

통계계절예측 시스템을 이용한 중위도 동아시아 여름몬순 예측성 향상

Improving climate predictability in the mid-latitude East Asian summer monsoon by a statistical seasonal prediction system

김유진

통계계절예측 시스템을 이용한 중위도 동아시아 여름몬순 예측성 향상

Improving climate predictability in the mid-latitude East Asian summer monsoon by a statistical seasonal prediction system

김유진

발간사

동아시아 지역에서는 몬순으로 인해 여름철에 많은 강수가 집중하여 발생하는 특징이 있는데 이는 이 지역의 자연환경 뿐 아니라 경제, 사회에도 큰 영향을 미칩니다. 동아시아 몬순은 지역적으로 다양한 양상으로 나타나는데 한국에서는 여름철 전선이 형성되면서 나타나는 강수를 장마라 하고 일반적으로 6월 말부터 7월에 이르는 시기에 많은 강수가 발생합니다. 그러나 한국에서는 2014년부터 장기적 가뭄이 나타났고 2015년 장마시기에도 많은 강수를 기대했으나 실제로는 마른 장마가 발생하여 이로 인한 물부족 현상으로 농업부문의 큰 피해를 입었습니다.

동아시아 여름 몬순을 장기적으로 예측하는 것은 물을 효율적으로 관리하기 위해 필요한데 현실적으로 동아시아 여름 몬순에 대한 계절예측은 정확성에 한계가 있습니다. 특히 중위도에 속한 동북아시아는 전지구 기후 모델의 계절 예측성의 정확도가 상대적으로 낮은 지역으로 여름 몬순에 대한 예측 기술의 향상이 필요한 지역입니다.

본 연구에서는 중위도 동아시아 여름 몬순의 계절 예측을 향상시키기 위한 방안으로 통계예측모델을 개발하였습니다. 중국, 한국, 일본을 포함한 중위도 지역 여름 몬순의 물리적 과정을 정의하고 이를 예측하기 위해 해양, 대륙에서의 여러 예측인자를 발굴하여 분석하였습니다. 특히 열대 강제력을 반영하는 예측인자와 중위도 물리과정을 반영하는 예측인자까지 포함하였기 때문에 지역적 특성이 강하게 드러나는 중위도 지역에서 기존의 연구보다 향상된 계절예측성을

기대합니다. 또한 동북아시아 각 나라에서 본 연구에서 산출된 문순의 예측 정보를 활용하여 맞춤형 예보를 할 수있는 기법을 개발하여 활용성을 높이고자 하였습니다.

본 연구를 수행한 김유진 박사에게 감사를 표합니다. 또한 귀중한 조언을 해주신 김형진 박사, Kryjov 박사, 유진호 박사에게 감사드립니다.

2016년 1월
APEC 기후센터
소장 정진승

ABSTRACT

In this study, a physically-based statistical model was developed to predict the summer (June-August) precipitation in the mid-latitude East Asian region. A Multivariate Empirical Orthogonal Function (MEOF) model was used to build the predictand, the East Asian summer monsoon. The four leading modes were used to define the East Asia summer monsoon and as predictands of the prediction model. The first two modes mainly represent a teleconnection forcing of Western North Pacific Subtropical High (WNPSH) on the mid-latitude East Asia while the rest represent the mid-latitude processes. The reconstructed data using four modes explains 54% of the total variance.

Predictors for each mode were selected by a stepwise forward regression method. Predictors were selected from sea level pressure, surface air temperature, sea surface temperature, snow cover, and sea ice fields in winter and spring seasons. The leading correlation maps between these leading variables and MEOF principle components (PCs) were analyzed to find suitable predictors. Predictions were conducted through a multiple regression method using these selected predictors for verification of prediction. Hindcast data was generated through the 3-leave-out cross-validation method. Hindcast data and observation precipitation are compared and the correlation coefficients of these four modes are 0.79, 0.68, 0.82, and 0.64, respectively. The predicted PCs and spatial patterns from observation were reconstructed to generate the prediction spatial field of precipitation and the Temporal Correlation Coefficients (TCC) in this domain between observation and prediction fields were averaged (0.41).

The prediction spatial fields can give information in a smaller regional scale in the given domain. The forecast skill from TCC over South Korea indicates moderate value (0.40). However, the ground-truth Korean station precipitation observations is inhomogeneous with the satellite observation data, which is used to build the statistical prediction model. Thus, the Korean station precipitation data was optimized using predicted PCs to reproduce the Korean precipitation in this prediction model. The correlation coefficient between Korean station observation and predicted precipitation is 0.38, which gives a way to utilize the East Asian summer monsoon prediction model for local prediction.

목 차

1. 서론	1
2. 연구 자료 및 방법	5
2.1 연구 자료	5
2.2 방법	5
2.2.1 동아시아 여름몬순의 정의	5
2.2.2 전방향 걸음별 회귀 방법	10
2.2.3 후측모의 검증	11
3. 중위도 동아시아 여름몬순과 역학적 메커니즘	13
3.1 첫 번째 모드: 북태평양 고기압	13
3.2 두 번째 모드: WNPSH와 남북방향 파동 전파	17
3.3 세 번째 모드: 오호츠크해 저기압, 중태평양 엘니뇨와 NAO	21
3.4 네 번째 모드: 북태평양 고기압의 강화	25

4. 중위도 동아시아 여름몬순의 예측-----	28
4.1 예측변수의 선정-----	28
4.2 예측식과 검증-----	33
5. 한국 강수 예측 모형-----	36
6. 요약 및 결론-----	40
Ⅱ 참고 문헌-----	44

1. 서론

정확한 계절기후 예측정보는 국가의 기후 위기 대응 능력을 극대화시키고 관련된 계절 사업의 전반적 흐름을 예측하여 경제적 이익을 창출하기 위해 반드시 필요하다. APEC Climate Center (APCC)를 비롯한 많은 현업 기관에서는 계절예측을 위하여 General Circulation Model (GCM)을 이용하여 정보를 생산한다 (예: KMA¹), JMA²), IRI³), BOM⁴). GCM이 발달하면서 현재 계절예측정보는 여러 분야에서 실질적으로 사용되고 있고 미래에도 GCM을 발전시키는 것이 궁극적으로 계절예측이 나아가야 할 방향이다. 하지만 계절예측에 필요한 몇 달 선행하는 초기 조건 (initial condition)의 작은 오차는 예측 시점에 큰 불일치를 야기할 수 있기 때문에 아직 정확성이나 정교함이 기대에 미치지 못한다 (Fan et al. 2000). 또한 모델 내 모수화 과정이 몇 달 정도의 긴 시간에서의 적분에 적합하지 않은 문제도 있다 (Lim and Kim 2006). 따라서 GCM의 예측성이 떨어지는 문제를 보정하기 위해 GCM 결과에 통계적 후처리를 하거나 관측자료를 사용하여 통계 모델을 만들어 예측한다. 일반적으로 예측 관련 커뮤니티에서는 GCM을 이용한 역학적 예측과 통계예측이 병행하여 발전하여야 한다는 과학적 합의가 있다 (Anderson et al. 1999, DelSole and Shukla 2002).

수치예보기술이 발달하기 전 통계예측은 계절예측을 위한 유일한 수단이었지만, GCM이 발달한 지금은 계절 예측의 많은 부분을 GCM에 의존한다. 그럼에도 불구하고 최근까지도 통계예측을 많이 연구하고 활용하는데, 이는 계절예측에 있어 GCM으로 충분한 예측성을 확보하지 못하는 것에도 원인이 있고, GCM에서 얻은 예측 정보를 지역적으로 활용할 때 관측자료와 이질성이 큰 데도 원인이 있다.

특히 동아시아 여름 몬순은 통계예측에 있어 전통적으로, 그리고 현재도 활발히 연구되고 있는 분야이다. 이는 GCM에서 해당 지역 강수의 예측성이 낮은데서 기인한다. 특히 한국, 일본, 중국을 포함한 중위도 동아시아의 여름 몬순은 지역적 특색이 강하고, 역학 모델에서 예측성을 보증하는 인자인 적도 강제력 (tropical forcing)이 약해서 저위도 지역에 비해 예측이 어렵다. 이미 많은 연구에서 통계모형과 GCM

1) 한국 기상청 (Korea Meteorological Administration)

2) 일본 기상청 (Japan Meteorological Administration)

3) 미국 국제기후연구소 (International Research Institute of Climate and Society)

4) 호주 기상청 (Australian Government Bureau of Meteorology)

2 | 통계계절예측 시스템을 이용한 중위도 동아시아 여름몬순 예측성 향상

을 이용하여 동아시아 여름 몬순을 예측하려고 시도하였으나, 중위도 지역에서의 예측성은 담보할 수 없었다 (Wang et al. 2015). 실제로 APCC-MME (Multi Model Ensemble) 강수 1-month-lead hindcast (1983-2005년)와 위성을 기본으로 하는 관측 강수 자료 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) v2.2 과의 시간 상관 계수 (Temporal Correlation Coefficient; TCC) 지도를 보면, 중위도 동아시아 지역 [100°-150° E, 15°-50° N] 평균은 0.22에 불과하다 (Fig. 1). 따라서 좀 더 향상된 예측성을 얻기 위해 역학 모델에서 예측성이 좀 더 나은 저위도 지역의 정보를 가져와 중위도 지역의 여름 강수 예측에 사용하거나 (Lee et al. 2015, Kwon and Lee 2014) 통계적으로 예측성이 높은 인자 (e.g., Western North Pacific Subtropical High)를 예측하고 이를 이용하여 동아시아 여름강수를 간접적으로 예측하는 방법을 사용하기도 하였다 (Wang et al. 2013).

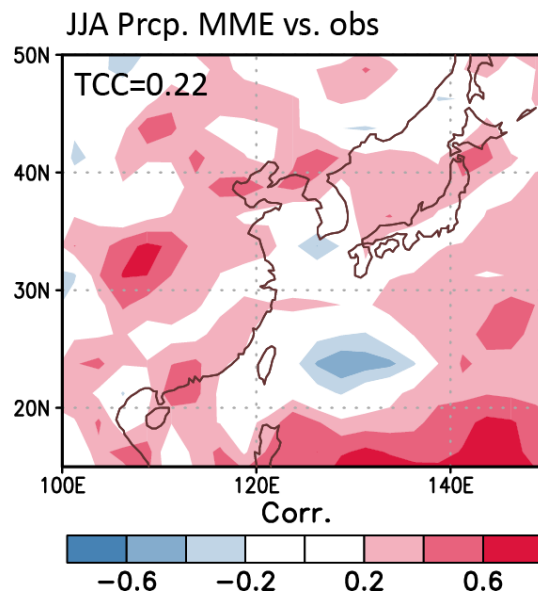


Figure 1 Temporal correlation coefficient (TCC) maps between precipitation observation from satellite, GPCP data and 1-month-lead hindcast MME (1985-2003). Spatially averaged TCCs is 0.22 in the mid-latitude East Asian region.

통계적인 예측 모델을 구축하는 첫 과정은 우선 예측하고자 하는 예측인자 (predictand) 인 시계열을 선정하는 것이다. 통계예측의 단점은 물리적, 역학적인 모수화 없이 통계적으로 예측하는 것이다. 이를 극복하기 위해 자료에서 물리적 과정 (physical

process)이 포함되는 부분을 정의하고 이를 통계예측에 적용하는 것은 계절예측의 성능 (skill)을 높이는데 매우 중요한 요소이다 (Lim and Kim 2006, Vautard et al. 1999). 이러한 맥락에서 경험적 직교 함수 (Empirical Orthogonal Function; EOF)는 통계예측의 예측인자를 선정할 때 쓰이는 방법 중 하나이다. 경험적 모델 (empirical model)을 적용하는 것은 자료에서의 물리적 과정을 포함하는 여러 개의 기저 (basis) 모드를 분리하여 EOF 공간에서 예측을 수행할 수 있도록 한다. 또한 예측하고자 하는 공간이 넓어서 관측소가 많을 경우 대상이 되는 공간을 대표할 수 있는 소수의 시계열을 선정하는 데 매우 효과적이다.

본 연구에서는 중위도 여름몬순을 예측인자 (predictor)로 삼고, 이를 정의하기 위해 경험적 모델 (empirical model)의 일종인 다변량 EOF (Multi-variate EOF; MEOF)를 사용한다. 몬순을 정의하기 위한 변수는 850 hPa 지위고도 (geopotential height)와 강수 자료를 이용하였다. 두 가지 변수를 사용한 것은 여름몬순에 의해 발생하는 강수뿐만 아니라 이를 물리적으로 유발하는 대기 순환을 표현하는 지위고도 까지 고려함으로써 강수와 관련된 물리적 과정을 예측인자에 포함하기 위해서이다. 또한 선행 연구에서는 동아시아 여름몬순을 정의 혹은 예측하는데 순환장을 중요시 하였지만 (Wang et al., 2013, Wang et al. 2008b), 본 연구에서는 실질적인 강수 예측을 위해 강수를 직접적으로 예측인자에 포함시켰다. 다변량 EOF 분석의 영역은 중위도 동아시아 지역 [100° – 150° E, 15° – 50° N]으로 제한함으로써 기존 연구에서는 중요하게 고려되지 않았던 중위도 물리적 과정을 좀 더 집중적으로 포함하도록 하였다. 예측인자의 선정에 대해서는 2장에서 더 자세히 설명하도록 하겠다. 동아시아 여름몬순 각 모드에 대해서는 그들의 물리적 메커니즘 (mechanism)과 함께 3장에서 다룰 것이다.

예측인자를 선정한 후에는 이를 예측한다. 통계적인 예측은 예측인자의 과거 자료를 이용해 자기상관 (autocorrelation), 다중 회귀 (multiple regression), 아날로그 (analog), 정준 상관 (canonical correlation), 신경망 네트워크 (neurological network) 등의 방법으로 미래 시점의 자료를 생산하는 것이다 (Barnston et al. 1999, Lim and Kim 2006). 본 연구에서는 다중 선형 회귀 (multiple linear regression) 방법을 이용해 예측 모델을 구축하였다. 다중 선형 회귀 방법은 과거 예측인자와 밀접한 관련을 가진 예측변수들을 선정한 후 이 관계를 미래로 확장하여 예측시점의 자료를

생산한다. 여기서 예측변수를 선정하는 과정은 전방향 걸음별 과정 (stepwise forward process)을 사용하고 이는 2장에서 자세히 설명하도록 하겠다. 그리고 예측식과 예측의 검증은 4장에서 다룰 것이다.

본 연구는 특히 중위도 동아시아 몬순의 강수를 예측하기 때문에, 예측변수를 선정하는 과정에서도 기존에는 고려되지 않았던 중위도 지역의 물리적 과정을 포함할 수 있도록 하였다. 기존 연구에서는 예측인자로 일반적으로 장기적인 메모리가 크고 대기 순환장에 영향을 끼칠 수 있는 표면 경계 (surface boundary)인 해수면 온도 (sea surface temperature)를 주로 사용하고 이와 더불어 2m-기온 (2m-air temperature)을 사용했다(Wang et al. 2013, Yim et al. 2014, Lee and Seo 2013, Webster et al. 1998, Lau et al. 2000). 이에 더하여 여러 선행 연구에서 동아시아 여름몬순에 영향을 끼칠 수 있는 요소로서 유라시아 눈덮임 (snow cover), 북극 진동 (Arctic Oscillation), 티벳 고원이 따뜻해지는 현상 같은 경계 강제력 (boundary forcing)이 거론되고 이에 대한 연구의 필요성을 제기하였다 (Gong and Ho 2003, Wang et al. 2008a, Yim et al. 2010, Lee and Seo 2013). 본 연구에서는 이를 반영하여 해수면 온도, 2m-기온 뿐 아니라, 해면 기압, 눈덮임, 북극 해빙 (Arctic sea ice)등도 잠재적인 예측인자로 반영하여 여러 선행 연구에서 제기된 예측인자로서의 가능성을 실제로 실험하였다.

본 연구의 분석에 사용된 강수 관측 자료는 위성 자료를 기본으로 한다. 위성 자료는 균질적으로 전 지구를 포함할 뿐만 아니라 격자화 되어 있어 분석과 예측에도 용이하다. 하지만 실제로 각 국가에서 관측하고 사용하는 강수 자료는 지상의 관측소에서 생산하는 자료이다. 본 연구의 대상인 중위도 동아시아 (중국, 한국, 일본) 에서도 실제로 각 국가의 기상청에서 예측하고 분석하는 자료의 대상은 위성 자료가 아니라 지상 관측 자료이다. 따라서 실제로 본 연구의 결과물인 동아시아 강수 예측자료를 각 국가에서 이용하기 위해서는 적절한 자료 처리가 필요하다. 5장에서는 동아시아 여름몬순 예측자료를 한국 강수에 적합하도록 처리하는 한 예를 보여 활용성을 높일 수 있는 방안을 마련하였다.

2. 연구 자료 및 방법

2.1 연구 자료

통계모형을 구축하기 위해서는 관측 자료가 필요하다. 본 연구에서 강수자료는 주로 위성관측을 기초로 한 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) v2.2 (Huffman et al. 2011)을 이용하였다. 대기 자료는 National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy (NCEP-DOE) reanalysis 2 (Kanamitsu et al. 2002, NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2))를 이용하였다. 해면기압장, 바람, 습도, 지위고도, 2m-기온 등이 대기 자료이다. 해수면 온도와 해빙은 Hadley Centre 자료 (HadISST, Rayner et al. 2003)를 이용하였다. 눈덮임 자료는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Data Record (CDR)에서 제공하는 북반구 눈덮임 관측자료 (Robinson et al. 1993, Brown and Robinson 2011)를 이용하였다.

2.2 방법

2.2.1 동아시아 여름몬순의 정의

본 연구에서는 중위도 동아시아 여름몬순에 의한 강수를 예측하고자 한다. 예측하고자 하는 대상이 있다면 이의 특성을 잘 나타내는 예측인자의 정의가 필수적이다. 동아시아 여름몬순을 정의하는 데는 여러 방법이 있다. Wang et al. (2008b)에서는 동아시아 여름몬순의 순환을 정의하는 기존의 25가지 지수를 Table 1에 정리했는데 총 25가지 지수를 각각의 성질에 따라 5가지 카테고리로 나누었다. 첫 번째 카테고리는 “동서 열적 차이”의 특성으로 구분되는데 북서태평양과 동아시아 지역 육지의 해면기압의 차이로 여름몬순 순환장의 강도를 설명한다. 두 번째는 “남북 열적 차이”의 특성으로 설명된다. 많은 몬순 지수가 이 카테고리에 속하는데 상층 (200 hPa)과 하층 (850 hPa) 대류권의 동서풍의 차이는 동아시아 육지와 남중국해의 열적 차이에서 기인하기 때문에 수직 바람 시어 (vertical wind shear)로 순환장의 강도를 정의한다.

세 번째 카테고리는 수평 시어 와도 (horizontal shear vorticity)로 몬순 지수를

정의한다. 수평 시어 와도는 동서풍의 남북 방향 변화도 (gradient) 로 정의한다. 처음 시어 와도를 제안하였던 Wang and Fan (1999)은 북서태평양 여름몬순의 강도를 측정하기 위해 $[5^{\circ}-15^{\circ} \text{ N}, 90^{\circ}-130^{\circ} \text{ E}]$ 지역의 850 hPa 동서풍에서 $[22.5^{\circ}-32.5^{\circ} \text{ N}, 110^{\circ}-140^{\circ} \text{ E}]$ 지역의 850 hPa 동서풍을 뺀 값으로 여름몬순을 정의하였다. 북서태평양 여름몬순이 강한 해에 기압의 차이로 동서풍의 남북 방향 변화도의 차이가 큰데서 이러한 정의가 가능하였다. 네 번째 카테고리는 “남서 몬순 (southwest monsoon)” 지수라고 부를 수 있는데 하층 동아시아 몬순 바람장의 크기를 측정하여 이를 지수화한 것이다. 이는 주로 아열대 동아시아 지역이 해당된다. 다섯 번째는 “남중국해 몬순 (South China Sea monsoon) 지수이다. 동아시아 여름몬순에 있어 남중국해 몬순이 중요한 부분을 차지하기 때문에 이를 측정하여 동아시아 여름몬순의 강도로 사용하는 것이다. 남중국해 몬순은 하층 바람장과 상향장파복사 (outgoing longwave radiation)의 조합으로 정의하기도 하고 습윤잠재와도 (moist potential vorticity)로 정의하기도 한다.

기존의 연구에서는 이렇듯 몬순의 정의를 위해 주로 순환장을 이용하였지만 Wang et al. (2008b)은 (여기서부터 W2008) $[0^{\circ}-50^{\circ} \text{ N}, [100^{\circ}-140^{\circ} \text{ E}]$ 지역의 강수, 해면기압장, 850 hPa과 200 hPa의 동서풍, 남북풍에 MEOF를 적용해 동아시아 지역을 대표하는 몬순의 공간장과 PC (Principal Component) 시계열을 얻었다. 여기서 MEOF를 적용하는 데 순환과 관련된 변수 뿐 아니라 강수까지 고려함으로써 좀 더 통합된 몬순을 분석할 수 있고, 경제적, 환경적 영향이 큰 강수를 직접적으로 포함함으로써 좀 더 실용적이라 할 수 있다. MEOF를 통해 얻은 PC는 앞서 설명한 다른 몬순지수들과 비교했을 때, 카테고리 1은 두 번째 PC와, 카테고리 2-5는 첫 번째 PC와 연관성이 깊었다. 따라서 W2008에서는 MEOF PC 1-2가 여러 방법으로 정의된 동아시아 여름몬순을 대표할 수 있기 때문에 이를 통합하여 ‘통합 몬순 지수’로 명명하고 이를 통해 몬순을 분석 하였다.

하지만 W2008에서 고려한 지역은 동아시아 적도에서부터 중위도까지 상당히 넓은 위도를 차지하는데, 강수가 중위도보다는 저위도에서 많은 양을 차지하고 변동성도 크다는 동아시아 몬순의 특성상, 넓은 위도에서는 저위도에서의 정보가 좀 더 가중되어 중위도의 정보는 흐려질 수 있다. 따라서 중국 북부, 한반도, 일본을 포함하는 중위도 동아시아의 몬순을 분석하고자 할 때는 분석 영역을 해당 지역으로 좀 더

좁힐 필요성이 있다. 또한, ‘강수’ 예측에 목적이 있다면, 순환장을 통한 추론보다는 강수를 직접적으로 분석하고 예측할 필요성이 있다. MEOF에서 순환장과 관련된 변수를 많이 포함하다보면 강수의 정보가 차지하는 부분이 더 작아질 수 있으므로 MEOF에 포함되는 순환장을 최소화해야 한다. 따라서 본 연구에서는 중위도 동아시아 몬순관 관련된 강수를 예측하기 위하여 [15°–50° N, 100°–140° E] 지역의 강수와 850 hPa 지위고도에 MEOF를 적용하여 이를 통해 얻어진 PC를 예측인자로 삼았다. 강수와 850 hPa 지위고도는 여름철 평균 (June–July–August)값을 사용하였고, 보이는 모든 변수는 매달 기후값 (monthly climatology)을 뺀 아노말리 (anomaly)이다.

경험적 함수는 분석하고자 하는 대상을 공간 패턴과 PC로 분리하여 시공간적 분석을 가능하게 한다. 경험적 직교함수를 이용한 예측 방법은 예측인자를 PC로 하는데, 이 PC를 예측하는 방법은 4장에서 설명하겠다. 미래 시점의 PC 값을 예측하면, 예측된 PC와 기존의 공간 패턴을 곱하여 해당하는 모드의 공간 예측장을 얻을 수 있다. 각 모드의 공간 예측장은 모두 더하여 해당 공간의 총 예측장을 구할 수 있는데, 따라서 몇 번째 모드까지 예측할 것인가를 결정해야 한다.

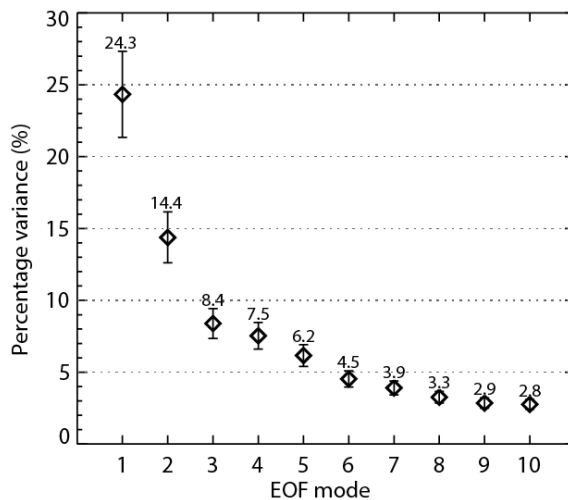


Figure 2 Percentage variances (%) explained by the first ten MEOF modes and the associated unit standard deviation of the sampling errors.

MEOF의 선행 모드 (leading mode)는 강수와 지위고도 총변동량의 24.3%를, 두 번째 모드는 14.4%를 설명한다. 세 번째와 네 번째는 각각 8.4%, 7.5%를 설명한다.

따라서 네 번째 모드까지 합하였을 때 총변동량의 54.6%를 설명한다. Fig. 2는 처음 10개 MEOF의 percentage variance와 이의 sampling error의 단위 표준편차 (unit standard deviation)를 함께 나타낸 것이다. North et al. (1982)의 EOF 법칙에 따르면 이 그림에서 두 번째 모드까지는 error bar의 관점에서 통계적으로 다른 모드들과 구분된다. 하지만 두 번째 모드까지만 사용했을 때는 총변동량의 38.7% 정도만 설명하여 예측의 실용성이 낮고, 이보다 높은 세 번째, 네 번째 모드들이 물리적 의미가 없는 게 아니기 때문에 총 변동량의 50%를 넘을 수 있도록 본 연구에서는 네 번째 모드까지 예측장을 구성하였다. 이로써 예측의 실용성을 좀 더 향상시킬 수 있다. 다만 세 번째, 네 번째 모드는 서로 직교하고 각각의 물리적 의미가 있지만 통계적으로 구분이 되지 않을 수 있다. 즉, 다시 말해 세 번째, 네 번째 모드의 순서에 의미가 없다. 참고로, 총 변동량의 많은 양을 예측할 수 있다고 하여 많은 모드를 예측하는 것은 예측장에서 의미 없는 잡음 (noise)을 생산할 수 있기 때문에 지양한다.

Fig. 3은 MEOF로 정의한 동아시아 여름 몬순 강수를 네 번째 모드까지 재구성 (reconstruction)하고 모두 합하여 관측과 얼마나 상관성이 큰지 1979년부터 2011년까지 33년 동안 각 격자에서 시간상관계수 (Temporal Correlation Coefficient; TCC)를 그린 지도이다. 따라서 각각의 PC에 대한 예측능력이 이상적으로 100%가 된다면 이 시간상관계수 지도에서 보이는 정도의 예측성을 확보할 수 있다. 실제로는 예측능력이 100%는 될 수 없으므로 이 정도의 예측성을 담보할 수 없지만, 네 번째 EOF까지 이용하여 예측했을 때 얻을 수 있는 최대 잠재 예측능력이라 할 수 있다. 해당 지역에서 시간상관계수의 공간평균값은 0.52이고, Fig. 1에서 보인 것처럼 관측과 MME의 시간상관계수 공간 평균값이 0.22인 것을 고려하면 기대할 수 있는 예측능력이 MME에 비해 크다는 것을 알 수 있다.

참고로 각 모드별로 선행하는 모드들을 재구성하고 합하여 관측과 얼마나 상관성이 큰지 해당 영역에서 계산한 공간 평균한 시간상관계수를 Fig. 4에 그렸다. 두 번째 모드까지 재조합하여 관측과의 상관계수를 구했을 때 95% 유의수준을 넘지만 값은 0.38로 높지 않다. Fig. 3에서 보다시피 네 번째 모드까지 재조합하여야 0.5를 넘는 수준이 된다. 그리고 모드가 높아질수록 모드 간 상관계수의 차이는 크지 않고 수렴하게 된다.

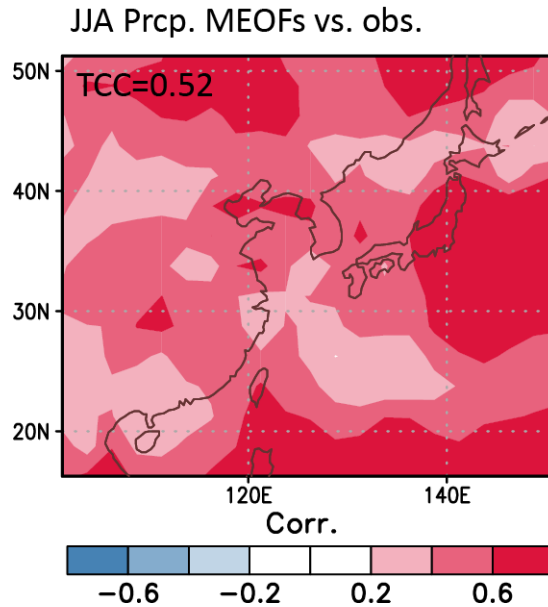


Figure 3 Map of TCCs between precipitation observation and reconstructed MEOF modes of precipitation observation. Reconstruction is conducted using four leading modes. Averaged TCCs is 0.52 in East Asia.

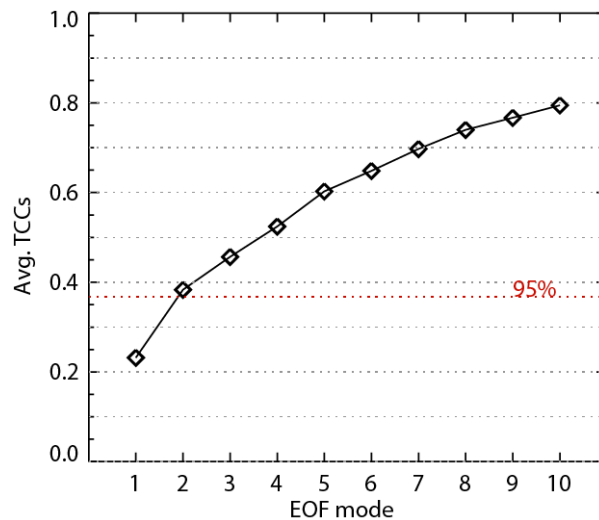


Figure 4 Spatially averaged TCCs between precipitation observation and reconstructed precipitation using MEOF modes at x-axis in the mid-latitude East Asian region. 0.368 is the 95% confidence level for 33 years [1979-2011]. As shown in Fig. 3, the averaged TCCs for 4th mode is 0.52.

EOF 모델을 예측에 사용하는 것은 넓은 지역에서 물리적으로 의미 있는 정보를 재생산하여 예측하기에 예측성과 예측의 안정성을 높이는 장점이 있지만, 실시간 예측이 어렵다는 단점이 있다. EOF 분석은 기간을 어떻게 정의하느냐에 따라 공간 패턴과 PC가 달라질 수 있기 때문에 시간에 따라 고정되어 있지 않은 기저함수를 가진다는 것은 실시간 예측을 어렵게 하는 요소이다. 따라서 본 연구에서는 실시간 예측을 염두에 두고 기저함수의 기간은 1979-2011년으로 고정하였다. EOF 기간에 독립적 PC를 얻기 위해서 2012-2014년은 1979-2011년의 강수와 지위고도의 고유벡터 (eigenvector)에 해당 연도의 아노말리를 투영 (projection)하여 3년 동안의 PC를 구하였다.

2.2.2 전방향 걸음별 회귀 방법

앞서 설명했듯이, 동아시아 여름몬순을 예측하기 위해 MEOF를 적용해 예측인자가 되는 PC를 얻었다. 본 연구에서는 이 PC를 예측하는 예측변수를 찾기 위해 전방향 걸음별 회귀 방법 (forward stepwise regression method)를 사용하였다 (Wilks 2006). 회귀법은 x , y 좌표계에서 선형관계를 가진다고 가정되는 n 개의 자료, $[(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)]$ 로 이루어진 점들이 가장 작은 수직 거리 (vertical difference, e)를 가지도록 어떠한 직선을 정의하는 방법을 말한다. 여기서 수직 거리 e 를 최소화하도록 정의된 직선 \hat{y} 은 다음과 같이 표현할 수 있고, x 와 y 의 선형관계에 의해 예측된 y 를 의미한다.

$$\hat{y} = a + bx \quad (1)$$

이 회귀식에서 자료들의 관계는 b 로 표현될 수 있어 회귀계수 (regression coefficient)라 하고, x 는 예측변수가 되고, y 는 예측인자가 된다. 이를 실제 예측에 활용하면, 자료들의 관계, b 를 매개로 하여 예측변수 x 를 이용해 새로운 y 를 예측할 수 있는 것이다. 다중 회귀는 예측변수 x 가 여러 개일 경우를 일컫고, 이 때 각 예측변수 x 는 서로 독립적이어야 한다.

전방향 걸음별 과정은 여러 개의 잠재 예측변수, x 중에서 가장 좋은 모델을 구성할 수 있는 조합을 찾아내어 몇 개의 예측변수를 선정한다. 처음에는 예측인자와 가

장 큰 F value를 가지는 예측변수부터 시작하여 이와 조합하여 다중 회귀를 했을 때 마찬가지로 F value가 증가하는 독립적인 예측변수를 찾아낸다. 여기서 F value는 다음과 같이 계산한다.

$$F = \frac{MSR}{MSE} = \frac{SSR/K}{SSE/(n-K-1)},$$

$$K = \text{number of predictors, } n = \text{number of samples} \quad (2a)$$

$$SSR = \sum_{i=1}^n [\hat{y}(x_i) - \bar{y}]^2, \bar{y} = \sum_{i=1}^n (y/n) \quad (2b)^5$$

$$SSE = \sum_{i=1}^n e_i^2 \quad (2c)^6$$

이 과정을 반복하여 F value의 증가량이 어느 정도 수렴하게 되면 전방향 검사를 멈추고 예측인자, x를 결정적으로 선정한다 (Wilks 2006). 본 연구에서는 회귀의 과대적합 (over-fitting)을 방지하기 위해 sample의 10% 정도인 3개로 예측인자수를 한정하였다.

각각의 예측인자는 독립적 이어야하기 때문에 예측인자를 선정하는 각각의 단계에서 서로 상관관계가 유의 수준 95%를 넘지 않는 예측인자만을 선택하도록 하였다. 그리하여 서로 인자를 찾아 예측식을 만들었다. 각 PC의 잠재 예측인자를 찾고 이의 예측식을 만드는 과정은 4장에서 설명한다. 예측인자를 찾기 위한 회귀 방법을 적용한 훈련 기간 (training period)은 1979-2011년이다.

2.2.3 후측모의 검증

예측의 성능을 측정하기 위해 위에서 설명한 예측식과 같은 방법을 적용하여 후측모의 (hindcast) 자료를 생산하였다. 이 때 훈련기간 예측기간이 같음으로서 나타나는 회귀 모델의 과대적합을 최소화하기 위해 교차 검증 (cross-validated) 방법을 적용하였다 (Michaelsen 1987). 교차 검증은 예측하고자 하는 시점을 뺀 나머지 자료

5) SSR은 Regression Sum of Squared를 의미한다.

6) SSE는 Sum of Squared Error를 의미한다.

세트에서 회귀계수, b 를 찾아내어 예측하고자 하는 시점의 예측변수와 회귀계수 b 를 이용해 예측값을 찾아내는 방법이다. 본 연구에서는 회귀기간에서 3년씩 교차적으로 배제하는 (3-leave-out) 전략을 사용했다.

이와 더불어 훈련기간과 예측기간이 서로 영향을 받지 않는 독립적 예측도 수행하였는데 이는 2012-2014 년이다. 이는 독립적 예측기간의 예측변수를 찾기 위한 회귀기간은 1979-2011년이고, 이 예측변수를 사용하여 예측을 수행하는 기간은 2012-2014 년임을 의미한다. 따라서 2012-2014년은 회귀 기간으로부터도 독립적이고, EOF 기간으로부터도 독립적이다.

3. 중위도 동아시아 여름몬순과 역학적 메커니즘

3장에서는 강수와 850-hPa 지위고도를 MEOF 분석하여 얻은 동아시아 여름몬순의 변동성을 첫 번째부터 네 번째 모드까지 나누어 이들의 공간패턴과 PC, 각 모드의 역학적 메커니즘을 설명할 것이다.

3.1 첫 번째 모드: 북서태평양 고기압

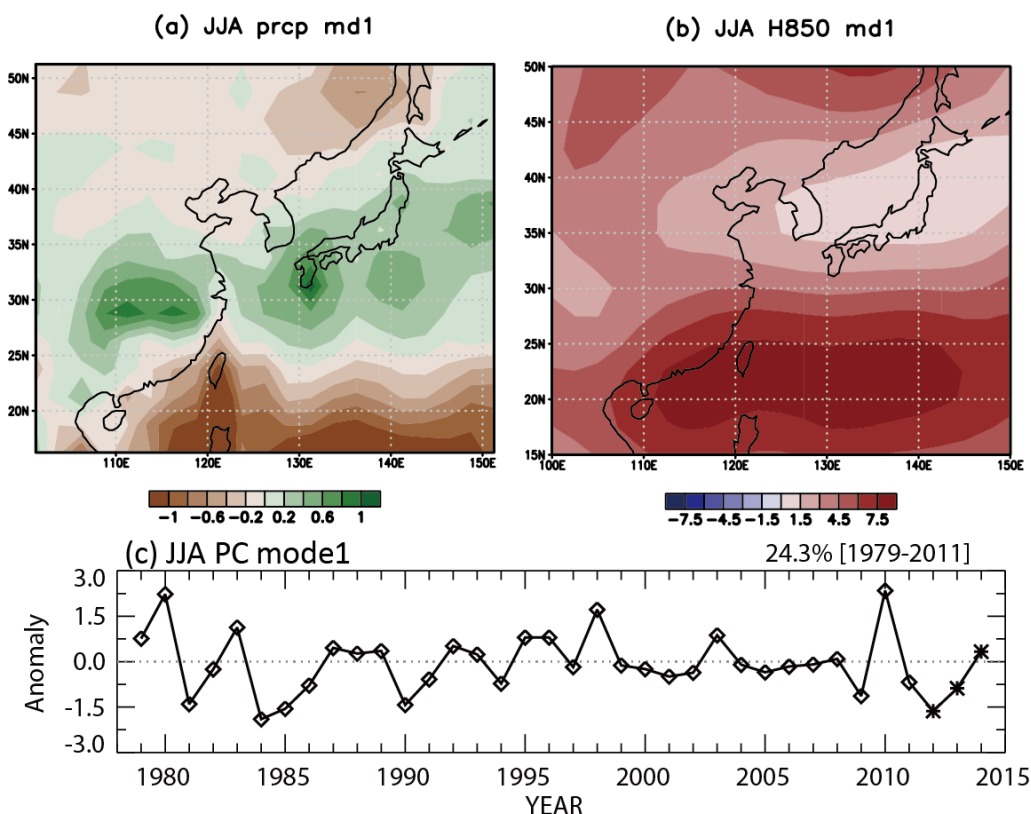


Figure 5 Spatial patterns of the first MEOF mode of the East Asian summer (a) precipitation [mm day⁻¹] and (b) 850-hPa geopotential height (GPH) anomalies [m]; and (c) the corresponding PC time series (unitless). Seasonal mean anomalies from the climatological mean (June, July, and August) are used. This mode explains 24.3% of the total variability. The period for MEOF calculation is from 1979 to 2011 and the Principal Components after 2012 are obtained from the projections of anomalies of precipitation and GPH onto the MEOF spatial patterns.

동아시아 여름몬순을 나타내는 첫 번째 모드는 총분산의 24.3%를 설명한다. 공간 패턴을 보면 동중국해와 중위도 동아시아 (중국 동부, 한반도 남쪽, 일본)를 중심으로 강수와 850 hPa 지위고도의 남북방향 양극 (dipole) 패턴을 나타내며 장마/메이유/바이우 전선을 강화한다 (Fig. 5a, b). 지위고도는 동아시아에서 전반적으로 높게 나타나는데 특히 아열대 지역에서 고기압이 나타날 때 Fig. 5a와 같은 강수 패턴을 만들어낸다. Fig. 5b에서 상대적으로 고기압이 강하게 나타나는 지역은 Wang et al. (2013)에서 북서태평양 아열대 고기압 (Western North Pacific Subtropical High; WNPSH)을 정의한 영역과 거의 일치하는데, WNPSH는 전반적인 동아시아 몬순을 유발하는 중요한 인자로서 선행연구에서도 비중 있게 다루어왔다 (Wang et al. 2013, Miyasaka and Nakamura, 2005, Zhou and Yu, 2005). 특히, [0–50° N, 100–140° E] 지역을 중심으로 여름몬순을 정의하였던 Wang et al. (2013)에서는 WNPSH와 동아시아 여름몬순이 -0.92 로 강한 반상관관계를 가짐을 보여주었다. 또한 이 지역은 W2008에서 분류하였던 기존의 동아시아 여름몬순 중 “southwest monsoon”과 밀접한 관계를 가진다. 따라서 중위도 동아시아 몬순의 가장 큰 변동성은 WNPSH와 밀접한 연관성이 있음을 알 수 있다.

PC는 경년 (interannual) 혹은 몇 십년 (decadal) 규모 변동성을 포함하는데, 80, 90년대에는 강한 경년 변동성을 보여주나, 2000년대에는 변동성이 약하다가 2009년부터 다시 변동성이 강해짐을 알 수 있다. 앞에서도 설명했듯이 EOF 기간은 1979–2011년이고, 2012–2014년은 강수, 지위고도의 투영을 통해 PC를 얻었다.

첫 번째 모드의 역학적 메커니즘을 살펴보기 위해 아열대 강제력과 어떻게 연결되고, 다른 변수들과의 관계가 어떠한지 PC 1과 다른 변수들 아노말리의 동시상관계수 지도를 통해 살펴보았다 (Figs. 6 and 7). Fig. 6는 강수와 밀접한 관계가 있는 850-hPa 수분속 발산 (moisture flux divergence)과 수분속 아노말리를 강수 아노말리와 함께 보인 그림이다. WNPSH 지역에서는 강한 수분속 발산과 함께 강수가 적는데, 이는 강한 서풍 아노말리와 동반되어 나타난다. 그리고 이보다 북쪽인 중위도 동아시아 (장마/메이유/바이우) 전선은 강화되는데, 이는 수분속의 수렴과 강한 서풍과 연관되어 있다. 북서태평양 5°–35° N 지역에서는 동서풍의 강한 남북방향 변화도가 있는데 이는 지위고도장에서 나타났던 강한 고기압에 의한 순환이다. 따라서 기압계와 강수, 수분속이 모두 밀접하게 연관되어있다.

동아시아 지역 뿐 아니라 전지구 규모에서 선행모드와 연관되어 나타나는 해면기압장과 강수, 상하층 지위고도의 상관계수 지도를 Fig. 7에 보였다. 하층의 수분속과 상층 바람의 회귀 벡터 (regression vector) 또한 함께 나타냈다. 동아시아 지역에 나타나는 전반적인 양의 하층 지위고도는 동아시아 전반과 태평양 전반을 아우르는 큰 하층 고기압의 일부임을 해면기압장과 (Fig. 7a) 하층 지위고도장 (Fig. 7b) 상관계수 지도를 통해 알 수 있다. 이 고기압을 따라 고기압성 순환이 생기는데 특히 서남부와 장마/메이유/바이우 전선이 있는 중위도에서 동서풍 아노말리가 강하고 이를 따라 수분속의 수렴/발산이 발생한다. 중위도에서 강화되는 장마/메이유/바이우는 아열대 고기압과 아시아 북쪽 (시베리아, 만주지역)에 형성되는 강한 고기압 사이에서 발생하는 전선이다. 하층 전선의 강화와 맞물려 상층 200 hPa에서는 저기압성 순환이 발생하고 동아시아 상층 제트 기류(jet stream)는 남쪽으로 이동한다 (Fig. 7c). 또한 저위도에서 형성되는 서태평양의 고기압은 상층까지 연결되는 순압(barotropic) 구조를 보인다.

저위도 지역의 고기압은 해수면온도와도 관계가 있다 (Fig. 8a). 이러한 해양-대기 상호관계는 Wang et al. (2013)에서 자세히 설명된 바 있다. WNPSH의 동쪽에서 강한 북서풍에 의해 해수면 온도가 낮아지면 강수가 적어지기 때문에 강수에 의한 (수증기가 액화하면서 방출하는 열)이 줄어든다. 이는 차가운 해수면 온도를 더욱 낮게 유지시키기 때문에 양의 되먹임 작용이 해양-대기간에 형성된다. 한편 WNPSH의 서쪽에서는 해수면 온도가 높게 형성되어 있고, 이러한 양의 온도 분포는 인도양까지 확장되어 있는 것을 볼 수 있다. WNPSH에서는 동풍 아노말리가 발생하면서 이 지역 여름의 평균적인 남서풍을 약하게 만드는데 이로 인해 잠열 (latent heat) 방출에 의한 에너지 소실이 줄어들기 때문에 해수면 온도는 높게 유지된다. 따라서 WNPSH의 서쪽에서도 양의 열적 되먹임 작용이 발생하면서 해수면 온도의 양극 패턴과 대기에서의 고기압 현상이 유지된다.

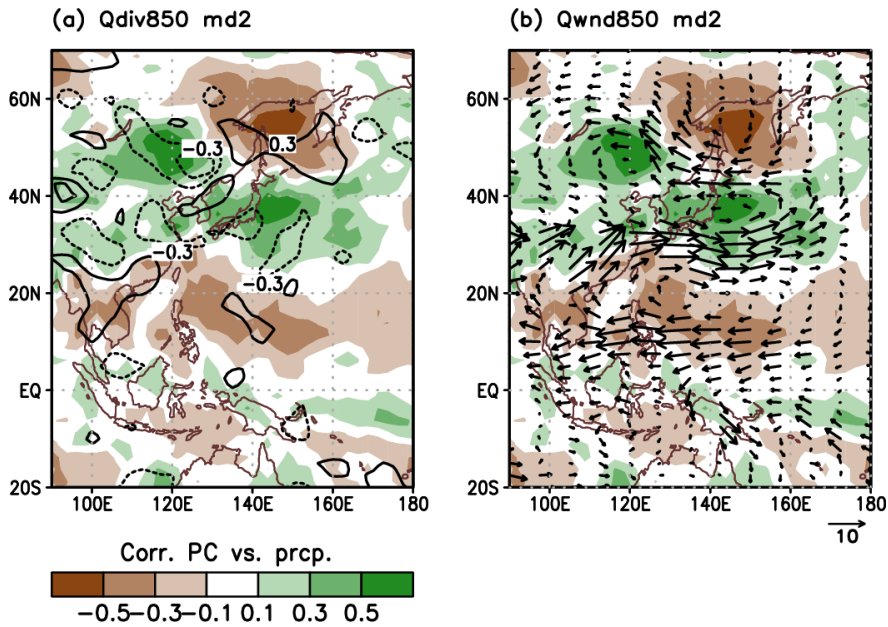


Figure 6 Correlation coefficients maps between anomalies of (a) 850-hPa moisture divergences (black contour) and the first MEOF PC; and (b) Regressed moisture flux (black vectors) at 850 hPa on the first MEOF PC. Correlation coefficients for precipitation (shading) are also plotted together in (a) and (b). A dry condition matches with moisture divergence and vice versa. The correlation coefficient at 90% significant level is 0.3.

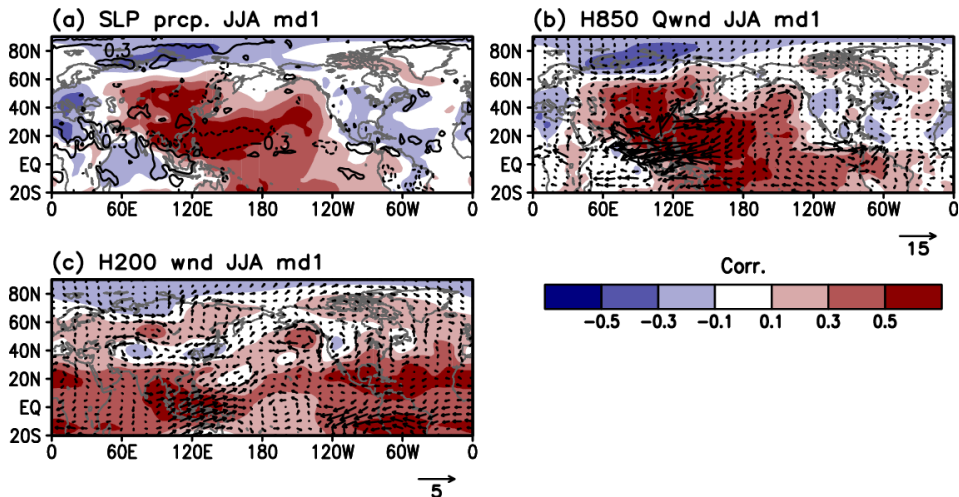


Figure 7 Correlation coefficients maps between anomalies of (a) SLP (shading), precipitation (black contour), (b) 850-hPa GPH (shading), (c) 200-hPa GPH (shading); and the first MEOF PC. Regressed vectors of (b) horizontal moisture flux at 850 hPa and (c) horizontal wind at 200 hPa on the first MEOF PC are also plotted. The correlation coefficient at 90% significance level is 0.3.

다른 변수들과 마찬가지로 눈덮임과 북극해빙의 동시상관 지도를 그렸는데(Fig. 8b) 첫 번째 모드와는 상관관계가 큰 지역이 나타나지 않았다.

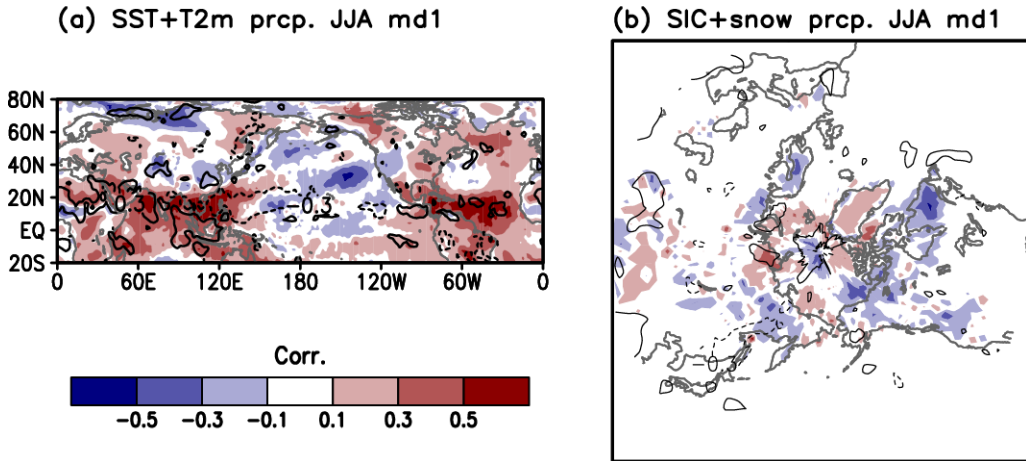


Figure 8 Correlation coefficients maps between anomalies of (a) SST (shading), 2m-temperature (shading), precipitation (black contour); (b) snow cover (shading), sea ice cover (shading), precipitation (black contour); and the first MEOF PC. The correlation coefficient at 90% significance level is 0.3. The surface temperature data consists of SST over the ocean and 2m-temperature over the land area. In the same way, snow cover is only distributed over the land and sea ice is covered on the ocean.

3.2 두 번째 모드: WNPSH와 남북방향 파동 전파

두 번째 모드는 총분산의 14.4%를 설명하고 중위도 동아시아 지역에서 파동의 남북방향 전파로 인해 강수가 나타나는 것을 보여준다. Fig. 9는 두 번째 모드 강수와 850 hPa 지위고도의 공간분포와 이의 PC 시계열이다. 강수의 공간 분포에서는 저위도에서는 건조한 아노말리가, 한국, 일본을 포함하는 중위도에서는 습윤한 아노말리를 보이고 이는 각각 하층의 고기압, 저기압과 관련된다. 강수와 기압계 아노말리의 배치는 북서-남동 방향으로 기울어져 있다. 두 번째 모드 또한 첫 번째 모드와 마찬가지로 WNPSH에서 고기압이 강하면 중위도인 한국과 일본에서 전선이 강화되고 강수가 많이 오는 것을 보이는데, 중국에서 강수 아노말리는 강하지 않고 일본 동쪽의 강수 영향대가 남북 방향으로 넓다.

좀 더 넓은 지역에서 강수와 하층 수분속과 발산을 분석하면 파동의 전파가 좀 더

뚜렷이 보인다 (Fig. 10). WNPSH에서 수분속의 발산/수렴이 발생한 곳에서는 건조/습윤한 아노말리가 발생하고 이의 북쪽으로 수분속의 수렴/습윤 아노말리, 다시 수분속의 발산/건조 아노말리가 삼극 (tripole) 형태로 형성된다. 이러한 강수/수분속 발산의 공간분포는 하층 지위고도를 따라 형성되는 순환장에 의한 것이다. 따라서, 두 번째 모드의 경우, WNPSH 지역의 건조/수분속 발산의 아노말리가 강한 것은 첫 번째 모드와 거의 동일하지만 아노말리의 가로축 기울기가 다르고, 이에 따라 중, 고위도로 전파되는 파동의 세기가 달라 수분속, 수렴/발산 패턴이 다르게 유도된다.

전지구 영역에서 하층, 상층의 지위고도와 바람장에서는 동아시아 중위도에서 강하게 발달하는 저기압 패턴이 뚜렷이 보인다 (Fig. 11). 특히 고위도에서 발달하는 고기압의 남하는 첫 번째 모드와 다른 점이고 상층에서는 동아시아 제트기류가 남하하고 강화되는 원인인 것으로 보인다. 이러한 고위도에서의 지위고도와 순환장의 조건은 저위도에서 발달하는 WNPSH에 의한 강제력이 남북 방향으로 전파하는데 좋은 환경을 제공하는 것으로 보인다.

유라시아 대륙에서 나타나는 동서방향의 파동 전파도 나타나는데 중위도에서 나타나는 파열 (wave train)의 역할로 특히 풍하층에 있는 동아시아에서 저기압성 순환이 강화되는 것으로 보인다. 상층 200 hPa에서 나타나는 지위고도의 파열은 Ding and Wang (2005)에서 검증한 바 있는 북반구 circumglobal teleconnection (CGT) 과 닮은 꼴이 있다. 비록 CGT의 파수는 5이고, 이와 달리 본 연구의 두 번째 모드와 관련된 상층 파열은 아시아에서 명확히 분리되지 않아 파수가 4라고 할 수 있지만, 중심적으로 나타나는 아노말리의 위치는 상당히 비슷하여 (Fig. 1 in Ding and Wang, 2005) 이처럼 중위도에서 파열이 나타나는 물리적 메커니즘을 설명할 수 있다. Ding and Wang (2005)에 따르면 중위도에서 나타나는 파열은 북반구 여름철 제트 기류와 관련되어서 나타나 제트 기류 근처에서 파수 5로 위상 결속 (phase locking)하며 특히 여름철 상층 지위고도의 두 번째 EOF와 비슷한 패턴을 보인다. 인도 북쪽에서 나타나는 지위고도 아노말리의 중심과 CGT 활동은 상관관계가 강해 인도몬순 강수에 의한 비단열적 과정은 CGT의 유지, 결속에 큰 역할을 한다. 그리고 이로 인해 동아시아 몬순에 영향을 끼칠 수 있다. 따라서 중위도 동아시아 여름 몬순 두 번째 모드에서는 남북방향, 동서 방향의 파열의 전파가 큰 역할을 한다.

표면 온도장에서는 인도양과 아열대 북서태평양의 온난화 (warming)가 나타나면서 중위도 동아시아에서는 강한 냉각화 (cooling)가 나타난다. (Fig. 12a). 중위도 동아시아의 표면 냉각화는 수분속 수렴으로 구름이 형성되면서 일사가 적기 때문에 나타난다. 또한 유라시아 대륙의 온도장 분포는 지위고도에서 나타나는 파열과 물리적으로 일치하여 파동의 발달에 일조한다 (기온이 높은 곳에서는 고기압 형성, 낮은 곳에서는 저기압 형성). 눈덮임과 해빙 아노말리에서는 두 번째 모드와의 상관관계가 크게 나타나지 않는다(Fig. 12b).

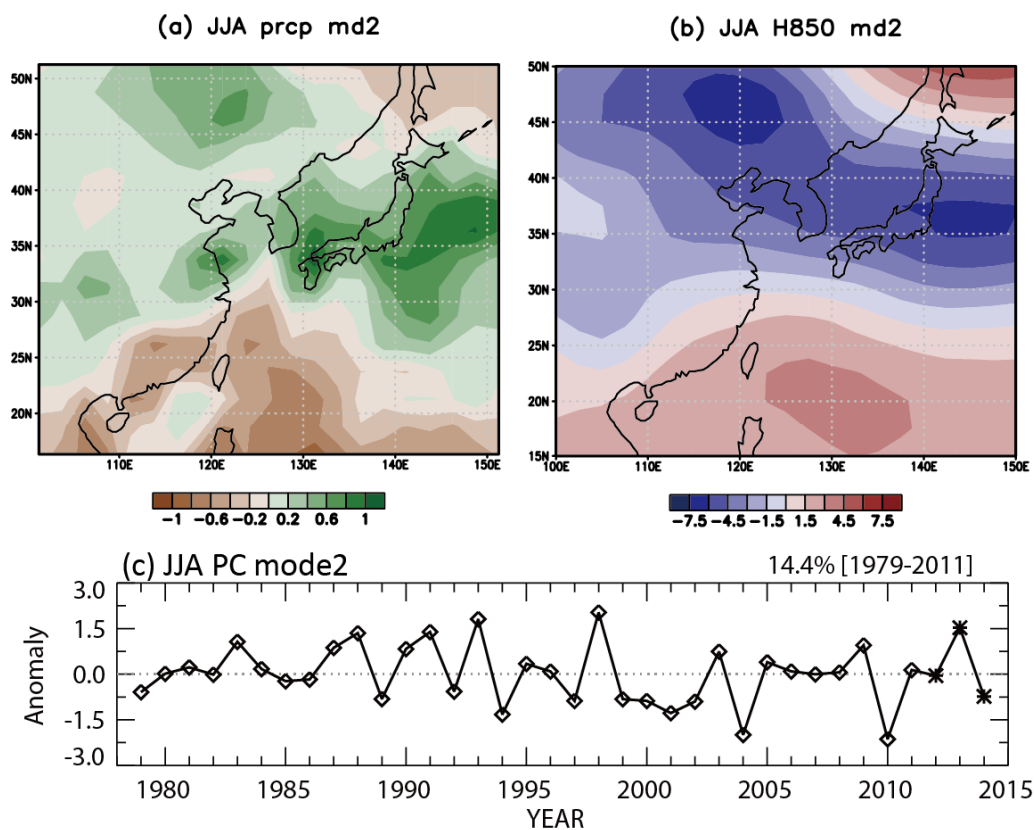


Figure 9 Same as Fig. 5 but for the second MEOF mode.

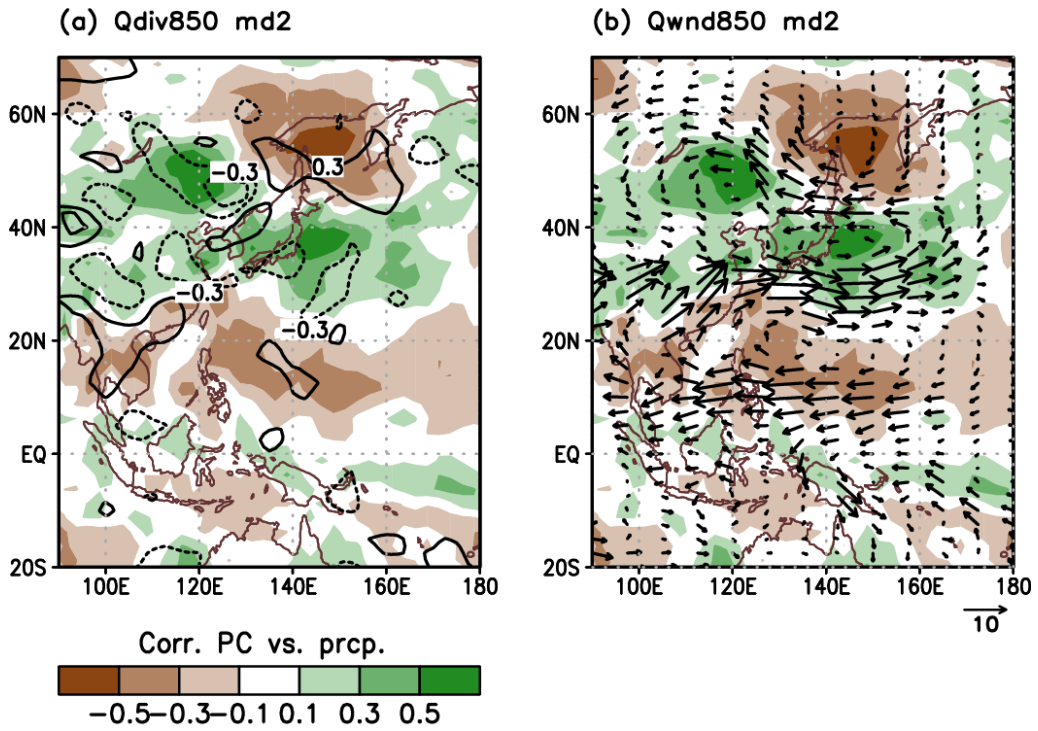


Figure 10 Same as Fig. 6 but for the second mode.

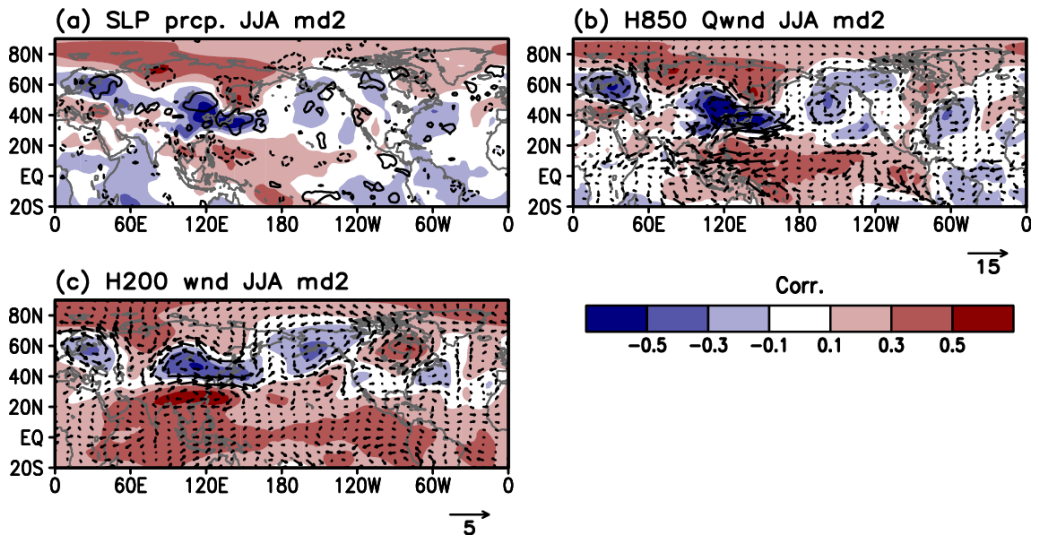


Figure 11 Same as Fig. 7 but for the second mode.

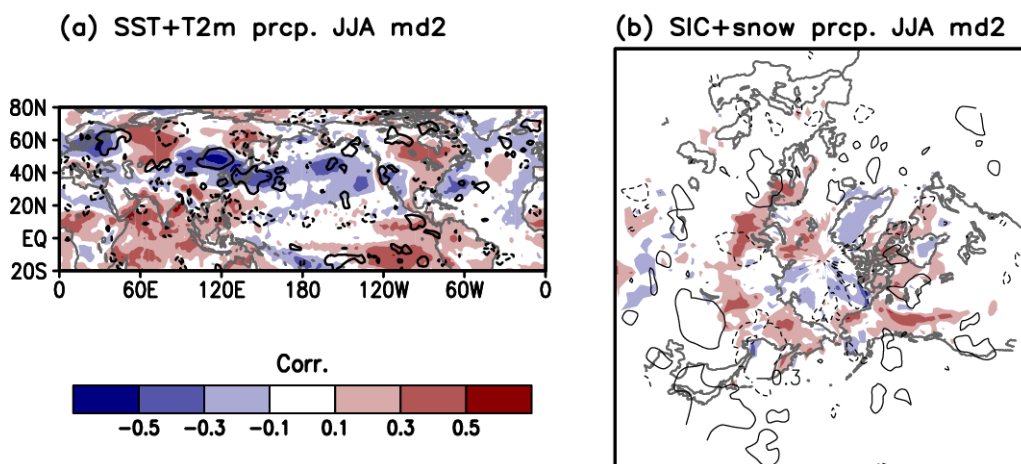


Figure 12 Same as Fig. 8 but for the second mode.

3.3 세 번째 모드: 오호츠크해 저기압, 중태평양 엘니뇨와 NAO

세 번째 모드는 총 분산의 8.4%를 설명한다. 이 모드는 일본 남쪽에 고기압과 오호츠크해의 저기압으로 이루어진 강한 양극 패턴이 특징인데, 이와 함께 고기압 지역에서는 건조 아노말리가, 저기압 지역에서는 습윤 아노말리가 발달하여 특히 한반도와 일본 남부, 북부에서 습윤 아노말리가 영향을 받는다 (Fig. 13). 또한 동아시아 해안선을 따라 약한 저기압대가 있어서 이를 따라 강수대가 펼쳐져 있는데 이로 인해 중국 동남부 지역의 강수가 이 모드의 영향을 많이 받는다. Fig. 13c의 PC를 보면 1988, 1989년에 강한 음의 신호가 있는데 이는 이 두 해에 오호츠크해에서 고기압이 강해지고 일본 남부에서 저기압이 강해지면서 중국 동남부 지역과 한국, 일본 남쪽, 일본 북부에서 건조한 아노말리가 강해진 것을 의미한다.

수분속의 수렴/발산 패턴을 살펴보면 일본 남부에서 고기압성 순환이 강할 때 이의 중심에 수분속의 발산이 존재하고 오호츠크해에서는 저기압성 순환이 발생하여 수분속의 수렴이 나타나서 강수의 많고 적음이 결정된다 (Fig. 14). 이 모드에서는 WNPSH에 의해 강제되는 힘이 보이지 않고 수렴대나 발산대가 첫 번째, 두 번째 모드에 비해 공간적 규모가 작다. 따라서 이 모드는 중위도 동아시아를 중심으로 지역적 규모에서 나타나는 강수 현상을 설명한다고 할 수 있다.

세 번째 모드와 상관관계를 나타내는 전지구 상하층 지위고도와 순환장을 보면 지역적 규모에서 나타나는 주요 순환장을 좀 더 확실히 구별할 수 있다 (Fig. 15). 오호츠크해와 일본 남부에서는 상하층 모두 순압적으로 양극 지위고도 아노말리가 나타나는데 이를 따라 순환장이 형성된다. 공간패턴에서 강수가 많이 나타나는 지역은 한국, 일본 남부, 북부와 중국 동남부인데, 특히 이 모드의 PC는 한국 기상청 강수 관측 자료와 그 어떤 모드보다 상관관계가 크게 나타난다. 이에 대해서는 5장 한국 강수 예측 부분에서 좀 더 자세히 설명하도록 하겠다. 상층에서는 파수 5의 파동이 북아메리카에서부터 동아시아까지 나타나는데 이는 선행연구에서 연구된 바 있는데 대서양 해수면 온도에서 나타나는 NAO (North Atlantic Oscillation)와 관련된 패턴과 관련이 있다 (Lee and Seo 2013, Sung et al. 2006, Branstator 2002). 실제로 해수면 온도 상관관계 지도에서 NAO와 관련되어 삼극 패턴이 나타나는 것을 볼 수 있다 (Fig. 16a).

또한 중앙태평양 적도지역에서 해수면온도의 상승이 나타나는데 중앙태평양 엘니뇨와 관계가 있는 것으로 보인다. 태평양 북쪽과 베링해 지역에서도 강한 온난화가 나타나 이 지역에서 상하층에서 순압 구조로 나타나는 고기압을 강화하는 것으로 보인다. 북태평양의 중앙에서는 냉각화가 나타나고 이를 둘러싸고 특히 북동쪽과 적도 중앙에서 나타나는 온난화는 패턴은 Lee and Seo (2013)에서 한국의 장마에 영향을 미친다는 북태평양 모드 (North Pacific Change; NPC)와 양상이 비슷하다. 이러한 북태평양 모드에서 나타나는 해수면온도 전선은 대기 하층의 경압구조를 발달시키고 중위도 하층 서풍을 유도한다 (Nakamura et al. 2004). 또한 이 북태평양 모드는 태평양 북쪽과 베링해의 온난화는 눈덮임, 해빙의 감소와도 직접적인 연관이 있는 것을 알 수 있다 (Fig. 16b).

앞서 언급했듯이, 해수면온도 패턴에서 나타나는 중앙태평양 적도지역의 해면온도의 상승, 대서양의 삼극 패턴, 북태평양에서의 온난화는 Lee and Seo (2013)에서 한국 장마를 예측할 수 있는 세 가지 예측변수와도 유사하다. Lee and Seo (2013)는 한국 장마를 이해하기 위해 중위도 강제력의 역할을 강조하였는데 이 세 번째 모드 또한 WNPSH와 독립된 중위도 강제력의 역할이 중요해 보인다.

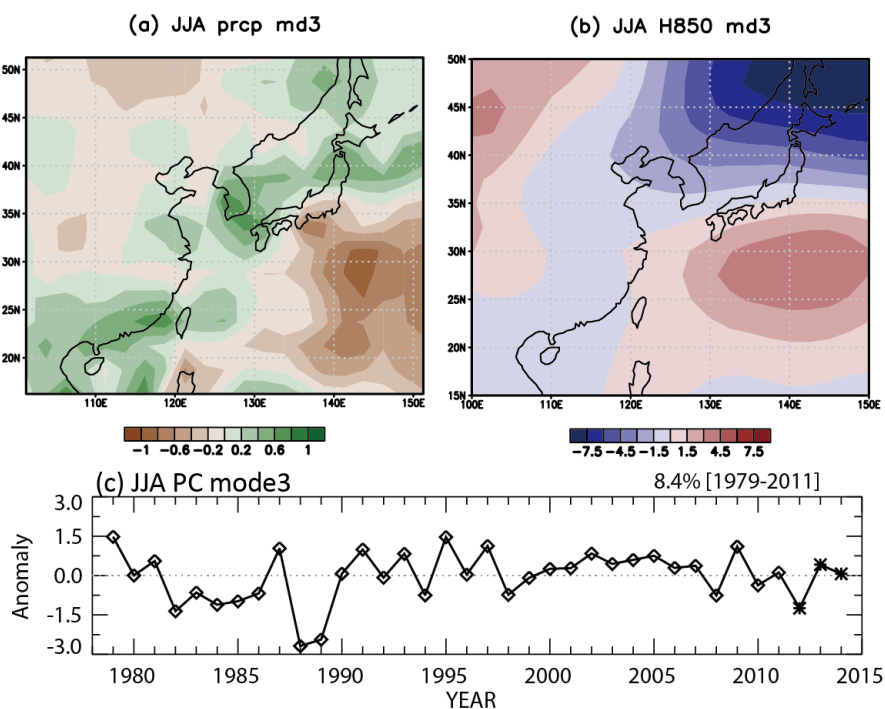


Figure 13 Same as Fig. 5 but for the third MEOF mode.

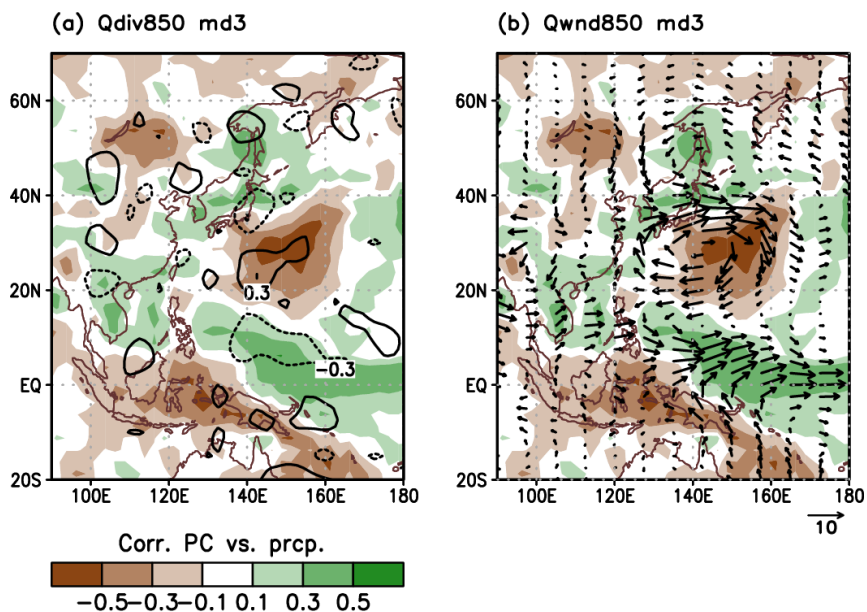


Figure 14 Same as Fig. 6 but for the third mode.

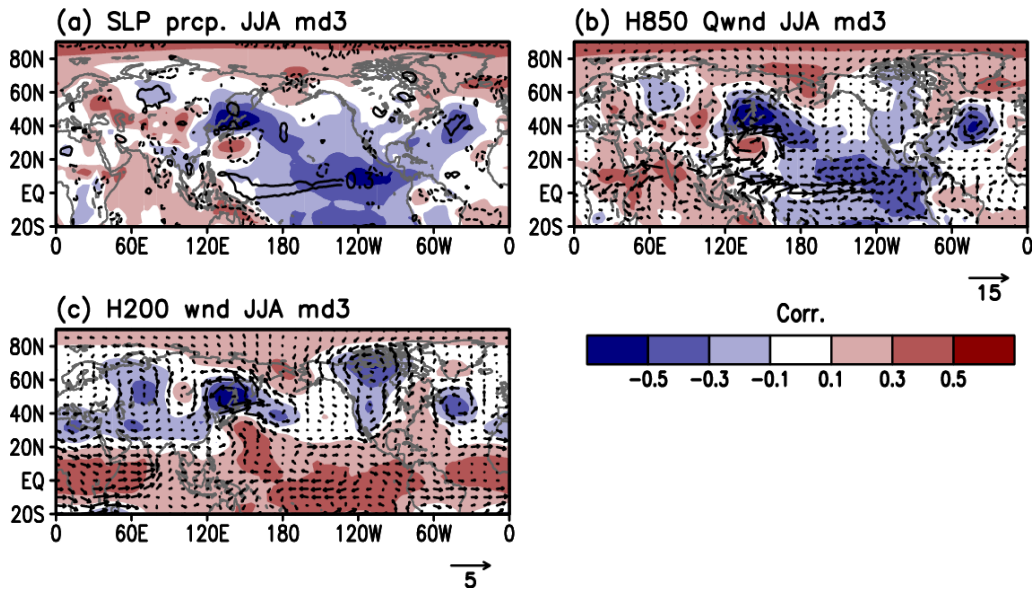


Figure 15 Same as Fig. 7 but for the third mode.

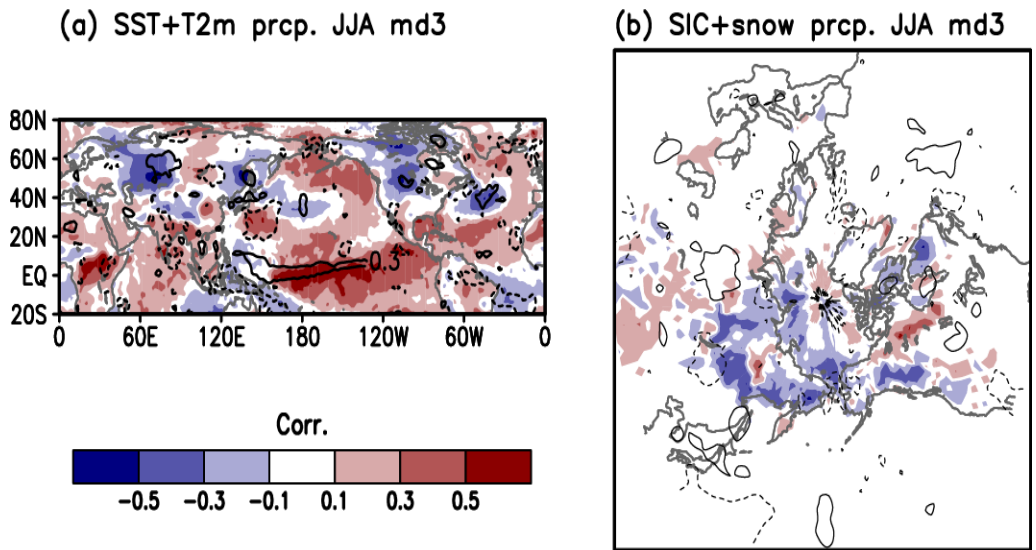


Figure 16 Same as Fig. 8 but for the third mode.

3.4 네 번째 모드: 북태평양 고기압의 강화

네 번째 모드는 총 분산의 7.5%를 설명하고 일본 남쪽에 고기압대/건조대와 한국 북쪽으로 저기압대/습윤대가 존재하며 특히 한국의 중-북부에 강한 강수를 설명할 수 있다. 또한 대만과 동중국해에도 강수대가 존재한다 (Fig. 17). 수분속과 수분속 수렴/발산 패턴을 보면 일본과 한국의 북부에서 고기압에 의해 수분속의 순환장이 형성되면서 수분속이 수렴하고 강수대가 형성된다 (Fig. 18). 적도지역에서는 강한 동풍이 형성되면서 서태평양에는 건조대가, 동남아시아에는 강수대가 형성되는데 세 번째 모드와 마찬가지로 WNPSH와는 상관관계가 없다.

상하층 순환장에서는 북태평양 서쪽해안가로 고기압과 저기압이 북쪽과 남쪽으로 위치하면서 발생하는 바람장이 동아시아 연안으로 남서풍을 일으키면서 한국과 중국 동북부, 일본 북부로 강수를 유발한다. 하층에서는 북태평양 고기압의 북서쪽 사면이 강화되면서 동아시아 대륙의 기단과 만나면서 수분속의 수렴, 강수가 발생한다. (Fig. 19). 이는 늦여름 장마 전선의 북상으로 한반도의 북부는 강수가 많이 발생하고 남쪽은 고온 건조한 현상과 일치한다 (Figs. 19, 20). 여기에 유라시아 대륙에서는 인도 북서쪽에 고기압이 발생하고 유라시아 제트기류의 출구 쪽에 고기압이 강화된다. 이는 티벳 고원의 온난화와 관련되어 풍하층에서 고기압이 강화되는 것으로 추측되는데 티벳 고원의 온난화와 동아시아 강수와는 그 연관성이 이미 연구된 바 있다 (Wang et al. 2008a). 이에 대해서는 더 자세한 검증이 필요하다. 네 번째 모드는 눈덮임이나 북극해빙과는 큰 관련성이 없다.

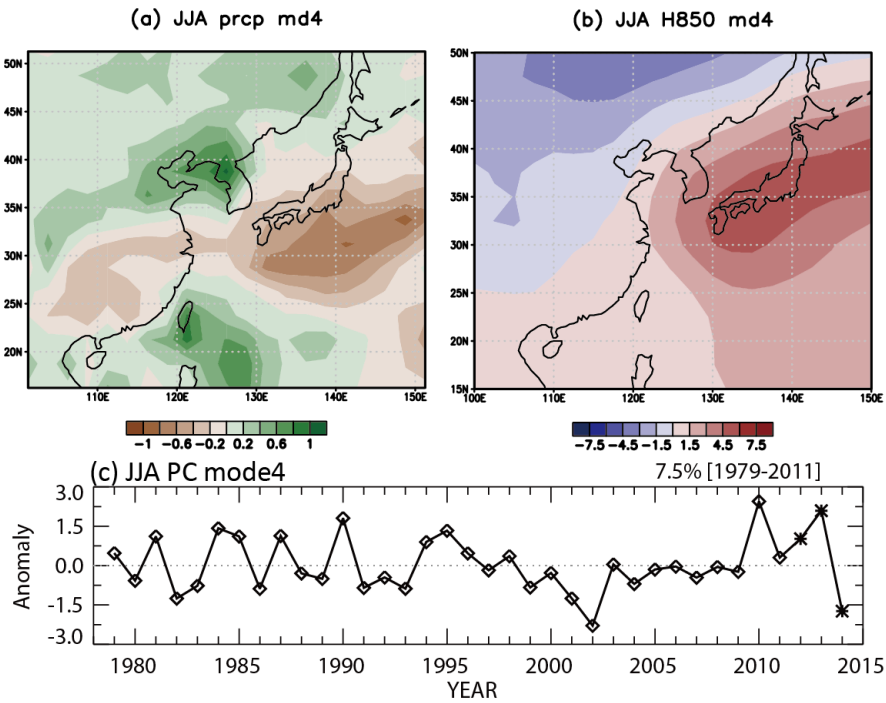


Figure 17 Same as Fig. 5 but for the fourth mode.

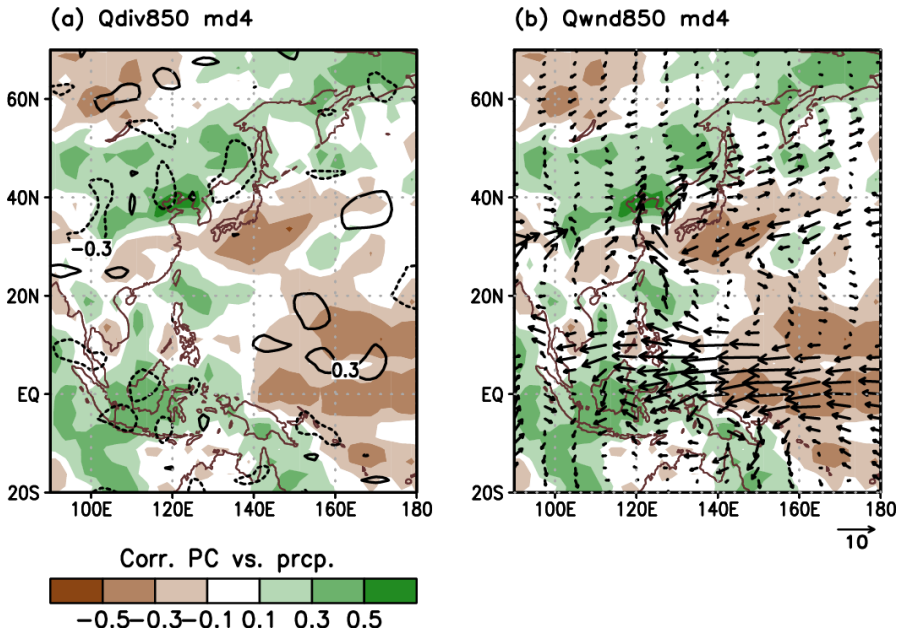


Figure 18 Same as Fig. 6 but for the fourth mode.

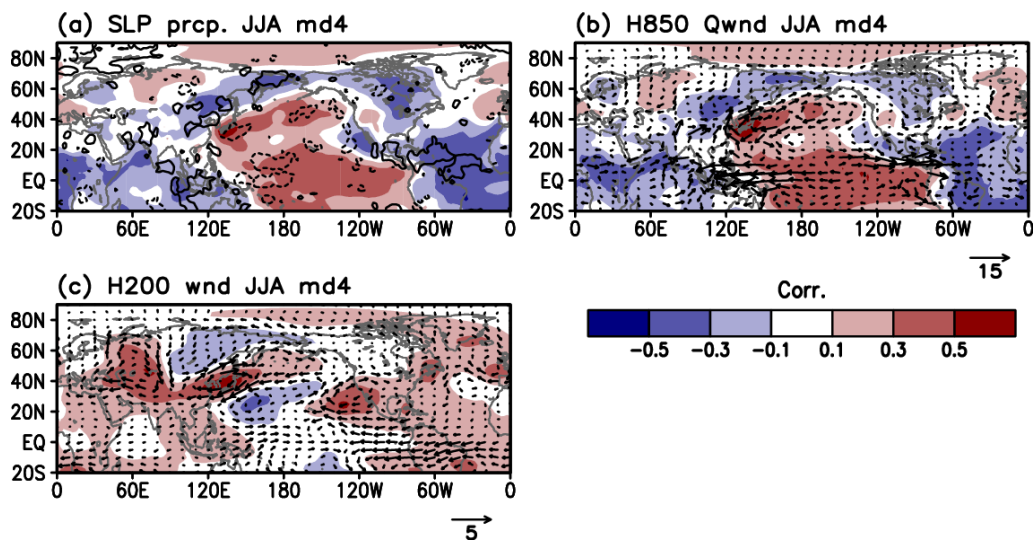


Figure 19 Same as Fig. 7 but for the fourth mode.

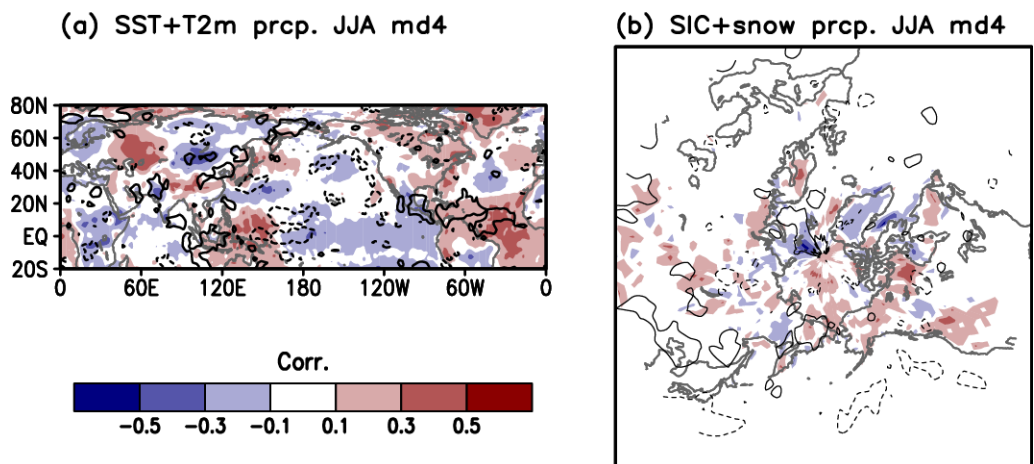


Figure 20 Same as Fig. 8 but for the fourth mode.

4. 중위도 동아시아 여름몬순의 예측

4.1 예측변수의 선정

각 모드의 예측인자를 선정하기 위해 경계 강제력이라 할 수 있는 해면기압, 해수면 온도, 표면 온도, 북극해빙, 눈덮임과 각 PC와의 선행 상관계수 지도를 그렸다. 실시간 여름철 계절 예측을 위해 최소 2달 선행하는 3-4월과, 이와 더불어 1-2월 아노말리, 그리고 봄과 겨울의 추세 (tendency)를 나타내도록 3-4월에서 1-2월을 뺀 아노말리를 첫 번째 PC와 상관계수 지도로 표현하고 이들의 관계를 분석하였다 (Fig. 21). 상관관계가 강하게 나타나는 지역을 공간 평균하여 시계열을 구성하고, 이 시계열들을 전방향 걸음별 회귀하여 예측변수를 선정하였다. 여기서 공간 평균할 때는 PC와의 상관계수가 0.3 (90% 유의수준)을 넘는 지점만을 선정하여 평균하도록 하였다. 선택되는 시계열들은 서로 독립적이다.

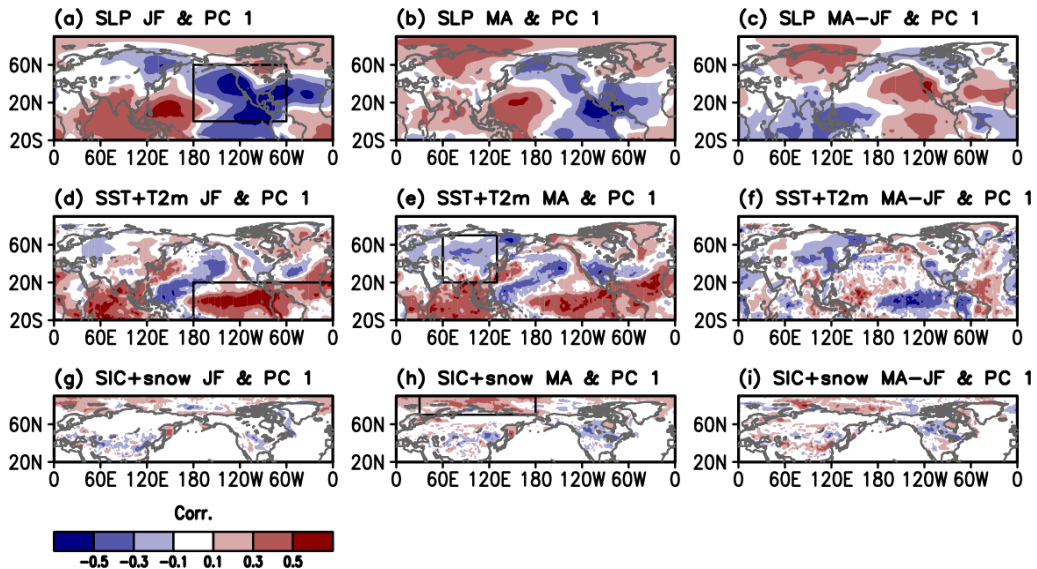


Figure 21 Leading correlation coefficient maps are calculated to find potential predictors (atmospheric/oceanic variables) for predictand (first MEOF PC). Maps of correlation coefficients between (a-c) SLP, (d-f) SST, 2m-temperature, (g-i) sea ice cover, snow cover and the first MEOF PC. Bimonthly anomalies are averaged for every variables. The selected months of potential predictors are January-February (left), March-April (center), and the tendency of two period (MA-JF) (right). Selected predictors are presented as boxes.

Table 1 Selected predictors for the 1st PC. potential predictors are 9 and selected are 4. Red-colored predictors are for the independent prediction period [2012-2014].

Index	Month	Variable	Area	Note
1	JF	SLP	180-300E, 0-60N	EP ENSO
2	JF	SST+T2m	180-360E, 20S-20N	EP, Atl SST warming
3	MA	SST+T2m	60-130E, 20-70N	EA land cooling
4	MA	SIC+snow	30-180E, 70-90N	Arctic SIC loss

Fig. 21에는 전방향 걸음별 회귀방법으로 선정된 첫 번째 모드의 예측인자를 검은 색 사각형으로 함께 나타내었다. 후측모의를 만드는 과정에서 회귀 훈련기간이 다르기 때문에 예측변수도 서로 다르게 선정되는데 따라서 각 회귀 훈련기간에 예측인자는 3개가 선정되지만, 회귀 창 (regression window)이 이동하면서 결과적으로 여러 개의 예측변수가 선정된다.

첫 번째 모드는 특히 WNPSH의 강화, 유라시아 대륙의 냉각화가 나타났었는데 선행 상관계수 지도를 통해 특히 서태평양의 냉각화는 엘니뇨와 연관되어 나타나는 것을 볼 수 있다. Fig. 21a와 21d에서 선정되는 예측변수는 엘니뇨와 연관되어 나타나는 해면기압장, 해수면 온도라 할 수 있으며 Fig. 21e와 21h는 유라시아 대륙의 냉각화와 연관되어 나타나는 표면온도, 해빙이라 할 수 있다. Table 1은 예측변수로 선정된 시계열을 정리한 것이다. 첫 번째 모드의 예측인자를 찾기 위해서 총 9개의 잠재 예측변수를 넣었는데, 그 중 선택된 것은 4개이다. 탈락된 변수는 첫 번째로, 먼저 선정된 인자와 독립적이지 않기 때문에 탈락할 수 있고, 두 번째로 PC와의 상관관계가 크지 않기 때문에 탈락할 수 있다. 예를 들어 인도양에서 강하게 나타나는 온난화는 PC와의 상관관계는 매우 크지만 동태평양에서 나타나는 엘니뇨와는 독립적이지 않기 때문에 선정되지 않았다.

두 번째 모드는 WNPSH의 남북방향 전파와 유라시아 파열로 설명할 수 있는 모드이다. Fig. 22은 두 번째 모드의 예측인자를 선행 상관계수 지도로 나타낸 그림이다. Fig. 22b는 엘니뇨와 관련된 해면기압장이고 Fig. 22e에는 인도양의 온난화와 관련된 패턴과 동북아시아지역의 온난화와 관련된 패턴이 선정되었다. Fig. 22f에는 서태평양 온난화와 관련된 패턴이 나타나고 Fig. 22h에는 동아시아 중위도의 냉각화, 유럽의 냉각화, 북극에서의 고기압/온난화와 관련된 예측변수가 선정되었다. 엘니뇨의

경우 예측인자로 선정되지만, 해수면 온도가 아닌 이와 관련된 해면 기압장에서 상관관계가 더 크게 나타나는데, 이는 해수면 온도의 경우 다른 지역 (예, 인도양 온난화) 온도나 해면기압장과 상관관계가 커서 탈락되고 이보다는 상관관계가 작은 해면 기압장이 선정되는 것으로 보인다. 즉 각 예측인자들 간의 독립성을 보장하기 위해 여러 잠재 변수들 중에 적절한 것들을 선택한다. 이렇게 선정된 예측변수는 Table 2에 정리하였다.

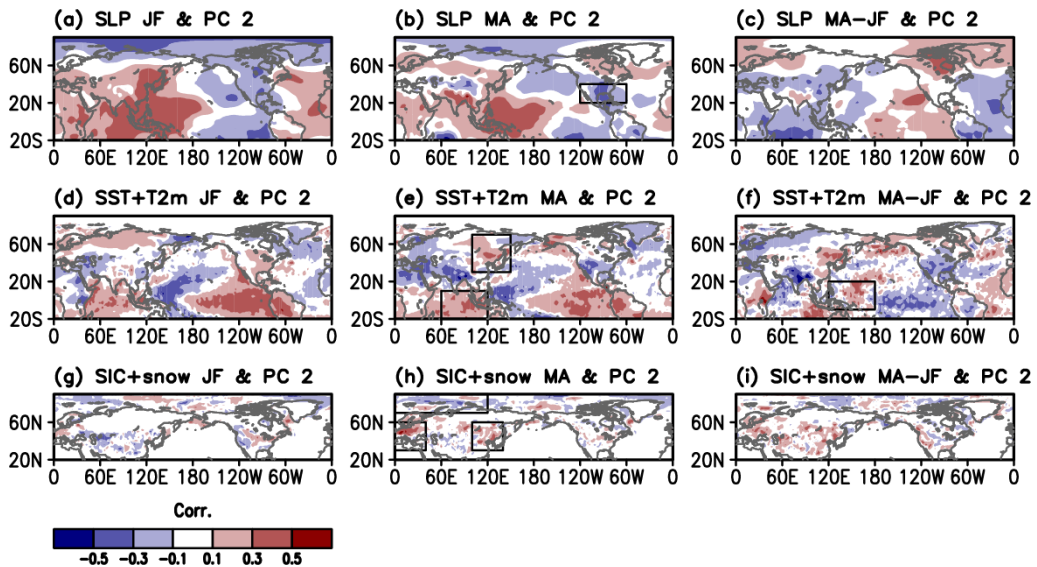


Figure 22 Same as the Fig. 21 but for the second mode.

Table 2 Same as the table 1 but for the 2nd PC.

Index	Month	Variable	Area	Note
1	MA	SLP	240-300E, 20-40N	NA cooling
2	MA	SST+T2m	60-120E, 20S-10N	IO warming
3	MA	SST+T2m	100-150E, 30-70N	North EA warming
4	MA	SIC+snow	0-40E, 30-60N	EU snow
5	MA	SIC+snow	100-140E, 30-60N	EA north warming
6	MA	SIC+snow	0-120E, 70-90N	SIC warming
7	MA-JF	SST+T2m	120-180E, 10-20N	WP warming

세 번째 모드는 특히 일본 남쪽과 오호츠크해에서 나타나는 고/저기압 패턴이 주요했는데, 선형 상관계수 지도에서도 오호츠크해 저기압이 강하게 나타난다 (Fig. 23b). 대서양의 NAO와 관련된 해면온도의 삼극 구조와 중태평양 엘니뇨에 의한 영향은 동태평양과 대서양 적도지역에서 나타나는 저기압을 설명한다 (Fig. 23b). 서태평양 적도 지역에서 나타나는 냉각화와 (Fig. 23d) 중국 동부에서 나타나는 온난화, 북태평양에서 나타나는 온난화도 예측변수로 선정되었다 (Fig. 23e). 세 번째 모드에서 선택된 예측변수는 Table 3에 정리하였다.

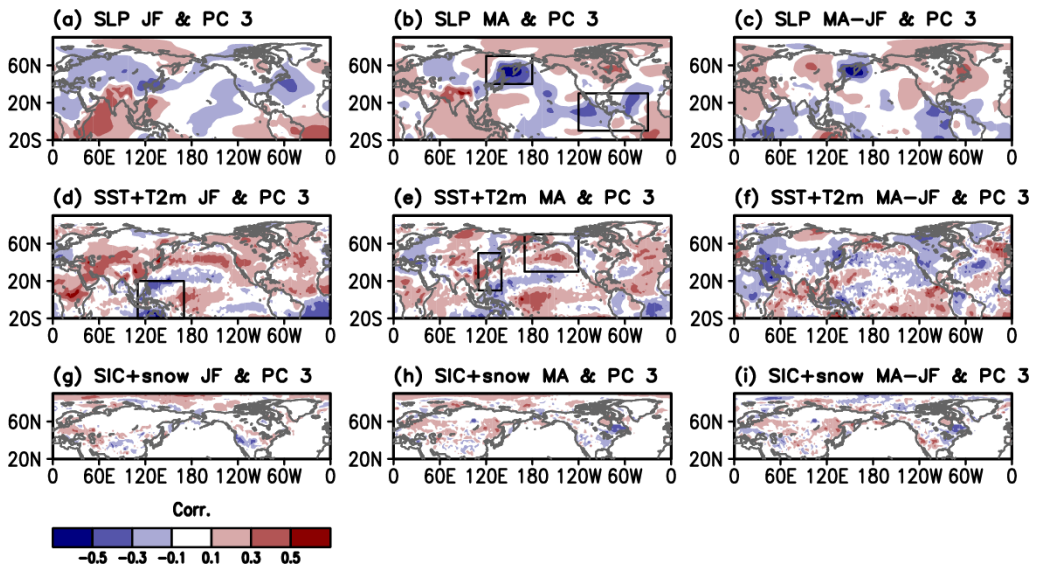


Figure 23 Same as the Fig. 21 but for the third mode.

Table 3 Same as the table 1 but for the 3rd PC.

Index	Month	Variable	Area	Note
1	MA	SLP	120-180E, 40-70N	Okhotsk SLP low
2	MA	SLP	240-330E, 10S-30N	EP, ATL SLP low
3	JF	SST+T2m	110-170E, 20S-20N	WP SST cooling
4	MA	SST+T2m	110-140E, 10-50N	EA warming
5	MA	SST+T2m	170-240E, 30-70N	NP warming

네 번째 모드는 동아시아 연안에 저기압과 고기압이 발생하고 서태평양 적도지역에서 동풍이 강하게 나타난다. 또한 유라시아 대륙에서 동서 방향으로 파열이 발생하였다. 선행 상관계수 지도에서는 유라시아 대륙의 파열이 봄철 대서양과 관계있음을 시사하는데 특히 봄철의 해면기압장과 (Fig. 24b) 대서양 해수면 온도 추세와 연관되어 보인다. 여름철 유라시아 대륙의 파열은 또한 겨울철에 추웠던 대륙이 봄철에 상대적으로 따뜻해지면서 눈덮임과 해빙의 공간 패턴이 복잡해지면서 발생할 수도 있음을 예측인자를 선정하면서 추측할 수 있다 (Fig. 24d, f and h). 네 번째 모드에서 선택된 예측인자는 Table 4에 정리하였다.

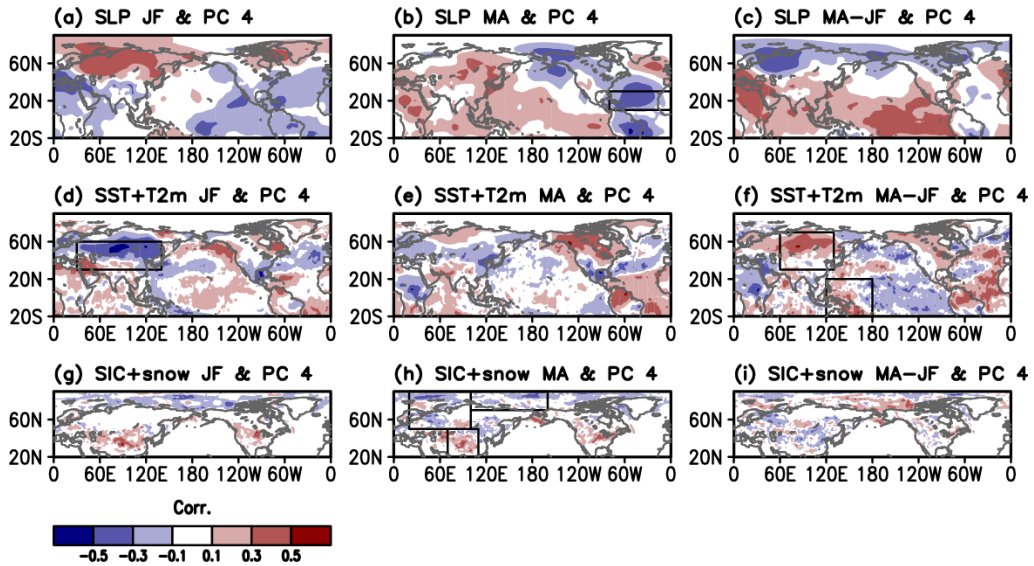


Figure 24 Same as the Fig. 21 but for the fourth mode.

잠재적 예측인자를 선택하는 과정은 상관계수가 높은 지역 중 물리적으로 설명 가능한 지역을 선별하는 데는 주관적인 판단이 개입하지만, 여러 가지의 잠재적 인자 중 결과적으로 사용하는 예측인자를 선택하는 데는 걸음별 과정을 통해 객관적으로 판단할 수 있도록 고려하였다. 따라서 본 연구에서는 물리적으로 설명되는 잠재적 예측인자 중 통계적으로 예측인자를 선택하였다고 할 수 있다.

Table 4 Same as the Table 1 but for the fourth mode.

Index	Month	Variable	Area	Note
1	MA	SLP	280-360E, 10-30N	Atl SLP low
2	JF	SST+T2m	30-140E, 20-60N	Siberian cooling
3	MA-JF	SST+T2m	60-130E, 30-70N	Siberian warming
4	MA-JF	SST+T2m	120-180E, 20S-20N	WP SST warming
5	MA	SIC+snow	20-100E, 50-90N	North warming
6	MA	SIC+snow	100-200E, 70-90N	SIC loss
7	MA	SIC+snow	70-110E, 20-50N	ER Snow increase

4.2 예측식과 검증

앞에서 선정한 각 PC의 예측변수를 다중 회귀하여 후측모의 하였다. 독립적 예측 기간에 선정된 예측 변수를 이용해 계산한 예측식은 다음과 같다.

$$PC_1' = -0.08 + (0.73 \times EPAtl \text{ warming}) + (0.87 \times ArcticSIC) + (-0.38 \times EAT) \quad (3a)$$

$$PC_2' = (1.41 \times EAT) + (1.26 \times WPSST) \quad (3b)$$

$$PC_3' = -0.01 + (-1.04 \times WPSST) + (0.77 \times EAT) + (-0.38 \times EPAtl SLP) \quad (3c)$$

$$PC_4' = (1.18 \times \varphi SST) + (0.79 \times EUsnow) + (0.20 \times Sib T) \quad (3d)$$

prime은 예측된 값을 뜻하고 각각의 PC의 후측모의와 관측자료의 상관계수는 첫 번째부터 네 번째 PC 까지 각각 0.79, 0.68, 0.82, 그리고 0.64이다. 특히 세 번째 PC의 예측성능이 좋은데, 이는 강한 오호츠크 저기압이 봄철부터 여름까지 지속적으로 발달하기 때문인 것으로 보인다.

예측된 PC는 기존의 공간 패턴과의 재조합을 통해 예측공간장을 만들 수 있다. Fig. 26은 재조합을 통해 만든 강수의 예측공간장과 관측을 각각의 격자에서 시간 상관계수 지도를 그려 예측성능을 검증한 그림이다. Fig. 1의 MME와 관측의 시간 상관계수 지도를 비교해보면 예측성능이 현저히 향상되었음을 볼 수 있다. 즉 중위도 동아시아에서 역학 모델에 비해 통계 모델에서 기대할 수 있는 예측 성능이 향상되었음을 보인다. 해당 지역에서의 시간 상관계수 공간 평균값은 0.41이고 특히 한반도 근

처 격자를 평균했을 때는 0.40이 나타났다. 참고로 경험적 모델을 최대로 예측한다고 가정했을 때 나타나는 시간 상관계수 공간 평균값은 0.52였으므로 (Fig. 3) 이와 비교했을 때 예측성능이 적절하다.

예측 성능을 검증하기 위해 해년마다의 후측모의와 관측자료의 패턴 상관계수 (Pattern Correlation Coefficient)도 나타내었다 (Fig. 27). 관측자료에서의 EOF 재조합으로 4개 모드까지 사용했을 때 예상할 수 있는 최대의 패턴 상관계수와 예측된 PC를 이용해서 재조합 하였을 때의 패턴 상관계수를 함께 비교했는데, 예측된 공간장이 관측 공간장에 비해 크게 떨어지지 않음을 보여준다.

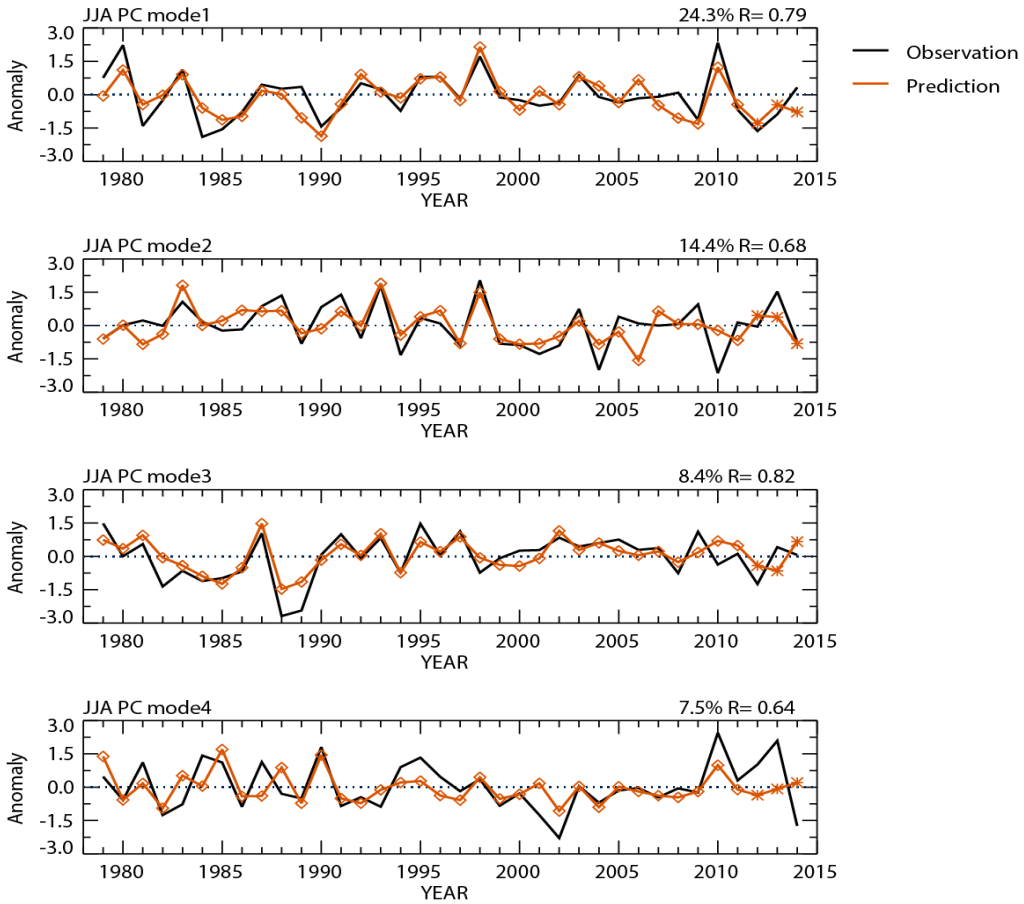


Figure 25 PC of each mode from observation (black lines) and prediction (orange lines). Diamonds (1979-2011) indicate cross-validated prediction and asterisks (2012-2014) are for the independent prediction.

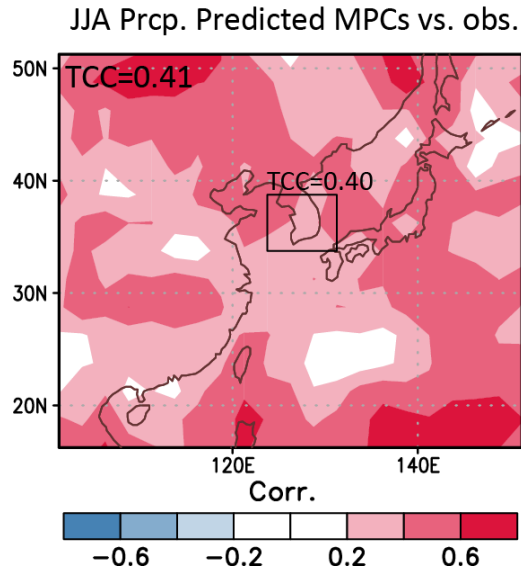


Figure 26 Map of TCCs between predicted precipitation from reconstruction of MEOFs and observed precipitation. Reconstruction is conducted using predicted PCs and spatial patterns of four leading modes observation.

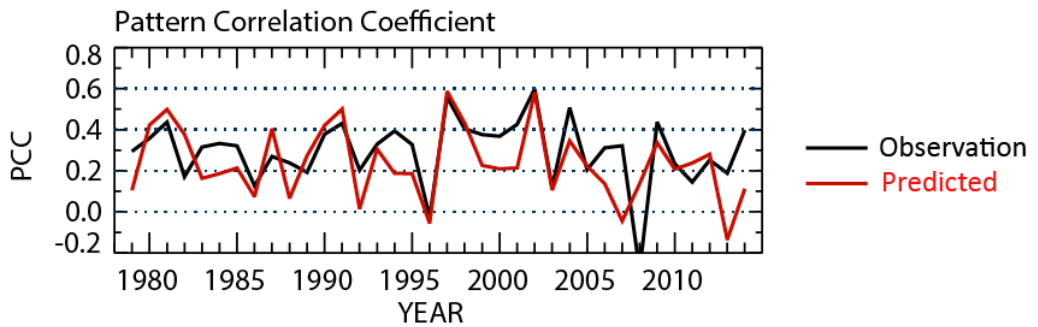


Figure 27 Time series of pattern correlation coefficients between reconstruction precipitation from leading four modes of MEOF of observation (black) and prediction (red); and real precipitation in East Asian domain.

5. 한국 강수 예측 모형

동아시아 여름 몬순의 강수를 예측하는 모형을 개발하였지만 실제로 각 국가에서 이 모형을 활용하기 위해서는 공간 예측장에서 국가 내 격자만을 이용해야 한다. 한반도 근처 격자를 평균하였을 때 관측과 후측모의의 시간 상관계수는 0.40으로 유의미한 결과가 나왔지만 이는 위성 관측자료를 바탕으로 한 것이다. 실제로 각 국가에서 강수를 예측하고 분석하는 것은 자국에서 운영하는 지상 관측소에서 생산된 자료이다. 따라서 지상 관측 자료로 이 모형을 적합하게 만드는 과정이 필요하다.

한국 지상 관측소 강수 자료와 위성 자료를 비교하면, 이들의 상관관계는 0.95로 매우 높다 (Fig. 28a). 하지만, 계절에 따라 이 상관관계는 달라지는데 여름철만 비교했을 때 상관관계는 0.78로 낮아진다 (Fig. 28b). 참고로 겨울철 상관관계는 이보다 높은 0.88이다. 이는 여름철에는 국지성 호우가 많고 이로 인해 극값의 변동성이 큰데 이를 위성 관측에서는 잘 잡아내지 못하기 때문인 것으로 사료된다. 이러한 이유로 위성 관측 자료를 공간적, 시간적으로 의미 있는 자료로 분해하여 재조합하는 MEOF의 특성상 상위 모드만으로는 국지적인 호우까지 포함하는 지상 관측소 자료와는 이질성이 클 수밖에 없다.

실제 한국 강수 지상 관측소 자료와 한국 근처 위성 관측자료를 비교했을 때, 특히 MEOF 재조합을 비교했을 때 상관계수는 0.04로 매우 낮고 무의미하다. Table 5에는 예측의 검증을 위해 동아시아, 한반도 관측자료와 본 연구에서의 강수 예측값을 시간상관관계 지수로 표현하여 정리하였다. 참고로 위성 관측 자료를 MEOF 재조합하여 실제 위성 관측 자료와 비교했을 때는 상관관계 지수가 0.51로 유의미하다. 이는 한국 지상관측 강수 자료는 위성 관측자료를 MEOF 분해하고 재조합했을 때 이질성이 크다는 것을 의미한다. 그래서 본 연구에서 분석된 PC와의 선형관계를 통해 한국 강수 관측 자료를 새로이 예측하였다. 예측을 위해 한반도 지상관측 강수 자료와 본 연구에서 동아시아 여름몬순 PC들과의 선형관계를 이용한다. 한반도 강수 (P_n)는 PC와의 다중 회귀식을 통해 다음과 같이 회귀 계수를 얻을 수 있다.

$$P_n = 243 + (5.42 \times PC_1) + (9.36 \times PC_2) + (18.42 \times PC_3) + (0.57 \times PC_4) \quad (4a)$$

네 개의 PC 중 한국 관측 자료와 가장 적합도가 우수한 것은 세 번째로, 상관계수

가 0.36이다. 새로 얻은 한반도 강수, P_n (green line in Fig. 29)과 실제 한반도 강수의 상관계수는 0.41이다.

식 4a에서 얻은 계수를 사용해 관측 PC 대신 4장에서와 같이 예측된 PC를 넣으면 한반도 강수를 예측할 수 있다. 예측된 한반도 관측 강수는 다음과 같이 표현할 수 있다.

Table 5 Averaged TCCs between a and b for verification.

region	a) prcp. from	b) prcp. from	Correlation Coefficient
averaged TCCs [East Asia]	satellite	reconstruction satellite	0.52
averaged TCCs [East Asia]	satellite	reconstruction predicted satellite	0.41
averaged TCCs [Korea]	satellite	reconstruction satellite	0.51
averaged TCCs [Korea]	satellite	reconstruction predicted satellite	0.40
averaged TCCs [Korea]	ground station	reconstruction satellite	0.04
averaged TCCs [Korea]	ground station	reconstruction predicted satellite	0.

$$P_n' = 243 + (5.42 \times PC_1') + (9.36 \times PC_2') + (18.42 \times PC_3') + (0.57 \times PC_4') \quad (4b)$$

여기서 prime은 예측된 값을 뜻한다.

예측된 한반도 강수 (red line in Fig. 29)와 실제 한반도 강수의 상관계수는 0.38로 유의미한 수준이고 한 개의 PC를 사용했을 때보다 높은 상관관계를 보여 예측성이 향상되었음을 알 수 있다.

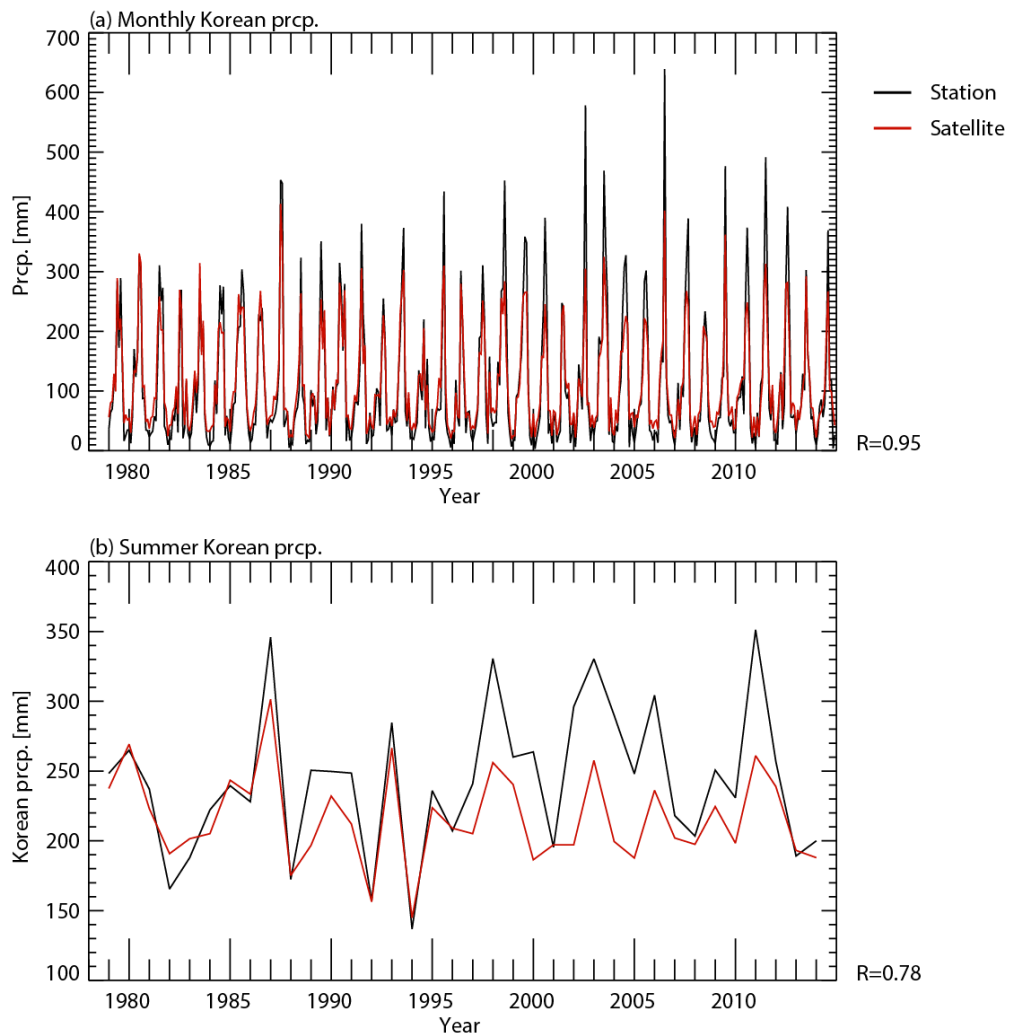


Figure 28 (a) Monthly and (b) summer Korean precipitation from ground stations (black) and satellite (GPCP) observations (red). The spatially averaged domain to present Korean area is [123.75° -131.25° E, 33.75° -38.75° N].

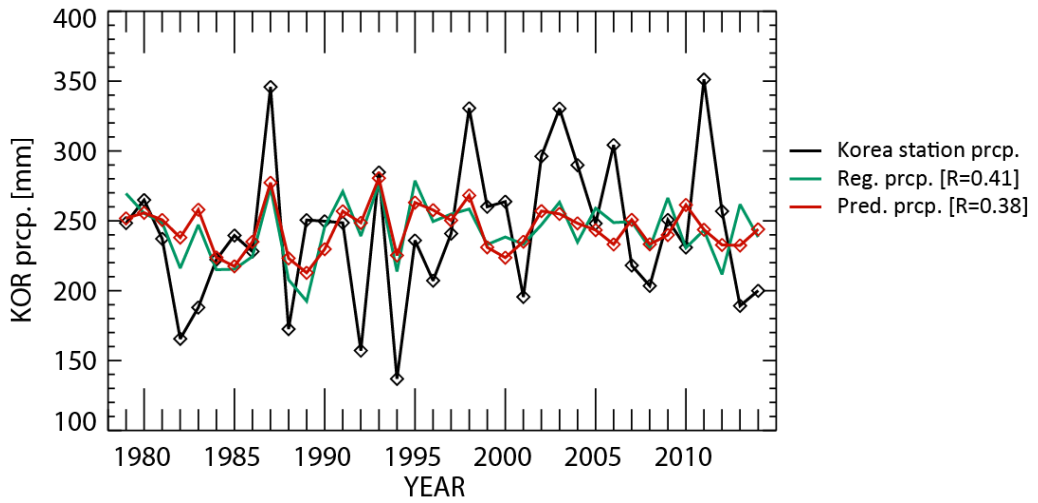


Figure 29 Time series of Korean station precipitation from observation (black) and prediction (red) are compared. The predicted PCs of East Asian summer monsoon are used to produce the Korean station precipitation. Regressed Korea precipitation data from observation PCs (green) is also plotted. The correlation coefficient between projected precipitation from regression and observation is 0.41 (black and green lines). The correlation coefficient of predicted and observation of Korea precipitation is 0.38 (black and red lines).

6. 요약 및 결론

본 연구에서는 중위도 동아시아 여름 몬순을 예측하는 통계 모델을 개발하였다. 특히 GCM이나 여러 통계 모델들에서 모델 간의 분포도가 크고 불확실성이 큰 중위도 동아시아 여름 몬순의 예측을 목표로 하였다. 이에 적합한 모델을 개발하기 위해 MEOF 방법을 통해 중위도 동아시아 여름 몬순을 대표할 수 있는 예측인자를 새로이 설계하고 예측하였다. 동아시아 여름 몬순을 정의하는 많은 지표들이 존재하지만 기존 연구에서는 대부분 순환장과 관련된 변수들을 많이 사용하였지만 본 연구에서는 특히 강수 예측의 효용성을 높이기 위해 강수 변수를 포함하여 경험적 모델을 설계하였다. 다만 경험적 함수를 이용한 통계 모델의 경우 분석하고자 하는 영역에 의존적이기 때문에 중위도 동아시아에 가장 적합한 대신, GCM처럼 전 지구적인 예측장을 생산해내지는 못한다.

MEOF의 각 모드는 서로 다른 물리적 과정에 의해 설명할 수 있는데, 처음과 두 번째 모드는 WNPSH의 변동성과 중위도 동아시아에 미치는 영향으로 설명할 수 있다. 중위도 동아시아에서 가장 큰 변동성을 가지는 첫 번째 모드는 WNPSH의 원격상관관계로 설명할 수 있는데, WNPSH가 강할 때 중위도 장마/메이유/바이우 전선이 활성화되고 강수대가 형성되며, WNPSH는 해양-대기 상호교환에 의해 유지 발달한다. 두 번째 모드는 WNPSH의 남북방향 전파와 중위도 유라시아 대륙에서 나타나는 동서방향 파열의 전파로 인해 중국 동북부, 한국, 일본의 강수가 증가한다. 이 두 모드는 중위도 동아시아 만의 순환장이라기 보다는 남중국해에서 강하게 나타나는 WNPSH의 강제력이 중위도에 어떻게 영향을 끼치는가로 결정되는 성분을 나타낸다고 할 수 있다.

세 번째 동아시아 여름 몬순 모드는 앞의 두 모드보다는 지역적 규모에서 나타난다. 일본 남부의 고기압과 오후츠크해의 저기압이 큰 역할을 하여 한국과 일본 북부, 중국 동남부에 많은 비를 내리게 한다. 이 모드는 특히 한반도 지상 관측과 가장 큰 상관관계를 보인다. 이는 MEOF의 공간패턴에서도 짐작할 수 있는데 특히 한반도에서 강수 아노말리가 강하기 때문이다. 그리고 대서양에서부터 나타나는 NAO의 강제력이 유라시아 대륙에서의 동서방향 파열을 따라 동아시아에 영향을 미치는 성분이 보인다. 네 번째 모드 또한 지역적 규모의 공간패턴이 주요한데 일본에서의 고기압과

중국 동북부의 저기압으로 인해 한국 중북부, 중국 동북부, 대만에서 강한 강수가 나타난다. 특히 한국과 일본 상공에서의 순압 고기압 구조가 특징적이다. 위의 네 모드의 PC 시계열이 본 연구에서의 예측인자이다.

각 모드는 고유의 역학적 메커니즘을 가지는데 이를 바탕으로 각 모드의 예측인자를 경계 강제력인 해수면온도, 표면온도, 해면 기압, 눈덮임과 해빙에서 선택하고 예측을 할 수 있었다. 예측인자는 기존 연구에서 사용했었던 저위도 지역뿐만 아니라 중위도, 고위도의 물리적 메커니즘을 포함할 수 있도록 선택하여 이들을 걸음별 과정을 통해 객관적으로 선별할 수 있도록 예측 모델을 구축하였다. 각 모드의 PC를 예측하였을 때 관측과 후측모의의 상관관계는 각각 0.79, 0.68, 0.82 그리고 0.64이다. 예측된 PC와 관측값으로 구했던 공간패턴을 재구성하여 예측공간장을 생산하였는데, 해당 지역에서 예측과 후측모의의 시간 상관계수의 평균은 0.41로 MME의 예측 기술을 나타내는 0.22 보다 향상되었다.

동아시아 여름 몬순 예측 모델의 활용성을 높이기 위해 한반도 강수예측에 이 모델을 적용하였다. 한반도 지상관측 강수를 예측하였는데 후측모의와 지상관측 강수 자료와의 상관계수는 0.38이다.

본 연구에서는 중위도 동아시아 여름 몬순을 예측성을 향상하기 위해 각 모드의 물리적 메커니즘을 상관계수 지도를 통해 설명하고 이를 적용해 예측변수를 찾고자 노력하였다. 예측변수를 찾는 데에는 객관적으로 독립적인 여러 예측변수를 찾고자 노력하였다. 그리고 기존 연구에서 밝혔던 저위도 지역의 해수면온도 뿐만 아니라 여러 선행 연구에서도 예측인자로서의 가능성이 제시되었던 중, 고위도 지역의 온도, 눈덮임, 해빙, 해면 기압장에서도 예측변수를 찾아 중위도에서 나타나는 물리적 과정을 담고자 하였다. 아쉽게도 실시간 예측에서는 해빙이나 눈덮임은 모델에 직접 적용하기 어려운데, 이는 해빙과 눈덮임은 자료 공개가 느리게 진행되고 있기 때문이다. 하지만 그래픽 자료는 매우 최신까지 업데이트 되고 있어 현재도 계절예측을 위한 관측의 모니터링에서 쓰이고 있기 때문에 본 연구에서의 분석이 유용한 자료가 될 수 있다.

예측의 효율성을 높이기 위해 강수의 변동성을 최대한 담아내기 위해 네 번째 모드까지 포함하였는데 세 번째, 네 번째 모드는 중위도에서 나타나는 고유한 물리적

과정을 포함하고 있어 지역에 따라 강수 예측에 있어 중요한 부분을 차지한다. 특히 한국 강수의 예측에는 세 번째 모드가 가장 유용하게 쓰였다. 다만 이들의 독립성을 보장할 수 없기 때문에 해석과 예측에는 주의가 필요하다.

본 연구에서 예측변수를 찾기 위해 예측인자와의 선형관계를 정의한 시기는 1979-2011년이다. 하지만 이러한 선형관계는 시기에 따라 달라질 수 있다. 예측인자인 동아시아 여름몬순의 물리적 기작이 수십년 규모의 변화가 있을 수 있는데 이는 동아시아 여름몬순에 영향을 주는 요인인 엘니뇨나 태풍의 활동 반경, 혹은 북서태평양 고기압의 양상이나 이들간의 관계가 달라짐으로써 동아시아 여름몬순은 수십년 규모의 변화를 겪을 수 있다 (Kwon et al. 2005, Kwon et al. 2008, Yim et al. 2008). Kwon et al. (2005)에 따르면 1994년을 경계로 하여 그 전후 기간인 [1979-1993]과 [1994-2004]에는 동아시아 여름 몬순과 북서태평양 여름몬순의 관계가 달라지면서 이들은 수십년 주기의 변화를 겪는다. 본 연구에서도 두 번째 모드의 경우 1990년대 중반 이후에는 변동성이 약해지고, 예측 성능이 그 전에 비해 떨어지는 양상이 보이는데, 이러한 수십년 주기 변화가 영향을 미칠 수 있다. 또한 전반적으로 북극해빙이나 눈덮임 현상과 상관관계가 작게 나타나는데, 이는 최근 지구 온난화로 급격히 줄어드는 해빙으로 (Stroeve et al. 2012) 인해 동아시아 몬순과의 관계가 달라져서 나타나는 현상일 것으로 사료된다. 이에 대해서는 추후 더 많은 연구가 필요하다.

본 연구에서 여름 몬순을 정의하기 위해 쓰인 변수는 강수와 하층 지위고도이고 경험적 함수를 사용하였다. 다만 이 변수들과 경험적 함수는 태풍에 의한 강수나 국지적 호우를 정의하는 데는 한계가 있다. 동아시아 지역 강수에서 태풍의 영향은 매우 커서 많은 부분을 차지하지만 여기에서 정의하고자 하였던 계절 규모의 여름 몬순은 이보다 짧은 시간 규모에서 발달하는 태풍으로 인한 강수를 예측하는 데는 유효하지 못하다. 실제로 한국 지상 관측 자료와 위성자료의 MEOF 재조합 자료의 불일치는 대부분 이러한 태풍으로 인한 강수나 국지적으로 발생하는 강한 대류활동에 의한 강수에 의한 것이다. 태풍의 활동은 동아시아 여름 몬순에 짧은 시간 규모에서 큰 영향을 미칠 수 있어 이를 위해 확률적인 통계 모델을 구축할 필요가 있지만 본 연구의 목표와는 부합하지 않는다.

2015년 연구에서는 동아시아 여름 몬순 계절예측을 위해 관측자료를 모니터링하는 과정을 객관적 틀로 만들고자 관측자료에서 예측변수를 찾고 통계 모델을 구축하였다. 2016년 연구에서는 이를 바탕으로 역학 모델에서도 예측변수를 찾아 통계-역학 모델을 만들고자 한다. 이를 통해 동아시아 여름몬순의 예측성과 안정성이 더욱 발전할 수 있을 것이라 기대한다. 또한 신뢰성있는 지역 계절예측 자료 생산에 일조하여 역학적 모델의 단점을 보완할 수 있을 것이다.

참고 문헌

- Anderson, J.H., H.M. Van den Dool, A. Barnston, W. Chen, W. Stern, and J. Ploshay, 1999: Present-day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 1349-1361.
- Barnston, A.G., M.H. Glantz, and Y. He, 1999: Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997-98 El Nino episode and the 1998 La Nina onset. *bull. Amer. Meteor. Soc.* 80, 217-243.
- Branstator, G, 2002: Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 15, 1893-1910.
- Brown, R.D., and D.A. Robinson, 2011: Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1992-2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, 5, 219-229.
- DelSole, T., and J. Shukla, 2002: Linear prediction of Indian monsoon rainfall. *Journal of Climate*, 15, 3645-3658.
- Ding, Q., and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *Journal of Climate*, 18, 3483-3505.
- Gong, D.-Y., and D.-H. Ho, 2003: Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4066, doi:10.1029/2002JD002193.
- Huffman, G.J., D.T. Bolvin, and R.F. Adler, 2011: Last updated GPCP Version 2.2 combined precipitation data set. WDC-A, NCDC, Asheville, NC (2011).
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino, and G.L. Potter, 2002, NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1631-1643.
- Kwon, M, J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophysical Research Letters*, 32, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.
- Kwon, M, J.-G. Jhun, and K.-J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophysical Research Letters*, 34, L21706, doi:10.1029.2007GL31977.
- Kwon, M. and K.-J. Lee, 2014: A prediction of Northeast Asian summer precipitation using the NCEP climate forecast system and canonical correlation analysis. *Journal of Korean Earth Science Society*, 35, 88-94.

- Lau, K.-M., K.-M. Kim, and S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 13, 2461-2482.
- Lee, D.Y., J.-B. Ahn, and J.-H. Yoo, 2015: Enhancement of seasonal prediction of East Asian summer rainfall related to western tropical Pacific convection. *Climate Dynamics*, 45, 1025-1042.
- Lee, S.-E., and K.-H. Seo, 2013: The development of a statistical forecast model for Changma. *Weather and Forecasting*, 28, 1304-1321.
- Lim, Y.-K. and K.-Y. Kim, 2006: A new perspective on the climate prediction of Asian summer monsoon precipitation. *Journal of Climate*, 19, 4840-4853.
- Michaelsen, J., 1987: Cross-validation in statistical climate forecast model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 1589-1600.
- Miyasaka, T., and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *Journal of Climate*, 17(9), 1767-1776.
- Nakamura, H., T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo, 2004: Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr., Vol. 147*, Amer. Geophys. Union, 329-345.
- North, G.R., T.L. Bell, R.F. Cahalan, and F.J. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 699-706.
- Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108, D14.
- Ronbinson, D.A., K.F. Dewey, and R.R. Heim, Jr, 1993: Global snow cover monitoring: an update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 1689-1696.
- Stroeve, J.C., V. Kattsov, A. Barrett, M. Serreze, T. Pavlova, M. Holland, and W.N. Meier, 2012: Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3, and observations. *Geophysical Research Letters*, 39, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.
- Sung, M.-K., W.-T. Kwon, H.-J. Baek, K.-O. Boo, G.-H. Lim, and J.-S. Kug, 2006: A possible impact of the North Atlantic Oscillation on the East Asian summer monsoon precipitation. *Geophysical Research Letters*, 33, L21713.
- Vautard, R., G. Plaut, R. Wang, and G. Brunet, 1999: Seasonal prediction of North

- American surface air temperatures using space-time principal components. *Journal of Climate*, 12, 380-394.
- Wang, B., B. Xiang, and J.-Y. Lee, 2013: Subtropical High predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, 2718-2722.
- Wang, B., J.-Y. Lee, and B. Xiang, 2015: Asian summer monsoon rainfall predictability: a predictable mode analysis. *Climate Dynamics*, 44, 61-74.
- Wang, B., Q. Bao, B. Hoskins, W. Guoxiong, and Y. Liu, 2008a: Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia. *Geophysical Research Letters*, 35, L14702, doi:10.1029/2008GL034330.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C.-P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008b: How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 21, 4449-4463.
- Webster, P.J., V.O. Magana, T.N. Palmer, J. Shukla, R.A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14452-14510.
- Wilks, D.S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 2nd ed. Academic Press, 630 pp.
- Yamaura, Y., and Y. Tomita, 2011: Spatiotemporal differences in the interannual variability of baiu frontal activity in June. *Int. J. Climatol.*, 31, 57-71.
- Yim, S.-Y., J.-G. Jhun, R. Lu, and B. Wang, 2010: Two distinct patterns of spring Eurasian snow cover anomaly and their impacts on the East Asian summer monsoon. *Journal of Geophysical Research*, 115, D22113.
- Yim, S.-Y., J.-G. Jhun, and S.-W. Yeh, 2008: Decadal change in the relationship between east Asian-western North Pacific summer monsoons and ENSO in the mid-1990s. *Geophysical Research Letters*, 35, L20711, doi:10.1029/2008GL035751.
- Yim, S.-Y., B. Wang, and W. Xing, 2014: Prediction of early summer rainfall over south China by a physical-empirical model. *Climate Dynamics*, 43, 1883-1891.
- Zhou, T.-J., and R.-C. Yu, 2005: Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *Journal of Geophysical Research*, 110, D081104.

연구보고서 2015-08

통계계절예측 시스템을 이용한 중위도 동아시아 여름몬순 예측성 향상

Improving climate predictability in the mid-latitude East Asian summer monsoon by a statistical seasonal prediction system

김유진



APEC 기후센터

48058 부산광역시 해운대구 센텀7로12

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

www.apcc21.org



ISBN 979-11-5698-096-4