

## 2016년과 2018년 한반도 폭염의 특징 비교와 분석

이희동<sup>1)</sup> · 민기홍<sup>1)\*</sup> · 배정호<sup>1)</sup> · 차동현<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>경북대학교 자연과학대학 천문대기과학과, <sup>2)</sup>울산과학기술원 도시환경공학부

(접수일: 2019년 9월 5일, 수정일: 2019년 11월 8일, 게재확정일: 2019년 12월 3일)

## Characteristics and Comparison of 2016 and 2018 Heat Wave in Korea

Hee-Dong Lee<sup>1)</sup>, Ki-Hong Min<sup>1)\*</sup>, Jeong-Ho Bae<sup>1)</sup>, and Dong-Hyun Cha<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, Daegu, Korea

<sup>2)</sup>School of Urban and Environmental Engineering Ulsan National Institute of Science and Technology, Ulsan, Korea

(Manuscript received 5 September 2019; revised 8 November 2019; accepted 3 December 2019)

**Abstract** This study analyzed and compared development mechanisms leading to heat waves of 2016 and 2018 in Korea. The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis Interim (ERA Interim) dataset and Automated Surface Observing System data are used for synoptic scale analysis. The synoptic conditions are investigated using geopotential height, temperature, equivalent potential temperature, thickness, potential vorticity, omega, outgoing longwave radiation, and blocking index, etc. Heat waves in South Korea occur in relation to Western North Pacific Subtropical High (WNPSH) pressure system which moves northwestward to East Asia during summer season. Especially in 2018, WNPSH intensified due to strong large-scale circulation associated with convective activities in the Philippine Sea, and moved farther north to Korea when compared to 2016. In addition, the Tibetan high near the tropopause settled over Northern China on top of WNPSH creating a very strong anticyclonic structure in the upper-level over the Korean Peninsula. Unlike 2018, WNPSH was weaker and centered over the East China Sea in 2016. Analysis of blocking indices show wide blocking phenomena over the North Pacific and the Eurasian continent during heat wave event in both years. The strong upper-level ridge which was positioned zonally near 60°N, made the WNPSH over the South Korea stagnant in both years. Analysis of heat wave intensity (HWI) and duration (HWD) show that HWI and HWD in 2018 was both strong leading to extreme high temperatures. In 2016 however, HWI was relatively weak compared to HWD. The longevity of HWD is attributed to atmosphere blocking in the surrounding Eurasian continent.

**Key words:** Heat wave, western north pacific subtropical high, Tibet high, blocking

### 1. 서론

폭염은 극한 기상 현상 중에서도 가장 많은 사망자를 발생시키는 현상에 속한다. 미국에서는 1980년과

1988년 폭염으로 인하여 총 25,000명 이상의 사망자가 발생하였고, 1980~1999년 동안 미국에서 발생하였던 홍수, 허리케인, 폭설로 인한 사망자가 평균 41명인 것과 비교하여 인명 피해가 매우 컸다(Smoyer et al., 2000). 유럽에서는 2003년 발생한 폭염으로 인하여 영국, 프랑스, 포르투갈, 스페인 등의 서유럽 전역에서 약 35,000명 이상의 사망자가 발생하였다(Kosatsky, 2005). 또한, 중국 질병통제예방센터(Chinese Center for Disease Control and Prevention, China CDC)의 조

\*Corresponding Author: Ki-Hong Min, Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, 80 Daehak-ro, Buk-gu, Daegu 41566, Korea.  
Phone: +82-53-950-6362, Fax: +82-53-950-6359  
E-mail: kmin@knu.ac.kr

사에 따르면 2013년 폭염기간 동안 중국에서 5,500명 이상의 온열질환자가 발생하였다(Gu et al., 2016). 국내의 온열질환 사망자는 1991년부터 2011년 여름(6-9월) 동안 총 442명이었고 특히 폭염 일수가 가장 길었던 1994년의 경우 92명으로 가장 많은 온열질환 사망자가 발생하였다. 온열질환 사망자 수와 폭염 일수의 상관관계를 분석한 결과 폭염일수가 증가함에 따라 온열질환 사망자 수는 지수적으로 증가하였다(Kim et al., 2014). 국내에서는 기상관측사상 111년만에 가장 강하고 오랫동안 지속된 폭염으로 기록되었던 2018년에 가장 많은 4500명의 온열질환자가 발생하였다(Park et al., 2019).

최근 연구 결과들은 폭염이 점차 빈번하게 발생하고 강도는 더 강해지며 지속기간은 더 길어질 것이라고 예측하고 있다(Meehl and Tebaldi, 2004; IPCC, 2013; Cowan et al., 2014; Rohini et al., 2016; Luo and Lau, 2017). 기후변화에 관한 정부간 협의체(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2013)는 1950년 이후 전지구적으로 낮의 더운 날은 증가하고 밤의 추운 날이 감소하였으며 유럽, 아시아, 그리고 오스트레일리아의 대부분 지역에서 열파 발생 빈도(Heat Wave Frequency, HWF)가 증가하는 경향이 있음을 보고하였다. 이와 같이 전 세계적으로 폭염의 발생 빈도가 증가하여 피해가 증폭되고 있고 국내에서도 최근 폭염의 발생 일수와 빈도가 증가하고 있다(Suh et al., 2016; Lee and Lee, 2016; Yeh et al., 2018; Min et al., 2019). 기상청에서는 폭염 피해를 최소화하고자 2019년 6월 1일부터 폭염 위험수준별로 지역 환경을 고려하여 각 분야별 영향 정보를 제공하는 폭염 영향예보 서비스를 제공하고 있다(KMA, 2019).

폭염의 발생 메커니즘은 중관 규모적 관점에서 많은 연구가 이루어지고 있고 강하게 발달한 상층 기압능의 확장 또는 블로킹 현상과 밀접한 관련이 있는 것으로 알려져 있다(Park and Schubert, 1997; Black et al., 2004; Nakamura and Fukamachi, 2004; Ding et al., 2010; Dole et al., 2011; Min et al., 2019). Black et al. (2004)은 2003년 유럽에서 발생한 폭염에 대하여 유럽 상공에서 장시간 강하게 발달하였던 저지 고기압을 주요한 원인으로 제시하였고, Dole et al. (2011)은 2010년 러시아의 폭염은 오메가형 블로킹으로 나타나는 상층 기압계 정체에 의한 것임을 규명하였다. 동아시아 폭염의 경우, Park and Schubert (1997)는 1994년 여름철 몬순 기간 동안 티베트 지역의 지형 효과에 의하여 강하게 발달한 상층 고기압이 동아시아로 확장하면서 7월에 몬순이 동아시아로 확장하지 못하여 동아시아에 기록적인 폭염과 가뭄이 발생하였음을 제시하였다. Nakamura and Fukamachi (2004)는 오호츠크해 상공의 블로킹 현상이 여름철 동아시아의

평균기온 변동에 많은 영향을 준다는 것을 밝혔으며, Ding et al. (2010)은 중국 화동지방의 폭염 발생 빈도가 증가하였을 때 화동지방과 한반도에서 양의 500 hPa 지위고도 편차가 나타남을 확인하였다. Yoon et al. (2018)은 중관 규모의 상층 기압 배치에 따른 한반도 폭염의 특성을 알아보기 위하여 한반도의 최고 온도, 500 hPa 고도, 그리고 850 hPa 수평 바람의 공간 분포를 바탕으로 군집 분석을 수행하였다. 상층 고기압의 발달이 대기대순환과 연관되어 있기 때문에 전 지구 규모에서의 변동과 폭염의 연관성에 대해서 연구가 수행되었다. Lee and Lee (2016)는 한반도 폭염이 국지 규모의 변화보다 전 지구 규모의 변동성과 높은 상관성을 가지고 또한 국가 단위보다 더 큰 공간 규모에서 폭염이 발생함을 제시하였다. Yeo et al. (2019)은 기후 정보를 이용하여 850 hPa 고도 편차 분석을 통한 동아시아 폭염을 분류하였고 북대서양과 북서태평양에서의 850 hPa 편차 분포가 동아시아 폭염과 상관관계가 있음을 밝혔다. Min et al. (2019)은 한반도에서 강하게 발생하였던 1994년, 2013년, 그리고 2016년의 폭염 사례에 대하여 중관 규모 발생 메커니즘을 분석하였고, 3개 연도의 합성장과 습윤 정적 에너지(moist static energy, MSE) 수지 분석을 통해 폭염 최성기 기간 동안 고기압 권역의 침강에 의한 단열승온 현상이 폭염을 심화할 수 있음을 제시하였다.

폭염은 심각한 인명 및 재산피해를 발생시키는 자연재해이며, 최근 폭염의 심각성이 대두되면서 피해를 경감하기 위한 지속적인 연구와 관찰, 그리고 대비가 필요하다. 본 연구에서는 21세기 이후 한반도에서 가장 강하였던 2016년과 2018년 폭염의 중관 분석을 통한 발생 메커니즘과 그 차이점에 대하여 비교·분석하였다. 본 논문은 다음과 같이 구성하였다. 제2장에서는 사례 선정과 분석 자료를, 제3장에서는 분석 요소 및 방법을, 제4장에서는 2016년과 2018년 폭염 기간의 블로킹 분석과 중관 규모 분석 내용을 기술하였고, 마지막으로 제6장에서는 요약 및 결론을 제시하였다.

## 2. 사례 선정 및 분석 자료

### 2.1 폭염 사례 선정

2016년과 2018년 7-8월 동안 한반도에는 극심한 폭염이 존재하였다. 1973년 기상청 집계 이래로 2016년은 폭염일수 22.4일로 3번째로 긴 폭염일수를, 2018년은 폭염일수 31.5일, 열대야일수 17.7일로 폭염일수와 열대야일수에서 모두 최고치를 기록하였다(Table 1; KMA, 2018). 이로부터 본 연구에서는 21세기 이후 폭염이 두번째로 극심했던 2016년과 가장 강하고 길었던 2018년을 분석 기간으로 선정하였다. 폭염일

**Table 1.** The number of yearly heat wave and tropical night days since 1973 (KMA, 2018).

| Rank | Days of heat wave |                    | Days of tropical night |                    |
|------|-------------------|--------------------|------------------------|--------------------|
|      | Year              | The number of days | Year                   | The number of days |
| 1    | 2018              | 31.4               | 2018                   | 17.7               |
| 2    | 1994              | 29.7               | 1994                   | 17.4               |
| 3    | 2016              | 22.4               | 2013                   | 15.8               |
| 4    | 2013              | 18.2               | 2010                   | 12.0               |
| 5    | 1990              | 17.0               | 2016                   | 10.8               |

수는 낮 최고기온이 33도 이상인 날, 열대야일수는 밤 (18:01~익일09:00) 최저기온이 25도 이상인 날의 횟수를 의미하며, 45개 관측 지점 전체 평균을 기준으로 한다. 특히 2018년의 경우, 8월 1일 서울의 기상관측 이래 최고기온인 38.4도를 기록하였고, 홍천에서는 전국 역대 최고기온인 41도, 그리고 강릉에서는 전국 역대 가장 높은 최저기온인 30.9도를 기록하는 등 기상관측 111년 만의 가장 강력한 폭염이 한반도에 발생하였다. 질병관리본부의 조사에 의하면 2018년 동안 보고된 온열질환자는 총 4,526명(사망자 48명) 이었는데 2011~2017년 동안의 온열질환자 수의 평균이 약 1,132.5명(사망자 평균 9.3명) 이었던 것에 비하면 평년보다 3,000명 이상 높은 수치를 기록하였다(Park et al., 2019).

폭염이 발생하여 종료되기까지의 중관 대기의 변화를 파악하기 위하여 폭염 기간은 폭염이 발생하기 이전, 폭염 강도가 가장 강했을 때, 폭염이 종료된 이후를 각각 발달기(before), 최성기(peak), 그리고 쇠퇴기(after)로 구분하였고, 두 연도의 폭염 특성 차이점을 알아보기 위하여 최성기를 중심으로 다양한 기상 요소들에 대하여 분석을 수행하였다. 폭염 기간의 분류를 위해 주요 여섯 도시(서울, 대구, 대전, 울산, 광주, 그리고 부산)의 일 최고 및 최저 온도를 사용하였다. 이 때 울산과 부산의 경우 해안에 위치한 도시임을 감안하였다. 선정 기준으로 발달기는 지속되는 폭염 주의보(최고 온도 33도 이상) 및 열대야(최저 온도 25도 이상)가 발생하기 이전 5일로 선정하였고, 최성기는 2016년과 2018년의 강도 및 지속 기간 차이로 인해 2016년은 모든 도시에서 지속되는 폭염 주의보, 2018년은 주요 5개 도시에서 지속되는 폭염 주의보 및 경보(최고 온도 35도 이상)의 발생을 기준으로 선정하였으며, 쇠퇴기는 모든 도시에서 폭염 주의보 및 열대야가 사라진 직후의 5일로 선정하였다(Table 2).

## 2.2 분석 자료

본 연구에서는 유럽중기예보센터(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)에서

**Table 2.** Date of selected heat wave periods.

| Period | Year        |             |
|--------|-------------|-------------|
|        | 2016        | 2018        |
| Before | 07/17~07/21 | 07/06~07/10 |
| Peak   | 08/06~08/15 | 07/23~08/05 |
| After  | 08/27~08/31 | 09/01~09/05 |

제공하는 ERA-Interim 재분석자료를 사용하였다(Dee et al., 2011). 지면 자료의 경우  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 의 수평 격자 해상도, 등압면 자료는 수평으로  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 의 격자 해상도를 가지고 연직으로 1,000 hPa에서 1 hPa까지 37개의 층으로 이루어져 있으며 각각 6시간 간격의 자료를 사용하였다. 중관 분석에 사용된 기후값과 평년과의 편차는 ERA-Interim 자료를 이용하여 35년(1979~2014)의 기후값을 계산하여 산출하였다. 그리고 기상청 ASOS (Automated Surface Observing System) 자료를 이용하여 폭염 기간을 판단하고 폭염의 강도와 지속기간의 공간분포를 산출하였다.

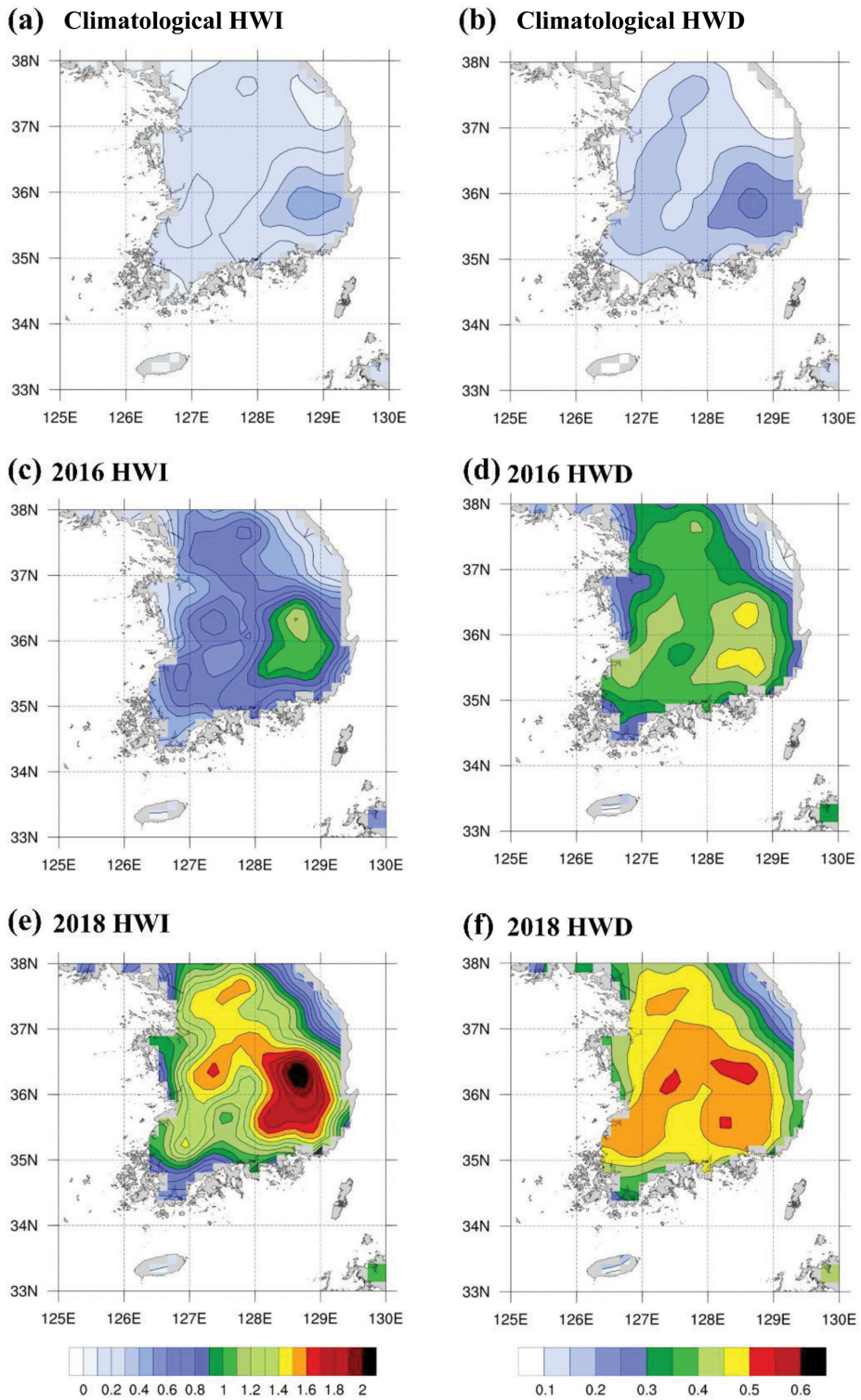
## 3. 분석 방법

### 3.1 폭염 지수(Heat Wave Index)

폭염의 공간 분포를 알아보기 위하여 폭염 지수들을 이용한 분석을 수행하였다. 본 연구에서는 폭염의 강도를 나타내는 HWI (Heat Wave Intensity)와 폭염의 지속기간을 나타내는 HWD (Heat Wave Duration)를 분석하였다. 국내 기상청에서 정의한 폭염의 기준인 최고 온도의 90 백분위수 값인 33도를 기준으로 HWI와 HWD를 아래와 같이 정의하였다(Lee and Lee, 2016).

$$HWD = \frac{1}{n} \sum_j^n N_j(T_{max}), \text{ where } N_j(T_{max}) \begin{cases} 1, & T_{max} \geq 33^\circ\text{C} \\ 0, & T_{max} < 33^\circ\text{C} \end{cases} \quad (1)$$

$$HWI = \frac{1}{n} \sum_j^n (T_{max} - 33^\circ\text{C})_j, \text{ where } (T_{max} \geq 33^\circ\text{C}) \quad (2)$$



**Fig. 1.** Spatial distribution of averaged HWI (Heat Wave Intensity) of (a) climate, (c) 2016, (e) 2018, and HWD (Heat Wave Duration) of (b) climate, (d) 2016, and (f) 2018 from July to August. Contour intervals are 0.08 for HWI and 0.04 for HWD.

**Table 3.** Set values of criteria of blocking Indices.

| Blocking Index      | $\phi_N$ | $\phi_0$ | $\phi_S$ | Yardstick for blocking   |
|---------------------|----------|----------|----------|--|
| Eurasian continent  | 80.25°N  | 62.25°N  | 46.5°N   | GHGS > -5 m lat <sup>-1</sup> , GHGS - GHGN > 8 m lat <sup>-1</sup>  |
| North Pacific ocean | 55.5°N   | 42.75°N  | 30°N     | GHGS > -5 m lat <sup>-1</sup> , GHGS - GHGN > 13 m lat <sup>-1</sup> |

$n$ 은 62이며 7~8월의 총 일수이다.

Figure 1은 2016년과 2018년, 그리고 평년(1981~2015년)의 7~8월 동안 한반도 상에서 HWI와 HWD를 나타낸 것이다. 두 연도 모두에서 평년보다 매우 높은 HWI와 HWD가 나타난다. 또한 영남지방에서 높은 HWI, HWD 값이 나타나고 관동지방에서 낮은 값이 나타나는 특성을 보인다. 2016년의 경우 영남 내륙지역에서 0.9 이상의 HWI가 나타나며 전라북도와 영남 내륙에서 0.4 이상의 HWD가 나타난다(Figs. 1c, d). 이는 한반도 남부를 중심으로 2016년 폭염이 오래 지속되었고 그 강도는 영남지방에서 강했음을 보여준다. 2018년의 경우 영남지방에서 1.7 이상의 매우 높은 HWI가 나타나며 전국적으로 1 이상의 값이 나타나는데, 2016년과 비교하였을 때 매우 강도가 강하다. HWD 또한 전국적으로 0.5 이상의 값이 나타나 2016년보다 긴 지속기간을 보였다. 2018년에는 중부지방에서도 폭염이 강하게 나타나는데 HWI의 경우 경상도와 충청도, 경기도를 따라 1.4 이상의 값이 나타나고 HWD는 산악지역을 제외한 남부 내륙 전체와 경기 내륙지역에서 0.5 이상의 값이 나타난다(Figs. 1e, f). 2018년 폭염은 한반도 중남부 전역에서 매우 강하고 길게 나타났고 특히 영남 내륙지역에서 매우 강하였다. 2016년과 2018년도의 폭염을 비교할 때, 2016년은 폭염의 지속기간(HWD)은 길었지만 강도(HWI)는 약하였다.

### 3.2 블로킹 지수(Blocking Index)

앞선 연구에서 폭염의 발달과 블로킹(저지 고기압)에 대한 상관관계가 있음을 많은 연구가 밝혔다(Black et al., 2004; Nakamura and Fukamachi, 2004; Ding et al., 2010; Dole et al., 2011). 본 연구에서는 폭염 기간 동안 상층 블로킹 현상의 유무를 판단하기 위해서 Tibaldi and Molteni (1990)가 고안한 TM90 블로킹 지수를 이용하여 분석하였다. 블로킹 지수는 지위고도를 이용하는 방식과 상당위위를 이용하는 방식(Pelly and Hoskins, 2003) 등이 있는데, TM90은 지위고도를 이용하는 방식으로 Lejanäs and Økland (1983)의 연구에서 처음 고안되어 Tibaldi and Molteni (1990)에 의해 수정된 후 보급되었으며 미국 NCEP (National Centers for Environmental Prediction), 일본 기상청 등 현업 기관에서 일반적으로 사용되는 블로킹 지수이다. TM90은 남북의 고도 경도를 나타내는 GHGN (Geopotential

Height Gradient North)과 GHGS (Geopotential Height Gradient South)를 계산하여 이용한다.

$$GHGN = \frac{Z_{500}(\phi_N) - Z_{500}(\phi_0)}{\phi_N - \phi_0} \quad (3)$$

$$GHGS = \frac{Z_{500}(\phi_0) - Z_{500}(\phi_S)}{\phi_0 - \phi_S} \quad (4)$$

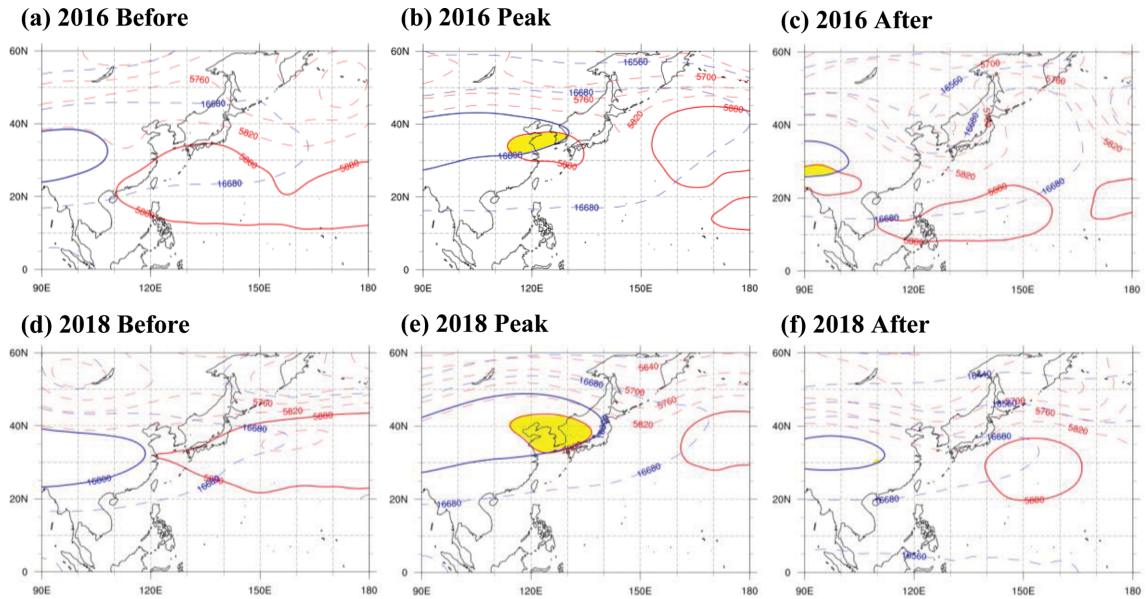
GHGN과 GHGS의 단위는 m lat<sup>-1</sup>이고,  $\phi_N$ ,  $\phi_0$ ,  $\phi_S$ 는 각각 경험적으로 선정된 기준 위도를 나타내며  $Z_{500}(\phi_{lat})$ 은 해당 위도에서 500 hPa의 지위고도를 나타낸다. GHGN, GHGS 값과 경험적으로 선정된 기준을 비교하여 기준치보다 작거나 큰 상태가 5일 이상 지속될 때 블로킹의 발생을 판단한다(Bae and Min, 2016). 본 연구에서는 한반도를 기준으로 고위도의 대륙에서 발생하는 저지 고기압을 판단하기 위해 유라시아 대륙 블로킹 지수를 정의하였고, 한반도와 동일 위도의 북태평양에서 발생하는 저지 고기압을 판단하기 위해 북태평양 블로킹 지수를 정의하여 분석을 수행하였다. 한반도에 폭염이 강했던 1994, 2012, 2013, 2016, 그리고 2018년의 5개년으로부터 유라시아 대륙의 블로킹 지수 기준  $\phi_N$ 을 80.25°N,  $\phi_0$ 를 62.25°N,  $\phi_S$ 를 46.5°N으로 위도와 영역을 설정하였고, 북태평양 블로킹 지수 기준은  $\phi_N$ 을 55.5°N,  $\phi_0$ 를 42.75°N,  $\phi_S$ 를 30°N으로 설정하였다. 유라시아 대륙 블로킹과 북태평양 블로킹을 판단하는 기준은 Table 3에 정리하였다.

### 3.3 위치 소용돌이도(Potential Vorticity)

단열, 비마찰, 등온위면에서의 유체 덩이들의 닫힌 회전에 대한 순환은 순압 유체에서와 같은 형식이 되어 켈빈의 순환정리가 성립되고, 이로부터 유도된 것이 위치 소용돌이도(PV)가 운동을 따라 보존된다는 에르텔 위치 소용돌이도이다. 그리고 균질 비압축성 유체에서는 에르텔 위치 소용돌이도 방정식은 식(5)와 같이 단순화된 형태로 나타난다(Holton and Hakim, 2012).

$$PV = -g(f + \vec{k} \cdot \nabla_{\theta} \times \vec{V}) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (5)$$

위 식에서 중력가속도  $g$ 는 9.8 m s<sup>-2</sup>, 코리올리 인자  $f$ 는  $2\Omega \sin \phi$ ,  $\vec{k}$ 는 연직방향 성분,  $\nabla_{\theta}$ 는 등온위면에서 계산된 연산자,  $\vec{V}$ 는 바람벡터이며 위치소용돌이의 단위는 10<sup>-6</sup> K m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup>이다. 일반적으로 등압



**Fig. 2.** Spatial patterns of mean geopotential height (unit: m) at 100 hPa (blue contour) and 500 hPa (red contour) during (a) before, (b) peak, (c) after in 2016 and (d) before, (e) peak, (f) after in 2018. Blue bold line (16,800 m) means Tibet high and red bold line (5,880 m) means North Pacific high. Contour intervals are 120 m for 100 hPa and 60 m for 500 hPa.

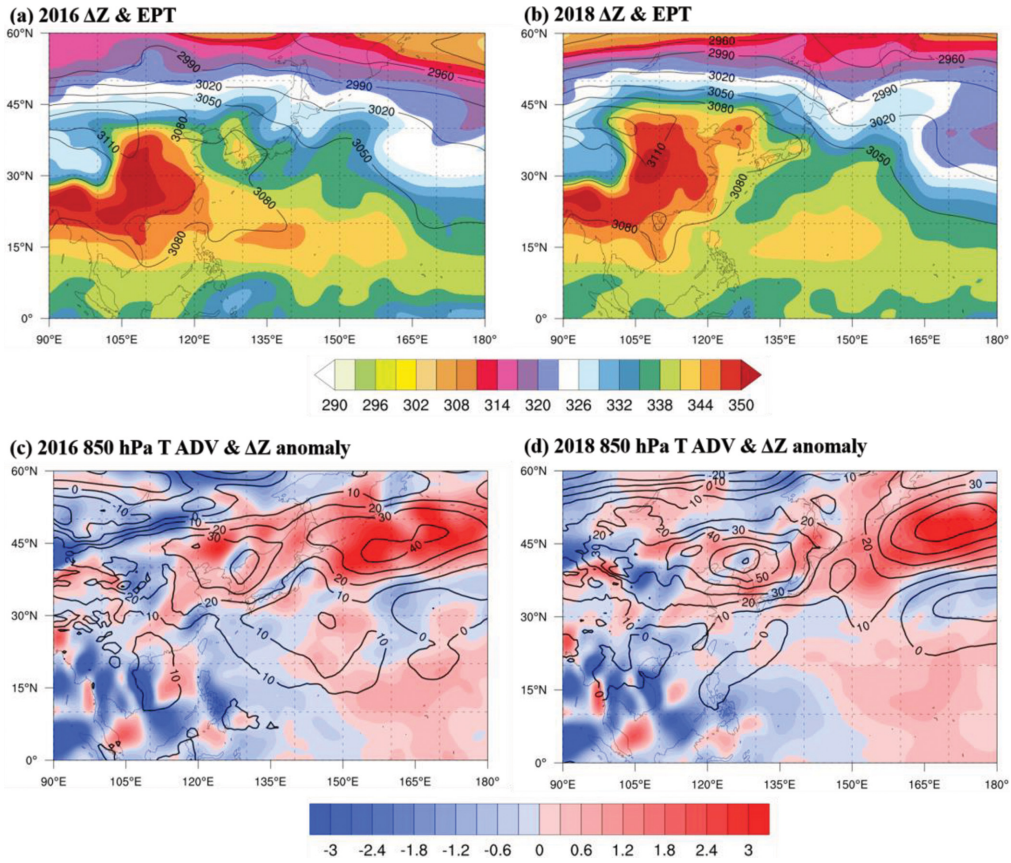
면에서 PV가 낮은 지역은 식(5)에서 높은 지위고도를 보이거나 상대와도가 낮은 지역으로 고기압 영역이다. 또한 PV 값이 평년보다 낮은 지역은 기압능이 평년보다 강하게 발달한 지역이고 그 편차가 매우 클 때 강한 블로킹 현상이 존재한다고 판단할 수 있다 (Schwierz et al., 2004; Scherrer et al., 2006). 본 연구에서는 상층 고기압의 분포와 블로킹의 판단을 위하여 낮은 PV 또는 평년과의 음의 PV 편차를 이용하여 블로킹 지수와 함께 분석하였다.

## 4. 분석 결과

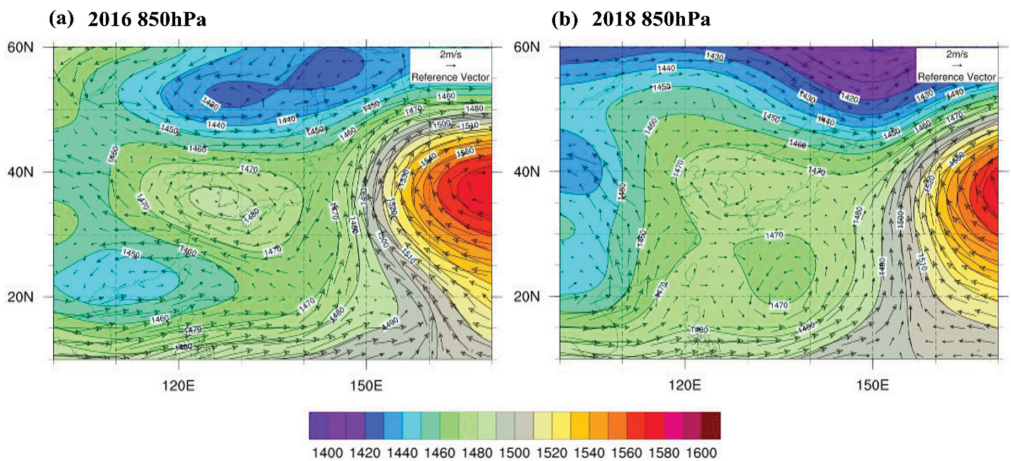
### 4.1 종관 규모 분석

폭염 기간 동안 상층 기압계를 분석하기 위하여 발달기, 최성기, 그리고 쇠퇴기의 100 hPa와 500 hPa 지위고도를 분석하였다(Fig. 2). 티베트 고기압은 해발고도 약 5,000 m 이상의 티베트 고원에서 100~200 hPa의 높은 고도까지 발달하는 고기압으로 한반도에서 발생하는 폭염과 관련하여 대류권계면 부근 상층까지 하강기류를 발생시킬 수 있는 환경을 만들어주고 16,800 gpm 이상의 영역을 티베트 고기압으로 판단한다(Yatagai and Yasunari, 1995; Nagano et al., 2009; Shang et al., 2019). 북태평양 고기압은 500 hPa 고도에서 5,880 gpm 이상인 영역으로 판단하고 여름철 한반도 폭염 발생에 있어 매우 중요한 역할을 한다.

발달기에 100 hPa 고도의 티베트 고기압은 중국 대륙에 위치해 있고 2016년에 비하여 2018년에 더 넓게 발달하였다. 북태평양에서 발달하여 동아시아로 확장한 5,880 gpm 이상의 북태평양 고기압이 한반도 남쪽에 위치하였다(Figs. 2a, d). 최성기에 티베트 고기압이 동쪽으로 더욱 확장하여 2016년과 2018년 모두 우리나라에 영향을 주고 있지만 2018년에는 위도 30°N~40°N 이상 영역까지 넓게 발달하였다. 북태평양 고기압은 점차 북상하여 2016년에는 동중국해를 포함한 한반도 남부지방에 중심을 두고 있고, 2018년은 한반도 전체를 포함한 서해와 동해에 중심을 두고 우리나라에 영향을 주었다. 폭염 최성기에는 2016년에 비해 2018년의 상층 티베트 고기압이 중층 북태평양 고기압과 함께 보다 더 강하게 한반도에 직접적인 영향을 미치고 있다(Figs. 2b, e). 티베트 고기압과 북태평양 고기압이 한반도 상공에 동시에 위치하면 상층에서부터 하층까지 키가 매우 큰 기압계의 구조를 가지게 되어 하강기류가 발달하고, 단열압축에 의한 승온현상이 발생함으로써 폭염이 강력해지고 오랫동안 유지될 수 있는 메커니즘을 제공하였다. Min et al. (2019)은 폭염 최성기 기간에 고기압 권역에서 연직 MSE의 하향 전파에 따른 단열승온과 강한 장파복사 방출(outgoing long-wave radiation, OLR)에 의한 양의 순복사량(비단열 가열)의 기여가 비슷함을 보였다. 2016년과 2018년의 순복사량은 비슷하지만 연직 MSE는



**Fig. 3.** Spatial patterns of mean equivalent potential temperature at 850 hPa (K, shaded) with mean thickness between 700 hPa and 1,000 hPa (m, contour) during (a) peak in 2016 and (b) 2018, and anomaly of mean temperature advection at 850 hPa (K day<sup>-1</sup>, shaded) with anomaly of mean thickness between 700 hPa and 1,000 hPa (m, contour) during (c) peak in 2016 and (d) 2018.



**Fig. 4.** Spatial patterns of mean geopotential height (shaded, m) and wind vector (m s<sup>-1</sup>, vector) at 850 hPa during peak in (a) 2016 and (b) 2018. Contour interval is 10 m and reference vector is 2 m s<sup>-1</sup>.

2018년이 보다 크기 때문에 침강에 의한 단열승온이 폭염을 더 강화시킬 수 있었다(그림 생략). 쇠퇴기에는 2016년과 2018년 모두 티베트 고기압이 서쪽으로 수축하였고 북태평양 고기압 또한 남쪽으로 수축하였다. 한반도에는 기압골이 위치하여 상대적으로 한랭하고 건조한 공기의 영향을 받음으로써 폭염이 종료되었다(Figs. 2c, f).

최성기의 북태평양 고기압이 확장한 영역을 1000-700 hPa 층후와 850 hPa 상당온위를 이용하여 분석하였다(Fig. 3). Figures 3a, b는 최성기의 850 hPa 상당온위(채색)와 700 hPa와 1,000 hPa 사이의 층후(실선)를 나타낸다. 2016년과 2018년 모두 한반도와 중국 전역에서 333 K 이상의 아열대성 기단의 영향을 받았다. 2016년 한반도에는 339 K 이상의 상당온위 영역이 남부지방을 중심으로 나타나고 3,080 m 이상의 층후가 한반도 중부지방, 오키나와, 그리고 필리핀해까지 확장하였다(Fig. 3a). 2018년에는 2016년 보다 약 9 K 가량 높은 상당온위가 나타났다. 특히, 345 K 이상의 상당온위 영역이 우리나라 중부지방을 포함한 만주에서 나타났고 3,080 m 이상의 층후가 한반도를 포함한 동해 전체와 일본 혼슈 중부지방까지 확장하였다(Fig. 3b). 이를 통하여, 폭염 최성기 기간에 고온 다습한 아열대기단의 특징을 가진 북태평양 고기압으로 인하여 높은 상당온위 영역과 층후 영역이 한반도를 포함한 주변 지역에 나타난 것으로 파악된다.

850 hPa 온도이류 편차(채색)와 1000-700 hPa 층후의 편차(실선)에서도 북태평양 고기압의 영향을 확인할 수 있다(Figs. 3c, d). 2016년과 2018년 최성기 기간 모두 한반도 상에 높은 양의 층후 편차가 존재하였고, 2018년의 경우 50 m 이상의 높은 층후 편차가 나타났다. 이러한 층후 편차 분포는 북태평양 고기압의 강도 그리고 확장과 연관이 있다. 온도이류 편차는 2016년과 2018년 모두 폭염이 강하여 평년 대비 양의 편차가 나타났지만 Fig. 1에서 제시한 HWI와 HWD의 결과와 달리 두 폭염 기간의 편차는 비슷하게 나타났다. 이를 통하여, 대기 하층의 온도 이류에 의한 기온 상승보다는 티베트 고기압과 북태평양 고기압이 강하게 발달하고 침강역에 의한 단열승온이 폭염의 강도와 지속기간에 보다 더 크게 기여한 것으로 판단된다.

최성기 동안 하층대기의 지위고도와 바람의 분포를 850 hPa 고도면에서 분석하였다(Fig. 4). 2016년에는 북태평양 고기압이 우리나라 남부지역에 중심이 위치하였고 지위고도 1,460 gpm 이상의 고기압 영역이 중국 화중지방과 만주까지 확장하였다. 우리나라는 남부지방을 중심으로 고기압성 순환이 나타나 내륙으로 서풍계열의 바람이 우세하게 나타났다(Fig. 4a). 2018년은 북태평양 고기압이 2016년에 비해 북서쪽으로

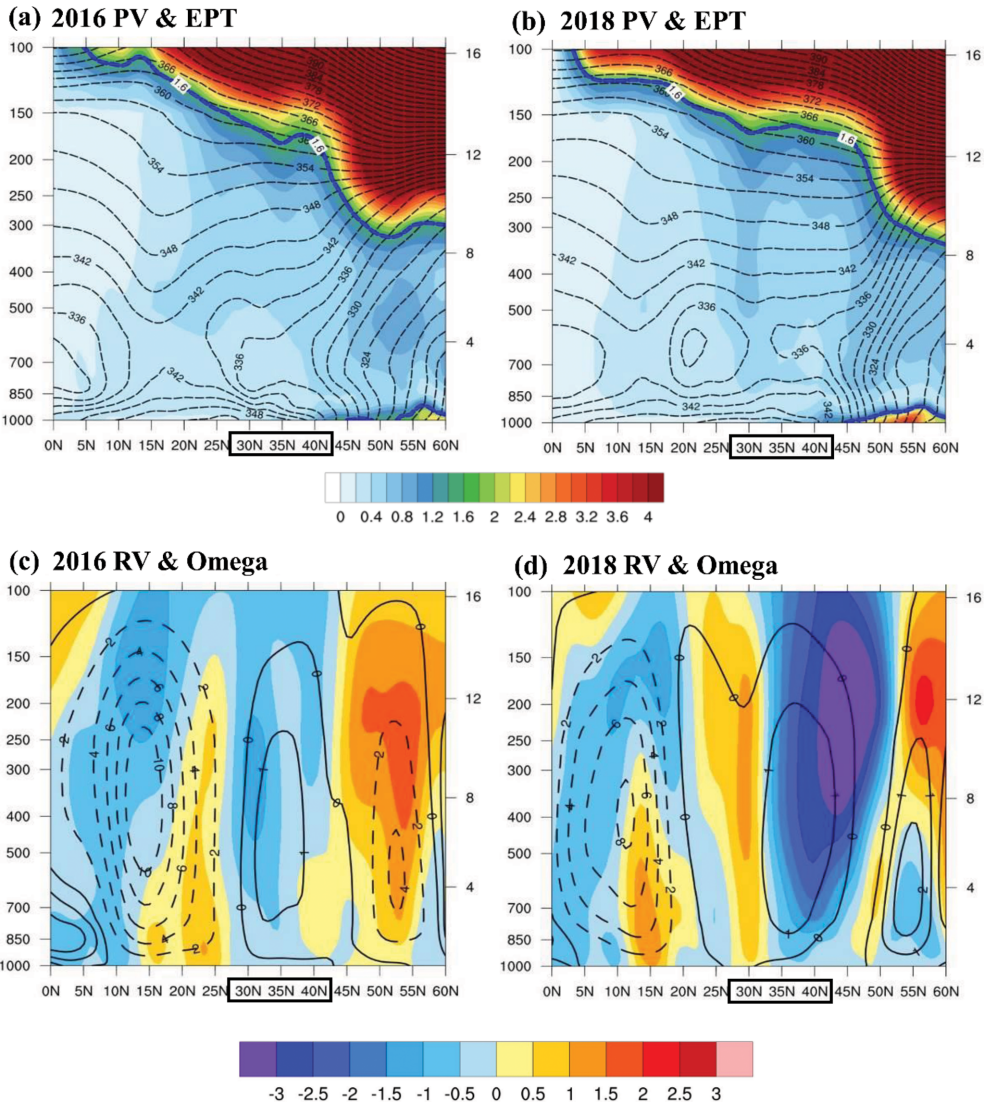
더욱 강하게 발달하여 1,460 gpm 이상의 영역이 중국 화중지방에서부터 몽골 내륙과 만주 북부까지 넓게 확장하여 한반도 전역에 고기압성 순환이 나타났고 높은 상당온위의 고온 다습한 공기가 남쪽으로부터 유입되었다. 2018년 위도 20°N~30°N 일본 남쪽 먼바다에서 기압골이 약하게 나타나는데 이는 최성기 기간에 발생하였던 12호 태풍 종다리(JONGDARI)와 13호 태풍 산산(SHANSHAN)의 이동에 의한 영향이다(Fig. 4b).

지역 해들리 순환에 의한 폭염 발달을 분석하기 위하여 위도 0°~60°N, 그리고 경도 120°~135°E 평균 영역을 잠재와도, 상당온위, 상대와도, 그리고 연직 상승률에 대한 남북 연직단면도를 통해 나타내었다(Fig. 5). Figures 5a, b는 최성기 동안의 잠재와도(채색)와 상당온위(점선)의 남북 연직단면도이다. 2016년에는 대류권계면을 나타내는 1.6 PVU (WMO, 1992)의 잠재와도가 한반도 상공 170~190 hPa 고도에 위치하였고 상당온위는 850 hPa 이하 대기하층에서 북태평양 고기압의 확장으로 인하여 345 K 이상의 높은 상당온위역이 위도 40°N 부근까지 확장하였다(Fig. 5a). 2018년에는 한반도 부근 상층 대기에서 1.6 PVU의 잠재와도가 2016년 대비 약 20~30 hPa 더 높은 150~160 hPa 고도로 나타났다. 또한 위도 25°N~45°N 영역에서 티베트 고기압과 북태평양 고기압의 영향으로 인하여 1.6 PVU 고도가 2016년 보다 더욱 높은 고도에서 나타났고 북쪽으로 약 5°N 가량 더 넓은 영역에서 높게 나타났다. 850 hPa의 대기 하층에서는 345 K 이상의 높은 상당온위역이 위도 40°N 이상으로 더욱 확장하였고 400 hPa 이하 대기 중층 및 하층에서 더 높은 상당온위가 분포하였다(Fig. 5b).

Figures 5c, d에서는 상대와도(음영)와 연직속도( $\omega$ , omega)를 나타내었다. 검은색 점선은  $\omega$ 가 음인 지역으로 상승기류 영역을 나타내며 검은색 실선은  $\omega$ 의 하강기류 영역을 나타낸다. 위도 20°N 이하의 적도 부근에서 상승기류가 나타나고 위도 중위도의 27°N~42°N 부근의 대기 연직 층 전체에서 하강기류가 나타난다. 지역 해들리 순환의 하강역에서 발달한 고기압이 한반도 상공에 매우 높게 분포함을 알 수 있다. 하강기류가 나타나는 지역에서 음의 상대와도가 분포함을 확인할 수 있다. 2018년에는 티베트 고기압과 북태평양 고기압이 강하게 발달하여 한반도를 포함한 위도 30°~40°N 부근에서 하강기류가 크고 높게 나타났고 강한 음의 상대와도역이 나타났다. 위도 30°N에 나타나는 양의 상대와도는 12호 태풍 종다리(JONGDARI)의 영향 때문이다(Fig. 5d).

2016년보다 2018년에 북태평양 고기압이 강하게 발달한 이유를 파악하기 위하여 6~8월 동안 대기 상층에서 방출되는 장파 복사량(Outgoing Longwave Radiation,





**Fig. 5.** Latitude-vertical distributions of mean potential vorticity (PVU, shaded), mean equivalent potential temperature (K, contour) averaged longitudinally between  $120^{\circ}E$  and  $135^{\circ}E$  during peak in (a) 2016 and (b) 2018. And Latitude-vertical distributions of mean relative vorticity ( $E^{-5} s^{-1}$ , shaded) and mean omega ( $E^{-2} Pa s^{-1}$ , contour) between  $120^{\circ}E$  and  $135^{\circ}E$  during peak in (c) 2016 and (d) 2018. Bold line is positive value, and dash line is negative value of omega at (c), and (d). The left y-axis means isobaric height (hPa) and the right y-axis means altitude (km).

OLR)을 분석하였다(Fig. 6). 이는 Figs. 5c, d에서 언급한 바와 같이 지역 해들리 순환과 연관이 있는 것으로 사료된다. 지역 해들리 순환이 강하면 위도  $20^{\circ}N$  이하 적도지역에서 수증기의 상승 그리고 응결로 장파 복사의 재흡수가 증가하여 OLR이 낮게 나타난다. 2016년 6월에 비해 2018년 6월에 필리핀해의 방출 장파 복사량이  $20\text{--}40 W m^{-2}$  더 낮게 나타났다. 2018년 6월이 2016년보다 지역 해들리 순환이 더욱 강하여

필리핀해에서 상승기류로 인한 대류 활동이 왕성하였다. 이로 인하여 구름의 양이 많았고 장파 복사량도 낮았다. 또한 2016년 6월에 비해 북태평양 고기압이 빠르게 발달하여 동중국해 부근까지 확장하였다. 2016년 7월에는  $-230 W m^{-2}$  이하의 OLR 영역이 북태평양 서쪽에서 위도  $20^{\circ}N$  이상까지 확장하여 7월부터 지역 해들리 순환의 강화가 나타나는 반면, 2018년 7월에는 빠르게 발달한 지역 해들리 순환의 영향으로

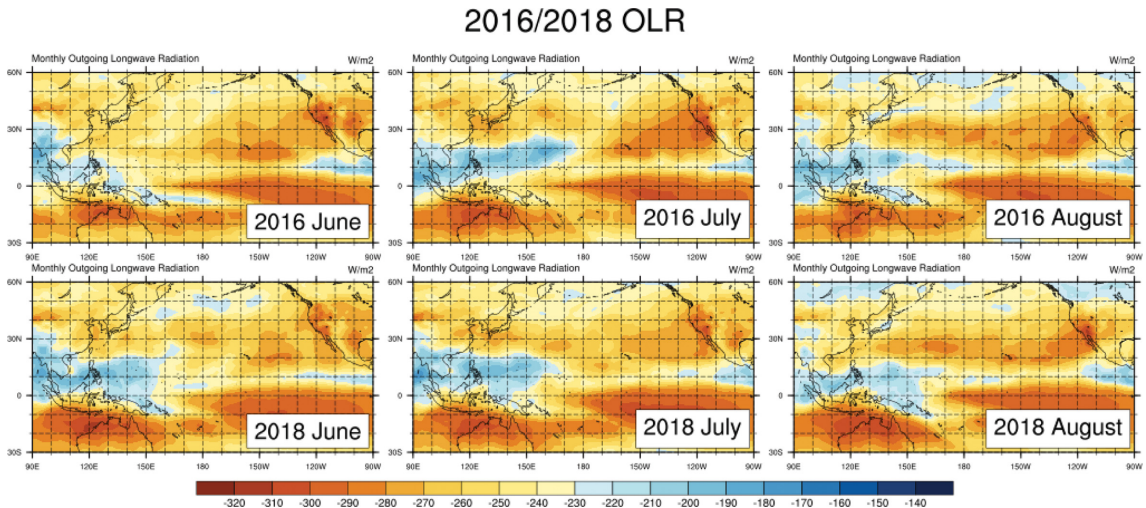


Fig. 6. Spatial patterns of monthly mean outgoing longwave radiation (OLR) at the top of atmosphere ( $W m^{-2}$ ) during July-August in 2016 and 2018.

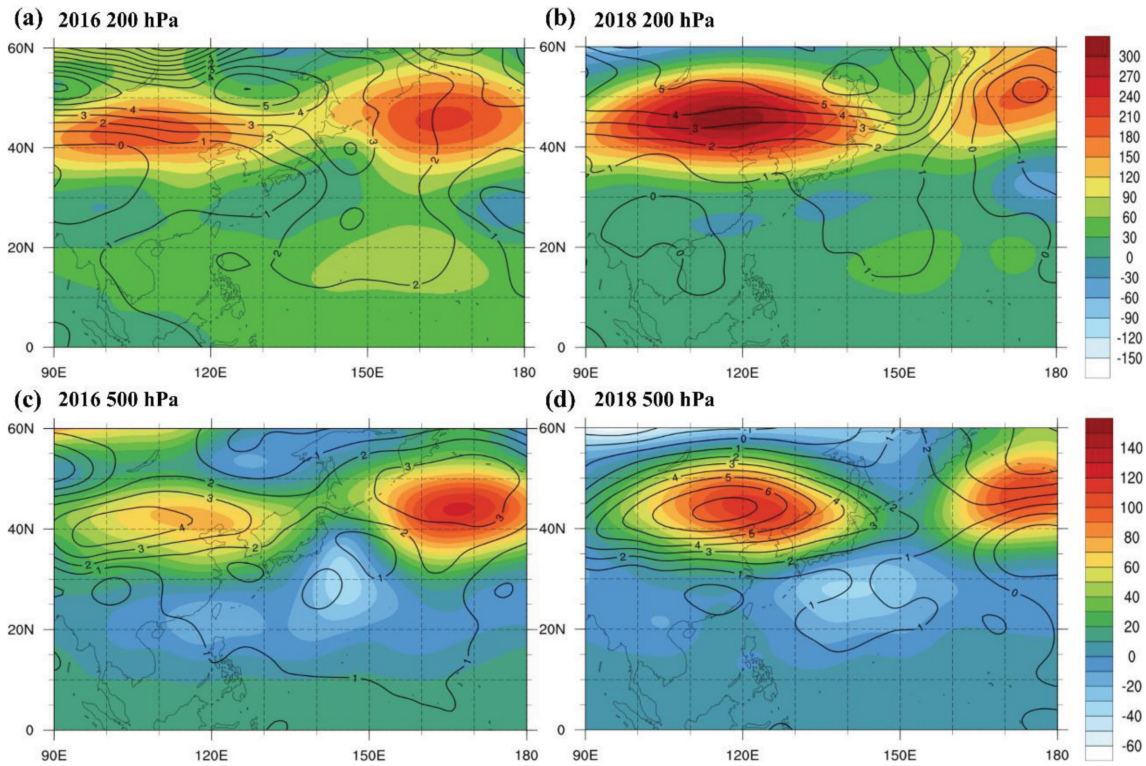
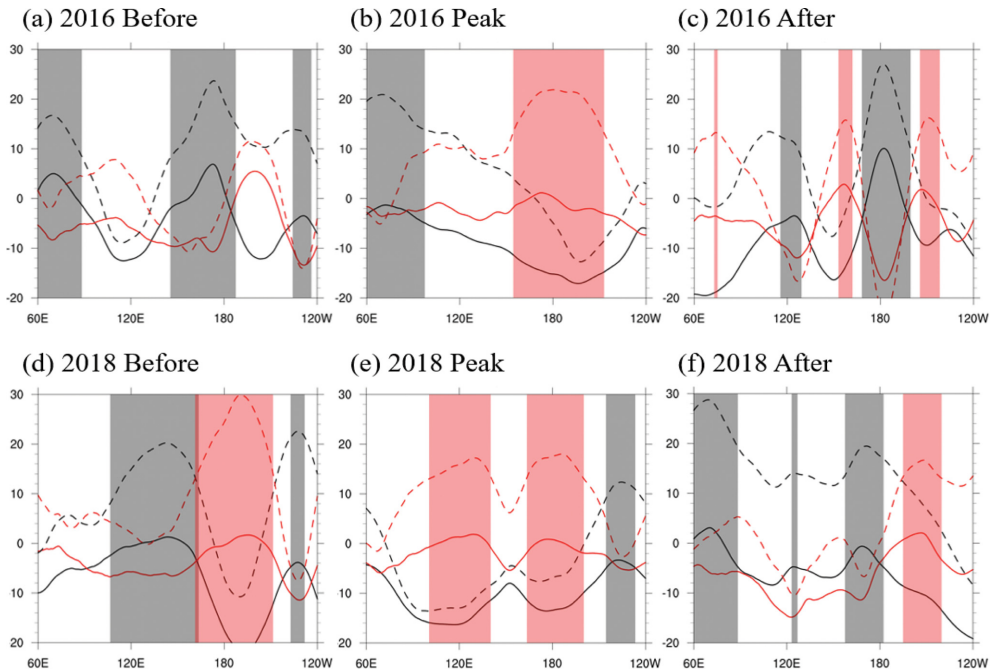


Fig. 7. Spatial patterns of mean geopotential height anomaly (m, shaded) and mean temperature anomaly (K, contour) at (a, b) 200 hPa and (c, d) 500 hPa during peak in (a, c) 2016 and (b, d) 2018. Contour interval is 1 K.

6월과 유사한 OLR 분포를 보였다. 8월의 경우 2016년과 2018년 모두 북서태평양의 상승기류가 강하고

특히 위도 20°N 이상의 태평양에 북태평양 고기압의 발달로 인한  $-270 W m^{-2}$  이하의 높은 OLR이 6월과



**Fig. 8.** Longitudinal distributions of mean TM90 blocking index ( $m \text{ lat}^{-1}$ ) during (a) before, (b) peak, (c) after in 2016 and (d) before, (e) peak, (f) after in 2018. Black figures represent Eurasian continent blocking, and red represent North Pacific blocking. Solid lines represent the value of GHGS, and dash lines represent the value of GHGS minus the value of GHGN. Shaded squares mean areas satisfying blocking criteria.

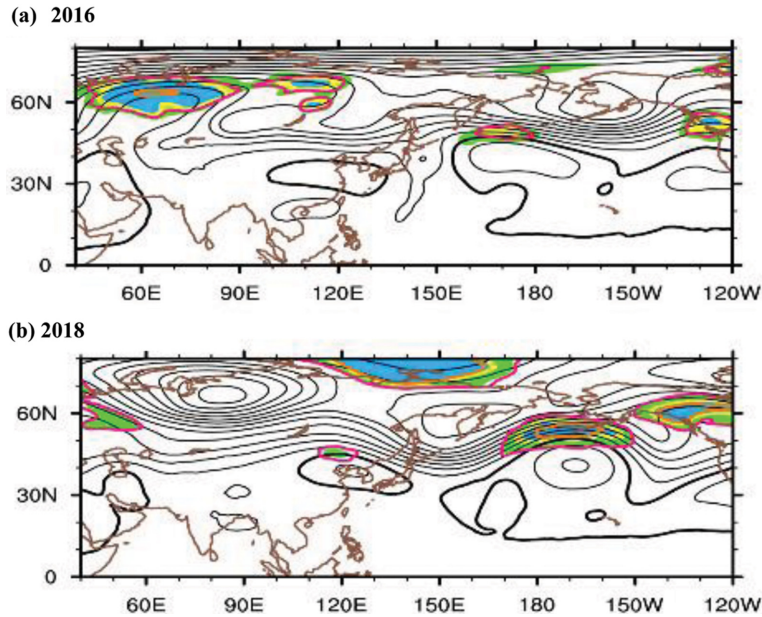
7월보다 뚜렷하게 나타났다.

#### 4.2 블로킹 분석

상층 고기압의 분포와 강도를 평년과 비교하여 최성기 동안 200 hPa와 500 hPa에서 평년과의 고도(채색)와 온도(실선) 편차를 분석하였다(Fig. 7). 2016년은 폭염 최성기 기간의 200 hPa 고도에서 중국 화북 지방과 캄차카 반도 인근 해역에서 200 gpm 이상의 지위고도 편차가 나타났고 같은 지역에서 양의 온도 편차가 나타났다(Fig. 7a). 그리고 500 hPa 고도 또한 200 hPa 지위고도 편차가 나타난 동일한 지역 양의 지위고도 편차와 온도 편차가 나타났다(Fig. 7c). 경도 110°E 부근 영역과 160°E 영역에서 나타난 동서 방향의 양의 지위고도 편차로 인하여 북태평양의 기압능이 중국 화북지역에 위치한 대기의 흐름을 저지하면서 저지고기압이 발달하였다. 이는 폭염 최성기에 캄차카 반도의 남쪽 500 hPa 북태평양 상공에 높은 고도 편차로 표현되는 북태평양 고기압이 강하게 발달하였고 서쪽에 위치한 고기압을 정체시켰다. 이로 인하여 한반도 상공에 북태평양 고기압이 오래 머물게 된 것이 2016년 폭염의 주요한 원인 중 하나로 분석되었다(Yeh et al., 2018). 2018년의 경우 2016년

대비 동서 양의 지위고도 및 온도 편차가 더 크게 나타났고, 이는 기압능이 더욱 강하게 발달한 것으로 파악할 수 있다(Figs. 7b, d). 특히, 200 hPa 고도에서 경도 110°E 부근 강한 양의 지위고도 편차로 나타나는 고기압이 평년대비 한반도에 큰 영향을 주었다(Fig. 7b). 이는 강하게 발달한 티베트 고기압에 의한 것으로 사료된다. 2016년과 비슷한 편차가 2018년 또한 나타나고 있지만 경도 160°E 부근의 북태평양 고기압보다 중국 북동지역 상공의 티베트 고기압이 더욱 강하게 나타나고 있어 상층에 발달한 티베트 고기압이 폭염을 더 강화시킨 주요한 원인으로 분석하였다.

Figure 7과 같이 한반도에 영향을 준 기압능 그리고 기압능으로 인한 대기의 정체현상을 블로킹 지수를 이용하여 발달기, 최성기, 그리고 쇠퇴기 기간에 대하여 분석하였다(Fig. 8). 2016년 발달기에 유라시아 대륙과 오호츠크해에서 블로킹이 나타나고 있다. Yeh et al. (2018)은 캄차카 반도 부근의 기압능이 한반도에 강한 폭염을 유발할 수 있다고 분석하였는데, 2016년 발달기의 블로킹이 한반도 주변 지역의 기압계를 정체시키며 폭염이 발달하기 시작하였음을 확인할 수 있다(Fig. 8a). 2016년 최성기에는 경도 160°E 부근 해역에 북태평양 고기압으로 인한 블로킹이 확



**Fig. 9.** Spatial patterns of potential vorticity anomaly (PVU, shaded) and geopotential height (m, contour) averaged between 200 hPa and 500 hPa during peak in (a) 2016 and (b) 2018. The pink line represents  $-0.8$  PVU and the orange line represents  $-1.3$  PVU. The green area means PV anomaly values in the bottom 32% ( $-1$  std), the yellow area means in the bottom 10% ( $-1.64$  std), and the red area means in the bottom 5% ( $-2$  std). The bold line represents North Pacific high (5,880 m). Contour interval is 60 m.

인되었다. 이는 Fig. 7에서 양의 지위고도 편차로 나타난 북태평양 고기압의 위치와 일치한다(Fig. 8b). 2018년의 경우, 발달기에 캄차카 반도에 유라시아 대륙 블로킹이 강하게 나타났고, 2016년과 동일하게 경도  $140^{\circ}\text{E}$ 에서 블로킹이 존재하였다. 하지만 블로킹의 중심이 유라시아 대륙에 위치하여 2016년 발달기의 블로킹과 차이점이 있다(Fig. 8d). 또한 2018년의 경우 발달기 기간부터 경도  $160^{\circ}\text{E}$  동쪽에서 북태평양 고기압으로 인한 블로킹이 강하게 나타났고 최성기에 북태평양 고기압이 북서쪽으로 확장하면서 블로킹 영역이 서쪽으로 이동한 모습이 나타난다 (Fig. 8e). 쇠퇴기의 경우 2016년과 2018년 모두 탐지된 블로킹의 영역이 매우 좁고, Fig. 2에서 분석한 바와 같이 북태평양 고기압의 세력이 약화하여 남쪽으로 수축하면서 한반도 주변으로 북태평양 고기압으로 인한 블로킹은 탐지되지 않았다. 대륙에서 발생한 블로킹 또한 한반도에 폭염을 발생시킬 만큼 영향력 있는 규모의 블로킹은 나타나지 않았다(Figs. 8c, f).

폭염 최성기에 대기 중상층 고도에서 발생하는 블로킹과 저지 기압능 그리고 기압능 영역에 존재하는 음의 잠재와도를 200~500 hPa 지위고도 평균과 잠재와도 편차 분석으로 파악하였다(Fig. 9). 평년보다 기압능이 강하게 발달한 곳에서 음의 잠재와도 편차의

분포를 확인하고자 표준편차를 이용하여 잠재와도 기 후 평균에서 표준편차(standard deviation,  $\sigma$ ) 범위로 나타나는 음의 잠재와도를 채색 영역으로 나타내었다. 평균에서  $\sigma$  만큼 낮은 값은 하위 32%를 의미하고  $1.64\sigma$  낮은 값은 하위 10%,  $2\sigma$  낮은 값은 하위 5%이다. 또한 이들의 정량적인 값을 확인하기 위하여 상대와도 편차가  $-0.8$  PVU인 지점과  $-1.3$  PVU인 지점들을 선으로 나타내었다. Figure 7과 유사하게 2016년에 강한 기압능이 캄차카 반도 남쪽 북태평양에서 나타나고, 해당 지역에서 발달한 저지 고기압이 북태평양 고기압의 정체에 강한 영향을 주었다(Fig. 9a). 2018년의 경우 강한 기압능이 경도  $170^{\circ}\text{E}$ 와  $150^{\circ}\text{W}$  사이에서 발달하여 대기가 정체하는 흐름이 나타났(Fig. 9b). 2016년에는 주로 대륙에서 사행이 큰 대기의 흐름으로 인하여 정체현상이 발생하였고, 2018년에는 지역 해들리 순환이 강하게 발달하여 북태평양 고기압의 세력이 강해지면서 한반도와 북태평양에서 정체현상이 발생하였다.

#### 4. 결론 및 요약

본 연구에서는 21세기 이후 폭염 일수가 가장 길었던 2016년과 2018년의 두 폭염 기간에 대하여 발달

메커니즘 분석을 수행하였다. 분석에는 폭염 기간의 판단을 위하여 기상청 ASOS 최고기온 자료를 사용하였고, ECMWF에서 제공하는 ERA-Interim 재분석 자료를 이용하여 블로킹 지수와 종관 분석을 수행하였다.

2016년과 2018년 모두 발달기에 북태평양 고기압이 남해상까지 북상하였고 이후 한반도가 북태평양 고기압의 영향권에 들어감에 따라 폭염이 시작되었다. 특히 2018년의 경우 2016년과 비교하여 북태평양 고기압이 상대적으로 강하게 발달하여 보다 온난 다습하였고 중국 북부 내륙으로 더욱 북상하여 폭염 최성기에는 북태평양 고기압의 중심부에 한반도가 위치하였다. 그러나 2016년 폭염의 경우는 최성기 동안 북태평양 고기압의 가장자리에 한반도 중남부지역이 위치하였고 그 중심은 동중국해와 중국 화중 지방에 위치하였다. 북태평양 고기압이 강하게 발달할 수 있었던 이유는 열대 필리핀해와 중위도 북태평양의 대기대순환 패턴과 관련이 깊었다. 지역 해들리 순환에 의해 필리핀해 부근의 대류 활동으로 상승한 공기는 북태평양에서 하강하였는데, 2016년과 2018년 6월 동안 필리핀해 지역의 장파복사에 의한 대류활동을 비교하면 2018년이 2016년 보다 훨씬 강했음을 알 수 있었다. 즉, 2018년의 북태평양 고기압이 2016년보다 강하게 발달하였다.

2016년과 2018년 폭염의 또 다른 차이점은 티베트 고기압의 영향이다. 2016년과 2018년 모두 티베트 고기압이 한반도로 동진하였으나 그 강도는 2018년이 훨씬 강하였다. 2016년 최성기에 우리나라 남부지방이 티베트 고기압의 가장자리에 위치하여 한반도 폭염에 크게 영향을 미치지 못한 반면, 2018년 최성기에는 한반도 전체가 티베트 고기압의 영향권에 들어 강한 폭염을 발생시켰다. 2018년 최성기에는 북태평양 고기압 또한 한반도에 그 중심을 두고 있었기 때문에 한반도는 중상층 전역에 고기압이 존재하여 매우 강하고 키 큰 고기압 영역에 둘러 쌓여 있었다. 이로 인하여 한반도 상공 전체에 하강기류가 나타났으며 지상에서는 공기가 상승하지 못하고 고기압 영역에서 갇힌 흐름을 보였다. 2018년 폭염은 티베트 고기압과 온난 다습한 북태평양 고기압 내에서 한반도에 강한 일사 및 온난 이류가 나타났고, 저지고기압에 의해 정체된 공기 흐름이 오랜 기간 지속되면서 열이 외부로 방출되지 못하고 축적되어 한반도에 매우 극심한 온도를 유발하였다. 이는 2016년과 2018년 한반도의 층후 편차와 온도이류 편차 결과로도 확인이 되었다. 양의 층후 편차를 통하여 한반도 주변으로 고기압 영역이 평년대비 더 강하게 발달하였고, 온도이류 편차의 경우 2016년과 2018년 모두 양의 온도이류 편차가 나타났지만 차이가 크지 않았다.

2016년 폭염은 폭염 강도(HWI)에 비해 지속 기간

(HWD)이 길었는데, 그 주요한 이유는 상대적으로 약하게 발달한 티베트 고기압과 500 hPa 고도에서 나타난 블로킹 현상으로 판단된다. 발달기와 최성기에 유라시아 대륙 블로킹이 경도 60~100°E 지역에 넓게 존재하였고 최성기에 북태평양 고기압이 160~200°E 지역에 정체하면서 2016년에 폭염의 지속 기간이 길었다. 2018년은 발달기와 최성기에 유라시아 대륙 블로킹과 북태평양 고기압이 정체된 환경을 제공하였다. 유라시아 대륙 블로킹의 중심이 시베리아 내륙에 위치하였으나 최성기에는 두드러지지 않았다. 최성기의 경우 경도 170°E와 150°W 사이의 중앙 북태평양에 매우 높은 음의 잠재와도 편차로 나타나는 고기압역이 존재하였고, 이로 인하여 중위도의 넓은 지역에서 정체하는 상층 대기의 흐름이 나타났다. 또한 티베트 고기압이 강하게 발달하고, 지역 해들리 순환이 강하게 발달하여 2016년에 비하여 폭염기간뿐만 아니라 강도도 매우 강하게 발달하였다.

본 연구는 2018년과 2016년 여름철 동안 우리나라에 발생한 폭염에 대해 종관 분석을 수행하여 한반도 상에 발생하는 폭염의 주요한 원인을 파악하고 그와 관련된 메커니즘을 분석하였다. 분석을 통하여 상층 고기압의 발달과 블로킹, 그리고 그와 관련된 대기대순환 현상이 폭염과 매우 밀접한 관련이 있음을 파악하였다. 그러나 폭염을 일으키는 기압계의 발달은 넓은 시공간적 범위에서의 복합적인 원인에 의한 것이므로 폭염의 발생에서부터 쇠퇴까지의 종합적인 메커니즘을 이해하기에는 본 연구에 한계가 있다. 향후 이와 관련된 연구들이 수치모형을 이용하여 융합적이고 다양한 측면에서 수행된다면 폭염을 이해하는데 보다 많은 향상이 있을 것으로 사료된다.

## 감사의 글

본 연구는 기상청 『기상·지진 See-At 기술개발연구』 KMI2017-02410의 지원으로 수행되었습니다.

## REFERENCES

- Bae, J.-H., and K.-H. Min, 2016: Analysis of the February 2014 East coast heavy snowfall case due to blocking. *Atmosphere*, **26**, 227-241, doi:10.14191/Atmos.2016.26.2.227 (in Korean with English abstract).
- Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, and J. Methven, 2004: Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, **59**, 217-223.
- Cowan, T., A. Purich, S. Perkins, A. Pezza, G. Boschat, and K. Sadler, 2014: More frequent, longer, and hotter heat waves for Australia in the twenty-first century. *J.*

- Climate*, **27**, 5851-5871, doi:10.1175/JCLI-D-14-00092.1.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- Ding, T., W. Qian, and Z. Yan, 2010: Changes in hot days and heat waves in China during 1961-2007. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1452-1462, doi:10.1002/joc.1989.
- Dole, R., M. Hoerling, J. Perlwitz, J. Eischeid, P. Pegion, T. Zhang, X.-W. Quan, T. Xu, and D. Murray, 2011: Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L06702, doi:10.1029/2010GL046582.
- Gu, S., C. Huang, L. Bai, C. Chu, and Q. Liu, 2016: Heat-related illness in China, summer of 2013. *Int. J. Biometeorol.*, **60**, 131-137, doi:10.1007/s00484-015-1011-0.
- Holton, J. R., and G. J. Hakim, 2012: *An Introduction to Dynamic Meteorology. 5th Edition*. Academic Press, 110-120.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T. F. Stocker et al. Eds., Cambridge University Press, 1535 pp.
- Kim, D.-W., J.-H. Chung, J.-S. Lee, and J.-S. Lee, 2014: Characteristics of heat wave mortality in Korea. *Atmosphere*, **24**, 225-234, doi:10.14191/Atmos.2014.24.2.225 (in Korean with English abstract).
- KMA, 2018: *2018 Abnormal Climate Report*, Korea Meteorological Administration, 48 pp (in Korean).
- \_\_\_\_\_, 2019: *KMA Yearbook 2018*, Korea Meteorological Administration, 75 pp (in Korean).
- Kosatsky, T., 2005: The 2003 European heat waves. *Euro-surveillance*, **10**, doi:10.2807/esm.10.07.00552-en.
- Lee, W.-S., and M.-I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, **36**, 4815-4830, doi:10.1002/joc.4671.
- Lejanäs, H., and H. Økland, 1983: Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus A*, **35A**, 350-362.
- Luo, M., and N.-C. Lau, 2017: Heat waves in Southern China: synoptic behavior, long-term change, and urbanization effects. *J. Climate*, **30**, 703-720, doi:10.1175/JCLI-D-16-0269.1.
- Meehl, G. A., and C. Tebaldi, 2004: More intense, more frequent and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**, 994-997.
- Min, K.-H., C.-H. Chung, J.-H. Bae, and D.-H. Cha, 2019: Synoptic characteristics of extreme heatwaves over the Korean Peninsula based on ERA Interim reanalysis data. *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.6390.
- Nagano, Y., H. Kato, and S. Yamakawa, 2009: Recent cooling trend over northern Japan in August in relation to the weakening of the Tibetan high. *J. Agric. Meteorol.*, **65**, 129-139.
- Nakamura, H., and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Park, C.-K., and S. D. Schubert, 1997: On the nature of the 1994 East Asian summer drought. *J. Climate*, **10**, 1056-1070.
- Park, S.-W., H.-J. Jo, S. Beak, H. Yoo, and K. Woo, 2019: Analysis of heat-related illness surveillance in 2018. *Public Health Weekly Report*, **12**, 630-638 (in Korean with English abstract).
- Pelly, J. L., and B. J. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743-755.
- Rohini, P., M. Rajeevan, and A. K. Srivastava, 2016: On the variability and increasing trends of heat waves over India. *Sci. Rep.*, **6**, 26153, doi:10.1038/srep26153.
- Scherrer, S. C., M. Croci-Maspoli, C. Schwiertz, and C. Appenzeller, 2006: Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *Int. J. Climatol.*, **26**, 233-249.
- Schwiertz, C., M. Croci-Maspoli, and H. C. Davies, 2004: Perspicacious indicators of atmospheric blocking. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06125, doi:10.1029/2003GL019341.
- Shang, W., X. Ren, B. Huang, U. Cubasch, and X.-Q. Yang, 2019: Subseasonal intensity variation of the South Asian high in relationship to diabatic heating: observation and CMIP5 models. *Climate. Dyn.*, **52**, 2413-2430, doi:10.1007/s00382-018-4266-4.
- Smoyer, K. E., D. G. C. Rainham, and J. N. Hewko, 2000: Heat-stress-related mortality in five cities in Southern Ontario: 1980-1996. *Int. J. Biometeorol.*, **44**, 190-197.
- Suh, M.-S., and Coauthors, 2016: Projections of high resolution climate changes for south Korea using multiple-regional climate models based on four RCP scenarios. part 1: Surface air temperature. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **52**, 151-169, doi:10.1007/s13143-016-0017-9.
- Tibaldi, S., and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, **42**, 343-365.

- WMO, 1992: *International Meteorological Vocabulary*. Secretariat of the World Meteorological Organization, 784 pp.
- Yatagai, A., and T. Yasunari, 1995: Interannual variations of summer precipitation in the arid/semi-arid regions in China and Mongolia: Their regionality and relation to the Asian summer monsoon. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **73**, 909-923.
- Yeo, S.-R., S.-W. Yeh, and W.-S. Lee, 2019: Two types of heat wave in Korea associated with atmospheric circulation pattern. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **124**, 7498-7511, doi:10.1029/2018JD030170.
- Yeh, S.-W., Y.-J. Won, J.-S. Hong, K.-J. Lee, M. Kwon, K.-H. Seo, and Y.-G. Ham, 2018: The record-breaking heat wave in 2016 over South Korea and its physical mechanism. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 1463-1474, doi:10.1175/MWR-D-17-0205.1.
- Yoon, D., D.-H. Cha, G. Lee, C. Park, M.-I. Lee, and K.-H. Min, 2018: Impacts of synoptic and local factors on heat wave events over Southeastern region of Korea in 2015. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 12081-12096, doi:10.1029/2018JD029247.