and Chun, 2012)에서 분석한 연직으로 전파하는 대류에 의한 중력파가 임계고도에 접근하면서 파동파괴로 인해 난류가 발생하는 메커니즘과 동일한 현상으로 해석할 수 있다. 대류에 의한 중력파의 특징을 확인하기 위해 Scorer Parameter (I^2)를 계산하였으며, 계산식은 아래와 같다.

$$I^2 = \frac{N^2}{(U-c)^2} - \frac{U_{zz}}{U-c} \quad (8)$$

위 식에서 U는 배경 바람, c는 중력파의 전파 속도,

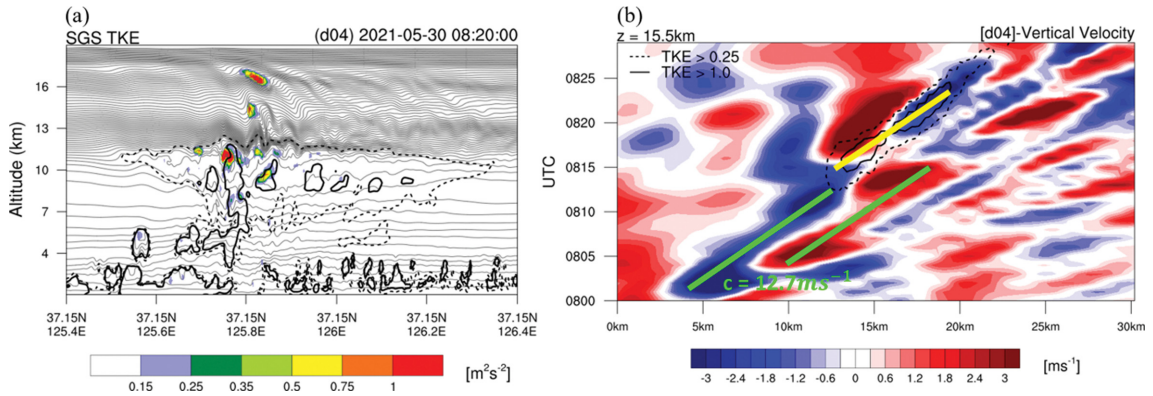


Fig. 12. (a) Vertical cross section of total cloud mixing ratio ($0.01 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; solid line), potential temperature (contours), SGS TKE (shading) at 0820 from $z = 1$ to 19 km in WRF domain 4. (b) The x-t diagram of vertical velocity (shading) at $z = 15.5 \text{ km}$ and SGS TKE at $z = 16.5 \text{ km}$ ($0.25 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; black dashed line, $1.0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; black solid line). The green line represents the gradient of vertical velocity, while the yellow line represents the gradient of SGS TKE.

N 은 *Brunt-Väisälä* 진동수를 의미한다. \hat{p}^2 를 계산하기 위해서는 대류에 의한 중력파의 전파속도를 구해야 하며, 해당 사례에서 파동파괴가 일어나는 지배적인 중력파의 특성을 찾기 위해 *Hovmöller diagram*을 이용하였다. 파동파괴가 일어난 고도의 1 km 아래 고도인 15.5 km 에서의 연직속도를 x-t diagram으로 나타냈다(Fig. 12b). 연직속도 분석을 통해 상승과 하강 기류의 진동을 확인할 수 있으며, 지상에서 바라본 중력파의 전파속도는 상승과 하강기류의 시간에 따른 이동거리로 볼 수 있다. 즉 기류가 중력파의 전파속도로, 계산 결과 $c = 12.7 \text{ m s}^{-1}$ 로 정의할 수 있으며, 추가적인 특성으로 고도 16.5 km 에서 발생한 SGS TKE 또한 중력파의 전파속도와 동일한 속도로 이루어

되고 있음을 확인하였다. 연직속도에 대한 파워 스펙트럼 분석 결과, 중규모 영역에서 $k^{-5/3}$ 기울기를 갖는 강한 에너지가 약 $10\sim 70 \text{ km}$ 의 수평 파장대에서 나타나며, 이는 대류에 의해 발생한 중력파에 의해 발생하는 것으로 추정된다(Fig. 13). 본 연구에서는 다양한 수평 파장을 가지는 중력파 중에서 파동 파괴로 인해 $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 이상의 국지적 SGS TKE를 유발시킨 약 10 km 수평 크기의 중력파에 초점을 맞추었다(Fig. 12). SGS TKE 발생 지점에서 U 를 연직으로 확인한 결과 고도 약 16.5 km 에서 중력파의 전파속도와 동일한 12.7 m s^{-1} 로 확인되었으며(Fig. 14a), Ri 를 동일 위치에서 계산하여 연직으로 나타낸 결과 고도 16.5 km 아래에서 Ri 가 0.25 보다 작게 나타나(Fig. 14b), 파동파괴가 일어날 수 있는 임계고도가 16.5 km 로 확인되었다. 중력파의 특성을 확인하기 위해 \hat{p}^2 를 계산한 결과, $\hat{p}^2 > k^2$ 를 만족하여 중력파는 연직으로 전파될 수 있고, $16.3\sim 17 \text{ km}$ 부근에서 \hat{p}^2 가 무한대로 향한다(Fig. 14c). 이 때 k 는 수평 파수(wavenumber)로 $2\pi/\lambda$ 로 정의할 수 있으며, k^2 는 약 10 km 수평 파장에 해당되는 0.04×10^{-5} 로 계산된다. 따라서 연직으로 전파하는 중력파가 임계고도로 접근하여 파동파괴가 발생하였음을 의미한다(Lane et al., 2012). 결과적으로 대류에 의한 중력파가 연직으로 전파하면서 임계고도인 16.5 km 에 도달하여 파동파괴가 발생하였고, 그로 인해 온위선이 전도되어 대류불안정이 발생하였음을 SGS TKE 발생 지점에서의 Ri 계산을 통해 0 보다 작은 지점이 나타난 것으로 분석할 수 있었다(Fig. 14b). 해당 사례는 항공기의 운항고도보다 다소 높은 지점에서 발생한 사례로 관심도가 낮을 수 있지만, 최근 고도 $15\sim 20 \text{ km}$ 내외의 성층권에서 운용되는 무인항

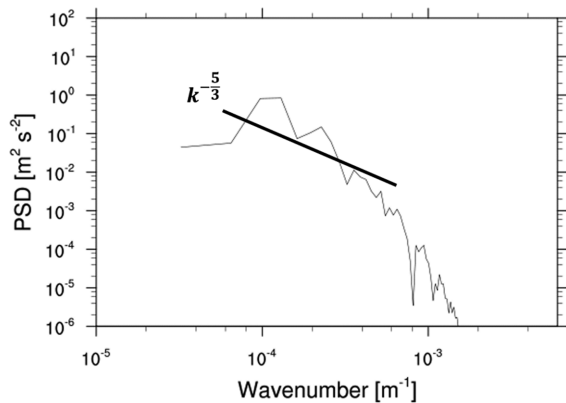


Fig. 13. Power spectral density (PSD) of vertical velocity in WRF domain 4. The black line represents the $k^{-5/3}$ energy slope.

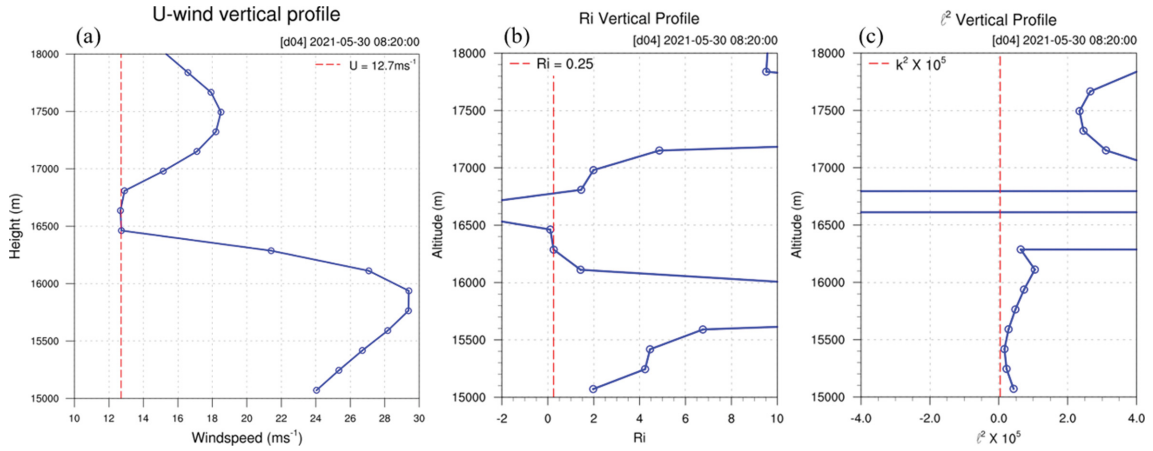


Fig. 14. Vertical profiles of (a) horizontal wind speed, (b) Richardson number, and (c) Scorer parameter (blue line) with k^2 ($= 0.04 \times 10^{-5}$, red dashed vertical line) calculated at the SGS TKE generation point from $z = 15$ to 18 km at 0820 UTC in WRF domain 4.

공기 소요가 증가하는 추세이며(KARI, 2022), 항공 안전에 있어 중요도가 높아지는 항공난류 발생 메커니즘이라 할 수 있다.

4.3 구역 3

마지막으로 MCS의 소멸 단계에서 나타나는 난류 메커니즘 분석을 위해 0930~0950 UTC 기간 동안 고도 11.5 km에서 발생한 SGS TKE 구역을 분석하고자 한다. 0930 UTC에 모루운 주변에서 썰기형으로 발생한 SGS TKE 구역이 시간이 지남에 따라 풍하측으로 이루어지지만, MCS 남쪽보다는 북쪽으로 더 우세하고 광범위하게 전파되는 특징을 확인할 수 있다(Fig.

15). 이는 선행연구(Trier and Sharman, 2009)에서 분석한 MCS의 상층 유출류(Outflow)에 의해 제트기류가 강화되어 시어 불안정이 발생하는 현상과 유사한 것으로 파악된다. 하지만 선행연구의 미국 사례는 MCS 규모가 500 km 이상이며 강한 제트기류도 MCS 발달 메커니즘에 포함되어 있지만, 한반도에서 발생한 이번 사례의 경우 MCS 크기도 150 km 내외의 meso- β 규모인 동시에 제트기류의 영향도 적은 다른 특성을 지니고 있다. 따라서 한반도에서 여름철에 자주 발생하는 해당 사례의 MCS 특성에서도 선행연구와 동일한 상층 유출류에 의해 배경 바람이 강화되어 항공난류가 발생하는지를 분석하고자 한다.

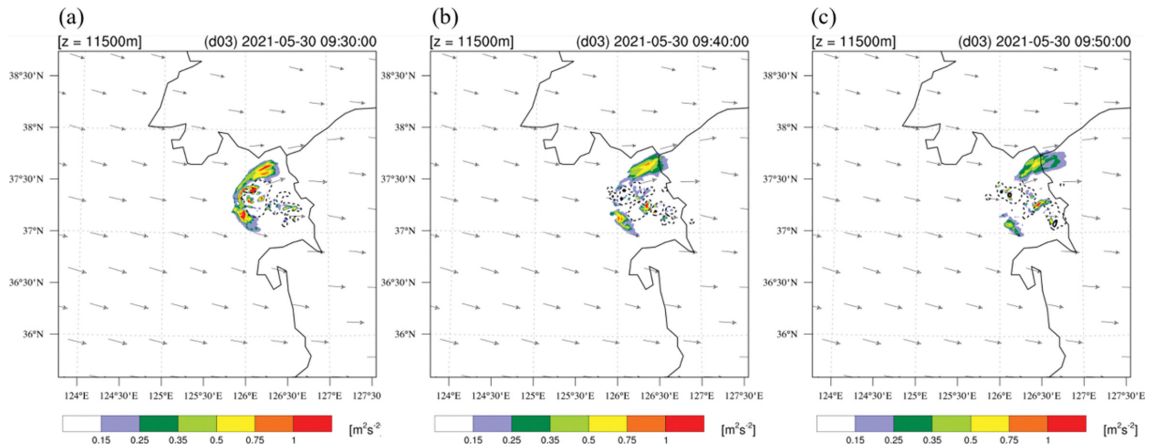


Fig. 15. Total cloud mixing ratio at $z = 11.5$ km ($0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; solid line), wind vector, and SGS TKE (shading) in WRF domain 3 at (a) 0930, (b) 0940, and (c) 0950 UTC.

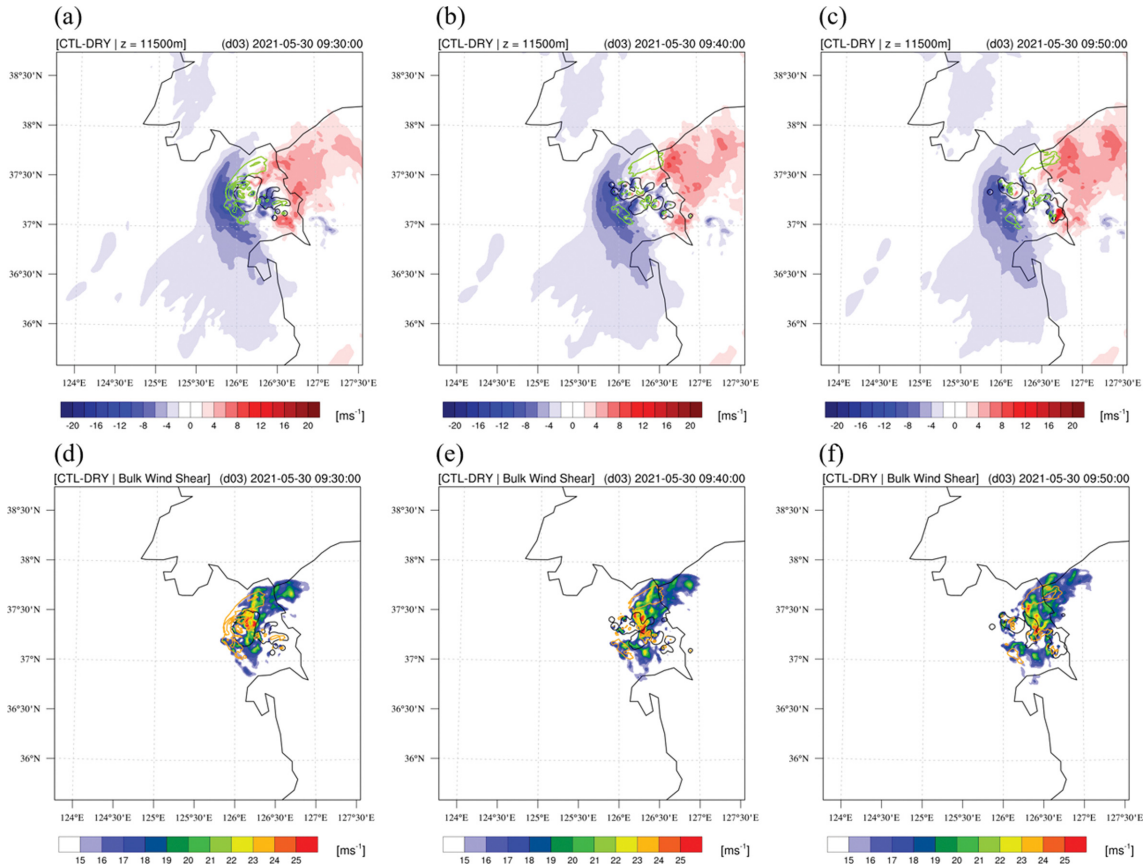


Fig. 16. Total cloud mixing ratio at $z=11.5$ km ($0.01 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; black solid line), SGS TKE ($0.25 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; green solid line), and horizontal wind speed calculated CTL - DRY in WRF domain 3 at (a) 0930, (b) 0940, and (c) 0950 UTC. SGS TKE ($0.25 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; orange solid line) and bulk wind shear at 10.5 to 12.5 km calculated CTL - DRY in WRF domain 3 at (d) 0930, (e) 0940, and (f) 0950 UTC.

해당 사례에서 깊은 대류에 의해 나타나는 상층의 유출류 효과를 제거하기 위해 적은 모수화방안과 미세물리방안을 적용하지 않은 DRY 실험을 추가로 진행하였다. 이를 통해 CTL 실험의 배경 바람에서 DRY 실험의 배경 바람을 제거하면 MCS에 의해 발생한 상층의 유출류의 특징을 확인할 수 있다(Figs. 16a-c). 소멸 단계의 MCS 전면으로 구름 장애물 효과(Sharman and Trier, 2019)에 의해 풍속이 감소하며, MCS의 북동쪽 1사분면 지역으로는 상층의 고기압성 유출류로 인해 배경 풍속이 증가한다. 반대로 MCS의 남서쪽 3사분면 지역으로는 유출류로 인해 배경 풍속이 감소하게 된다. 즉, 규모가 작은 MCS에서도 제트기류보다 약한 서풍 배경 바람을 강화 또는 약화시킬 수 있는 상층의 유출류가 충분히 존재함을 확인할 수 있었다. 이에 따른 시어불안정 여부를 확인하기 위해 해당 고도 11.5 km를 기준으로 각각 고도 10.5 km와

12.5 km의 Bulk Wind Shear를 풍속과 동일하게 CTL 실험에서 DRY 실험을 제거하여 확인한 결과, MCS 북동쪽 1사분면으로 강한 Bulk Wind Shear 구역이 해당 기간동안 계속해서 유지되는 것을 확인할 수 있었다(Figs. 16d-f). 강한 Bulk Wind Shear가 MCS 북동쪽 1사분면으로 위치하면서 해당 지역으로 시어불안정이 발생하여 SGS TKE가 발생하는 메커니즘으로 해석할 수 있으며, 이번 실험을 통해 규모가 미국보다 상대적으로 작고 제트기류의 영향이 적은 한반도의 MCS에서도 동일한 상층의 유출류 효과가 발생할 수 있음을 추가로 검증할 수 있었다. 마지막으로 선행연구(Trier and Sharman, 2009)와 동일하게 적은 모수화 과정과 미세물리과정을 적용한 상태에서 미세물리과정에서의 잠열(latent heat) 항을 계산하지 않는 실험을 추가로 수행하였으나, 결과는 DRY 실험과 유사하였다.

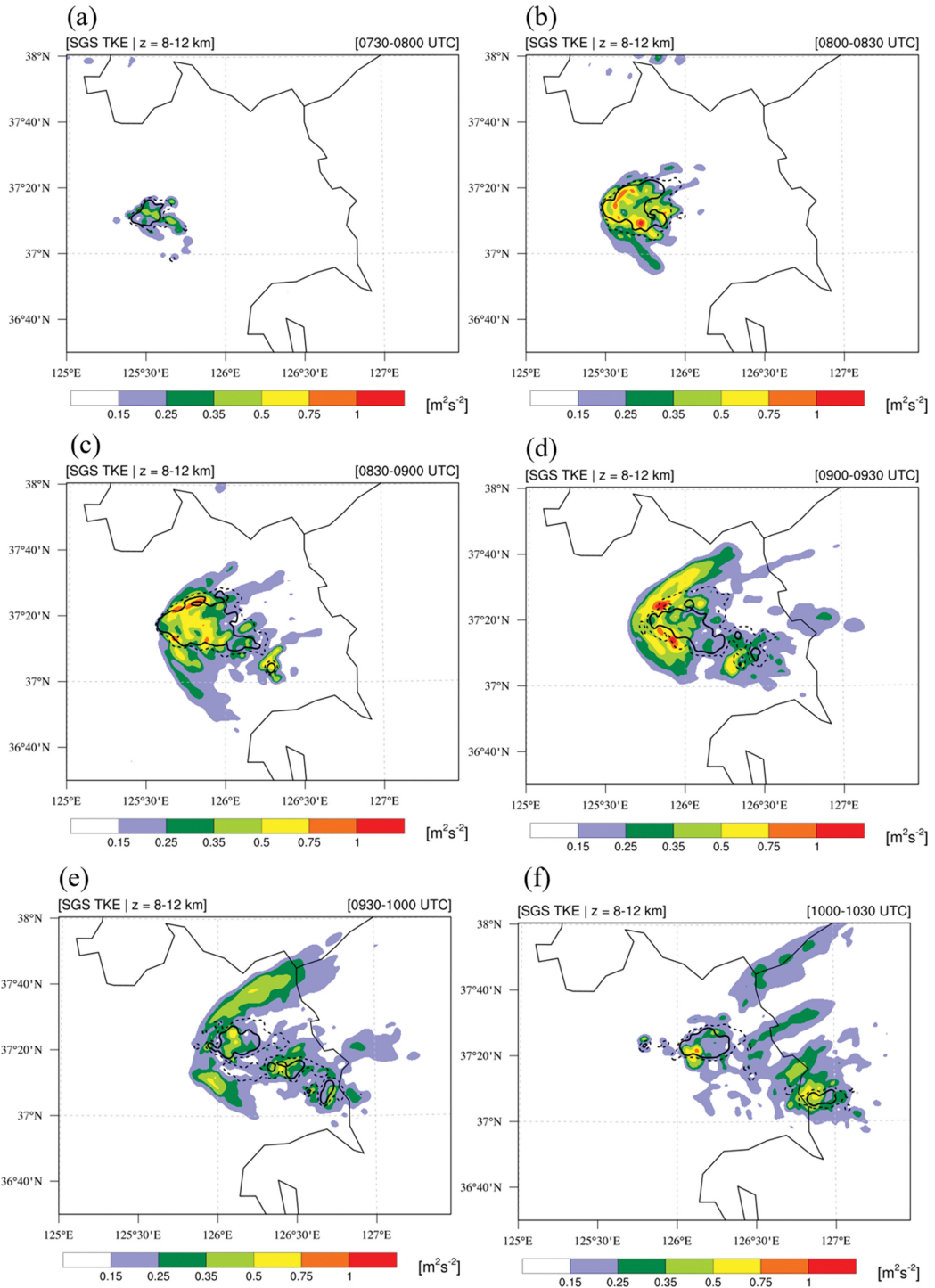


Fig. 17. Total cloud mixing ratio at $z = 11.5$ km ($0.05 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; solid line) and column max SGS TKE (shading) at $z = 8$ to 12 km on horizontal plane in WRF domain 3. Total cloud mixing ratio and column max SGS TKE are averaged for the time periods of (a) 0730~0800, (b) 0800~0830, (c) 0830~0900, (d) 0900~0930, (e) 0930~1000, and (f) 1000~1030 UTC.

4.4 MCS 생애주기에 따른 SGS TKE 시공간적 분포 특성

MCS 생애주기에 따른 다양한 난류 발생 메커니즘 분석에 추가하여 MCS에서 발생하는 난류의 시공간적 분포를 확인하기 위해 WRF domain 3에서 항공기 운항고도인 8~12 km의 Column Max SGS TKE를 산출하여 30분 간격으로 시간 평균하여 수평 분포를 분석하였다(Fig. 17). 발달기에는 overshooting top 내부에서 SGS TKE가 나타나는 현상을 확인할 수 있으며,

성숙기에 접어들면 점차 overshooting top 내부와 함께 전면에서 썰기형 패턴의 SGS TKE가 나타남을 확인할 수 있다. 소멸기에 접어들면서 SGS TKE의 강도 또한 약화되며, 넓게 분산되어 분포하게 된다. 특히, 본 연구에서 분석한 구역 3의 MCS 상층 고기압성 유출류에 의한 난류 발생 메커니즘과 동일하게 북동쪽 1사분면 영역으로 150 km 이상 넓게 퍼져나가고 있다. 다음으로 연직 구조를 확인하기 위해 수평 분석과 동일 영역에서 Max SGS TKE를 산출 및 고

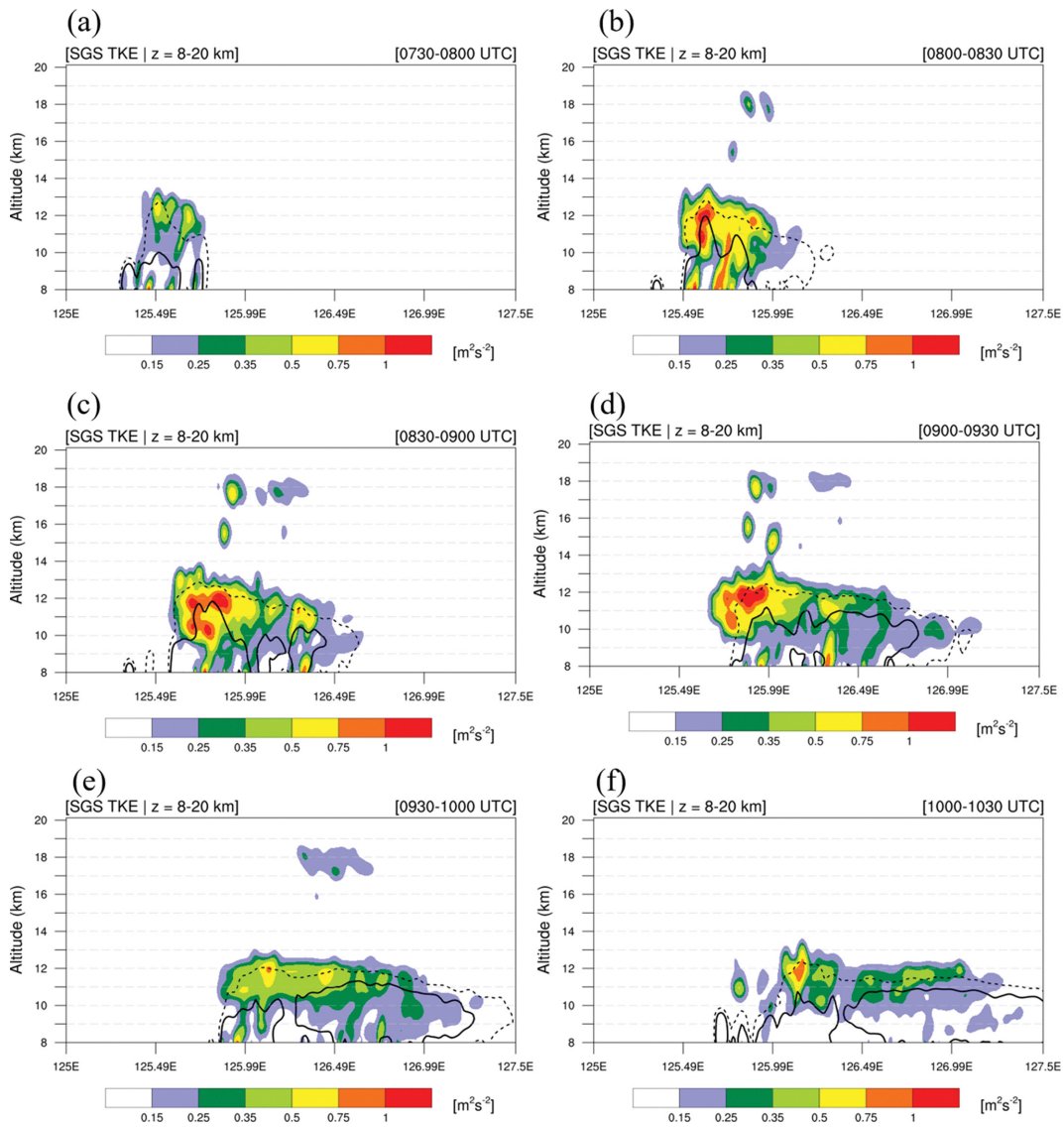


Fig. 18. Vertical cross-sections of averaged total cloud mixing ratio ($0.05 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; dashed line, $0.1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; solid line) and max SGS TKE (shading) at $z = 8$ to 20 km in WRF domain 3. Total cloud mixing ratio and SGS TKE are averaged for the time periods of (a) 0730~0800, (b) 0800~0830, (c) 0830~0900, (d) 0900~0930, (e) 0930~1000, and (f) 1000~1030 UTC.

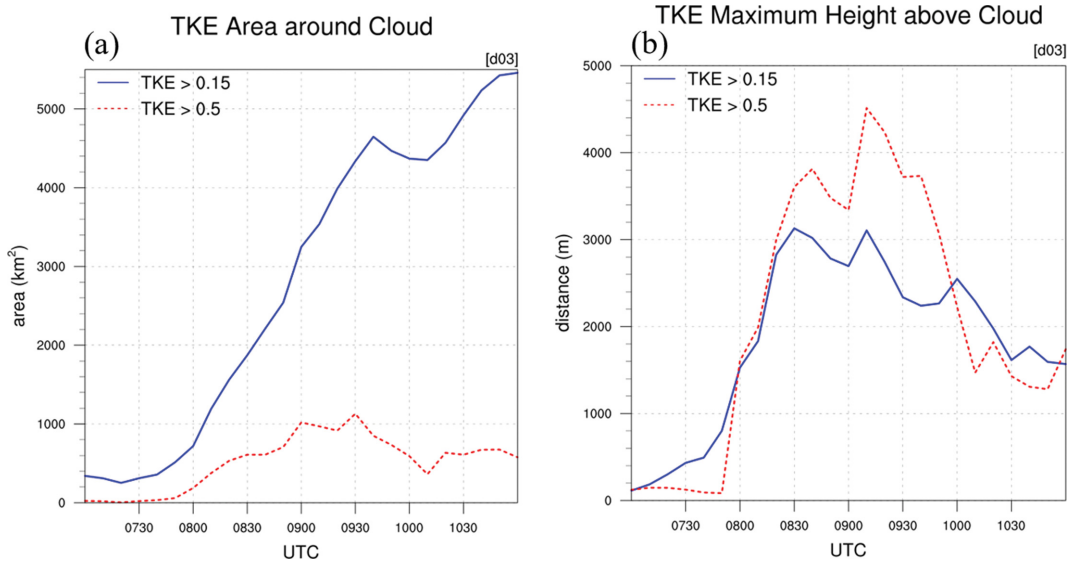


Fig. 19. (a) Time series of the column max SGS TKE ($> 0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; blue solid line, $> 0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; red solid line) area averaged at $z = 8$ to 12 km and (b) the vertical distance between $0.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ total cloud mixing ratio and column max SGS TKE (same as Fig. 19a) in WRF domain 3.

도 8~20 km 영역에 표출하여 30분 간격으로 시간 평균하여 분석하였다(Fig. 18). 발달기에는 overshooting top 내부에 비교적 약한 SGS TKE가 위치하고 있으며, 성숙기에 진입하면서 overshooting top 주변으로 강한 SGS TKE가 형성되고 있다. 특히, 구역 2에서 분석한 연직으로 전파하는 대류에 의한 중력파의 파동파괴에 의해 발생한 SGS TKE가 고도 약 18 km까지 높은 구간에서 발생함을 확인할 수 있다. 마지막으로 소멸 단계에서는 overshooting top은 점차 소멸되며, 모루운 상부로 약화된 SGS TKE가 고르게 분포하는 모습을 확인할 수 있다. MCS 생애주기에 따

른 SGS TKE의 특성을 정량적으로 비교하기 위해 고도 8~12 km에서의 column max SGS TKE 면적 및 SGS TKE 발생고도와 운정고도의 거리 차이를 시계열로 분석하였다(Fig 19). 먼저 SGS TKE 면적을 분석한 결과, SGS TKE가 $0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 보다 큰 영역은 MCS 생애주기 동안 지속적으로 증가하는 경향을 보여주고 있다(Fig 19a). 하지만 $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 보다 큰 SGS TKE 영역은 성숙 단계에서 최대값을 보이고 점차 감소하는 경향을 보여준다. 이는 SGS TKE를 수평적으로 분석한 결과에서 소멸 단계에서는 약화된 SGS TKE가 넓게 분산되어 분포하는 특성과 일치하고 있

Table 2. Characteristics of horizontal and vertical SGS TKE classified by MCS life cycle.

	Developing stage	Mature stage	Dissipating stage
Horizontal	<ul style="list-style-type: none"> • Circular distribution within 30 km from the overshooting top • Weak intensity 	<ul style="list-style-type: none"> • Wedge distribution within 100 km from the overshooting top • Rapidly increase in SGS TKE area 	<ul style="list-style-type: none"> • Overshooting top is weakened and scattered distribution within 150 km • SGS TKE is widely spreaded further on the northeastern quadrant of MCS • SGS TKE areas greater than $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are decreased but areas greater than $0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ are increased
Vertical	<ul style="list-style-type: none"> • Located over the overshooting top within 1 km vertically • Weak intensity 	<ul style="list-style-type: none"> • Located strong intensity around the overshooting top • Located over the overshooting top within 4~5 km above cloud top, about an altitude of $z = 18 \text{ km}$ 	<ul style="list-style-type: none"> • Overshooting top is weakened and widely distributed over anvil cloud • Weaker intensity and lower altitude than mature stage

다. 따라서 MCS의 성숙 단계에서는 좁은 지역에서 강한 난류들이 발생할 확률이 높으며, 소멸 단계에서는 난류 강도는 약화되지만 더 넓은 범위에서 난류를 조우할 수 있음을 의미한다. 다음으로 연직으로 SGS TKE가 운정고도에 비해 얼마나 높은 고도까지 위치할 수 있는지 확인하기 위해 각각의 거리 차를 평균하여 나타낸 시계열이다(Fig. 19b). 발달기에는 구름과 1 km 이내에서 SGS TKE가 위치했다면, 성숙기에는 운정고도보다 4~5 km 높은 상공에서 SGS TKE가 나타나고 있다. 소멸기에는 거리 차가 점차 줄어들지만 발달기보다는 높은 1~2 km의 고도 차를 보인다. 이러한 결과를 바탕으로 MCS 생애주기에 따른 수평 및 연직 SGS TKE 분포 특징을 다음과 같이 정리하였다(Table 2). 발달기에는 overshooting top 중심으로 좁은 범위에서 원형으로 분포하며, 연직으로 1 km 이내에 약한 SGS TKE가 분포하는 특징을 보인다. 성숙기에는 overshooting top 중심으로 약 100 km 범위에서 썩기형 분포를 보이며, 연직으로 overshooting top 중심으로 강한 SGS TKE가 고도 약 18 km까지 높은 영역에 걸쳐 나타나고 있다. 마지막으로 소멸기는 overshooting top이 약화되면서 수평적으로 150 km 내외로 넓게 분산형 분포를 보이고 있으며, 특히 북동쪽 1사분면 지역으로 더 멀리 SGS TKE가 분포하고 있다. 성숙기 대비 강한 SGS TKE 영역은 감소하였지만, 약한 SGS TKE 영역은 더 넓게 분포하는 특징을 갖고 있으며, 연직적으로 모루운 상부에 걸쳐 고르게 SGS TKE가 분포하게 된다.

5. 요약 및 결론

2021년 5월 30일 0843 UTC에 중국에서 일본으로 향하던 항공기가 경기만에서 급격하게 발달하는 MCS를 만나 고도 약 11.5 km에서 강한(Severe) 난류를 조우한 사례에 대해서 고해상도 수치모델링 실험을 통해 항공난류 발생 메커니즘을 분석하였다. 본 사례의 종관 패턴은 여름철 집중호우 발생 유형 중 경기만 지역으로 하층 수분축이 유입될 때 강한 강수를 발생시키는 패턴과 유사했으며, 이러한 유형의 경우 집중호우 뿐 아니라 깊은 대류에 의한 강한 난류 발생으로 운항하는 항공기에 영향을 줄 수 있음을 확인하였다. 항공 교통량이 집중되는 인천 공항 및 김포 공항이 위치한 경기만 지역에서 발생하는 MCS에 의해 발생한 NCT 사례에 대한 발생 메커니즘 규명은 궁극적으로 이 지역에서 깊은 대류 발달과 함께 발생할 수 있는 NCT 회피를 위해 매우 중요한 연구이다.

본 사례에서는 항공기가 난류를 관측한 시점인 구역 1과 함께 MCS 최대 운정고도보다 약 4 km 높은 구역 2, 소멸단계의 MCS에서 나타난 구역 3을 추가

로 분석하였다. 구역 1에서는 overshooting top의 상승과 하강기류로 인해 흐름변형이 발생, 그로 인한 대류불안정으로 난류가 발생한 것으로 확인되었고, 추가적으로 overshooting top에서 나타나는 대류세포 풍하측으로 구름 경계면에서의 불안정으로 인해 발생하는 SGS TKE도 살펴보았다. 구역 2에서는 연직으로 전파하는 대류에 의한 중력파가 임계고도로 접근하면서 파동 파괴가 발생, 대류불안정으로 인해 SGS TKE가 발생하였다. 마지막으로 소멸 단계의 MCS에서 나타나는 상층의 유출류 효과로 인해 MCS 북동쪽 1사분면으로 강한 Bulk Wind Shear가 발생, SGS TKE가 우세하게 이루어지는 현상을 확인하였다.

항공난류 중 대류에 의해 발생하는 NCT는 맑은 하늘에서 발생하기 때문에 조종사가 눈으로 보고 회피하기 힘들다. 따라서 항공기가 NCT를 피하기 위해서는 사전에 관련 기상정보를 제공받아 충분히 안전한 구역으로 대피하는 것이 이상적이나, 급격하게 발달하는 대류운의 경우는 최소한의 회피를 통해 안전하게 운항해야 하는 것이 현실이다. 따라서 기상예보관의 관점에서 안전한 항공운항을 위해 조종사 및 관제사에게 지원해야 할 NCT 회피 가이드라인을 이번 연구를 통해 제안하고자 한다.

1. 급격하게 발생하는 깊은 대류를 만나는 경우, Overshooting Top과 풍하측을 회피하여 운항
2. 성숙 단계의 MCS 상공으로 항공기 운항 금지
3. 소멸 단계의 MCS 주변으로 회피할 경우, MCS 남쪽으로 운항

가이드라인 1번은 구역 1에서 연구한 사례로 overshooting top에서의 상승과 하강기류의 반복에 의한 난류 발생과 풍하측 구름 경계면의 불안정으로 인해 난류가 발생할 수 있다. 따라서 급격하게 발달하는 MCS를 만나 주변으로 회피하지 못하고 통과할 경우, overshooting top과 풍하측을 가급적 피해서 운항해야 한다. 가이드라인 2번은 구역 2에서 연구한 사례로 MCS 운정고도보다 4 km 이상 높은 고도에서도 중강도 이상의 항공난류가 발생할 수 있음을 보여주는 사례이다. 특히 성층권에서 비행하는 고고도 무인항공기의 경우, 성숙단계의 MCS 상공으로 충분히 높은 고도에서 위치한다 하더라도 깊은 대류운에 의해 발생한 중력파의 파동 파괴로 난류를 조우할 수 있음을 인지하고 기상지원을 해야 할 것이다. 마지막으로 가이드라인 3번은 구역 3에서 연구한 사례로 소멸단계의 MCS에서 발생하는 상층의 유출류는 MCS 북동쪽 1사분면 지역의 배경바람을 강화시켜 시어블 안정에 의한 항공난류를 조우할 수 있다. 따라서 MCS의 북쪽이 항공난류의 위험반경임을 인지하고 운항중인 항공기가 MCS의 남쪽으로 회피할 수 있도록 기상지원을 실시해야 한다.

이번 연구는 한 가지 사례를 통해 MCS의 다양한 시공간에서 발생하는 항공난류 발생 메커니즘을 연구하였다. 해당 연구를 통해 한반도에서 나타나는 NCT의 다양한 특성에 대해 분석하여 항공난류 예보 가이드를 발전시키고 안전한 항공 운항에 기여하고자 하였다. 향후 추가 연구를 통해 한반도 특성에 맞는 NCT 회피 가이드라인을 더욱 발전시켜 나갈 필요가 있다. 특히 대한민국 공군의 현업 수치모델 발전에 제언을 하고자 한다. 공군의 현업 수치모델인 KAF-WRF의 난류 예측지수에는 제트기류에 의한 청천난류(Clear-Air Turbulence, CAT)와 산악에 의한 난류(Mountain Wave-induced Turbulence, MWT) 지수만 포함되어 있다. 해당 연구를 통해 깊은 대류 상부 및 주변 청천 지역에서도 다양한 메커니즘을 통해 항공난류가 발생할 수 있음을 확인하였으며, 상부 중력과 파동과괴에 의한 NCT 난류 예측지수(e.g., Kim et al., 2021) 등 다양한 메커니즘이 현업 모델에 포함되어야 할 필요가 있다.

감사의 글

이 연구는 기상청 「차세대 항공교통 지원 항공기상 기술개발(NARAE-Weather)」(KMI2022-00310)의 지원으로 수행되었습니다. 또한, 이 연구는 2019년도 정부(교육부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 기초연구사업입니다(NRF-2019R111A2A01060035). 본 논문에 많은 지도와 아낌없는 조언을 주신 서울대학교 지구환경과학부 대기전공 백종진 교수님과 손석우 교수님께도 감사의 말씀을 드립니다.

REFERENCES

- ARAIB, 2022: 2020 Aviation and railway accident casebook, Aviation and Railway Accident Investigation Board, 216 pp.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Trapley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the national centers for environmental prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **108**, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- FAA, 2012: Aeronautical information manual. Official guide to basic flight information and ATC procedures, Federal Aviation Administration, 729 pp.
- Grabowski, W. W., and T. L. Clark, 1991: Cloud-environment interface instability: Rising thermal calculations in two spatial dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 527-546, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0527:CIIRC>2.0.CO;2.
- _____, and L.-P. Wang, 2013: Growth of cloud droplets in a turbulent environment. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **45**, 293-324, doi:10.1146/annurev-fluid-011212-140750.
- Hamilton, D. W., and F. H. Proctor, 2003: An aircraft encounter with turbulence in the vicinity of a thunderstorm. *21st Applied Aerodynamics Conference*, 23-26 June 2003, Orlando, Florida, AIAA, 2003-4075.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129-151.
- 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.
- Janjić, Z. I., 2002: Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 scheme in the NCEP meso model. National Centers for Environmental Prediction Office Note 437, 61 pp.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **43**, 170-181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- Kaplan, M. L., A. W. Huffman, K. M. Lux, J. J. Charney, A. J. Riordan, and Y.-L. Lin, 2005: Characterizing the severe turbulence environments associated with commercial aviation accidents. Part 1: A 44-case study synoptic observational analyses. *Meteor. Atmos. Phys.*, **88**, 129-152, doi:10.1007/s00703-004-0080-0.
- KARI, 2022: A study on the expansion and practical development of solar UAV operation area in the stratosphere, Korea Aerospace Research Institute, 43 pp.
- Kim, J.-H., and H.-Y. Chun, 2010: A numerical study of Clear-Air Turbulence (CAT) encounters over South Korea on 2 April 2007. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 2381-2403, doi:10.1175/2010JAMC2449.1.
- _____, and _____, 2011: Statistics and possible sources of aviation turbulence over South Korea. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 311-324, doi:10.1175/2010JAMC2492.1.
- _____, and _____, 2012: A numerical simulation of convectively induced turbulence (CIT) above deep convection. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 1180-1200, doi:10.1175/JAMC-D-11-0140.1.
- _____, _____, R. D. Sharman, and S. B. Trier, 2014: The role of vertical shear on aviation turbulence within cirrus bands of a simulated western pacific cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2794-2813, doi:10.1175/MWR-D-14-00008.1.

- Kim, J.-H., J.-R. Park, S.-H. Kim, J. Kim, E. Lee, S. Baek, and G. Lee, 2021: A detection of convectively induced turbulence using in situ aircraft and radar spectral width data. *Remote Sensing (RS)*, **13**(4), 726. <https://doi.org/10.3390/rs13040726>.
- Kim, J., and J.-H. Kim, 2022: Retrieval and quality assessment of atmospheric wind from the aircraft-based observation near Incheon International Airport, Korea. *Atmosphere*, **32**, 323-340, doi:10.14191/Atmos.2022.32.4.323 (in Korean with English abstract).
- Kim, S.-H., H.-Y. Chun, D.-B. Lee, J.-H. Kim, and R. D. Sharman, 2021: Improving numerical weather prediction-based near-cloud aviation turbulence forecasts by diagnosing convective gravity wave breaking. *Wea. Forecasting*, **36**, 1735-1757, doi:10.1175/WAF-D-20-0213.1.
- _____, J.-H. Kim, H.-Y. Chun, and R. D. Sharman, 2023: Global response of upper-level aviation turbulence from various sources to climate change. *npj Clim. Atmos. Sci.*, **6**, 92, doi:10.1038/s41612-023-00421-3.
- Lane, T. P., R. D. Sharman, T. L. Clark, and H.-M. Hsu, 2003: An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1297-1321, doi:10.1175/1520-0469(2003)60<1297:AIOTGM>2.0.CO;2.
- _____, and _____, 2008: Some influences of background flow conditions on the generation of turbulence due to gravity wave breaking above deep convection. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2777-2796, doi:10.1175/2008JAMC1787.1.
- _____, _____, S. B. Trier, R. G. Fovell, and J. K. Williams, 2012: Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 499-515, doi:10.1175/BAMS-D-11-00062.1.
- Lee, J. H., J.-H. Kim, R. D. Sharman, J. Kim, and S.-W. Son, 2023: Climatology of clear-air turbulence in upper troposphere and lower stratosphere in the northern hemisphere using ERA5 reanalysis data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **128**, e2022JD037678, doi:10.1029/2022JD037679.
- Lee, T.-Y., and Y.-H. Kim, 2007: Heavy precipitation systems over the Korean Peninsula and their classification. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **43**, 367-396.
- Lester, P. F., 1994: *Turbulence: A new perspective for pilots*. Jeppesen Sanderson, 290 pp.
- Meneguz, E., H. Wells, D. Turp, 2016: An automated system to quantify aircraft encounters with convectively induced turbulence over Europe and the Northeast Atlantic. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **55**, 1077-1089, doi:10.1175/JAMC-D-15-0194.1.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **102**, 16663-16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Muñoz-Esparza, D., R. D. Sharman, and J. K. Lundquist, 2018: Turbulence dissipation rate in the atmospheric boundary layer: Observations and WRF mesoscale modeling during the XPIA field campaign. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 351-371, doi:10.1175/MWR-D-17-0186.1.
- _____, H. H. Shin, T. L. Keller, K. Ikeda, R. D. Sharman, M. Steiner, J. Rawdon, and G. Pokodner, 2021: Revisiting the precipitous terrain classification from a meteorological perspective. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **60**, 1387-1406, doi:10.1175/JAMC-D-20-0268.1.
- Park, C., S.-W. Son, J. Kim, E.-C. Chang, J.-H. Kim, E. Jo, D.-H. Cha, and S. Jeong, 2021: Diverse synoptic weather patterns of warm-season heavy rainfall events in South Korea. *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 3875-3893, doi:10.1175/MWR-D-20-0388.1.
- Reuter, G. W., and M. K. Yau, 1987: Mixing mechanisms in cumulus congestus clouds. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 781-797, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<0781:MMICCC>2.0.CO;2.
- Sharman, R. D., L. B. Cornman, G. Meymaris, J. Pearson, and T. Farrar, 2014: Description and derived climatologies of automated in situ eddy-dissipation-rate reports of atmospheric turbulence. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 1416-1432, doi:10.1175/JAMC-D-13-0329.1.
- _____, and J. M. Pearson, 2017: Prediction of energy dissipation rates for aviation turbulence. Part I: Forecasting nonconvective turbulence. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **56**, 317-337, doi:10.1175/JAMC-D-16-0205.1.
- _____, and S. B. Trier, 2019: Influences of gravity waves on convectively-induced turbulence (CIT): A review. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 1923-1958, doi:10.1007/s00024-018-1849-2.
- Skamarock, W. C., and Coauthors, 2021: A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.3 (No. NCAR/TN-556+ STR), doi:10.5065/1dfh-6p97.
- Trier, S. B., and R. D. Sharman, 2009: Convection-permitting simulations of the environment supporting widespread turbulence within the upper-level outflow of a mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1972-1990, doi:10.1175/2008MWR2770.1.

- _____, _____, R. G. Fovell, and R. G. Frehlich, 2010: Numerical simulation of radial cloud bands within the upper-level outflow of an observed mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2990-2999, doi:10.1175/2010JAS3531.1.
- _____, _____, D. Muñoz-Esparza, and T. P. Lane, 2020: Environment and mechanisms of severe turbulence in a midlatitude cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 3869-3889, doi:10.1175/JAS-D-20-0095.1.
- Williams, P. D., 2017: Increased light, moderate, and severe clear-air turbulence in response to climate change. *Adv. Atmos. Sci.*, **34**, 576-586, doi:10.1007/s00376-017-6268-2.
- WMO, 2003: Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR) reference manual, WMO-No. 958, World Meteorological Organization, 80 pp.
- _____, 2012: Final report of the Fifth WMO Workshop on the Impact of Various Observing Systems on Numerical Weather Prediction. WMO Tech. Rep. 2012-1, World Meteorological Organization, 25 pp.