

아태지역 여름철 극한고온과 연관된 대기 패턴

Summer high temperature extremes in the Asian Pacific region associated
with atmospheric patterns

이우섭

아태지역 여름철 극한고온과 연관된 대기 패턴

Summer high temperature extremes in the Asian Pacific region associated
with atmospheric patterns

이우섭

발간사

기후변화는 평균기후의 변동뿐만 아니라 극한 기후현상에도 영향을 미칩니다. 최근 지구온난화와 함께 지구상의 여러 지역에서 극한 기후현상(폭염, 가뭄과 홍수)의 발생 빈도가 증가하고 있으며, 이와 관련된 자연재해와 인명피해는 더욱 더 대형화되고 있는 추세입니다. 특히 폭염 빈도수는 유럽, 아시아, 오스트레일리아 등 중위도와 고위도 지역에서 20세기 중반 이후 급격히 증가하는 것으로 나타났습니다.

동아시아 지역의 폭염 연구는 고기압의 영향을 포함해서 몇 가지 인자에 대한 연구는 있었지만, 동아시아 폭염의 근본 원인을 규명하는 연구는 거의 없었고 특히 기후변화, 해수면온도, 대규모 과정에 대한 이해는 매우 부족합니다.

본 연구에서는 십주년 주기변동시그널의 변화에 따라 동아시아 폭염을 경년 변동성에 초점을 맞추어 분석하였습니다. 특히 동아시아 폭염 발생과 연관된 원격상관 패턴과 물리적 과정을 규명하였습니다.

따라서 본 연구 결과가 우리나라 폭염 예측성 향상과 더불어 우리나라 현실에 적합한 폭염특보제를 설계함에 있어 중요한 참고자료가 될 것으로 기대합니다.

끝으로 연구결과가 나오기까지 본 연구를 총괄 수행하고 최종집필한 이우섭 박사의 노고에 감사드립니다. 또한 연구 기획 단계부터 자문위원으로서 아낌없는 조언과 격려를 해 주신 이명인 교수와 김맹기 교수에게 깊은 감사의 말씀을

드립니다. 아울러 보고서의 수준을 제고하도록 좋은 논평을 해주신 두 분의 검토자들과 연구가 순조롭게 진행될 수 있도록 다방면으로 도와준 이현주 연구원께도 진심으로 감사드립니다. 본 연구보고서가 밑거름이 되어 향후 관련 연구들이 지속되고 부족한 부분들을 계속 채워나가길 바랍니다.

2017년 1월
APEC 기후센터
원장 정 홍 상

ABSTRACT

This study investigates interdecadal and interannual variability in the occurrence of heat waves over East Asia in summer between 1973 and 2012. In particular, this study examines the dominant heat wave patterns, as obtained through empirical orthogonal function (EOF) analysis, and the associated variability in heat wave occurrence. In this study, heat wave days is defined as the number of days with temperatures in the highest 10th percentile of June to August (JJA) daily maximum temperatures. The regions where the 90th percentile of maximum temperature is below 29°C were excluded.

We separated the heat wave days into low-frequency variation and high-frequency variation by using a band pass filter. The dominant variation modes of heat waves are related large-scale oceanic and atmospheric circulation. The low-frequency variation of heat waves in East Asia is highly correlated with the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), which shows significant decadal changes before and after mid-1990s. In particular, the positive phase of the AMO leads to heat waves earlier in the summertime while also increasing their magnitude, frequency, and duration in East Asia. It is suggested that the likelihood of heat wave events will increase with further long-term climate warming, modified by low-frequency oceanic variations such as the AMO.

In the high-frequency variation, two dominant modes are shown in East Asia. One is related with the Scandinavia pattern (SCAND) and the other with Circum Global Teleconnection pattern (CGT). This two teleconnection pattern seems to affect

A P E C C L I M A T E C E N T E R

the location of convection and subsidence of the atmosphere and is a key process during heat wave events in the East Asian region.

목 차

1. 서론	1
2. 연구 자료 및 방법	4
2.1 자료	4
2.2 극한 기온의 정의	5
3. 동아시아 폭염의 변동성 및 이와 관련된 대기순환 패턴	10
3.1 동아시아 폭염의 발생 특성	10
3.2 동아시아 폭염의 수십년(multi-decadal) 주기 변동	18
3.3 동아시아 폭염의 경년 변동성	28
3.3.1 대기대순환과의 연관성	30
4. 요약 및 토론	40
■ REFERENCE	44

1. 서론

기후변화는 평균기후의 변동성뿐만 아니라 극한 현상에도 영향을 미치는 것으로 나타났다(Martine et al., 2011). 최근 기후변화의 영향으로 지구상의 여러 지역에서 극심한 기상현상에 따른 폭염, 가뭄과 홍수의 발생이 증가하고 있으며, 이와 관련된 자연재해와 인명피해는 더욱더 대형화되고 있는 추세이다. 폭염의 빈도수는 유럽, 아시아, 오스트레일리아와 같은 중위도와 고위도 지역에서 20세기 중반이후로 증가하는 것으로 나타났다(Easterling et al., 2000). 평균기온의 증가와 비교해보면, 지역의 극한 기온의 변화는 사회와 생태계에 더욱더 직접적으로 영향을 미친다. 여름철 극한 기온은 농업생산량의 감소시키고(Asseng et al., 2011; Farooq et al., 2011), 에너지 소비량을 증가시키며, 생명을 위협할 수도 있다(Dematte et al., 1998; Pantavou et al., 2011).

극한 기온의 발생빈도수는 과거 10년 동안 급격히 변화하였다. 극한 기온의 특성 변화는 지구온난화와 더불어 대기 순환 패턴의 변화와 연관되어 있다. (Christidis et al. 2005; Hansen et al. 2013; Wen et al. 2013). Schubert et al.(2014)는 북유럽의 열파(Heat wave)의 변동성을 분석하고, 이와 연관된 물리적 연관성을 분석하였다. 이 연구에서 북유럽 열파의 발달과 연관된 핵심 요소는 저지 고기압, 대기 블러킹, 토양수분의 상태라고 제안하였다. Lee and Lee(2016)은 한반도 폭염의 발생특성 및 발생 원인을 분석하였다. 이들은 한반도 폭염이 동중국해의 대류활동과 밀접한 관계가 있다는 것을 증명하였다. 동아시아 폭염은 고기압의 영향을 포함해서, 몇몇 인자에 대한 연구가 있었지만, 폭염의 원인과 예측성에 대해서는 많이 부족한 실정이다. 특히 장주기변동, 해수면온도(Sea Surface Temperature : SST), 몬순과 같은 대규모 과정(large scale process)에 대한 이해는 부족하다.

아시아 여름몬순(summer monsoon)은 지역적 특성에 따라 동아시아 여름몬순, 인도 여름몬순, 그리고 북서태평양 여름몬순으로 나누어 질 수 있다(Wang and Lin Ho, 2002). 인도몬순은 전 지구 원격상관(Circumglobal teleconnetion, CGT)패턴에 의해 동아시아 몬순과 음의 상관관계를 가지는 것으로 알려져 있다(Ding and Wang, 2005). 인도 몬순 지역에서 평년보다 활발한 대류활동이 있을 경우 티베트고원 서쪽에 강한 상층 고기압성 흐름이 만들어져, 동아시아 지역 상층에 강한 고기압

성 흐름이 유도되고 상대적으로 극한 고온 현상이 증가하게 된다. 또한, 유라시아의 급격한 가열(warming)에 의해 황해와 한반도 지역에서 고기압성 회전이 강화되고 이로 인해 극한고온의 발생이 증가한 것을 보였다(Ding et al., 2010; Gong et al., 2004; You et al., 2011; Yan et al., 2011). 이러한 연구들은 또한 북서태평양 아열대 고기압이 동아시아의 고기압성 회전에 기여한다고 제안하였다.

동아시아 여름 몬순은 경년변동성(interannual variability) 뿐만 아니라 십년변동성(decadal variability) 또는 수십년 변동성(inter-decadal variability)을 가지고 있다(권민호, 2013). 우리나라는 연 강수량의 약 70% 이상이 여름철에 집중되는 동아시아 몬순 지역에 속한다. 동아시아 여름 몬순의 경년 변동성은 자체의 내적 역학뿐만 아니라 티베트고원의 열적 강제력, 서태평양의 대류활동, 엘니뇨, 인도 몬순 등에 의해서 영향을 받는다(e.g., Huang, 1985; Nitta, 1987; Wang et al., 2000). 특히 북서태평양의 대류활동은 동아시아 여름 몬순과 밀접하게 연관되어있다. Wang 등 (2001)은 북서태평양 여름몬순이 강해지면, 아시아 지역과 미국의 Great Plains 지역에 가뭄을 유발한다는 것을 발견하였다. 반면 북서태평양 몬순이 약화되면 북서태평양 지역에 대류 활동이 감소하여 강수량이 줄어들고, 동아시아 지역에는 저기압성 순환이 발달하여, 수증기 수송이 원활하게 된다. 따라서 쌍극자 강수 패턴을 형성하게 된다. 이 쌍극자 패턴은 35°N을 따라서 길게 고기압이 위치하고, 아열대 북서태평양에서 20°N을 중심으로 저기압이 위치하게 된다. 이러한 패턴은 또한 인도양의 해수면 온도와 연관되어 있다. 따라서 이 지역의 원격상관패턴은 동아시아의 극한 기후의 변동성 및 예측성에 중요한 역할을 한다(Ding and Wang 2007; Lee et al., 2013; Moon et al. 2013; Wang et al. 2009). 다시 말해서, 북서태평양의 대기 순환 패턴의 변화는 동아시아에 폭염 또는 집중호우의 원인이 될 수 있을 것이다.

인도 몬순과 동아시아 몬순은 여름철 북반구 전체 원격상관 패턴 (Kripalani and Kulkarni 1997; Wang et al. 2001; Krishnan and Sugi 2001; Wu and Wang 2002; Ding and Wang 2005) 및 실크로드 패턴 (silk road)에 의해 연관된다고 알려져 있다. 인도 몬순 지역에서 평년보다 더 활발한 대류 활동이 있을 경우 티베트 고원 서쪽에 강한 상층 고기압성 흐름이 만들어지며, 이에 따라 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역 상층에 강한 고기압성 흐름이 유도된다. 따라서 한반도와 동아시아 지역은 상대적으로 강수량이 감소하고 지표 온도는 평년보다 증가하는 경향을 가진다.

북대서양 해수면 온도는 약 65 ~ 80년(multidecadal) 시간규모에서 약 0.4°C 범위 내에서 변화한다. 이러한 변화는 Atlantic Multi-decadal Oscillation(AMO)로 정의된다(Enfield et al. 2001; Delworth and Mann 2000; Schlesinger and Ramankutty 1994). AMO는 동아시아 겨울과 여름 몬순에 영향을 주며, 또한 미국의 강수량과 기온에도 영향을 준다(Zhou et al. 2013; Gao et al. 2013; Li and Luo 2013; Wang and He 2012; Liu et al. 2012; Sun et al. 2011; Han et al. 2011; Huss et al. 2010; Hodson et al. 2010). 최근 아시아의 몬순 기후에 대한 AMO의 영향에 대한 관심이 커지고 있다. Li and Bates (2007)는 AGCMs를 사용하여 관측 분석과 모형실험을 수행하였고, 양의 AMO 위상은 중국의 많은 지역에서 더 따뜻한 겨울과 연관되어 있는 반면, 중국 북부에서는 더 많은 강수가 유도된다는 것을 발견했다. Lu et al. (2006)는 해들리 센터 (HadCM3)의 대기 - 해양 모형에 북대서양의 AMO 관련된 SST anomaly를 처방하여 모형실험을 하였다. 그들의 결과는 양의 AMO 위상이 강한 동아시아 여름 몬순 (EASM)으로 이끌지만, 동아시아 가을 (SON) 기후에 미치는 영향은 적다고 제안했다.

따라서 본 연구에서는 동아시아 폭염의 시·공간 변동성과 경향성을 분석하고, 이와 연관된 대기 순환 패턴을 조사하였다. 이 연구는 동아시아 지역에서 폭염의 수십 년 주기 변동성을 조사하고 이와 연관대기패턴을 파악하고, 수십 년 주기(AMO) 변동 시그널의 변화에 따라 동아시아 폭염의 경년변동성의 변화에 초점을 맞추어 분석하였다.

2. 연구 자료 및 방법

2.1 자료

본 연구에서는 여름철 동아시아 지역의 폭염의 변동성을 분석하기 위해서, 한반도와 중국의 기상관측 자료를 사용하였다. 남한자료는 1973년부터 2012년까지의 관측 자료 중 결측이 없는 기상청 59개 지상기상 관측소(Automated Synoptic Observation System : ASOS)를 사용하였고, 북한자료는 기상청에서 제공하는 결측이 없는 13개 지점의 자료를 사용하였다. 중국 자료는 중국기상청의 756개 지점자료를 이용하여 격자로 전환한 자료(0.25×0.25)를 사용하였다(Zhang et al., 2014). 변수는 일 최고 기온, 일평균기온, 강수량 자료를 사용하였다.

동아시아 폭염의 발생과 연관된 대기 패턴 분석에는 기상패턴 분석에는 미국 해양 대기청(National Ocean and Atmosphere Administration, NOAA)에서 제공하는 NCEP/NCAR 재분석 자료를 사용하였다. 격자간격은 위도와 경도 모두 2.5° 이며, 연직 17층이다. 바람, 연직속도, 그리고 온도 자료는 각각 12개 층(1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 150, 100hPa)을 이용하였고, 비습은 1000 ~ 300hPa의 8층 자료를 이용하였다. SST자료는 NOAA Optimum Interpolation (OI) SST V2를 사용하였고, 기간은 1973년부터 2012년 자료이다. OLR 자료는 NCEP CPC 자료를 사용하였다.

또한 장주기 동아시아 폭염의 변동성을 보기위해, 해수면온도(Sea Surface Temperature: SST)는 UK. Met office의 Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset, version 1.1 (HadISST 1.1, Rayner et al. 2003)를 사용하였다. 관측 강수량과 기온은 Climate Research Unit version 3.1(CRUTS3.1; Mitchell and Jones, 2005)를 사용하였다.

동아시아 폭염의 발생과 연관된 대기 순환 패턴 분석에 사용된 상관 방정식은 다음과 같다.

$$r = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx}} \times \sqrt{S_{yy}}} \quad (2)$$

여기서,

$$S_{xy} = \sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i\right)\left(\sum_{i=1}^n y_i\right)}{n} \quad (2-1)$$

$$S_{xx} = \sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i\right)^2}{n} \quad (2-2)$$

$$S_{yy} = \sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n y_i\right)^2}{n} \quad (2-3)$$

이다. 다시 말해 S_{xy} 는 두 변수 사이의 공분산을 나타내며, S_{xx} , S_{yy} 는 각각의 분산을 나타낸다. 또한 EOF PC와 대기순환장과의 연관성을 알아보기 위해 단순회귀 분석을 실행하였다.

2.2 극한 기온의 정의

열파는 특정 임계값 이상을 가지는 현상을 말하며, 지구온난화와 더불어 빈도수와 강도가 증가하는 것으로 나타났다. 만약에 일평균 기온이 고정된 모양의 가우시안 분포를 따른다고 가정한다면, 극한고온의 증가는 극한 저온의 감소를 동반하게 된다. 그러나 표준편차가 변화하게 되면, 극한고온의 발생빈도를 변화시킨다. 실제로 평균과 표준편차가 이동하면, 극한고온 현상은 더욱더 빈번하게 나타난다. 이전 연구들은 계절 평균기온이 증가하는 방향으로 이동하는 것을 보였고, 평균기온의 변동성은 최근 몇 십년동안 증가하는 것으로 나타났다(Hansen et al., 2013).

극한고온은 쉽게 인식되지만 정의는 매우 다양하고 어렵다. 극한고온을 정의하기 위해 사용된 임계값은 매우 다양한 방법들 중에 선택할 수 있다. WMO는 5일 연속으로 최고기온이 평년값보다 5°C 이상 초과하는 경우를 폭염으로 정의하고 있다. 미국 기상청은 3일 연속으로 기온이 32.2°C를 초과하는 경우를 폭염으로 정의하였으며, 캐나다 환경부는 일 최고기온이 32°C를 초과하는 날이 3일 이상 지속되는 경우로 정의하고 있다. 또한 프랑스는 최고기온과 일 평균기온을 이용하여 폭염을 정

의하였다. 폭염의 절대적인 정의는 한 국가를 대상으로 같은 기준을 적용하기 때문에 기준설정과 적용이 쉽지만, 폭염이 각각의 지역의 기후적, 지리학적 특성을 잘 반영하지 못 하고 있다.

많은 연구자들은 극한기후 현상을 표준편차 또는 percentile 기준을 이용하여 정의하였다. Jones et al.(1999)은 $\pm 2\sigma$ 를 벗어나거나 10% 미만 또는 90%을 초과하는 현상을 극한 기후 현상으로 정의하였다. 이 정의는 전 지구 규모, 북아메리카, 남아메리카, 유럽, 아시아, 오스트리아 등 보편적으로 사용되고 있다(Alexander et al., 2006; Bonsal et al., 2001; DeGaetano and Allen, 2002; Klein Tank and Können, 2003; Zhou and Ren, 2011; Kothawale et al., 2010; Aguilar et al., 2005; Rusticucci, 2012; Nemec et al., 2013).

대부분의 연구자들은 90th percentiles 임계값을 사용하여 극한기온을 정의하였고, 이 정의를 따르면 일년에 평균적으로 36.5번 발생을 한다. 그러나 95th 또는 99th 퍼센타일의 임계값을 사용하면 1년에 한두 번의 극한 고온현상이 발생한다(Ye et al., 2014). 몇몇의 연구자들은 95th 또는 99th 퍼센타일을 이용하여 폭염을 정의 하였지만, 샘플이 너무 적게 나오는 단점이 있었다.

따라서 본 연구에서는 가장 널리 쓰이는 90th 퍼센타일을 임계값으로 정의하였으며(Figure 1), 한반도 폭염기준인 2일 지속기간을 적용하였다. 따라서 동아시아 폭염은 각 지점별 90th 퍼센타일을 초과하는 날이 2일 이상 지속되는 경우로 정의 하였다. 90th 퍼센타일의 기온은 고비와 중국 남부 지역에서 37°C이상으로 가장 높게 나타났으며, 한반도에서는 대구가 37°C이상으로 가장 높은 값을 가졌다.

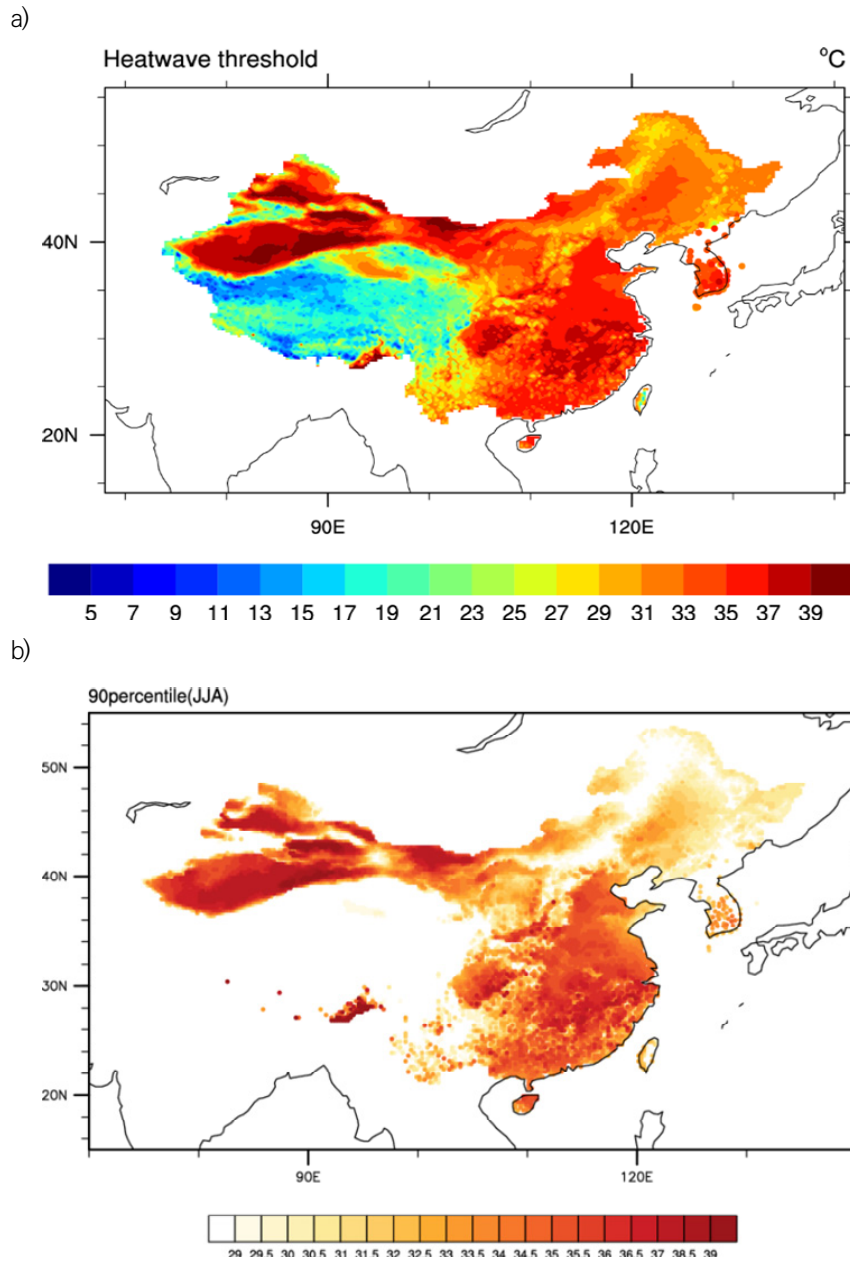


Figure 1 a) 지점별 90% 값과 b) 지점별 90% 값 중 29°C 미만을 제외한 그림.

90th 퍼센타일 기온이 가장 낮은 지역은 티베트고원이며 21°C 미만으로 낮게 나타났다. 90th 퍼센타일 기온이 29°C보다 낮은 지역은 폭염에 의한 피해가 거의 없으므로 Figure 1b와 같이 제외하였다(Ye et al., 2014). 따라서 폭염 지속기간(Heat Wave Duration: HWD), 폭염 강도(Heat Wave Intensity: HWI)는 Figure 2와 같이 정의된다.

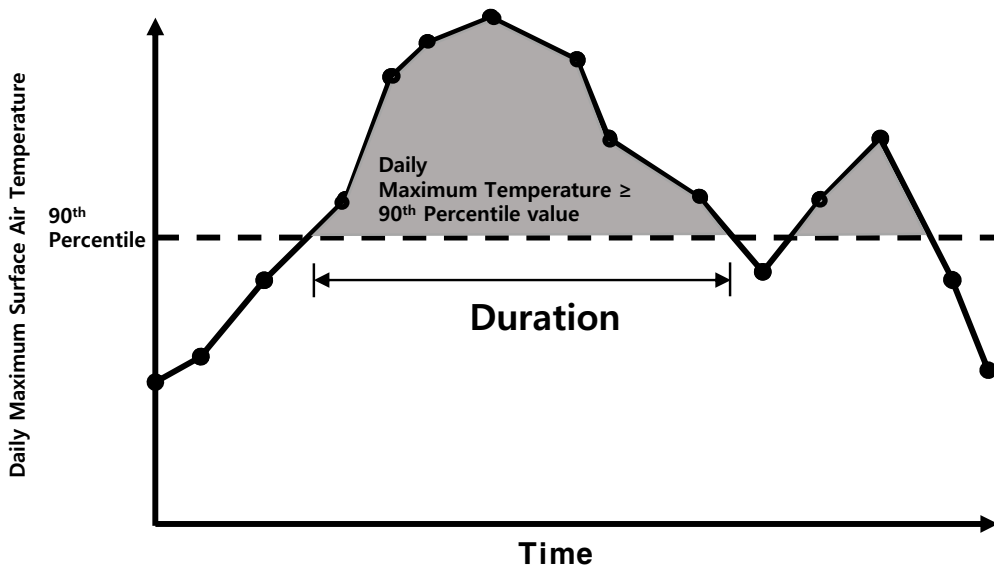


Figure 2 동아시아 폭염의 정의

본 연구에 사용된 HWF는 46576개의 중국격자 자료와 72개의 대한민국 기상관측소에서 매년 33°C를 초과하는 상태가 2일 이상 지속되는 경우를 합산하여 46648개 지점 평균한 것이다. 따라서 HWF, HWD 그리고 HWI는 아래와 같이 정의할 수 있다.

$$HWF = \frac{\sum_{i=1}^s hw}{s} \quad (3-1)$$

$$HWD = \frac{1}{n} \sum_j^n I(T_j^{\max} \geq 90^{th} \text{ percentile}), \quad (3-2)$$

$I(\cdot) = 1$, if the argument is true and is zero otherwise.

$$HWI = \frac{1}{n} \sum_j^n (T_j^{\max} - 90^{th} \text{ percentile}), \text{ where } T_j^{\max} \geq 29^{\circ}\text{C} \quad (3-3)$$

여기서, hw는 폭염 발생 수이며, S는 46648개 관측지점을 의미한다. 각 지점에 폭염이 발생하였을 경우에 2일이상의 조건을 만족할 경우 폭염의 지속기간을 계산하게 되며, 90th 퍼센타일 값이 29°C보다는 높아야 폭염의 조건을 만족하게 된다. 폭염의 강도는 폭염의 조건을 만족하는 지점에서 90th 퍼센타일 값을 뺀 값의 합으로 정의하였다.

3장에서 우리는 pass filter를 이용하여 폭염의 수십 주년 변동성과 경년변동성을 분석하였으며, 폭염과 연관된 대기 순환 패턴을 조사하였다. 동아시아 폭염의 발생과 연관된 대기패턴을 조사하기 위해서, 우리는 EOF PC와 대기 변수와의 회귀분석을 실행하였다. 상관계수는 이전의 극한현상 연구와 같이 90% 유의수준을 검사하였다 (Cassou et al. 2005; Haylock and Goodess 2004).

3. 동아시아 폭염의 변동성 및 이와 관련된 대기순환 패턴

3.1 동아시아 폭염의 발생 특성

동아시아 폭염은 대부분 지역에서 여름철(June-July-August)에 발생한다. 따라서 이 연구에서는 여름철에 발생하는 폭염만을 고려하여 분석하였다. 동아시아 폭염의 발생 특성을 알아보기 위하여, 40년(1973 ~ 2012) 평균 폭염 빈도수, 폭염 강도, 폭염 지속기간을 분석하였다(Figure 3). 동아시아 폭염은 대부분의 지역에서 약 2 ~ 3회 발생하고 있으며, 하이난 지역은 약 5회, 쿤밍지역은 약 10회로 가장 많이 발생한다. 폭염의 강도는 빈도수와 매우 유사한 패턴을 보이고 있으며, 하이난과 쿤밍 지역에서 빈도수가 가장 많다. 또한 중국 북부 지역에서 폭염 강도가 약 12°C 이상으로 매우 강하게 나타나고 있다. 또한 폭염의 지속기간은 평균 7일로 나타났으며, 중국 남부지역에서 대부분 지역에서는 약 9일로 나타났다. 요약하면, 동아시아에서 평균적으로 발생하는 폭염은 약 2-3회이며, 강도는 약 10°C , 지속기간은 약 8일로 나타났다.

Figure 4는 동아시아 폭염(빈도수, 강도, 지속기간)의 월별(6, 7, 8월) 평균을 나타낸 것이다. 여기서 폭염은 월별 90 퍼센타일 값을 이용하여, 폭염을 하였다. 폭염의 빈도수는 8월에 중국남부를 중심으로 가장 많이 발생하였으며, 7월에는 중국 북부 지역에서 폭염이 많이 발생하였다. 폭염의 강도는 월별 폭염 빈도수와 매우 유사한 모습을 보이고 있으며, 위도 약 30°N 을 중심으로 7월에는 북쪽에서 강도가 크게 나타나고, 8월에는 남쪽에서 강도가 크게 나타난다. 이러한 현상은 지속기간에서도 매우 유사하게 나타나고 있다.

Figure 5는 동아시아 폭염(빈도수, 강도, 지속기간)의 선형 trend의 공간 분포를 나타낸다. trend 값은 지점별 유의 검증을 하여, 95%이상의 유의수준이상은 회색으로 표시하였다. 전반적으로 동아시아지역은 중국 서북지역을 제외한 모든 지역에서 양의 trend를 보이고 있다. 40년간 폭염 빈도수와 강도, 지속기간의 양의 trend는 중국 남부와 북부지역에서 통계적 유의미하다(95% 신뢰수준). 그 밖의 중국 중부지역과 한반도 지역은 통계적으로 유의미 하지 않다. 동아시아지역에서 폭염의 빈도수는 지역별로 다양하게 40년에 1 ~ 5회 증가하는 것을 보인다. 특히 중국 남부에서 폭염

빈도수의 증가율은 다른 지역에 비해 높은 것을 알 수 있다. 한반도 지역은 약 1회 정도로 통계적으로 유의하지는 않다. 동아시아 폭염의 강도는 40년 동안 평균 5°C 증가하는 것을 볼 수 있으며, 남부지역에 비해 북부지역의 증가율이 높게 나타난다. 그러나 폭염의 지속기간은 중국남부에서 증가율이 높게 나타난다.

동아시아 폭염(빈도수, 강도, 지속기간)의 월별 특성을 조사하기 위해, 월별 선형 trend의 공간 분포를 Figure 6에 나타내었다. 6월의 trend는 중국의 북경, 천지 주변 지역을 제외한 동아시아 전체지역에서 증가 추세를 보이며, 특히 중국 북부지역에 빈도수, 강도, 지속기간의 trend가 가장 크게(약 3회/40yrs) 나타났으며, 한반도에서도 6월에 폭염 발생 경향성이 전남지역에서 가장 크게 나타났다. 이러한 지역적 특성은 강도와 빈도수에서도 강도와 지속기간에서도 비슷한 특성을 보이며, 강도는 최대 약 $30^{\circ}\text{C}/40\text{yrs}$ 의 추세를 보이며, 지속기간은 약 20일/40yrs의 추세를 보인다. 7월의 폭염 발생 특성은 중국 북서부 지역을 제외한 동아시아 전지역에서 증가 추세를 보이며, 한반도의 폭염 발생은 서울에서 약 1.5회/40년 증가한 것을 보이며, 강도 또한 약 $20^{\circ}\text{C}/40\text{년}$ 으로 높게 나타났다. 8월의 폭염 증가 경향은 동아시아 북부와 남부에서는 증가 추세를 보이며, 중부에서는 감소하는 추세를 보인다. 폭염의 강도와 지속기간은 남부에서 약 10일정도 증가하지만, 중부에서는 증가 추세를 보이지 않고 있다. 그러나 한반도 지역에서의 폭염 강도는 남부와 중부지역에서 약 $25^{\circ}\text{C}/40\text{년}$ 으로 상당히 높게 나타나며 모두 95% 유의수준에서 유의미한 값을 가지고 있다. 한반도는 8월에 폭염 강도와 지속기간이 상당히 증가하는 것으로 나타났다.

Figure 7은 1973년부터 2012년까지 동아시아 평균된 폭염의 빈도수, 지속기간, 강도를 나타낸 것이다. 동아시아 폭염은 1990년대 중반을 기점으로 눈에 띄게 증가하는 것을 볼 수 있다. 동아시아 평균 폭염 빈도수는 1973년부터 1990년대 중반까지 0.5 ~ 3 사이에서 변동하며, 1977년에 최고값(3)을 가지며, 1993년에 최저값(0.5)을 가진다.

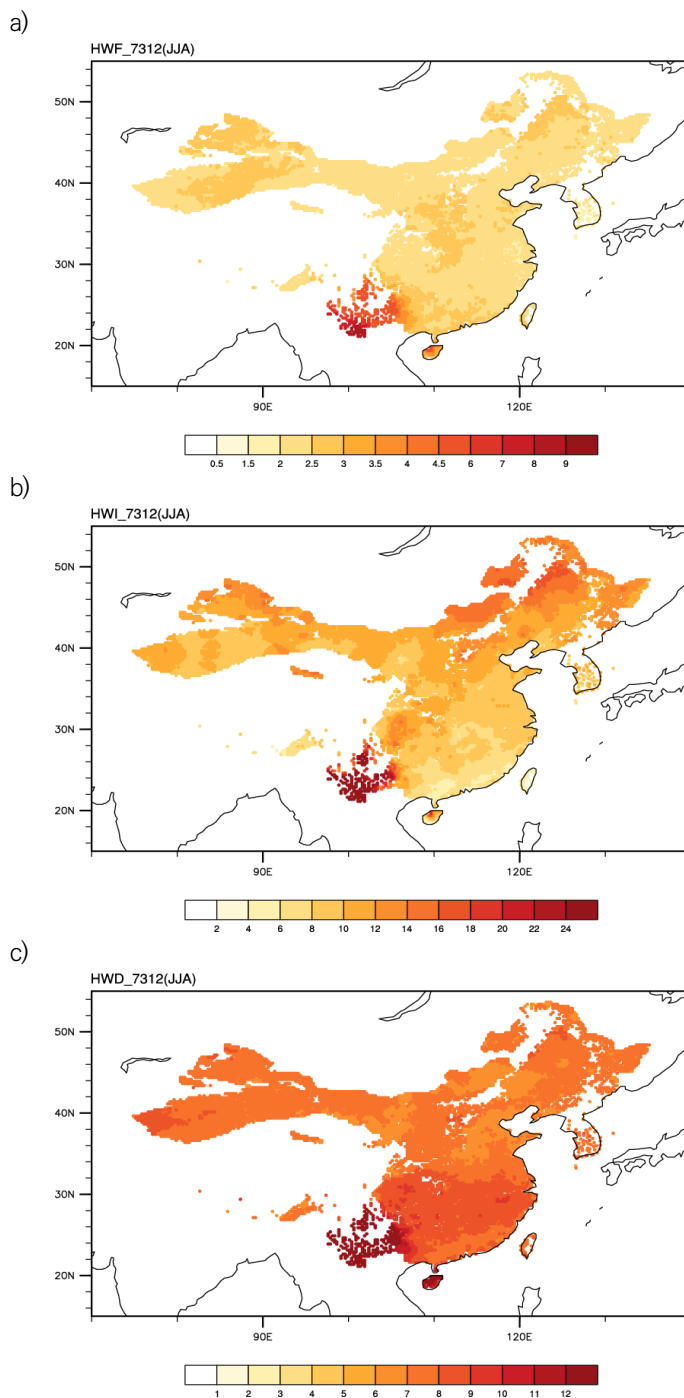


Figure 3 동아시아 폭염의 40년(1973 ~ 2012년) 평균값 a) 빈도수, b) 강도, c) 지속기간

1990년대 후반이후 평균빈도수는 전반기에 비해 평균 1이 증가하였으며, 1997, 2001, 2010, 2011에는 3.5이상의 빈도수를 보였다. 폭염의 지속기간은 폭염의 빈도수와 매우 유사한 변동성을 보이고 있으며, 1990년대 중반 이전에는 평균 지속기간은 6일이며, 1977년에 10일로 가장 길었다. 1990년대 후반의 평균 지속기간은 11일이며, 2010년에 15일로 전체 기간 중 가장 길었다. 폭염강도는 지속기간이 가장 길었던 2010년에 27°C로 가장 높다. 1990년대 중반 이후 평균 폭염강도는 약 15°C이며, 1997, 2001, 2010, 2011에는 20°C이상의 강도를 보였다. 폭염의 강도는 2010년에 27°C로 가장 높았다. 한반도의 경우에는 폭염의 지속기간이 가장 길었던 1994년을 기점으로 폭염의 빈도수, 지속기간, 강도가 전반기에 비해 증가하는 것을 알 수 있다 (Figure 8).

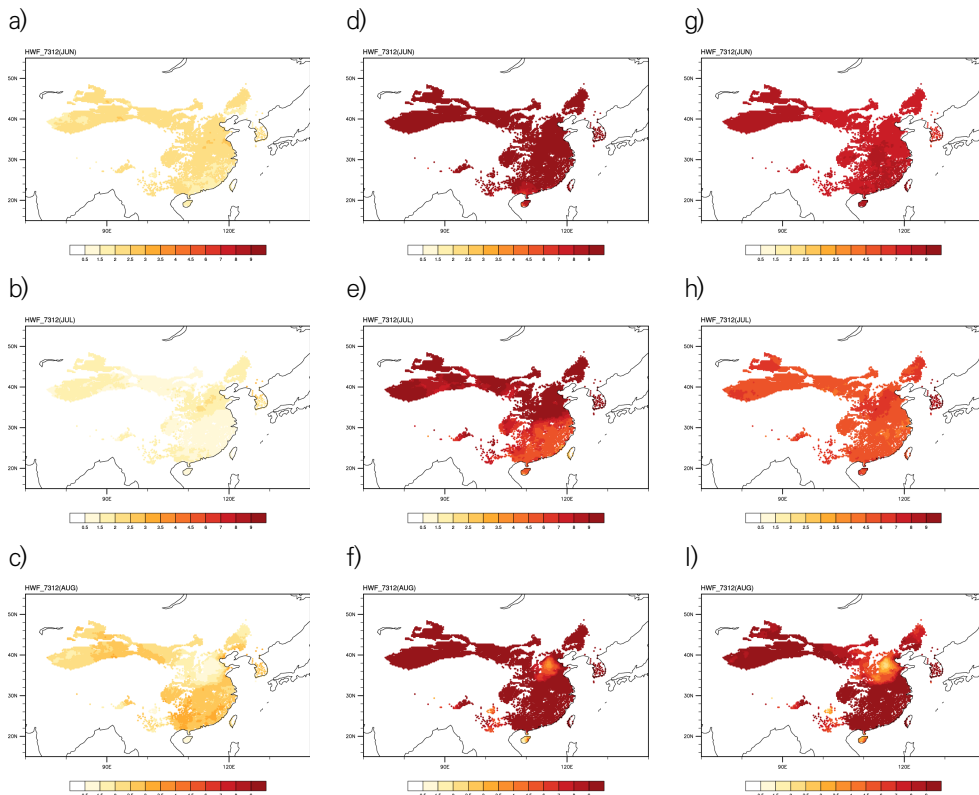


Figure 4 동아시아 폭염의 월별 40년(1973 ~ 2012년) 평균값 a) ~ c) 6, 7, 8월의 빈도수, d) ~ f) 6, 7, 8월의 강도, g) ~ i) 6, 7, 8월의 지속기간

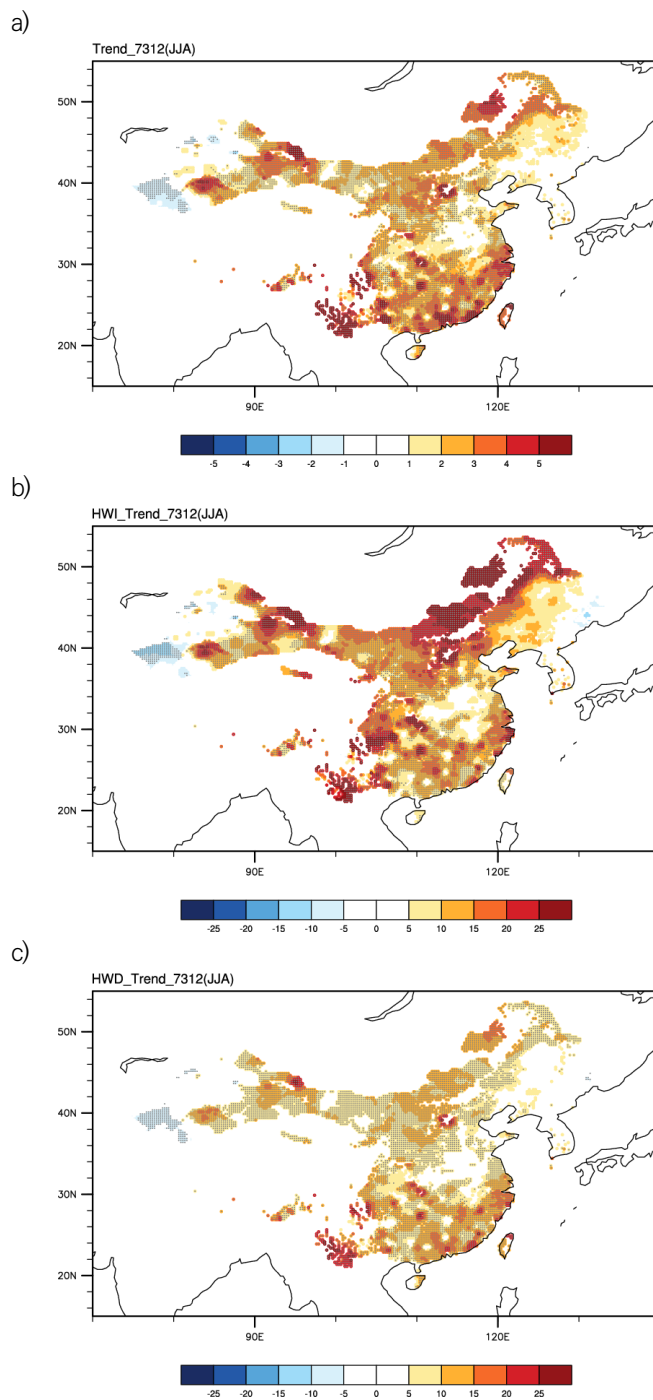


Figure 5 동아시아 폭염의 40년(1973 ~ 2012년) 경향성 a) 빈도수 (n/40yrs), b) 강도(°C/40yrs), c) 지속기간(day/40yrs) (회색은 유의수준 95% 이상을 의미함)

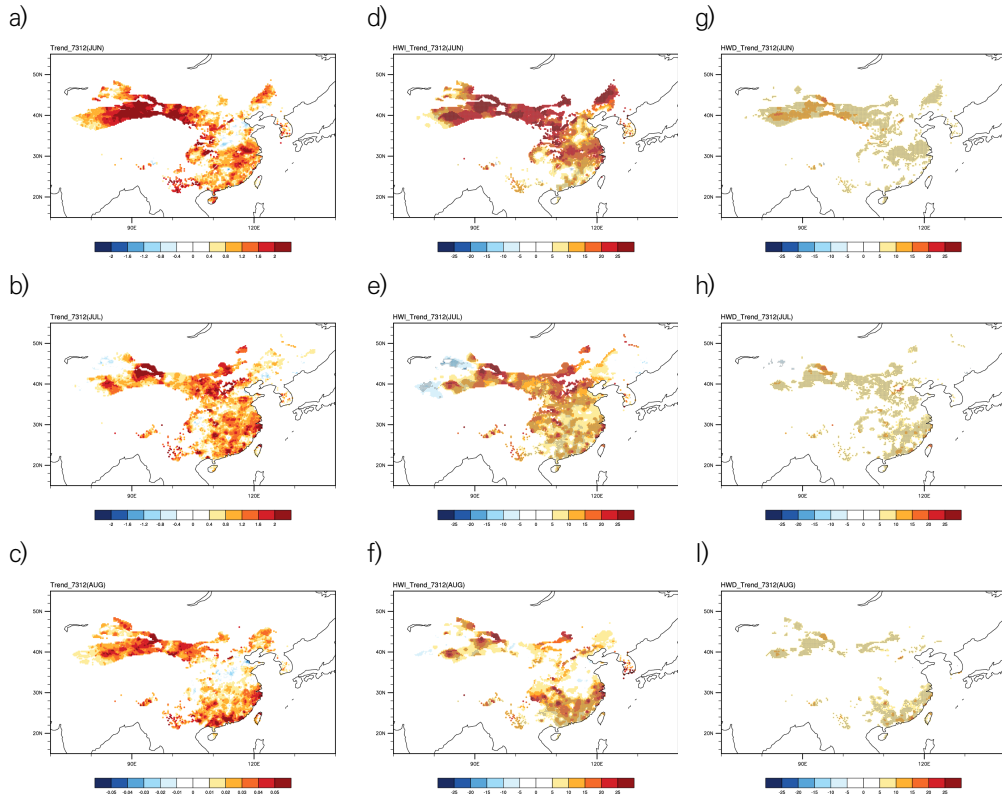


Figure 6 동아시아 폭염의 월별 경향성: a) ~ c) 6,7,8월의 빈도수(n/40yrs), b) 6, 7, 8월의 강도(°C/40yrs), c) 6, 7, 8월의 지속기간(day/40yrs) (회색은 유의수준 95% 이상을 의미함).

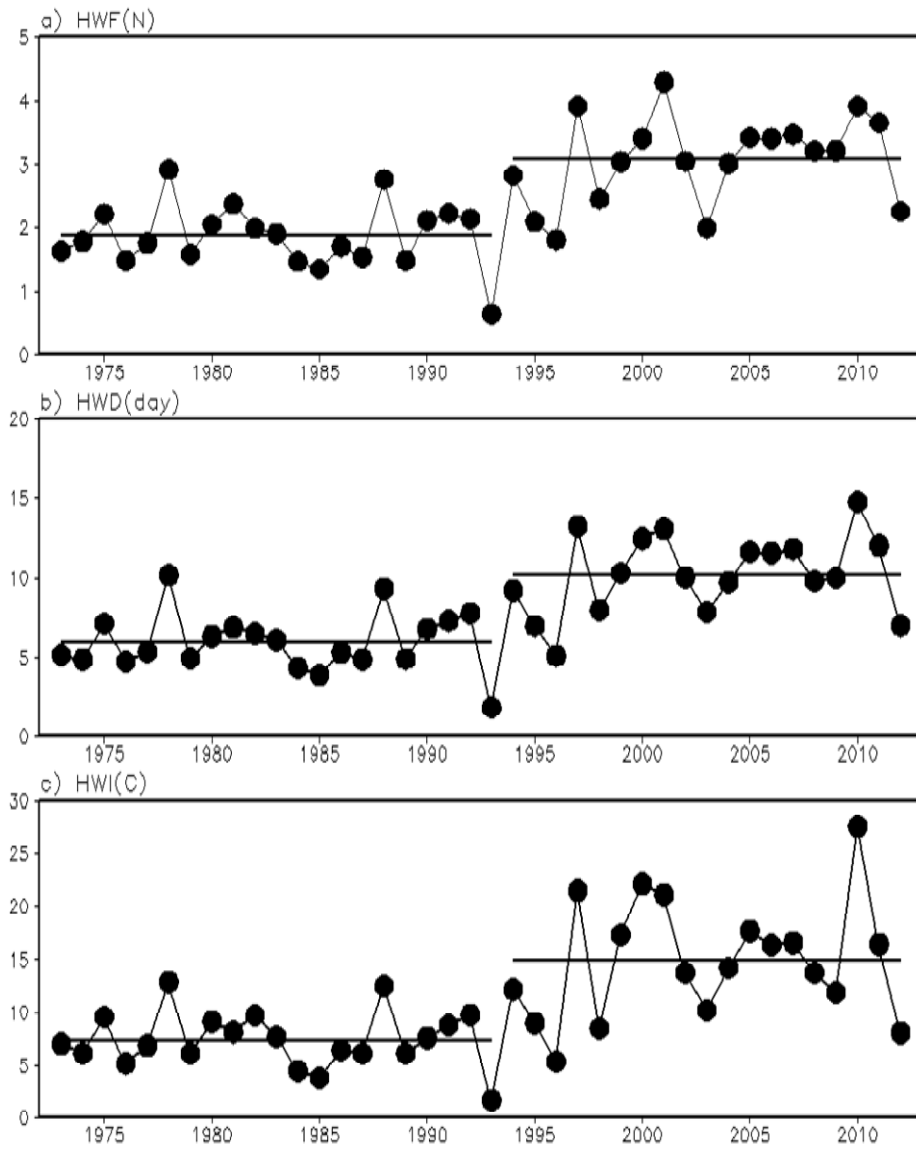


Figure 7 동아시아 지역 평균된 연평균 폭염의 a) 빈도수, b) 지속기간, c) 강도 (1973~2012)

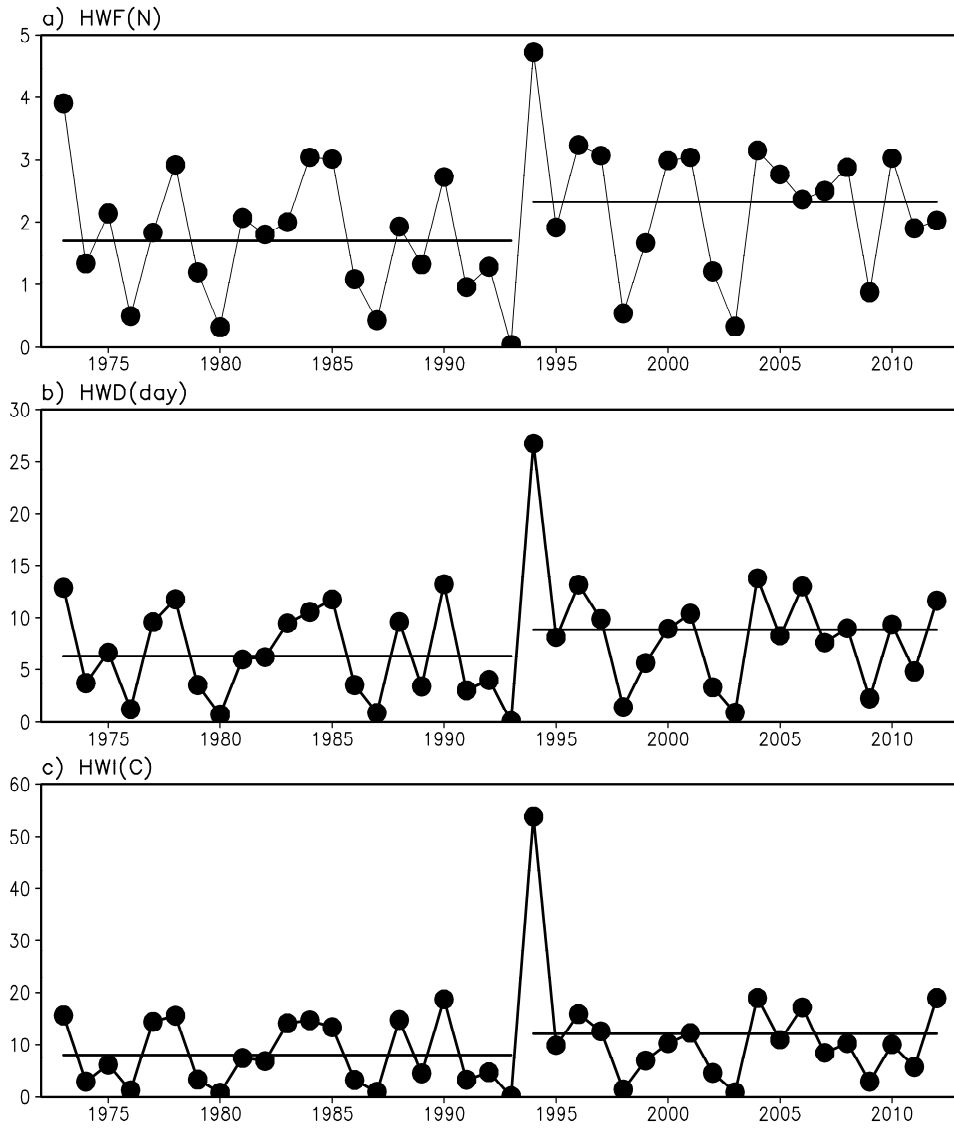


Figure 8 한반도(남한, 북한) 지역 평균된 연평균 폭염의 a) 빈도수, b) 지속기간, c) 강도 (1973 ~ 2012)

3.2 동아시아 폭염의 수십년(multi-decadal) 주기 변동

동아시아 폭염의 발생 특성은 1990년 중반을 기점으로 급격히 빈도수, 지속기간, 강도가 증가하는 것을 나타낸다. 이 연구에서는 동아시아 폭염의 수십년(interdecadal) 주기 변동성을 분석하였다. 먼저 폭염의 수십년 주기 변동성을 보기위해, low-pass filter를 적용하여 9년 보다 작은 변동을 지점별로 제거하였다. 다음으로 폭염발생의 시공간적 특성을 조사하기 위해, 우리는 경험적 직교함수(EOF)분석을 적용하였다. EOF분석은 중국과 한반도, 북한 지역의 폭염 발생 빈도수에 대하여 시행하였다.

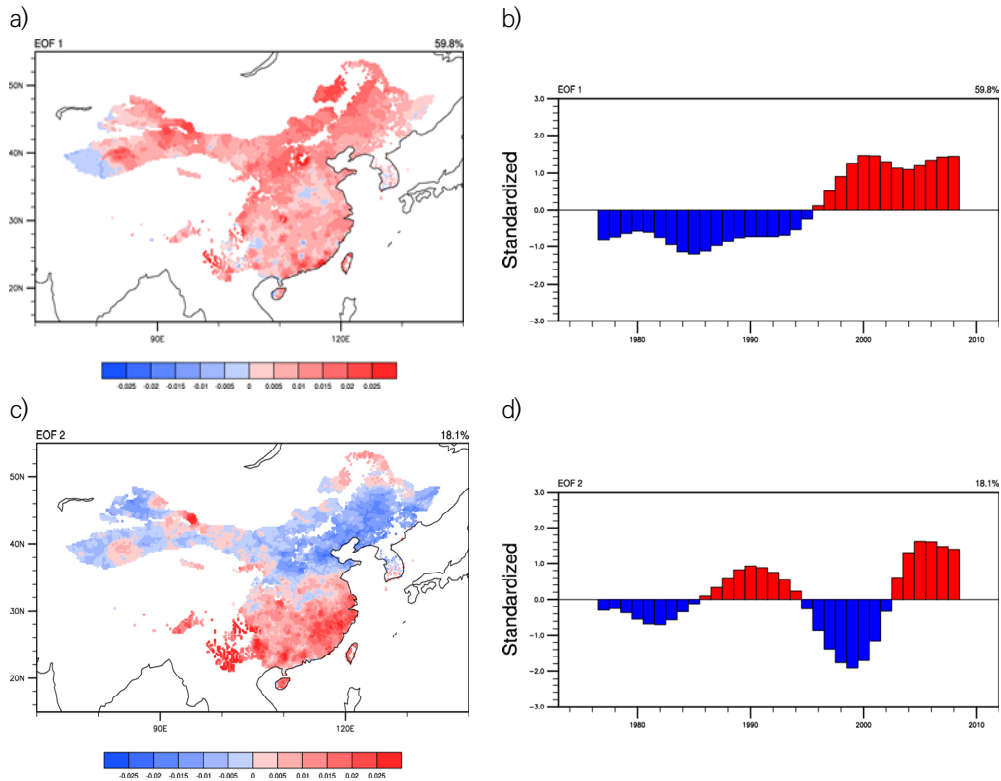


Figure 9 동아시아 폭염빈도수의 장주기 변동성

Figure 9는 폭염의 발생빈도수에 대한 공간 패턴과 이에 상응하는 PC(principal components)의 첫 번째 모드이다. 주요모드는 전체변동량의 약 59%를 설명한다. 폭염의 발생 분포는 40년 평균공간분포와 매우 흡사하며(Figure 3a), 1990년 대 중반 이후 폭염의 발생이 동아시아 대부분 지역에서 증가하는 것을 나타낸다(Figure 3b). 두 번째 모드는 전체 변동량의 약 18%를 설명하며, 남북 dipole 패턴을 보인다. 한반도 역시 남부지역은 2000년대 후반에 증가하는 패턴을 보이고, 중부와 북한지역의 폭염은 감소하는 패턴을 보인다.

Atlantic Multi-decadal Oscillation(AMO)는 1994년에 Schlesinger and Ramankutty에 의해 정의되었다. AMO 지수는 선형추세를 제거한 북대서양에서 SST 변동성의 패턴으로 정의된다. 경향성을 제거하는 이유는 분석에서 온실가스에 인한 지구 온난화의 영향을 제거하기 위한 것이다. 많은 분석 연구들이 북반구 평균 기온과 열대 북대서양기온에 AMO가 미치는 영향에 대해 논의하고 있다(Enfield et al., 2001; Goldenberg et al., 2001; Wyatt et al., 2012; Wyatt and Curry, 2013). 이들 연구에서 AMO는 해수면온도에서 선형 추세를 제거한 저주파 성분으로 정의하였다. AMO 지수의 월별 표준편차를 보면 SST의 가장 활동적인 기간은 북반구의 따뜻한 계절인 6월부터 9월이다(Tae et al., 2016). 따라서, 본 연구에서 사용된 AMO index는 북대서양($0^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\text{W} \sim 7.5^{\circ}\text{W}$)의 여름철 평균 SST로 정의하였다.

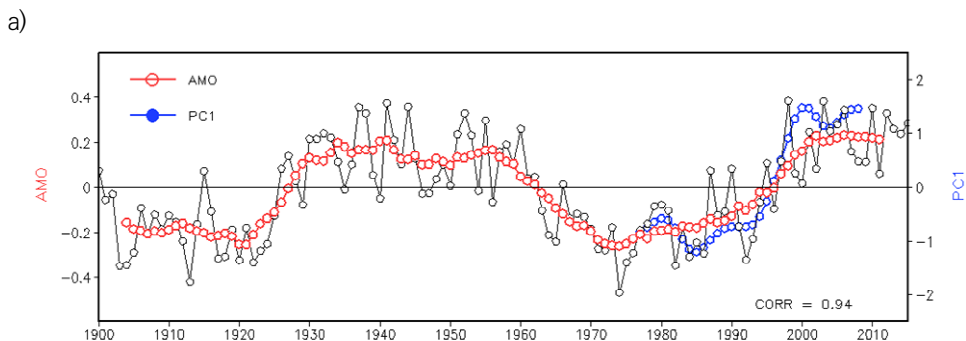


Figure 10 경향성이 제거된 AMO (검정색)와 9년 이동평균한 AMO(붉은색)와 PC1의 시계열

동아시아 폭염의 장주기변동성을 분석하기 위해, 경향성이 제거된 AMO 지수를 사용하여, 9년 이동평균을 적용하였다. Figure 7은 경향성이 제거된 AMO 지수(검정색)와 9년 이동 평균된 AMO 지수(붉은색), 그리고 PC1(파란색)을 나타낸 것이다. AMO는 40~50년의 주기성을 가지며, 1930년대 이전에는 음의 값을 가지고, 1930년대 초반부터 1960년대 후반까지는 양의 값, 1960년대 후반부터 1990년대 중반까지는 음의 값, 그리고 1990년대 중반부터 최근까지는 양의 값을 보이고 있다. PC1은 비록 기간이 40년으로 짧기는 하지만, 1973년 이후 AMO 지수의 변동성과 매우 유사하다. 다시 말해 1990년 후반을 기점으로 음의 값에서 양의 값으로 전환되는 것을 알 수 있다. 또한 시계열의 상관계수는 약 0.94로 상당히 높은 편이다. 그러나 분석기간이 짧아서, AMO와의 연관성을 정확히 파악할 수 없었다. 따라서 본 연구에서는 CRU에서 제공하는 장기간의 월평균 기온 자료를 이용하여, 동아시아 폭염 빈도수와 연관성을 분석하였다. Figure 11은 CRU 평균기온자료(실선)와 동아시아 평균 폭염 빈도수(막대 그래프)의 편차를 나타낸 것이다. 평균기온과 폭염의 빈도수의 격년변동성은 매우 유사하게 나타났다. 1990년대 중반을 기점으로 평균기온이 증가하고, 평균기온의 증가와 더불어 폭염의 빈도수가 증가하는 것을 알 수 있다. 40년 동안 CRU 평균기온과 동아시아 폭염의 상관계수는 약 0.88로 상당히 높으며, 99% 신뢰수준에서 유의미한 값이다. 따라서 장기간의 자료를 제공하는 CRU 평균자료를 사용하여 AMO와의 연관성을 분석하였다.

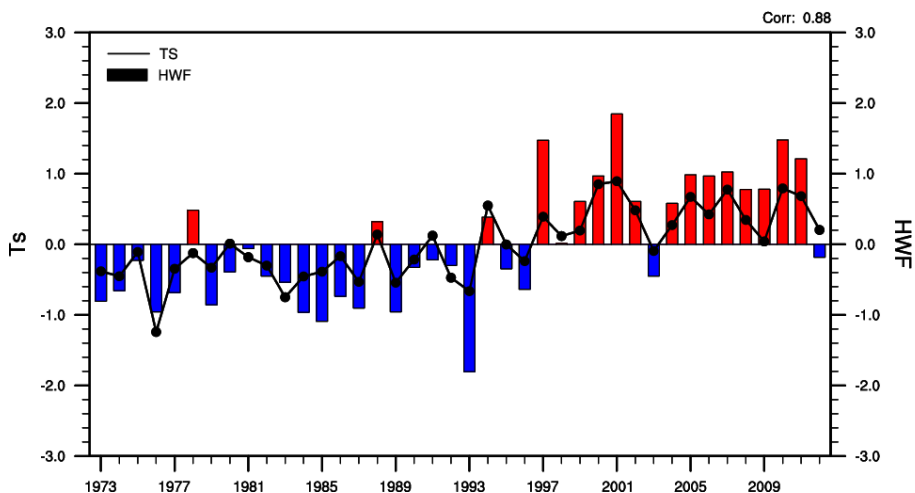


Figure 11 동아시아 여름철 평균기온(CRU)과 폭염 빈도수와의 연관성. 실선은 CRU자료를 이용한 평균기온, 막대그래프는 동아시아 평균 폭염빈도수를 나타냄.

AMO와의 연관성 분석을 위해서, 먼저 동아시아 여름철 평균기온에 변동성 분석을 실시하였다(Figure 12). 먼저 장주기 변동성을 보기위해서 9년 보다 작은 변동을 지점별로 제거한 후, EOF분석을 실시하였다. 첫 번째 모드는 동아시아 전체 지역의 부호가 동일하게 나타나며, 전체변동의 약 55%를 설명하고 있다. 시간계수는 AMO 지수와 유사하게, 1920년대 후반, 1950대 중반, 1990년 중반을 기점으로 부호가 바뀌는 것을 알 수 있다. 동아시아 평균기온의 장주기 변동은 AMO지수와 상관계수 약 0.91이다. Figure 13a는 AMO 지수와 SST의 상관계수를 나타내며, Figure 13b는 PC1과 SST의 상관맵을 나타낸다. 그림에서 알 수 있듯이 SST의 공간분포는 매우 유사하게 나타난다. 패턴 상관계수는 약 0.97이다. 따라서 동아시아 평균기온 및 극한 기온의 변동성은 AMO 지수와 밀접하게 연관되어 있는 것을 알 수 있다.

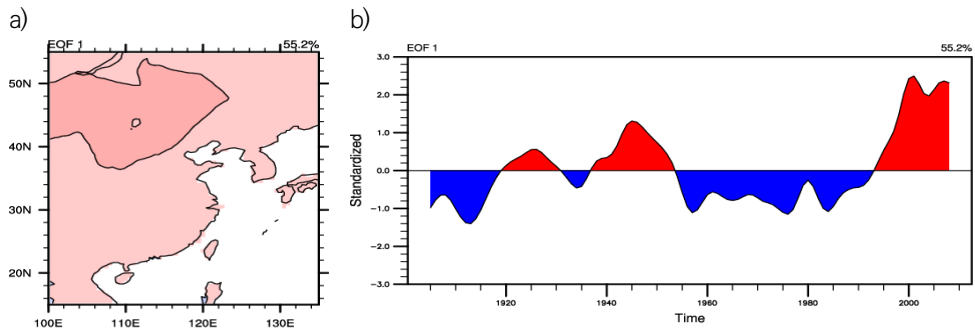


Figure 12 동아시아 평균기온(1900~2012)의 장주기 변동성

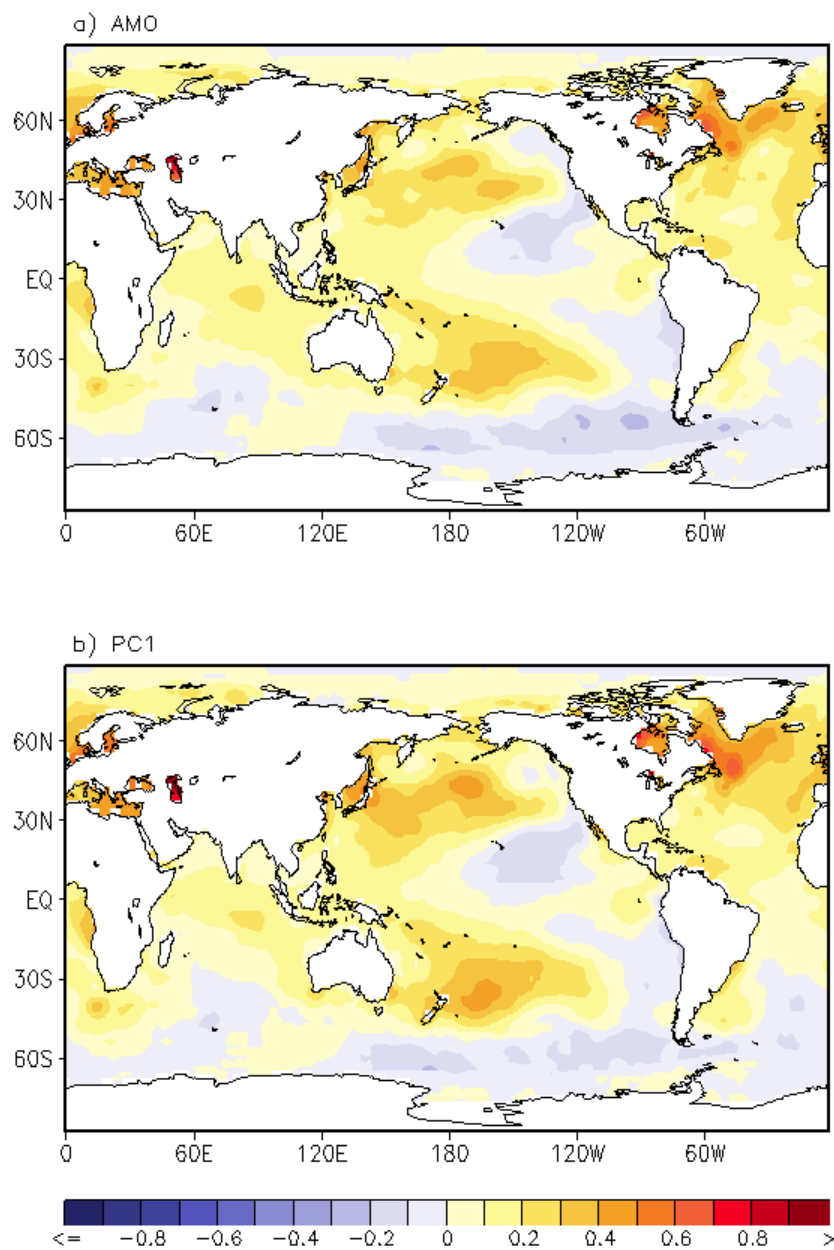


Figure 13 SST의 상관맵(1973~2012): a) AMO지수, b) PC1

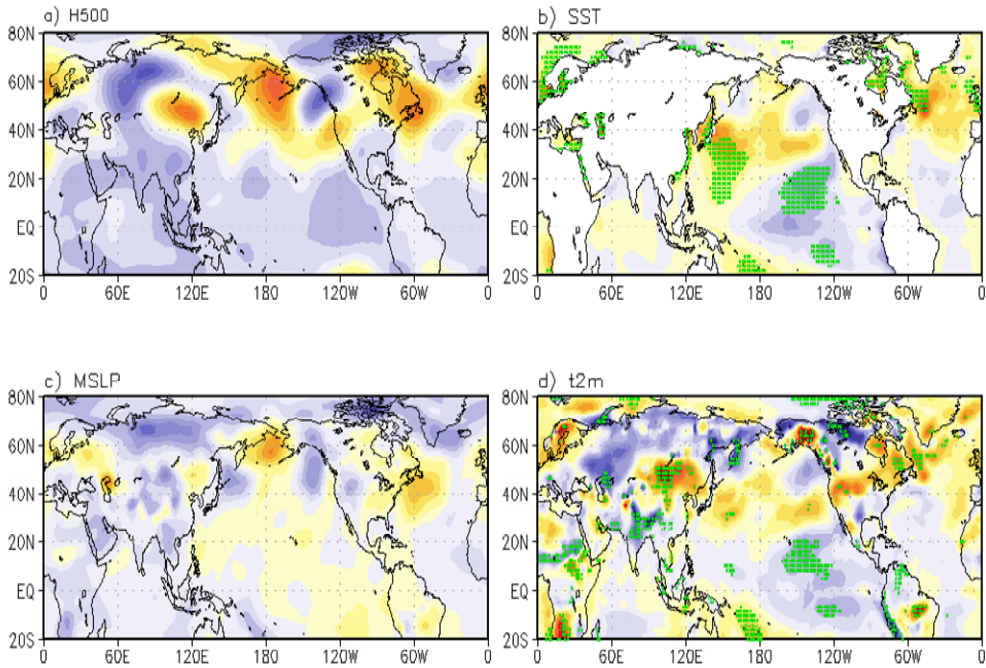


Figure 14 PC1과 여름철 대기 순환 패턴의 regression map: a) 500hPa 지위고도, b) 해수면온도, c) 해면기압, d) 2m 지표 기온

AMO와 연관된 대기패턴을 조사하기 위해, 우리는 EOF PC1과 500hPa 지위고도 (Figure 14a), 해수면온도(Figure 14b), 해면기압(Figure 14C), 그리고 2m 지표 기온과 회귀분석을 하였다. PC1과 회귀된 지표기온의 아노말리는 North Atlantic Ocean에서 강한 양의 값을 가지고 있다. 또한 SST 아노말리 패턴은 AMO와 연관된 패턴과 매우 유사하다(e.g. Enfield et al 2001, Knight et al., 2005, Sutton and Hodson, 2005). 이러한 유사성은 EOF1이 AMO와 연관되었다는 것을 의미한다. AMO가 동아시아에 미치는 메커니즘은 500hPa GPH의 패턴에 잘 나타난다. 이 그림은 유로-아시아지역에서 wave-train 패턴을 보인다. North Atlantic에서 고기압성 아노말리, 우랄산맥지역에서 저기압성 아노말리, 몽고와 동아시아 북쪽에서 고기압성 아노말리를 보인다. North Atlantic과 Eurasia위에서 wave-train 패턴은 Wallace and Gutzler(1981)에 정의된 원격상관패턴인 Scandinavia 패턴과 매우 유사하다. 이 패턴의 일부분으로, 고기압의 중심이 양쯔강 북쪽에 생성되고, 남쪽에 저기압의 중심이 생성된다. 이 저기압성 순환은 동중국에 남풍의 아노말리를 유도하고, 여름 몬순을 강화시켜 중국남부지역에 많은 강수를 가져온다. 반대로 고기압이 위치

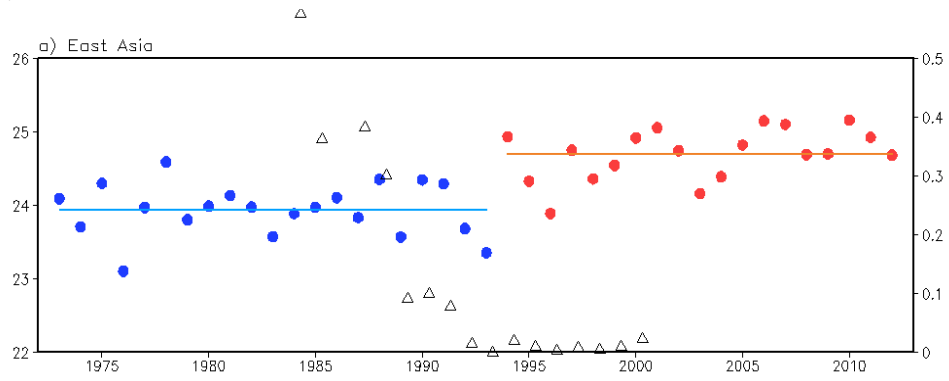
한 지역은 북풍아노말리를 유도해 몬순을 약화시켜, 강수량은 감소하게 된다(Wang et al., 2009). 따라서 폭염의 양극자 모드는 북서대서양에서 발생하는 Scandinavia 원격상관 패턴을 통해 AMO와 연결된다.

SST패턴은 상층고기압으로 인해 중위도 지역에서 SST가 증가하는 패턴을 볼 수 있다. 특히 한반도와 동아시아 주변에서 SST가 뚜렷하게 높은 것을 알 수 있다(Figure 14b). 하층기압을 보면 상층과 유사하게 캄차카 반도 주변에서 강한 고기압성 회전이 나타나고, 한반도에서는 상대적으로 약한 고기압성 순환을 보이고 있다(Figure 14c). 고기압성 회전에 의해 한반도를 포함한 만주지역에서는 2m 지표 기온이 증가하는 것으로 나타난다(Figure 14d). 따라서 만주와 한반도지역에 폭염발생의 호조건을 생성하게 된다.

동아시아 폭염의 정확한 전환점을 알아보기 위해서, 동아시아 평균 최고기온자료에 13년 moving window를 적용하여, 전반기와 후반기 차에 대한 유의성 검증을 하였다. 대부분이 1990년대 중반에 유의미한 결과를 가지고 있으며, 그 중에 1994년이 P-value가 0.0005로 가장 신뢰성이 높은 것으로 나타났다. 또한 평균최고기온의 전반기(1973 ~ 1993) 평균은 27.5°C이며, 후반기 평균은 28°C로 나타났다. 평균기온이 증가함에 따라, 폭염의 강도도 증가하는 것을 알 수 있다(Figure 15b). 폭염의 interdecadal change는 폭염의 강도에서 명백하게 확인되었다. 동아시아 평균 폭염 강도는 지점별 90퍼센타일 보다 최고 기온이 높은 지역의 편차의 합으로 나타내었다. 후반기 폭염의 강도는 전반기에 비해 전 기간에 걸쳐 높게 나타나며, 특히 6월말부터 7월초, 7월 중순에서 8월초까지의 강도가 높게 나타나고 있다.

극한 기상현상과 극한 기후현상은 특이 기상패턴에 의해 발생한다. 남북방향을 따라 기압골과 기압능의 위치는 특정지역에 다른 날씨와 기후조건을 변화시킨다. 따라서 본 연구에서는 폭염의 inter-decadal 변동성 연구를 위해 1994년을 기점으로 이전과 이후로 구분하여 대기 순환 패턴을 분석하였다.

a)



b)

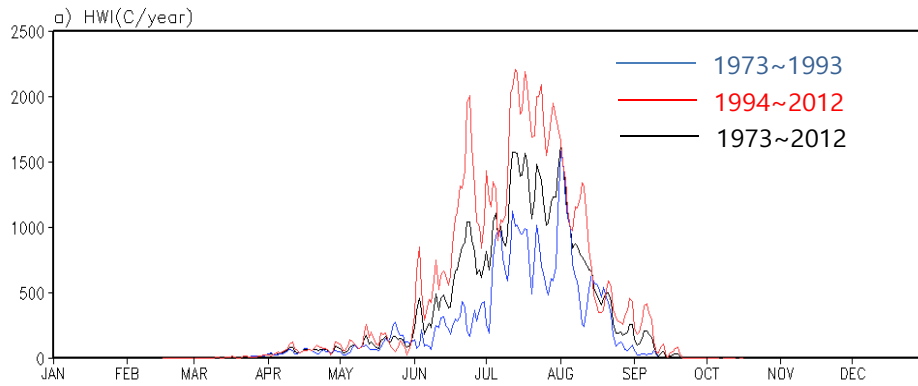


Figure 15 a) 동아시아 평균 기온의 경년변동성(푸른색 : 1973 ~ 1993년, 붉은색: 1994 ~ 2012년)과 11년 moving window에 대한 차이의 t-value(Δ), b) 동아시아 폭염 강도의 변화

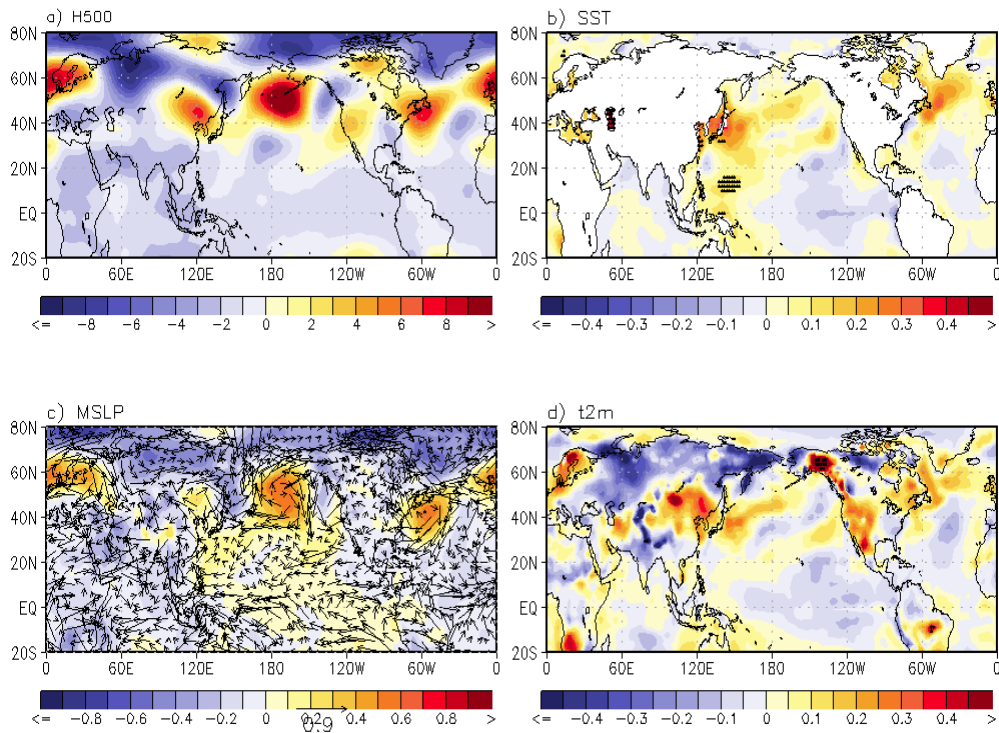


Figure 16 Trend가 제거된 후반기(1994~2012)와 전반기(1973~1993) 대기 순환장의 차: a) 500hPa 지위 고도, b) 해수면 온도, c) 해면기압과 850hPa 바람장, d) 지표기온

Figure 16은 AMO 위상의 전환점이었던 1994년을 기점으로 전반기와 후반기의 대기 순환 패턴의 차이를 분석한 것이다. 모든 분석은 경향성을 제거한 후 실행하였다. 먼저 상층 대기 패턴을 보면 동유럽, 만주 그리고 캄차카 반도에 고기압이 위치하고, 러시아 지역에 저기압이 위치하면서 파동형태를 보이고 있다. 중위도에서는 고기압 지역에 SST가 전반기에 비해 높은 것을 알 수 있으며, 특히 한반도 주변의 SST가 가장 많이 상승하였다(Figure 16b). 하층 순환을 보면 캄차카 반도 주변에서 고기압성 회전이 강화되고(Figure 16c), 한반도에도 약한 고기압성 순환을 보이고 있다. 500hPa GPH와 MSLP이 양의 아노말리 중심은 한반도와 만주지역에서 관측이 되고 있다. 이러한 패턴은 여름철 북서태평양 아열대 고기압을 강화시켜 동아시아에 폭염의 강도, 빈도수를 증가 시킬 수 있는 호조건을 만든다. 500hPa에서 양의 GPH 아노말리는 하강운동을 강하시키고, 따라서 지표기온은 증가하게 된다. 즉 한반도를 포함한 동아시아 북부지역에서는 평균 기온이 증가한 것이 뚜렷이 나타나고 있다(Figure

16d). 이러한 패턴은 PC1과 500hPa GPH의 회귀분석을 통해 얻어진 아노말리 패턴 (Figure 14)과 매우 유사하다. 즉 Scandinavia 원격상관 패턴과 유사하다(상관계수: 0.6).

양의 AMO와 음의 AMO차에 의한 Rossby wave의 전파는 지표 기온 조건에 기여하게 된다. 파동 소스(wave source)의 강도는 북대서양에 따뜻해진 해양에 의해 더욱더 강해질 것이다. 이전 연구들은 상층 대류권계면의 제트기류는 Rossby waveguide를 생성하여 대서양에서 유라시아까지 전파한다고 하였다(Li et al. 2015; Holman et al. 2014; Hoskins and Karoly 1981).

AMO와 연관된 대기 순환 패턴변화의 원인을 알아보기 위해, 동서바람장과 아노말리장의 차이를 구하였다. 중위도 저기압의 발달과 위치는 제트기류에 의해 결정되기 때문에, 제트기류의 변화는 대기 순환 패턴의 변화에 매우 중요한 요소이다. Figure 17a는 상층 동서바람장의 전반기와 후반기의 차를 나타낸 것이다. 먼저 40년 평균 동서 바람장을 보면 제트기류는 위도 약 35~45도에 위치하며, 평균 제트의 위치는 평균보다 북쪽으로 이동한 모습을 볼 수 있다. Figure 17b와 Figure 17c는 동서방향 평균한 제트와 온도의 연직구조를 나타낸다. 대류권 평균 기온에서 가장 큰 변화는 지표 50°N 주변과, 300 hPa에서 최대값을 가진다. 상층의 온도경도가 강화됨에 따라 제트의 강화가 대류권 중층부터 대기상층까지 나타나고 있다(Figure 17c). 이러한 모습은 온도풍 관계(thermal wind relationship)를 잘 나타낸다. AMO 위상변화에 따른 제트의 북쪽으로 이동은 극지방으로부터 차가운 공기의 침입을 차단하여, 극지방에 냉기를 가둘 수 있다. 이는 중위도, 특히 40~60°N 위도대에서 여름철 평균기온이 증가를 의미하며, 폭염의 빈도수를 증가시킬 수 있을 것이다.

다시 말해 수십 주년 시간규모에서, 양의 AMO 위상에서는 제트가 북쪽으로 치우치고, 음의 AMO 위상에서는 남쪽으로 치우치는 것을 알 수 있다. AMO와 지구온난화는 양의 위상에서 동아시아 여름철 폭염을 가중시킬 수 있다. 따라서 후반기의 상층제트가 북쪽으로 치우치면서, 60N 주변에서 고저기압의 활동이 활발하게 되고, 이로 인해 Scandinavia 패턴을 강화시키게 된다. 따라서 AMO위상이 바뀐 1994년을 기점으로 동아시아 폭염은 Scandinavia 패턴과 연관성이 더욱 커지게 된다(상관계수 0.71).

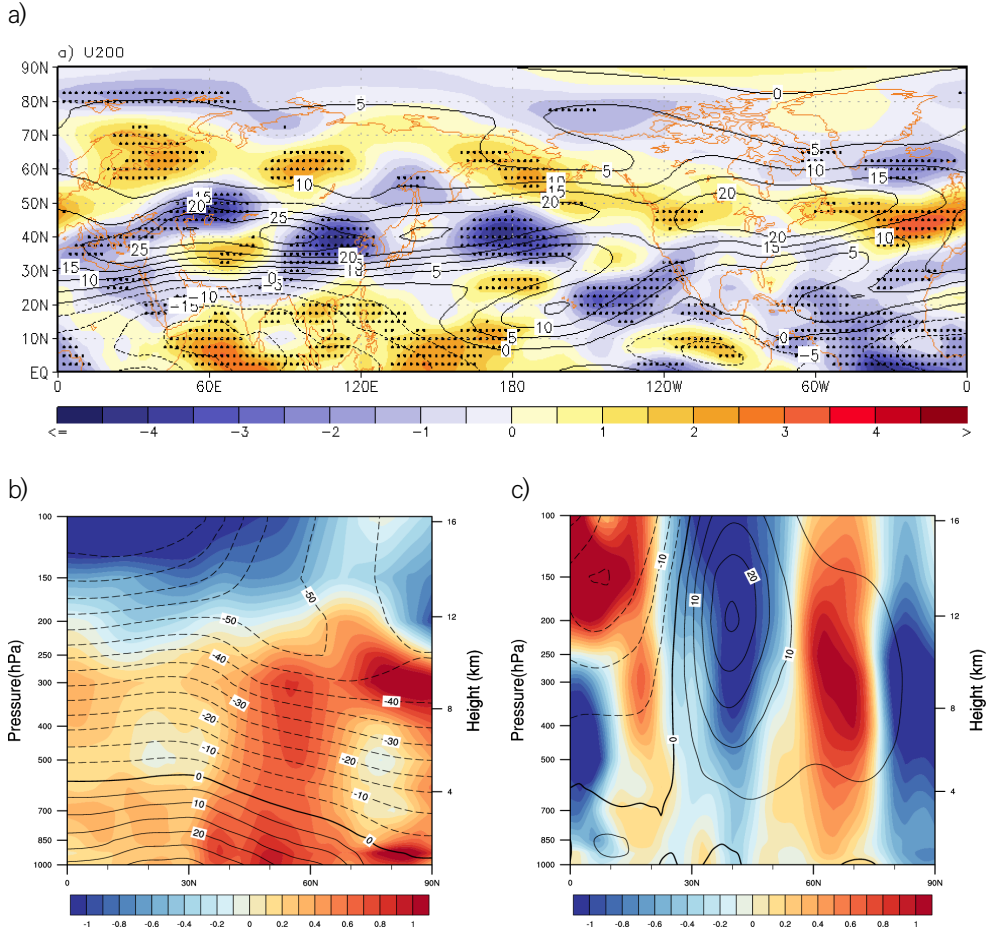


Figure 17 후반기(1994 ~ 2012)와 전반기(1973 ~ 1993)의 a) 200hPa 동서바람장의 차, contour는 40년 평균 바람장을 나타냄, b) 경도 평균된(0 ~ 180E) 연직 기온분포, c) 경도 평균된(0 ~ 180E) 연직 바람분포

3.3. 동아시아 폭염의 경년 변동성

지금까지는 3.2장에서는 폭염의 수십 주년 변동성에 대해서 기술하였고, 3.3장에서는 폭염의 경년변동성에 대하여 서술하였다.

동아시아 폭염의 경년 변동성을 조사하기 위해, highpass filter를 적용하여, 9년 이상의 변동을 지점별로 제거하였다. 또한 폭염발생의 시공간적 특성을 조사하기 위해, 우리는 경험적 직교함수(EOF)분석을 적용하였다. EOF분석은 중국과 한반도, 북한 지역의 폭염 발생 빈도수에 대하여 시행하였다.

Figure 18은 EOF의 첫 번째, 두 번째 모드와 이에 상응하는 PC(principal components)를 나타낸 것이다. 주요모드는 전체 변동성의 약 23.5%와 13.8%를 설명하며, 동아시아 폭염과의 관련성을 위해 폭염빈도수가 양의 아노말리를 가질 때를 기준위상으로 설정하였다. 나머지 모드들은 작은 변동성을 설명하기 때문에 유의하지 않으며, 대부분 매우 지역적인 모습을 나타내고 있다. 따라서 이 연구에서는 첫 번째와 두 번째 모드를 중심으로 분석을 하였다.

EOF 1의 공간패턴은 동아시아 지역에서 남북 모드를 보이고 있다. 약 30°N 을 중심으로 북쪽이 양의 부호를 보이고 남쪽은 음의 부호를 보인다. 즉 양쯔강을 중심으로 북쪽과 남쪽에서 폭염 변동이 반대로 나타나고 있다. 또한 만주지역에서 가장 큰 값을 보이며, 한반도는 전 지역에서 같은 부호를 보이고 있다. 이것은 중국의 여름 강수량 변동으로 잘 알려진 “북쪽 가뭄-남쪽 홍수” 패턴이다(Huang et al., 2011).

PC1은 시간에 따른 추세는 유의성을 가지고 있지 않지만, 유의한 경년변동을 하고 있다. 지난 40년 동안, 동아시아 평균 폭염의 발생빈도수는 90년대 중반이후 변동성이 커진 것을 알 수 있다. 이것은 여름철 폭염 발생일이 위도 30°N 을 중심으로 양(음)의 부호일 때는 북(남)쪽지역이 1990년대 중반이후로 폭염의 빈도수가 증가하는 것을 의미한다. 최근 들어 폭염의 변동성 증가는 AMO의 위상변화와 평균기온의 분포가 높은 방향으로 shift된 것과 연관되어있다(Qian et al., 2014). 또한 1990년대 중반 평균기온의 증가와 더불어 trend의 증가는 폭염의 변동성의 원인이 될 수 있으며, 동아시아 여름철 기온의 표준편차의 변화는 최근 경년변동성의 증가와 연관되어 있다(Ito et al, 2013).

따라서 동아시아의 폭염은 더욱 강해지고, 지속기간도 길게 된다. 그러한 증거로 1990년대 중반이후 1994, 1997, 2001, 2007에 폭염의 일수가 증가한 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 Ye et al., (2014)의 결과와 일치한다. EOF 두 번째 모드는 중국 중부지역을 중심으로 양의 부호를 가지며, 첫 번째 모드와는 반대로 만주지역에서 음의 부호를 갖으며, 1970년대 후반과 2000년대 후반에 가장 강한 폭염이 일어났으며, 전후반기 고르게 폭염이 발생하는 것을 알 수 있다.

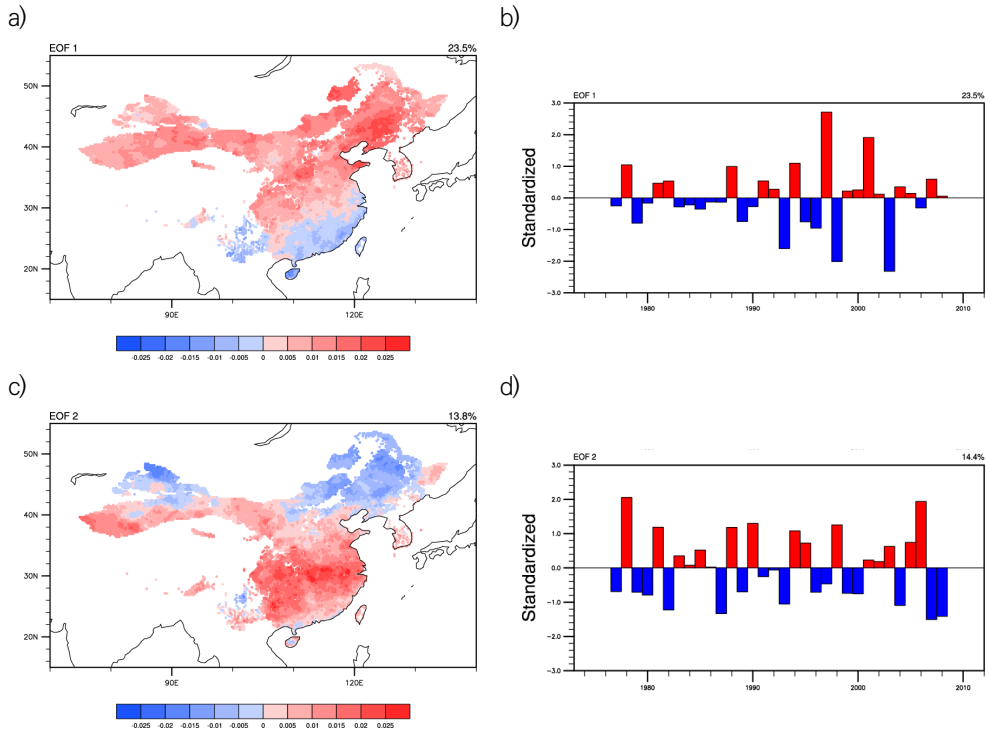


Figure 18 동아시아 폭염의 경년변동성

3.3.1 대기대순환과의 연관성

경년변동 시간 규모에서 수많은 기후변동성은 원격 또는 지역의 SST 강제력과 관련되어 있다는 것은 잘 알려진 사실이다. 우리는 SST 강제력의 가능한 영향을 조사하기 위해서, 먼저 PC1, PC2와 전 지구 SST, OLR에 대한 회귀분석을 하였다. EOF 1은 열대 지역과 중위도 해양지역에 강한 시그널을 가지는 여름철 대규모 SST 변동성과 연관이 있다(Figure 19a). 동아시아 폭염 발생은 북태평양, 특히 한반도와 일본에 인접한 해양에서 SST의 증가와 연관이 크다. 한반도 주변 지역의 SST 증가는 폭염의 결과에 의한 것이다. 다시 말해, 여름철 동아시아 폭염은 대기대순환에 의한 하강운동과 동반된 고기압성 아노말리에 의해 야기된다(Figure 19b). 이 과정에서 구름양과 강수량은 감소하고, 건조하고 뜨거운 날이 지속되는 경향이 있으며, 또한 해수면 기온의 증가에 기여하게 된다(Lee and Lee, 2016).

북 대서양에서 SST는 삼극자 모드(tripole mode)의 패턴을 보이고 있다. 북대서

양의 상층고기압의 패턴을 보면 북대서양 SST의 패턴과 매우 유사한 것을 알 수 있다(Figure 20a). 따라서 이러한 삼극자 모드는 대기의 변동성에 의해 유도된 것이다(Deser and Timlin 1997). 필리핀 해 연안에서는 동아시아 폭염발생과 음의 상관을 가지며, 동아시아 지역의 해수면 기온과 쌍극(dipole) 패턴을 만들게 된다. 즉 적도 서태평양에서는 음의 SST, 그리고 동아시아에서는 양의 SST 아노말리를 생성한다. 또한 동아시아 폭염 발생과 연관된 SST 패턴은 95% 신뢰수준에서 유의미 하며, CP(Central Pacific)타입 ENSO 변동지역인 중 태평양에서 강한 신호를 보인다. 따라서 동아시아 폭염발생의 경년변동성은 부분적으로 열대해양에서의 ENSO와 대규모 대기 원격상관 패턴과 연관성이 있다. 엘니뇨 시기에는 적도 태평양의 강한 대류활동에 의해 필리핀해에 하강기류가 생성된다. 또한 동중국해 지역에서 강한 대류활동이 발생하며, 이에 대한 보상 하강운동이 동아시아에 생성되어, 동아시아 폭염에 영향을 미치게 되는 것이다(Figure 19b).

EOF 2와 연관된 SST 아노말리는 동아시아 주변에서는 강한 양의 상관성을 보이고 있다. 적도 태평양 지역에서는 La Nina like 패턴을 가지며, PC1과 반대로 서태평양에서는 양의 상관을 보이고 있다(Figure 19c).

이 절에서는 동아시아 폭염발생빈도수의 전체 60% 이상의 변동성을 설명할 수 있는 주요 모드로써, EOF 1과 연관된 경년변동성에 초점을 맞춰 분석하였다. 동아시아 폭염의 발생과 연관된 대기패턴을 조사하기 위해 우리는 PC와 대규모 대기 변수사이의 회귀분석을 실행하였다. 회귀계수는 극한 기상연구에서 사용하였던(Cassou et al. 2005; Haylock and Goodess 2004) 90% 유의수준($P < 0.05$)에서 평가되었다. Figure 20a는 PC1과 250Pa 지위고도(Geopotential Height : GPH)와 PC2와 250hPa 지위고도의 회귀계수를 나타낸 것이다. 초록색 점은 95%이상 유의한 지역이며, 붉은색 계통은 양의 상관계수를 갖고, 푸른색 계통은 음의 상관계수를 갖는 지역이다.

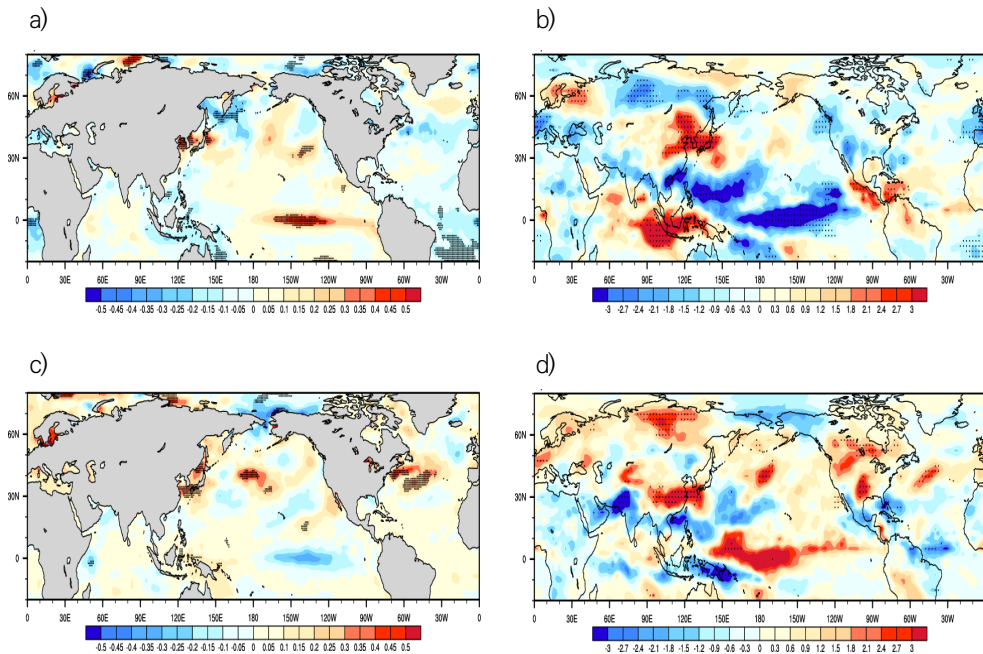


Figure 19 PC1과 a) 해수면온도, b) OLR의 회귀 맵, PC2와 c) 해수면온도, d) OLR의 회귀 맵

250hPa GPH 아노말리는 북대서양에서 양의 상관관계를 가지고, 우랄산맥에서 음의 상관관계, 그리고 한반도와 중국북부에서 강한 양의 상관관계를 가진다. 이러한 원격상관 패턴은 앞서 언급했듯이 Scandinavia 패턴과 매우 유사하다. 250hPa GPH 아노말리장과 Scandinavia 패턴의 ACC는 약 0.61이며, 이 값은 95%유의수준에서 유의미한 값이다. 그림 Figure 20b는 PC2와 250hPa 지위고도와 회귀 분석한 값이다. 고기압성 아노말리는 유라시아 대륙부터 티베트고원, 한반도를 거쳐 북미까지 연결되는 여름철 북반구 전체 원격상관 패턴을 나타낸다. 이러한 여름철 북반구 전 지구 원격상관 패턴(circumglobal teleconnection: CGT)은 인도대륙의 활발한 대류활동에 의해 유라시아 대륙에서 북미까지 연결되는 패턴이 만들어진다(Ding and Wang 2005; Ding et al. 2011; Lee et al. 2011a).

PC2와 연관된 상층고기압은 티베트고원 서쪽에 강한 상층고기압성 흐름을 만들어지며, 이에 따라 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역 상층에 강한 고기압성 흐름이 유도된다. 따라서 동아시아와 한반도 지역은 상대적으로 건조하고, 지표온도는 평년보다 증가하여, 폭염 발생에 호조건을 생성한다. 그러나 CGT지수는 전체기간에서

PC2와 약 0.55의 상관성을 가지며, 전반기(1973 ~ 1993)에는 0.64로 상관성이 커지지만, 후반기에는 0.31로 상관성이 떨어진다.

그러나, PC1과 연관된 상층 바람장을 보면 40년 전체 기간에서 동아시아 북부 상층에서 고기압성 회전이 나타나고, 동아시아 남부지역에서 저기압성 회전이 나타난다(Figure 21a). 이러한 패턴은 1994년 이후로 더욱 뚜렷하게 나타난다. 따라서 이 연구에서는 1994년 이후 Scandinavia 원격상관패턴과의 연관성을 자세히 분석해 보았다.

먼저 1994년 이후 high pass filter된 폭염 빈도수 자료를 이용하여 EOF 분석을 하였다. EOF 공간분포는 30°N 을 기준으로 남북 쌍극자 모드를 보이고 있다. 특히 만주지역에서 폭염 발생이 뚜렷이 나타나고 있다. 시간계수와 관측폭염 발생빈도수의 상관계수는 0.78이다. 따라서 PC1이 후반기 동아시아 폭염을 대표한다고 할 수 있다. EOF1의 양극자 폭염패턴과 연관된 메커니즘을 이해하기 위해서, PC1과 Scandinavia 지수를 대기순환패턴에 회귀하였다. 지구온난화 효과를 제거하기 위해, 트렌드를 제거한 대기변수와 Scandinavia 지수를 사용하였다. PC1을 GPH500 아노말리에 회귀한 패턴은 Scandinavia 지수에 회귀한 패턴과 매우 유사하다. 이 유사성은 EOF1이 Scandinavia와 연관되어 있다는 것을 알 수 있다. Scandinavia 패턴이 동아시아 폭염에 미치는 영향은 상하층 GPH 아노말리에 Scandinavia 지수를 회귀한 패턴에서 알 수 있다. 이 그림은 북반구 유럽-아시아 지역에서 wave-train으로 나타난다. 이 wave-train 패턴은 북대서양 위에 고기압성 회전 중심을 두고 있으며, 저기압성 회전은 우랄 산맥에 중심을 두고 있다. 또한 한반도 북쪽과 만주지역에 고기압성회전이 상하층으로 자리 잡고 있다. SST 아노말리는 PC1과 Scandinavia 지수 모두 중태평양에서 강한 양의 아노말리를 보이고, 서태평양에서 음의 아노말리를 보이는 전형적인 엘니뇨 패턴을 보이고 있다.

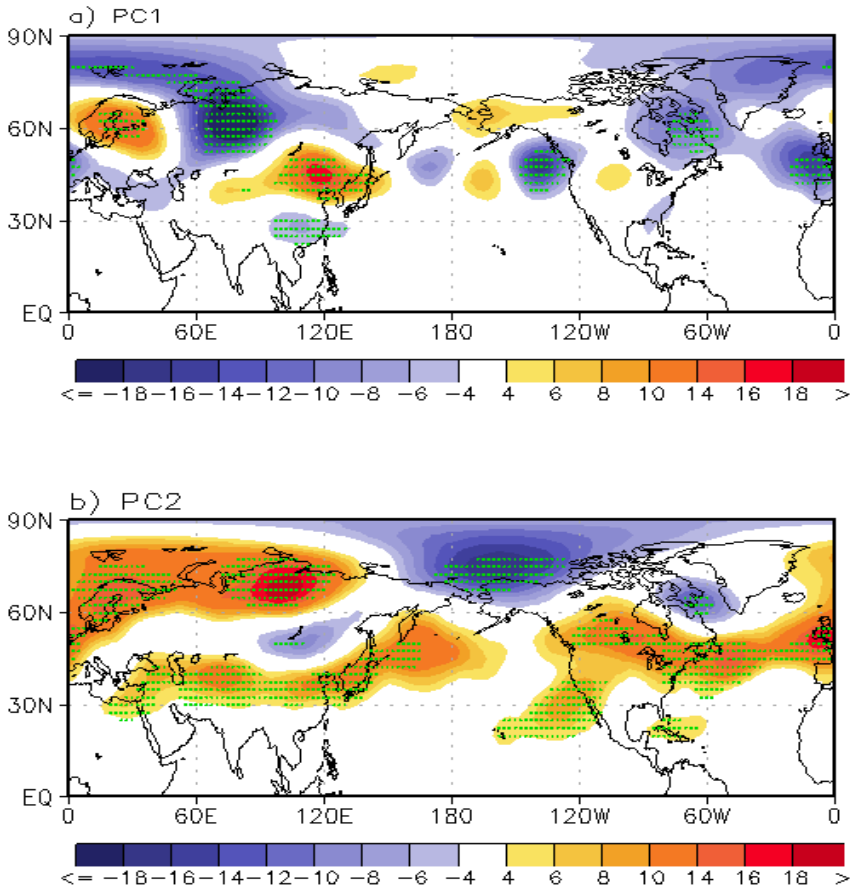


Figure 20 250hPa 지위고도와 a) PC1과 b) PC2의 regression map.

Nino3.4 지수와의 상관계수는 전반기에 -0.5이며, 후반기의 상관계수는 0.4로 연관성이 반대로 나타난다. 500hPa GPH 아노말리는 한반도와 만주에서 강한 양의 상관관계를 가지며, 이 패턴은 중국북부지역 까지 확장된 모습을 보인다. 동아시아 남쪽지역에 길게 늘어선 GPH아노말리의 음의 상관지역들은 북서태평양 지역의 비단열 가열에 원격상관을 통해 북쪽으로 전파되는 것을 암시하고 있다. 선행연구들은 열대 지역의 열원이 원격상관을 통해 동아시아 여름 몬순에 영향을 미친다고 하였다 (Huang and Sun, 1992; Wang et al., 2001). 2m지표기온의 회귀패턴은 500hPa의 공간 패턴과 매우 유사하다. 즉, 양의 GPH아노말리 지역에서 지표가 가열되고, 음의 아노말리 지역에서는 기온이 감소하는 것을 알 수 있다.

동아시아 폭염의 발생과정에서 기온의 증가는 하층에서만 일어나는 것이 아니라

하층과 상층에서 모두 같은 패턴을 갖는 순압대기에서 발생한다. 이러한 패턴은 지속적인 하강기류를 동반하고 대기의 안정도를 증가시키며, 이에 따른 단열 가열을 초래한다(Figure 23c). 따라서 중국 북부와 한반도 지역에 강한 폭염을 유발하는 것이다. 한반도 주변의 양의 SLP 패턴은 건조한 조건(수증기 발산)을 만들며, 이로 인해 중국 북부지역과 한반도지역에서는 음의 강수 아노말리가 관측된다. 중국 북부와 한반도 주변에서는 습기 수렴이 뚜렷하게 감소하지만, 아열대 서태평양, 남중국해에서는 음의 SLP 패턴이 위치해 있다. 양의 SLP 패턴과 연관된 고기압 패턴은 열대해양으로부터 충분한 수증기 수송을 가로막고 있다(Figure 23c). 따라서 중국북부로 수송되지 못한 수증기는 남중국해에서 140°E 동쪽까지 넓은 지역에 걸쳐 강한 수렴을 한다. 따라서 증가된 수증기 수렴은 강한 대류활동을 유발하게 되고, 동아시아 북부지역에서는 수증기 수렴이 감소하고, 또한 대류활동이 약화된(Figure 23c). 이러한 패턴은 Scandinavia 지수와 회귀패턴과 매우 유사하다며, PC1과 Scandinavia 지수의 상관계수는 0.6이다(Table 1).

요약하면, 동아시아 지역 기후의 경년변동성은 다양한 원격상관패턴에 의해서 영향을 받는다. 특히 한반도를 포함한 동아시아 지역은 주로 PJ 패턴, SCAND 패턴, 그리고 CGT 패턴에 의해 영향을 받는다. 북반구 여름철 동아시아 지역에 가장 큰 영향을 주는 원격상관패턴은 PJ패턴으로 알려져 있다(권민호와 이강진, 2016). 그러나 이 PJ 패턴은 다른 원격상관패턴과 간섭하여 장주기적으로 변조되는 특성을 갖는다. 특히 북대서양에서 기원한 SCAND패턴은 PJ 패턴과 간섭하여 동아시아 지역 하층 기압패턴의 경년변동성에 영향을 준다. 유라시아 지역을 지나는 SCAND 패턴은 PJ 패턴을 강화시켜 더욱 더 강한 양의 기온편차를 형성시킨다. 특히 1994년 이후 SCAND 패턴은 PJ 패턴과 간섭하여 동아시아 폭염을 강화시키는 패턴이 매우 뚜렷하게 나타난다.

따라서 동아시아 폭염 패턴은 극에서부터 오는 wave-train 패턴과 해양에서 전파되는 wave 패턴이 결합되어 최근 들어 더욱더 강한 폭염이 발생하는 것이다.

Table 1 기후지수별 상관계수(1973 ~ 2012/1973 ~ 1993/1994 ~ 2012)

	CGTI	SCAND	Nino3.4
CGTI	1	-0.05/0.02/-0.11	-0.21/-0.12/-0.35
SCAND		1	-0.61 /-0.52/0.4
nino3.4			1

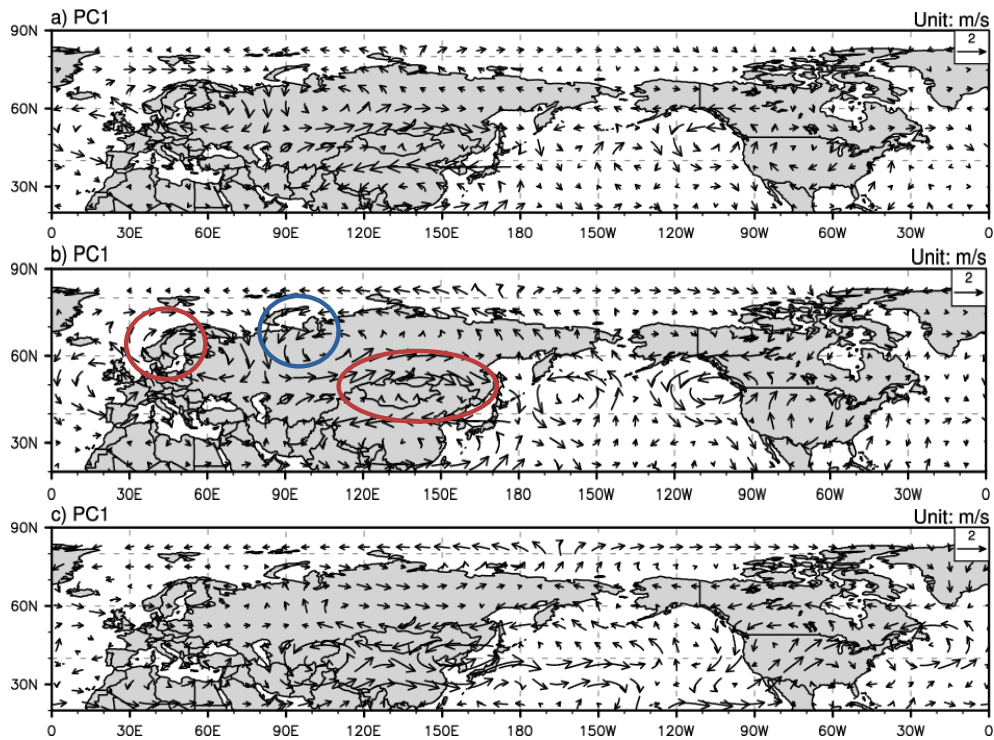


Figure 21 PC1과 200hPa 바람장의 회귀분석 결과: a) 1973 ~ 2012, b) 1994 ~ 2012, c) 1973 ~ 1993

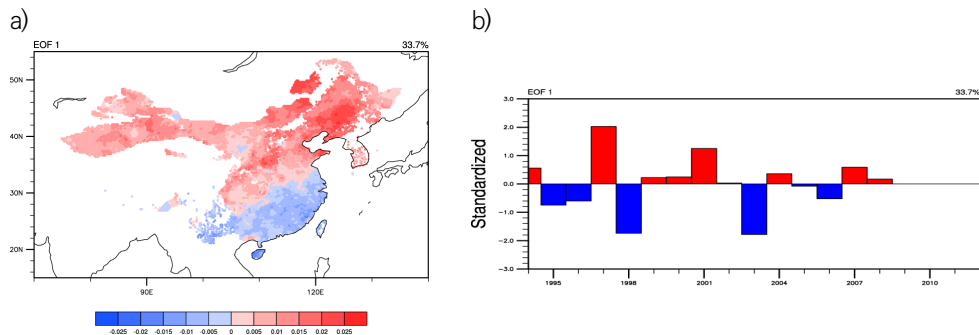


Figure 22 1994년부터 2007년까지 EOF 분석 결과: a) 공간패턴, b) 시간계수

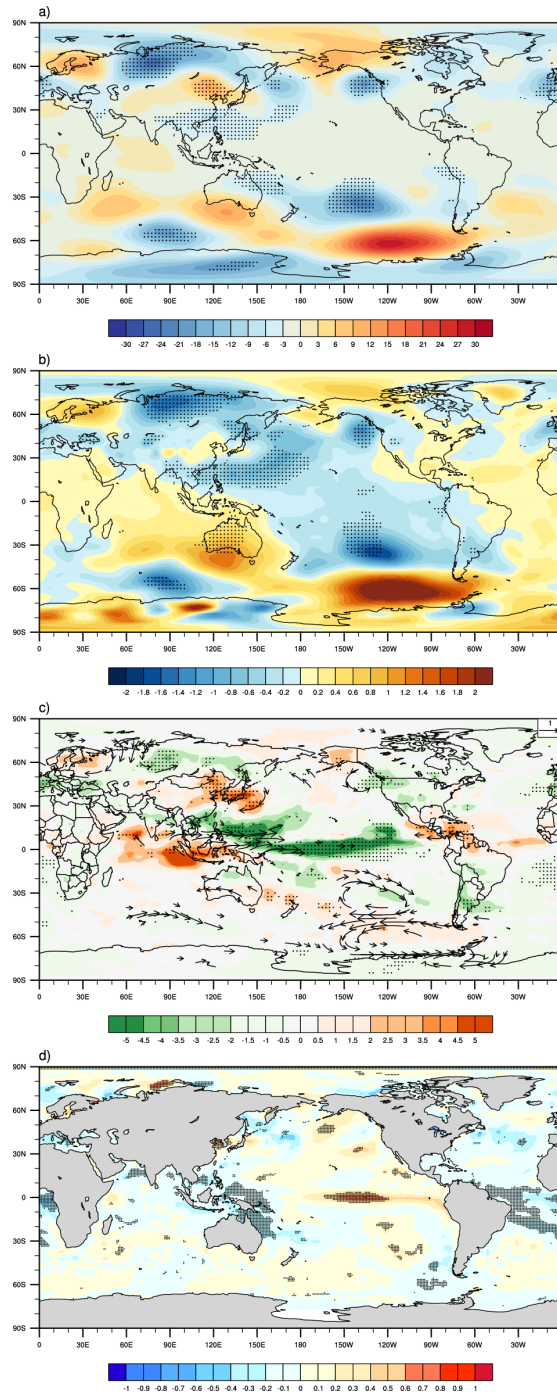


Figure 23 PC1(1994~2012)과 회귀계수 맵 : a) 500hPa 지위고도, b) MSLP, c) 850hPa wind(vector), OLR, d) SST.

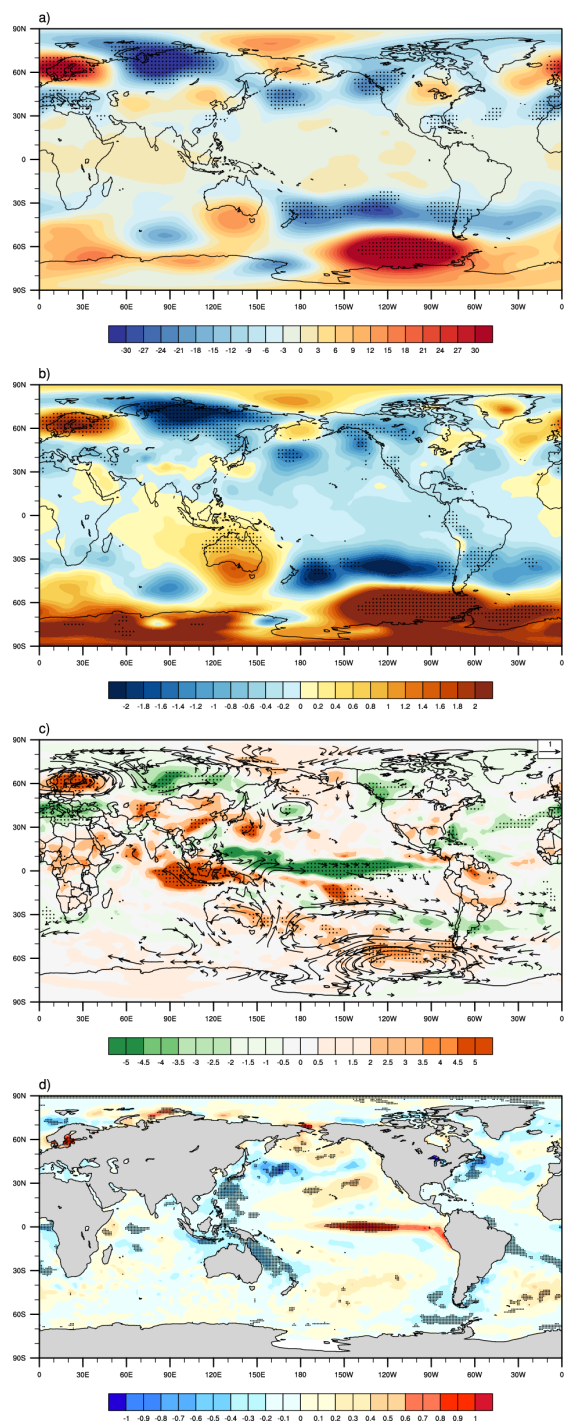


Figure 24 SCAND(1994~2012)과 회귀계수 맵 : a) 500hPa 지위고도, b) MSLP, c) 850hPa wind(vector), OLR, d) SST.

Table 2 기간별 PC1과 scandinavia 지수의 상관계수 (굵은 글씨는 신뢰수준 95%이상 유의미한 값)

기간	corr(SCAND,PC1)
1973 ~ 2012	0.49
1973 ~ 1993	0.26
1994 ~ 2012	0.60

4. 요약 및 토론

이 연구에서는 지난 40년(1973년 ~ 2012년)동안 동아시아 폭염의 수십 년 주기 변동성과 경년변동성에 대해 조사하였다. 폭염의 기준은 각 관측지점별 일 최고기온 90th 퍼센타일보다 높을 경우로 정의하였으며, 각 지역별로 일 최고기온이 90th 퍼센타일이 넘는 일 수를 종합하여 동아시아 폭염발생을 정의하였다. 동아시아 폭염빈도수, 폭염강도, 폭염지속기간은 시간에 따라 증가하는 모습을 보였으며, 특히 1994년을 기점으로 폭염의 발생 및 강도가 증가하는 것을 알 수 있었다. 폭염의 빈도수는 평균 2회에서 3회로 증가하였고, 지속기간은 6일에서 12일, 강도는 7도에서 15도로 2배가량 증가하였다.

1994년을 기점으로 동아시아 폭염의 특성이 변하는 것을 조사하기 위해, Low pass filter를 적용하여 수십 년 주기의 변동성을 추출하였다. EOF분석을 통하여 동아시아 폭염발생의 수십 년 주기 변동성과 연관된 공간분포(EOF1)와 시간계수(PC1)를 구하였다. PC1과 AMO지수의 상관계수는 약 0.98로 99%신뢰수준에서 유의한 값을 갖는다. 그러나 1973년부터 2012년까지 자유도가 부족하여, AMO와의 연관성을 정확히 파악할 수 없었다. 그래서 본 연구에서는 CRU에서 제공하는 장기간의 월평균 기온 자료를 이용하여, 동아시아 여름철 평균기온에 변동성 분석을 실시하였다. 먼저 장주기 변동성을 보기위해서 9년 보다 작은 변동을 지점별로 제거한 후, EOF분석을 실시하였다. 첫 번째 모드는 동아시아 전체 지역의 부호가 동일하게 나타나며, 전체 변동의 약 59%를 설명하고 있다. 시간계수는 AMO 지수와 유사하게, 1920년대 후반, 1950대 중반, 1990년 중반을 기점으로 부호가 바뀌는 것을 알 수 있다. 즉 동아시아 평균기온 및 폭염의 장주기 변동은 AMO지수와 상관계수 약 0.91이다.

AMO와 연관된 대기패턴을 조사하기 위해, 본 연구에서는 EOF PC1과 대기 순환패턴과 회귀분석을 하였다. PC1과 회귀된 지표기온의 아노말리는 North Atlantic Ocean에서 강한 양의 값을 가지고 있다. AMO가 동아시아에 미치는 메커니즘은 500hPa GPH의 패턴에 잘 나타난다. GPH500의 아노말리 패턴은 유로-아시아지역에서 wave-train 패턴을 보인다. North Atlantic에서 고기압성 아노말리, 우랄산맥 지역에서 저기압성 아노말리, 몽고와 동아시아 북쪽에서 고기압성 아노말리를 보인다. North Atlantic과 Eurasia위에서 wave-train 패턴은 Wallace and Gutzler

(1981)에 정의된 원격상관패턴인 Scandinavia 패턴과 매우 유사하다.

이러한 Scandinavia 패턴의 강화는 제트기류의 위치와 연관성이 크다. 수십년 주기 시간규모에서, 양의 AMO 위상에서는 제트가 북쪽으로 치우치고, 음의 AMO 위상에서는 남쪽으로 치우치는 것을 알 수 있다. AMO와 지구온난화는 같은 위상에서 동아시아 여름철 폭염의 영향이 가중되어진다. 따라서 후반기의 상층제트가 북쪽으로 치우치면서 Scandinavia 패턴을 강화시키게 된다. 따라서 AMO위상이 바뀐 1994년을 기점으로 동아시아 폭염은 Scandinavia 패턴과 연관성이 더욱 커지게 되는 것이다.

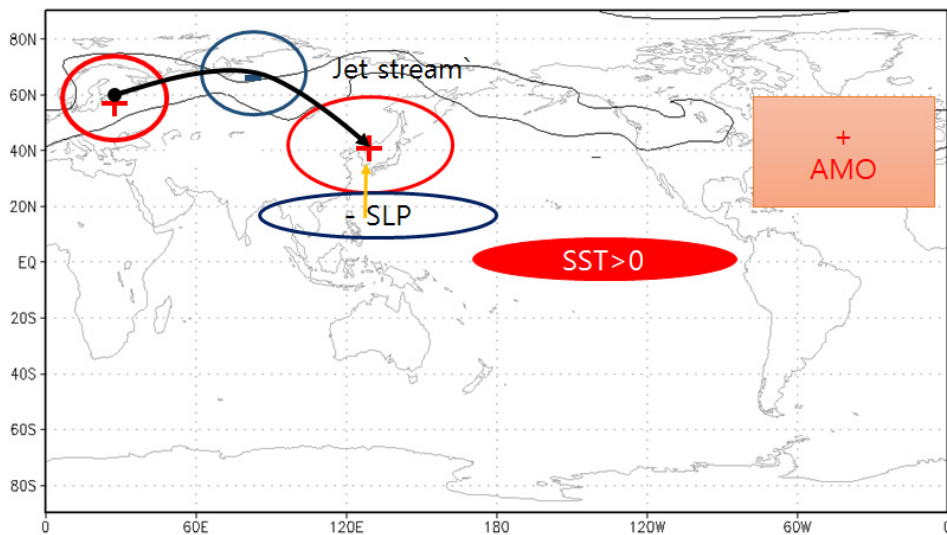


Figure 25 후반기(1994 ~ 2012년) 폭염발생 메커니즘의 모식도: 양의 AMO위상일 때 제트기류의 북상(검정색 실선), SCAND 패턴(붉은색, 푸른색 원), 중태평양 SST 증가(붉은색 색칠).

다음으로 본 연구에서는 동아시아 폭염의 경년변동성을 조사하였다. 동아시아 폭염의 경년 변동성을 조사하기 위해, highpass filter를 적용하여, 9년 이상의 변동을 지점별로 제거하였다. 또한 폭염발생의 시공간적 특성을 조사하기 위해, 우리는 경험적 직교함수(EOF)분석을 적용하였다. EOF분석은 중국과 한반도, 북한 지역의 폭염 발생 빈도수에 대하여 시행하였다.

우리는 PC1, PC2와 대규모 대기 순환 변수와의 회귀분석을 통해 동아시아 폭염 발생을 유도하는 역학적 메커니즘을 분석하였다. 이 결과에서 주목할 만한 패턴은

PC1은 Scandinavia 패턴과 매우 유사하며, 후반기(1994 ~ 2012)에 더욱더 상관성이 높아지는 것을 알 수 있었다. PC2와 연관된 대기 패턴은 CGT패턴과 매우 유사하였다. 그러나 CGT 패턴은 최근 들어 동아시아 폭염발생과 연관성이 작아진다.

최근 동아시아 폭염의 강도 및 빈도수가 증가함에 따라, 1994년 이후의 대기 패턴에 대해서 좀 더 상세히 알아보았다. EOF 공간분포는 30N을 기준으로 남북 쌍극자 모드를 보이고 있다. PC1을 GPH500 아노말리에 회귀한 패턴은 Scandinavia 지수에 회귀한 패턴과 매우 유사하다. 이 유사성은 EOF1이 Scandinavia와 연관되어 있다는 것을 알 수 있다. Scandinavia 패턴이 동아시아 폭염에 미치는 영향은 상하층 GPH 아노말리에 Scandinavia 지수를 회귀한 패턴에서 알 수 있다. 500hPa GPH 아노말리의 wave-train 패턴은 북대서양 위에 고기압성 회전 중심을 두고 있으며, 저기압성 회전은 우랄 산맥에 중심을 두고 있다. 또한 한반도 북쪽과 만주지역에 고기압성회전이 상하층으로 자리 잡고 있다.

500hPa GPH 아노말리는 동아시아 남쪽지역에 길게 늘어선 GPH아노말리의 음의 상관지역들은 북서태평양 지역의 비단열 가열에 원격상관을 통해 북쪽으로 전파되는 것을 암시하고 있다. 또한 SST 아노말리는 PC1과 Scandinavia 지수 모두 중태평양에서 강한 양의 아노말리를 보이고, 서태평양에서 음의 아노말리를 보이는 전형적인 엘니뇨 패턴을 보이고 있다.

동아시아 폭염의 발생과정에서 기온의 증가는 하층에서만 일어나는 것이 아니라 하층과 상층모두 같은 패턴을 갖는 순압대기에서 발생한다. 이러한 패턴은 지속적인 하강기류를 동반하고 대기의 안정도를 증가시키며, 중국 북부와 한반도 지역에 강한 폭염을 유발하는 것이다.

양의 SLP 패턴과 연관된 고기압 패턴은 열대해양으로부터 충분한 수증기 수송을 가로막고 있다. 따라서 중국북부로 수송되지 못한 수증기는 남중국해에서 140°E 동쪽까지 넓은 지역에 걸쳐 강한 수렴을 한다. 따라서 증가된 수증기 수렴은 강한 대류 활동을 유발하게 되고, 상승기류의 보상운동으로 한반도와 중국북부지역에서는 하강기류를 생성하게 되어, 폭염이 유발하기 좋은 조건을 만들게 된다. Scandinavia 패턴은 중위도 지역에 영향을 미치는 것뿐만 아니라 여름철 북반구의 아열대와 열대 지역에 영향을 미친다. 따라서 동아시아 폭염 패턴은 1994년 이후로 Scandinavia 패턴

에 의해 유도된 wave-train 패턴과 남중국해의 해양에서 전파되는 wave 패턴이 결합되어 최근 들어 더욱더 강한 폭염이 발생하는 것이다(Figure 25).

북대서양 해양의 중요한 요소로써, AMO는 대서양 SST변동성을 대표한다. AMO는 위상의 변화에 따라 여름철 Scandinavia 패턴에 영향을 준다. 따라서 이 연구결과는 대서양 SST와 연관된 원격상관 패턴으로부터 예측 시그널을 찾는 기후학자들에게 상당히 의미가 있을 것이다. 또한 AMO와 같은 장주기 기후패턴과 연관된 극한기온 정보는 전 지구 작물 생산량에 기후의 영향을 조사할 때 고려되어야만 할 것이다.

REFERENCE

- 권민호, 2013. 북서태평양 아열대고기압 지수를 이용한 북동아시아 여름철 강수의 진단, v. 34, no. 1, p. 102–106
- 권민호, 이강진, 2016. 북동아시아 지역 여름철 지상기온의 경년변동성과 관련된 대기원격상 관패턴, 2016년 한국기상학회 가을학술대회 초록집
- Aguilar, E., Peterson, T. C., Obando, P. R., Frutos, R., Retana, J. A., Solera, M., Soley, J., García, I. G., Araujo, R. M., Santos, A. R., Valle, V. E., Brunet, M., Aguilar, L., Gifvarez, L., Bautista, M., Castañón, C., Herrera, L., Ruano, E., Sinay, J. J., Sánchez, E., Oviedo, G. I. H., Obed, F., Salgado, J. E., Vázquez, J. L., Baca, M., Gutiérrez, M., Centella, C., Espinosa, J., Martínez, D., Olmedo, B., Espinoza, C. E. O., Nunez, R., Haylock, M., Benavides, H., and Mayorga, R.: Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003, *J. Geophys. Res.*, 110, D23107, doi:10.1029/2005JD006119, 2005.
- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., and Vazquez-Aguirre, J. L.: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290, 2006
- Bonsal, B. R., Zhang, X., Vincent, L. A., and Hogg, W. D.: Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada, *J. Climate*, 14, 1959–1976, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1959:CODAET>2.CO;2, 2001
- Cassou C., Terray L, Phillips AS(2005) Tropical Atlantic forcing and predictability of extreme warm events in Europe. *J Clim Lett* 18: 2805–2811
- Charney, J.G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *Journal of Atmospheric Sciences*, 21(3), 68–75.
- Christidis, N., P. A. Stott, S. J. Brown, G. C. Hegerl, and J. Caesar, 2005: Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20716, doi:10.1029/2005GL023885
- DeGaetano, A. T. and Allen, R. J.: Trends in twentieth-century temperature extremes across the United States, *J. Climate*, 15, 3188–3205, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3188:TITCTE>2.CO;2, 2002.
- Delworth TL, Mann ME (2000) Observed and simulated multidecadal variability in the

- northern hemisphere. *Clim Dyn* 16:661–676
- Dematte, J. E., O'Mara, K., Buescher, J., Whitney, C. G., Forsythe, S., McNamee, T., Adiga, R. B., and Ndukwu, I. M.: Near-fatal heat stroke during the 1995 Heat Wave in Chicago, *Ann. Intern. Med.*, 129, 173–181, doi:10.7326/0003-4819-129-3-199808010-00001, 1998.
- Ding Q. and Wang B. 2005 Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer *J. Clim.* 18 3483–505.
- Ding. Q. and B. Wang, 2007: Intraseasonal interaction between the Eurasian wavetrain and the Indian summer monsoon. *J. Climate*, 20, 3751–3767, doi:10.1175/JCLI4221.1.
- Ding T, Qian W, Yan Z. 2010. Changes in hot days and heat waves in China during 1961–2007. *International Journal of Climatology* 30: 1452–1462.
- Easterling DR, Meehl GA, Parmesan C, Changnon SA, Karl TR, Mearns LO. 2000. Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science* 289: 2068–2074, doi: 10.1126/science.289.5487.2068.
- Enfield DB, Mestas-Núñez AM, Trimble PJ (2001) The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys Res Lett* 28(10):2077–2080
- Farooq, M., Bramley, H., Palta, J. A., and Siddique, K. H. M.: Heat stress in wheat during reproductive and grain-filling phases, *Crit. Rev. Plant Sci.*, 30, 491–507, doi:10.1080/07352689.2011.615687, 2011.
- Gao YQ, Wang HJ, Li SL (2013) Influences of the Atlantic Ocean on the summer precipitation of the southeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Atmos* 118:3534–3544.
- Gong, D.-Y., Y.-Z. Pan, and J.-A. Wang, 2004: Changes in extreme daily mean temperatures in summer in eastern China during 1955–2000. *Theor. Appl. Climatol.*, 77, 25–37
- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 2013: Perception of climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 109, E2415–E2423, doi:10.1073/pnas.1205276109.
- Hartmann DL, Klein Tank AMG, Rusticucci M, Alexander LV, Brönnimann S, Charabi Y, Dentener FJ, Dlugokencky EJ, Easterling DR, Kaplan A, Soden BJ, Thorne PW, Wild M, Zhai PM. 2013. Observations: atmosphere and surface. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM

- (eds). Cambridge University Press: Cambridge, UK and New York, NY.
- Haylock MR, Goodess CM(2004) Interannual variability of European winter rainfall and links with mean large-scale circulation. *Int J Climatol*24:759-77
- Holman KD, Lorenz DJ, Notaro M (2014) Influence of the background state on Rossby wave propagation into the great lakes region based on observations and model simulations. *J Clim* 27:9302-9322.
- Hoskins BJ, Karoly DJ (1981) The steady linear response of a spherical atmospheric to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci* 38:1179-1196
- Huang, R., 1985, Numerical simulation of the three dimensional teleconnections in the summer circulation over the Northern Hemisphere. *Advanced Atmospheric Sciences*, 2, 81-92.
- Huss M, Hock R, Bauder A, Funk M (2010) 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys Res Lett* 37:L10501. doi:10.1029/2010GL042616
- Klein Tank, A. M. G. and Können, G. P.: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99, *J. Climate*, 16, 3665-3680, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3665:TILODT>2.CO;2, 2003.
- Kothawale, D. R., Revadekar, J. V., and Rupa Kuma, K.: Recent trends in pre-monsoon daily temperature extremes over India, *J. Earth Sys. Sci.*, 119, 51-65, 2010.
- Kripalani, R. H., and A. Kulkarni (2001), Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia, *Int. J. Climatol.*, 21, 603-616, doi:10.1002/joc.625.
- Krishnan, R., and M. Sugi (2001), Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 79, 851-860, doi:10.2151/jmsj.79.851.
- Lee JY, B. Wang, M. Wheeler, X. Fu, D. Waliser, and I.-S. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Climate Dyn.*, 40, 493-509, doi:10.1007/s00382-012-1544-4
- Lee WS, Lee MI(2016) Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4671
- Li SL, Luo FF (2013) Lead-lag connection of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) with East Asian surface air temperatures in instrumental records. *Atmos Ocean Sci Lett* 6:138-143
- Li XC, Gerber EP, Holland DM, Yoo C (2015) A Rossby wave bridge from the tropical

- Atlantic to West Antarctica. *J Clim* 28:2256–2273
- Moon, J.-Y., B. Wang, K.-J. Ha, and J.-Y. Lee, 2013: Teleconnections associated with Northern Hemisphere summer monsoon intraseasonal oscillation. *Climate Dyn.*, 40, 2761–2774, doi:10.1007/s00382-012-1394-0.
- Nemec, J., Gruber, C., Chimani, B., and Auer, I.: Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset, *Int. J. Climatol.*, 33, 1538–1550, doi:10.1002/joc.3532, 2013.
- Nitta, T., 1987, Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the North-ern Hemisphere summer circulation. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 65, 373–390
- Qian C, Yu J Y and Chen G 2014 Decadal summer drought frequency in China: the increasing influence of the Atlantic multi-decadal oscillation *Environ. Res. Lett.* 9 124004
- Rusticucci, M.: Observed and simulated variability of extreme temperature events over South America, *Atmos. Res.*, 106, 1–17, doi:10.1016/j.atmosres.2011.11.001, 2012.
- Schlesinger ME, Ramankutty N (1994) An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature* 367:723–726
- Schlesinger, M. E. (1994). "An oscillation in the global climate system of period 65–70 years". *Nature*. 367 (6465): 723–726. Bibcode:1994 Natur. 367.723S. doi:10.1038/367723a0.
- Schubert SD, Wang H, Koster RD, Suarez MJ, Groisman PY. 2014. Northern Eurasian heat waves and droughts. *Journal of Climate* 27(9): 3169–3207, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00360.1.
- Sun YB, Clemens SC, Morrill C, Lin XP, Wang XL, An ZS (2011) Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon. *Nat Geosci.* doi:10.1038/NGEO1326.
- Wang B, Lin Ho (2002) Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon. *J Clim* 15:386–398.
- _____, Wu, R., and Fu, X., 2000, Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *Journal of Climate*, 13, 1517–1536
- _____, R. Wu, and K.-M. Lau (2001), Interannual variability of Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian Monsoons, *J. Clim.*, 14, 4073–4090, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2.

- _____, and Coauthors, 2009: Advance and prospectus of seasonal prediction: Assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980–2004). *Climate Dyn.*, 33, 93–117, doi:10.1007/s00382-008-0460-0.
- Wang HJ, He SP (2012) Weakening relationship between East Asian winter monsoon and ENSO after mid-1970s. *Chinese Sci Bull* 57:3535–3540
- Wen, Q. H., X. Zhang, Y. Xu, and B. Wang, 2013: Detecting human influence on extreme temperatures in China. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1171–1176, doi:10.1002/grl.50285.
- Wu RG, Wang B (2002) A contrast of the East Asian summer monsoon–ENSO relationship between 1962–77 and 1978–93. *J Clim* 16:3742–3758
- Yan Z, Xia J, Qian C, Zhou W. 2011. Changes in seasonal cycle and extremes in China during the period 1960–2008. *Advances in Atmospheric Sciences* 28: 269–283.
- Ye DX, Yin JF, Chen ZH et al (2014) Spatial and temporal variations of heat waves in China from 1961 to 2010. *Adv Clim Change Res* 5(2):66–73. doi:10.3724/SP.J.1248.2014.066
- You Q, Kang S, Aguilar E, Pepin N, Flügel WA, Yan Y, Xu Y, Zhang Y, Huang J. 2011. Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961–2003. *Climate Dynamics* 36: 2399–2417.
- Zhang, X., Q. Tang, M. Pan, and Y. Tang, 2014: A Long-Term Land Surface Hydrologic Fluxes and States Dataset for China. *Journal of Hydrometeorology*. doi: 10.1175/JHM-D-13-0170.1
- Zhou M, Wang HJ, Yang S, Fan K (2013) Influence of springtime North Atlantic oscillation on crops yields in Northeast China. *Clim Dyn* 41:3317–3324
- Zhou, Y. and Ren, G.: Change in extreme temperature event frequency over mainland China, 1961–2008, *Climate Res.*, 50, 125–139, doi:10.3354/cr01053, 2011.

연구보고서 2016-09

아태지역 여름철 극한고온과 연관된 대기 패턴

Summer high temperature extremes in the Asian Pacific region associated with atmospheric patterns

이우섭



APEC 기후센터

48058 부산광역시 해운대구 센텀7로12

Tel: 051-745-3900 Fax: 051-745-3949

www.apcc21.org



9 791156 981602

ISBN 979-11-5698-160-2