

아시아 여름 몬순에서의 지역별 극한 강수의 역학과 특성

전하은^{1),3)} · 하경자^{1),2),3)*} · 김혜렴^{1),3)} · 오효은^{2),3)*}

¹⁾부산대학교 대기환경과학과, ²⁾IBS 기후물리연구단,
³⁾부산대학교

(접수일: 2024년 5월 17일, 수정일: 2024년 6월 23일, 게재확정일: 2024년 7월 26일)

Dynamics and Characteristics of Regional Extreme Precipitation in the Asian Summer Monsoon

Ha-Eun Jeon^{1),3)}, Kyung-Ja Ha^{1),2),3)*}, Hye-Ryeom Kim^{1),3)}, and Hyeon Oh^{2),3)*}

¹⁾Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Busan, Korea

²⁾Center for Climate Physics, Institute for Basic Science, Busan, Korea

³⁾Pusan National University, Busan, Korea

(Manuscript received 17 May 2024; revised 23 June 2024; accepted 26 July 2024)

Abstract In 2023, the World Meteorological Organization released a report on climate conditions in Asia, highlighting the region's high vulnerability to floods and the increasing severity and frequency of extreme precipitation events. While previous studies have largely concentrated on broader-scale phenomena such as the Asian monsoon, it is crucial to investigate the substantial characteristics of extreme precipitation for a better understanding. In this study, we analyze the spatiotemporal characteristics of extreme precipitation during summer and their affecting factors by decomposing the moisture budgets within specific Asian regions over 44 years (1979–2022). Our findings indicate that dynamic convergence terms (DY CON), which reflect changes in wind patterns, primarily drive extreme rainfall across much of Asia. In southern Asian sub-regions, particularly coastal areas, extreme precipitation is primarily driven by low-pressure systems, with DY CON accounting for 70% of the variance. However, in eastern Asia, both thermodynamic advection and nonlinear convergence terms significantly contribute to extreme precipitation. Notably, on the Korean Peninsula, thermodynamic advection plays an important role, driven by substantial moisture carried by strong southerly mean flow. Understanding these distinct characteristics of extreme rainfall across sub-regions is expected to enhance both predictability and resilience.

Key words: Asian monsoon, Extreme precipitation, Moisture budget equation, Dynamic component, Thermodynamic component

*Corresponding Author: Kyung-Ja Ha, Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, 2, Busandaehak-ro 63 beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 46241, Korea.
Phone: +82-51-510-7860, Fax: +82-51-515-1689
E-mail: kjha@pusan.ac.kr
Hyeon Oh, Center for Climate Physics, Institute for Basic Science, Busan 46241, Korea.
Phone: +82-51-510-7632
E-mail: heunoh@pusan.ac.kr

1. 서 론

아시아 지역에서는 아시아 몬순의 영향으로 대부분의 강수량이 여름철에 집중되며, 극한 강수 또한 이 시기에 빈번하게 발생한다(Ding et al., 2010; Ha et al., 2012). 극한 강수는 전 세계 인구의 약 60%에 영향을 미치며, 수자원 관리와 농업 생산성 뿐만 아니라 도시 침수, 홍수, 산사태와 같은 자연재해로 인한 사회경제적인 큰 손실을 초래한다(Roxy et al., 2017; Sharma et al., 2020; Vittal et al., 2020; Zhao et al., 2021). 특히 최근 온실가스 농도 증가로 인한 기후 변화 아래에서 평균 기온이 상승하고 있으며, 대기가 함유할 수 있는 수증기 양이 증가하면서 평균 강수량 뿐만 아니라 극한 강수도 증가하고 있다(Trenberth, 1999; Cubasch et al., 2001; Emori and Brown, 2005; Kharin et al., 2007; Min et al., 2011; Pall et al., 2011; Kamae et al., 2014; Pfahl et al., 2017; Li et al., 2018; Sudharsan et al., 2020). 예를 들어, 2022년 8월 8일부터 9일까지 발생한 한국 중위도 지방 폭우는 일 강수량이 380 mm를 넘어 102년 만에 최고 수준으로 기록되었으며, 이 기간 동안 14명의 사상자가 발생하기도 했다(Kim et al., 2023a, 2023b; Oh et al., 2023).

온난화로 인한 극한 강수의 증가를 대비하고 예측하기 위해서는 극한 강수의 특성과 변화를 이해하는 것이 매우 중요하다. 기온 상승으로 인한 극한 강수량의 증가는 Clausius-Clapeyron (C-C) 방정식과 밀접한 관련이 있다. C-C 방정식에 따르면 표면 온도가 1°C 상승할 때 대기 중 수증기 함량은 6~7% 증가하며, 온난화 된 기후 아래에서 강수량의 극값이 증가하는 결과를 보였다(Meehl et al., 2000; Kharin et al., 2007). 이는 관측(Allan et al., 2010; Min et al., 2011; Deser et al., 2012)과 모델 자료를 활용한 결과에서도 확인된 바 있다. 극한 강수량의 역학적·열역학적 변화에 대한 연구는 주로 수증기 수지방정식을 활용하여 각 항들의 상대적인 기여도를 분석함으로써 강수 현상을 이해하는 데 도움을 줬다(Emori and Brown, 2005; Endo and Kitoh, 2014; Oh et al., 2018; Moon and Ha, 2020). Emori and Brown (2005)에서는 전 지구적인 관점에서 극한 강수량의 열역학적 변화의 전반적인 증가 경향을 강조했으며, Oh et al. (2018)은 전체 아시아 여름 몬순(Asia Summer Monsoon) 지역을 크게 동아시아, 남아시아, 그리고 북서태평양 몬순 지역으로 구분해 지역 강수에 영향을 주는 역학인자와 열역학인자들의 상대적인 기여도를 각각 정량적으로 밝혔다. 그중 남아시아(South Asian Summer Monsoon, SASM)와 북서태평양 몬순 강수의 경우, 바람의 변화에 따른 역학적 수분 수렴항의 기여도가 90% 이상으로 나타나 역학 항의 역할이 중요함을 증명했다. 남

아시아 지역의 강수량 변동성의 경우, 상승 기류와 같은 역학적 변화가 지배적임을 보인 다른 선행연구들과 일치한 결과였다(Walker et al., 2015; Vittal et al., 2016; Ali and Mishra, 2018; Gusain et al., 2019; Sudharsan et al., 2020). 동아시아 지역에서도 역학적 요인은 강수량 증가에 크게 기여했다(Wang et al., 2014; Li et al., 2019). 하지만 지역 규모에서의 시공간적 강수 특성 차이로 인해, 역학적 요소 중 이류항은 음의 이류를 통해 강수량의 감소 및 역학적 요인의 약화에 영향을 주기도 했다(Li et al., 2015; Lee et al., 2017). 한편, 동아시아 여름 몬순(East Asian Summer Monsoon, EASM) 지역은 계절 내 특성에 따라 열역학적 기여도의 중요성이 구분됨을 확인했다. 특히 7월과 8월 즉, 늦여름의 강수는 열역학적 요소의 기여도가 27.09%로 상당히 크게 나타나 수증기 변화의 역할이 최종적으로 극한 강수 발생에도 중요한 역할을 함을 밝혔다(Oh et al., 2018). 동아시아의 경우, 중위도 지역의 대규모 순환의 영향을 받는 역학적 요인과 함께(Endo and Kitoh, 2014; Sørland and Sorteberg, 2015) 열역학적 변화도 중요하게 강조되어야 함을 보였다.

중위도에 위치한 동아시아는 열대 지역과 극 그리고 중위도 간의 순환 및 여러 요인의 복잡한 상호작용으로 인하여 다른 몬순 지역에 비해 강수 예측성에 한계를 보이는 등, 몬순 지역 내 기후 예측이 어려운 지역이다(Wang et al., 2008; Wu et al., 2009; Yun et al., 2010; Oh and Ha, 2016; Li et al., 2022). 그러나 여전히 많은 선행연구들은 주로 글로벌 몬순으로 알려진 넓은 범위의 몬순 지역을 중심으로 평균 강수에 대한 분석을 진행하고 있어 세부 몬순 지역의 강수 및 극한 강수를 이해하는데 한계가 존재한다. 특히 극한 강수의 경우, 특정하는 시공간에 따라 상당한 차이가 있으며, 그 특성은 정의되는 지표에 따라 크게 구분되기 때문에 보다 세부적인 지역에 대한 이해가 필수적이다(Groisman et al., 2005; Alexander et al., 2006; Fischer and Knutti 2014; Pfahl et al., 2017).

본 연구의 목적은 아시아 몬순 지역 중에서도 극한 강수가 빈번하고 강하게 발생하는 지역들을 선정하고, 각 지역별로 수분 수지 방정식 분석을 통해 세부 지역별 극한 강수의 발생 메커니즘과 특성을 살펴보고자 하였다. 2장에서는 본 연구에서 사용한 자료와 역학적·열역학적 분석을 위한 수분 수지 방정식과 극한 강수의 특성을 분석하기 위해 정의한 지수를 소개하였다. 3장에는 아시아 몬순 지역의 극한 강수 영역 정의와 지역별 극한 강수의 시기에 따른 특징을 정리하였으며, 4장에는 지역별 극한 강수의 역학적·열역학적 특성에 대하여 분석하였다. 마지막으로 5장에서는 본 연구의 주요 결과를 요약하였다.

2. 자료 및 연구방법

2.1 자료 설명

극한 강수의 예측성을 높이기 위해서는 시공간 해상도가 높은 자료를 활용해 자세한 정보를 제공해야 한다(Li et al., 2022). 본 연구에서는 장기간의 일 자료를 제공하며, 수평 해상도가 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 로 높은 유럽 중기 예보 센터(European Center for Medium Range Weather Forecasts, ECMWF)에서 제공되는 재분석 자료(ERA5)를 주요 분석 자료로 이용하였다(Hersbach et al., 2020). ERA5 데이터에서 사용한 변수는 강수량, 표면 기압, 동서 바람(zonal wind, u), 남북 바람(meridional wind, v), 비습(specific humidity, q), 지위 고도이며, 연직적으로는 9개 레벨(1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 200 hPa)을 사용하였다. 분석 기간은 1979년부터 2022년까지 44년에 대해 북반구 여름철에 해당하는 6~8월(June, July, August, JJA)이다.

ERA5 데이터를 비롯한 재분석 자료는 장기간의 자료를 제공하여 관측 자료의 제공 기간이 짧거나 제공되지 않는 지역을 분석하기 위해 대안으로 많이 사용된다. 하지만 강수의 특성상 재분석 자료의 강수 값은 실제 관측으로 얻는 강수 값과는 차이를 보이며, 관측 자료보다 과대 모의하는 경향이 있기 때문에, 신뢰도 확보가 필수적이다(Hassler and Lauer, 2021). 따라서 ERA5 강수 데이터의 신뢰도 확보를 위해 전구 강수 기후 프로젝트(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)의 월 자료, 일본 기상청(Japan Meteorological Agency, JMA)의 일본 55년 재분석(Japanese 55-year Reanalysis, JRA55) 일 자료, 미국 해양 대기청(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)의 기후 예측 센터(Climate Prediction Center, CPC)의 일 강수 자료로 비교 검증했다. Table 1은 ERA5, GPCP,

Table 1. Pattern correlation coefficients of JJA climatology precipitation over Asia [60° - 150° E, 10° - 55° N] among datasets.

Data	ERA5	JRA55	GPCP	CPC
ERA5		0.85	0.88	0.39
JRA55	0.85		0.84	0.44
GPCP	0.88	0.84		0.40
CPC	0.39	0.44	0.40	

JRA55, CPC 데이터를 사용해 아시아 지역(60° - 150° E, 10° - 55° N)의 1979년부터 2022년까지 북반구 여름(JJA) 평균 강수량의 공간장에 대한 패턴 상관관계(pattern correlation)를 보여주며, 이를 통해 자료 간 공간 패턴의 유의미한 상관 관계를 확인했다. ERA5의 경우 GPCP (JRA55)와 0.88 (0.85)의 높은 상관성을 가지며, 다른 세 자료와 높은 패턴의 유사성을 보였다. 반면, CPC는 다른 모든 자료에 대해 0.5 이하의 상대적으로 낮은 패턴의 유사성을 확인할 수 있었다. 이는 공간 해상도의 한계로 인한 결과로 사료된다.

또한 아시아 지역의 강수량은 전지구 해수면 온도 변동성과 밀접한 상관성을 보이고 있기 때문에(Yao et al., 2010; Xu et al., 2022; Wang et al., 2024), NOAA에서 제공하는 최적 보간 해수면 온도(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, OISST) 버전 2 자료를 통해 인도양과 북서태평양 일부 지역을 포함한 지역의 특징을 분석했다. OISST의 수평 해상도는 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 이며, 기간은 1982년부터 2022년까지의 자료를 사용하였다. 본 연구에서 사용된 자료의 정보는 다음과 같이 정리하였다(Table 2).

2.2 수분 수지 방정식

수분 수지 방정식(moisture budget equation)은 강수에 영향을 미치는 각 요소들의 기여도와 메커니즘을

Table 2. Summary of datasets.

Data	Variable	Level	Horizontal resolution	Period
	precipitation, surface pressure	surface		
ERA5	u, v, specific humidity (q), geopotential height	1000~200 hPa	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	1979~2022, JJA, daily
GPCP			$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	1979~2022, JJA, monthly
JRA55	precipitation		$1.25^\circ \times 1.25^\circ$	1979~2022, JJA, daily
CPC		surface	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	
OISST	Sea Surface Temperature (SST)		$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	1982~2022, JJA, daily

이해하는 데 많이 활용된다. 본 연구에서도 극한 강수의 특징을 이해하고, 각 세부 지역별로 극한 강수에 기여하는 요소를 구분하기 위해 수분 수지 방정식을 분석하였다(Chen and Bordoni, 2016; Oh et al., 2018).

$$\delta(P - E) \cong \delta DY + \delta TH + \delta QD + R \quad (1)$$

$$\delta(P - E) \cong -\langle \nabla \cdot (\delta \mathbf{V} q_c) \rangle - \langle \nabla \cdot (\delta q \mathbf{V}_c) \rangle - \langle \nabla \cdot \delta \mathbf{V} \delta q \rangle + R \quad (2)$$

식(1), (2)에서 P는 강수량을 나타내며, E는 증발량, V는 수평 풍속(u, v), q는 비습을 나타낸다. 식(1)에서 DY (dynamic), TH (thermodynamic), QD (quadratic components)는 각각 역학 항(바람의 변화), 열역학 항(비습의 변화), 비선형 항(바람과 비습의 변화)을 의미한다. 그리고 식(2)에서 수직 적분 기호 $\langle \cdot \rangle$ 는 질량 가중 적분을 나타내며, 각 변수의 첨자 c는 1979년부터 2022년까지 44년간의 기후값을, δ 는 각 변수들의 이별 값에서 기후값을 뺀 차이를 나타낸다.

$$\delta(P - E) \cong -\langle \delta \mathbf{V} \cdot \nabla q_c \rangle - \langle q_c \nabla \cdot \delta \mathbf{V} \rangle - \langle \mathbf{V}_c \cdot \nabla \delta q \rangle - \langle \delta q \nabla \cdot \mathbf{V}_c \rangle - \langle \delta \mathbf{V} \cdot \nabla \delta q \rangle - \langle \delta q \nabla \cdot \delta \mathbf{V} \rangle + R \quad (3)$$

식(3)은 식(2)의 역학, 열역학, 비선형 항들을 이류와 수렴에 의한 영향으로 나눈 것이다. 우편의 첫 번째와 두 번째 항은 역학적 요인을 나타내며, 세 번째와 네 번째 항은 열역학적 요인을, 다섯 번째와 여섯 번째 항은 비선형 항을 포함하는 이차적인 요소를 보여준다. 첫 번째, 세 번째 및 다섯 번째(두 번째, 네 번째 및 여섯 번째) 항은 이류(수렴-발산)와 관련이 있으며, 각 항의 양(음)의 값은 수렴(발산)과 양(음)의 이류를 의미한다.

2.3 ETCCDI 기반 극한 강수 지수 정의

ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices)는 세계 기상 기구(World Meteorological Organization, WMO), 세계 기후 연구 계획(World Climate Research Programme, WCRP), 국제 해양 기상 기구(Joint WMO/IOC Technical Commission for Oceanography

and Marine Meteorology, JCOMM)가 협력하여 극한 기후와 변화를 이해하기 위해 표준화된 지표를 개발하고 관리하는 프로그램이다. 본 연구에서는 분석 기간 중 극한 강수 사건을 선정하고, 아시아 몬순 지역을 세부적으로 나누기 위해 ETCCDI 강수 지수 정의를 기반으로 극한 강수 지수를 정의했다(Table 3). 1 mm 이상의 강수를 기록한 날을 습한 날(wet day)로 보고, 습한 날에 대해 각 XX 퍼센타일 값에 해당하는 값을 극한 강수에 대한 임계값으로 정의하였다. 각 임계값을 넘는 강수량을 기록한 강수일수의 합을 총 극한 강수일(total rainfall days)로 정의했으며, 극한 강수일에 대한 총 강수량을 총 극한 강수량(total precipitation)으로 정의했다. 마지막으로 강우 강도(rainfall intensity)는 총 강수량을 총 강수일수로 나누어 살펴보았다.

3. 아시아 몬순 지역 내 극한 강수 지역 및 시공간적 특성

이전 선행연구에서 강수 분석은 대부분 전 지구 영역이나 온난화로 인한 강수량 변화가 크게 나타난 동아시아 지역이나 인도, 중국 등 아시아 하위 지역 위주로 진행되었다(Fang et al., 2023). Li et al. (2022)에서 동아시아 지역의 극한 강수 분석을 위해 지역을 나누어 보았지만, 각 나라 혹은 지역별로 분석 영역을 나누어 특징을 구분한 연구는 여전히 부족하다. 본 연구에서는 Oh et al. (2018)을 참고하여 동아시아 여름 몬순 지역(115°-140°E, 30°-40°N)과 남아시아 여름 몬순 지역(60°-100°E, 10°-40°N)을 정의하고, 두 지역별로 극한 강수의 특성에 따라 세부 지역을 구분하기 위해 총 극한 강수일, 총 극한 강수량, 강우 강도를 분석하였다(Figs. 1, 2).

Figure 1과 2는 전체 기간 동안 각각 EASM 지역과 SASM 지역의 각 그리드 별 90번째 백분위수(R90P), 95번째 백분위수(R95P), 99번째 백분위수(R99P)를 기준으로 극한 강수의 특성을 나타낸 그림이다. 첫 번째 행은 각 임계값을 넘는 날들에 대한 전체 극한 강수의 강수량을, 두 번째 행은 임계값을 넘는 날들의 대한 극한 강수일수이다. 마지막 행은 강우 강도로 극

Table 3. Definition of the extreme precipitation index based on ETCCDI.

Index	Definition (unit)
Wet day	Days with recorded precipitation of 1 mm or more (day)
RXXP	Value exceeding the XXth percentile of precipitation on wet days (mm)
Total extreme precipitation	Total precipitation on days with RXXP recorded (mm)
Total extreme precipitation days	Number of days with RXXP recorded (day)
Extreme rainfall intensity	Total extreme precipitation divided by total extreme precipitation days (mm day ⁻¹)

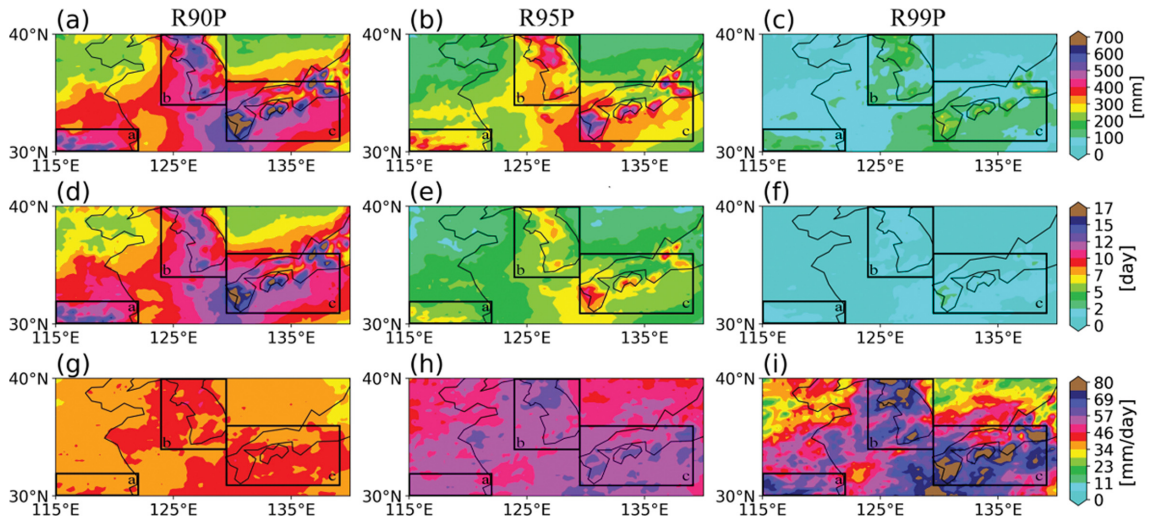


Fig. 1. Characteristics of extreme precipitation in the EASM region during JJA from 1979 to 2022. Each column of the figure corresponds to R90P, R95P, and R99P events, respectively. The first row (a, b, c) represents total extreme precipitation days with R90P, R95P, R99P, respectively. The second row (d, e, f) indicates total rainfall days above each criterion and the third row (g, h, i) presents rainfall intensity. The black rectangular boxes indicate the East Asian sub-monsoon regions (a: YR, b: KP, c: JS).

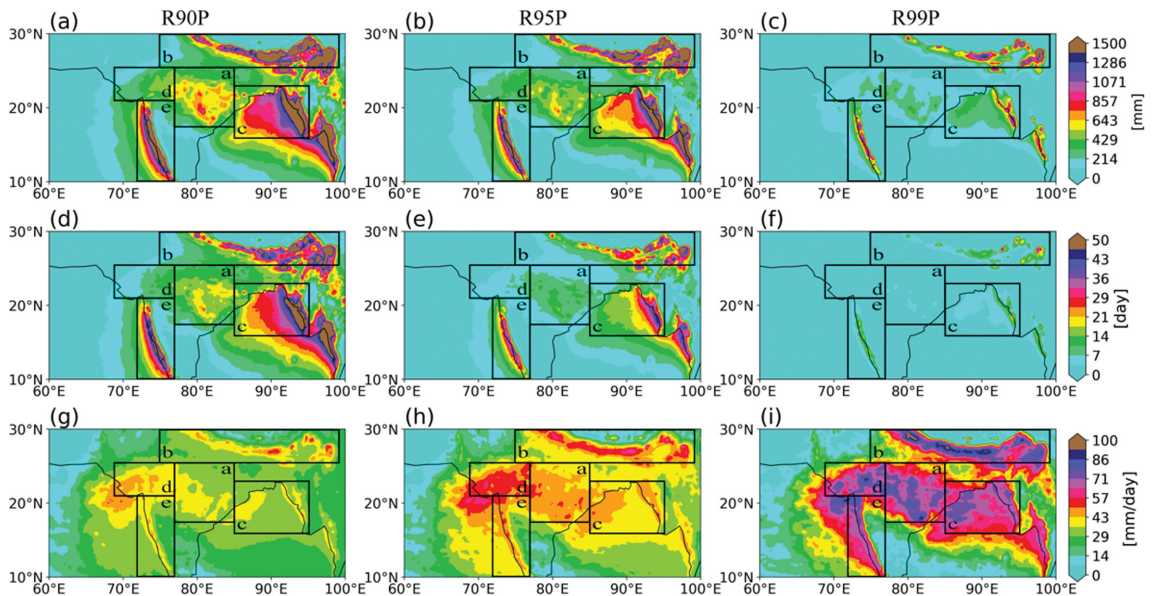


Fig. 2. Same as Fig. 1, but for SASM. The black rectangular boxes indicate the South Asian sub-monsoon regions (a: IC, b: HM, c: BoB, d: IW, e: WG).

한 강수 임계값을 넘는 날들의 일평균 강수량인 강우 강도를 의미한다. 각 지역의 임계값은 모든 경우 EASM 지역이 SASM 지역보다 크게 나타났으며, 그 차이는 R90P, R95P, R99P로 백분위수가 커질수록 그 격차가 커짐을 확인하였다. R90P 임계값을 기준으로 보면

(Figs. 1a, d, and g), 양쯔강 중·하류 지역과 한반도 서쪽, 그리고 일본 규슈 지역을 중심으로 총 극한 강수량과 총 극한 강수일수가 집중적으로 나타났으며, 50 mm day⁻¹ 이하의 강우 강도를 보였다. 임계값의 기준이 높아질수록 극한 강수의 발생 빈도는 줄어드는 반면,

강우 강도는 급격하게 증가하는 것을 확인할 수 있었다. R99P 임계값을 기준으로 했을 경우, 극한 강수 발생은 약 5회 미만이지만 한 번 강수가 내리면 80 mm day⁻¹ 이상의 강수가 내리는 등, 매우 강한 강우 강도를 보이는 것이 특징이다(Figs. 1f, i). 또한 극한 강수가 많이 발생하는 지역에 강한 강도의 극한 강수가 나타남도 확인할 수 있었다.

반면 SASM 지역은 지역적으로 극한 강수가 집중되는 지역과 집중되지 않는 지역이 명확히 구분되어 나타났다(Fig. 2). 따라서 남아시아 지역의 극한 강수의 경우 더욱 더 세부적인 지역으로 구분해 이해할 필요가 있다. Figure 2에서는 총 강수량(Figs. 2a-c)과 강수일수(Figs. 2d-f), 강우 강도(Figs. 2g-i)가 히말라야 산맥, 벵골만, 서고츠 산맥 지역을 중심으로 강하게 나타났다. 또한 인도의 중북부 지역은 총 강수량에 비해 R99P 기준의 강우 강도가 강했으며(Figs. 2c, i), 특히 가장 극한 임계값인 R99P를 기준으로 했을 때, 80 mm day⁻¹ 이상의 강우 강도를 보였다. 북부와 서부 지역은 전체적으로 극한 강수의 특징이 모두 강하게 나타나 극한 강수 발생에 가장 취약하며, 사전 대비가 필요한 지역으로 확인된다. 이러한 극한 강수의 특성을 기반으로 EASM 지역은 양쯔강(Yangtze River, YR), 한반도(Korean Peninsula, KP), 일본 남부

(Southern Japan, JS), 세 지역으로 나누었고, SASM 지역은 인도 중북부(Central-northern India, IC), 히말라야 산맥(Himalayan Mountains, HM), 벵골만(Bay of Bengal, BoB), 인도 서북부(Northwestern India, IW), 서고츠 산맥(Western Ghats, WG)까지 다섯 개의 세부 지역으로 나누었다(Figs. 1, 2).

아시아 여름 몬순의 시작일(onset)은 지역마다 시기적 차이를 보이며, 오늘날 몬순 종료일이 지연됨에 따라 장마 기간이 길어져서 여름철 강수량이 증가할 수 있고 극한 강수에도 영향을 미친다. 이렇듯 강수 지역에 따른 극한 강수의 시기적 빈도와 강도의 변화를 분석하고 이해하는 것은 매우 중요하다.

동아시아 지역 경우 몬순 시작일은 6월 중순에서 7월 초에 나타나는데(Moon and Ha, 2019), 그 중 YR과 JS 지역은 분석 기간 중 발생한 극한 강수(R95P)는 203일 중 50% 이상이 6월에 나타났고 이후 감소하여 8월에는 각 지역당 19일, 30일로 나타났다(Figs. 3a, b). 두 지역의 강수일수 패턴이 유사하게 나타난 것은 두 지역의 극한 강수가 유사한 몬순 시작일을 가진 메이유-바이유(Meiyu-Baiu) 전선에 의해 발생한 것으로 보인다(Takahashi and Fujinami, 2021). 다만, 분석 기간 44년 중 2000년을 기준으로 전반기 22년(1979~2000년)과 후반기 22년(2001~2020년)으로 나누

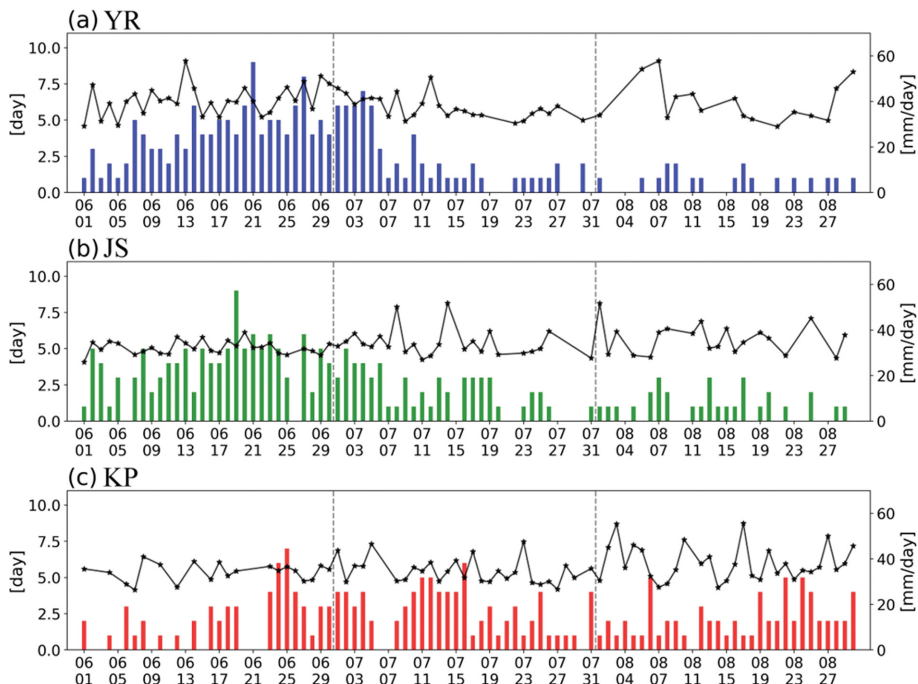


Fig. 3. Daily extreme precipitation days (bars) and its intensity (-*) during JJA from 1979 to 2022 for (a) YR, (b) JS, (c) KP in the EASM, based on R95P.

었을 때, YR 지역은 전반기에 R95P의 61%가 발생했다(not shown). 반면 JS 지역은 후반기에 R95P의 발생 비율이 52%로 더 높게 나타났으며, 8월의 경우 후반기에 R95P의 발생빈도가 8일 더 증가한 것으로 분석되었다. 반면 KP 지역의 경우 비슷한 위도대의 YR, JS 지역보다 고위도에 위치해, 몬순 시작일이 6월 중순에 나타났던 두 지역과 달리 10일 정도 뒤인 6월 말~7월 초에 나타난다(Moon and Ha, 2019). 따라서, KP 지역의 극한 강수의 경우 7월에 81일로 가장 높은 일수를 기록하였으며, 태풍과 2차 장마의 영향으

로 8월에도 67일로 극한 강수가 빈번하게 발생해 앞의 두 지역과는 다른 양상을 보였다(Fig. 3c). 또한 이는 한반도 지역의 몬순 종료일이 지연되면서 강수량이 증가해 극한 강수가 강화되는데 영향을 주었을 것으로 추정된다(Do et al., 2023).

남아시아 지역의 경우 IC와 IW 지역에서 6월 중순 이후 R95P 강수일수가 점진적으로 증가하다가 7월에 최고점을 기록하는 유사한 경향을 보였으며, IW 지역의 강수일수 경향이 약 5일 정도 지연된 것으로 나타났다(Figs. 4a, d). 또한 IC와 IW 지역은 전반적으로

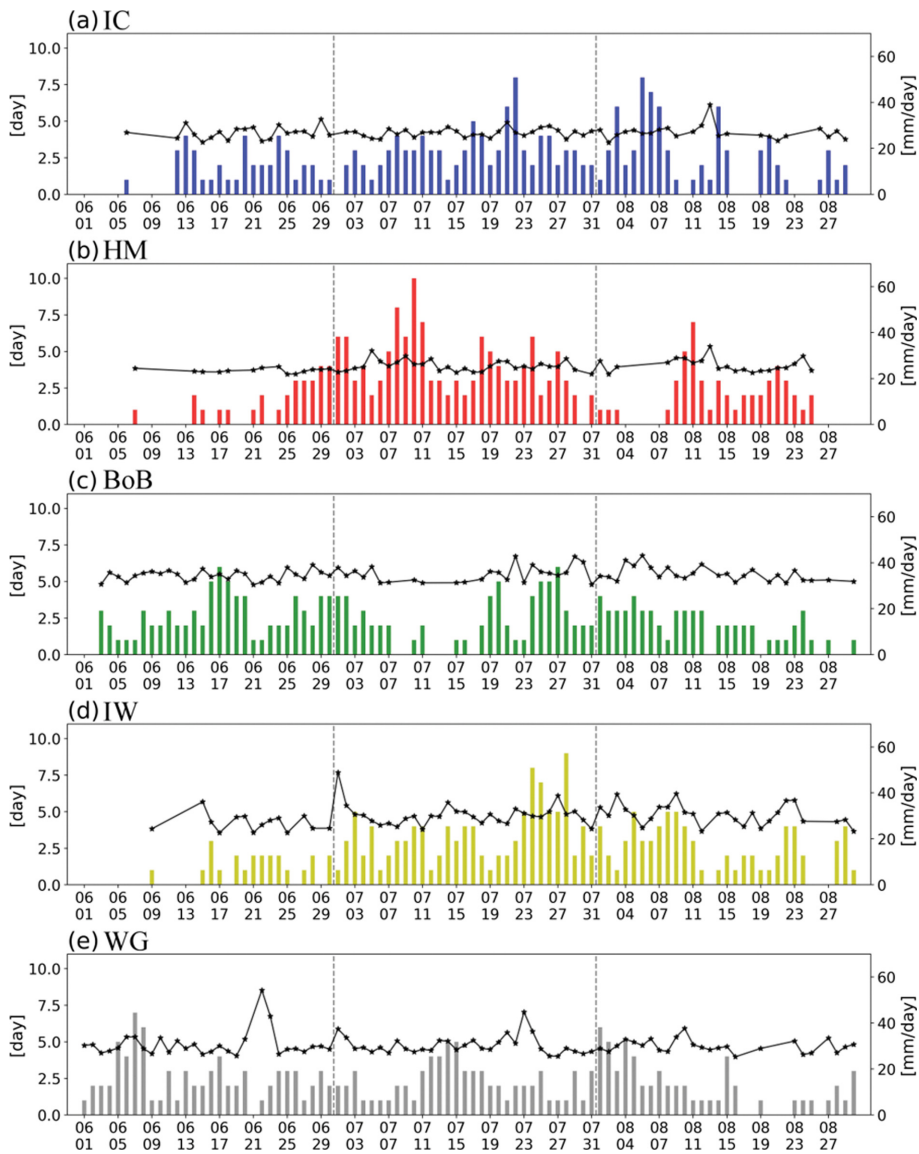


Fig. 4. Same as Fig. 3, but for (a) IC, (b) HM, (c) BoB, (d) IW and (e) WG in the SASM.

후반기에 R95P의 발생이 증가하는 경향을 보였고, 특히 IW 지역의 경우 극한 강수 일수가 가장 크게 증가한 것으로 분석되었다(not shown). HM 지역은 극한 강수 발생일의 61%가 7월에 집중적으로 기록되었고, 이후 8월 중순 이후 작은 피크가 나타났다(Fig. 4b). HM 지역의 경우 전, 후반기에 따른 극한 강수일의 변동은 크게 나타나지 않았지만, 8월 중순에 나타난 R95P 이벤트는 주로 후반기에 발생한 것으로 조사되었다. BoB와 WG 지역은 7월에 집중적으로 극한 강수일의 피크가 나타난 세 지역과 달리 6월 약 37%, 7월 약 34%, 8월 약 29%로 나타나 여름철 내내 습윤한 지역임을 알 수 있다(Figs. 4c, e). BoB 지역은 두 번의 피크 강수 시기가 존재했는데, 하나는 6월 중순, 하나는 IW와 유사한 7월 말경이었으며, 강수일수는 후반기가 전반기에 비해 R95P 발생일이 23일 증가했다(not shown). 강우강도의 경우 IC, IW, WG 지역에서 나타난 일 최고 강우강도가 모두 후반기에 발생해 최근 극한 강수 현상이 강화됨을 보였다.

4. 극한 강수 지역별 역학 및 열역학적 특성

아시아 몬순 지역의 강수량은 육지-해양 열 대조, 지리적 특징, 경도 순환 등 여러 요인에 의해 다른 몬순 지역에 비해 지구 온난화로 인한 역학적 요인의 약화가 다른 지역에 비해 적게 나타난다고 알려져 있

다(Endo and Kitoh, 2014). 따라서 본 연구는 극한 강수가 빈번하게 발생하는 지역의 극한 강수에 대한 역학적·열역학적 특성을 지역별로 구분하는 것을 목적으로 한다. 이를 정량적으로 분석하기 위해 수증기 수지 방정식이 많은 연구에서 사용되었다(Chen and Bordoni, 2016; Oh et al., 2018). 즉, 수증기 수지 방정식의 양의 수렴 값을 통해 강수 지역에서 수렴으로 인한 상승기류의 공간 분포를 확인할 수 있으며, 양의 이류항을 통해 강수를 형성하기 위한 수증기의 유입이 어느 지역에서 얼마나 강하게 나타났는지를 분석할 수 있다. 각 분석 영역의 수분 수지 방정식 항을 살펴보면 모든 동아시아 지역에서 역학적 수렴항(DY CON)의 기여도가 YR 지역은 65%, JS 지역은 52%, KP 지역은 59%로 가장 높게 나타났다(Fig. 5a). 열역학적 이류항(TH ADV)의 기여도는 각각 YR 지역에서 13%, JS 지역에서 21%, KP 지역에서 24%로 상당히 높은 기여도를 보였으며, 비선형 항(QD)의 경우 각각 3%, 9%, 19%로 보였으며, 비선형항의 경우 이류와 수렴항의 상쇄로 인한 기여도 감소가 눈에 띄었다. 결과를 보면 역학적 요인 중 역학적 수렴이 대부분 기여도를 설명하고 있었다. 이는 평년의 비습 공간장에 극한 강수 시기의 변칙적인 바람의 변화를 나타내며, 양의 수렴항은 강한 바람의 수렴으로 인한 상승 기류가 극한 강수에 크게 기여함을 의미한다. 열역학적 요인 중에서는 이류항의 기여도가 지배적이었

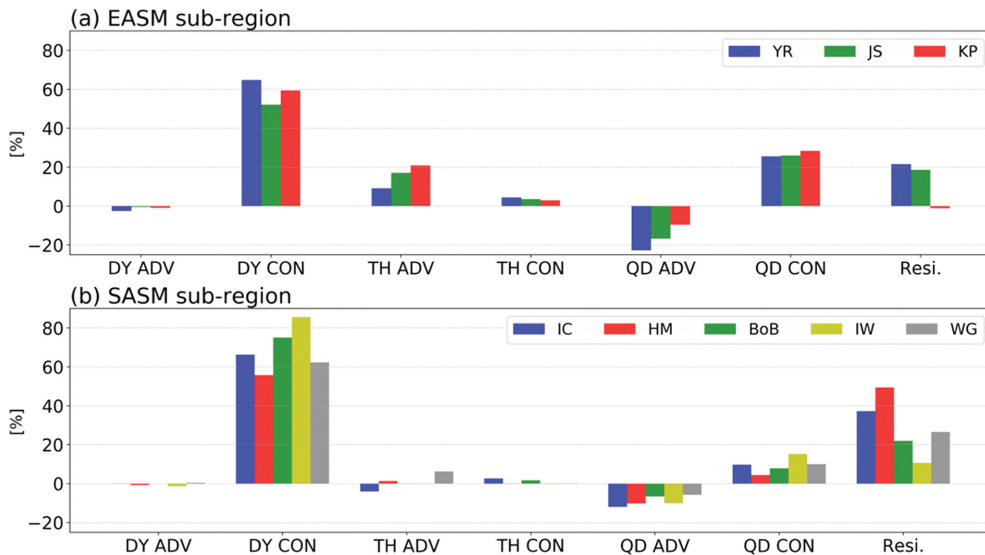


Fig. 5. Contribution of each term in the moisture budget equation to extreme rainfall (R95P) in (a) EASM sub-regions (YR, JS, and KP) and (b) SASM sub-regions (IC, HM, BoB, IW, and WG) during JJA from 1979 to 2022. Here ‘DY’ indicates dynamic components, ‘TH’ is thermodynamic component, and ‘QD’ is quadratic component. ‘ADV’ and ‘CON’ represents advection and convergence, respectively. ‘Resi.’ means residuals.

는데, 이는 평년의 바람 공간장에 극한 강수 시기의 변칙적인 비습의 변화를 보여, 여름철 주풍인 남풍이 남쪽에서의 증가한 비습을 동아시아 강수지역으로 이류하는 모습을 확인할 수 있다. 비선형 항의 경우 비습과 바람의 변화를 동시에 받는 항으로서 바람과 비습의 변화가 복합적으로 나타나는지 파악할 수 있으며, 열역학 항의 기여가 낮아 비선형 항의 값이 작게 나타난 남아시아 하위 지역들과 달리 동아시아의 세 지역은 모두 연직적으로 양의 비습 아노말리 및 바람의 변화가 연관된 복합적인 영향이 강수 발달에 크게 기여해 QD CON의 값이 높게 나타난 것으로 분석된다. 이는 동아시아 몬순 지역에서 공통적으로 수증기의 변화가 극한 강수의 변동에 매우 큰 영향을 미치며, 세부 지역별로 생기는 공간 패턴의 차이가 어떻게 생겨나는지를 분석할 필요가 있는 것으로 사료된다.

각 분석 지역별로 극한 강수에 대해 강수의 공간 분포 및 관련된 기압 패턴, 850 hPa 평균 바람, SST 아노말리, 연직 비습 아노말리의 합성장을 분석했다. 특히 평균 바람과 비습 아노말리는 열역학 항(특히 이류항, TH ADV)을 나타내기 위해(Figs. 6a, b, c, g, h, and i), 500 hPa 지위고도의 분석의 경우 기압 패턴을 통한 대기 순환을 파악하여 역학적 수렴항(DY CON; Figs. 6d-f)을 나타내기 위해 사용되었다. 마지막으로 SST 아노말리는 수증기의 기원을 이해하기 위해 극한 강수 5일 전의 공간장을 나타냈다(Figs. 6d-f). YR 지역의 경우 평균 하층 바람장과 비교했을 때(Fig. 6a) 북서태평양 고기압이 서쪽으로 확장하며 중국 내륙에 강수지역이 형성됐다. 동서로 뻗은 강수지역 남쪽에 고기압성 아노말리와 북쪽에 위치한 저기압성 아노말리 형태의 기압배치를 이루며, 강수 지역을 중심으로

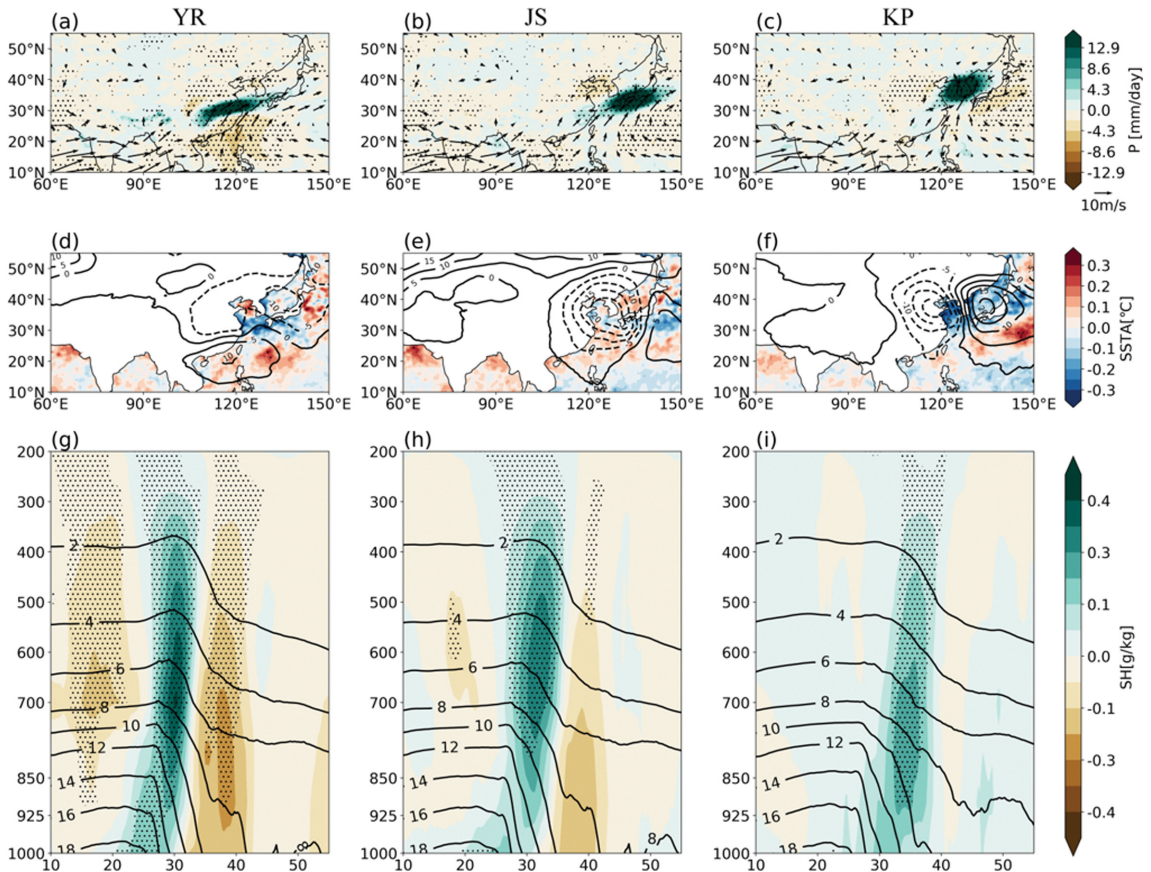


Fig. 6. Composite anomalies of extreme events for EASM subregions (YR, JS, KP). The first row (a, b, c) represents precipitation (mm day^{-1} , shading) and 850hPa wind (ms^{-1} , vector). The second row (d, e, f) indicates 500 hPa geopotential height (m, contour), 5-day mean SST prior to the extreme rainfall, and the third row (g, h, i) shows latitude-height cross-section of composite mean specific humidity (gkg^{-1} , contour) and its zonal mean anomaly (gkg^{-1} , shading) over the Asian monsoon region [60-150°E]. The black dots indicate statistical significance at the 95% confidence level based on the Student's t-test.

남풍의 수렴이 발생하게 된다(Fig. 6b). 북태평양 고기압의 확장으로 강수지역 남쪽에 양의 SST 아노말리가 나타나고, 따뜻한 해수면 온도를 지나 YR 지역으로 향하는 남서방향의 수분 플럭스에 의해 다량의 수분이 유입된 것으로 보인다(Figs. 6a, d, and g). 또한 YR 지역은 열역학 이류항(TH ADV)의 기여도가 9%로, 다른 동아시아 세부 지역에 비해 낮은 값을 보였다(Fig. 5a). 이는 비습 연직 프로파일에서 강수 지역 700 hPa 부근에 양의 비습 아노말리가 나타나 높은 열역학적 기여도가 나타날 것으로 기대되지만, 강수 지역 북쪽의 건조한 대륙으로부터 유입된 음의 비습 아노말리가 저기압성 흐름에 따라 북풍과 서풍을 통해 유입되어 TH ADV 항의 기여도가 다른 동아시아 지역에 비해 낮게 나타난 것으로 보인다(Figs. 6a, g).

JS 지역의 경우 한반도 지역을 중심으로 강한 저기압성 아노말리가 나타났으며, 북태평양 고기압이 동쪽으로 수축하는 패턴을 보였다(Figs. 6b, e). 이는 서태평양 지역의 해수면 온도의 약화와 밀접한 관련이 있을 것으로 보인다(Fig. 6e). 비습의 연직적 구조는 YR 지역과 비슷한 패턴을 보였지만(Figs. 6g, h), JS 지역의 TH ADV 항의 기여도는 17%로 YR 지역에 비해 2배 정도 높게 나타났다(Fig. 5a). 이는 JS 지역이 YR 지역에 비해 북쪽에 형성된 음의 비습 아노말리 값이 작아 저기압성 흐름에 따른 북서풍으로 인한 상쇄가 적기 때문으로 보인다. 더불어, 극한 강수 발생 전 나타난 쿠로시오 해역 부근의 양의 SST 아노말리로 인한 비습의 증가와 함께(열역학적 요소), 황해에 위치한 저기압성 아노말리 패턴과 그 동쪽에 위치한 고기압성 아노말리로 형성된 남풍이 평균 바람을 더욱 강화해(역학적 요소) 강수지역으로의 수분유입을 강화한 것으로 추정된다(Figs. 6b, e).

KP 지역은 중국 북경-황해 상에 나타난 저기압성 흐름과, 동해 부근의 고기압성 아노말리 패턴으로 인한 바람의 수렴이 나타났다(Fig. 6f). KP 지역의 가장 큰 특징은 열역학 항의 기여도가 동아시아 세부 지역 중에서도 가장 높게 나타났다는 것인데(24%), 이는 동고서저형 기압 배치로 인한 주풍인 남풍의 강화와 쿠로시오 해류 부근 해역이 강수 시작 전부터 양의 SST 아노말리로 인해 대기 중에 수증기가 유입되기 때문이다(Fig. 6f). 또한 KP 지역의 비습 아노말리 중심값이 YR 지역(0.4 gkg^{-1})의 절반 정도로 작게 나타났지만(Figs. 6g, i), 북위 20~40°까지의 넓은 지역에서 양의 비습 아노말리가 나타났다. 이로 인해 KP 지역은 비습 아노말리에 의한 상쇄가 없어 TH ADV 항의 기여도가 세 지역 중 가장 중요하게 나타남을 확인할 수 있었다.

반면 남아시아 지역의 극한 강수는 대부분 역학의 수렴항이 지배적으로 나타났다. 특히, IW 지역은 극

한 강수의 86%를 설명해 수렴으로 인한 상승 기류가 극한 강수의 발달에 가장 중요한 역할을 함을 보였다(Fig. 5b). 동아시아 몬순 지역에 나타나는 극한 강수의 특징과 가장 크게 구분되는 점은 열역학 항의 기여도였다. 남아시아의 경우 모든 지역에서 열역학적 요소가 8% 이하의 값을 보여 극한 강수 발생에 열역학적 기여도가 상대적으로 작았다. 또한, 남아시아의 경우 잔차항의 크기가 특정 지역(HM)에서는 40% 이상의 강수를 설명하는 등, 잔차항의 기여도가 상당히 크게 나타났다. 특히 IC, HM, WG 지역의 경우, 잔차항이 경우 각각 37%, 49%, 27%로 매우 높게 나타났는데, 이는 세 지역이 빈디아 산맥, 히말라야 산맥, 고츠 산맥 등의 산맥이 포함되거나 주위에 위치하여 산악 지형의 영향을 받기 때문으로 사료된다. 인도 등 열대 지역의 극한 강수는 연직적으로 수분을 수송하기 위한 수직 운동을 유도하는 동적 요소가 매우 중요한 역할을 하는데(Sudharsan et al., 2020), 이 분석에서는 지형에 의한 효과로 상승기류 영향을 나타내는 DY CON 항의 기여도가 다른 지역에 비해 작게 나타나는 것으로 추정된다.

남아시아 지역의 공간 패턴을 보면 대부분의 경우 강수 지역을 중심으로 강한 저기압성 아노말리가 위치해 수렴항의 지배적인 영향을 확인할 수 있었다(Figs. 7-8). 다만 HM 지역은 티베트-중국 북경지역에 강한 저기압성 흐름과 더불어 남쪽 벵골 만과 남중국해 지역에 고기압성 흐름이 나타났다(Fig. 7e). HM 지역에서는 강수지역의 남쪽에 두 개의 고기압성 아노말리가 나타나며, 이 때문에 하층에 강한 남서풍 아노말리가 평균 바람을 더욱 강하게 만들고, 북쪽의 건조한 저기압 순환과의 수렴을 통해 히말라야 산맥 지역과 중국 남부 일부 지역의 강수에 영향을 주는 것으로 보인다(Figs. 7b, e). 더불어 아라비안 해 북쪽의 증가한 SST 아노말리로 인해 수증기가 북위 20° 상층에 수증기 증가가 나타나는 특징이 존재해 극한 강수와와의 관련성을 확인할 수 있다(Fig. 7e).

IC 지역은 음의 Indian Ocean Dipole (IOD) SST 아노말리가 특징이며(Fig. 7d), 이는 인도 몬순지역의 대류 시스템의 북쪽 전파를 일부 설명한다. 따라서 북위 25° 부근의 강한 저기압성 흐름으로 인한 극한 강수 발생이 지배적으로 나타났다(Figs. 7a, d; Ajayamohan et al., 2008). 이러한 저기압성 흐름은 평균 바람장에서도 보여, 평균적인 인도 여름 몬순을 강화하는 패턴으로 이해할 수 있다(역학적 요소). 또한 강수지역 전체에 양의 비습값이 연직적으로 분포해 다른 남아시아 지역에 비해 열역학적 수렴의 영향이 존재함을 확인할 수 있었다(Figs. 5b, 7g).

BoB 지역 역시 강수 지역을 중심으로 평균 바람장을 강화시키는 저기압성 아노말리가 위치해(Figs. 7c,

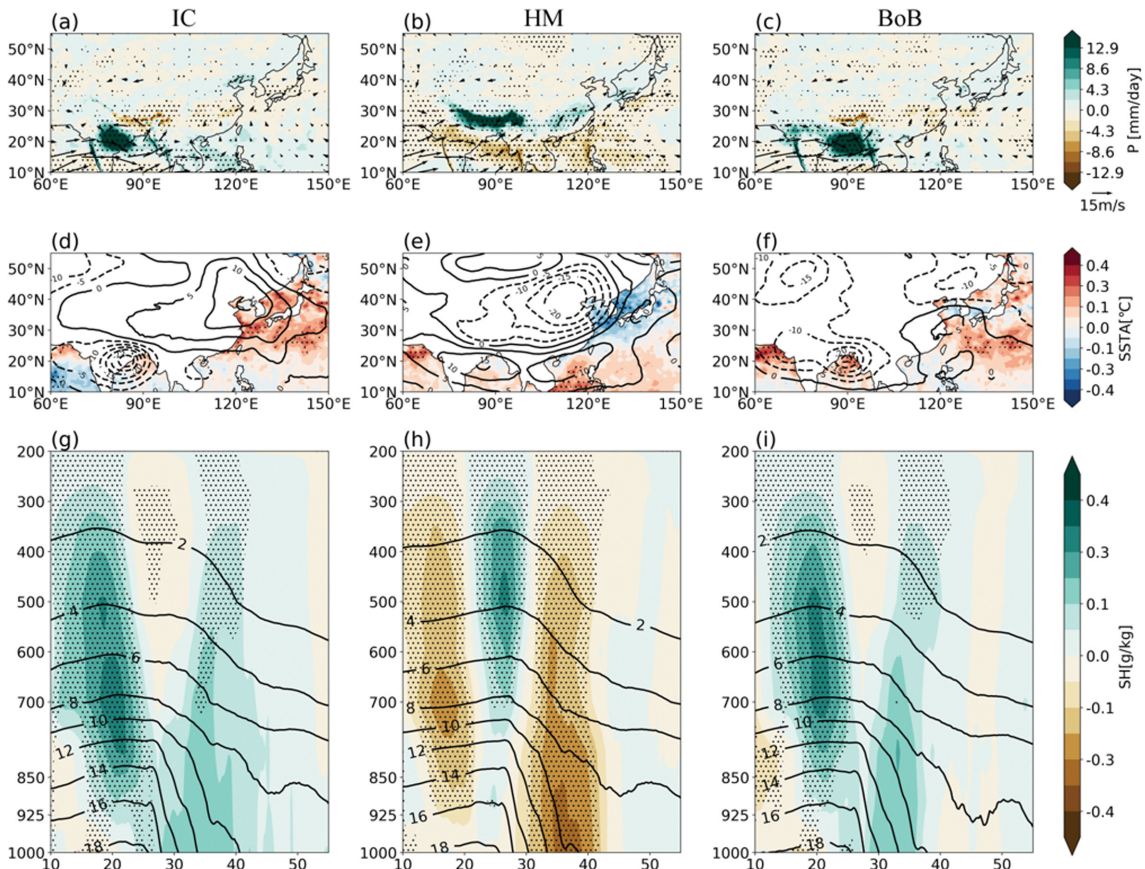


Fig. 7. Same as Fig. 6, but for extreme events over SASM subregions (IC, HM, BoB).

f), IC 지역의 기압 패턴과 유사하게 나타났다. 하지만 SST는 서로 다른 패턴을 보였는데, BoB 극한 강수의 경우 북인도양에서의 양의 SST가 크게 나타났고 전체적으로 따뜻한 해수의 가열에 의한 역학적 수렴으로 추측된다(Figs. 7c, f). 이러한 양의 SST가 동시에 비습 증가를 유도함으로써 TH CON의 기여를 유도했음을 유추할 수 있다(Figs. 5b, 7i).

IW 지역은 아라비아 해안의 강한 양의 SST 아노말리를 통한 열적 가열과 남서풍을 통한 유입으로 강한 상승 운동을 동반한 수렴이 존재했다(Figs. 8a, c). 또한 IC 지역에서의 극한 강수 특징과 관련 SST 패턴 및 비습의 연직 구조도 매우 유사하게 나타나(Figs. 7g, 8e), 두 지역에서의 극한 강수 메커니즘이 유사하게 작용하는 것으로 확인됐다. 강수 집중 시기도 유사하게 보이지만, 강수 강도는 IW 지역이 IC 지역보다 크게 나타남을 확인했다(Fig. 4d).

마지막으로 WG 지역의 경우 기압 패턴은 다른 지역들과 마찬가지로 강수 지역을 중심으로 저기압성 아노말리가 나타났지만 다른 지역에 비해 저기압성

흐름의 범위가 넓고 IW 지역과 비교했을 때 약한 강도를 보였다(Figs. 8b, d). 또한 WG 지역은 강수 발생 전 인도 서쪽 해변과 벵골만 부근에서 나타난 양의 SST 아노말리가 나타났고, 다른 지역에 비해 다량의 연직 비습 아노말리 값이 존재해 남아시아 지역 중 가장 열역학적 기여도가 크게 나타났다(Figs. 5b, 8f).

5. 요약 및 결론

기후 변화 아래에서 극한 강수의 강도와 빈도는 증가할 것으로 예상되는데(Ha et al., 2020), 그 중에서도 아시아 몬순 지역을 중심으로 극한 강수 증가의 원인과 메커니즘을 이해하기 위해 최근까지 많은 연구가 있었다. 하지만 대부분의 연구는 동아시아, 인도 전역 등 지역적인 특성이 무시되는 넓은 영역을 중심으로 진행되어 지역별 극한 강수 특징을 명확하게 규명하는 데에는 한계가 있다. 따라서 본 연구에서는 여름철에 극한 강수가 집중적으로 나타나는 아시아 몬순 지역을 세부 지역으로 나누고, 수분 수지 방정식

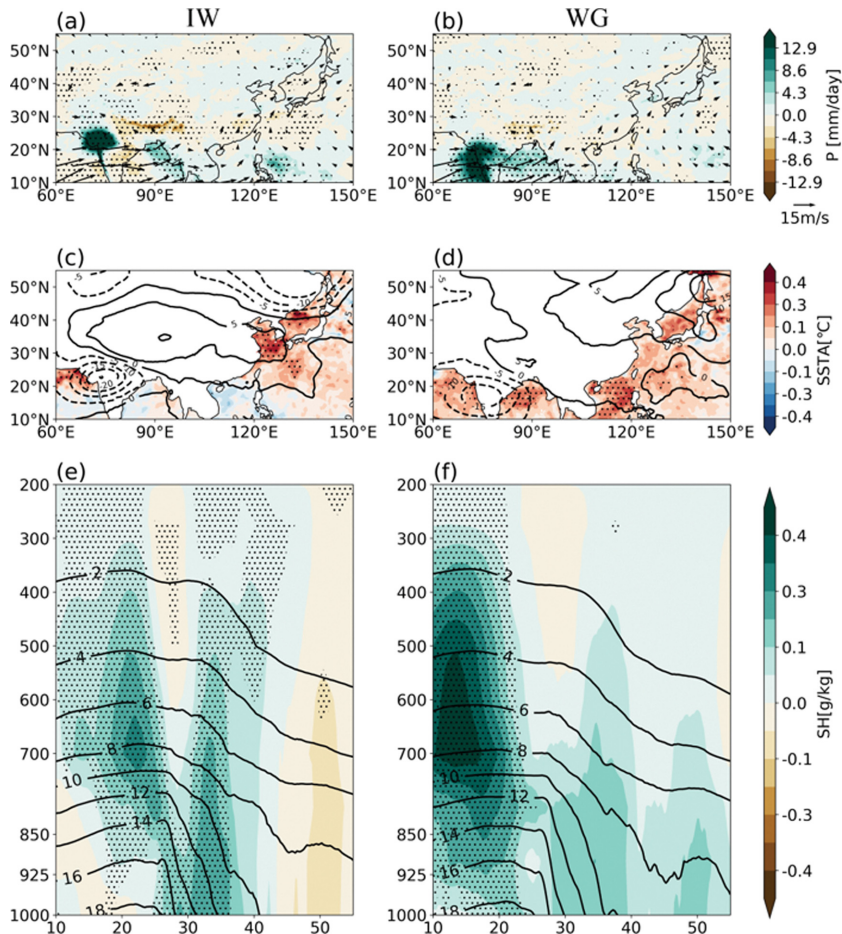


Fig. 8. Same as Fig. 6, but for extreme events over SASM subregions (IW, WG).

을 이용하여 각 지역별로 극한 강수의 시공간적인 특성을 살펴보고자 하였다.

극한 강수의 시간적 특징을 살펴보면, 동아시아 지역의 경우 YR 지역과 JS 지역은 6월 말에 강수가 집중되고 7월 이후 감소하는 패턴을 보였는데, KP 지역은 6월 말 극한 강수일수가 증가하고 8월 말까지 지속적으로 극한 강수가 나타남을 보였다. 반면 남아시아 지역의 경우 강수 피크 값을 기준으로 HM, IC, IW 순서로 강수 집중시기가 늦어짐을 확인할 수 있었다. BoB의 경우 6월 중순과 7월 말에 두 개의 피크가 보이는 것이 특징이었다. 또한 WG는 극한 강수의 발생이 시간적으로 균일하게 분포된 특징을 보였다.

수분 수지 방정식을 이용한 역학적·열역학적 분석에서는 모든 극한 강수 지역에서 공통적으로 DY CON 항의 영향이 가장 큰 기여도를 보였다. 하지만 동아시아 지역은 열역학적 기여도 또한 중요하게 나타났다. 그 중에서도 특히 한반도 지역은 극한 강수에 대

한 TH ADV 항의 기여도가 24%로 나타나 동아시아 지역의 극한 강수 분석에 있어 열역학 항의 중요성을 강조했다. 남아시아 지역의 경우 산악 지형이 포함되어 있는 세부 영역(IC, HM, WG)에서 DY CON 항의 기여도가 상대적으로 낮게 나타났으며, 이는 복잡한 지형적 요인의 영향을 받는 것으로 추측된다.

기상 변수에 대한 합성장 분석을 통해 동아시아 몬순 지역에서는 대기 순환(역학 항)과 수증기(열역학 항)의 영향이 모두 중요함을 확인했다. 하지만, YR 지역은 강수 지역 북쪽에 형성된 저기압성 흐름으로 건조한 대류에서 음의 비습 아노말리가 이루어지는 모습을 보여, 상대적으로 작은 열역학 항의 기여도를 유추할 수 있다. 따라서 YR 지역은 열역학적 기여보다 대기 순환이 상대적으로 더 중요한 역할을 하는 것을 확인했다. JS 지역의 경우 강수 지역 부근-한반도를 중심으로 강한 저기압성 아노말리가 나타나 대기 순환의 중요성을 보였고, YR 지역과 비슷한 연직 비습

패턴을 보이지만 지리적 차이로 인해 북쪽 건조 영역이 약해 열역학 항의 상쇄가 상대적으로 덜 이루어져 YR 지역보다 수증기 분포가 중요하게 나타났다. KP 지역은 서쪽 저기압성 아노말리, 동쪽 고기압성 아노말리의 기압 배치를 보였으며, 그로 인해 강화된 남풍으로 인한 수분 유입이 강하게 나타나 남쪽의 다량의 수증기를 북쪽으로 유입하는 데 기여했다. 이 때문에 열역학 항의 기여도가 동아시아 분석 지역 중 가장 강하게 나타났다. 남아시아 극한 강수 지역의 경우 대부분 강수 지역을 중심으로 저기압성 흐름이 보여 역학 수렴함이 지배적으로 나타났는데, 한 예로 HM 지역의 경우 강수 지역 북쪽에 저기압성 아노말리, 강수지역 남쪽에 고기압성 흐름으로 인한 강한 수렴이 나타났다. 반면, WG 지역의 경우 하층부터 상층까지 양의 비습 아노말리가 강하게 나타나 TH ADV 항의 기여도가 다른 남아시아 지역에 비해 높게 나타나는 특징이 분석되었다. 상대적으로 따뜻했던 SST로 인한 일부 지역(IC, BoB)에서는 대류성 강수 강화뿐만 아니라 비습의 증가로 TH CON의 기여도 확인할 수 있었다.

본 연구에서 아시아 각 극한 강수 지역에 대한 극한 강수의 시공간적 특성과 극한 강수에 기여하는 항들의 분석을 통해 극한 강수의 발생에 있어 지역별 특성을 이해하는데 과학적 기반을 제공하고, 더 나아가 극한 강수 예측 향상에도 기여할 수 있을 것으로 기대된다. 또한 추후 연구에서 미래 기후 변화 아래에서 극한 강수의 요인과 특성이 어떻게 변화할 것인지에 대한 연구가 필요할 것으로 보인다.

감사의 글

본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 두 분의 심사위원께 감사의 말씀 드립니다. 본 연구는 부산대학교 기본연구지원사업(2년)에 의하여 연구가 수행되었습니다.

REFERENCES

- Ajayamohan, R., S. A. Rao, and T. Yamagata, 2008: Influence of Indian Ocean Dipole on Poleward Propagation of Boreal Summer Intraseasonal Oscillations. *J. Climate*, **21**, 5437-5454, doi:10.1175/2008JCLI1758.1.
- Alexander, L. V., and Coauthors, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **111**, doi:10.1029/2005JD006290.
- Ali, H., and V. Mishra, 2018: Contributions of dynamic and thermodynamic scaling in subdaily precipitation extremes in India. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 2352-2361, doi:10.1002/2018GL077065.
- Allan, R. P., B. J. Soden, V. O. John, W. Ingram, and P. Good, 2010: Current changes in tropical precipitation. *Environ. Res. Lett.*, **5**, 025205, doi:10.1088/1748-9326/5/2/025205.
- Chen, J., and S. Bordoni, 2016: Early summer response of the East Asian summer monsoon to atmospheric CO₂ forcing and subsequent sea surface warming. *J. Climate*, **29**, 5431-5446, doi:10.1175/JCLI-D-15-0649.1.
- Cubasch, U., G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C. A. Senior, and K. S. Yap, 2001: Projections of future climate change. In *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of WG1 to the Third Assessment Report of the IPCC (TAR)*, 525-582, Cambridge University Press.
- Deser, C., A. Phillips, V. Bourdette, and H. Teng, 2012: Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Climate Dyn.*, **38**, 527-546, doi:10.1007/s00382-010-0977-x.
- Ding, Y., Y. Liu, Y. Sun, and Y. Song, 2010: Weakening of the Asian summer monsoon and its impact on the precipitation pattern in China. *Int. J. Water Resour. Development*, **26**, 423-439, doi:10.1080/07900627.2010.492607.
- Do, H.-S., J. Kim, E.-J. Cha, E.-C. Chang, S.-W. Son, and G. Lee, 2023: Long-term change of summer mean and extreme precipitations in Korea and East Asia. *Int. J. Climatol.*, **43**, 3476-3492, doi:10.1002/joc.8039.
- Emori, S., and S. J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
- Endo, H., and A. Kitoh, 2014: Thermodynamic and dynamic effects on regional monsoon rainfall changes in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1704-1711, doi:10.1002/2013GL059158.
- Fang, H., Y. Qiao, and M. Jian, 2023: Dynamic and thermodynamic causes of summer extreme precipitation over South China. *Atmos. Res.*, **293**, 106894, doi:10.1016/j.atmosres.2023.106894.
- Fischer, E. M., and R. Knutti, 2014: Detection of spatially aggregated changes in temperature and precipitation extremes. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 547-554, doi:10.1002/2013GL058499.
- Groisman, P. Y., R. W. Knight, D. R. Easterling, T. R. Karl, G. C. Hegerl, and V. N. Razuvayev, 2005: Trends in intense precipitation in the climate record. *J. climate*, **18**, 1326-1350, doi:10.1175/JCLI3339.1.

- Gusain, A., H. Vittal, S. Kulkarni, S. Ghosh, and S. Karmakar, 2019: Role of vertical velocity in improving finer scale statistical downscaling for projection of extreme precipitation. *Theor. Appl. Climatol.*, **137**, 791-804, doi:10.1007/s00704-018-2615-1.
- Ha, K.-J., K.-Y. Heo, S.-S. Lee, K.-S. Yun, and J.-G. Jhun, 2012: Variability in the East Asian monsoon: A review. *Meteor. Appl.*, **19**, 200-215, doi:10.1002/met.1320.
- _____, S. Moon, A. Timmermann, and D. Kim, 2020: Future changes of summer monsoon characteristic and evaporative demand over Asia in CMIP6 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087492, doi:10.1029/2020GL087492.
- Hassler, B., and A. Lauer, 2021: Comparison of reanalysis and observational precipitation datasets including ERA5 and WFDE5. *Atmosphere*, **12**, 1462, doi:10.3390/atmos12111462.
- Hersbach, H., and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999-2049, doi:10.1002/qj.3803.
- Kamae, Y., M. Watanabe, M. Kimoto, and H. Shiogama, 2014: Summertime land-sea thermal contrast and atmospheric circulation over East Asia in a warming climate—Part I: Past changes and future projections. *Climate Dyn.*, **43**, 2553-2568, doi:10.1007/s00382-014-2073-0.
- Kharin, V. V., F. W. Zwiers, X. Zhang, and G. C. Hegerl, 2007: Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J. Climate*, **20**, 1419-1444, doi:10.1175/JCLI4066.1.
- Kim, H.-A., J. Ho, G. Zhang, K.-J. Ha, S.-Y. Hong, and C.-H. Ho, 2023a: Polarimetric Radar Signatures in Various Lightning Activities During Seoul (Korea) Flood on August 8, 2022. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, doi:10.1007/s13143-023-00346-0.
- Kim, H.-R., M. Moon, J. Yun, and K.-J. Ha, 2023b: Trends and Spatio-Temporal Variability of Summer Mean and Extreme Precipitation across South Korea for 1973~2022. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **59**, 385-398, doi:10.1007/s13143-023-00323-7.
- Lee, J.-Y., P.-C. Hsu, S. Moon, and K.-J. Ha, 2017: Influence of boreal summer intraseasonal oscillation on Korean precipitation and its long-term changes. *Atmosphere*, **27**, 435-444, doi:10.14191/Atmos.2017.27.4.435.
- Li, D., T. Zhou, L. Zou, W. Zhang, and L. Zhang, 2018: Extreme high-temperature events over East Asia in 1.5°C and 2°C warmer futures: analysis of NCAR CESM low-warming experiments. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 1541-1550, doi:10.1002/2017GL076753.
- Li, J., R. Ding, Z. Wu, Q. Zhong, B. Li, and J. Li, 2019: Inter-decadal change in potential predictability of the East Asian summer monsoon. *Theor. Appl. Climatol.*, **136**, 403-415, doi:10.1007/s00704-018-2482-9.
- _____, Y. Zhao, D. Chen, Y. Kang, and H. Wang, 2022: Future precipitation changes in three key sub-regions of East Asia: the roles of thermodynamics and dynamics. *Climate Dyn.*, **59**, 1377-1398, doi:10.1007/s00382-021-06043-w.
- Li, X., M. Ting, C. Li, and N. Henderson, 2015: Mechanisms of Asian summer monsoon changes in response to anthropogenic forcing in CMIP5 models. *J. Climate*, **28**, 4107-4125, doi:10.1175/JCLI-D-14-00559.1.
- Meehl, G. A., F. Zwiers, J. Evans, T. Knutson, L. Mearns, and P. Whetton, 2000: Trends in extreme weather and climate events: issues related to modeling extremes in projections of future climate change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 427-436, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0427:TIEWAC>2.3.CO;2.
- Min, S.-K., X. Zhang, F. W. Zwiers, and G. C. Hegerl, 2011: Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, **470**, 378-381, doi:10.1038/nature09763.
- Moon, S., and K.-J. Ha, 2019: Early Indian summer monsoon onset driven by low soil moisture in the Iranian desert. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 10568-10577, doi:10.1029/2019GL084520.
- _____, and _____, 2020: Future changes in monsoon duration and precipitation using CMIP6. *npj Clim. Atmos. Sci.*, **3**, doi:10.1038/s41612-020-00151-w.
- Oh, H., and K.-J. Ha, 2016: Prediction of dominant intraseasonal modes in the East Asian-western North Pacific summer monsoon. *Climate Dyn.*, **47**, 2025-2037, doi:10.1007/s00382-015-2948-8.
- _____, _____, and A. Timmermann, 2018: Disentangling impacts of dynamic and thermodynamic components on late summer rainfall anomalies in East Asia. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 8623-8633, doi:10.1029/2018JD028652.
- _____, _____, and J.-Y. Jeong, 2023: Identifying Dynamic and Thermodynamic Contributions to the Record-Breaking 2022 Summer Extreme Rainfall Events in Korea. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 1-13, doi:10.1007/s13143-023-00334-4.
- Pall, P., T. Aina, D. A. Stone, P. A. Stott, T. Nozawa, A. G. J. Hilberts, D. Lohmann, and M. R. Allen, 2011:

- Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, **470**, 382-385, doi:10.1038/nature09762.
- Pfahl, S., P. A. O’Gorman, and E. M. Fischer, 2017: Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. *Nature Climate Change*, **7**, 423-427, doi:10.1038/nclimate3287.
- Roxy, M. K., S. Ghosh, A. Pathak, R. Athulya, M. Mujumdar, R. Murtugudde, T. Pascal, and M. Rajeevan, 2017: A threefold rise in widespread extreme rain events over central India. *Nature Commun.*, **8**, 1-11, doi:10.1038/s41467-017-00744-9.
- Sharma, T., H. Vittal, S. Karmakar, and S. Ghosh, 2020: Increasing agricultural risk to hydro-climatic extremes in India. *Environ. Res. Lett.*, **15**, 034010, doi:10.1088/1748-9326/ab63e1.
- Sørland, S. L., and A. Sorteberg, 2015: The dynamic and thermodynamic structure of monsoon low-pressure systems during extreme rainfall events. *Tellus A: Dyn. Meteor. Oceanogr.*, **67**, 27039, doi:10.3402/tellusa.v67.27039.
- Sudharsan, N., S. Karmakar, H. J. Fowler, and V. Hari, 2020: Large-scale dynamics have greater role than thermodynamics in driving precipitation extremes over India. *Climate Dyn.*, **55**, 2603-2614, doi:10.1007/s00382-020-05410-3.
- Takahashi, H. G., and H. Fujinami, 2021: Recent decadal enhancement of Meiyu-Baiu heavy rainfall over East Asia. *Sci. Reports*, **11**, 13665, doi:10.1038/s41598-021-93006-0.
- Trenberth, K. E., 1999: Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Climatic Change*, **42**, 327-339, doi:10.1023/A:1005488920935.
- Vittal, H., S. Ghosh, S. Karmakar, A. Pathak, and R. Murtugudde, 2016: Lack of dependence of Indian summer monsoon rainfall extremes on temperature: an observational evidence. *Sci. Reports*, **6**, 31039, doi:10.1038/srep31039.
- _____, S. Karmakar, S. Ghosh, and R. Murtugudde, 2020: A comprehensive India-wide social vulnerability analysis: highlighting its influence on hydro-climatic risk. *Environ. Res. Lett.*, **15**, 014005, doi:10.1088/1748-9326/ab6499.
- Walker, J. M., S. Bordoni, and T. Schneider, 2015: Interannual variability in the large-scale dynamics of the South Asian summer monsoon. *J. Climate*, **28**, 3731-3750, doi:10.1175/JCLI-D-14-00612.1.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C.-P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J. Climate*, **21**, 4449-4463, doi:10.1175/2008JCLI2183.1.
- _____, S.-Y. Yim, J.-Y. Lee, J. Liu, and K.-J. Ha, 2014: Future change of Asian-Australian monsoon under RCP 4.5 anthropogenic warming scenario. *Climate Dyn.*, **42**, 83-100, doi:10.1007/s00382-013-1769-x.
- Wang, Z., J. Xu, Z. Zeng, M. Ke, and X. Feng, 2024: Understanding the 2022 extreme Dragon-boat rainfall in South China from the combined land and ocean forcing. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, doi:10.1007/s13143-024-00356-6.
- Wu, Z., B. Wang, J. Li, and F.-F. Jin, 2009: An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **114**, doi:10.1029/2009JD011733.
- Xu, L., T. Zhang, A. Wang, W. Yu, and S. Yang, 2022: Variations of summer extreme and total precipitation over Southeast Asia and associated atmospheric and oceanic features. *J. Climate*, **35**, 6395-6409, doi:10.1175/JCLI-D-21-1020.1.
- Yao, C., W. Qian, S. Yang, and Z. Lin, 2010: Regional features of precipitation over Asia and summer extreme precipitation over Southeast Asia and their associations with atmospheric-oceanic conditions. *Meteor. Atmos. Phys.*, **106**, 57-73, doi:10.1007/s00703-009-0052-5.
- Yun, K.-S., K.-H. Seo, and K.-J. Ha, 2010: Interdecadal change in the relationship between ENSO and the intraseasonal oscillation in East Asia. *J. Climate*, **23**, 3599-3612, doi:10.1175/2010JCLI3431.1.
- Zhao, Y., D. Chen, Y. Deng, S.-W. Son, X. Wang, D. Di, M. Pan, and X. Ma, 2021: How were the eastward-moving heavy rainfall events from the Tibetan Plateau to the lower reaches of the Yangtze River enhanced?. *J. Climate*, **34**, 607-620, doi:10.1175/JCLI-D-20-0226.1.