

## 2000년대 초반 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화 특성

우성호<sup>1)\*</sup> · 임소영<sup>2)</sup> · 권민호<sup>3)</sup> · 김동준<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>APEC 기후센터, <sup>2)</sup>기상청 기후예측과, <sup>3)</sup>한국해양과학기술원

(접수일: 2017년 6월 7일, 수정일: 2017년 7월 27일, 게재확정일: 2017년 8월 14일)

### Decadal Change in Rainfall During the Changma Period in Early-2000s

Sung-Ho Woo<sup>1)\*</sup>, So-Young Yim<sup>2)</sup>, Min-Ho Kwon<sup>3)</sup>, and Dong-Joon Kim<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>Climate Prediction Team, APEC Climate Center, Busan, Korea

<sup>2)</sup>Climate Prediction Division, Korea Meteorological Administration, Seoul, Korea

<sup>3)</sup>Ocean Circulation and Climate Center, Korea Institute of Ocean Science and Technology, Ansan, Korea

(Manuscript received 7 June 2017; revised 27 July 2017; accepted 14 August 2017)

**Abstract** The decadal change in rainfall for Changma period over the South Korea in early-2000s is detected in this study. The Changma rainfall in P1 (1992~2002) decade is remarkably less than in P2 (2003~2013) decade. The much rainfall in P2 decade is associated with the increase of rainy day frequency during Changma period, including the frequent occurrences of rainy day with a intensity of 30 mm/day or more in P2 decade. This decadal change in the Changma rainfall is due to the decadal change of atmospheric circulation around the Korean Peninsula which affects the intensity and location of Changma rainfall. During P2 decade, the anomalous anti-cyclone over the south of the Korean Peninsula, which represents the expansion of the North Pacific high with warm and wet air mass toward East Asia, is stronger than in P1 decade. In addition, the upper level zonal wind and meridional gradient of low-level equivalent potential temperature in P2 decade is relatively strengthened over the northern part of the Korean Peninsula than in P1 decade, which corresponds with the intensification of meridional gradient between air mass related to the East Asian summer monsoon nearby the Korean Peninsula in P2 decade. The enhanced meridional gradient of air mass during P2 decade is favorable condition for the intensification of Changma rainfall band and more Changma rainfall. The atmospheric conditions related to enhanced Changma rainfall during P2 decade is likely to be influenced by the teleconnection linked to the suppressed convection anomaly over the southern part of China and South China Sea in P2 decade.

**Key words:** Changma, rainfall, decadal change, North Pacific high, subtropical convection

### 1. 서 론

장마는 여름철 동아시아 몬순 시스템의 발달과 함께 열적 성질이 다른 기단들 사이에서 형성되는 정체

전선에 의해 비가 빈번하게 내리는 기간을 일컫는다 (Korea Meteorological Administration, 2011a). 지역적으로 차이가 있지만, 평균적으로 장마는 6월말에서 7월말까지 약 30일정도 지속되고 전국 평균으로 약 350 mm 전후의 강수가 내려 우리나라 연강수량의 약 20~30%가 이 기간에 집중된다. 이러한 장마의 기후학적 특성은 재해 및 수자원 관리 등의 측면에서 중요하므로 지속적으로 모니터링하고 그 변동 특성에 대해 파악할 필요가 있다.

\*Corresponding Author: Sung-Ho Woo, Climate Prediction Team, APEC Climate Center, 12 Centum 7-ro, Haeundae-gu, Busan 48058, Korea.  
Phone: +82-2-2181-0408, Fax: +82-2-848-0365  
E-mail: shwoo@apcc21.org

동아시아 여름 몬순을 구성하는 기단들은 그 세력과 위치 등에서 큰 경년변동을 하기 때문에 그와 연관된 우리나라 장마의 시종, 강수량 및 그 특성도 큰 경년변동을 겪는다(Ha et al., 2003, 2005b; Seo et al., 2011; Son et al., 2012). 실제 특정해 장마에 대해 분석한 선행연구들을 보면(Chun and Park, 1990; Lim and Park, 1991; Won et al., 2006; Seo et al., 2012) 매년 장마와 연관된 순환장 및 장마의 특성이 서로 다를 수 있다. 따라서 이러한 큰 경년변동이 어떤 기후학적 요인에서 비롯되었는지를 아는 것은 매우 중요하다. 선행 연구들은 장마를 포함하는 동아시아 여름철 강수에 영향을 미칠 수 있는 다양한 기후 요인들을 제시한 바 있다. 북태평양 고기압과 보닌 고기압의 강도와 위치(Ha et al., 2003; Ha and Lee, 2007), 유라시아 지역 적설량과 온도변화(Liu and Yanai, 2002; Lu, 2002) 및 ENSO와 연관된 열대의 해수면온도 및 대류활동은 장마의 시종 및 강도의 경년 변동과 연관되어 있음이 선행 연구들로부터 보고되었다(Ahn et al., 1997; Kang, 1998; Yun et al., 2008, 2009). 또한 최근 Ham et al. (2016)의 연구에 따르면 열대 대서양의 해수면온도와 연관된 열대 위커순환의 변화가 우리나라 여름철 강수에 영향을 미칠 수 있음을 제시하였다.

이러한 장마의 경년변동 특성 및 그와 연관된 여러 기후요인에 대한 많은 연구들에 비해 상대적으로 장마의 장기변동에 대한 연구는 많지 않다. Ho et al. (2003)과 Ha et al. (2012)이 1970년대 중반 이후 우리나라 여름철 강수의 장기변화가 있고 특히, 8월 강수가 증가하여 우리나라 여름철 강수의 계절 구조에 장기변화가 있음이 제시된 바 있지만(Ho et al., 2003; Ha and Ha, 2006; Wang et al., 2007; Lee et al., 2010), 전반적으로 여름철 평균 강수량과 8월의 강수량 수십년 변화 분석에 초점을 맞추었다. 하지만, 우리나라 여름철 강수량의 기후값을 보면 6월말에서 7월 그리고 8월에서 9월 사이 기간에 두 개의 피크를 가지는 특성으로 볼 때(Ha et al., 2012; KMA, 2011a) 계절 내 변동성이 매우 강하므로 장마기간 동안의 강수량은 여름철 전체 또는 8월 강수와는 다른 장기변화 특성을 가질 가능성이 있다. 또한 장마가 동아시아 여름 몬순 시스템의 영향을 지배적으로 받는다는 측면에서 동아시아 여름 몬순이나 동아시아 여름철 강수량의 장기변화가 있음을 제시한 연구들이 있고(Kwon et al., 2005, 2007; Liu et al., 2011) 북태평양 아열대 고기압의 위치와 강도의 장기변화에 대해서도 보고 되고 있어(Hu, 1997; Zhou et al., 2009) 우리나라 장마기간 강수량의 장기변화 특성에 대한 연구가 진행될 필요가 있다.

본 연구에서는 우리나라 장마기간 강수량에서 장기

변화의 특징이 나타나는지 확인하고 그와 연관된 기후학적 요인이 무엇인지 분석하였다. 2장에서 본 연구에서 사용된 자료와 장기변화점을 찾기 위한 통계적 방법에 대해 소개한 후, 3장에서 우리나라 장마 강수량 십년 변화(decadal change)의 특징을 기술하였다. 4장과 5장에서는 십년 변화가 나타난 기후학적 원인에 대해 분석한 결과를 제시하였다.

## 2. 자료 및 방법

### 2.1 자료

장마기간 동안 강수량의 변동을 조사하기 위해서는 매년 장마의 시종과 기간에 대해 정의하는 것이 선행되어야 하는데, 장마의 시종 결정을 위해 고려되는 여러 요소들의 불일치로 매년 장마의 시종을 결정하는 것은 쉽지 않다(Ha et al., 2005a; Seo et al., 2011; Oh et al., 2014; KMA, 2011a). 기상청에서는 장마에 영향을 미치는 기단의 특성 및 한반도 주변 대기 순환 및 수분속 등을 분석하고, 우리나라를 지역별로 중부 및 남부로 나누어 장마의 시종을 발표하고 있다(KMA, 2011a). 뿐만 아니라 전국 평균 및 각 지점별 강수량 및 강수일수 자료를 생산하고 하는데, 이 통계자료는 1973년 이후 지속적으로 관측이 수행된 45개 관측소 자료에 기반하여 생산되므로 1973~2016년까지 활용 가능하다. 본 연구에서는 전국 평균 장마 강수량의 장기변화의 특성을 조사하기 위해, 활용 가능한 최대 기간인 1973~2016년 기간 동안 장마의 기간, 강수량 및 강수일수를 활용하였다.

장마 강수량 십년 변화의 기후학적 원인을 조사하기 위해 NCEP/NCAR Reanalysis의 500 hPa 지위고도와 연직속도 그리고 300 hPa과 850 hPa 바람 자료를 활용하여 대기 순환장을 분석하였다. 장마는 매년 그 기간이 다르므로 그와 연관된 기후학적 요인을 조사하기 위해 사용된 전지구 자료에 대해서는 일평균 자료를 활용하여 기후학적 장마기간인 6/25일~7/24의 기간(KMA, 2011a)에서 평균된 자료를 활용하였다. 본 연구에서는 장마의 십년 이상 특정 시기에서 평균된 장마의 특성 변화와 그것과 연관된 평균적인 대기상태를 조사하므로 기후학적 장마기간을 활용하는 것이 무리가 없을 것으로 판단하였고, 실제 기후학적 장마기간을 임의로 5일씩 앞뒤로 이동하며 기후학적 기간에 따른 연구 결과의 민감도를 조사하였지만, 큰 차이는 없었다.

열대 대류활동의 영향을 분석하고자 NOAA에서 제공하는 상향장파복사(Outgoing Longwave Radiation, OLR) 및 CMAP (CPC Merged Analysis of precipitation) 전지구 강수 자료를 활용하였다. 분석 전기간에 대한 일자료 확보가 어려운 상향장파복사는 1979~2013년

을 활용하였다. CMAP 전지구 강수의 경우에는 5일 평균 자료(Pentad)를 활용하여 1979~2014년의 Pentad 36~41을 사용하여 기후학적 장마기간의 열대 특성을 분석하였다.

2.2 연구방법

우리나라 장마기간 강수량 장기변화점을 객관적으로 찾기 위해 두 가지 통계적 기법을 활용하였다. 먼저, 비모수(non-parametric) 통계 기법인 Lepage-Test는 시계열의 분포특성에 상관없이 두 시계열의 사이의 HK 통계값을 비교하여 서로 얼마나 다른 성질을 보이는지에 대해 통계적 유의성을 테스트할 수 있다 (Lepage, 1971). HK 통계값은 Wilcoxon와 Ansari-Baradley 값을 조합하여 계산하는데 실제 계산 방법은 Yonetani and McCabe (1994)의 식을 따른다. 이 HK 통계값은 Chi-분포를 따르게 되고, HK 값이 각각 4.21, 5.99, 9.21을 넘어설 경우에 각각 90%, 95%, 99% 신뢰수준에서 통계적으로 유의하다. 본 연구에서는 장마기간 강수량 시계열에서 약 십년 시간규모의 변화점(decadal changing point)을 찾기 위해 총 44년간의 자료에서 1년씩 이동하며 18년(22년)을 추출하여 앞뒤 9년씩(11년) 두 기간의 시계열을 Lepage-Test하였다. 9년과 11년 구간을 테스트한 것은 변화의 주기에 따른 민감도를 테스트하기 위함이다.

Moving T-Test 기법은 두 시계열 평균의 차이에 대해 통계적 유의성을 검증하는 일반적인 student's T-Test를 활용한다(Ha et al., 2016). Lepage-Test와 같이 44년간의 장마 강수량 전체 시계열에서 18년(22년)을 추출하여 앞뒤 9년씩(11년) 두 기간의 시계열의 평균의 차이를 T-Test하고 이러한 과정을 1년씩 이동하며 연속적으로 진행하여 두 기간의 평균이 통계적으로 유의한 차이를 보이는 시기를 찾았다.

장마 강수량의 십년 변화가 나타나는 기간의 순환장 및 열대 대류활동을 비교하기 위해 두 기간 평균의 차이와 합성분석(composite analysis)을 활용하였다. 또한 십년 변화에 영향을 미쳤을 가능성이 있는 기후인자와 순환장과의 연관성을 조사하기 위해 회귀분석(regression analysis)을 수행하였다.

3. 장마의 십년 변화

3.1 장마 강수량 십년 변화

우리나라 장마기간 전국 평균 강수량의 시계열을 보면 약 100~700 mm까지 큰 경년변동을 보인다(Fig. 1a). 이를 1981~2010년의 평년값에 대한 비로 나타낸 평년비 시계열로 확인하면 더욱 뚜렷하다(Fig. 1b). 이러한 경년변동과 함께 십년 변화 경향이 약하게 나타

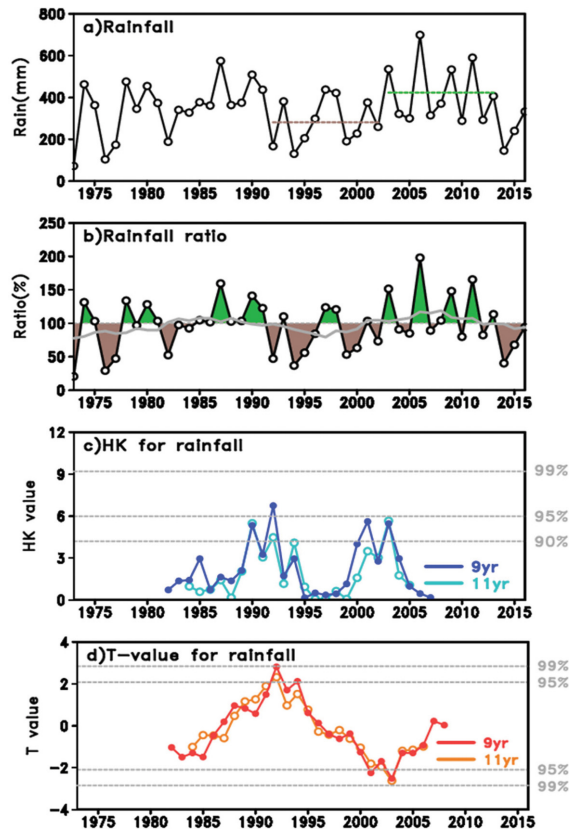


Fig. 1. Time-series of (a) Changma rainfall and (b) Changma rainfall ratio during 1973~2016. Statistical significance of decadal change of Changma rainfall by (c) Lepage-Test and (d) moving T-Test. Brown (Green)-dashed line in (a) denotes the mean value in P1 (P2) decade. Gray line in (b) represents 11-running mean of rainfall ratio.

난다. 다양한 기후요소의 영향을 복합적으로 받는 우리나라 장마의 특성으로 인해 경년변동에 비해 상대적으로 십년 변화의 강도가 약하고, 확보된 자료 기간(1973~2016년)의 한계 때문에 특정 주기의 장기변동을 제시하기는 어려워 보이지만, 전반적으로 약 십년 기간을 가지고 강수가 증감하는 경향이 있다. 1980년대에 강수가 평년보다 많은 경향을 보이다가 1990년대 초반에서 2000년대 초반에는 강수량이 크게 감소하고 그 이후 십여 년 간은 다시 증가하는 특징을 보인다. 또한 최근 3년간은 장마 강수가 다시 적어지는 특징이 나타난다. 통계적 유의성을 검증하기 위해 Lepage-Test와 Moving T-Test를 활용하여 약 십년 주기의 변화점을 찾은 결과, Moving T-Test에서는 1991~1992년 그리고 2002~03년 전후에서 모두 95% 신뢰수준에서 유의한 십년 변화가 뚜렷하게 나타났다(Fig.

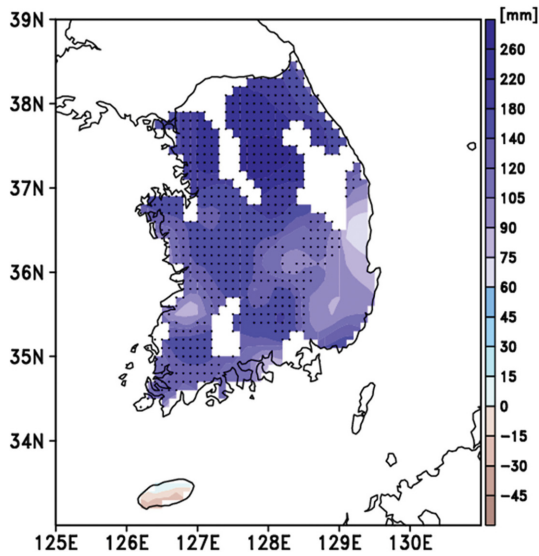


Fig. 2. Difference between mean Changma rainfall in P1 and P2 decade. White grids denote the missing value. Black dots represent the grid point satisfied the 95% confidence level.

ld). Lepage-Test의 경우에도 9년과 11년의 구간에 따라 다소 차이는 있지만 1990년대 초와 2000년대 초에서 90% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 십년 변화가 나타났다(Fig. 1c). 본 연구에서는 십년 변화의 특징이 가장 뚜렷했던 2000년대 초반을 기준으로 강수량이 평년보다 뚜렷하게 적은 1992~2002년 기간(이후 P1)과 평년에 비해 많은 특징이 뚜렷한 2003~2013년 기간(이후 P2)의 장마 강수의 특성을 분석하고 이러한 십년 변화의 원인을 조사하였다.

실제 이 두 기간의 장마기간 동안 강수량을 비교하면 P1 기간에는 평균 281.2 mm의 강수가 기록된 반면, P2 기간에는 422.9 mm의 강수가 내려 P2 기간에 141.7 mm의 강수가 더 내렸다. 또한 P1 기간에는 평년의 120% 이상 많은 강수를 기록한 해는 두 해 밖에 없었고, P2 기간에는 평년의 80% 이하로 적은 강수를 기록한 해는 한 해에 불과하여 뚜렷한 장마강수의 십년 변화가 이 두 기간에 나타났음을 알 수 있다. 이 십년 변화의 공간적인 분포를 보면(Fig. 2), 우리나라 전역에서 P2 기간 동안 P1 기간에 비해 많은 강수가 내렸고 특히, 서울·경기를 비롯한 강원도에서 그 차이가 가장 크게 나타났다. 반면, 제주도에서는 이러한 경향이 약하고 서귀포에서는 오히려 P2 기간에 비해 P1 기간에 더 많은 강수가 내려 반대의 특징이 나타났다. 이러한 공간분포 특징의 원인에 대해서는 4장에서 우리나라 장마의 십년 변화의 기후학적 원인과 함께 다시 논의할 것이다.

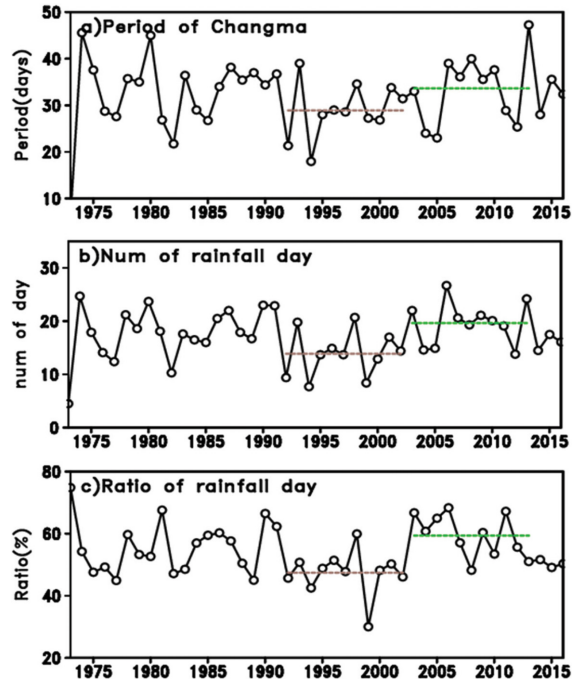
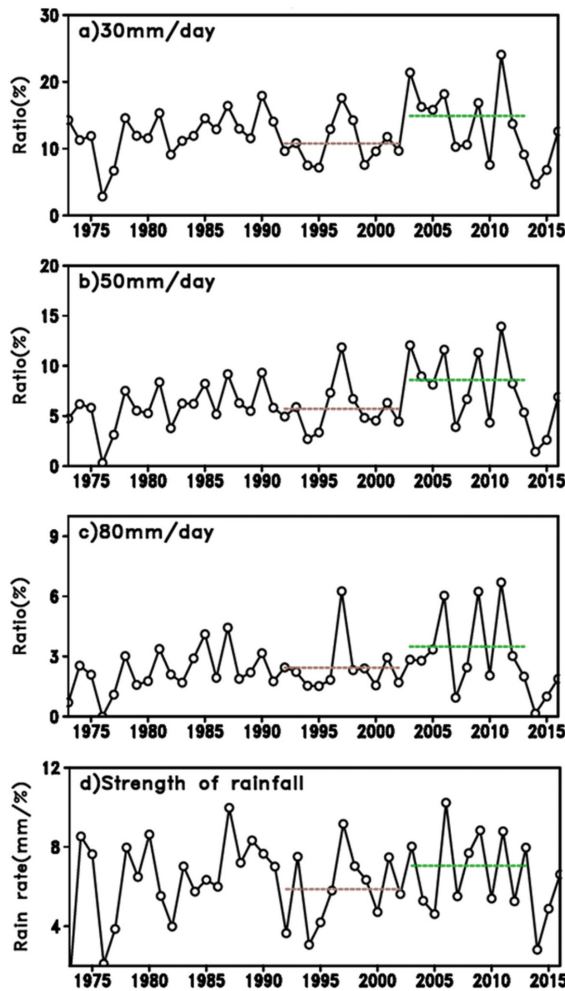


Fig. 3. Time-series of (a) period of Changma, (b) Changma rainfall days and (c) ratio of Changma rainfall day during 1973~2016. Brown (Green)-dashed line in denotes the mean value in P1 (P2) decade.

### 3.2 장마 강수일수 및 강수강도의 십년 변화

2002~03년 기준의 장마 강수량 십년 변화가 강수의 어떤 특성에서 비롯되었는지 확인하기 위해 장마의 기간, 강수일수 및 강수강도의 변화를 조사하였다. Figure 3a는 기상청 장마 통계자료에 기반한 장마기간의 시계열을 보여준다. 장마의 기간도 큰 경년변동을 보이는데 짧게는 20일에서 오래 지속된 경우는 45일 이상 지속된 해도 나타난다. P1 기간과 P2 기간을 비교하면, P1 기간 동안 평균 장마기간은 28.9일이었던 반면, P2 기간에는 33.6일을 기록해 4.7일 증가하였지만, 이 변화가 통계적으로 유의하지는 않았다.

장마기간 강수일수의 경우, P1 기간(13.9일)에 비해 P2 기간(19.7일)에 증가하는 경향이 뚜렷하다(Fig. 3b). 하지만 강수일수는 장마기간이 길어지면 증가할 가능성이 높기 때문에 실제 장마기간 동안 얼마나 빈번하게 비가 내렸는지를 두 기간에서 동등하게 비교하기 위해, 매년 장마기간 중에 비가 내린 날이 몇 일 인지의 비율(강수일수비율)을 계산하고 이 강수일수비율의 두 기간 평균을 비교하였다(Fig. 3c). 그 결과, P1 기간에는 평균적으로 장마기간 중 47.3%에서 비가 내린 반면, P2 기간에 비가 내린 비율은 59.4%로



**Fig. 4.** Time-series of ratio of Changma rainfall day with the strength of (a) 30 mm day<sup>-1</sup>, (b) 50 mm day<sup>-1</sup> and (c) 80 mm day<sup>-1</sup>. (d) Time-series of mean strength of rainfall. Brown (Green)-dashed line in denotes the mean value in P1 (P2) decade.

P2 기간의 장마 때가 P1 기간의 장마에 비해 약 12.1%의 강수일수비율 증가가 나타났다. 이는 P2 기간 동안 P1 기간에 비해 장마기간이 길어졌지만 비가 내린 날이 더 많이 증가하여 강수가 증가하였음을 의미한다. 또한 강수일수비율 십년 변화의 통계적 신뢰성을 Lepage-Test와 Moving T-Test를 수행한 결과, 2002~03년을 기준으로 그 전후 기간에 대해 99% 신뢰수준에서 통계적으로 유의함을 확인하였다(그림 생략). 이는 2000년대 초반 장마 강수량의 십년 변화에 강수일수비율의 변화가 크게 기여하였음을 의미한다.

장마 강수량 십년 변화와 강수강도 사이의 연관성

이 있는지 확인하기 위해 두 기간에 대해 강수강도 (30 mm day<sup>-1</sup>, 50 mm day<sup>-1</sup>, 80 mm day<sup>-1</sup>)에 따른 강수일수비율을 비교하였다(Fig. 4). 강수강도 별 강수일수는 매년 장마기간 동안 각 관측지점 마다 30 mm day<sup>-1</sup>, 50 mm day<sup>-1</sup>, 80 mm day<sup>-1</sup> 이상의 강수일수를 기록하여 합하고 관측지점의 총 수로 나누어 생산한다. 따라서 30 mm day<sup>-1</sup> 이상의 강수일수는 50 mm day<sup>-1</sup>와 80 mm day<sup>-1</sup> 이상의 강수일수를 포함하고 있다. 결과를 보면 80 mm day<sup>-1</sup> 이상의 강한 강수의 경우에 P1 기간에는 2.4%에서 P2 기간에 3.4%로 약 1% 증가하였지만 통계적으로 유의하지 않았다. 반면, 30 mm day<sup>-1</sup>와 50 mm day<sup>-1</sup> 이상의 강수일수비율은 각각 P1 기간에는 10.7%와 5.7%였고 P2 기간에는 14.8%와 8.5%로 모두 95% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 증가를 보였다. 이 결과는 P2 기간의 30 mm day<sup>-1</sup>와 50 mm day<sup>-1</sup> 이상 강한 강수가 P1 기간에 비해 빈번하게 발생하였음을 의미한다. 하지만 두 기간의 장마기간 강수량을 강수일수비율로 나눈 평균강수강도를 비교하면 P2 기간이 P1 기간에 비해 다소 강하지만 장마강수비율의 증가가 컸기 때문에 평균강수강도의 차이가 통계적으로 유의하지는 않았다(Fig. 4d).

### 3.3 장마 강수량의 십년 변화에 태풍의 영향

태풍은 주로 늦봄부터 가을철까지 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 함께 우리나라를 포함하여 동아시아에 직접적인 영향을 미친다(KMA, 2011b). 열대의 수증기를 많이 머금은 태풍은 직접 영향을 미칠 경우 한 번에 수십에서 수백 mm의 강수를 내리므로 연구의 목적에 따라 태풍의 영향에 대한 고려가 필요하다. 본 연구에서는 열적 성질이 다른 기단에 의해 형성된 장마전선과 연관된 강수의 십년 변화를 조사하므로 태풍의 직접적인 영향이 있는지를 확인할 필요가 있다. 선행연구들에서 직접 영향 태풍의 분류와 그 영향의 산정하는 여러 방법들이 있지만, 본 연구에서는 태풍백서(KMA, 2011b)에서 분류된 한반도 직접 영향태풍의 영향기간이 장마기간에 포함될 경우, 해당 날짜의 전국 평균 강수량과 강수일수를 태풍의 직접 영향에 의한 것으로 가정하는 간단한 방법을 사용하였다.

먼저, 장마기간 동안 우리나라에 직접 영향을 미친 태풍의 통계적 특성을 보면, 매년 0~2개, 태풍의 직접 영향 영향에 의한 전국 평균 강수량의 경우, 적게는 약 20~30 mm, 많게는 약 150 mm까지 강수를 뿌린다. P1 기간과 P2 기간의 직접 영향을 미친 태풍의 평균 수는 두 기간 모두 6개로 차이가 없었으며, 직접 영향에 따른 강수량은 P2 기간(24.7 mm)이 P1 기간(29.7 mm)에 비해 다소 많은 경향을 보였다. 반면, 직접 영향태풍에 의한 평균 강수일수는 P2 기간(1.6



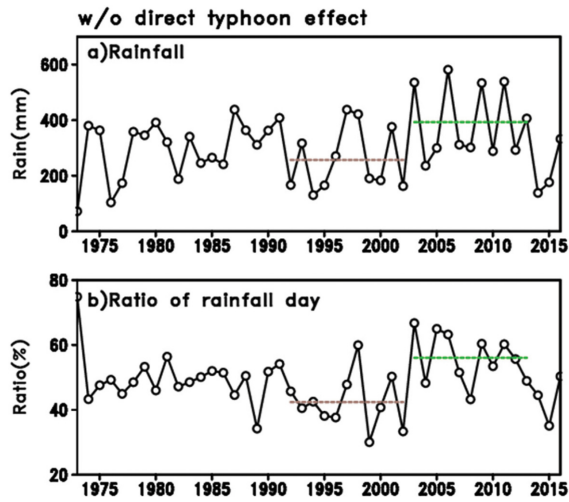


Fig. 5. Time-series of (a) rainfall and (b) ratio of rainfall day which removed the direct impact of typhoon during Changma period. Brown (Green)-dashed line in denotes the mean value in P1 (P2) decade.

일이 P1 기간(1.1일)에 비해 다소 적은 것으로 나타나 강한 강수강도를 가지는 강수일수의 증가에 태풍이 기여했을 가능성이 있다. 하지만 중요한 사실은 이러한 태풍에 의한 직접 영향을 장마기간 강수량에서 제거하더라도(Fig. 5a) P1과 P2 기간에서 나타나는 십년 변화는 95% 신뢰수준에서 통계적으로 유의하였다. 강수일수비율의 경우에도(Fig. 5b) 태풍의 직접 영향이 제거 후에도 99% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 변화가 P1과 P2 기간 사이에서 나타났다. 이러한 결과는 장마기간 강수량의 십년 변화가 태풍과 같은 이벤트성 현상의 영향 보다 장마 자체 특성의 변화에 의해 나타났을 가능성이 높음을 의미한다.

#### 4. 장마 강수량 십년 변화의 원인

P1 기간과 P2 기간 사이의 장마 강수량 십년 변화와 연관된 기후요인을 찾기 위해, 각 시기에서 평균된 장마기간 상·하층 순환장(300 hPa 동서바람, 500 hPa 연직속도 및 지위고도, 850 hPa 유선함수)과 공기의 열적 상태(상당온위) 그리고 열대 대류활동을 비교하였다. 먼저, 두 기간 각각에서 평균된 300 hPa에서의 동서방향 바람장과 비교하면(Figs. 6a and 6b), P1 기간에는 우리나라 상공에서 바람이 강해지기 시작해 일본 동쪽인 북태평양에서 피크가 나타난다. 동서바람이 강해지는 지역 남쪽에서는 이차순환에 의한 상승운동이 유도될 수 있는데(Shapiro, 1981; Holton, 2004) 실제, 500 hPa 연직속도를 보면 동서바람이 강

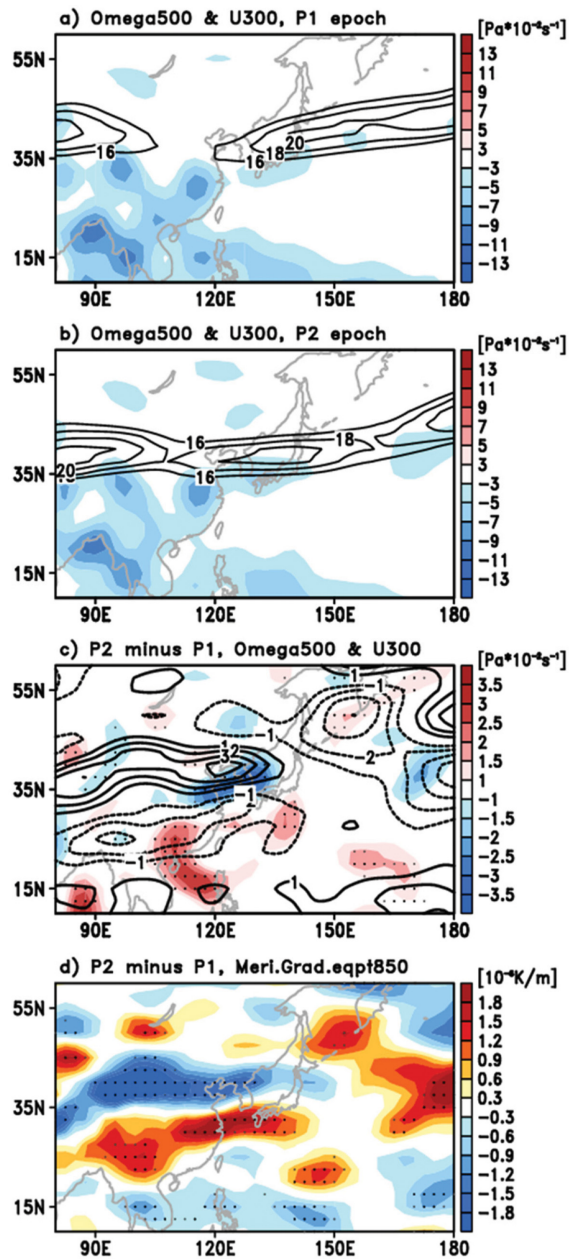
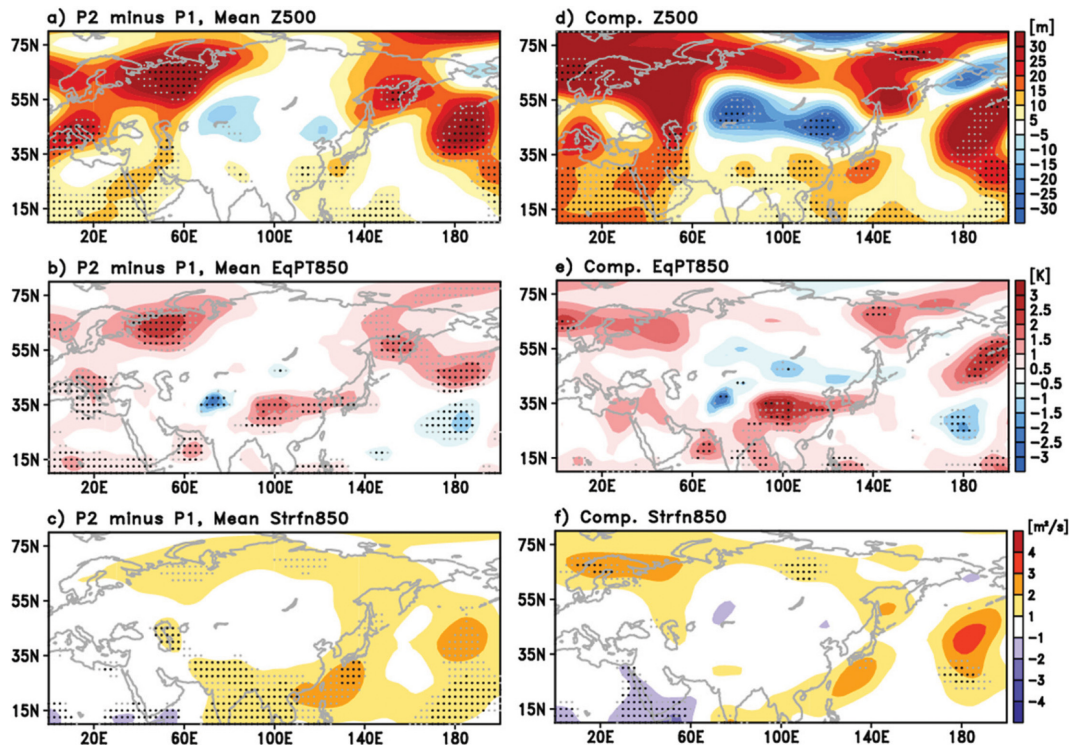


Fig. 6. Mean omega at 500 hPa (shading) and zonal wind at 300 hPa (contour) during (a) P1 decade and (b) P2 decade. Mean difference in (c) omega at 500 hPa, zonal wind at 300 hPa and (d) meridional gradient of equivalent potential temperature at 850 hPa between P1 decade and P2 decade.

해지는 지역의 남쪽인 일본 남부에서 상승운동이 존재한다(Fig. 6a). 반면, P2 기간에는 동서바람의 피크를 나타내는 지역이 P1 기간에 비해 우리나라 쪽으로



**Fig. 7.** Mean difference in (a) geopotential height at 500 hPa, (b) equivalent potential temperature at 850 hPa and (c) stream function (multiplied by  $10^6$ ) at 850 hPa between P1 decade and P2 decade. Composite difference in (d) geopotential height at 500 hPa (e) equivalent potential temperature at 850 hPa and (f) stream function at 850 hPa between P1 decade and P2 decade. Gray (black) dots represent the grid point satisfied the 90% (95%) confidence level.

그리고 다소 북상하여 위치하고 상승운동이 나타나는 지역의 피크도 북상하여 북한과 우리나라 전역에서 뚜렷하게 상승운동이 나타나는 것을 알 수 있다(Fig. 6b). 동서바람과 상승운동이 P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 강해진 지역을 명확히 확인하기 위해 두 기간 차이를 비교한 결과(Fig. 6c), 동서바람은 북한지역에서 우리나라 북서쪽까지 가장 강화되고 그 남쪽으로 중국 중동부에서 우리나라까지 상승운동이 강화된 특징이 나타난다. 이러한 특징으로 볼 때 P2 기간이 P1 기간에 비해 우리나라 주변에서 상승운동이 강해진 것은 동서바람의 변화와 연관된 이차순환의 변화로 해석할 수 있을 것 같다. 또한 P2 기간 장마 강수량의 증가는 이 연직운동의 변화와 직접적으로 연관된 것으로 판단된다.

우리나라 주변 상층 동서바람의 강화는 동아시아 여름 몬순과 연관된 기단의 남북방향 성질의 차이가 P1 기간에 비해 P2 기간에 상대적으로 북쪽에서 강하였음을 의미할 수 있는데, 실제 두 기간 사이 850 hPa에서의 상당운위의 남북방향 경도의 분포를 보면(Fig. 6d), 앞서 제시한 동서바람의 차이와 유사한 형태로

우리나라 남쪽으로 경도가 약화되고 북한 지역을 중심으로 우리나라 중부까지 경도가 강해져, P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 북쪽에서 장마전선이 형성되기 좋은 조건이었음을 확인할 수 있다. 아래 4.1절과 4.2절에서 중위도 기압계와 북태평양 고기압의 십년 변화의 조사결과를 통해 우리나라 장마강수의 십년 변화의 기후학적 원인을 분석하였다.

#### 4.1 유라시아 중위도 기압계의 변화

두 시기에서 평균된 장마기간 상층 순환장(500 hPa 지위고도)을 비교하기 위해 P2 기간에서 P1 기간을 뺀 차이를 조사하였다(Fig. 7a). 우랄산맥을 중심으로 동유럽에서 러시아 북서부까지 폭넓은 양의 지위고도가 나타나고 오호츠크 해 지역에서도 양의 지위고도가 강하다. 그 사이에 위치한 바이칼 호 부근과 그 남쪽인 만주지역에서는 다소 약하지만 전반적으로 음의 지위고도가 나타난다. 850 hPa 상당운위의 두 기간 차이의 분포를 보면(Fig. 7b) 고기압성 순환이 강한 우랄산맥 부근과 캄차카반도 부근에서 양의 값이 강하고 그 사이 지역인 시베리아와 몽골 그리고 만주지역

까지 약한 음의 값을 보이거나 두 기간의 차이가 적은 특징을 나타낸다. 이 특징은 P1 기간에 장마 강수량 순위 중 하위 5개 해를, P2 기간에 강수량 순위 중 상위 5개 해를 선정하여 합성하고 그 차이를 분석한 결과(Fig. 7c)에서 더 뚜렷하게 나타난다. 특히 우리나라 북쪽인 만주 지역에서의 음의 지위고도 편차가 강하고 상당온위의 두 기간 차이에서도(Fig. 7e) 비록 통계적으로 유의하지는 않지만 북한과 만주지역에서 음의 값을 보여 P1 기간 장마강수가 적은 사례들에 비해 P2 기간에 장마강수가 많은 사례들에서 상대적으로 우리나라 북쪽에 차가운 공기가 위치하고 있었음을 알 수 있다. 이러한 중위도 기압계와 연관된 우리나라 북쪽의 순환장 및 공기의 열적 상태가 남쪽의 상대적으로 온난다습한 성질의 북태평양 고기압성 순환 및 맞물리는 경우, 우리나라 부근에서 남쪽과 북쪽 기단 사이의 경도를 크게 하고 일반적으로 두 기단 사이에서 형성되는 장마전선을 발달시킬 수 있는 좋은 조건이다.

#### 4.2 북태평양 고기압의 변화

P1 기간과 P2 기간 평균 500 hPa 지위고도 차이(Fig. 7a)에서 유라시아 대륙에서의 순환장 패턴과 함께 또 하나 두드러진 특징은 동중국해에서 일본 남쪽까지 양의 지위고도 값이 나타나는 것이고 상당온위의 차이에서는(Fig. 7b) 우리나라 주변에서 양의 값이 뚜렷하다는 것이다. 이는 P1 기간에 비해 P2 기간 동안 상대적으로 북태평양 고기압의 동아시아로 더 크게 확장하였고 그것과 함께 열대의 따뜻하고 습한 공기가 우리나라로 확장한 것으로 해석될 수 있다. 이는 상대적으로 차가운 우리나라 북쪽의 기단과 맞물려 우리나라 주변 기단 사이의 경도가 커지는데 기여하고 전선이 형성되기 좋은 조건을 제공한다. 실제, 앞서 두 기간 상당온위의 남북경도의 차이에서(Fig. 6d) P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 북쪽에서 남북경도가 커졌음을 제시하였다. 북태평양 고기압의 변동은 장마 강수량의 변동에 직접적으로 영향을 미치는 매우 중요한 기후인자인데, 두 기간에서의 평균적인 5820 m 지위고도선과 5880 m 지위고도선을 비교하면(Fig. 8), 일반적으로 북태평양 고기압의 세력을 의미하는 5880 m선이 P2 기간 동안 P1 기간에 비해 크게 확장되어 있는 것을 알 수 있다. 특히 동서방향 뿐만 아니라 북쪽으로도 확장되어 있어 5880선이 일본 큐슈 지방까지 북상하고 그와 함께 통계적으로 유의한 변화는 아니지만 5820선도 P1 기간에 비해 P2 기간에 다소 북쪽에 위치해 있는 특징이 있다. 우리나라 장마기간 동안 5820 m선이 전선의 위치와 일치하는 경향과(KMA, 2011a) 함께 P2 기간에 상당온위의 남북경도가 중부와 북한 지역에서 강화된 것을 고

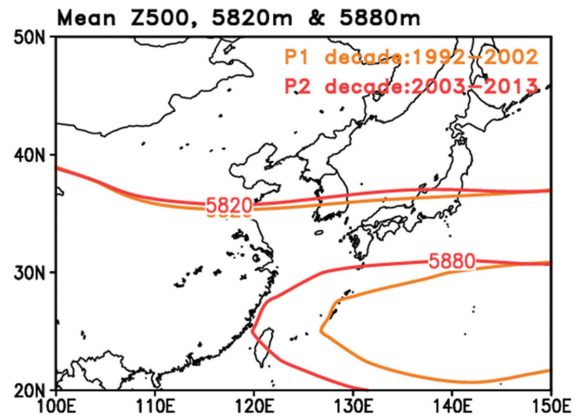


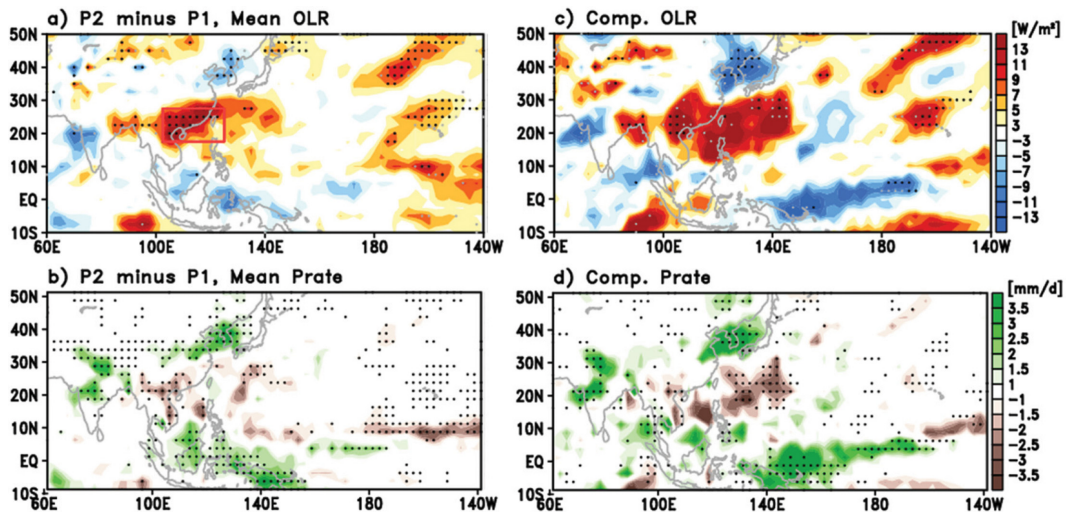
Fig. 8. 5820 m and 5880 m lines of geopotential height at 500 hPa averaged in P1 and P2 decade.

려할 때(Fig. 6d), 장마전선도 P2 기간에 상대적으로 북쪽에서 활동하였을 가능성이 있음을 추정해 볼 수 있다. 3.1절에서 언급된 장마 강수량 십년 변화의 공간적인 특징-P2 기간 동안 P1 기간에 비해 강수가 많은 특징은 중부지방에서 더욱 뚜렷하고 제주도의 경우 그 경향이 약하고 서귀포의 경우 P1 기간에 비가 더 많이 내려 반대의 변화 경향이 나타남- 또한 북태평양 고기압 확장에 따른 장마전선의 우리나라 중부 지방 활동의 강화와 연관되어 있을 가능성이 있다.

P2 기간 북태평양 고기압의 발달과 연관되어서 대기 하층에서는 중국 남부에서 일본 동쪽까지 고기압성 편차가 두드러지고 이를 따라 습윤한 남풍 또는 남서풍이 우리나라로 유입될 수 있는 패턴이 나타난다(Fig. 7d). 이는 원활한 수증기 공급을 통해 기단의 열적 성질의 차이와 함께 P2 기간 장마 강수량의 증가에 기여하였을 것으로 판단된다. 이러한 북태평양 고기압의 십년 변화의 특징은 P1 기간 강수가 적었던 사례와 P2 기간 강수가 많았던 사례들의 합성장 차이에서도 유사하게 나타났다(Fig. 7f). 이는 P2 기간 장마강수가 많았던 해에 실제 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 있었음을 의미하기 때문에 장마 강수량의 십년 변화가 북태평양 고기압의 십년 변화가 연관되어 있음을 의미한다.

지금까지의 두 기간의 순환장 및 기단의 상당온위 차이 분석에서 한 가지 언급해야 하는 부분은 북태평양 고기압의 확장과 연관된 하층의 순환장과 상당온위의 두 기간 평균의 차이는 우리나라 주변에서 통계적으로 유의하였던 반면, 사례를 뽑아 합성도의 차이를 분석한 경우에는 유의성이 약해지는 특징이 나타난다. 이러한 특징은 적은 샘플로부터의 합성장 차이에 따른 통계적 유의성 확보의 어려움뿐만 아니라 영역이 좁은 우리나라에서 순환장의 적은 변화에도 장





**Fig. 9.** Mean difference in (a) OLR and (b) precipitation rate between P1 decade and P2 decade. Red box in (a) indicates the region over southern part of China and northern part of South China Sea. Composite difference in (c) OLR and (d) precipitation between P1 decade and P2 decade. Gray (black) dots represent the grid point satisfied the 90% (95%) confidence level.

마강수가 민감하게 반응하는 특성이 반영된 것으로 판단된다. 일 예로 전반적인 북태평양 고기압의 확장으로 북서태평양 지역의 고기압성 순환이 강해지더라도 이 고기압성 순환이 우리나라를 완전히 덮어버리거나 반대로 우리나라까지 미처 확장하지 못하면 오히려 강수량이 적을 수 있다. 실제 본 연구에서 장마 강수량이 적었던 1995년이 북서태평양 지역의 고기압은 발달하였지만 우리나라까지 확장하지 못한 케이스로 분석되었다(그림 생략). 그럼에도 불구하고 전반적으로 합성장 차이와 평균장 차이의 패턴이 비슷하고 합성장 차이 분석을 위해 뽑힌 각각의 케이스를 조사한 결과, P1과 P2 기간 각각 한 케이스를 제외하고 대다수의 케이스가 합성장의 패턴과 유사한 특징을 보여 강수가 많았을 때 북태평양 고기압의 확장이 있었음을 뒷받침할 수 있을 것으로 생각된다.

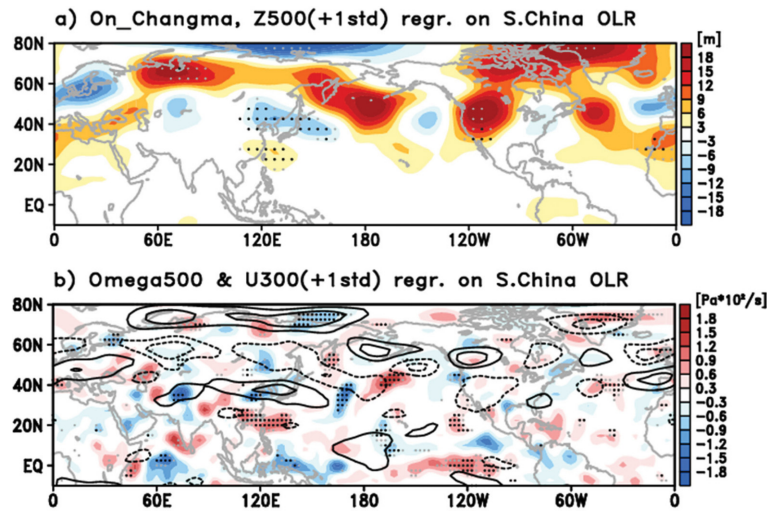
북태평양 고기압의 동아시아 확장은 서태평양 열대·아열대 지역의 대류활동과 밀접하게 연관되어 있다 (Wang et al., 2000; Wang and Chan, 2002; Kwon et al., 2005; Zhou et al., 2009). P2 기간 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 해양과 열대 대류활동과 어떤 연관성이 있는지 조사하기 위해 상향장파복사 및 강수에 대해 두 기간 평균의 차이를 조사하였다(Figs. 9a and 9b). 열대와 아열대 서태평양 지역의 차이가 뚜렷한데, P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 적도 서태평양에서 대류가 강해 강수량이 많고 그 북쪽인 아열대의 중국 남부와 남중국해 그리고 일본 남쪽은 대류가 억제되어 강수량이 적은 특징이 나타났다. 그 북쪽인 우리나라에서는 P2 기간 강수량이 많고 대류활동

이 강한 특징이 뚜렷하였다. 특히, P2 기간 동안 중국 남부와 남중국해 지역에서의 대류활동 약화는 앞서 제시한 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 밀접하게 연관되어 있을 것으로 판단된다. 이러한 특징은 두 기간에 강수량이 많았던 해와 적었던 해 각각의 합성장 사이의 차이에서도 뚜렷하게 나타나(Figs. 9c and 9d), 실제 P2 기간의 장마 강수가 많았던 사례에서 중국 남부 및 남중국해 대류활동 억제와 연관된 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 나타났음을 알 수 있다.

서태평양 열대 및 아열대 지역은 지구온난화의 경향이 강하게 나타나는 지역 중 하나로(L'Heureux et al., 2013; Whan et al., 2014) 북태평양 고기압의 동아시아 확장에 증가 경향은 없는지 1973년 이후 자료를 활용하여 북서태평양 아열대 지역의 지위고도의 경향을 확인한 결과, 장기 선형추세에서 약한 증가 경향이 있지만 통계적으로 유의하지 않았고 우리나라 장마 강수의 십년 변화 유사한 변화가 1980년대부터 2000년대까지 뚜렷하게 나타나는 것으로 보아 자체적인 장기 변화의 성분도 존재하는 것으로 생각된다(그림 생략).

### 5. 장마 강수량의 십년 변화에 기후인자의 역할

앞서 4장에서 제시된 것처럼 우리나라 2000년 초반 장마 강수량의 십년 변화 즉, P2 기간 장마 강수량이 증가한 것은 중위도 기압 패턴의 변화와 북태평양 고기압의 동아시아 확장에 따른 우리나라 주변에서 순



**Fig. 10.** (a) Geopotential height anomaly at 500 hPa, omega (shading) at 500 hPa and zonal wind (contour) at 300 hPa regressed on S.China OLR index. Gray (black) dots represent the grid point satisfied the 90% (95%) confidence level.

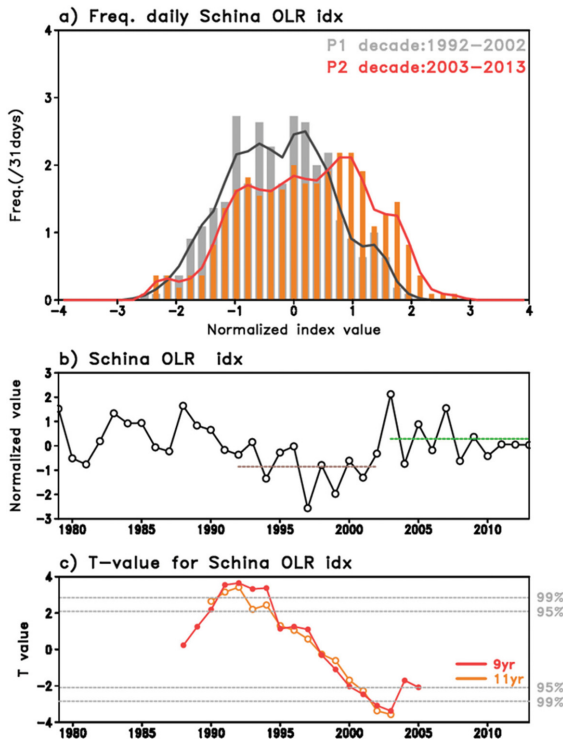
환장 차이와 기단 성질의 남북경도가 커져 전선의 발달과 수증기 공급이 원활한 환경을 조성한 것이 원인으로 판단된다. 이러한 북태평양 고기압의 강화 및 확장은 중국 남부 및 남중국해 대류활동의 약화와 연관이 되어있는데, 실제 이 기후인자가 경년변동 시간규모에서 우리나라 주변 순환장과 연관되어 있는지 확인하고 최종적으로 이 기후인자의 장기변화 특성이 우리나라 장마 강수량의 십년 변화를 설명할 수 있는지 조사하였다.

중국 남부와 남중국해의 대류활동이 두 기간의 장마 강수량 차이를 만든 패턴과 연관되어 있는지 확인하기 위해 두 기간 차이가 뚜렷하였던 102.5°E~125°E, 17.5°N~27.5°N 영역에서 평균된 상향장과복사를 지수로 하여 대기 순환장에 대해 회귀분석을 수행하였다 (Fig. 10). 경년변동 시간규모에서의 상관성을 보기 위해 P1과 P2 기간에 대해 각각의 평균을 제거한 후 P1에서 P2 기간까지 22년간의 상관성을 조사하였다. P1과 P2 기간 각각에 대해 분석하여도 결과에 큰 차이는 나타나지 않았다. 회귀분석 결과를 보면 중국남부와 남중국해 북부에서는 대류활동과 직접 연관되어 양의 상관성이 나타나고 그 북쪽으로 중국 북동부에서 일본에 이르는 긴 저기압성 편차 그리고 태평양을 거쳐 북미까지 파동 패턴이 나타난다(Fig. 10a). 300 hPa에서의 동서방향 바람장 및 500 hPa에서의 연직속도와의 회귀분석에서도 중국 남부와 남중국해 북부지역 대류활동이 약할 경우, 중국 북부에서 우리나라를 포함하여 일본 동쪽까지 상층 동서바람이 강해지는 특징이 뚜렷하고 중국 중동부에서 우리나라까지 상층 운동이 나타난다(Fig. 10b). 이러한 특징들은 앞서 4

장에서 제시한 P1과 P2 기간 평균 차이에 나타난 특징(Figs. 6 and 7)과 전반적으로 유사하여 중국 남부 및 남중국해 대류활동의 변화가 장마와 연관된 우리나라 주변 순환장의 변화에 영향을 미칠 수 있음을 의미한다. 또한 선행연구(Kwon et al., 2007; Zhou et al., 2009)에서도 북서태평양 아열대 지역의 강수 및 대류활동이 우리나라와 일본지역의 순환장에 영향을 미칠 수 있음을 제시하고 있어 본 연구에서의 결과를 뒷받침할 수 있을 것으로 판단된다.

그러면 실제 이 대류활동의 변화가 2002~03년을 기준으로 변하는 우리나라 장마 강수량의 십년 변화를 설명할 수 있는지를 조사하였다. P1 기간과 P2 기간 사이의 일평균 남중국해 및 중국 남부 지역 상향장과 복사 지수의 강도에 따른 발생 빈도를 보면(Fig. 11a), P1 기간에는 이 지역에서 대류활동이 강했던 날이 많았던 반면, P2 기간 동안 억제되었던 날이 지배적으로 많았음을 알 수 있다. 특히 P2 기간 빈도함수가 전체적으로 양의 방향으로 이동한 특징을 보여준다. 이러한 특징은 월평균 시계열에서도 P1 기간 평균값이 음의 값에서 P2 기간은 양의 값으로 바뀐 것을 확인할 수 있다. 또한 우리나라 장마 강수량의 십년 변화와 같이 2002~03년을 중심으로 십년 변화가 매우 뚜렷하게 나타났고 P1과 P2 기간 평균의 변화는 99% 유의수준에서 통계적으로 유의하였다(Figs. 11b and 11c). 이 결과는 2002~03년 전후의 우리나라 장마 강수량의 십년 변화가 중국 남부 및 남중국해 대류활동의 변화와 연관된 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 밀접하게 연관되어 있음을 의미한다.

한 가지 특징적인 것은 북서태평양 아열대 지역인



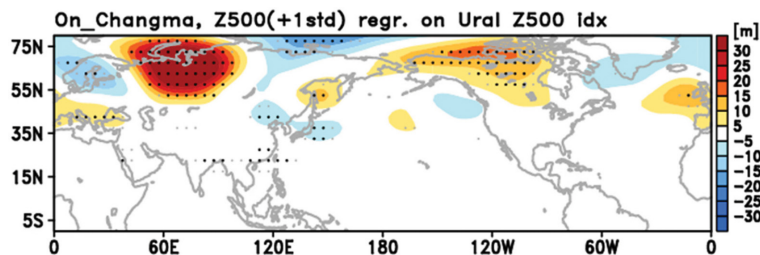
**Fig. 11.** (a) Frequency of daily Schina OLR idx during Changma period of P1 and P2 decade. (b) Time-series of Schina OLR index. Brown (Green)-dashed line in denotes the mean value in P1 (P2) decade. Statistical significance of decadal change of (c) Schina OLR index by moving T-Test.

중국남부와 남중국해 지역 상향장파복사 지수와 연관된 패턴을 찾았음에도 불구하고 우랄산맥 부근의 500 hPa 순환장과 통계적으로 유의한 양의 상관성이 나타나는 것이다(Fig. 10). 실제 우랄산맥 부근 순환장과 상향장파복사 지수 사이에 상관성은 0.35로 통계적으로 유의하다. 중국과 남중국해 북부 지역에서의 대류 활동이 원격상관을 통해 태평양과 대서양을 거쳐 유

라시아 대륙의 순환장에 영향을 미칠 가능성이 없지는 않지만, 우랄산맥 부근 순환장의 변동의 대부분을 지배한다고 판단하기에는 무리가 있다. 또한 두 요소의 상관성은 통계적으로 유의하지만 그 값이 크지 않아 서로의 변동의 일부만을 설명할 수 있기 때문에 우리나라 풍상측에 위치한 우랄산맥 부근에서의 순환장 자체의 변화가 우리나라 북쪽의 순환장 변화에 영향을 미칠 가능성은 충분하고, 선행연구들에서도 여름철 유라시아 대륙을 거쳐오는 파동 패턴을 제시한 바 있다(Barnston and Livezey, 1987; Sun and Wang, 2012; Lin, 2014). 실제, 이 지역(60°E~90°E, 57.5°N~70°N)의 지위고도를 지수로 만들어 북반구 지위고도와의 상관성을 조사해 보면(Fig. 12), 지수를 만든 우랄산맥 부근에 강한 고기압성 순환, 풍하측인 시베리아 지역에서는 약하지만 저기압성 순환이 나타나고 우리나라 북쪽에서 일본까지 저기압성 편차가 뚜렷해, 우랄지역의 고기압성 순환의 발달이 우리나라 북쪽에서 저기압성 순환의 발달과 연관되어 있었다. 이 패턴은 Sun and Wang (2012)가 제시한 NAO와 연관된 원격상관 패턴 그리고 Lin (2014)이 제시한 스칸디나비아 패턴과도 유사한 특징을 보인다. 이러한 결과는 우리나라 장마기간 풍상측의 기압계에 따라 우리나라 주변 순환장이 영향을 받을 수 있음을 의미하는데, 이 순환장의 변화가 우리나라 장마전선과 강수의 변동에 어떻게 영향을 미치는지에 대한 명확한 이해를 위해서는 보다 상세한 분석이 필요할 것으로 판단된다.

## 6. 결론 및 토의

본 연구에서는 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화의 특성과 그 기후학적 요인에 대해 조사하였다. 2000년대 초반을 기준으로 1992~2002년에 비해 2003~2013년에 강수량이 뚜렷하게 많은 특징이 나타났으며, 이러한 십년 변화는 장마기간 동안 비가 내린 날의 비율의 증가가 그 원인으로 파악되었고 특히, 30 mm day<sup>-1</sup>와 50 mm day<sup>-1</sup> 이상의 강한 강도를 가지고 비



**Fig. 12.** Geopotential height anomaly at 500 hPa regressed on Ural Z500 index. Gray (black) dots represent the grid point satisfied the 90% (95%) confidence level.

가 내린 날이 증가한 특징도 함께 나타났다.

이 두 기간 장마 강수량의 십년 변화는 P1 기간 대비 P2 기간에 북태평양 고기압이 동아시아 확장함에 따라 우리나라 남북의 순환장과 열적 성질의 남북경도가 강해져 장마전선 발달에 호조건을 제공한 것으로 판단된다. 이러한 P2 기간 동안에 기단 성질의 남북방향 경도의 강화는 중국 남부와 남중국해 지역 대류활동 억제에 의한 원격상관과 연관되어 있는 것으로 분석되었다.

본 연구에서는 P1과 P2 기간의 장마강수의 십년 변화와 그 원인에 대해서만 조사하였는데, 그 이전 기간인 1980년대에도(P0 기간) 장마강수가 증가하는 경향이 나타나고 최근 3년간은 다시 강수량이 감소하는 특징을 보인다(Fig. 1b). 또한 강수의 특성에서도 P0 기간은 P2 기간과 유사하고 최근 3년은 P1 기간과 유사한 특성을 보인다. 하지만 P0 기간과 P1 기간 사이의 강수량 차이가 P1과 P2 기간의 차이만큼 뚜렷하지 않고 최근 3년은 기간이 너무 짧아 상세분석에서는 제외하였다. 그런데 본 연구에서 제시한 P2 기간 북태평양 고기압의 확장 북서태평양 아열대 대류활동의 약화 특징이 P0 기간에도 매우 유사하게 나타나는 특징이 있고 최근 3년간의 순환장 및 열대 대류활동을 각각 살펴보면 최근 3년간의 장마 강수량 특성도 앞서 제시된 남중국해 및 중국 남부 지역에서의 대류활동과 연관되어 있었다(그림 생략). 이러한 결과에 근거하면 P0 기간부터 최근 3년간까지는 우리나라 장마강수량이 장기변동의 특성을 보여준다고 할 수 있지만, 향후 10여년 간 장마 강수량이 적을 가능성이 높다고 판단할 수 있는 것인가에 대해서는 신중할 필요가 있다고 생각된다. 십년 주기 변동을 주장하기에는 분석기간이 짧고 본 연구에서는 이러한 우리나라 장마강수량의 장기변동을 일으키는 근본적인 강제력에 대한 분석이 깊게 이루어지지 않았기 때문에 장마 강수량의 10년 주기의 장기변동을 증명하기 위해서는 향후 근본적인 강제력을 찾는 연구가 필요할 것으로 생각된다.

이러한 측면에서 최근 선행 연구결과들은 강제력에 대한 실마리를 제공한다. Ha et al. (2016)은 중국 남부와 중부의 여름철 강수가 반대의 경향을 보이는 특징이 2002~03년을 중심으로 장기변화를 하였음을 발견하였다. 그와 함께 2002~03년 이후 남중국해에서의 대류활동이 약화와 북태평양 고기압 확장하는 특징을 제시하였는데, 그 원인으로 북서태평양 태풍활동과 서태평양 및 인도양에서의 해수면온도의 변화에 따른 열대의 동서 방향 연직순환 및 남북방향 헤들리 순환의 변화를 제시하였다. 또 다른 최근 연구결과(Ham et al., 2016)에서는 적도 대서양의 해수면온도가 여름철 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 우리나라 여

름철 강수량에 영향을 미칠 수 있음이 보고되었다. Ham et al. (2016)은 적도 대서양에서의 해수면온도가 높을 때, 열대 워커 순환에 변화를 주어 서태평양에 동풍을 강화시키고 이는 적도 maritime continent에서의 강수가 증가와 그 북쪽인 북서태평양 아열대 지역에서는 강수의 약화시킬 수 있음을 보였다. 또한 이 대류활동 변화의 대기반응으로 필리핀 부근에서 우리나라까지 큰 고기압성 순환이 발달하고 우리나라로는 남서풍 계열 바람에 의한 수증기 공급으로 강수가 증가할 수 있음을 제시하였다. 이러한 결과는 남중국해 및 중국 남부 대류활동 약화와 연관된 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 우리나라 장마 강수량의 증가와 연관되어 있다는 본 연구의 결과를 뒷받침한다.

본 연구에서 제시된 우리나라 장마 강수량의 십년 변화 특성은 향후 그 특성에 영향을 미치는 근본적인 기후인자에 대한 이해가 뒷받침 된다면 장마 및 여름철 강수량의 장기예보의 예측성 향상에 도움이 될 것으로 생각된다.

## 감사의 글

이 연구는 APCC(APEC Climate Center) 및 한국기상산업진흥원 사업(KMIPA 2015-2011)의 지원으로 수행되었습니다.

## REFERENCES

- Ahn, J.-B., J.-H. Ryu, E.-H. Cho, J.-Y. Park, and S.-B. Ryoo, 1997: A study of correlations between air-temperature and precipitation in Korea and SST over the tropical pacific. *J. Korean Meteor. Soc.*, **33**, 487-495 (in Korean with English abstract).
- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation pattern. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Chun, Y.-S., and S.-U. Park, 1990: Characteristics of the regional circulation over Asia during the dry Changma period in 1982. *J. Korean Meteor. Soc.*, **26**, 12-24 (in Korean with English abstract).
- Ha, K.-J., and E. Ha, 2006: Climatic change and interannual fluctuations in the long-term record of monthly precipitation for Seoul. *Int. J. Climatol.*, **26**, 607-618.
- \_\_\_\_\_, and S.-S. Lee, 2007: On the interannual variability of the Bonin high associated with the East Asian summer monsoon rain. *Climate Dyn.*, **28**, 67-83.
- \_\_\_\_\_, S.-K. Park, and K.-Y. Kim, 2003: Interannual variability in summer precipitation around the Korean Peninsula and its associated East Asian summer cir-



- ulation. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 575-586 (in Korean with English abstract).
- \_\_\_\_\_, K.-S. Yun, J.-G. Jhun, and C.-K. Park, 2005a: Definition of onset/retreat and intensity of Changma during the boreal summer monsoon season. *J. Korean Meteor. Soc.*, **41**, 927-942 (in Korean with English abstract).
- \_\_\_\_\_, S.-K. Park, and K.-Y. Kim, 2005b: On interannual characteristics of climate prediction center merged analysis precipitation over the Korean peninsula during the summer monsoon season. *Int. J. Climatol.*, **25**, 99-116.
- \_\_\_\_\_, K.-Y. Heo, S.-S. Lee, K.-S. Yun, and J.-G. Jhun, 2012: Variability in the East Asian monsoon: A review. *Meteor. Appl.*, **19**, 200-215, doi:10.1002/met.1320.
- Ha, Y., Z. Zhong, H. Chen, and Y. Hu, 2016: Out-of-phase decadal changes in boreal summer rainfall between Yellow-Huaihe River Valley and southern China around 2002/2003. *Climate Dyn.*, **47**, 137-158, doi:10.1007/s00382-015-2828-2.
- Ham, Y.-G., Y. Chikamoto, J.-S. Kug, M. Kimoto, and T. Mochizuki, 2016: Tropical Atlantic-Korea teleconnection pattern during boreal summer season. *Climate Dyn.*, online published, doi:10.1007/s00382-016-3474-z.
- Ho, C.-H., J.-Y. Lee, M.-H. Ahn, and H.-S. Lee, 2003: A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. *Int. J. Climatol.*, **23**, 117-128.
- Holton, J., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 171-172.
- Hu, Z.-Z., 1997: Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19403-19412.
- Kang, I.-S., 1998: Relationship between El-Nino and Korean climate variability. *J. Korean Meteor. Soc.*, **34**, 390-396 (in Korean with English abstract).
- Korea Meteorological Administration, 2011a: White paper on Changma. Korea Meteorological Administration, 12-42.
- \_\_\_\_\_, 2011b: Typhoon white book. Korea Meteorological Administration, 152-229.
- Kwon, M. H., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and K.-J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21706, doi:10.1029/2007GL031977.
- Lee, S.-S., P. N. Vinayachandran, K.-J. Ha, and J.-G. Jhun, 2010: Shift of peak in summer monsoon rainfall over Korea and its association with El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **115**, D02111, doi:10.1029/2009JD011717.
- Lepage, Y., 1971: A combination of Wilcoxon's and Ansari-Bradley's statistics. *Biometrika*, **58**, 213-217.
- L'Heureux, M. L., D. C. Collins, and Z.-Z. Hu, 2013: Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dyn.*, **40**, 1223-1236, doi:10.1007/s00382-012-1331-2.
- Lim, J.-S., and S.-U. Park, 1991: The moisture transport and budget over Korea during the 1988 Changma period. *J. Korean Meteor. Soc.*, **27**, 221-240 (in Korean with English abstract).
- Lin, Z., 2014: Intercomparison of the impacts of four summer teleconnections over Eurasia on East Asian rainfall. *Adv. Atmos. Sci.*, **31**, 1366-1376, doi:10.1007/s00376-014-3171-y.
- Liu, X., and M. Yanai, 2002: Influence of Eurasian spring snow cover on Asian summer rainfall. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1075-1089.
- Liu, Y., G. Huang, and R. Huang, 2011: Inter-decadal variability of summer rainfall in Eastern China detected by the Lepage test. *Theor. Appl. Climatol.*, **106**, 481-488, doi:10.1007/s00704-011-0442-8.
- Lu, R., 2002: Association between the surface temperature in Eurasia and the Changma withdrawals. *Korean J. Atmos. Sci.*, **5**, 63-70.
- Oh, H., K.-J. Ha, and J.-S. Shim, 2014: Analysis for onset of Changma using Jeodo ocean research station data. *Atmosphere*, **24**, 189-196, doi:10.14191/Atmos.2014.24.2.189 (in Korean with English abstract).
- Seo, K.-H., J.-H. Son, and J.-Y. Lee, 2011: A new look at Changma. *Atmosphere*, **21**, 109-121 (in Korean with English abstract).
- \_\_\_\_\_, J.-H. Son, S.-E. Lee, T. Tomita, and H.-S. Park, 2012: Mechanisms of an extraordinary East Asian summer monsoon event in July 2011. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L05704, doi:10.1029/2011GL050378.
- Shapiro, M. A., 1981: Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 954-973, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<0954:FAGFSC>2.0.CO;2.

- Son, J.-H., and K.-H. Seo, 2012: Dominant modes of the East Asian summer monsoon using equivalent potential temperature. *Atmosphere*, **22**, 483-488, doi:10.14191/Atmos.2012.22.4.483 (in Korean with English abstract).
- Sun, J., and H. Wang, 2012: Changes of the connection between the summer North Atlantic Oscillation and the East Asian summer rainfall. *J. Geophys. Res.*, **117**, D08110, doi:10.1029/2012JD017482.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.
- \_\_\_\_\_, R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- \_\_\_\_\_, J.-G. Jhun, and B.-K. Moon, 2007: Variability and singularity of Seoul, South Korea, rainy season (1778–2004). *J. Climate*, **20**, 2572-2580.
- Whan, K., and Coauthors, 2014: Trends and variability of temperature extremes in the tropical Western Pacific. *Int. J. Climatol.*, **34**, 2585-2603, doi:10.1002/joc.3861.
- Won, H.-Y., C.-H. Cho, and S.-G. Baek, 2006: Classification of precipitation type using the wind profiler observation and analysis of the associated synoptic conditions: Years 2003–2005. *Atmosphere*, **16**, 235-246 (in Korean with English abstract).
- Yonetani, T., and G. McCabe, 1994: Abrupt changes in regional temperature in the conterminous United States, 1895–1989. *Climate Res.*, **4**, 13-23.
- Yun, K.-S., K.-H. Seo, and K.-J. Ha, 2008: Relationship between ENSO and northward propagating intraseasonal oscillation in the east Asian summer monsoon system. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14120, doi:10.1029/2008JD009901.
- \_\_\_\_\_, B. Ren, K.-J. Ha, J. C. L. Chan, and J.-G. Jhun, 2009: The 30–60-day oscillation in the East Asian summer monsoon and its time-dependent association with the ENSO. *Tellus*, **61**, 565-578.
- Zhou, T., and Coauthors, 2009: Why the Western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J. Climate.*, **22**, 2199-2215.