



PREFACE

It is our pleasure to present this report on the APEC Climate Center (APCC)'s research activities in 2013, which has been a very productive year for our Center.

APCC has expanded its research scope, in response to regional societal and scientific needs. While building expertise in climate prediction remains a priority, we are extending our reach to include policy-relevant climate applications and value-added climate information products.

APCC has accelerated efforts to better our service to the region. As one of the main services provided by APCC, the MME 3-month prediction information has been productively applied by scientists in developing countries that are unable to produce their own prediction information. Furthermore, in order to better prepare for climate-related hazards in a timely manner, APCC launched its 6-month MME prediction service in September 2013. We also began to release forecasts of the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO), starting from July 2013, as the world's first operational BSISO forecast service. Our researchers also achieved great success in publishing their papers in noted academic journals. Dr. Ok-Yeon Kim, for example, published a paper in *Climate Dynamics* and her research was later selected as one of the Research Highlights by another distinguished journal, *Nature Climate Change*. The following research report provides more information about our research outcomes from 2013.

We will continue to promote the best use of our research outcomes in various scientific and application areas. Our successes and achievements would not have been possible without the support of our valued partners. In this regard, I extend my thanks to you and I hope you enjoy this 2013 Research Report.

Chin-Seung Chung
Director, APEC Climate Center

CONTENTS

한반도 폭염의 변동성 및 관련 메커니즘 분석

■ 이우섭, 기후변화연구팀

1. 서론	98
2. 연구 자료 및 방법	100
3. 연구내용	103
3.1 한반도 폭염의 변동성	103
3.2 한반도 폭염과 관련된 대기순환 패턴	106
3.3 폭염 강도와 관련된 원격상관 메커니즘	117
3.4 한반도에서의 피드백 과정	121
4. 결론 및 토론	125



APCC
RESEARCH REPORT 2013-06

한반도 폭염의 변동성 및 관련 메카니즘 분석

이우섭 | 기후변화연구팀

ABSTRACT

Prediction of Korean heat wave variability is a scientific challenge of practical importance. This study investigates the variability of heat waves in South Korea in terms of frequency, duration, and intensity over the past 40 years (1973-2012). Daily maximum temperatures were used to define the indices of extreme months based on the number of days that crossed the thresholds. Empirical orthogonal function (EOF) analysis was applied to the monthly indices. Correlation between the EOF principal components and the time series of other fields allows for plotting maps that highlight the anomalies in the large scale circulation and in the SSTs that are associated with the occurrence of Korean heat waves.

A noteworthy feature exhibited in the results is the north-south dipole mode that dominates the variability of the South China Sea, with opposite signs at the East Asian sector. The positive correlation of the vorticity at 150hPa in the East China Sea induces more convection and diabatic heating, which in turn becomes a source of a Rossby wave-train along the southerly wind that generates positive geo-potential height anomalies around Korea. It can be concluded that Rossby waves are generated by the heat source, with positive correlation to vorticity over South China during July-August.

To investigate the mechanisms behind the circulation changes, we calculated the heat budget correlation map for July-August using thermodynamic equations. Over Korea, the adiabatic atmospheric warming due to the anomalous downward motion of air is dominant. On the other hand, we found a positive correlation between the cyclonic circulation and Korean heat wave from the Tropical Western Pacific to the southern part of China.

This circulation change facilitates the convective activity in the region but it weakens the moist transport from the South China Sea to the eastern part of Korea. Anomalous meridional circulation associated with the Korean heat wave links with the anomalous downward motion over the tropical ocean and the anomalous ascent of air at about 20°N. This leads to extreme (hot and dry) conditions over Korea. The observed adiabatic warming around Korea indicates that the strong positive SST correlation around East Asia is not the primary cause of the Korean heat wave.

Korea experienced extraordinary heat waves in the summers of 1983, 1994 and 2012 with high maximum temperatures. This may be linked to the strong positive IOD index just to the south of Korea. To identify the dynamical evolution and features associated with the Korean heat wave, composites of the dynamical fields (wind, vorticity, and GPH) were tested for the three extreme events (1983, 1994, and 2012). We have calculated the SSTA for July-August (JA) and its standard deviation using the Indian Ocean Dipole Mode Index (IOD). The IOD indices for the abnormal summer years of 1983, 1994, and 2012 show variances of about 1.2σ , 2.8σ , and 1.43σ , respectively. We also show that the Korean hot summer patterns were influenced by the IOD. A cyclonic anomaly was found to the east of the vorticity source region. A Rossby wave train was excited by the vorticity source, propagating northward from southern China.

The IOD-induced cyclonic circulation over the southern part of China and the Western Pacific weakened the seasonal northward wind from the Bay of Bengal, the South China Sea, and the



Tropical Western Pacific, prohibiting Korea from receiving the normal moisture from these tropical regions. The anomalously hot summer climate over Korea is explained as a result of the anomalous dynamic heating around Korea and diabatic heating over the eastern part of China. Therefore, the sea surface temperature (SST) anomaly in the Indian Ocean played an important role in forming the Korean heat wave intensity.

As the Korean heat wave event started around early June, the associated downdraft induced adiabatic atmospheric warming and drying through entrainment of dry air from the upper atmosphere. This warmer and drier air reduced precipitation and total cloud amount and decreased soil moisture. The reduced total cloud amount increased downward surface solar radiation with a mean anomaly magnitude of approximately 10 W m^{-2} over South Korea. Therefore, the maximum temperature at the surface rose.

The decreased soil moisture contributed to a decrease in latent heat flux from the land to the atmosphere. The drier land, increased surface shortwave radiation, and decreased latent heat flux all contributed to the rapid warming of the surface air and land. The large increases in the sensible heat flux (about 6.2 W m^{-2}) and longwave radiation (about 1.2 W m^{-2}) reflected the increasing surface temperatures. Also shown is evidence that the Korean heat wave was amplified by positive feedback through changes in surface energy fluxes between the atmospheric high pressure pattern and soil moisture.

Keywords: Korean heat wave, Rossby wave, heat source, adiabatic warming, convective activity

1. 서론

기후변화는 평균기후의 변동성뿐만 아니라 폭염(Heat wave)과 같은 극한기후에도 영향을 미치는 것으로 나타났다. 극한기후는 평균기후보다 지구환경시스템 및 사회·경제에 미치는 영향이 크기 때문에 기후변화의 영향 및 적응대책을 수립하기 위한 필수 정보이다. 또한, 전 지구적 기온 상승에 따라 여름철 폭염의 발생빈도가 높아지고, 강도는 커지며, 지속시간이 길어지고 있으며, 이러한 경향은 21세기에 대부분의 지역에서 지속될 것으로 예측되고 있다(Meehl et al., 2004, IPCC 2012).

IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change, 정부간기후변화패널) 4차 과학평가 보고서(2007)에 따르면 20세기 후반부터 급격하게 발생한 전 지구 온난화 현상은 인간 활동에 의한 온실가스 증가에 의한 것임이 과학적으로 증명되고 있으며 이와 더불어

북극 해빙의 감소, 수문순환의 변화, 이상기후 현상의 강도 및 빈도 증가 등이 관측되고 있다.

오랜 기간 동안 지속되는 가뭄은 심한 폭염을 유발함으로써 자연 생태계 뿐만 아니라 인류의 보건에도 심각한 영향을 초래할 수 있다(최광용 등, 2005). 2003년 여름철 유럽과 2010년 러시아에서 발생한 심한 가뭄과 폭염은 엄청난 사회적, 경제적, 환경적 영향을 초래하였다(Stot et al., 2004, Lau et al., 2012). 2003년 유럽 폭염으로 인한 사망자는 약 3만 5천명에 이르고, 2010년 러시아 폭염은 산불을 유발하였고, 이로 인하여 넓은 면적의 산림이 파괴되었다. 2003년과 2010년에 발생한 폭염의 원인은 동서쪽에 위치한 저기압과 관련하여 크고, 강한 정체된 고기압 시스템에 의한 것으로 밝혀졌다. 이러한 유럽지역의 폭염과 관련하여 원격 상관 패턴, 블로킹의 관련성과 기상학적 원인 등에 관한 다수의 연구가 진행되었다(Black et al., 2004; Fisher et al., 2007).

한반도의 폭염 역시 여름철 동아시아의 대기 순환과 밀접하게 연관되어 있다. 동아시아의 대표적인 대기 순환은 대륙과 해양지역의 비열차 때문에 발생하는 몬순활동이다. 특히, 여름철에 발생하는 장마는 우리나라 연 강수량의 약 60%를 공급하여 우리나라 수자원 공급원 중 가장 중요한 기상현상이다. 따라서 동아시아 몬순의 변동성은 한반도에서 자연재해를 유발하는 장마와 집중호우 또는 폭염과 가뭄 등 극한기상과 직접적인 연관이 있다. Nitta(1987)는 북서태평양의 대류활동과 동아시아 여름 대기순환장이 관련되어 있다는 것을 밝혔다. 이 원격상관패턴은 Pacific-Japan(PJ) 패턴이다. Huang and Sun(1992)은 필리핀 주변의 대류활동이 강화될 때, 양쯔강 주변의 여름몬순 강수량은 감소한다는 것을 보였다.

또한, 1994년에 동아시아 지역은 과거에 경험하지 못했던 극심한 폭염과 가뭄으로 인해 많은 피해를 입었다. Park and Schubert(1997)는 티벳고원 동쪽의 상층 고기압성 흐름의 조기 발달과 전형적인 8월 패턴을 갖는 중국 남부 해면에 저기압성 순환의 발달이 1994년 7월의 몬순 강수가 적은 원인으로 분석하였다. 박종길 등(2009)은 1994년 폭염발생시의 종관기상학적 특성을 분석하였으나, 한반도 폭염의 원인 및 폭염 강도에 대한 메카니즘 규명에 대한 연구는 미흡한 상태이다.

한반도에서도 1983년, 1994년, 2012년과 같은 심한 폭염(sever heat wave)의 위험성



은 미래에도 증가할 것으로 보인다(Fig. 3). 이러한 심한 폭염은 보건, 농업 생산량, 공기의 질에 상당한 영향을 미친다고 보고되었다.

이 연구는 첫째, 한반도에 발생한 폭염의 특성을 분석하고, 둘째, 한반도에 폭염이 발생하였을 때 동아시아에서 나타나는 대기의 순환패턴을 파악하고, 마지막으로 폭염의 발생 및 강도에 영향을 미치는 대기 순환의 역학적 특징을 규명하고자 한다.

2. 연구 자료 및 방법

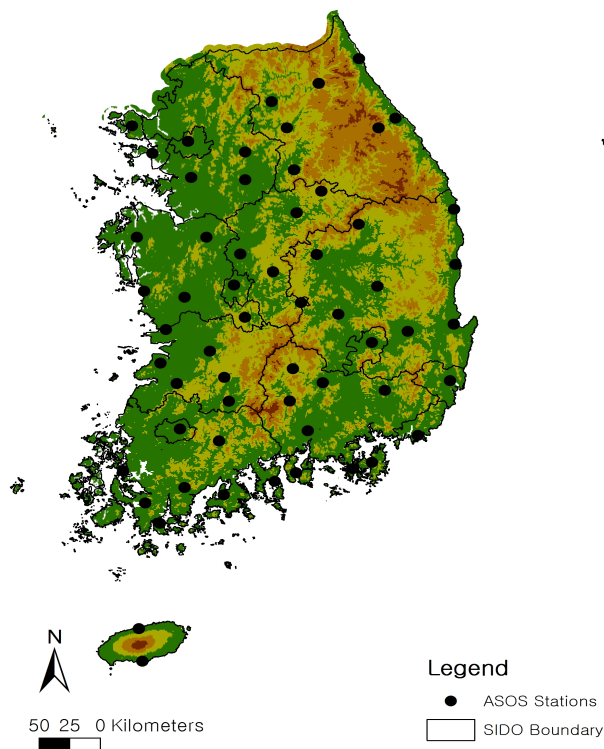


Figure 1 The KMA observational stations in Korea used for this study.

한반도 폭염(heat wave)의 변동성 분석에 사용된 자료는 기상청 60개관서의 1973년부터 2012년까지 40년 동안의 일 최고 기온, 일 최저 기온, 일평균 기온, 강수량 자료이다 (Figure 1). 한반도 폭염의 발생 시 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. heat source와 moisture sink 분석을 위하여 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 1979년부터 2012년 자료이다. 분석영역은 여름철 한반도 기온분포와 대기 순환 패턴을 효율적으로 보여주기 위해서 한반도를 중심으로 아시아 지역을 선정하였다.

폭염에 대한 표준화된 정의는 아직 없지만, 일반적으로는 기온이 어느 임계기온(threshold temperature)을 넘는 한정된 기간을 말한다(Robinson, 2000). 한반도 폭염의 연별 변동성을 조사하기 위해서 한반도 폭염의 정의는 표 1과 같이 기상청의 폭염 주의보 기준을 사용하였다. 한반도 폭염 주의보 기준은 6월~9월 사이에 일 최고 기온이 33°C이상 인 상태가 2일 이상 지속될 때이다. 여기서, 최고기온 33°C는 95th percentile 값이다. 이와 같은 방법으로 선정된 사례를 이용하여, 한반도 폭염의 빈도수, 지속일수와 강도를 계산하였다. 여기서 폭염의 강도는 지속일수 동안의 평균 최고기온으로 정의하였다.

Table 1 Definition of Heat wave (KMA)

Type	Advisory	Warning
Heat waves	Maximum temperature exceeding the 33°C for at least two days	Maximum temperature exceeding the 35°C for at least two days

본 연구에서는 먼저 한반도 극한 기후의 조건을 평가하였다. 극한 기후조건은 기상청 정의에 따라 매해 폭염이 발생하는 빈도수로 정의 하였다. 다시 말해서, 본 연구에서는 “폭염의 빈도수”와 이와 관련된 대기패턴의 경년변동성을 조사하였으며, 분석은 폭염의 빈도수가 많은 7월, 8월 평균장을 이용하였다. 한반도에서 폭염발생빈도수의 변동 특성을 분석하기 위해서, 본 연구에서는 경험적 직교함수 분석(Empirical Orthogonal Function : EOF)을 사용하였다. EOF 분석 결과는 한반도 폭염의 경년변동에 대한 주요모드

(leading mode)의 정보를 준다. 두 번째로는 폭염 발생과 관련된 대규모 순환 패턴을 분석하였다. 분석은 EOF 분석을 통해 얻어진 첫 번째 모드의 PC1과 대규모 순환패턴, SST와의 상관관계를 구하였고, 폭염의 강도에 대한 분석은 합성장 분석(composit analysis) 방법을 이용하였다.

또한, 한반도 폭염과 관련된 여름철 대기순환에 대한 물리적인 과정을 이해하고자 열원(Heat source: Q_1)과 Moisture sink 분석을 하였다. Heat source와 Moisture sink (Yanai et al., 1973)는 다음 식에 의해 계산된다.

$$Q_1 = C_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial t}\right) \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + V \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial t}\right) \quad (2)$$

여기서 Q_1 은 heat source를 나타내며, $k = R/C_p$ 이고 R과 C_p 는 각각 기체 상수와 건조 공기에서의 정압비열이고, ω 는 등압좌표에서의 연직속도를 나타낸다. 그리고 Q_2 는 moisture sink를 나타내며, P_0 는 1000 hPa, L은 응결 잠열이며, q는 비습이다. 식 (1)의 우변 첫 번째 항은 국지 변화항, 두 번째 항은 이류항, 세 번째 항은 단열항이다. Yanai et al.(1973)은 Q_1 과 Q_2 의 연직 적분이 다음 식과 근사하다는 것을 보였다.

$$\langle Q_1 \rangle = \langle Q_R \rangle + LP + S \quad (3)$$

$$\langle Q_2 \rangle = L(P - E) \quad (4)$$

여기서 $\langle \rangle$ 은 연직적분을 의미하며, 다음과 같다.

$$\langle \rangle \equiv \frac{1}{g} \int_{ps}^p dp$$

Q_R , P, S 그리고 E는 각각 지표에서 단위면적당 복사 가열율, 강수율, 현열 flux와 증발율을 의미한다. 본 연구에서는 heat source와 moisture sink의 계산에서 (1)과 (2)식을 이용하였고, 그 물리적 과정을 설명하기 위해서 (3), (4)식을 함께 고려하였다.

3. 연구내용

3.1 한반도 폭염의 변동성

한반도 폭염의 변동성은 기상청 60개 기상 관서의 1973년부터 2012년까지 40년 동안의 일 최고기온 자료를 사용하였다. Figure 2는 지역별 남한의 폭염 빈도수(Heat Wave Frequency: HWF), 지속기간(Heat Wave Duration: HWD), 그리고 강도(Heat Wave Intensity: HWI)를 나타낸 것이다. 폭염의 빈도수는 대구에서 연평균 약 4회로 가장 많으며, 다음으로 영천이 3.3회이다. 지속 기간 역시 대구가 평균 19.7일로 가장 길었으며, 영천에서는 약 15일 나타난다. 폭염의 강도는 폭염발생시의 평균 최대 기온으로 정의하였다. 대구 지역의 40년 평균 폭염 강도는 약 35°C/day 이다. 폭염과 관련된 지표들은 제주도 포함한 남해안 지역에서 상대적으로 적게 나타난다. 이 지역들은 한반도 연평균 강수량이 상대적으로 많은 지역이다. 따라서 폭염의 변동성은 강수량의 변동성과 매우 밀접한 관계를 가지고 있다. 토양 수분은 현열과 잠열의 차에 의해, 지표면과 대기사이의 에너지 균형을 조절한다. 극한 기온과 수증기의 변동은 토양수분과 강수량의 피드백에 의해 유지된다(Schär et al., 1999). 따라서 강수량의 감소는 토양수분의 감소를 가져오고, 이로 인해 한반도의 폭염과 가뭄은 더욱더 심해질 수 있다. 실제로, 많은 연구자들은 관측자료 분석과 모형실험을 통해서, 토양수분이 폭염의 빈도수와 강도를 결정하는 중요한 요소라는 것을 밝혔다(Christensen and Christensen, 2003; Ferranti and Viterbo, 2006).

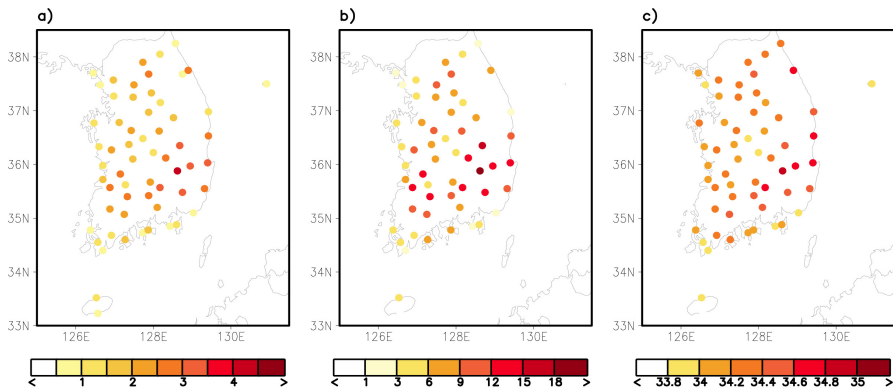


Figure 2 Climatological heat wave a) frequency (#), b) duration (day), and c) intensity (°C) over Korea.



다시 말해, 평균 이상의 강수량은 토양수분을 증가시키고, 결과적으로 폭염의 빈도수를 감소시킨다(Dai et al., 1998; Alexander, 2010; Hirschi et al., 2010). Figure 3은 60개 지점의 평균 폭염 발생 빈도수, 지속기간, 그리고 강도의 경년변동을 나타낸다. 한반도 폭염의 빈도수는 1994년에 약 4.5회로 가장 많았다. 이 당시 폭염의 평균 지속기간은 약 27일이며, 강도는 약 35.2°C이다. 1994년의 폭염발생 기간 중에 7월 21일에는 한반도 54개 관측 지점에서 폭염이 발생하였으며, 평균 최고온도는 약 35.8도이며, 최고 기온은 39.4°C로 대구에서 발생하였다.

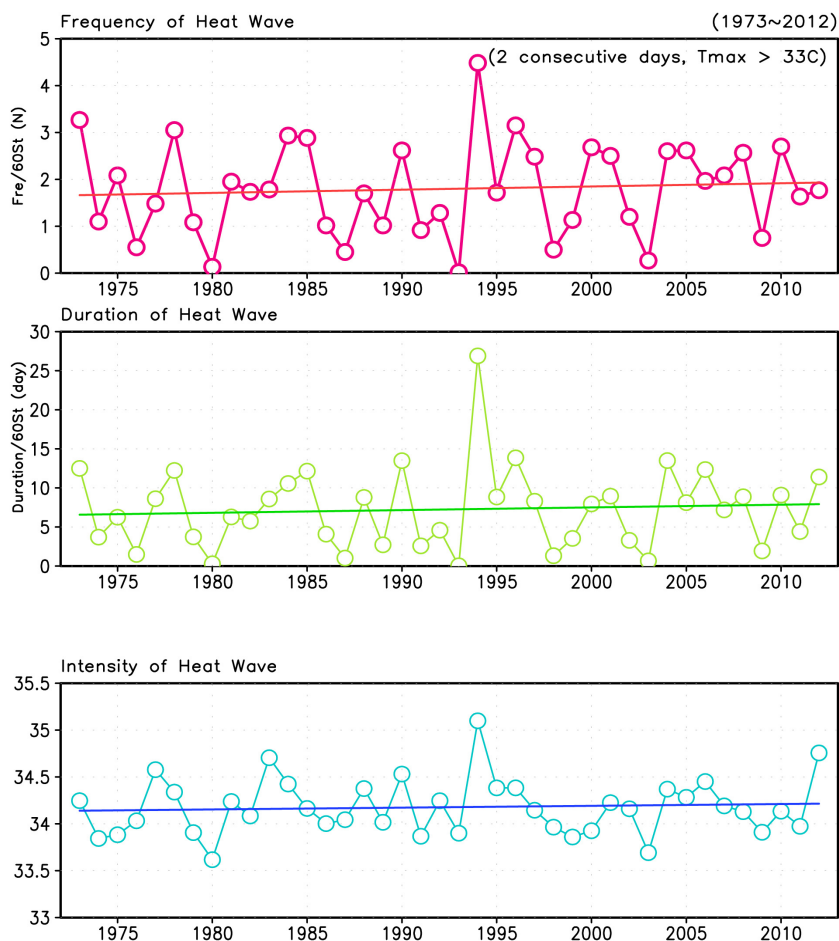


Figure 3 Inter-annual variability of a) heat wave frequency, b) heat wave duration, and c) heat wave intensity.

폭염 발생 빈도수가 두 번째로 많았던 해는 1973년으로 약 3.2회이며, 최고 기온은 37.5°C로 7월 17일 대구에서 나타났다. 폭염빈도수는 1978년과 1996년에도 약 3회의 빈도수를 나타낸다. 폭염의 강도는 1994년에 약 35.2°C 로 가장 강했으며, 다음으로 2012년, 1983년 순이다. 이러한 발생빈도수, 지속기간 그리고 강도는 최근 40년 동안 증가하는 추세를 보인다. 그러나 발생빈도수, 지속기간 그리고 강도에 대한 기울기는 40년 0.28회, 1.36일, 0.04°C이다. 하지만, 통계적으로 유의하지는 않다. 폭염의 강도는 폭염의 발생과 더불어 매우 중요한 요소이다. 따라서 본 연구에서는 폭염의 강도와 관련된 원격상관 패턴과 이와 관련된 역학적 메커니즘을 제 3.4장에 설명하였다.

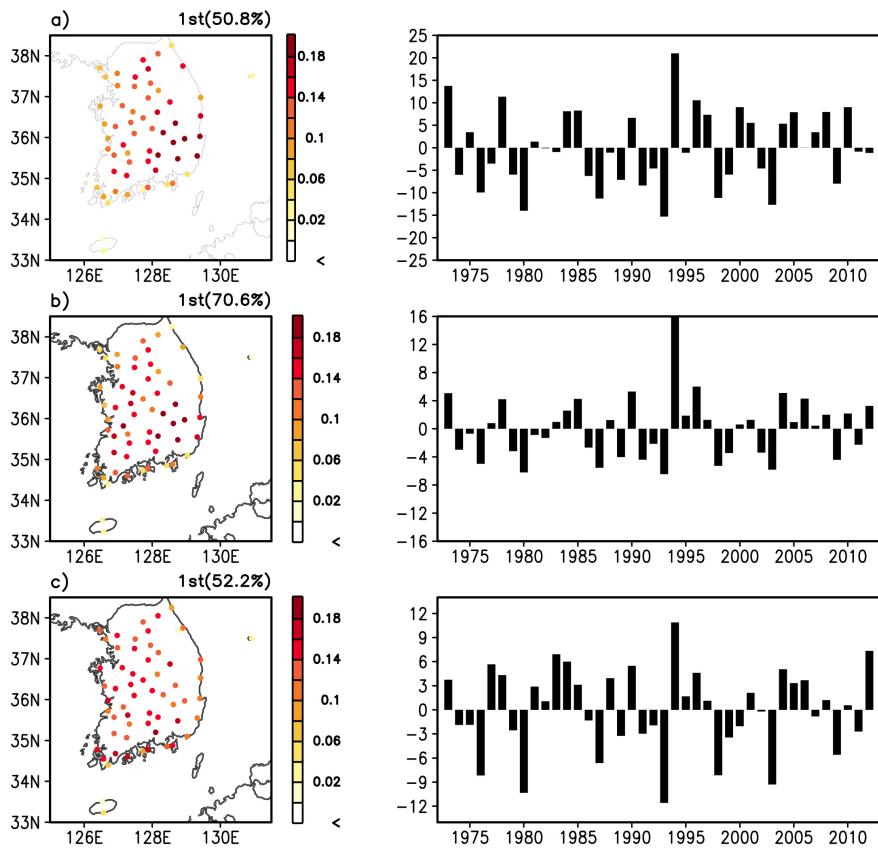


Figure 4 Spatial pattern and corresponding principal component (PC) of the first empirical orthogonal function (EOF 1) mode of the Korean a) Heat Wave Frequency (HWF), b) Heat Wave Duration (HWD), and c) Heat Wave Intensity (HWI). The numbers in the brackets indicate fractional variance of the EOF modes.

한반도 폭염발생의 시·공간적 특성을 조사하기 위해서, 우리는 경험적 직교함수(EOF)분석을 적용하였다. EOF 분석은 한반도 60개 지점의 폭염 발생 빈도수, 폭염의 지속 기간과 폭염의 강도에 대하여 시행하였다. Figure 4a는 폭염의 발생빈도수에 대한 공간 패턴과 이에 상응하는 PC(principal components)의 첫 번째 모드이다. 주요모드는 전체 변동량의 약 50%를 설명한다. 폭염의 발생 분포는 40년 평균자료와 매우 흡사하며(Figure 2), 경년변동성 또한 Figure 3과 유사하게 나타났다. Figure 4c는 폭염의 강도에 대한 시·공간 패턴을 나타낸다. 한반도 폭염의 강도는 남부내륙지역에서 가장 강하게 나타나며, 빈도수가 많았던 1994년이 가장 강한 해였다. 여기서 주목할 것은 2012년은 폭염의 빈도수는 상대적으로 적지만, 폭염의 강도가 2번째로 강했던 해이다. 또한, 폭염의 빈도수, 지속 기간, 그리고 강도의 공간패턴은 첫 번째 모드에서 전 지역에서 같은 부호를 나타낸다. 한반도 폭염은 지역 효과 보다는 대규모 대기순환 패턴과 상관이 크다는 것을 알 수 있다.

3.2 한반도 폭염과 관련된 대기순환 패턴

이 장에서는 북반구 여름철 대기 순환 패턴(Atmospheric Circulation Patterns)을 제시하였고, 또한 해수면 온도와 수문학적 순환(Hydrologic cycle)에 대한 분석도 제시하였다. 한반도 폭염과 관련된 대기 순환은 앞에서 제시한 한반도 폭염 발생빈도수에 대한 EOF의 PC1과의 상관계수 맵으로 분석을 하였다. 이 장에서는 먼저 여름철 북반구의 기후 값을 제시하였고, 다음으로 한반도 폭염과 관련된 대기 순환 패턴에 대해 분석하였다.

바람장 패턴의 변화는 강수와 관련된 수증기 수송에 큰 영향을 미치므로, 몬순 시기의 수증기 공급지역 및 공급지역으로부터의 수송 형태를 파악하기 위해서는 반드시 고려하여야만 한다. Figure 5는 해수면 기압(Sea level pressure), 연직 적분된 수증기 속(Moisture flux), 그리고 수증기 수렴(Moisture convergence)에 대한 7월과 8월의 기후 값을 나타낸다. 이 그림은 여름철 동아시아 몬순 강수에 영향을 미치는 인도 몬순 기류와 남동아시아 몬순 기류에 의한 습기의 이동경로를 잘 보여준다. 남동 아시아의 몬순기류는 아열대 고기압의 가장자리에 위치한 서태평양(western Pacific)에서 시작되는 것을 알 수 있다. 이러한 흐름은 SLP 패턴을 따라서 한반도로 습기를 이동시켜주는 역할을 한다. 8월에는 동중국해에서 SLP가 확장함에 따라, 서태평양의 수증기 수렴대는 7월과 비교해 8월

에 북동쪽으로 이동되었다. 결과적으로 강수밴드도 북동쪽으로 이동된 모습을 보인다 (Figure 6b).

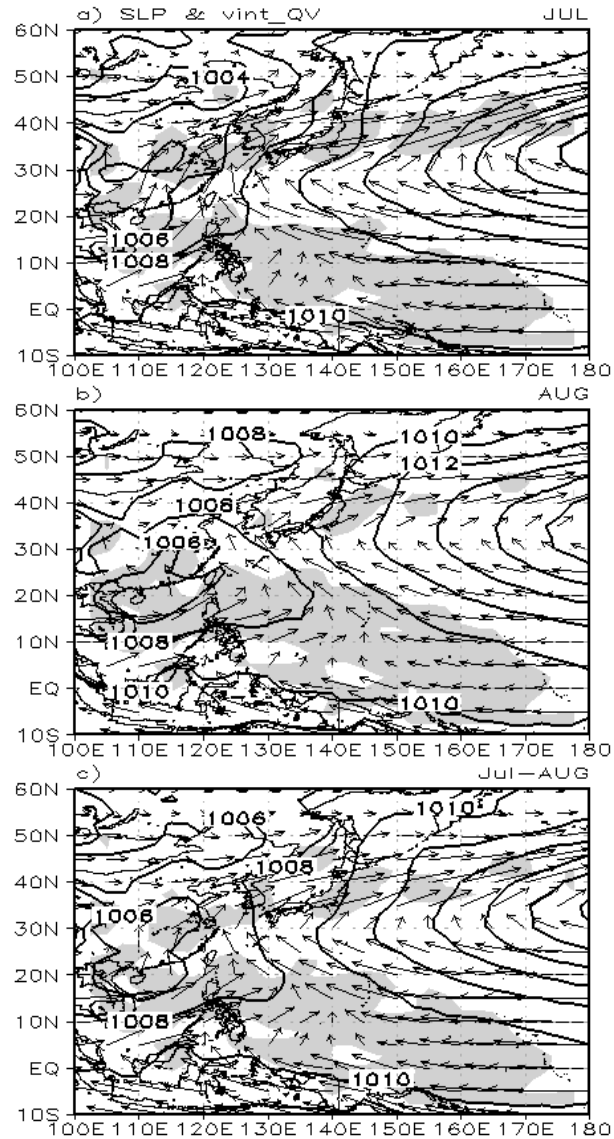


Figure 5 Sea level pressure(contoured), vertically integrated moisture flux (vector), and moisture convergence (shading) for the a) July, b) August, and c) July-August climatology. In a), b), and c), shading represents the moisture convergence greater than 4 mm/day.

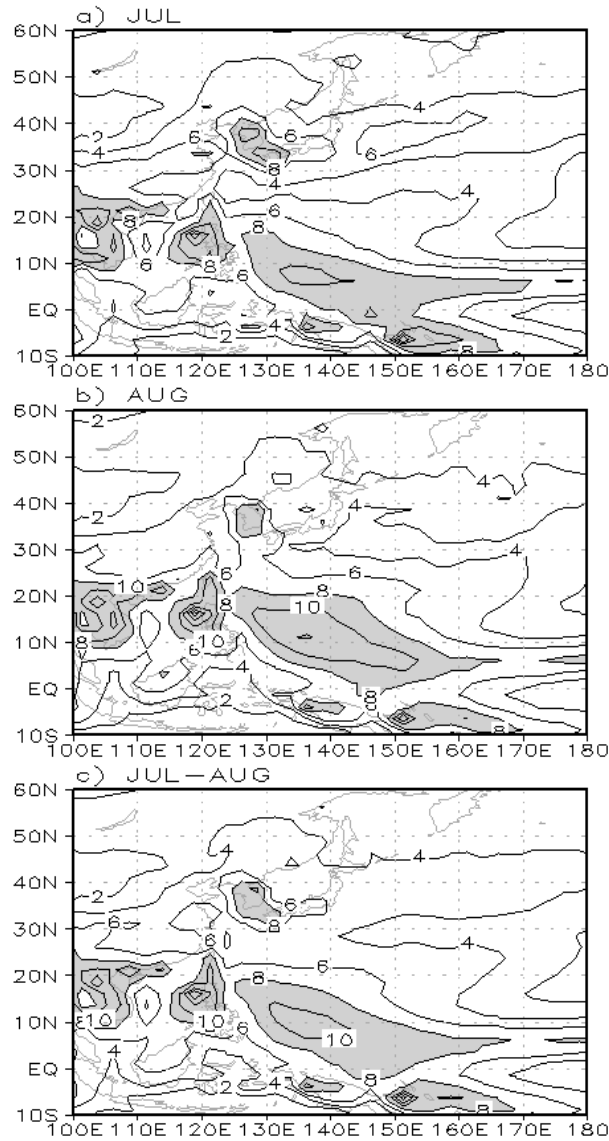


Figure 6 Precipitation (mm/day) for the a) July , b) August, and c) July-August climatology.

Figure 6은 7월과 8월 그리고 7,8월 평균 강수량의 기후값을 나타낸다. 강수량은 CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) 자료로서 1982~2012년 평균값을 이용하였다. 한반도의 7~8월 평균 강수량은 약 8~10mm/day이다. Figure 6a, b에서 보이는 것처럼

림, 열대지역에서 동풍에 의한 수증기 공급은 약 10°N 주변에 위치한 서태평양지역의 집중호우에 큰 영향을 미친다. 한반도 지역에서도 강한 습윤 수렴 지역과 집중호우 지역이 일치하는 것을 알 수 있다. 그러나 동중국해에서 북태평양 중앙까지 확장된 아열대 고기압의 북쪽 가장자리에서는 강한 수증기 수렴이 있지만, 강수량은 약 4mm/day로 많지 않다. 이것은 강수량과 증발량의 차이에 의한 것이다.

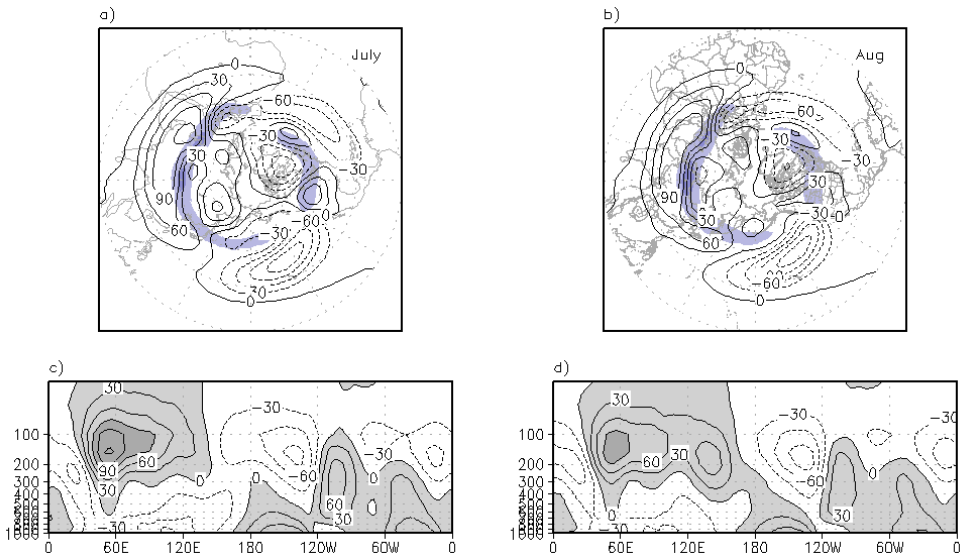


Figure 7 (a) July and (b) August climatology (1973-2012) of the eddy height and U-wind at the 200 hPa. Longitude-pressure sections of the eddy height climatology at 40°N for (c) July, and (d) August. In (a) and (b), shading represents the u-wind greater than 25 m s⁻¹.

Figure 7은 7월과 8월의 200 hPa Eddy Height와 제트기류(Jet stream)를 나타낸 것이다. 여기서 기후값은 NCEP/NCAR reanalysis 자료를 이용하여 1973년부터 2012년까지 40년 동안의 평균값을 이용하였다. 북반구 7월의 정상파(stationary wave) 패턴은 약 30°N을 따라 진동하는 티벳 고기압(Tibetan anti-cyclone)과 해양 저기압이 뚜렷하게 나타난다. 특히 7월에 티벳 고원 위의 고기압은 가장 뚜렷하게 나타나는 패턴이다. 이러한 티벳 지역의 고기압은 지표로부터의 현열 방출과 응결열에 의해 8월이 되면서 약화된다. 또한 아열대 제트의 축은 티벳 고기압의 북쪽 가장자리 위치하며, 동아시아 아열대 제트는 캄차카 반도의 남쪽에 위치한 기압골과 연관되어, 일본 동쪽 해안까지 확장되어 있다.

8월의 정상파 패턴은 7월의 패턴과 매우 유사하다. 중위도 해양의 기압골(trough)은 7월에 비해 북동쪽으로 이동하였고, 북미의 기압능(ridge)은 북서쪽으로 이동하였다. 그러나 가장 뚜렷한 차이점은 북서태평양지역에서 상층기압골이 8월에 기압 능으로 변형된 것이다. 동아시아 제트류는 북서 태평양 고기압 순환이 강화됨에 따라 더욱더 북쪽으로 이동된 모습을 보인다.

Figure 7c, d는 40°N에서 경도-위도에 대한 Eddy-Height의 분포를 나타낸다. 그림에서 보듯이 중위도 정상파의 계절 변동성이 더욱더 잘 나타난다. 티베트고원 주변의 상층 고기압의 흐름은 여름철 유라시아의 뚜렷한 패턴이다.

3.2.1 폭염 발생과 관련된 대기 순환 패턴

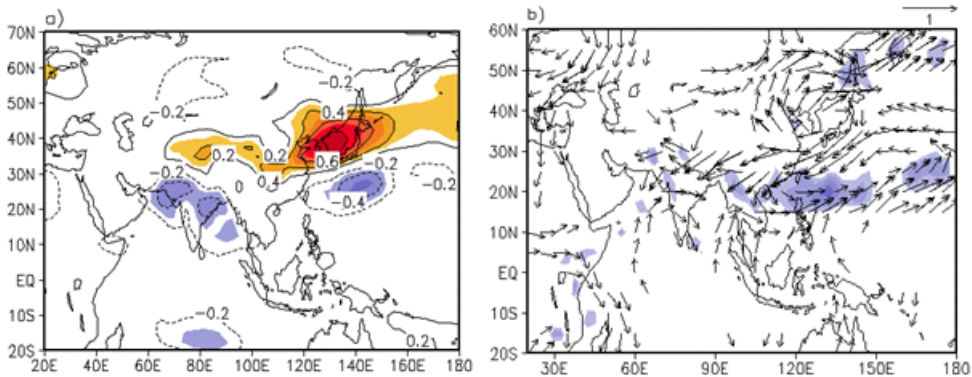


Figure 8 a) Correlation between PC1 and a) 850 hPa Temperature and b) vertically integrated moisture flux (vector), and moisture convergence (shading). In a), shading exceeds the 95% confidence level. For vertically integrated moisture flux and moisture conversion, only those exceed the 95% confidence level are plotted.

이 장에서는 한반도 폭염의 경년변동과 관련된 대규모 순환과 SST등의 상관관계를 보였다. Figure 8a는 HWF의 첫 번째 주요 모드(PC1)와 관련된 850 hPa 기온 아노말리의 상관 패턴을 보여준다. 한반도와 일본지역에서는 높은 양의 상관계수(0.7)를 나타내며, 이러한 양의 상관관계는 북서태평양까지 확장된 모습을 보인다. 그러나 음의 상관지역은 25°N을 따라서 인도 북부지역에서부터 동중국해까지 길게 늘어져 있는 모습을 보이고 있다. 이러한 패턴은 수증기 수송 패턴과 매우 유사하다.

Figure 8b는 HWF와 연직 적분된 수증기 속과 수증기 수렴과의 상관관계를 나타낸다. 여기서 벡터는 그림 상단에 표기한 벡터의 크기(상관계수 =1)를 기준으로 상관관계를 유추할 수 있다. 저기압성 순환은 열원의 중심(25°N)을 따라서 나타나고 있으며, 이 순환은 40°N의 고기압성 순환을 생성한다. 따라서 한반도와 일본에서는 수증기 발산이 나타나며, 매우 건조한 상태가 유지된다.

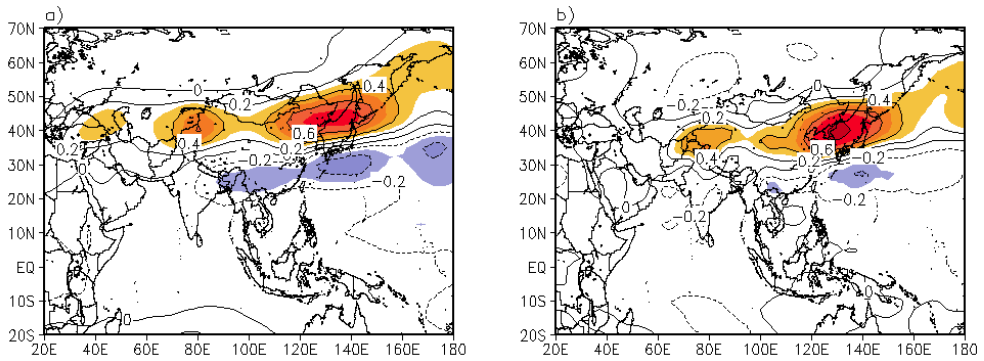


Figure 9 Correlation maps between the PC1 associated with HWF over Korea and a) high-level thickness(500-200hPa), b) low-level thickness(1000-500hPa). Shading exceeds the 95% confidence level.

한반도 폭염이 발생하였을 때, 북태평양 고기압은 기후값 보다 북쪽으로 이동되며 (Fig. 10), 이로 인해, 한반도와 일본은 매우 건조해지며, 20°N을 중심으로 해양 지역에는 수증기가 수렴하는 모습을 보인다. 이러한 아노말리 패턴은 상층(500~200hPa)과 하층(1000~500hPa) 층후에서도 잘 나타난다(Figure 9). 한반도 위에서, 상층 층후의 상관관계 수 값이 가장 큰 지역은 하층 층후와 비교해서 동쪽으로 이동된 모습을 보이지만, 상·하층 기온의 증가에 따른 층후의 증가를 보인다. 따라서 한반도 폭염의 발생은 대기의 전층의 온도와 양의 상관관계를 갖는다. 즉 순압대기와 관련 있다. 이로 인해, 강한 강수의 음의 아노말리는 동아시아 지역에서 관측되며, 한반도와 일본지역에서 수증기의 발산은 한반도 지역에 극심한 가뭄을 초래한다. 반면, 저기압성 순환은 북인도 지역에서 적도 서태평양까지 확장된 모습을 보인다. 저기압성 아노말리는 이 지역에 극한 강수를 유발한다. 북서태평양 고기압의 중심부가 북상하면서 인도몬순과 상관이 큰 남서기류와 적도 서태평양 120E~150E 사이에서 나타나는 적도 횡단류에 수증기가 남중국해까지 수송되고, 이 지역



에서 수증기 수렴이 나타난다. 따라서 인도북부지역과 동중국해 지역에서는 수증기 수렴으로 강수량이 증가하는 것으로 나타난다. 이로 인해 저기압성 순환은 더욱더 강화되어, 남중국해에는 강한 상승기류를 유발하게 된다. 이 지역의 HWF와 150hPa 소용돌이의 상관계수는 0.7이상 이다.

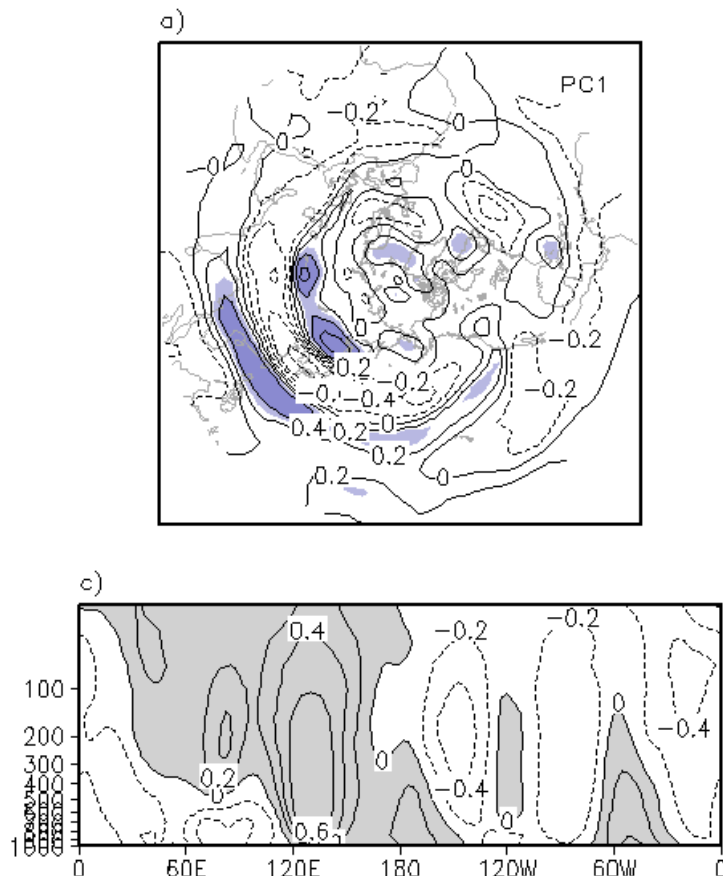


Figure 10 Correlation between PC1 and (a) U-wind at the 200 hPa and (b) longitude cross section of eddy height at 40°N. In a), shading represents the u-wind greater than 25 m s⁻¹.

Figure 10은 폭염 발생과 관련된 7월과 8월 평균의 200 hPa Eddy Height와 제트기류 (Jet stream)를 나타낸 것이다. 폭염 발생 시 북반구 7, 8월의 평균 정상파(stationary wave)패턴은 기후값 보다 북쪽으로 이동되어 있으며, 약 40°N을 따라 진동하는 한반도

지역의 고기압과 해양 저기압이 뚜렷하게 나타난다. 또한 아열대 제트의 축은 이러한 정상 파의 진동을 가로 지르고 있으며, 북서 태평양 고기압 순환이 강화됨에 따라 더욱더 북쪽으로 이동된 모습을 보인다(Figure 10a). 40°N에서 경도-위도에 대한 Eddy-Height의 분포를 보면(Figure 10b), 티베트 지역 보다 한반도에서 고기압성 순환이 더욱더 강하게 나타나고 있다.

그림 11은 한반도 폭염 발생과 관련된 500hPa 지위 고도 패턴을 나타낸 것이다. 붉은 색은 양의 상관관계를 나타내고, 푸른색은 음의 상관관계를 나타낸 것이다. 500hPa 지위 고도를 보면, 한반도를 중심으로 강한 양의 상관을 보이며, 대만을 중심으로 음의 상관을 보인다. 이러한 패턴은 강수와 관련된 수증기 수송에 큰 영향을 미친다. 따라서, 남중국해에서 한반도로 수송되는 수증기는 약화된다(Figure 8).

Figure 12a는 한반도 폭염과 관련된 150 hPa 소용돌이 패턴과 110E~135E 지역에서 평균 상승기류의 연직단면을 보여준다. 붉은(파란)색 지역은 양(음)의 상관계수를 나타낸다. 적도부근에서 야기된 자오선 순환의 북쪽 방향 branch는 동중국해(20~30N)에서 강한 상승기류를 동반하여 상층수렴을 한다. 반대로 한반도 지역에서는 하강기류로 인해 상층 발산을 보이고 있다. 이러한 상층 발산 패턴은 남중국해로부터 발산된 것이다. 열원지역으로 부터 상층 발산은 직접 극지방과 적도지방으로의 흐름을 만들어내며, 또한 열원의 북쪽으로 강한 동풍을 유발한다. 이러한 연직 순환은 Figure 12b에서 확인할 수 있다.

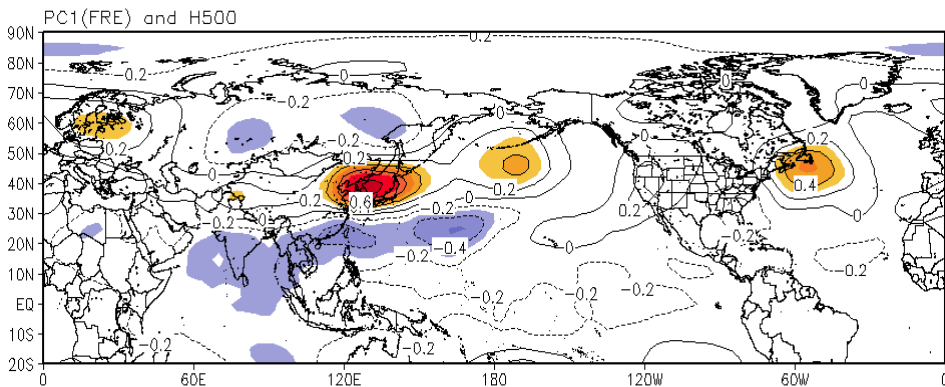


Figure 11 Correlation between PC1 and 500hPa Geopotential Height (gpm). Shading exceeds the 95% confidence level.



대기 순환 패턴의 변화에 대한 상세한 메커니즘을 보이기 위해, 본 연구에서는 열역학 방정식을 사용하여, 한반도 폭염 발생과 관련된 열수지(heat budget)분석을 하였다. 선행 연구들은 티베트고원, 인도 남부, 벵갈만, 그리고 서태평양 지역에서의 열원이 원격상관을 통해서 동아시아 여름 몬순에 영향을 미친다고 하였다(e.g. Huang and Sun, 1992; Wang et al., 2001, 김성열 등, 2010). 한반도 폭염과 관련된 열지수를 분석하기 위해서 1973년부터 2012년까지 NCEP/NCAR 재분석 자료를 이용하여, 식 (1)과 식 (2)를 이용하여 Q1과 Q2를 계산하였다. Figure 13은 폭염의 빈도수와 비단열 가열항, 연직 이류항, 수평이류항 그리고 Q2와의 상관계수를 나타낸 것이다. 먼저 한반도 폭염과 관련하여 대류권 하층부터 상층까지 연직 적분된 비단열 가열(Q1)의 분포를 조사하였다. 상승운동에 의한 비단열 가열의 분포를 보면, 한반도의 폭염은 동중국해 지역에서 강한 비단열 가열과 상관이 크다. 이 지역의 상관계수는 약 0.6이다. 이는 150hPa의 소용돌이 분포와 잘 일치한다. 반대로, 한반도와 일본에서는 하강기류에 의한 단열 가열이 뚜렷하게 나타난다(Figure 13c). 따라서 이 지역은 단열상승에 의해 대기가 가열되고, 상당히 건조한 대기상태이다(Figure 13b).

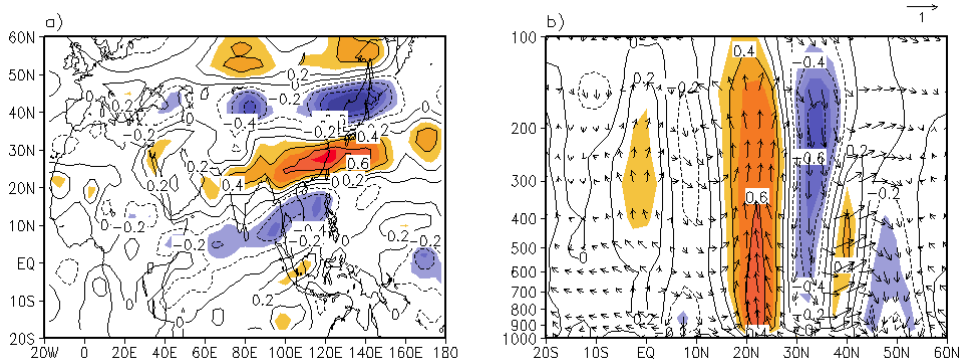


Figure 12 Correlation between PC1 and a) 150hPa Vorticity and b) Meridional-vertical circulation(vector) and Temperature (shading) over 110-135E. Shading exceeds the 95% confidence level.

오즈크해 주변의 양의 온도 이류는 단열 냉각과 기온 평형을 이룬다(Figure 13d). 특히 한반도와 일본 주변에서는 비단열 냉각과 폭염 빈도수는 강한 상관관계를 보인다. 이러한 강한 양의 상관관계는 한반도 주변의 강한 양의 SST와 관련이 있다. 그러나 양의 SST는

한반도의 폭염발생의 1차원인은 아니다(Park and Schubert, 1997). 주요원인은 한반도 주변에 대기 순환 패턴의 변화이며, 이에 따른 피드백에 의해 한반도가 가열되고 건조되는 것이다(Figure 13). 그러나 이러한 과정은 항상 적용되는 것은 아니다. 각각의 폭염에 대해서 자세히 조사를 한다면, SST의 영향을 받는 경우도 있을 것이다.

인도와 벵갈만 주변에서 상승운동으로 인한 비단열 가열은 HWF와 양의 상관을 가지며, 또한 비단열 냉각과는 음의 상관을 보인다. 이 지역은 동중국해와 같이 상당히 습한 상태이다. 비단열 냉각과 단열 냉각은 하강기류에 의한 단열 가열에 의해 상쇄된다. 앞서 말한 것과 같이, 동중국해에서는 상승 기류에 의한 단열 냉각이 보이며, 이 지역은 수증기 수렴지역으로서, moisture sink와 강한 양의 상관관계를 나타낸다. 또한 Figure 12a는 동중국해 지역에 대류활동의 중심을 가지고 있는 남-북 양극자 구조의 상관 맵을 나타낸다.

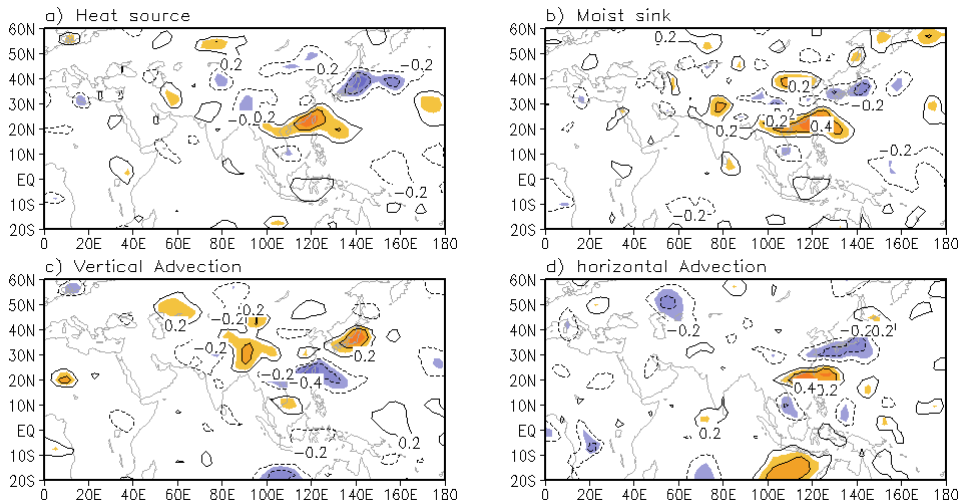


Figure 13 Correlation between PC1 and a) diabatic heating rate, b) moisture , c) adiabatic heating rate, and d) horizontal advection. All these quantities are vertically averaged over pressure from surface to 100hPa. Shading exceeds the 95% confidence level.

이러한 패턴은 상층과 하층 층후와의 상관 맵에서 나타나며, 순압대기의 구조에서도 볼 수 있다(Figure 9). 남-북 쌍극자 패턴은 Nita et al(1987)에 의해 제안된 Pacific-Japan(PJ)원격 상관 패턴과 상당히 유사하다. 그러나 열원의 중심지역(25N,

120E)은 PJ 패턴에 비해 약간 서쪽으로 이동되어 있는 모습이다. 이러한 결과들은 동중국해 주변의 가열에 의해 로스비 파동이 유발될 수 있다는 것을 지지한다. 결과적으로 동중국해에서 강한 대류 활동에 의한 비단열 가열은 동아시아 지역에 고기압성 로스비 파동을 유발한다. 다시 말해, 동중국해지역에서 상승운동에 의한 비단열 가열은 근접지역으로 꾸준히 남풍을 따라 교란을 하게 된다. 따라서 이 파동 에너지는 남풍을 따라 북쪽에 위치한 한반도로 전파하게 되고, 한반도 주변에 고기압패턴을 강화시키게 되는 것이다. 25°N 주변의 저기압성 순환은 한반도 남쪽에서 동풍을 발생시키고, 40°N에 중심을 두고 있는 고기압성 순환은 열원의 북쪽에 위치한다. 이러한 고기압성 순환은 동중국해에서 북태평양을 가로질러 한반도 까지 확장되는 모습이다. 남-북 쌍극자 모양의 순환패턴은 서태평양의 아열대 고기압이 북쪽으로 이동하면서 발생하게 된다. 따라서 상층 제트의 위치도 평년 보다 북쪽으로 이동하게 된다.

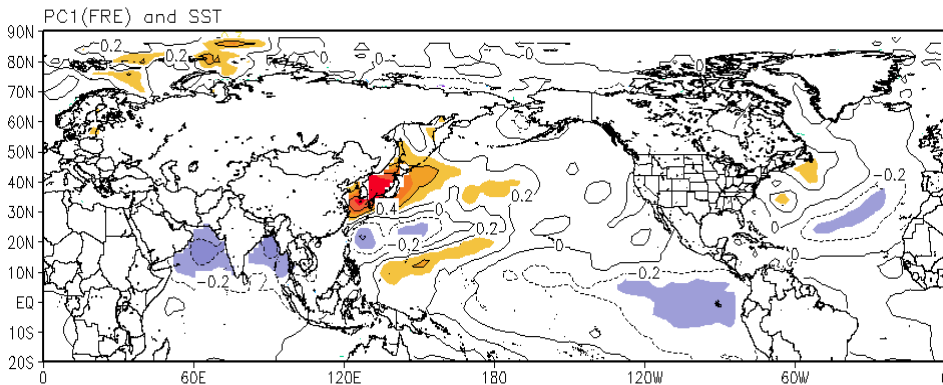


Figure 14 Correlation between PC1 and SST for July-August. Shading exceeds the 95% confidence level.

대기 패턴의 변화로 인해, 한반도 지역의 SST는 한반도 폭염 발생빈도수와 양의 상관관계를 보이며, 북인도양(5°N~25°N, 50°E~100°E)과 동중국해에서는 음의 상관관계를 보인다. 이러한 SST 패턴은 강하지는 않지만 양의 IODMI(Indian Ocean Dipole Mode Index)값과 관련된 것을 알 수 있다. 즉 적도부근의 서인도양에서는 약한 양의 상관관계가 나타나고, 남동 인도양에서는 음의 상관관계를 보인다. 따라서 양의 IODMI값을 보인다. 그러나 7,8월 평균 IODMI와 한반도 폭염 발생빈도수와의 상관계수는 약 0.22로 매우 낮

다. 그러나 한반도에 강한 폭염이 발생하였을 때, IODMI 또한 상당히 큰 값을 갖는 것을 발견하였다. 따라서 IODMI와 한반도 폭염 강도와의 관계를 다음 장에서 좀 더 상세히 기술하였다.

3.3 폭염 강도와 관련된 원격상관 메커니즘

우리나라는 1983년, 1994년, 그리고 2012년에 강한 폭염을 경험하였다. 여기서 우리는 한반도 강한 폭염이 열대 인도해양에서 해양-대기 결합 신호, 즉 IOD (Indian Ocean Dipole)와 연관성을 분석하였다. IOD는 Saji et al.(1999)에 의해 해양대기 결합 모드로 소개되었다. 양의 IOD는 tropical western Indian Ocean(WIO, 50°E~70°E, -10°S~10°N)의 강한 양의 SST 편차와 southeastern Indian Ocean(SIO, 90°E~110°E, 10°S~equator)의 음의 SST 편차에 의해 결정된다. IODMI(Indian Ocean Dipole Mode Index)는 WIO의 SST 아노말리와 SIO의 SST 아노말리의 차이로 정의된다. IOD는 4월에 시작해서 10월에 극대 값을 가진다.

Table 2 Averaged July-August SST anomalies in strong Korean Heat wave year (1983, 1994, 2012) and Standard deviation from 1982 through 2011 for different Tropical Region.

Year	Regions	IODMI	WIO	SIO	Nino 3.4
1983	SSTA	0.54	0.54	-0.00	0.93
1994	SSTA	1.37	0.04	-1.33	-0.36
2012	SSTA	0.70	0.36	-0.34	0.81
1982-2011	σ	0.49	0.26	0.42	0.83

본 연구에서는 1982년부터 2012년까지의 SST 자료를 이용해서, 강한 폭염이 나타난 1983, 1994, 그리고 2012의 7, 8월 평균 SST 편차를 계산하였고, 또한 30년 동안(1982~2011)의 표준편차(σ)를 지역별(WIO, SIO, Nino3.4)로 제시하였다. IODMI는 강한 폭염이 나타난 해에 모든 양의 값을 가지며, 표준편차보다 높은 값을 가진다. 특히 1994년에는 약 2.8σ 값을 보이며, 2012년에는 1.43σ 값을 나타낸다. 이것은 1994년에 약 8개월 동안 양의 IOD가 발생한 것과 관련이 있다. 또한 Nino 3.4 지수는 각각 다른 부호를 가지고 있으며, 이것은 엘니뇨가 한반도 극한 폭염에는 직접적으로 관여하지는 않는 것을 의미한다.

인도몬순 시스템은 열대 인도양과의 상호작용을 하기 때문에, IOD는 여름철 인도몬순에 커다란 영향을 미친다. 동아시아 여름몬순은 상층대기의 제트류, 티벳 고원의 고기압을 통해서 인도몬순과 상호작용을 한다(e.g., Lau and Li, 1984; Liang and Wang, 1998; Webster et al., 1998; Wang and Fan, 1999; Wang et al., 2001; Lu et al., 2002; Enomoto et al., 2003). 남아시아에서 대기순환이 변화함에 따라, 동아시아 여름철 대기 순환 또한 변화하기 때문에 여름철 동아시아의 기온변화를 예측할 수 있다. 이 연구에서는 NCEP 재분석 자료를 이용하여 IOD와 대기 순환 패턴을 분석하였고, IOD 지수와 SST 패턴을 계산하기 위해서 OISSTv2 자료(Reynolds et al., 2002)를 이용하였다.

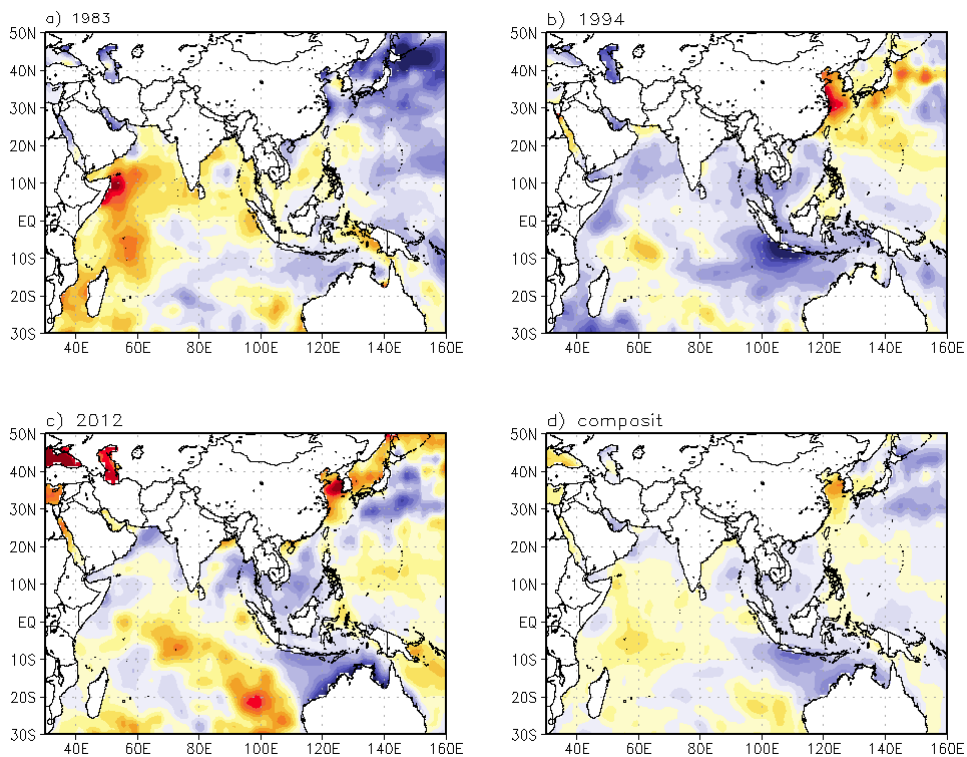


Figure 15 July-August SSTA from climatology: a) 1983, b) 1994, c) 2012 and d) composite.

Figure 15는 한반도 폭염이 강했던 해(1983, 1994, 2012)의 7,8월 평균 SST 편차를 나타낸 것이다. 1983년은 서인도양에 강한 양의 SST 편차가 나타나지만, 동아시아지역에

서는 한반도를 제외한 대부분의 지역에서 음의 편차를 보인다. 그러나 1994년과 2012년의 분포를 보면, 한반도 주변에서는 SST가 증가하고, 북 인도양에서는 SST가 감소하는 것을 볼 수 있다. 이러한 패턴은 한반도 폭염의 발생과 관련된 패턴이다. 이 장에서는 폭염의 강도가 강했을 때의 평균 패턴과 기후값의 차를 이용하여, 분석을 하였다.

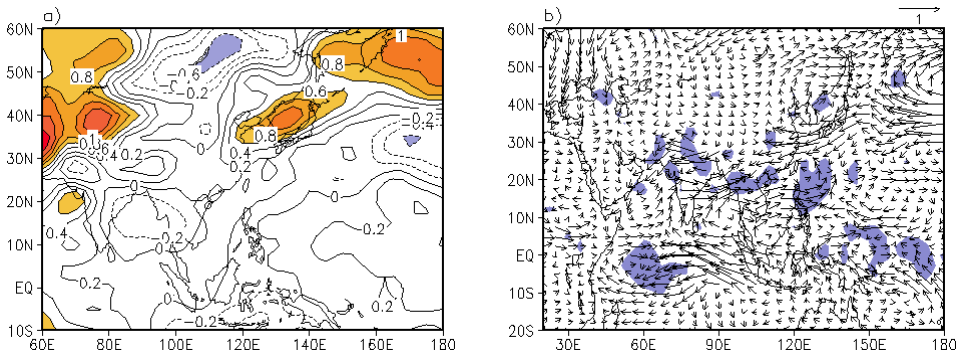


Figure 16 a) JA 850hPa anomaly, and b) vertically integrated moisture flux (vector), and moisture convergence (shading) anomalies.

Figure 16은 850 hPa 기온과 바람벡터의 합성장에 대한 편차를 나타낸다. 북동아시아 지역에서는 양의 편차를 보이며, 특히 한반도지역에서는 기온이 평년보다 약 0.9도 이상 증가하였다. 이러한 패턴은 Saji and Yamagata(2003)의 결과와 잘 일치된다. 850 hPa 바람장을 보면, 양의 IOD 패턴이 매우 잘 나타난다. 즉, SIO에서 WIO 지역으로 수증기를 동반한 강한 동풍이 불며, 이로 인해 동아프리카 지역에는 집중호우를 유발하고, 인도네시아 지역에는 심한 가뭄을 유발한다. 동풍은 동 아프리카 지역에서 북풍으로 바뀌면서 인도 지역으로 수증기를 수송하며, 인도몬순과 연관이 큰 남서기류와 적도 서태평양 120E~150E 사이에서 나타나는 적도 횡단류는 남중국해로 수증기를 수송하게 된다. 남중국해 따라서 지역에서 수증기 수렴이 나타난다. 결과적으로 인도북부지역과 동중국해 지역에서는 수증기 수렴으로 강한 수증기 수렴이 나타난다. 이로 인해 저기압성 순환은 더욱더 강화되어(Figure 17), 남중국해와 북서태평양에는 강한 상승기류를 유발하게 된다. Figure 17a는 강한 폭염 해(1983, 1994, 2012)에 대한 상층 소용돌이의 편차를 나타낸다. 강한 수증기 수렴이 있는 동중국해 지역에서는 저기압성 순환이 나타나고, 한반도 상층에서는 고기압성 순환이 보인다.



이러한 순환은 850hPa의 바람장과 잘 일치하는 모습을 보인다. 따라서 북서태평양에서 강한 대류 활동은 한반도 지역의 고기압을 더욱더 강화시킨다. 실제로 한반도의 Z500은 1994년에 약 35.4m 이상 증가한 것으로 나타났다. 결과적으로 한반도는 극심한 폭염을 경험하게 된다. 폭염의 강도가 가장 강했던, 1994년에는 적도 인도양에서 양의 IOD가 발생하고, 또한 북인도양(Northern IO)에서는 음의 편차를 보였으며, 동중국해에서는 저기압성 순환과 한반도 주변의 고기압성 순환이 발견되었다. 따라서 여름철 강한 양의 IOD가 발생하면서, 북인도양의 SST가 음의 편차를 보이면, 한반도에는 더욱더 강한 폭염이 일어난다는 것을 알 수 있다. 지금까지, 한반도 폭염의 발생빈도와 강도에 대한 메커니즘을 알아보았다. 동중국해의 활발한 대류활동은 한반도 폭염 발생에 좋은 조건을 유도하며, 여기에 양의 IODMI 값을 가지면 한반도의 폭염은 더욱더 강화되는 것이다. 외부적인 조건과 더불어 한반도 내부에 진행되는 물리적 과정을 살펴보았다.

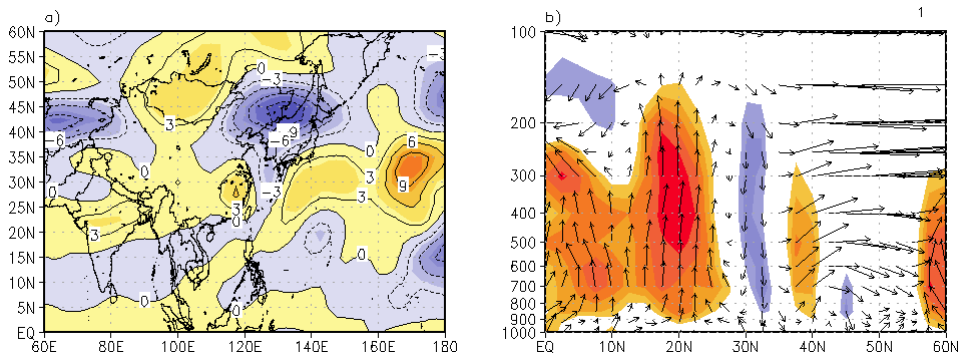


Figure 17 a) JA 150hPa vorticity anomaly and b) pressure-latitude section aged over 110E-130E(-100*pa/s, shading). The vectors show the vertical-meridional velocity. The vertical motion has been multiplied by -100.

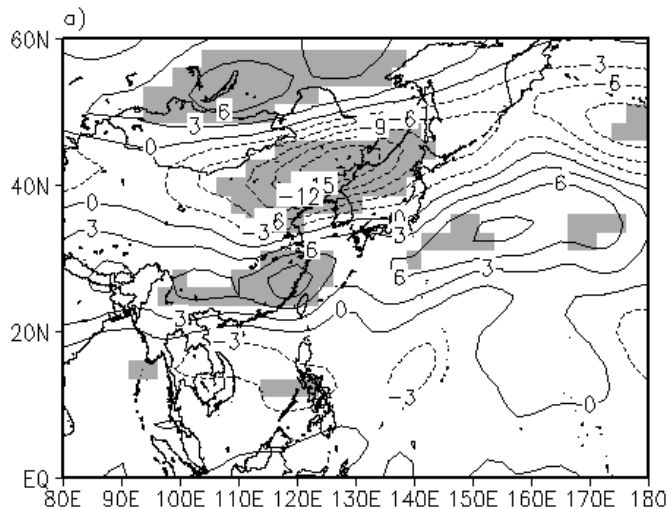
Table 3 List in chronological order of ten major warm events occurred in Korea during 1973-2012.

Year	July				August			
	Start time	End time	Duration	Intensity	Start time	End time	Duration	Intensity
1973	5 July 1973	29 July 1973	24	34.1	4 August 1973	16 August 1973	22	34.0
1977	20 July 1977	31 July 1977	12	34.4	1 August 1977	4 August 1977	4	34.4
1983	25 July 1983	31 July 1983	7	34.2	1 August 1983	18 August 1983	16	34.4
1984	25 July 1984	31 July 1984	7	34.0	1 August 1983	13 August 1984	13	34.4

Year	July				August			
	Start time	End time	Duration	Intensity	Start time	End time	Duration	Intensity
1990	21 July 1990	31 July 1990	11	34.0	1 August 1990	26 August 1990	26	33.5
1994	1 July 1994	31 July 1994	31	35.1	2 August 1994	9 August 1994	8	34.6
1996	17 July 1996	31 July 1996	15	34.1	1 August 1996	23 August 1996	23	34.2
2004	18 July 2004	31 July 2004	14	34.4	1 August 2004	14 August 2004	14	34.1
2006	28 July 2006	31 July 2006	4	33.9	1 August 2006	17 August 2006	17	34.4
2012	19 July 2012	31 July 2012	13	34.2	1 August 2012	12 August 2012	12	34.8

3.4 한반도에서의 피드백 과정

한반도 폭염의 내부강제력을 조사하기 위해서, 먼저 폭염의 사례를 선정하였다. 폭염 사례는 폭염의 강도를 이용하여, 폭염 강도가 큰 상위 10개를 선택하였다(Table 3). 폭염의 강도는 1994년에 7월에 35.1°C로 가장 강했으며, 2012년 8월에 34.8°C로 두 번째로 강했다. 폭염 발생은 1973년과 1994년을 제외하고 7월말에 주로 발생을 하였다. 한반도 지역의 종관장의 변화를 보기위해서, 10개의 폭염사례 평균과 기후 값의 차를 이용하였다. 그리고 그 차이의 유의성을 t 검정을 통하여 제시하였다.



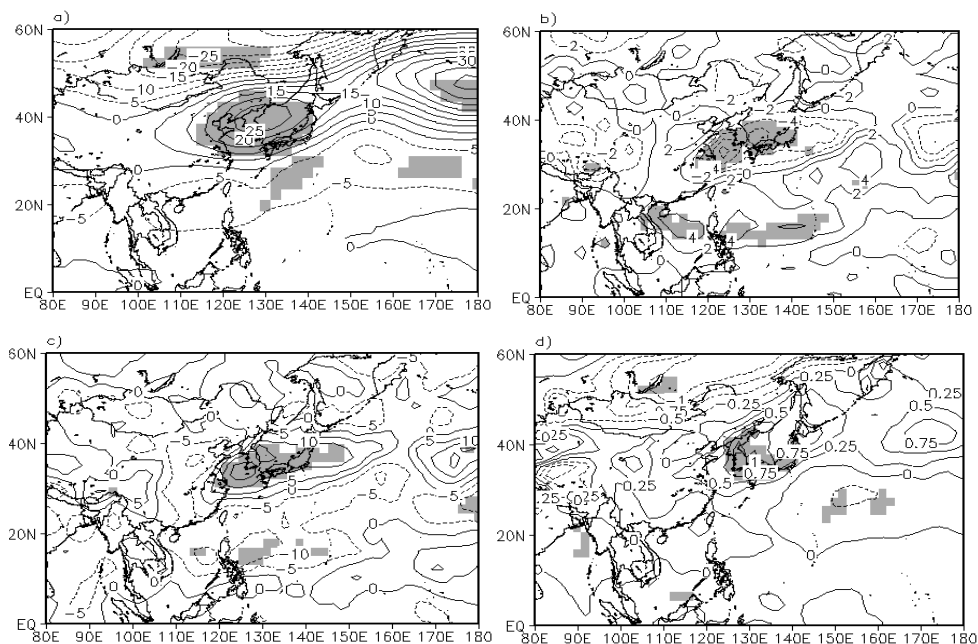


Figure 19 Distribution of a) 500hPa GPH (m), b) total cloud fraction (%), c) downward shortwave radiation (W/m^2) and d) 2m temperature($^{\circ}C$) anomalies. Shading areas indicates statistically significant regions the 98% confidence level.

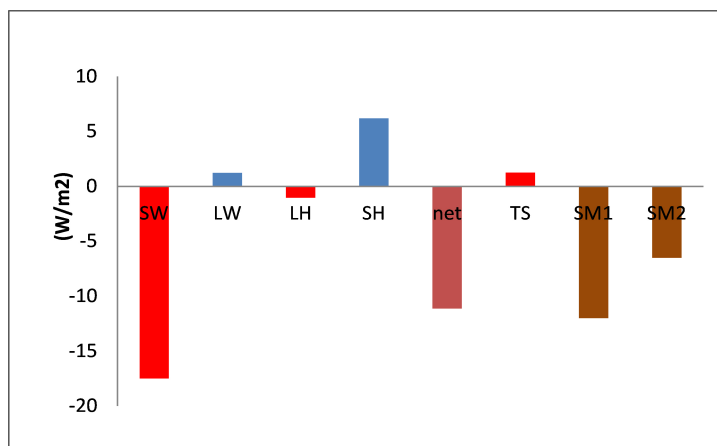
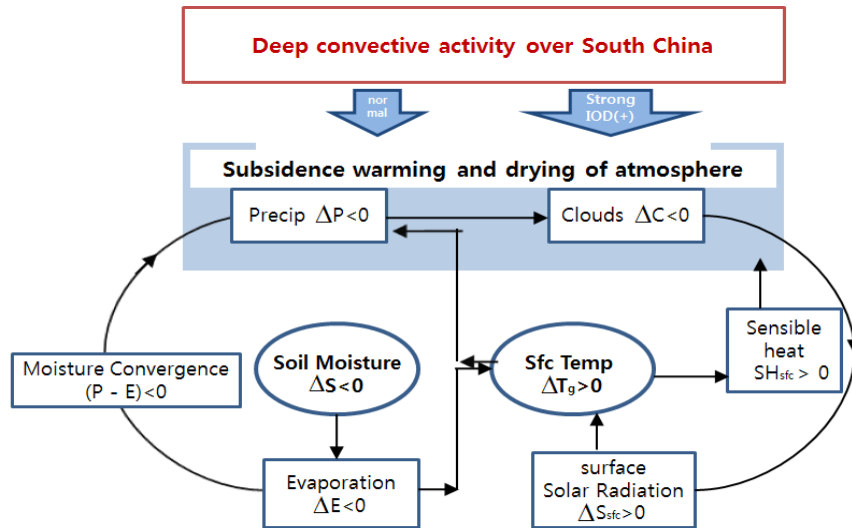


Figure 20 Area mean NCEP shortwave (SW) and longwave (LW) radiation, latent heat(LH) and sensible heat (SH) flux, net flux(net) at the surface, and 0~10cm soil moisture (SM1) and 10~200cm soil moisture (SM2) over south Korea. Units are $W m^{-2}$ for fluxes, $^{\circ}C$ for surface temperature, and faction (x100) for soil moisture. Red(blue) color denotes warming(cooling) of the land surface.

Figure 18은 150hPa의 와도에 대한 합성장을 나타낸 것이다. 앞서 3.3절에 제시한 상관 맵(Figure 12)과 매우 유사한 패턴을 보이고 있으며, 신뢰수준 95%이상으로 매우 유의하다. 폭염이 발생하였을 때, 남중국해의 강한 상승운동으로 인해 총운량이 증가하였고, 한반도와 일본에서는 하강기류에 의해 총운량이 감소하는 것이 뚜렷하게 나타난다. Figure 19는 Z500, 총운량, 지표로 들어오는 태양복사량, 그리고 2m 기온에 대한 10개의 폭염사례와 기후값의 차이를 나타낸 것이다. 폭염이 발생하였을 때, Z500의 합성장은 한반도 지역에서 정체되는 고기압의 모습을 보인다. 이러한 패턴은 폭염의 강도와 지속기간에 영향을 미칠 것이다(Figure 19a). Z500의 양의 편차는 2m 기온의 패턴과 잘 일치한다. 따라서 한반도 지역에서 기온은 평균보다 약 1도 이상 증가를 하였다. 다시 말해서, 한반도에서는 하강기류에 의한 단열가열로 인해 대기가 건조해 진다. 건조해진 공기는 운량과 강수량을 감소시킨다. 따라서 지표를 더욱더 건조하게 되고 기온은 상승하게 된다. 고기압이 위치한 지역에서는 구름이 약 5%이상 감소하였으며, 대류운동이 강한 동중국해에서는 구름이 약 4%증가하였다. 한반도 주변에서 구름이 감소함에 따라 지표에 도달하는 태양복사량을 증가(약 15 Wm^{-2})시켜, 한반도에 지표기온은 더욱더 높아진다(Figure 20).

따라서 지표온도가 증가하면서, 현열(약 6 Wm^{-2})과 장파복사(약 1.3 Wm^{-2})도 증가한다. 지표에 도달하는 태양 복사 에너지는 구름이 감소함에 따라 계속해서 증가를 하고, 대기는 더욱 건조해 지며, 강수량은 감소하게 된다. 결과적으로 대기는 안정되고, 고기압의 강도는 더욱 강해지게 된다. 한반도에서는 하강기류에 의한 단열가열로 인해 대기가 건조해 진다. 따뜻하고 건조한 공기는 강수량과 총운량을 감소시키며, 지표를 더욱더 건조하게 만든다. 고기압 주변에서 총운량은 약 5%이상 감소하였으며, 대류가 강화되는 동중국해에서는 총운량이 약 4% 증가하였다. 한반도 주변에서 구름의 감소는 지표에 태양복사량을 증가(약 15 Wm^{-2})시켜, 한반도에 지표기온은 더욱더 높아진다. 또한 한반도에 폭염이 발생하였을 때, 토양수분이 감소하는 양의 피드백이 나타났다(Figure 20).



Adopted from Lau and Bua, 1998 : J. Climate

Figure 21 Schematic diagram showing the fast response and feedback process in the water and energy cycle. (Adopted from Lau and Bua, 1998)

Figure 21은 대기 순환이 한반도에 미치는 영향과 한반도 내의 피드백에 대한 모식도이다. 이 모식도는 앞서 설명한 내용을 잘 요약하였다. 남중국해의 강한 대류 활동에 의해 유도된 한반도의 하강기류는 태양복사량을 증가시키고 증발량을 감소시켜 대기와 지표를 더욱더 빨리 가열을 한다. 따라서 지표온도가 증가하면서, 현열(약 6 Wm^{-2})과 장파복사(약 1.3 Wm^{-2})도 증가한다. 지표에 도달하는 태양 복사 에너지는 구름이 감소함에 따라 계속해서 증가를 하고, 대기는 더욱 건조해 지며, 강수량은 감소하게 된다. 결과적으로 대기는 안정되고, 고기압의 강도는 더욱 강해지게 된다. Ferranti and Viterbo(2006)는 2003년 강한 유럽 폭염에 대해서 유사한 피드백을 제안하였다. 이러한 내부적 피드백 과정에 의해서, 한반도의 기온은 더욱더 높아지게 된다. Figure 19, 20에서 피드백 메커니즘은 한반도 내의 물리적 과정뿐만 아니라 원격강제력 또한 중요하다는 것을 보여준다. 강한 양의 IDO 해의 한반도의 고기압은 Figure 21의 상단에 커다란 화살표로 나타내었다. 즉 강한 IOD해에는 남중국해의 활발한 대류활동이 더욱 강화되어 한반도 주변에 강한 하강 기류가 유도된다. 이로 인해 한반도 지역은 강한 하강기류를 통해 강수와 복사강제력에 직접 영향을 미친다. 대규모 연직운동은 대기의 안정도와 대류활동에 커다란 영향을 미친다.

4. 결론 및 토론

본 연구에서는 여름철 대표적인 극한 현상중 하나인 폭염의 발생과 이와 관련된 메커니즘을 고찰하기 위하여 40년(1973~2012)동안 한반도에 발생한 폭염의 특성을 분석하였고, 폭염의 발생 및 강도에 영향을 미치는 대기 순환 특징을 조사하였다.

한반도 폭염의 변동성은 기상청 60개 기상 관서의 1973년부터 2012년까지 40년 동안의 일 최고기온 자료를 사용하였다. 한반도 폭염은 일 최고 기온이 33°C이상인 상태가 2일 이상 지속되는 날로 정의하였다. 폭염의 발생 빈도수는 대구를 중심으로 남부지방에서 가장 빈번하게 나타나며, 폭염의 강도는 1994년에 약 35.2°C/day 로 가장 강했으며, 다음으로 2012년, 1983년 순이다. 폭염의 지속 기간은 대구가 평균 19.7일로 가장 길었으며, 영천에서는 약 15일 나타났다. 이러한 발생빈도수, 지속기간 그리고 강도는 최근 40년 동안 증가하는 추세를 보인다.

한반도 폭염과 관련된 대기 순환패턴 및 SST 패턴을 분석하기 위해서, 한반도 폭염 발생빈도수에 대한 EOF의 첫 번째 주요모드와 대기 순환장 및 SST의 상관맵을 분석하였다. 동중국해에서 강한 대류 활동에 의한 비단열 가열은 한반도 지역에 고기압성 로스비 파동을 유발한다. 다시 말해, 동중국해에서 상승운동에 의한 비단열 가열은 근접지역으로 꾸준히 남풍을 따라 교란을 하게 된다. 따라서 이 파동 에너지는 남풍을 따라 북쪽에 위치한 한반도로 전파하게 되고, 한반도 주변에 고기압패턴을 강화시키게 되는 것이다. 이러한 고기압성 순환은 동중국해에서 북태평양을 가로질러 한반도 까지 확장되는 모습이다. 남-북 쌍극자 모양의 순환패턴은 서태평양의 아열대 고기압이 북쪽으로 이동하면서 발생하게 된다. 따라서 상층 제트의 위치도 평년보다 북쪽으로 이동하게 된다.

북서태평양 고기압의 중심부가 북상하면서 인도몬순과 상관성이 큰 남서기류와 적도 서태평양(120°E~150°E)에서 나타나는 적도 횡단류를 따라 수증기가 남중국해까지 수송되고, 이 지역에서 수증기 수렴이 나타난다. 따라서 인도북부지역과 동중국해 지역에서는 수증기 수렴으로 인해 강수량이 증가하게 된다. 이로 인해 저기압성 순환은 더욱더 강화되어, 남중국해에는 강한 상승기류를 유발하게 된다. 따라서 한반도 폭염의 빈도수는 증가하게 된다.



이 연구에서는 또한 IODMI가 한반도 폭염에 미치는 영향을 조사하였다. 강한 폭염이 나타난 1983, 1994, 그리고 2012의 7, 8월의 WIO, SIO, IODMI의 지수를 생산하였고, 30년 동안의 표준편차를 계산하였다. IODMI는 강한 폭염이 나타난 해에 모든 양의 값을 가지며, 표준편차보다 높은 값을 가진다. 특히 1994년에는 약 2.8σ 값을 보이며, 2012년에는 1.43σ 값을 나타낸다. IODMI가 큰 양의 값을 가질 때, SIO에서 WIO지역으로 수증기를 동반한 강한 동풍이 불며, 이로 인해 동아프리카 지역에는 집중호우를 유발하고, 인도네시아 지역에는 심한 가뭄을 유발한다. 따라서 이 지역의 수증기는 인도몬순과 상관이 큰 남서기류와 적도 서태평양(120E~150E)에서 나타나는 적도 횡단류에 의해 남중국해까지 수송되고, 이 지역에서 수증기 수렴이 나타난다. 따라서 남중국해와 북서태평양에는 강한 상승기류를 유발하게 된다. 이러한 패턴은 폭염 발생 메커니즘과 일치한다. 따라서 IODMI가 큰 양의 값을 가지면, 평년보다 강한 남중국해의 대류 활동은 한반도에 강한 고기압성 순환을 유발하게 되며, 한반도 폭염의 강도를 더욱더 증가 시킨다.

이러한 메커니즘에 의해서, 한반도에서는 하강기류에 의한 단열가열로 인해 대기가 더욱더 건조해진다. 따뜻하고 건조한 공기는 강수량과 총운량을 감소시키며, 지표를 더욱더 건조하게 만든다. 결과적으로 대기는 안정되고, 고기압의 강도는 더욱 강해지게 된다. 이러한 내부적 피드백 과정에 의해서, 한반도의 기온은 더욱 높아지게 되는 것이다(Figure 20).

이 연구는 한반도 폭염과 관련된 대기 순환 패턴과 폭염의 기작 및 지속과 연관된 열원과 IOD 패턴에 대해 중점을 두어 연구하였다. 따라서 향후 연구에서는 잘 설계된 수치 모형의 실험을 통해, 이 연구에서 제안된 동중국해의 강제력이 동아시아의 대기 순환 미치는 영향을 실험하는 것이 필요하다. 아울러 한반도 폭염의 예측성 및 지속성 등에 대한 연구도 병행되어야 할 것이다.

REFERENCES

- 김성열, 하경자, 윤경숙, 2010 : 여름철 열원과 기본장이 로스비 파동전파에 미치는 영향에 대한 실험 연구, 대기, 20(4), 505-518.
- 박종길, 정우식, 김은별, 2009 : 1994년 폭염사례에 관한 종관기상학적 연구, 2009년도 한국기상학회 봄 학술대회 논문집 2009.4, P 312-313.
- Alexander, L. (2010) Extreme heat rooted in dry soils, *Nat. Geosci.*, 3, 1-2, doi:10.1038/ngeo1045
- Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, and J. Methven (2004) Factors contributing to the summer 2003 European heatwave, *Weather*, 59(8), 217-223
- Charney, J.G., and A. Eliassen, (1964) On the growth of the hurricane depression. *Journal of Atmospheric Sciences*, 21(3), 68-75.
- Choi, G., Choi, J., and Kwon, H. J., (2005) The impact of high apparent temperature on the increase of summertime disease-related mortality in Seoul, 1991-2000, *Journal of Preventive Medicine and Public Health*, 38, 283-290 (in Korean).
- Christensen, J. H., and O. B. Christensen, 2003: Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, 421, 805-806.
- Dai, A. G., K. E. Trenberth, and T. R. Karl (1998) Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3367-3370, doi:10.1029/98GL52511.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, (2003) The formation of the Bonin high in August, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 587, 57-178.
- Ferranti, L., and P. Viterbo, (2006) The European summer of 2003: Sensitivity to soil water initial conditions. *J. Climate*, 19, 3659-3680.
- Fischer, E. M., S. I. Seneviratne, P. L. Vidale, D. Lüthi, C. Schär, 2007: Soil Moisture-Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat Wave. *J. Climate*, 20, 5081-5099.
- Hirschi, M., S. I. Seneviratne, V. Alexandrov, F. Boberg, C. Boroneant, O. B. Christensen, H. Formayer, B. Orłowsky, and P. Stepanek (2010) Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe, *Nat. Geosci.*, 3, 17-21, doi:10.1038/ngeo1032.
- Huang, R., and S. Fengying (1992) Impacts of the tropical western pacific on the east Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 243-256.
- IPCC, (2012) Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Field, C. B., and Coauthors, Eds. Cambridge University Press, 582 pp.
- Lau K.-M., Bua W. (1998) Mechanisms of monsoon-Southern Oscillation coupling: Insights from GCM experiments. *Climate Dynamics* 14: 759-779.
- Lau, K. M. and Kim, K. M.: The 2012 Russian heat wave/wildfires and Pakistan Flood: Teleconnection of Extremes, *J. Hydrometeorol.*, 13, 392-403, doi:10.1175/JHM-D-11-016.1, 2012.
- Lau, K.-M., and M.-T. Li, (1984) The monsoon of East Asia and its global associations-A survey, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 65, 114- 125,
- Liang, X.-Z., and W.-C. Wang (1998) Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 2597- 2623, .



- Lu, R.-Y., J.-H. OH, and B.-J. Kim, (2002) A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer, *Tellus*, 54A, 44-55.
- Meehl, G. A., and C. Tebaldi (2004), More intense, more frequent and longer lasting heat waves in the 21st century, *Science*, 305, 994- 997.
- Nitta T., (1987) Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J Meteorol Soc Jpn* 65:373-390
- Park, C.-K., and S. D. Schubert,(1997) On the nature of the 1994 East Asian summer drought, *J. Clim.*, 10, 1056-1070.
- Reynolds R. W., Rayner N.A., T. M. Smith DCS, Wang W., (2002) An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Clim.* 15, 1609-1625.
- Robinson, P.J., (2000) On the definition of a heat wave. *J.Appl. Meteor.*, 40, 762-775.
- Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins, (1996) Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 1385-1404.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandan, and T. Yamagata, (1999) A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 401, 360-363.
- Saji, N. H., Yamagata T, (2003) Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Clim Res.* 25, 151-169. doi:10.3354/cr025151.
- Schär C., D. Luthi, U. Beyerte, and E. Heise, (1999) The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model, *J. Clim.*, 12, 722-741.
- Stott, P. A., Stone, D. A., Allen, M. R., (2004) Human contribution to the European heatwave of 2003 . *Nature*, 432, 610-614.
- Wang, B., and Z. Fan, (1999) Choice of South Asian summer monsoon indices, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 80, 629- 638.
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, (2001) Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian monsoons, *J. Clim.*, 14, 4073-4090.
- Webster, P. J., V. Magaña, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, Monsoons: Processes, predictability and prospects for prediction, *J. Geophys. Res.*, 103, 14,451- 14,510, 1998
- Yanai M., Esbensen, S., and Chu, J.H., (1973) Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets. *Journal of Atmospheric Sciences*, 30(4), 611-627.



APCC RESEARCH REPORT 2013-06

- Hydrometeorological Variability over the Korean Peninsula from ENSO Pattern Change and Tropical Cyclone Activities and Assessment of Integrated Flood Risk
- Variability and Mechanisms of Summer Heat Wave in Korea
- Future Changes and Selection of Best CMIP5 Models for the East Asian Summer Monsoon

APEC Climate Center

12, Centum 7-ro, Haeundae-gu, Busan 612-020,
Republic of Korea
Tel: +82-51-745-3900 Fax: +82-51-745-3949
www.apcc21.org

비매품



ISBN 978-89-97333-98-1
ISBN 978-89-97333-92-9 (세트)