

# 최근 20년간 태평양 해수면 온도가 캘리포니아 다년간가뭄과 강수량에 미친 영향

Impacts of Pacific SSTs on Multi-year Droughts and Precipitation in California  
during the Recent Two Decades

명복순



# 최근 20년간 태평양 해수면 온도가 캘리포니아 다년간가뭄과 강수량에 미친 영향

Impacts of Pacific SSTs on Multi-year Droughts and Precipitation in California  
during the Recent Two Decades

명복순





## 발간사

전 세계적으로 가뭄, 홍수, 한파, 폭염과 같은 이상기후 현상의 발생빈도 또는 강도의 증가가 재난과 인명, 재산에 대한 직접적인 피해의 증가로 이어지고 있습니다. 특히 가뭄은 다른 이상기후 현상에 비해 장기적인 발생 지속기간과 방대한 발생 지역으로 인한 천문학적 규모의 피해를 가져올 수 있습니다. 이러한 맥락에서 APEC 기후센터에서는 다양한 개념의 가뭄을 정의하고, 가뭄모니터링 및 예측시스템의 구축을 위한 노력을 통해 가뭄을 이해하고 가뭄 재난을 예방하는데 도움이 되고자 힘써 왔습니다.

본 연구보고서 ‘최근 20년간 태평양 해수면 온도가 캘리포니아 다년가뭄과 강수량에 미친 영향’은 최근 극심한 피해를 가져온 캘리포니아 가뭄의 기상학적 원인을 밝히고자 기획되었습니다. 근래의 캘리포니아 다년가뭄은 2011/12년 겨울에 발생하여 2016년까지 지속되었으며, 이로 인한 강수량 부족은 대형 산불의 빈번한 발생과 북미 최대의 농업지대 중 하나인 Central Valley에 농업 용수 부족을 야기하는 등 심각한 사회경제적 피해를 야기시켰습니다. 이러한 피해에도 불구하고 정확한 가뭄의 원인은 최근까지 파악되지 않고 있는 실정입니다. 본 연구에서 캘리포니아 다년가뭄을 일으킨 주요 인자로서 중점적으로 다뤄진 북태평양 지역의 대기 및 해수 순환, 그리고 열대지방 해수면 온도의 변화(특히 서태평양 해수면 온도 변화)는 우리나라를 포함한 태평양에 인접한 다양한 지역 및 국가의 기상과 기후에도 지대한 영향을 미칠 수 있다는 점에서 본 연구의 의의와 중요성은 비단 캘리포니아를 포함한 미서부 지역에만 국한되지 않는다고 할 수 있습니다. 아울러 가뭄에 대한 기존의 많은 연구들이

통계적 분석방법에 주로 의존한 반면, 본 연구는 가뭄의 기상학적 메커니즘에 중점을 둬으로써 연구적 차별성을 두었고, 향후 기상학적 바탕을 둔 가뭄 예측에 크게 기여를 할 수 있을 것입니다.

끝으로 연구결과가 나오기까지 본 연구를 수행해 주신 명복순 박사의 노고에 감사드립니다. 또한 연구 중반에 연구 방향에 대한 조언과 다양한 학계의 이슈 및 논점들을 소개해 주신 예상욱 교수에게 깊은 감사를 표하며 다양한 의견 개진을 통하여 연구와 보고서의 질을 높여 주신 익명의 검토자들과 센터 내 연구원들께도 감사의 뜻을 전합니다.

2017년 1월  
APEC 기후센터  
원장 정 홍 상

---

## ABSTRACT

Consecutive below-normal precipitation years (multi-year droughts) is a critical issue in California, as made evident by the recent 2012–2015 drought that caused tremendous socio-economic damages. However, studies on the causes of the multi-year droughts are limited. In this study, we investigated the atmospheric and oceanic characteristics of the three multi-year drought events (1999–2002, 2007–2009, and 2012–2015) in California during the last two decades for the winter (December–February, DJF) in order to understand large-scale circulations that are responsible for the initiation, maintenance, and termination of droughts. It was found that abnormally developed upper-tropospheric ridges over the North Pacific are primarily responsible for precipitation deficits and the ensuing droughts. These ridges develop when negative sea surface temperature (SST) anomalies including La Niña events are pervasive in the tropical Pacific. After 3 or 4 years, it was found that the droughts ended under the opposite conditions; upper-tropospheric troughs in the North Pacific with El Niño events in the tropics. Results of Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis for the 41-year (1974/75–2014/15) 500 hPa geopotential height in DJF revealed that during the drought periods, the positive phases of the first and second EOF mode (EOF1+ and EOF2+, respectively) were active one by one, positioning upper-tropospheric ridges over the North Pacific. While EOF1+ is associated with cold tropical central Pacific and negative Pacific Decadal Oscillation (PDO), EOF2+ is associated with the tropical east–west SST dipole pattern (i.e., warm western tropical Pacific and cool eastern tropical Pacific near the southern Peru). Based on these results, we developed a regression model

for winter precipitation. While dominant SST factors differ by decades, for the recent two decades (1994/1995–2014/2015), 56% variability of DJF precipitation is explained by the tropical east–west SST dipole pattern and PDO (NINO3.4 signal removed) together. In addition, this model performs well in detecting slowly-varying precipitation variability and multi-year drought patterns. These results suggest that SST variability, not only in the western/eastern tropical Pacific but also in the North Pacific, independently contribute to precipitation variability and long-term droughts in California.

## 목 차

|                                          |    |
|------------------------------------------|----|
| 1. INTRODUCTION                          | 1  |
| 2. DATA AND METHODOLOGY                  | 4  |
| 3. RESEARCH RESULTS                      | 7  |
| 3.1 가뭄사례 분석                              | 7  |
| 3.2 상층지위고도 EOF 분석을 통한 가뭄관련<br>대규모 순환의 이해 | 11 |
| 3.2.1. EOF 모드                            | 11 |
| 3.2.2. Correlation Analysis              | 17 |
| 3.2.3. Composite analysis                | 19 |
| 3.3 중태평양 동태평양 ENSO와의 연관성                 | 22 |
| 3.4 강수량 회귀분석                             | 24 |
| 4. CONCLUDING REMARKS                    | 33 |
| ■ REFERENCE                              | 36 |



## 1. INTRODUCTION

2011/12년 겨울에 시작된 캘리포니아 가뭄은 2014/15년에 극에 달하였는데 캘리포니아 대부분이 극심한 가뭄(“extreme drought”)보다 한 단계 상위 단계이자 최고 단계인 예외적인 가뭄(“exceptional drought”) 상태에 놓여 있었다. 이러한 가뭄 상태로 인해 극심한 산불이 빈번히 발생 했으며 미국 최대의 농업 산지인 Central Valley 지역의 농업 용수가 부족해 지는등 가뭄에 따른 막대한 사회-경제학적 손실을 겪은 바 있다(Borsa *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2014; Seager *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016). National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Division 강수량 기록에 따르면 1985년 이래로 2013/2014 캘리포니아 겨울 강수량은 역대 6번째로 적었고 연속 세 번의 겨울 강수량 합산 중 2011/12-2013/14년 기간이 역대 두 번째로 낮은 것으로 알려졌다(Seager *et al.*, 2015).

가뭄에 대한 기상학적 연구는 홍수나 태풍과 같은 자연재해와 달리 발달 기간이 길고 영향지역도 넓어 다양한 원인이 복합적으로 혼재되어 있기 때문에 심도 있는 연구가 많이 이루어지지 않은 편이다. 기존의 연구들도 주로 사례중심의 연구이기 때문에 (e.g., Wang *et al.*, 2014; Seager *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016) 여러 사례를 아우르는 총체적인 이해가 부족한 상황이다. 또한 미국 가뭄의 발생원인에 대한 연구로는 중부와 남부 가뭄에 대한 연구들이 주를 이루는 반면(e.g., Trenberth *et al.*, 1988; Trenberth and Branstator, 1992; Lyon and Dole, 1995; Sud *et al.*, 2003; Seager *et al.*, 2014) 캘리포니아 가뭄의 원인과 매커니즘에 대한 연구는 2011-2015년 가뭄 사례(e.g., Wang *et al.*, 2014; Lee *et al.*, 2015; Seager *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016) 이외에는 찾아보기 힘들다.

최근 캘리포니아 가뭄의 원인과 매커니즘에 대한 연구에 따르면 가뭄 기간이었던 2011/12, 2012/13, 2013/14년 북태평양과 북아메리카 겨울철 상층 대기 지위고도 패턴이 서로 동일하지 않았는데 대기 모델 모의 결과 이러한 상층 대기 패턴은 주로 열대 태평양에 기인한 SST forcing에 따른 대기의 반응인 것으로 분석되었다(Seager *et al.*, 2015). 이 연구에 따르면 대부분의 대기 모델이 상층 지위고도 편차의 공간 패턴을 어느정도 잘 모의한 반면 편차의 강도면에서는 큰 오류를 보였는데(관측된 강도의 1/3만 모의됨) 이는 최근 캘리포니아 가뭄의 발생이 대기모델이 모의 할 수 없는 이례

적인 원인 이나 역화과정에 의한 것은 아님을 암시한다. 다른 가뭄 연구들은 가뭄이 심화되었던 2013/14년 겨울철의 지위고도 편차의 원인에 집중하였다(Wang *et al.*, 2014; Lee *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016). 그 중 Lee *et al.* (2015)은 열대 태평양의 해수면 온도 편차와 함께 북극의 해빙의 역할을 강조하는 한편 Watson *et al.* (2016)은 열대 서태평양의 SST 편차에 의해 발생한 Rossby wave가 북태평양 고기압을 강화시켰음을 강조하였다. 이러한 기존 연구 결과들은 태평양 SST가 캘리포니아의 가뭄을 유발하는 중요한 요소중의 하나이며 다년 가뭄의 경우 각각의 겨울철마다 강수량 부족을 일으키는 원인이 다를 수 있음을 나타낸다.

캘리포니아 강수량에 영향을 미치는 가장 중요한 인자 중 하나는 El Niño-Southern Oscillation(ENSO)인데 ENSO의 변화에 따른 열대 대기의 diabatic heating이 Rossby wave의 중위도 전파를 유발하는 이른바 원격상관(Teleconnection)을 통하여 영향을 미친다고 알려져 있다(Shukla and Wallace, 1983; McCabe and Dettinger, 1999). ENSO와 강수량과의 상관관계를 보면 미서부 북쪽지역과 남쪽지역에 대조적인 패턴을 보이는데 대체적으로 캘리포니아(특히 남부) 지역은 엘니뇨 해에 평균 이상의 강수량을, 라니냐 해에 평균 이하의 강수량을 기록한다(Ropelewski and Halpert, 1987; Gershunov and Barnett, 1998; McCabe and Dettinger, 1999; Myoung and Deng, 2009). 그러나 이러한 관계는 통계적으로 유의미 할지라도 실질적으로 상관관계 수 자체는 그다지 높지 않다(41년 겨울철 상관관계  $r=0.33$ ). 이러한 ENSO의 영향은 북태평양의 해수면 온도(Sea Surface Temperature, SST)에 따라 수십년 시간 스케일의 변동성을 보이는데 한 예로 양(음)의 Pacific decadal oscillation(PDO) 기간에는 엘니뇨(라니냐)-강수량의 관계가 강화된다고 알려져 있다 (Gershunov and Barnett, 1998; McCabe and Dettinger, 1999; Brown and Comrie, 2004). 또한 Atlantic multidecadal oscillation (AMO)의 영향에 대한 연구도 존재하는데 McCabe *et al.* (2004)는 캘리포니아 지역의 강수량의 편차와 가뭄의 가능성이 PDO와 AMO의 위상의 조합에 달라진다고 주장하였다.

Figure 1에 따르면 캘리포니아 연강수량(파란 실선)은 41년(1975-2015) 동안 약간의 감소 추세를 보이는데 평균 이하의 연 강수량이 2년 이상 연속으로 지속된 경우가 최근 20년간 세 번(1999-2002, 2007-2009, 2012-2015)동안, 그 이전의 20년에 비해 다소 규칙적으로 발생 하였음을 알 수 있다. 이 기간 동안에는 이전에 비해 라니



냐가 빈번히 발생하였다(Fig. 1). 또한 기존의 연구에 따르면 1990년대 중반에 다양한 climate shift가 있었음이 제시되었는데 이 기간을 전 후로 AMO가 음의 위상에서 양의 위상으로 전환 되었으며(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.data>) 동아시아 여름 몬순이 인도양의 변화보다 태평양의 변화에 민감해지는 등의 변화가 관찰되었다(Kwon et al., 2005; Chen and Zhou, 2014). 이러한 현상들에 비추어 볼 때 최근 20년간 세번의 장기 강수량 부족 현상은 역학적 원인과 특성이 유사할 가능성이 있다. 따라서 본 연구에서는 최근 20년간 발생한 캘리포니아의 장기 강수량 부족 사례(본 연구에서 “가뭄”으로 칭함)에 대해 각각의 대기순환적/해양학적 특징을 분석하고 비교함으로써, 태평양 해수면 온도에 기인한, 가뭄 유발의 원인이 되는 대규모 순환을 interannual과 decadal 시간 규모에서 이해하고자 한다. 앞에서도 언급했듯이 기존의 가뭄 연구들이 하나의 사례 중심이었던 것과 대조적으로 본 연구에서는 여러 사례들의 비교 분석을 통하여 가뭄을 유발시킨 대규모 순환을 총체적인 관점에서 이해할 수 있을 것으로 기대된다.

각각의 다년 가뭄은 개별적 특성을 가지고 있지만 이 연구에서는 개별적 특성보다 공통적 특성에 더 집중 하고자 한다. 이는 평균장과 무관하게 발생하는 극한 현상으로써의 가뭄이 아니라 평균 강수량의 장기 변동성과 관련하여, 연평균 이하의 강수량이 2년 이상 지속적으로 나타난 기간을 가뭄기간으로 정의함으로써, 이러한 가뭄시기의 대기 특성을 분석하는 것이다. 따라서 이러한 이해를 바탕으로 다양한 대기/해양 지수와 캘리포니아 강수량과의 상관관계를 살펴보고 겨울철 강수량 변화를 추정하는 회귀식을 도출하고자 한다.

## 2. DATA AND METHODOLOGY

본 연구에서 사용한 캘리포니아 강수량 데이터는 National Climatic Data Center (NCDC)에서 제공하는 U.S. Climate Division Data로써 캘리포니아 내 7개의 climate division의 면적 가중치를 고려한 캘리포니아 평균 월별 강수량이다. Climatic Research Unit(CRU)을 바탕으로 한 캘리포니아 강수량을 사용하였을 경우에도 거의 유사한 결과를 얻을 수 있었다. 대기변수는  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  간격의 National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) reanalysis (R1)를 사용하였는데 500 hPa 지위고도(HGT), 해면 기압(SLP), 850 hPa 바람 등의 변수를 사용하였다. SST와 방출장파복사(outgoing longwave radiation, OLR)는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)가 제공하는 SST Extended Version 4( $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ )와 monthly interpolated OLR( $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ )를 각각 이용하였다.

해양/대기 변동 지수는 Climate Prediction Center archives (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>)로부터 얻은 월별 자료이다. ENSO 변동성을 위해 사용된 지수는 NINO3.4(이후 NINO34로 표기) 지수이며 이 외에도 NINO1+2(이후 NINO12로 표기), PDO, Southern Oscillation Index (SOI), El Niño Modoki Index (EMI), Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) 등이 사용되었다. 대기 지수로는 Arctic Oscillation (AO), North Atlantic Oscillation (NAO), West Pacific Pattern (WP), Pacific/ North American Pattern (PNA), East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR), Scandinavia Pattern (SCA), Tropical/ Northern Hemisphere Pattern (TNH)이 사용되었다.

연구기간은 총 41년(1974/75-2014/2015, P1)이며 가뭄기간 선정과 강수량 추정식 개발을 위한 주요 연구기간은 최근 21년(1974/75-2014/15, P2)이다(Table1). 이러한 구분은 앞서 언급했듯이 1990년도 중반에 있었던 climate shift를 고려한 것이다(Chen and Zhou, 2014).

Table 1 Specified periods for research.

| Period name | Period                          |
|-------------|---------------------------------|
| P1          | 1974/1975 ~ 2014/2015 (41years) |
| P2          | 1994/1995 ~ 2014/2015 (21years) |

본 연구에서는 기상학적 가뭄에 중점을 두었다. 앞서 언급되었듯이 연구에서 사용된 다년간가뭄의 정의는 연강수량이 41년 평균 이하인 해가 2년 이상 지속된 기간으로써 Figure 1(파란색 실선)에 따르면 1998/99-2001/02(D1로 표기), 2006/07-2008/09(D2로 표기), 그리고 2011/12-2014/15(D3로 표기) 기간이 이에 해당한다. 캘리포니아 겨울철(12월, 1월, 2월, DJF) 강수량(보라색 점선)은 연강수량의 53%를 차지할 뿐 아니라 연강수량과 DJF 강수량이 서로 높은 상관성을 보이기 때문에 ( $r=0.87$  for P1) 강수량 분석 기간은 DJF에 집중하였다. 표기 년도는 특별히 명시하는 경우를 제외하고는 해당 겨울의 1월, 2월의 연도를 나타낸다 (예를 들어 2001/02년의 DJF 경우 2002년으로 표기). Figure 1에는 DJF 평균 NINO34 지수와 함께 붉은색 화살표와 파란색 화살표로 엘니뇨와 라니냐가 각각 표시되어 있는데 41년간 DJF 평균 NINO34 지수가  $\pm\sigma$ (표준편차)보다 높거나 적었던 시기로 각각 정의되었다.

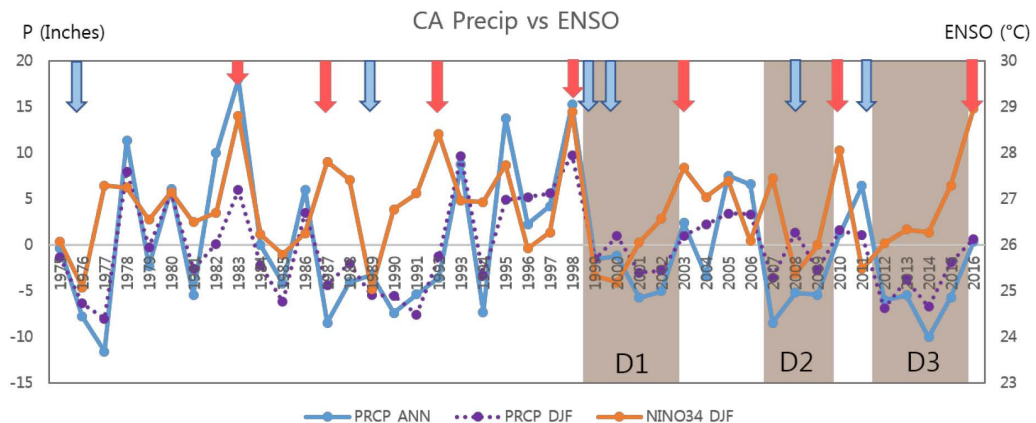


Figure 1 41-year (1975–2015) time series of annual (blue solid line) and DJF (purple dashed line) precipitation anomaly in CA (y-axis in left). The three drought periods for D1, D2, and D3 are shown in light brown color. ENSO index (red solid line) is also represented (y-axis in right). The red and blue arrows indicate El Niño and La Niña winters, respectively.

강수량과 상층 대기순환의 관련성을 보기 위해 41년간 HGT 겨울철 변동성(DJF 평균)에 대한 Empirical Orthogonal Function(EOF) 분석을 실시하였다. EOF 분석에서 찾아진 주요 모드의 극대값과 극소값의 경우에 따른 대기/해양의 특성 차이를 살펴보기 위해 Composite Analysis를 수행하였는데 이 분석에서는 대체 없는 1000번의 무작위적 선택을 통한 bootstrap 방법(Gershunov and Barnett, 1998)을 이용하여 신뢰도를 테스트하였다. 변수간의 상관성을 보기 위해서는 선형 상관 분석을 이용하였다. 선형 상관 분석에서 장기 선형성의 영향력을 배제하기 위해서 제거 후의 결과를 보였는데 장기 선형성 제거 전과 후를 비교한 결과 고위도 대서양과 극지역 이외엔 차이가 거의 나타나지 않았다. 강수량 추정식을 개발하기 위해서는 선형 회귀 분석을 이용하였다.

### 3. RESEARCH RESULTS

#### 3.1 가뭄사례 분석

Figure 2는 각 가뭄 해의 겨울철 평균 HGT 편차를 나타낸 그림이다. 어느 정도의 지역적 차이와 강도의 차이가 있지만 2015년을 제외하고는 공통적으로 미서부 해안에 근접한 북태평양에 양의 HGT가 위치하고 있음을 알 수 있다. 기후학적으로 캘리포니아의 겨울 강수는 동아시아에서 태평양을 거쳐 발달된 Pacific storm track을 따라 이동하는 지상저기압에 의해 주로 발생한다(Ely *et al.*, 1993; Eichler and Higgins, 2006; Myoung and Deng, 2009). 평년보다 이상 발달한 상층 북태평양 고기압은 강수를 유도하는 지상저기압이 캘리포니아 해변에 진입하는 것을 방해하고 이 지상 저기압을 북쪽의 알래스카/캐나다 서부로 이동시킴으로써 캘리포니아의 겨울철 강수량을 감소시키는 것으로 알려져 있다(Mo *et al.*, 1991; Trenberth *et al.*, 1998; Trenberth and Branstator, 1992). 이 사실은 캘리포니아 DJF 강수량과 HGT의 상관관계 지도에서 볼 수 있듯이(Fig. 3) 북태평양의 동쪽 미서부 해안 근처 지역에서 두 변수가 강한 음의 관계를 갖고 있다는 사실에 의해 뒷받침 된다.

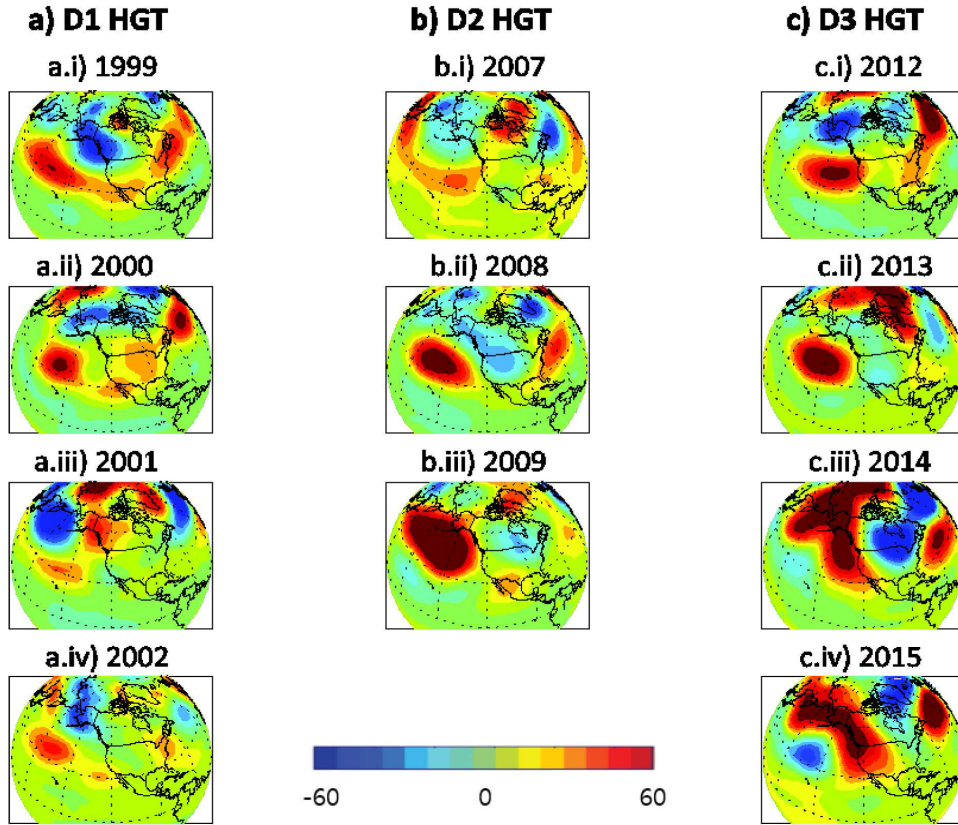


Figure 2 Geopotential height anomaly (m) in winter (DJF) in each drought year for the three drought cases of a) D1, b) D2, and c) D3.

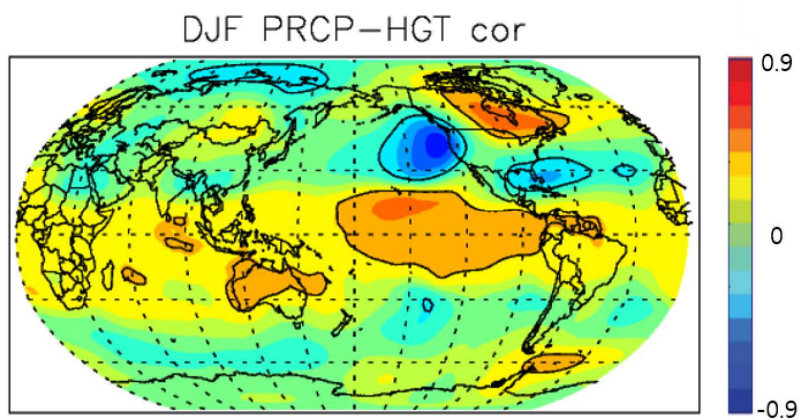


Figure 3 41-year correlation map of California precipitation and 500 hPa geopotential height in winter (DJF). Black solid lines indicate statistical significance at the 95% confidence level.

한편 Figure 2에서 캘리포니아의 풍하측인 미국 중동부와 북대서양에서의 HGT의 공간적 패턴은 앞서 기술한 북태평양에서(즉 양의 HGT 편차) 만큼 일관적이지 않은데, 대략적으로 다음과 같은 특징을 찾을 수 있다. 가뭄 초기에는 대서양 중위도 지역에 양의 HGT가 우세하지만(Fig. 2.ai, aii, bii, ci) 가뭄 후반에는 대서양 60°N 남쪽에 음의 HGT가 우세한 경향이 있다(Fig. 2. aiii, biii, cii, ciii). 이러한 경향성은 주로 D2와 D3의 경우에 강하며, 특히 2013/14년(Fig. 2.ciii)에 북아메리카의 중동부에서 보이는 강한 음의 HGT는 해당 지역에 극심한 한파와 눈폭풍을 초래하였다(Lee *et al.*, 2014; Seager *et al.*, 2015). 가뭄 기간동안 계속 유지된 북태평양 고기압과는 대조적으로 미국과 대서양에서 보이는 HGT 패턴 변화는 가뭄과 북태평양 고기압을 초래한 원인지역이 서로 다르기 때문인 것으로 추측되는데 이는 아래 EOF 분석에서 자세하게 다뤄질 예정이다.

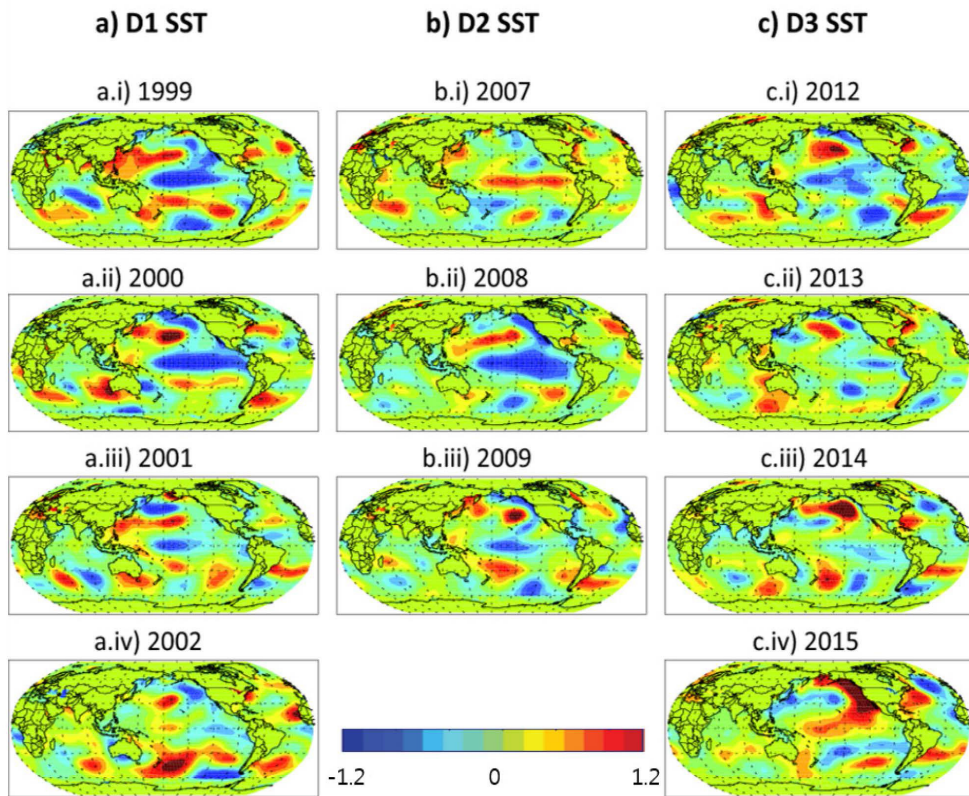
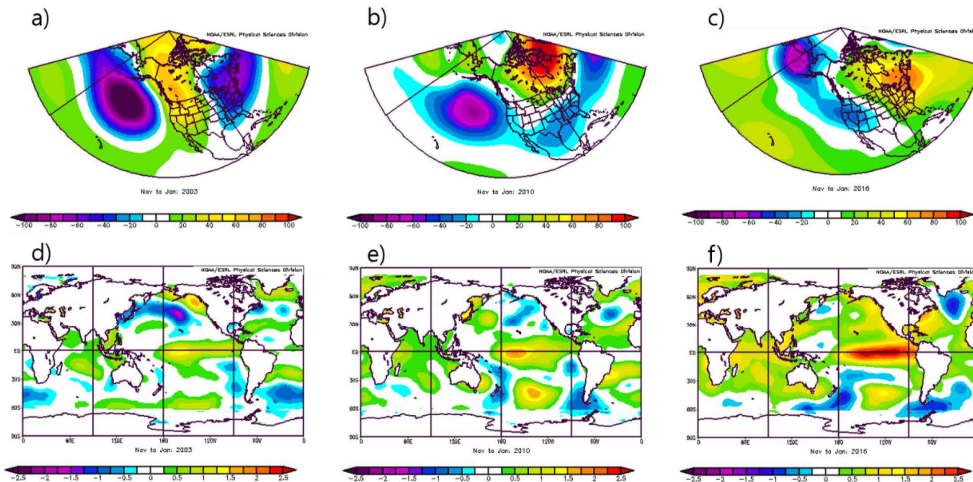


Figure 4 Sea surface temperature anomaly (°C) in winter (DJF) in each drought year for the three drought case of a) D1, b) D2, and c) D3.



Figure 4는 가뭄 해의 SST 편차를 보여주고 있다. 엘니뇨/라니냐 시기 (Figure 1)와 Fig. 4에서 보이는 열대 태평양 SST로부터 알 수 있듯이 세 가뭄은 라니냐 근처 시기에 시작되었는데 D1은 1999년 라니냐 해에(Fig. 4.ai), D3는 2011년 라니냐 해의 이듬 해인 2012년(Fig. 4.ci)에 시작되었다. D2의 경우는 2008년 라니냐 이전 해인 2007년(Fig. 4.bi)에 시작되긴 했으나 라니냐 기간(Fig. 4.bii)을 거치며 가뭄이 계속 진행 되었다. 가뭄 초기에는 열대 태평양의 라니냐 현상과 함께 북태평양 중앙에서 양의 SST 편차가 두드러지게 나타나는데 이는 음의 PDO 위상을 의미한다. 그 이후 라니냐는 약화되고 가뭄이 종료 되기 전까지 중태평양 또는 동태평양에 약한 음의 SST 편차가 유지 되었다(2015년 경우 제외). 가뭄이 종료된 2003, 2010, 2016년에는 가뭄 초기와 반대되는 상황으로써 북태평양에 음의 HGT가 강화되며(Fig. 5. a, b, c) 평균 이상의 강수량이 발생하였다. 열대 태평양에는 강한 양의 SST 편차가 나타나는데(Fig. 5.d, e, f) 세 경우 모두 엘니뇨에 해당함을 Figure 1에서 확인할 수 있다. 특히 D1과 D2의 경우는 북태평양에 음의 SST 편차가 관측되는데 PDO 또한 양의 위상으로 전환되며 (Fig. 5.d, e) 가뭄이 종료 되었음을 시사한다.



**Figure 5** 500 hPa geopotential height (top) and sea surface temperature (bottom) anomaly in 2003 (a and d), 2010 (b and e), and 2016 (c and f), respectively. Units are m in a), b), and c) and °C in d), e), and f). These figures were obtained from NOAA Monthly/Seasonal Climate Composites <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>).

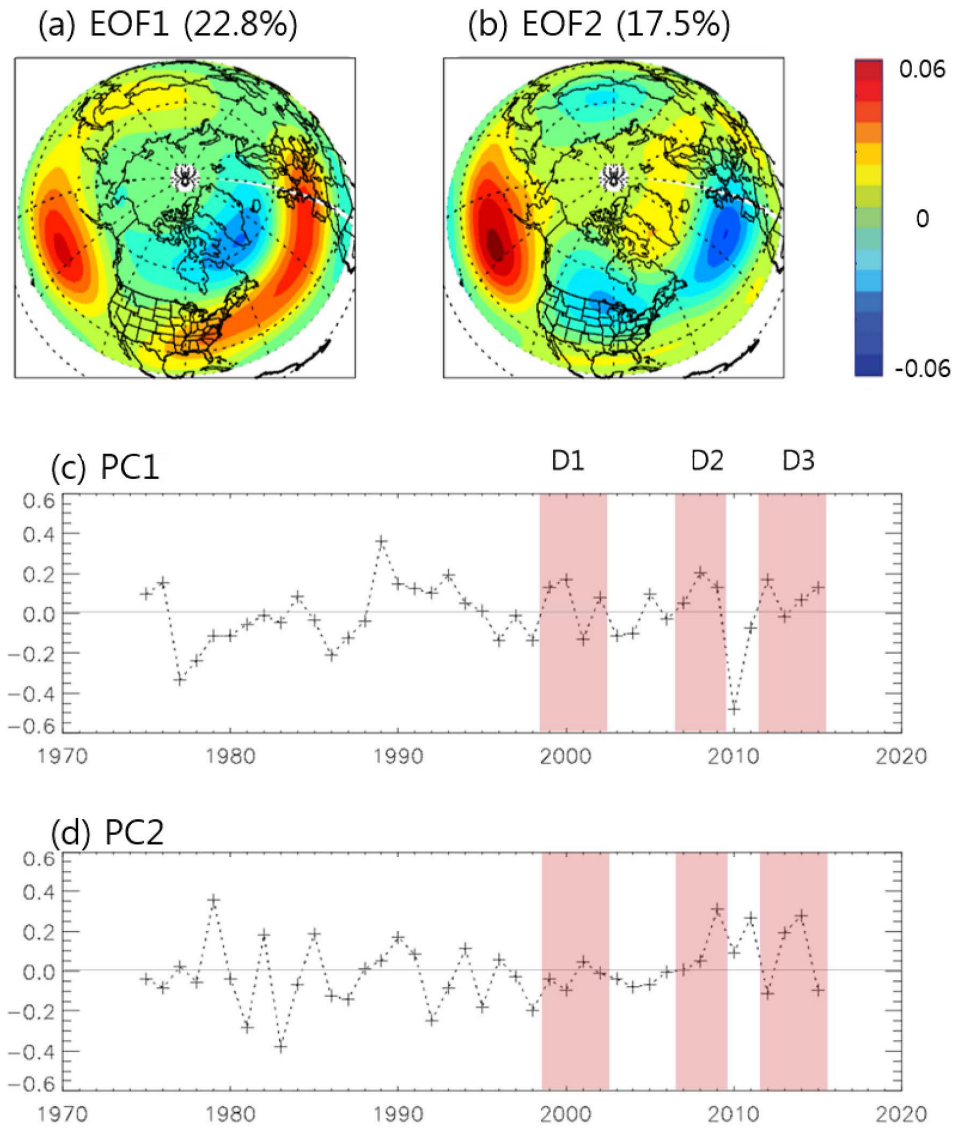


## 3.2. 상층지위고도 EOF 분석을 통한 가뭄관련 대규모 순환의 이해

### 3.2.1. EOF 모드

기존의 가뭄 연구들이 가뭄 지역의 양의 HGT 편차가 형성된 이유를 분석함으로써 가뭄의 원인을 밝히려 하였다(Trenberth *et al.*, 1988; Lyon and Dole, 1995; Lee *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016). 이 섹션에서는 HGT의 EOF 분석을 통해 캘리포니아에 가뭄을 유발하는 대규모 순환을 밝혀 내고자 한다.

Figure 6은 41년 DJF 평균 500 hPa 지위고도의 EOF 분석 결과 나타난 제 1, 2 모드(각각 EOF1, EOF2)의 공간분포(a, b)와 시계열(c, d)이다. EOF1과 EOF2가 각각 22.8%, 17.5%로써 전체 변화량의 40.3%를 설명한다. 공간분포를 보면 두 모드 공통적으로 북태평양 알래스카 남쪽 부분에 강한 고기압이 위치하고 있다. 이 상층 고기압이 캘리포니아 강수량을 줄이는 역학 과정은 이전 섹션에서 이미 언급된 바 있다. 두 모드가 P1과 P2 기간에 대해 캘리포니아 강수량과 음의 상관관계를 보이는데 (Table 2) EOF2의 경우에 더 강한 상관관계를 보이며 이는 95% 신뢰구간에서 유의미하다. 이러한 연관성에 decadal 변화가 있는지를 확인하기 위해 1975년부터 2015년까지 21년 running 상관지수를 보면 거의 모든 시기에 대해 EOF2의 관계가 EOF1과의 관계보다 높게 나타났는데(Fig. 7) 이러한 결과들은 EOF1보다 EOF2가 캘리포니아 강수량의 변동성과 더 깊이 관련되어 있음을 시사한다. 한편 Fig. 7의 결과는 상관관계의 강도가 시기에 따라 상당히 변하고 있음을 제시한다.



**Figure 6** The first (a) and second (b) EOF mode for the 41-year DJF average 500 hPa geopotential height and their principle components (c and d). The three drought periods for D1, D2, and D3 are shown in light brown color.

한편 두 모드의 공간적 패턴은 대서양에서 큰 차이를 보이는데 EOF1은 대서양 중위도에서 양의 편차와 고위도에서 음의 편차를 보이는데 반해 EOF2는 반대의 패턴(즉 대서양 중위도에서 음의 편차와 고위도에서 양의 편차)를 보이고 있다. 따라서 EOF1은 NAO와 매우 높은 양의 상관지수를 보이고(P1동안  $r=0.78$ , Fig. 8d) EOF2는 그보다 약하지만 유의미한 음의 상관지수(P1동안  $r=-0.37$ , Fig. 8h)를 보인다. 각 모드를 더 자세히 살펴보면 우선 EOF1은 중위도 북태평양의 변화와 대서양의 변화가 같은 위상을 가지고 동시적으로 변동하고 있음을 알 수 있다. 또한 북태평양의 양의 편차는 동아시아의 몽고 북부지역까지 이어져 있는 등, 대부분의 중위도 지역에 같은 위상을 나타내는 것으로 보인다. 기존 연구에 따르면 극한 ENSO 시기에 이러한 원격상관 패턴이 일어나곤 하는데 엘니뇨 보다는 라니냐때 이러한 특징이 나타나는 경향이 있다(Hurrell 1995; Pozo-Vázquez *et al.*, 2001; Hoell *et al.*, 2013). 한편 중위도 북태평양과 북대서양 HGT의 동시상관성이 1995년 이후에 증가되었다. 이는 HGT EOF 분석을 1995년 이전과 이후 21년에 대해 분리하여 시행했을 때 차이에서 나타나는데 이전 기간에는 북태평양 중위도와 북대서양 중위도 HGT 변화율이 제 1, 2 모드로 서로 분리되어 나타났으나 이후 기간에는 Figure 6a와 거의 유사하게 제 1 모드로 관측되었다(그림없음).

EOF2(Fig. 6b)는 앞서 언급했듯이 북태평양에는 강한 양의 값을, 그리고 북대서양 중위도에 음의 값, 고위도에 양의 값을 가지고 있다. 이 모드는 최근 극심한 캘리포니아 가뭄(D3), 특히 2013/14 겨울의 강수량 감소와 깊은 관련이 있는 것으로 선행 연구에서 밝혀졌다(Wang *et al.*, 2014; Lee *et al.*, 2015; Seager *et al.*, 2015).

**Table 2** Temporal correlation of CA DJF precipitation with PC1 and with PC2 for P1 and P2. Numbers in bold are statistically significant at the 95% confidence level.

| Period              | PC1   | PC2          |
|---------------------|-------|--------------|
| <b>P1 (41years)</b> | -0.27 | <b>-0.35</b> |
| <b>P2 (21years)</b> | -0.37 | <b>-0.44</b> |

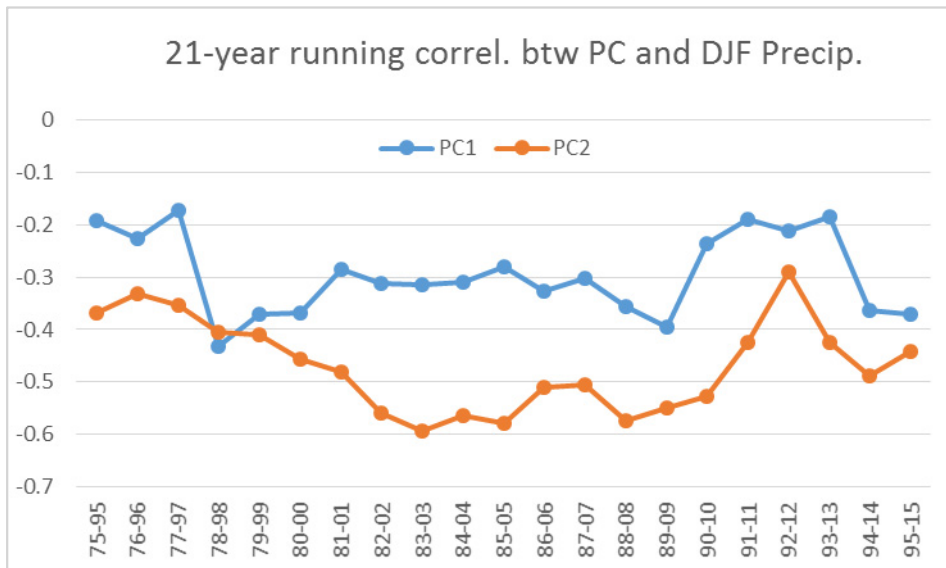
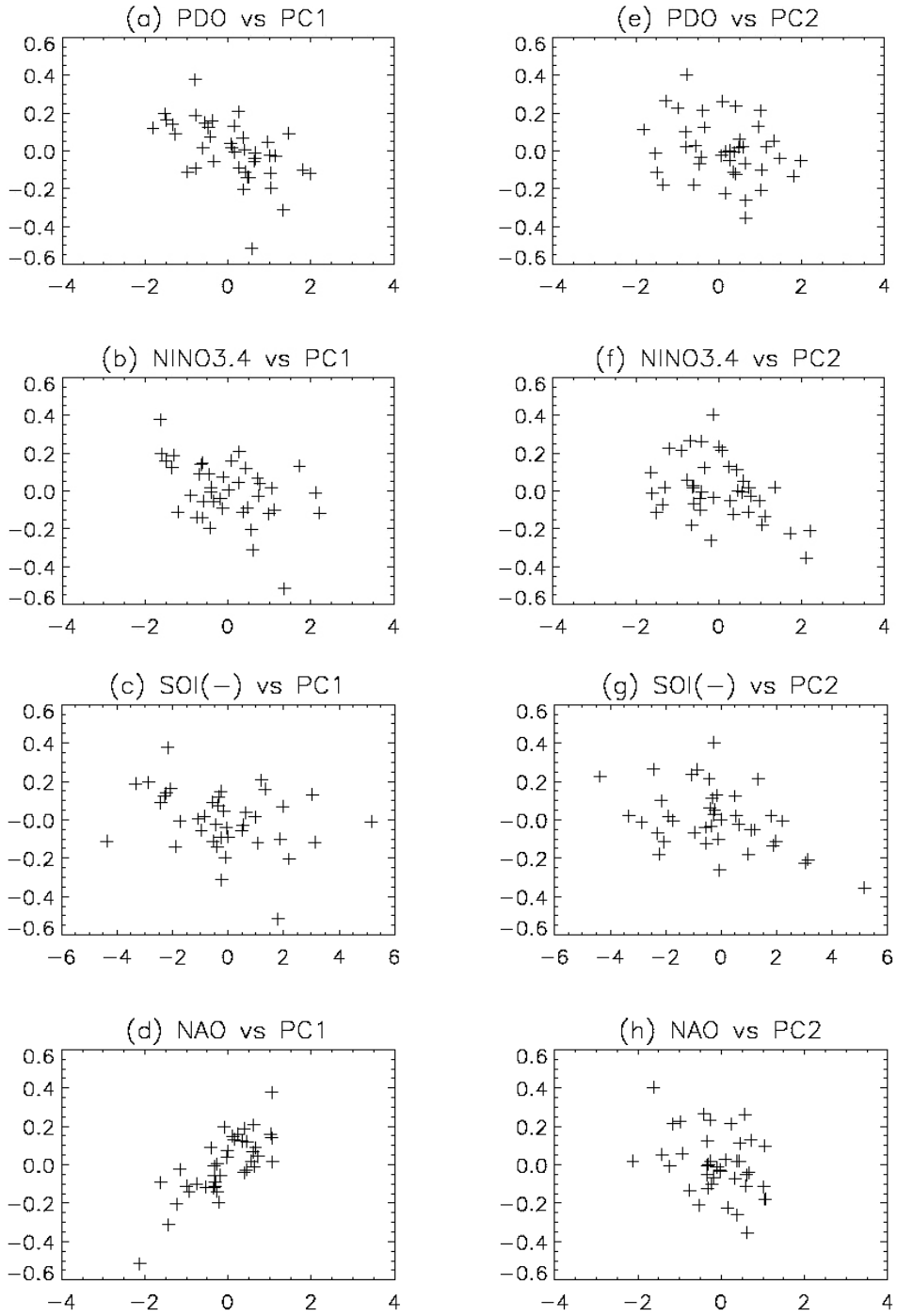


Figure 7 21-year running correlation coefficients between DJF mean precipitation and PC.



**Figure 8** Scatter plots of PC1 (y-axis) with a) PDO, b) NINO3.4, c) SOI and d) NAO in DJF for 41 years (1975-2015). SOI index is multiplied with (-1.0) for easy comparison with other plots. The same for e), f), g), and h) but for PC2.

EOF1과 EOF2의 시계열(PC1과 PC2)을 보면 (Fig. 6c, d) PC1은 1990년 중반 이전과 이후 변화 주기에서 차이를 보이는데 이전보다 이후에 주기가 짧아졌음을 확인할 수 있다. PC2는 1979-2000년 사이에 활발히 변화하다가 2001-2007년 기간에 약화 되었고 최근 2007년 이후에 다시 활발해 졌는데 특히 양의 위상이 강화(i.e., 2009, 2011, 2013, 2014년)되었다. 세 가뭄과 관련되어서는 각 가뭄의 초기에 양의 PC1 위상이 두드러지게 나타나고(D1: 1999년과 2000년, D2: 2008년, D3: 2012년) 그 이후에는 양의 PC2 위상이 두드러지게 나타나는 경향(D2: 2009년, D3: 2013년과 2014년)이 있다. D1에서는 PC2가 거의 중립적이었으나 D2와 D3의 경우엔 EOF1, EOF2 두 모드가 연속적으로 양의 위상을 가지며 북태평양의 고기압의 이상적인 발달을 가져왔기에 가뭄이 다년간 지속된 것으로 보인다.

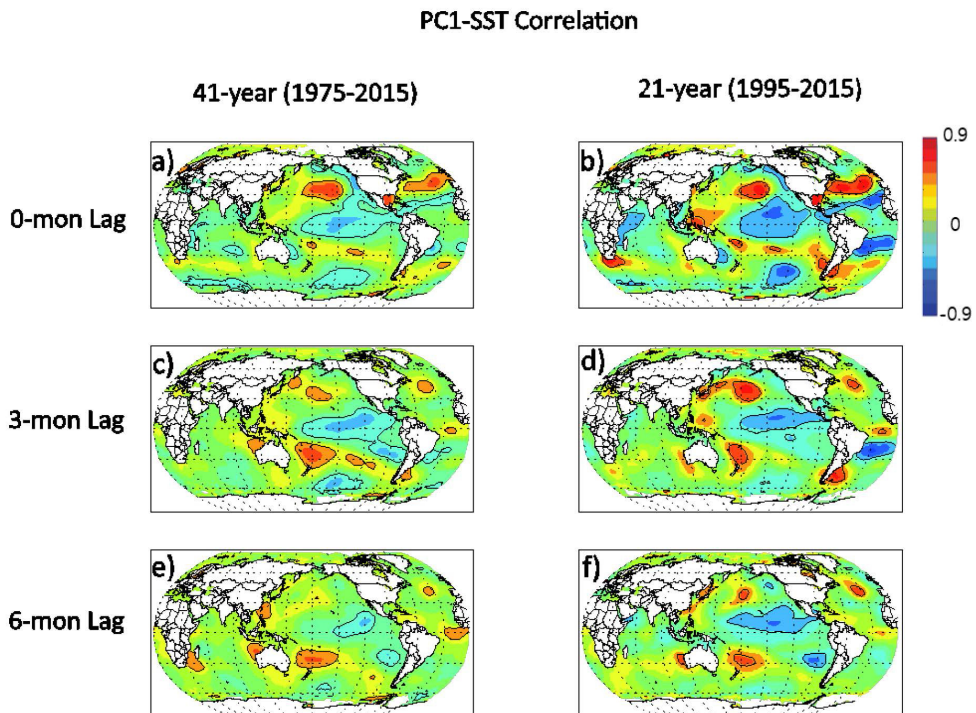
이러한 EOF 모드들과 대기/해양 변동 지수들과의 관계를 보면(Fig. 8) EOF1은 PDO와 95% 신뢰도에서 통계적으로 유의미한 음의 상관관계( $r=-0.53$ )를 가지고 있는데 특히 선형적인 관계를 보인다(Fig. 8.a). NINO34와도 역시 유의미한 음의 상관관계( $r=-0.41$ )를 보이는데 주목해야 할 점은 강한 음의 값(라니냐)에 민감한 반응을 보이는 반면 강한 양의 값(엘니뇨)에는 그렇지 않다는 사실이다(Fig. 8.b). SOI와는 (편의를 위해 -1.0을 곱한 결과) 유의미한 상관관계를 보이지 않는다(Fig. 8.c).

EOF2는 PDO와 음의 상관관계( $r=-0.25$ )를 보이나 통계적으로는 유의미하지 않다 (Fig. 8e). NINO3.4와는 통계적으로 유의미한 음의 상관관계( $r=-0.41$ )를 보이는 반면 EOF1의 경우와 역으로 유사하게, 강한 양의 값(엘니뇨)에 민감한 반응을 보인다 (Fig. 8f). EOF2는 SOI와 유의미한 음의 상관관계를 갖으며( $r=-0.44$ ) 역시 엘니뇨 상황에 민감하게 반응하는 것으로 나타나는데(Fig. 8g) 이는 EOF1와 SOI의 관계가 미미했던 사실과 대조적이다. 이와 같이 EOF1이 라니냐에 더 민감하고, EOF2가 엘니뇨에 더 민감하다는 결과는 엘니뇨, 라니냐에 대한 중위도 대기의 반응이 비대칭적이라는 기존 연구 결과(Hoerling *et al.*, 1997, 2001; Sardeshmukh *et al.*, 2000; Hannachi, 2001; Wu and Hsieh 2004)와 관련이 있는 것으로 보이며 이에 대해 섹션 3.3에서 좀 더 자세히 다루어 질 예정이다. 한편 두 모드 공통적으로 NINO34와의 상관관계가 유의미하지만 EOF1은 PDO와, EOF2는 SOI와 상관관계가 높은 것으로 나타났다. 이러한 결과는 EOF1은 PDO와 관련된 NINO34의 변동성과, EOF2는 SOI와 관련된 NINO34의 변동성과 연관되어 두 모드에 상응하는 열대 해수면 온도 변동

성의 발달 메커니즘이 서로 차이가 있음을 의미한다

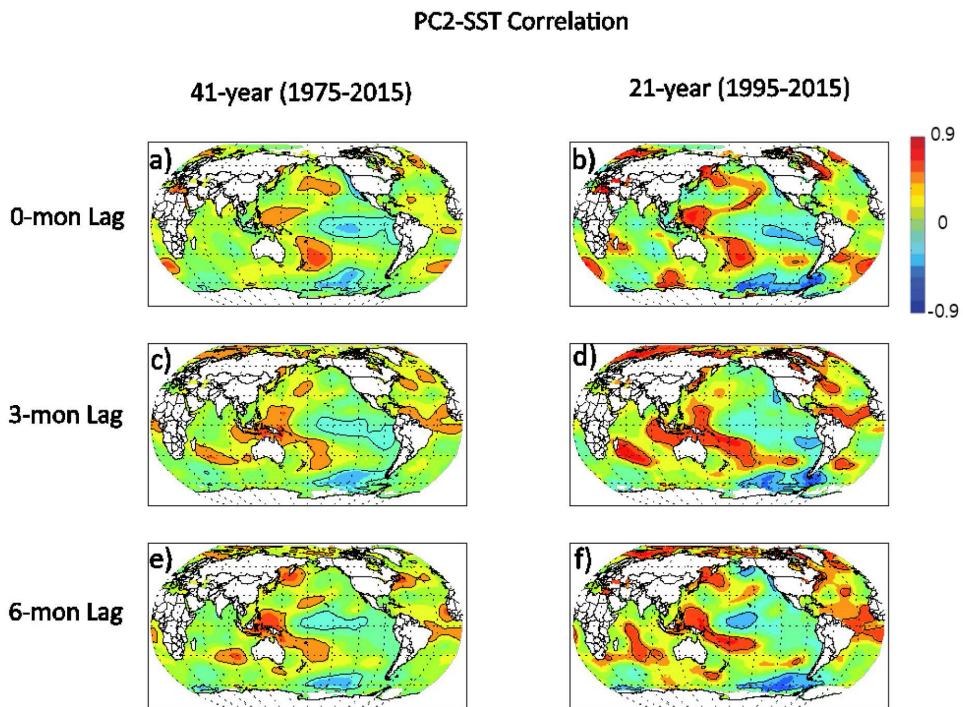
### 3.2.2. Correlation Analysis

Figure 9과 10는 각 격자점에서 PC와 SST의 상관관계를 나타내는 그림이다. 상관 지수는 lag가 없는 경우(a와 b), 3개월 lag를 준 경우(c와 d), 6개월 lag를 준 경우(c와 d)를 고려하여(SST가 PC를 선행) P1과 P2에 대해 각각 계산되었다. EOF1에 대해서는 lag가 없을 때(Fig. 9a와 b) 열대 태평양에 음의 관계가, 북태평양의 양의 관계가 눈에 띈다. 또한 알래스카 주변 바다에서부터 북아메리카의 서쪽 해안을 따라 나타나는 음의 관계 또한 유의미하다.



**Figure 9** Correlation map of PC1 with a) DJF-mean SST (0-month lag), c) SON-mean SST (3-month lag), e) JJA-mean SST (6-month lag) for the 41 years (1975-2015). The same are b), d) and f) but for the 21 years (1995-2015). Black solid lines indicate statistical significance at the 95% confidence level.

이러한 패턴은 앞서 언급되었듯이 열대 태평양의 라니냐 현상과, 북태평양에 음의 PDO 현상과 연관되어 나타나는 것으로 보인다. 열대 태평양에서의 음의 관계는 강도는 약하지만 3개월 전에도 발견되나(Fig. 9c, d), 6개월 전에는 미미하다(Fig. 9.e, f). 이러한 EOF1과 SST의 관계의 특징들은 P1기간과 P2기간에 대해 일관성을 보이고 있으며 아래에서 기술될 EOF2의 경우에 비해 북태평양에서의 상관관계가 우세한 특징을 보인다.



**Figure 10** Correlation map of PC2 with a) DJF-mean SST (0-month lag), c) SON-mean SST (3-month lag), e) JJA-mean SST (6-month lag) for the 41 years (1975–2015). The same are b), d) and f) but for the 21 years (1995–2015). Black solid lines indicate statistical significance at the 95% confidence level.

EOF2의 경우(Fig. 10) 유의미한 상관성이 태평양 전체에 걸쳐 나타난다. 열대지역을 먼저 보면 lag가 없을 경우(Fig. 10a와 b) 열대 중태평양/동태평양에는 음의 상관성이, 서태평양 Pacific Warm Pool (PWP) 지역에는 양의 상관성이 두드러지게 나타난다. 북태평양 쪽으로는 오호츠크해와 그 동쪽 지역에 양의 관계가 나타난다. 남태



평양 쪽으로는 South Pacific Convergence Zone(SPCZ)에서 양의 관계가, 중태평양에서 페루 앞바다로 이어지는 EOF1-SST에서 음의 관계가 나타나는 중태평양 지역의 약간 왼쪽과 남쪽으로 치우쳐져 있다. 3개월 lag의 경우(Fig. 10.c, d) 양의 관계(특히 PWP와 SPCZ)는 여전히 존재하는 반면 중태평양의 음의 관계가 미약하다. 특별히 P2기간에는 열대 중태평양의 관계가 유의미하지 않으며 NINO1+2 지역의 남쪽(페루 남쪽 해안)의 음의 상관성이 두드러지게 나타난다. 6개월 lag의 경우(Fig. 10e와 f) 역시 양의 상관성은 이전과 같이 나타나나 동태평양보다는 NINO4 지역에서의 상관성이 높게 나타난다. 이렇듯이 EOF2-SST의 관계는 주로 열대 태평양과 남태평양에서 더 강하게 나타나는데 이러한 결과는 EOF2-SOI의 상관관계가 유의미했던 결과(Fig. 8g)와 일맥 상통한다. 한편 Figure 9과 10의 결과는 각각의 격자점에서의 시간적 상관관계만을 나타내며 주변 격자와의 공간적 연관성은 고려하지 않기 때문에 각 모드와 대기/해양 변수들(HGT, SST, SLP)의 연관성의 공간적인 패턴을 살펴 보기 위해 composite analysis를 수행하였다.

### 3.2.3. Composite analysis

Composite analysis를 위해 41년 동안 각 EOF 모드의 PC값이  $\pm 0.7\sigma$ 보다 같거나 큰 해를 선택하여 양의 EOF1(pEOF1), 음의 EOF1(nEOF1), 양의 EOF2(pEOF2), 음의 EOF2(nEOF2) 년도로 구분하고(Table 3) 각 그룹의 평균장을 95% 신뢰도를 나타내는 검은 실선과 함께 Fig. 11에 나타내었다.

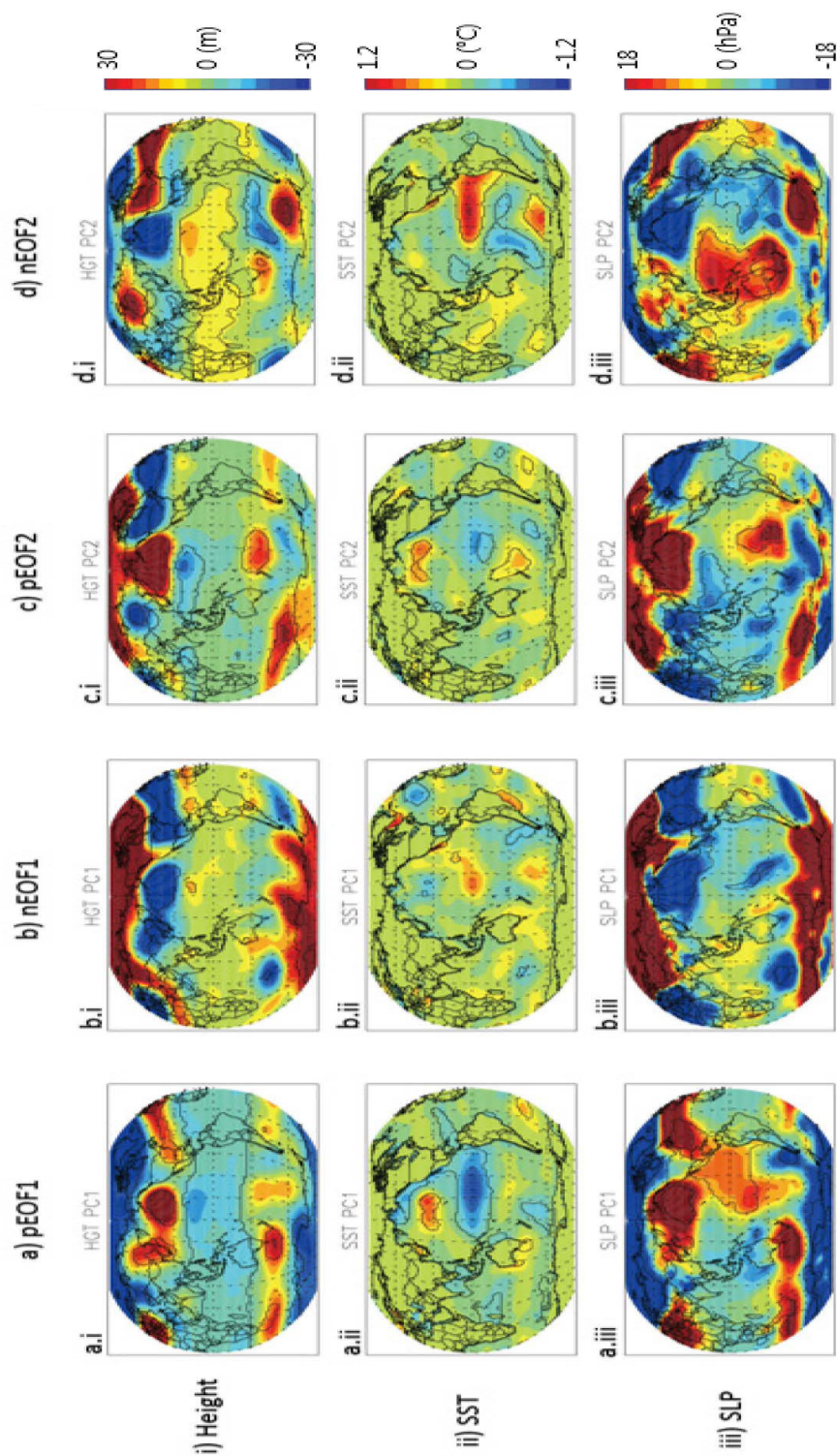


Figure 11 Composite anomaly fields of HGT (m), SST (°C), and SLP (mb) of a) pEOF1, b) nEOF1, c) pEOF2, and d) nEOF2 cases shown in Table 3. Black solid lines indicate statistical significance at the 95% confidence level.

**Table 3** Composite years of the positively and negatively extreme EOF1/EOF2 years within the 41-year period (1975-2015). The number of years is indicated in parentheses.

| Mode          | Composite Name | Years                                            |
|---------------|----------------|--------------------------------------------------|
| Positive EOF1 | pEOF1          | 1976, 1989, 1990, 1993, 2000, and 2008 (6)       |
| Negative EOF1 | nEOF1          | 1977, 1978, 1986, and 2010 (4)                   |
| Positive EOF2 | pEOF2          | 1979, 1982, 1985, 1990, 2009, 2011, and 2014 (7) |
| Negative EOF2 | nEOF2          | 1981, 1983, 1992, 1995, 1998, and 2012 (6)       |

당연한 결과이긴 하지만 pEOF1의 경우에 HGT장을 보면(Fig. 11.ai) EOF1의 패턴과 흡사하게 북태평양과 북대서양 중위도 지역엔 고기압이 자리잡고 있다. 이 북태평양 고기압은 바로 남쪽 아열대/열대 지역에 위치한 저기압과 대칭을 이루고 있다. 이는 매우 차가운 열대 태평양, 즉 라니냐에 대한 대기의 반응에 의한 것으로 SST장(Fig. 11.aii)에서 라니냐 및 음의 PDO 현상이 잘 나타나고 있다. 라니냐와 음의 PDO, 북태평양 고기압의 관계와 메커니즘은 기존의 연구에서 많이 밝혀진 바 있다. 연구에 따르면 라니냐 시기에 북태평양 고기압의 강화는 라니냐 현상에 의한 ITCZ의 북상과 그에 따른 diabatic heating으로 인해 발생한 Rossby wave의 북아메리카 전파(원격상관)에 기인한다 (Trenberth *et al.*, 1988; Trenberth and Branstator, 1992). 이러한 Rossby wave의 전파는 중위도 북태평양에 고기압을 강화하며 Pacific jet stream을 북쪽으로 편향시키고 겨울철 Pacific storm track을 캐나다로 북상시키는 결과를 가져온다 (Mo *et al.*, 1991; Trenberth and Guillemot, 1996). SLP를 살펴보면(Fig. 11.iii) 중위도와 고위도 지역에서 barotropic한 형태로 HGT 패턴과 유사한 패턴을 보이고 있다. 열대에서는 동태평양에 고기압이, 서태평양에 저기압이 위치해 있는데 이는 라니냐 현상에 의한 Walker 순환에 의한 것으로 보인다.

nEOF1는(Fig. 11.b) 여러 면에서 pEOF1과 역으로 유사한 결과를 보인다. 북태평양 중위도 지역엔 고층 저기압, 아열대와 열대 지역에는 고층 고기압이 형성되어 있다(Fig. 11.bi). SST장도 열대 중태평양에 양의 편차를 보이고 있어 중태평양(CP) 엘니뇨를 연상시키나 통계적으로 유의미한 차이를 보이지는 않았다. 북태평양 중앙에는 양의 PDO를 연상하게 하는 음의 편차가 나타나며 통계적으로 유의미하긴 하지만 pEOF1의 경우에 비해 SST 편차의 강도 면에 있어서는 상당히 약함을 확인 할 수 있다. SLP에서 보이는 열대 동태평양의 저기압 패턴과 서태평양의 고기압 패턴 역시

그 강도가 약한 것을 알 수 있다(Fig. 11.biii).

pEOF2의 경우(Fig. 11.c) HGT장을 보면 북태평양 중위도와 북극 지역에 고기압이 크게 확장되어 있는 반면 시베리아 지역과 북아메리카와 북대서양 중위도 지역에는 저기압이 위치하고 있다(Fig. 11.ci). 북태평양 아열대/열대 지역에는 저기압이 위치해 있는데 통계적으로 유의미한 지역을 살펴보면 열대 지역이 아닌 동중국해에서 중태평양으로 이어지는 좁은 지역에 국한된다. SST를 살펴보면(Fig. 11.cii) 북태평양 중앙, PWP, SPCZ에서 양의 편차가 유의미하게 나타나고 있고 열대 중태평양의 음의 편차 지역이 남쪽으로 약간 치우쳐 유의미하게 나타나는데, 특히 열대 서태평양과 중태평양의 dipole 패턴이 유의미하게 나타나며 이는 위에서 보인 상관관계 결과와 어느 정도 일치한다(Fig. 10.a). SLP를 보면(Fig. 11.ciii) 서태평양, 특히 필리핀 동쪽과 동중국해에서 중태평양에 이르는 부분에 강한 저기압이 위치하고 있는 반면 남태평양 중앙과 그 동쪽에 고기압이 위치하고 있음을 알 수 있다.

nEOF2의 경우에는(Fig. 11.d) pEOF2의 반대부호를 지닌 유사 패턴이 확인된다. 특이할 만한 점은 SST장에서 pEOF2의 경우와 달리 강한 편차가 보이는데(Fig. 11.dii) 열대 태평양 지역에 엘니뇨와 같은 강한 양의 편차와 서태평양에 음의 편차가 dipole의 모습으로 유의미하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 특히 양의 편차는 동태평양으로부터 중태평양까지 동태평양(EP) 엘니뇨의 형태를 띠고 있는데 북태평양에 (PDO와 관련한) 특별한 패턴이 보이지 않는 것이 특징이다. SLP에서는 서태평양 열대/아열대 지역에 강한 고기압이 동태평양에는 저기압이 위치해 있는 양상이 보이는데 특히 pEOF2 경우와 마찬가지로(Fig. 11.ciii) 남태평양과 북서 태평양에서 강한 편차를 보이고 있다. 이와같이 EOF2의 composite 경우(pEOF2와 nEOF2) 남태평양상의 동서 방향 SLP 대비가 극명한 편이며 이러한 특징이 EOF2-SOI의 유의미한 상관관계(Fig. 8g)를 가져오는 것으로 추측된다.

### 3.3 중태평양 동태평양 ENSO와의 연관성

Correlation analysis와 Composite analysis 결과들은 EOF1+과 EOF2+가 공통적으로 북태평양의 고기압의 강화를 가져오기는 하지만 이러한 모드를 유도하는 원인이 되는 지역 순환장은 다를 수 있음을 제시한다. EOF1 모드는 PDO와 관련된 북

태평양의 변화에 민감하게 반응하는데 이는 열대 중태평양(CP)에서 일어나는 SST 편차(예를 들어, CP 라니냐)와 관련이 있는 것으로 추측된다. 한편 EOF2 모드는 북태평양 변화보다는 열대 동태평양(EP)과 남태평양에서 기인하는 SST 편차(예를 들어, EP 엘니뇨)와 관련이 있다. 이러한 EOF2-SST 관계는 서태평양 SST/SLP 편차와 또한 연관되어 있는데 nEOF2 composite의 결과에서 보인 강한 중동 태평양의 warming/저기압과 서태평양의 cooling/고기압 (Fig. 11.dii, diii), pEOF2 composite의 결과에서 보인 중태평양 cooling/고기압과 서태평양의 warming/저기압(Fig. 11.cii, ciii)가 이를 뒷받침 한다. Correlation analysis 결과에서 EOF2은 PWP 지역에서의 상관관계가 유의미한 반면(Fig. 10), EOF1에서는 미미했던 결과(Fig. 9) 역시 이러한 추측과 일관성이 있다.

엘니뇨 또는 라니냐에 대한 북반구 대기의 반응은 일률적이지 않은데다 엘니뇨, 라니냐에 대한 대기의 반응이 서로 비대칭적이라고 알려져 있다(Hoerling *et al.*, 1997, 2001; Sardeshmukh *et al.*, 2000; Hannachi, 2001; Wu and Hsieh 2004). 이러한 현상에 대한 이유 중 하나는 강한 엘니뇨는 주로 동태평양에서 기인하고 (e.g., EP 엘니뇨)이고 강한 라니냐는 주로 중태평양에 위치하기 때문인데(Capotondi *et al.*, 2015) 열대에서 diabatic heating을 일으키는 원인 지역이 남북뿐 아니라 동서 방향으로도 다르기 때문에 이에 대한 대기의 반응에서도 차이가 나는 것으로 보인다.

Hoell *et al.*, (2013)에 따르면 네 번의 라니냐 현상(1988/89, 1998/99, 1999/00, 2007/08, 2010/11)이 모두 북태평양의 고기압을 포함, 북반구 중위도 지역에 양의 HGT 패턴을 동반 하였는데 이 결과는 본 연구 결과에서 pEOF1 composite에서 나타난 중위도에 양의 HGT(Fig. 11.ai)와 중태평양 음의 SST 특징(Fig. 11.aii)과 일치한다. 최근 연구 결과에 따르면 CP 라니냐 시기에는 양의 NAO 위상이 나타나고 CP 엘니뇨 시기에는 음의 NAO 위상이 주로 나타나며 이 현상은 통계적으로 유의미 했는데(Graf and Zanchettin 2012; Zhang *et al.*, 2015) 본 연구 또한 중태평양의 강한 라니냐(약한 양의 편차) 현상때 EOF1+(EOF1-)이 발달하며 양(음)의 NAO 위상이 발달함을 관찰할 수 있었다(Fig. 11.a, b)

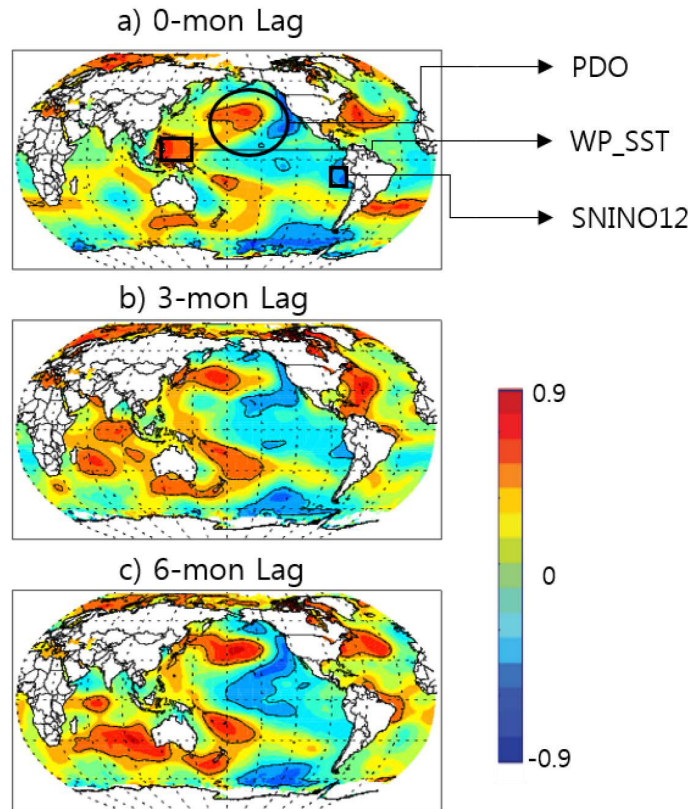
한편 EOF2와 관련된 결과에 따르면(Fig. 11.c, d) 동/남 태평양에서 기인한 SST의 편차는 서태평양 SST와 dipole 모드를 이루고 있고 이때 북태평양 중위도와 북대

서양 중위도에는 반대 HGT 위상이 발달하는 것으로 보인다. 평균보다 따듯했던 열대 서태평양과 강한 대류활동은 서태평양에서 기인한 Rossby wave가 북아메리카로 전파되며 EOF2+ 모드와 유사한 북태평양에 양의 HGT, 북대서양에는 음의 NAO 패턴을 가진 지위고도장을 생성함(Hoskins and Karoly, 1981; Sardeshmukh and Hoskins, 1988; Held *et al.*, 1989; Trenberth *et al.*, 1998; Held *et al.*, 2002)으로써 2013/14년 겨울에 캘리포니아의 강수량을 부족을 유도했다는 연구 결과들이 최근 대두되고 있는데 이러한 관찰은 모델링을 통해서도 뒷받침 되었다(Palmer 2014; Lee *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016). 또한 Zhang *et al.*, (2015)에 따르면 동태평양에서 기인한 cooling이 있을 경우 중태평양에서의 강한 라니냐때와는 다른 지위고도장을 북대서양에서 보이는데, 이 또한 EOF2+ (Fig. 6.b) 모드와 유사했다. 이러한 연구들은 서태평양의 warming과 중/동태평양의 cooling 현상이 양의 EOF2 모드를, 서태평양의 cooling과 중/동태평양의 warming 현상(특히 EP 엘니뇨때)이 음의 EOF2 모드를 발달 시킬 수 있음을 암시한다.

### 3.4 강수량 회귀분석

이 섹션에서는 지금까지 제시된 결과와 이해를 바탕으로 최근 21년간 캘리포니아 겨울철 강수량을 추정하는 식을 개발하였다. Figure 12은 캘리포니아 DJF 강수량과 SST와의 상관관계를 동시적으로(Fig. 12.a), 3개월 lag인 경우(Fig. 12.b), 6개월 lag인 경우(Fig. 12.c)에 대하여 보이고 있는데 이전 EOF 분석 결과와의 간편한 비교를 위하여 상관관계에 (-1.0)을 곱하였다. Figure 12.a에서 보이는 북태평양 중양의 양의 관계와 미국 서부 해안의 음의 관계는 EOF1-SST의 관계에서 보여진 상관관계 결과와 일치하는 것으로 보아(Fig. 9.a와 8.b) EOF1-PDO의 음의 관련성(Fig. 8.a)에서 이해될 수 있다. 열대 중태평양에서 EOF1-SST는 P2기간 동안 강한 음의 상관성을 가지고 있지만(Fig. 9.b와 8.d) 열대 중태평양에서의 강수량-SST의 상관관계는 미약한 것으로 나타났다. 이는 최근 21년간 NINO34와 캘리포니아 강수량의 상관관계가 그다지 높지 않다는 사실을 의미한다.

## Precip-SST Correlation (1995-2015)



**Figure 12** Correlation map of DJF precipitation with a) DJF-mean SST (0-month lag), b) SON-mean SST (3-month lag), c) JJA-mean SST (6-month lag) for the 21 years (1995-2015). Correlation coefficients were multiplied by  $(-1.0)$  for easy comparison to the results of EOF-SST correlation analysis. Black solid lines indicate significance at the 95% confidence level.

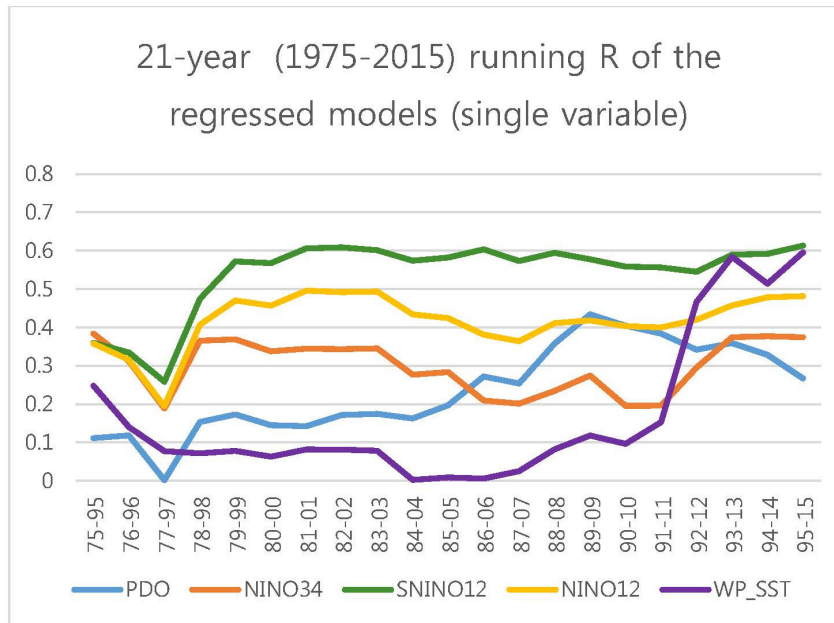
열대 서태평양(WP)에는 양의 관계, NINO1+2 지역 인근 남페루 해안에서는 음의 관계가 유의미하게 나타나는데 이는 EOF2의 높은 상관관계 지역과 일치하는 것으로 보아(Fig. 10.b와 9.d) 동/서태평양 SST dipole, EOF2, 강수량 순서의 연관성으로 이해될 수 있다. 이미 보인 EOF2 관련 여러 결과들에서 열대 서태평양과 중태평양 또는 서태평양과 동태평양(즉 남페루 해안)의 SST 대비 현상들이 나타났는데 이하 연구에서는 서태평양과 동태평양의 대비에 중점을 두었다. 그 이유는 EOF1와 연관성이 많은 중태평양 라니냐 현상이 발생했을 시에도 서태평양-중태평양 dipole이 증가하기 때문이며, 강수량-SST의 상관관계 결과가 Fig. 12에서처럼 동태평양에서 유

의미하게 나왔기 때문이다. 특히 동태평양 남페루 해안의 유의미한 상관관계는 3개월 전에도 존재(Fig. 12b)하는 것으로 보아 동시적인 연관성 이상의 관계일 수 있음을 암시하는데 추가적인 연구가 필요한 사항이다. 따라서 강수량 추정을 위한 회귀모델에서 PDO 지수, WP지역(120E-150E/0N-14N)의 SST(WP\_SST), 남페루 해안 지역(90W-76W/10S-18S)의 SST(SNINO12)를 중요 변수로 고려하였다. 회귀 분석시에 해수면 온도와 관련된 변수(예를 들어 NINO34, NINO12, SNINO12)들은 41년에 대한 DJF 편차로 계산되었다.

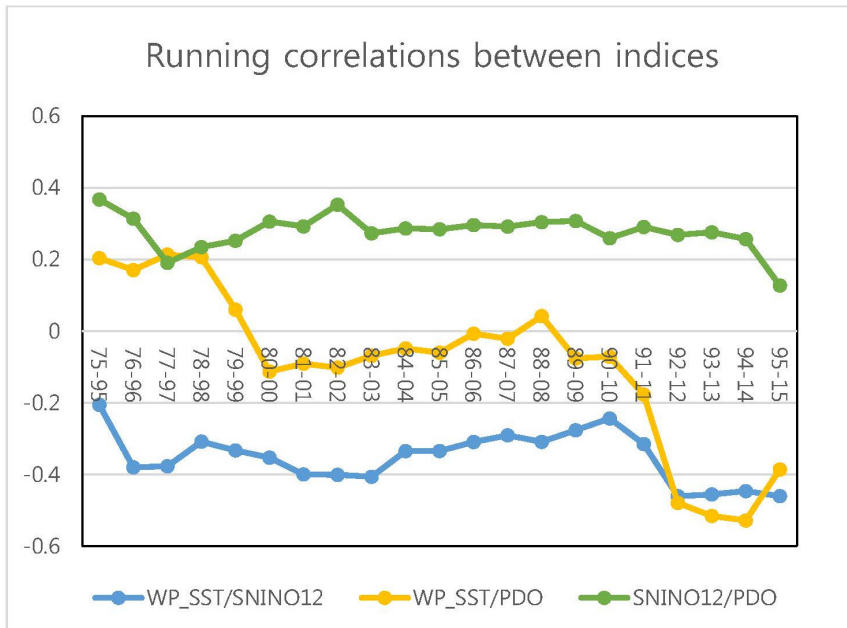
Figure 13는 캘리포니아 겨울 강수량을 위의 세가지 중요 변수뿐 아니라 중요 ENSO 지수(NINO34와 NINO12)중 하나를 단일 독립 변수로 사용하여 회귀 분석한 결과를 보여준다. Decadal variation과 climate shift를 고려하여 41년 기간 중 21년 running regression analysis를 적용하였다. 결과를 보면 NINO12(노란색), NINO34(오렌지색), SNINO12(초록색)는 초기를 제외하고는 대체적으로 고른 상관지수를 보이는데 SNINO12가 0.6정도의 가장 높은 관계를, NINO34가 가장 낮은 관계를 보인다. NINO12와 SNINO12에 비해 NINO34의 결과는 decadal 변화가 두드러지게 나타나는데 1986-2006 시기부터 1991-2011시기에는 관계가 특히 낮았다가 최근에 다시 높아 졌음을 볼 수 있다. PDO(파란색)는 NINO34의 결과와 반대의 패턴을 보이는데 전반과 최근에는 0.3 이하로 상대적으로 낮지만 NINO34의 관계가 낮았던 중후반에 관계가 증가하였다. WP\_SST는 가장 급변하는 변화를 보여주는데 대부분의 기간 동안 관계가 미약했으나 1992-2012 이후 0.6에 가까운 상관성을 보이고 있는 것으로 보아 최근들어 캘리포니아 강수량 변동성에 열대 서태평양의 SST의 영향이 증가했음을 알수 있다. NINO34가 2~3개월의 lag를 가지고 영향을 줄 수도 있으나 2-3개월 lag를 허용하여 계산한 결과도 크게 다르지 않은 것으로 나타났다.

한편 WP\_SST는 SNINO12와 대체로 음의 상관관계(파란선)를 보이는데(Fig. 14) 최근에 관계가 강화되었다( $r=-0.21$ (for 1975-1995)에서  $-0.46$ (for 1995-2015)). WP\_SST와 PDO와의 관계는(노란선) 기간에 따라 큰 차이를 보이는데 이전에는 약한 양의 관계이거나 무의미한 관계에서 최근 유의미한 음의 관계를 보이고 있다( $r=0.20$ (for 1975-1995)에서  $-0.39$ (for 1995-2015)). SNINO12와 PDO는 약한 양의 상관관계(초록선)를 가지고 있는데 최근에 상관관계가 더 약화되었다( $r=0.37$ (for 1975-1995)에서  $0.13$ (for 1995-2015)).





**Figure 13** Correlation coefficients (21-year running results from 1975 to 2015) between the observed DJF precipitation and the regressed precipitation using single dependent variable among PDO, NINO34, NINO12, SNINO12, and WP\_SST.



**Figure 14** 21-year running correlation coefficients among WP\_SST, SNINO12, and PDO.

이 연구에서는 첫 번째 독립변수로 WP\_SST와 SNINO12와의 차이인 WP\_diff ( $=WP\_SST-SNINO12$ )로 선정하였는데 그 이유는 WP\_SST가 북태평양에 미치는 영향이 잘 알려져 있으며(Hoskins and Karoly, 1981; Sardeshmukh and Hoskins, 1988; Held *et al.*, 1989; Trenberth *et al.*, 1998; Lee *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016), 앞에서 보였듯이 강수량 변화에 중요한 EOF2 모드와의 관련성이 높기 때문이다.

Figure 15는 캘리포니아 DJF 강수량을 WP\_diff를 첫번째 독립 변수로 사용한, 다양한 단일변수 또는 다중변수 회귀모델의 결과를 보여준다. 비교를 위해 Fig. 13에서 보인 WP\_SST를 단일 독립변수로 사용한 회귀모델 결과(회색 점선)도 함께 표시하였다. 우선 WP\_SST에 비해 WP\_diff가 전 기간에 대해 우월한 것을 볼 수 있다. 이는 서태평양 warming이 2013/14년 케이스만이 아니라 41년간 강수량 변화에도 중요한 변수이며 서태평양 자체 SST보다 두 지역의 SST 차이가 더 중요하다는 사실을 의미한다.

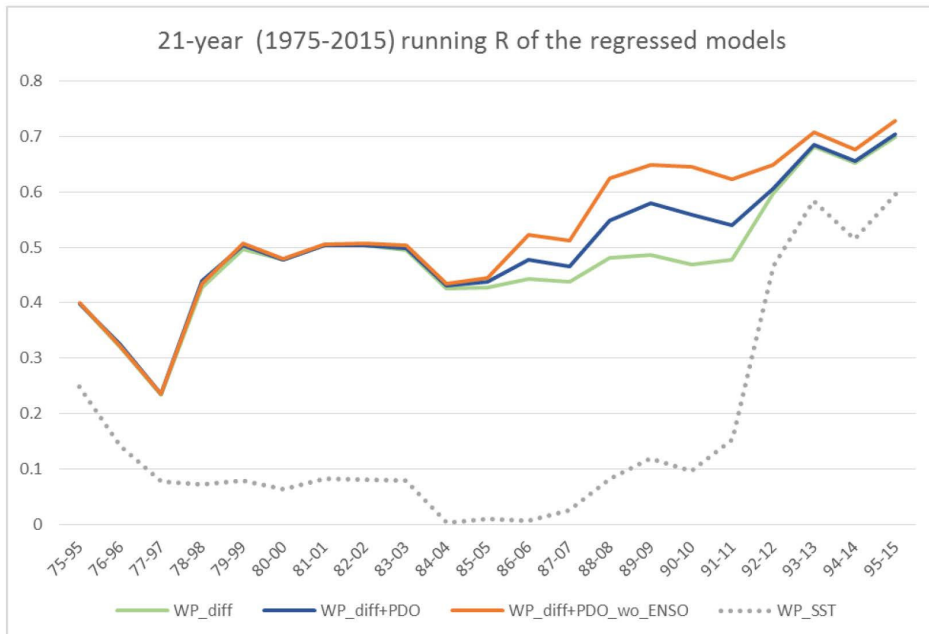


Figure 15 Correlation coefficients (21-year running results from 1975 to 2015) between the observed DJF precipitation and the regressed precipitation using single or two dependent variables.

WP\_diff를 제 1 독립변수로, PDO를 제 2 독립변수로 사용한 경우 결과(파란 실선)는 1986-2006 기간부터 1992-2012 기간까지 부분적으로 향상을 가져오는데 이 기간은 강수량과 PDO의 연관성이 증가했던 기간(Fig. 13)과 일치하는 것으로 보아 이 기간 동안 WP\_diff와 PDO가 강수량 변화를 주도한 것으로 보인다. 한편 최근 21년간 PDO와 WP\_SST/SNINO12는 유의미한 상관관계(Fig. 14)를 가지고 있는데 이는 NINO34와의 연관성 때문이기도 하다(그림 없음). 따라서 PDO에서 NINO34의 의존성을 제거하기 위해 PDO에서 NINO34의 선형회귀 성분을 제거한 새로운 변수 PDO\_diff를 두번째 독립변수로 사용했을 경우도 살펴 보았다. 옐렌지색으로 표시된 결과를 보면 WP\_diff와 PDO\_diff를 두개의 독립변수로 사용한 회귀 모델은 1986-2006 기간 이후에 가장 우수한 결과를 보이는데 최근 21년(P2)의 기간에 대해 0.73의 상관성을 보여주며 전체 강수량 변화율의 약 53%의 변동성을 설명하는 것으로 나타났다.

21-year Correlation (1975-1995)

21-year Correlation (1995-2015)

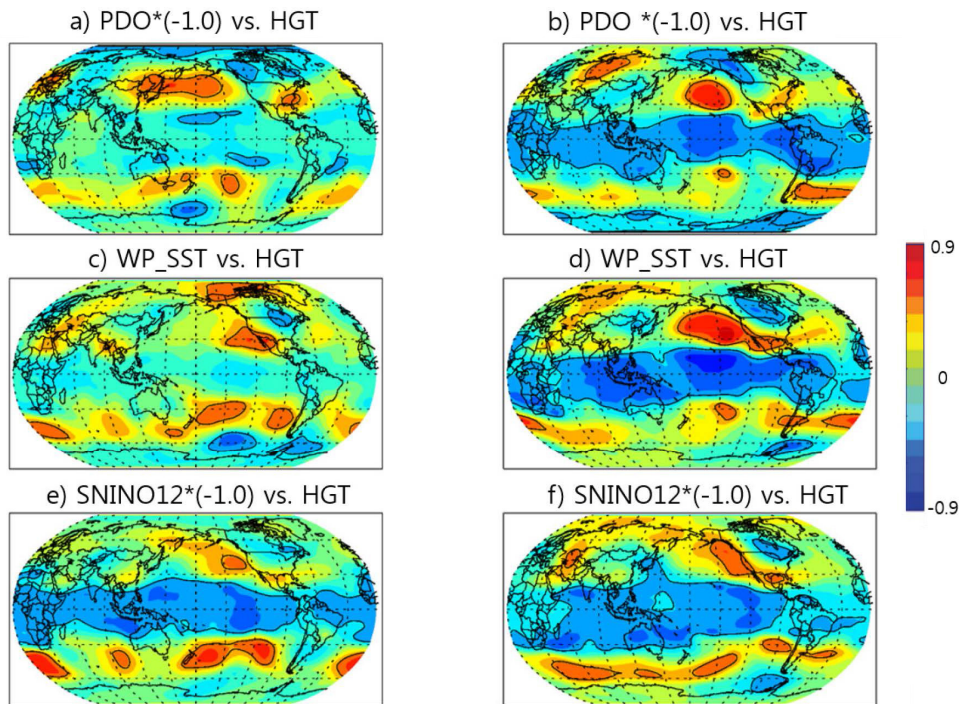


Figure 16 Correlation map of HGT with PDO (a and b), WP\_SST (c and d), SNINO12 (e and f) for 1975-1995 and 1995-2015 (P2). PDO and SNINO12 values were multiplied by (-1.0). Black solid lines indicate statistical significance at the 95% confidence level.

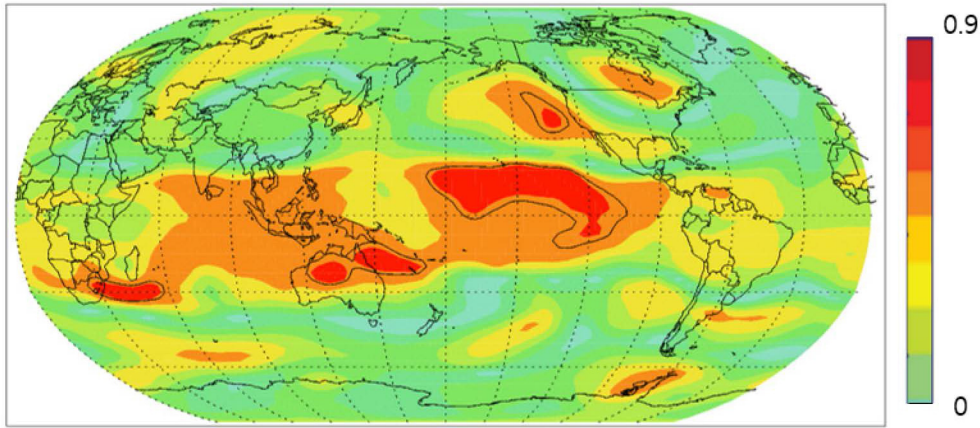


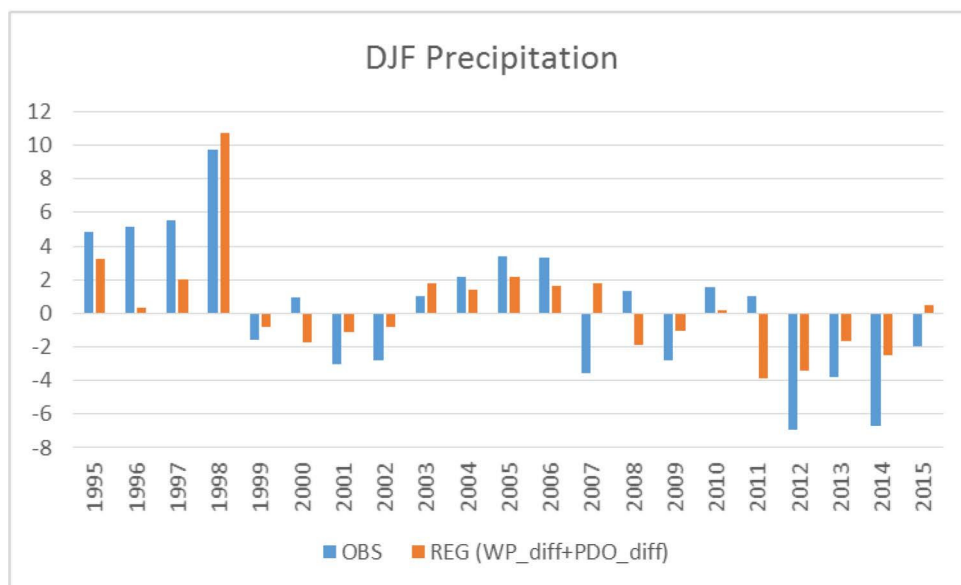
Figure 17 Correlation coefficients between the observed HGT and the regressed HGT in DJF using WP\_diff and PDO\_diff as dependent variables for the recent 21 years (1995–2015). Black solid lines indicate the correlation coefficient of 0.7.

WP\_diff와 PDO\_diff가 캘리포니아 강수량을 설명하는 주요 변수가 되는 이유는 이 두 변수가 캘리포니아 강수량을 직접적으로 조율하는(Fig. 3) 미 서부해안 근처의 북태평양 상층 고기압의 변동성과 높은 상관관계를 가지기 때문이다. Figure 16에서 확인할 수 있듯이 P2 기간동안 WP\_SST, SNINO12\*(-1.0), PDO\*(-1.0)는 북태평양 고기압과 통계적으로 유의미한 양의 관계를 보이는데(Fig. 16. b,d,f) 이중 WP\_SST는 북태평양의 넓은 지역에 걸쳐 강한 상관관계를, SNINO12는 북아메리카 대륙에 가까운 북태평양 지역에 다소 약한 상관관계를 보이고 있다. 하지만 두 변수의 상관관계의 공간패턴은 상당히 유사하기 때문에 두 변수의 합인 WP\_diff(=WP\_SST-SNINO12)또한 유사한 공간패턴과 함께 강한 상관관계를 가지게 되며(그림 없음) 결과적으로 강수량에도 영향을 미치는 것으로 것으로 추측된다(Fig. 15). 한편 WP\_SST와 SNINO12는 북아메리카 중북부에 음의 상관관계를 보이는 반면 PDO는 알래스카와 캐나다 서부에 음의 상관관계를 보이는데 이는 WP\_SST와 SNINO가 EOF2 모드와 관련 되어있고 PDO는 EOF1 모드와 관련되어 있다는 사실과 일치하는 결과이다. 특히 PDO와 WP\_SST경우 1990년대 중반 이전과 이후에 열대 태평양과 북태평양에서 상관관계 결과가 상당히 다를 수 있는데(Fig. 16. a,c,e) 이는 원격상관을 포함한 열대 해양과 중/고위도 대기순환 성격이 1990년대 중반 이전과 이후에 달라졌음을 암시한다.

Figure 17은 P2 기간의 겨울 HGT 변동성을 WP\_diff와 PDO\_diff 두 변수로 회귀 분석한 결과를 나타내는데 두 변수가 미대륙에 근접한 북태평양 고기압의 변동성을 잘 설명하는 것으로 나타났다. 마지막으로 최근 21년동안의 강수량 회귀모델 결과를 아래의 식과 Figure 18에 나타내었다.

$$[\text{DJF Precip anomaly}] = 2.230 - 4.406 * \text{WP\_diff} + 1.080 * \text{PDO\_diff}$$

추정된 강수량은 1995년-1998년과 2003년-2006년의 연속된 wet year를, 2000년-2002년 그리고 2012년-2014년의 연속된 dry year를 잘 모의하고 있는 것으로 보아 D1(1999-2002)과 D3(2012-2015)의 다년가뭄을 어느 정도 모의 하는 것으로 보인다. D2의 경우에 2009년은 음의 편차를 잘 모의 했으나 2007, 2008년에는 반대로 모의한 것으로 나타났다. 이 강수량 회귀 모델이 SST 편차에 기반한 모델임을 상기하면 대기에 비해 천천히 변화하는 해양의 성격 때문에 1년 또는 2년의 짧은 기간 동안 급작스럽게 나타나는 강수량 편차의 변동성을 모의하는데는 한계가 있는 것으로 보인다. 또한 강수량의 절대값 측면에서는 대체적으로 추정 값이 관측보다 적은 값을 보이고 있는데 북극의 영향이 고려되지 않은 것이 하나의 원인으로 알려져 있다 (Lee *et al.*, 2015). 하지만 이러한 연구 결과는 연간 변화 자체보다 평년 이하(또는 이상)의 강수량이 연속적으로 얼마나 오래 발생할지에 대한 추정을 가능하게 함으로써 태평양 SST 편차에 의해 발생할 다년 가뭄의 규모(기간의 관점에서)와 발생 가능성에 대한 예측력을 높일 수 있을 것으로 사료된다.



**Figure 18** Observed DJF precipitation (blue bar, inches) and regressed DJF precipitation (orange bar, inches) using WP\_diff and PDO\_diff for the recent 21 years (1995–2015).

## 4. CONCLUDING REMARKS

본 연구에서는 최근 20년간 발생한 캘리포니아 다년가뭄 케이스 (D1, D2, D3)를 집중 분석하여 그 메커니즘을 밝히고자 하였다. 세 경우 공통적으로 가뭄은 라니냐 해의 전 후로 500 hPa 북태평양 고기압의 이상 발달과 함께 시작되었고(Fig. 2) 가뭄 기간동안 고기압이 계속 유지 되었으며 세 경우 모두 열대 태평양에 엘니뇨가 발달한 겨울에 북태평양 고기압이 약화되며 종료되었다(Fig. 5). 따라서 가뭄의 직접적 원인이 되는 북태평양 고기압의 이상 발달의 원인에 대해 분석하기 위해 EOF 분석을 수행하였다.

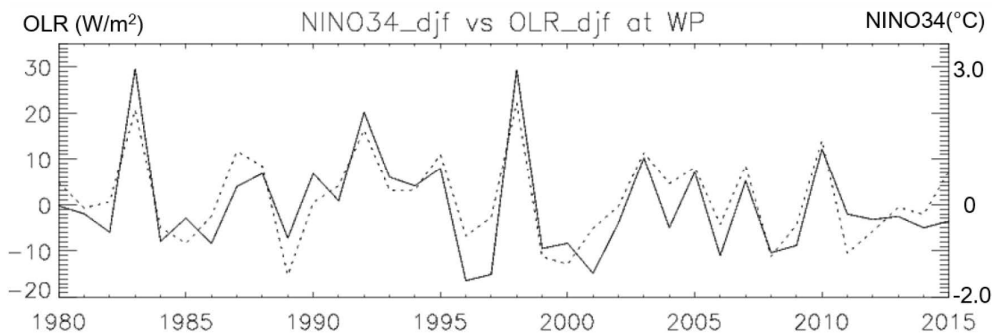
EOF1과 EOF2는 미국-북대서양 지역에서 상당히 다른 공간 패턴을 가지고 있는데 EOF1는 NAO와 양의 상관관계를, EOF2는 음의 상관관계를 가지고 있다(Fig. 8.d, h). EOF1은 열대 중태평양 해수면 온도와 관련한 PDO와 밀접하게 연관되어 있으며 라니냐와 관련된 음의 PDO 위상에서 EOF1+가 발달하는 반면(Figs. 9와 10), EOF2는 열대 동태평양과 서태평양 해수면 온도와 밀접하게 연관되어 있는데 동태평양(서태평양) SST가 평균보다 낮을(높을)때 EOF2+가 발달하였는데 북태평양에는 특별한 PDO 패턴이 나타나지 않는다(Figs. 8과 10). 이러한 결과들은 중태평양 SST 편차에 대한 대기 반응과 동서 태평양 SST dipole에 대한 대기반응이 대서양에서 특히 다름을 의미하는데 EP ENSO와 CP ENSO에 대한 북반구 대기의 반응에 관련한 기존의 연구 결과와 일치했다(Wu and Sheigh, 2004; Graf and Zanchettin, 2012; Zhang *et al.*, 2015).

캘리포니아의 다년 가뭄은 라니냐 해에 CP의 강한 음의 SST 편차에 의해 유도된 EOF1+과 동서 태평양 SST dipole에 의해 유도된 EOF2+가 독립적으로 번갈아 발달 함으로써 2년 이상 지속된 것으로 나타났다. 즉, 라니냐 발생으로부터 엘니뇨로 전환 되기 까지 열대 중/동태평양에 2년 이상 지속된 음의 편차(라니냐 포함)와 서태평양의 양의 편차가 캘리포니아 가뭄의 장기화를 가져온 것인데 EOF1+와 EOF2+가 왜 연속적으로 발달했는지에 관해서는 추가적인 연구가 필요하다. 엘니뇨에서 라니냐로의 전환은 비교적 짧은 기간에 일어나는 반면 라니냐에서 엘니뇨로의 전환은 강도가 약할지라도 오랜 기간(2년 정도까지) 동안 이루어지며 두 프로세스 또한 선형적이지 않다고 알려져 있다(Ohba and Ueda, 2009). 추가적인 연구에서는 1) 1990년대 이후



로 나타난 라니냐에서 엘니뇨로 변화하는 시기에 ENSO의 진화 과정과 2) 서태평양 해수면 온도의 변화와의 관련성, 그리고 3) 원격상관을 통한 북반구에의 영향에 대해 더 연구해야 할 것이다.

라니냐(엘니뇨)해에는 WP지역의 대류활동이 증가(감소)하는 경향이 있는데(Fig. 19) 엘니뇨 시기에는 WP지역의 대류 억제가 최대치를 나타내는 반면 라니냐 시기에는 라니냐 다음 해에도 여전히 대류활동이 활발히 일어나는 현상이 종종 보인다(Fig. 17에서 1986, 1997, 2001, 2009, 2014). 따라서 이 시기에 열대 동태평양에서 cooling이 나타나면 서태평양 warming과 함께 dipole 현상이 극명해 질 수 있는데 실제로 이중 2001, 2009, 2014년은 EOF2+가 크게 발달한 해이다. 앞서 언급했듯이 최근 연구에 따르면 서태평양 warming에 기인한 북태평양/북아메리카 방향으로의 Rossby wave 전파가 D3 가뭄해인 2013/14년에 큰 기여를 했을 것으로 추측되는데 (Palmer, 2014; Lee *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2016) 본 연구 결과에서는 서태평양 warming이 동태평양 cooling과 통계적으로 유의미하게 연관되어 있으며(Fig. 14, 파란 실선) 서태평양 warming 자체 보다 두 지역의 SST가 dipole 한 형태를 가질 때 강수량과의 연관성이 높아진다는 결과를 얻었다(Fig. 15에서 회색 점선과 녹색 실선 참조). 서태평양의 SST는 ENSO를 비롯한 열대 태평양 순환 뿐 아니라 인도양/대서양의 순환과도 관련이 있으므로 이에 대한 심도 있는 연구가 필요하다.



**Figure 19** Time series (1980–2015) of OLR anomaly (solid line) in WP and NINO34 anomaly (dashed line) in DJF.



마지막으로 위의 결과를 바탕으로 열대 동서 태평양 SST dipole(WP\_diff)와 PDO 두 독립변수를 이용하여 최근 21년간 DJF 강수량의 추정하는 회귀식을 테스트해 보았다. 이 시도에서 NINO34는 독립변수에서 제외되었는데 자체의 상관지수가 최근 21년 동안 통계적으로 유의미하지 않을 뿐 아니라 제 1 독립변수로서의 NINO34와 추가적인 제 2 독립변수(PDO\_diff, WP\_diff, WP\_SST)의 테스트 결과 별다른 의미 있는 결과를 얻지 못했기 때문이기도 하다. 한편 PDO와 WP\_diff 사이의 동시 상관성을 줄이기 위해 PDO에서 NINO34 시그널을 제거한 PDO\_diff 지수를 제 2 독립변수로 사용한 회귀 모델은 21년간 겨울철 강수량 변화와 0.73의 상관관계를 보이며, 53%의 변화율을 설명하는 것으로 나타났다(Fig. 18). 또한 이 모델은 다년 가뭄 경우를 비교적 잘 모의하고 있었다. 한편 시기에 따라 변수간의 중요도가 조금씩 달라지는데(Fig. 15), 위의 두 변수 중 WP\_diff는 1986-2006의 이전 기간에 대부분의 강수량 변화를 설명하지만 이후로는 PDO\_diff에 의해 설명되는 부분이 증가하였다. ENSO의 영향이 제거된 PDO(즉 PDO\_diff)의 역할이 후반부에 중요해 졌다는 사실은 ENSO와 독립적인 어떤 요인(들)이(e.g., 북태평양 대기-해양 상호작용, 중위도 에어로졸) 북태평양 대기와 해양에 영향을 미침으로써(Newman *et al.*, 2016) 캘리포니아 강수량 변화와 가뭄에 기여할 가능성이 높음을 시사한다.

후속 연구에서는 EOF1과 EOF2에 대한 강제력과 그에 따른 대기의 특성을 더 면밀히 분석하고 이러한 특성들이 기후모형에서 얼마나 잘 모의되는지 살펴 봄으로써 기후모형을 검증하는데 이용 될 수 있을 것으로 예상된다. 본 연구에서 사용한 연구 방법과 결과들은 캘리포니아 이외, 태평양 연안 지역의 강수변동성과 가뭄의 메커니즘을 이해하는데 활용될 수 있을 것으로 보인다. 또한 본 연구에서 얻어진 결과와 이해를 바탕으로 캘리포니아 겨울철 강수량 변화와 가뭄을 예측하는 모델을 개발하려고 한다. 캘리포니아의 강수량은 11월~3월에 집중되어 나타나며 회귀 모델에서 사용된 독립변수들이 해수면 온도임을 감안하면 계절을 더 확장 시켜 11월-3월에 중점을 맞추어 연간 변화를 예측하는 모델 개발도 가능할 것으로 보인다.

## REFERENCE

- Borsa, A. A., D. C. Agnew, and D. R. Cayan, 2014: Ongoing drought-induced uplift in the western United States. *Science*, 345, 1587-1590, doi:10.1126/science.1260279.
- Brown, D. P., and A. C. Comrie, 2004: A winter precipitation 'dipole' in the western United States associated with multidecadal ENSO variability. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09203, doi:10.1029/2003GL018726.
- Capotondi, A., and Coauthors, 2015: Understanding ENSO diversity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 921-938, doi:10.1175/BAMS-D-13-00117.1
- Chen X, and T. Zhou, 2014: Relative role of tropical SST forcing in the 1990s periodicity change of the Pacific-Japan pattern interannual variability. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **119**, 2014JD022064.
- Eichler, T., and R.W. Higgins, 2006: Climatology and ENSO-related variability of North American extratropical cyclone activity. *J. Climate*, 19, 2076-2093.
- Ely, L. L., Y. Enzel, V. R. Baker, and D. R. Cayan, 1993: A 5000-year record of extreme floods and climate change in the southwestern United States. *Science*, 262, 410-412.
- Hannachi, A. 2001: Toward a nonlinear identification of the atmospheric response to ENSO, *J. Clim.*, 14, 2138- 2149.
- Held, I. M., S. W. Lyons, and S. Nigam, 1989: Transients and the extratropical response to El Nino, *J. Atmos. Sci.*, 46, 163-174
- \_\_\_\_\_, M. Ting, and H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling, *J. Clim.*, 15, 2125-2144.
- Hoell, A., C. Funk, and M. Barlow, 2014: The regional forcing of Northern Hemisphere drought during recent warm tropical west Pacific Ocean La Niña events. *Climate Dyn.*, 42, 3289-3311.
- Hoerling, M. P., A. Kumar, and M. Zhong, 1997: El Niño, La Niña and the nonlinearity of their teleconnections, *J. Clim.*, 10, 1769- 1786.
- \_\_\_\_\_, and T. Xu, 2001: Robustness of the nonlinear climate response to ENSO's extreme phases, *J. Clim.*, 14, 1277-1293.
- Hoskins, B. J., and D. J. Karoly 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179-1196,
- Hurrell, J. M., 1995: Decadal trends in North Atlantic Oscillation and relationship to regional temperature and precipitation, *Science*, 269, 676- 679.

- Gershunov, A., and T. Barnett, 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2715–2726, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2715:IMOET.2.0.CO;2.
- Graf, H.F., and D. Zanchettin, 2012: Central Pacific El Niño, the “subtropical bridge”, and Eurasian climate. *J. Geophys. Res.* 117:D01102. doi:10.1029/2011JD016493
- 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. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.
- Lee, M.-Y., C.-C. Hong, and H.-H. Hsu, 2015: Compounding effects of warm SST and reduced sea ice on the extreme circulation over the extratropical North Pacific and North America during the 2013–2014 boreal winter, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1612–1618, doi:10.1002/2014GL062956.
- Lyon, B., and R. M. Dole, 1995: A diagnostic comparison of the 1980 and 1988 U.S. summer heat wave–drought. *J. Climate*, 8, 1658–1675.
- McCabe, G. J., and M. D. Dettinger, 1999: Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *Int. J. Climatol.*, 19, 1399–1410, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199911)19:13<1399::AID-JOC457.3.0.CO;2-A.
- \_\_\_\_\_, M.A. Palecki, and J. L. Betancourt, 2004: Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 101, 4136–4141, doi:10.1073/pnas.0306738101.
- Mo, K.C., J.R. Zimmerman, E. Kalnay, and M. Kanamitsu, 1991: A GCM study of the 1988 United States drought. *Mon Weather Rev* 119(7):1512–1532.
- Myoung, B., and Y. Deng, 2009: Interannual variability of the cyclone activity along the U.S. Pacific Coast: Influences on the characteristics of winter precipitation in the western U.S. *J. Climate*, 22, 5732–5747, doi:10.1175/2009JCLI2889.1.
- Newman, M., M.A. Alexander, T.R. Ault, K.M. Cobb, C. Deser, E. Di Lorenzo, N.J. Mantua, A.J. Miller, S. Minobe, H. Nakamura, N. Schneider, 2016: The Pacific decadal oscillation, revisited. *J. Clim.* 29, 4399–4426, doi:10.1175/JCLI-D-15-0508.1
- Ohba, M., and H. Ueda, 2009: Role of nonlinear atmospheric response to SST on the asymmetric transition process of ENSO. *J. Climate*, **22**, 177–192.
- Palmer, T., 2014: Record-breaking winters and global climate change, *Science*, 344, 803–4, doi:10.1126/science.1255147.
- Pozo-Vázquez, D., M. J. Esteban-Parra, F. S. Rodrigo, and Y. Castro-Díez, 2001: A study on NAO variability and its possible non-linear influences on European surface

- temperatures, *Clim. Dyn.*, 17, 701– 715,.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606–1626, doi:10.1175/1520-0493(1987)115,1606:GARSPP.2.0.CO;2.
- Sardeshmukh, P. D., G. P. Compo, and C. Penland, 2000: Changes of probability associated with El Niño, *J. Clim.*, 13, 4268– 4286.
- \_\_\_\_\_, and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1228–1251
- Seager, R., L. Goddard, J. Nakamura, N. Henderson, and D. E. Lee, 2014: Dynamical causes of the 2010/11 Texas–northern Mexico drought. *J. Hydrometeor.*, 15, 39–68, doi:10.1175/JHM-D-13-024.1.
- \_\_\_\_\_, M. Hoerling, S. Schubert, H. Wang, B. Lyon, A. Kumar, J. Nakamura, and N. Henderson 2015: Causes of the 2011 to 2014 California drought, *J. Clim.*, 28, 6997–7024, doi:10.1175/JCLI-D-14-00860.1.
- Shukla, J., and J. M. Wallace, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1613–1630, doi:10.1175/1520-0469(1983)040,1613:NSOTAR.2.0.CO;2.
- Sud, Y. C., D. M. Mocko, K. M. Lau, and R. Atlas, 2003: Simulating the midwestern U.S. drought of 1988 with a GCM. *J. Climate*, 16, 3946–3965.
- Trenberth, K.E., G.W. Branstator, P.A. Arkin, 1988: Origins of the 1988 North American drought. *Science* 242(4886):1640–1645. <http://www.sciencemag.org/content/242/4886/1640.abstract>
- \_\_\_\_\_, and G.W. Branstator, 1992: Issues in establishing causes of the 1988 drought over North America. *J. Clim* 5(2):159–172. doi: 10.1175/1520-0442(1992)005\0159:IIECOT[2.0.CO;2
- \_\_\_\_\_, G.W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.C. Lau, and C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global. teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 103, 14291–14324.
- Wang, S.-Y., L. Hips, R. R. Gillies, and J.-H. Yoon, 2014: Probable causes of the abnormal ridge accompanying the 2013–2014 California drought: ENSO precursor and anthropogenic warming footprint, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3220–3226, doi:10.1002/2014GL059748.
- Watson, P. A. G., A. Weisheimer, J. R. Knight, and T. N. Palmer, 2016: The role of the tropical West Pacific in the extreme Northern Hemisphere winter of 2013/2014, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 1698–1714, doi:10.1002/2015JD024048.

- Wu, A.M., and W.W. Hsieh, 2004: The nonlinear Northern Hemisphere winter atmospheric response to ENSO. *Geophys Res Lett* 31:L02203. doi:10.1029/2003GLO18885.
- Zhang, W., L. Wang, B. Xiang, L. Qi, and J. He, 2015: Impacts of two types of La Niña on the NAO during boreal winter. *Climate Dyn.*, 44, 1351–1366, doi:10.1007/s00382-014-2155-z.





연구보고서 2016-10

---

**최근 20년간 태평양 해수면 온도가 캘리포니아  
다년간뭍과 강수량에 미친 영향**

Impacts of Pacific SSTs on Multi-year Droughts and Precipitation in  
California during the Recent Two Decades

명복순



**APEC 기후센터**

48058 부산광역시 해운대구 센텀7로12

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

[www.apcc21.org](http://www.apcc21.org)



9 791156 981619

ISBN 979-11-5698-161-9