

## Article

## 서로 다른 두 유형의 엘니뇨와 동아시아 인근 해역 표층 온도 상관성 연구

윤진희 · 예상욱\*

한국해양연구원 기후·연안재해 연구부  
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

## Study of the Relationship between the East Asian Marginal SST and the Two Different Types of El Niño

Jinhee Yoon and Sang-Wook Yeh\*

Climate Change & Coastal Disaster Research Department, KORDI  
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Abstract :** In this study we define the two different types of El Niño, i.e., the eastern Pacific El Niño (i.e., EP-El Niño) versus the central Pacific El Niño (i.e., CP-El Niño), during the boreal summer (June-July-August, JJA) and winter (December-January-February, DJF) using the two NINO indices in the tropical Pacific. The two different types of El Niño significantly differ in terms of the location of the maximum anomalous sea surface temperature (SST) in the tropical Pacific. The CP-El Niño has been observed more frequently during recent decades compared to the EP-El Niño. In addition, our analysis indicates that the statistics of CP-El Niño during JJA is closely associated with the warming trend in the central equatorial Pacific. We also examine the different responses of the East Asian marginal SST to the two types of El Niño during JJA and DJF. The CP-El Niño during both JJA and DJF is concurrent with warm SST anomalies around the Korean Peninsula including the East China Sea, which is in contrast to the EP-El Niño. Such different responses are associated with the difference in tropics/mid-latitude teleconnections via atmosphere between the two types of El Niño. Furthermore, our results indicate that atmospheric diabatic forcing in relation to the precipitation variability is different in the tropical Pacific between the EP-El Niño and the CP-El Niño.

**Key words :** sea surface temperature (SST), El Niño, central Pacific El Niño, eastern Pacific El Niño, tropics/mid-latitude teleconnection

## 1. 서 론

엘니뇨는 열대 동태평양에서 평년 이상의 표층 수온이 주기적으로 나타나는 현상으로 열대 태평양 지역뿐 아니라 전 지구적으로 일기(weather) 및 기후(climate)에 광범위하게 영향을 미친다(Horel and Wallace 1981; Kang and Lau 1986; Trenberth et al. 1998; Wang et al. 2000; McPhaden et al. 2006). 특히 엘니뇨가 발생할 때 열대 태

평양의 표층 수온 변동성은 대기-해양 상호 작용과 열대-중위도 원격상관을 통해 우리 나라를 포함하는 동아시아 지역의 기후 변동성과도 상관성을 가지고 있다(강 1998; 차 등 1999; Nitta 1987, 1989; Wang et al. 2000; Yoshida et al. 2007). 서태평양 아열대 지역의 구름양은 열대/중위도 지역의 구름양과 음의 상관성을 가지며 이 상관성은 열대 동태평양의 수온 분포와 밀접한 관계를 갖는다(Nitta 1987, 1989). Wang et al.(2000) 역시 엘니뇨가 발달하는 시기에 동아시아에서 저기압이 발달하게 됨을 보였다.

우리 나라 기후와 엘니뇨 사이의 연관성을 연구한 결과

\*Corresponding author. E-mail : swyeh@kordi.re.kr

들은 엘니뇨가 발생한 겨울에는 우리 나라 겨울철 기온이 평년 이상의 분포를 보이며 그 다음해 여름철 강수량이 증가함을 제시하였다(강 1998). 차 등(1999)에 따르면 엘니뇨가 발생한 여름에는 북태평양 고기압의 발달이 늦어지고 위치도 남하하기 때문에 우리 나라에는 저온이 나타나고 장마 역시 늦게 시작된다. 더 나아가 Park and Oh (2000)는 우리 나라 연근해에서의 표층 수온 변화가 엘니뇨와 자연 상관관계를 보였으며 이런 자연 상관성은 대기-해양 상호 작용에 기인함을 주장하였다. 이와 같은 연구 결과들은 엘니뇨의 변동 특성을 이해하는 것이 우리 나라를 포함하는 동아시아 지역의 기후 및 해양 변동 특성을 규명하는데 중요함을 보여 준다.

엘니뇨 변동성은 1970년대 후반을 경계로 주기적인 특성과 강도가 변한 것으로 알려져 있다(Trenberth and Hurrell 1994; Wang 1995; Ji et al. 1996; An and Wang 2000). 1970년대 후반을 기점으로 엘니뇨 변동성은 2-4년의 짧은 주기에서 4-6년의 보다 긴 주기적 특성을 보이며 20세기 최고의 엘니뇨라고 알려져 있는 1997/1998년 사례를 포함하여 1970년대 후반에 발생한 엘니뇨의 강도는 그 이전과 비교하여 대체적으로 증가하였다. 1970년대 후반 이전과 이후의 엘니뇨 변동 특성의 변화와 관련된 동아시아 기후의 변화 특성은 이 지역에서의 여름철 몬순의 변화를 중심으로 연구된 바 있다(Wu and Wang 2002; Chang et al. 2004; Wang et al. 2008).

최근 연구에 의하면 1970년대 후반을 전후로 한 엘니뇨의 주기/강도 변화뿐 아니라 엘니뇨의 발생 위치 변화가 보고되고 있다(Latif et al. 1997; Trenberth and Stepaniak 2001; McPhaden et al. 2006; Ashok et al. 2007; Weng et al. 2007; Chang et al. 2008; Kao and Yu 2008). 엘니뇨 발생 시기에 열대 동태평양 보다 열대 중태평양에서의 표층 수온 상승이 뚜렷한 유형의 엘니뇨가 자주 관측되고 있으며 이와 같은 엘니뇨는 동태평양 지역에서 표층 수온의 최대 변동성을 보이는 전형적인 엘니뇨의 발생 역학 및 발달 과정과 상이한 특성을 보인다. 동태평양에서 최대 해수면 온도 편차를 보이는 전형적인 엘니뇨는(이후 EP-엘니뇨) 열대 동태평양 지역의 수온약층(thermocline depth) 변동성 및 무역풍의 변동성과 밀접한 상관성을 가지고 있다(Cane 2005). 또한 EP-엘니뇨가 발달하는 시기는 북반구 여름철과 가을철로 이 시기에 양의 해수면 온도 편차가 동태평양에서 중태평양으로 전파되는 양상을 보인다. EP-엘니뇨는 북반구 겨울철에 크기가 최대가 되며 그 다음해 봄이면 약해지며 소멸하게 된다(Thompson and Battisti 2000; An and Wang 2001; McPhaden et al.

2006). 이에 반해 중태평양에서 최대 해수면 온도 편차가 나타나는 엘니뇨(이후 CP-엘니뇨)의 경우 발달 및 소멸에 관한 상세한 역학과정이 알려져 있지 않지만 중태평양 지역의 해양-대기 상호작용 및 대기의 강제력이 CP-엘니뇨 발생에 중요한 역할을 하며 EP-엘니뇨와 상이한 해양 역학과정 및 계절적 변동성이 작용하고 있는 것으로 알려져 있다(Ashok et al. 2007; Kao and Yu 2008). 이전 연구에서 EP-엘니뇨는 Conventional El Niño 혹은 Canonical El Niño로 명명되었고 CP-엘니뇨는 Dateline El Niño나 Pseudo El Niño/El Niño Modoki(Ashok et al. 2007)로 명명된 바 있다. 정의 방법과 이름에서는 차이가 있지만 엘니뇨의 최대 수온 편차의 위치 차이에 따른 분류라는 점은 동일하다.

열대 태평양에서 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 특성의 차이와 더불어 각각의 엘니뇨가 중위도에 미치는 영향 또한 서로 다른 것으로 알려져 있다(Ashok et al. 2007; Weng et al. 2007; Chang et al. 2008). Weng et al.(2007)은 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨의 발달과정에서 열대 태평양 지역에서 고온의 표층 수온이 나타나는 위치가 서로 다르기 때문에 열대 태평양 지역에서 대기 중으로 열이 전달되는 위치가 변함을 지적하였다. 이와 같은 차이는 열대 대기의 Walker 순환에 상이한 영향을 미침에 따라 열대에서 중위도 지역으로의 열이나 수증기 수송 과정에 차이를 보인다. 이로 인해 열대-중위도 원격상관성의 엘니뇨의 발생 위치에 따라 차이를 유발하게 된다. 특히 동아시아 지역은 EP-엘니뇨가 발생할 때 여름철 강수량이 증가하지만 CP-엘니뇨가 발생할 때에는 건조한 여름을 수반하게 된다는 사실이 알려져 있다(Weng et al. 2007).

현재까지 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨를 서로 구분하지 않고 전통적인 엘니뇨 지표인 NINO3 온도 지수<sup>1)</sup>나 NINO3.4 온도 지수<sup>2)</sup>를 이용하여 엘니뇨와 우리 나라 주변 및 동아시아 인근 해역 해수 온도와의 상관성(Park and Oh 2000, Hong et al. 2001, Chang et al. 2002) 및 동아시아 기후변동성에 관한 연구(강과 정 1996; 김과 문 1997; 안 등 1997; 임 등 1997; 하와 문 1999)는 활발하게 이루어져 왔다. 그러나 EP/CP-엘니뇨와 같이 엘니뇨의 유형이 고려된 연구가 수행된 적은 없었다. 최근 연구 결과들이 동아시아 기후 환경이 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨에 따라 서로 다른 영향을 받고 있음을 보여주고 있기 때문에 우리 나라 주변 해역의 표층 수온 역시 EP/CP-엘니뇨에 따라 다른 변동성을 보일 것으로 사료된다. 이 논문에서는 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨가 우리 나라 주변 해역의 표층 수온과 어떤 상관성을 가지고 있는지를 비교 분석하였다.

<sup>1)</sup>NINO3 온도 지수는 NINO3 지역 (5°N-5°S, 210°E-270°E)에서 평균된 표층 수온 편차의 시계열을 의미한다(Fig. 1).

<sup>2)</sup>NINO3.4 온도 지수는 NINO3.4 지역 (5°N-5°S, 190°E-240°E)에서 평균된 표층 수온 편차의 시계열을 의미한다.

2장에서는 이 연구에 사용된 자료와 분석 방법을 소개되었고 3장에서는 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨가 발생했을 때 우리 나라 주변 해역의 표층 수온 분포의 특성을 살펴보았다. 또한 서로 다른 유형의 엘니뇨에 따른 표층 수온의 변이를 일으키는 이유를 살펴보기 위해 하층 대기 환경과 강수의 차이를 함께 분석하였다. 4장에서는 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨의 유형과 장기 변동 경향성 사이의 연관성을 토의하고 5장에서는 이 연구의 결과를 정리하였다.

## 2. 자료 및 방법

이 연구에서는 표층 수온(sea surface temperature)과 850 hPa 고도장과 바람장, 그리고 강수 자료가 사용되었다. 표층 수온 자료는 Met Office Hadley Centre's sea ice and sea surface temperature(SST) data set(HadISST; Rayner et al. 2003)을 850 hPa 고도장과 바람장 자료는 National Center For Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research(NECP/NCAR) 재분석 자료(Kalnay et al. 1996)를 이용하였다. 두 자료 모두 월별 자료로 1950년 1월부터 2007년 12월까지 사용하였다. HadISST는  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , NCEP/NCAR는  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 공간해상도를 갖는다. Climate Prediction Center(CPC) Merged Analysis of Precipitation(CMAP; Xie and Arkin 1997) 강수자료를 이용하였으며 이 자료는 월별로  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 공간해상도를 갖는다. 주의할 점은 CMAP은 가용 가능한 자료 길이가 짧아 1979년부터 2007년 사이의 자료가 분석에 이용되었다.

HadISST를 각 해의 6월부터 8월까지를 평균하여 그 해의 여름철 평균장을 만들었고 12월부터 그 다음해 2월까지를 평균하여 겨울철 평균장을 만들었다. 이 논문에서 1950/51년 겨울 평균장은 1950년 12월부터 1951년 2월까지의 평균값을 의미한다. 여름철 편차는(anomaly) 1950년부터 2007년까지 58년간 여름철 평균장의 기후학적 평균장을 구한 다음 이를 각 해의 여름 평균장에서 제거하여 얻었다. 겨울철 편차 역시 동일한 방식으로 계산하였으며 1950/51년부터 2006/07년까지의 편차를 얻을 수 있었다. 이렇게 얻어진 겨울철과 여름철 표층 수온 편차 값을 이용하여 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨를 정의하였다. 일반적으로 엘니뇨는 북반구 겨울철에 관측되는 열대 표층 수온의 상승 현상을 의미하기 때문에 여름철에 관측되는 수온 상승 현상의 경우 엘니뇨라 부르지 않지만 이 논문에서는 편의상 여름철 엘니뇨라고 부르기로 한다. EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨를 정의하기 위하여 먼저 겨울철과 여름철의 NINO3 온도 지수 또는 NINO4 온도 지수<sup>3)</sup>가  $0.5^{\circ}\text{C}$  이상이 되는 해들을 선택하였다. 이 해들 가운데 NINO3 온도 지수가 NINO4 온도 지수보다 큰 경우를 EP-엘니뇨로 NINO4 온도 지수가 NINO3 온도 지수보다 큰 경우를 CP-엘니뇨로 정의하였다(Table 1). Ashok et al.(2007)는 EP/CP-엘니뇨를 분류하기 위해 새로운 지수를 개발<sup>4)</sup>하여 1979/80, 1986, 1990, 1991, 1992, 1994, 2002, 그리고 2004을 CP-엘니뇨가 발생한 시기로 정의하였다. 또한 통계적인(Empirical Orthogonal Function; Kao and Yu 2008) 방법<sup>5)</sup>을 이용하여 정의된 EP/CP-엘니뇨 역시 Table 1과 유사한 발생 특성을 보였다. 방법에 따라 차이를 보이기는

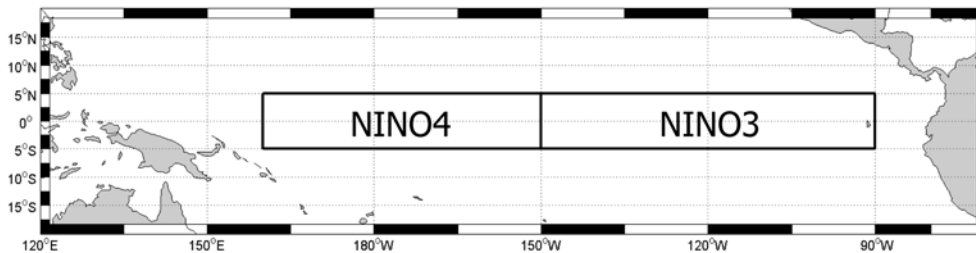


Fig. 1. The NINO regions. The right box marks the region of NINO3 ( $160^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{W}$  and  $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ) and the left the region of NINO4 ( $150^{\circ}\text{W}$ - $90^{\circ}\text{W}$  and  $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ).

<sup>3)</sup>NINO4 온도 지수는 NINO4 지역 ( $160^{\circ}\text{E}$ - $210^{\circ}\text{E}$ , Fig. 1 참조)에서 평균된 표층 수온의 시계열을 의미한다.

<sup>4)</sup>ENSO Modoki index(EMI)를 정의하고 EMI가  $0.7 \times \text{std}$  (seasonal standard deviation) 보다 큰 경우를 typical El Niño Modoki (pseudo-El Niño)로 분류하였다.

$$\text{EMI} = [\text{SSTA}]_A - 0.5 \times [\text{SSTA}]_B - 0.5 \times [\text{SSTA}]_C$$

여기에서 A ( $165^{\circ}\text{E}$ - $140^{\circ}\text{W}$ ,  $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ), B ( $110^{\circ}\text{W}$ - $70^{\circ}\text{W}$ ,  $15^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ), 그리고 C ( $125^{\circ}\text{E}$ - $145^{\circ}\text{E}$ ,  $10^{\circ}\text{S}$ - $20^{\circ}\text{N}$ )는 표층 수온의 편차가 평균된 지역을 의미한다.

<sup>5)</sup>Kao and Yu(2008)은 표층 수온과 NINO1+2와 NINO4 지수들과의 선형 회귀(linear regression)를 구한 후 이를 각각 제거한 두 개의 표층 수온장을 만들고 각각을 EOF 연산하였다. NINO1+2 선형 회귀 성분이 제거된 경우는 EP-엘니뇨 효과가 제거되었다고 전제하고 EOF에서 얻어진 PC를 CP-엘니뇨의 시계열로 이용하였다. 이와 반대로 NINO4의 선형 회귀가 제거된 경우는 CP-엘니뇨 효과가 제거되었다고 전제하였기 때문에 PC를 EP-엘니뇨의 시계열로 이용하였다.

**Table 1. Classification of the EP-El Niño and the CP-El Niño based on NINO3 and NINO4 SST index during JJA and DJF for the period of 1950-2007. See the text for the definition of the EP-El Niño and the CP-El Niño**

	JJA	DJF
EP-El Niño	1951, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1983, 1987, 1997	1951/52, 1957/58, 1963/64, 1965/66, 1969/70, 1972/73, 1976/77, 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1997/98, 2002/03, 2006/07
CP-El Niño	1991, 1993, 1994, 2002, 2004	1968/69, 1977/78, 1979/80, 1987/88, 1990/91, 1994/95, 2004/05

하지만 NINO3과 NINO4 온도 지수를 이용한 엘니뇨 유형 분류는 이전 연구 결과와 일관성을 갖는다.

EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨가 나타나는 여름철과 겨울철의 표층 해수면 온도, 강수량, 850 hPa 바람장과 고도장의 합성도를 통하여 서로 다른 유형의 엘니뇨들의 특성을 살펴 보았다. 각 변수들의 겨울철과 여름철 편차들은 표층 해수면 온도 편차를 얻기 위해 사용한 방법과 동일하다. 단, 강수 자료의 경우에는 이용 가능한 시기가 다르기 때문에 여름철은 1979년부터 2007년까지 총 29년, 겨울철의 경우는 1979-2006년 사이의 총 28개의 편차값이 이용되었다.

### 3. 결 과

#### 발생 빈도

Table 1은 1950-2007년 기간 동안 겨울철 및 여름철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨가 발생한 해를 정리해 놓은 것이다. 분석 기간 중(1950-2007) 여름철 EP-엘니뇨가 발생한 횟수는 11회, CP-엘니뇨가 발생한 경우는 5회로 EP-엘니뇨의 발생 빈도가 CP-엘니뇨에 비해 2배 이상으로 높았다. 여름철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨의 발생 빈도의 특징적인 현상은 모든 CP-엘니뇨가 1990년대 이후 발생한 것이다. 1990년 이후 CP-엘니뇨의 발생 빈도는 0.27회/1년으로 3-4년의 주기를 가지고 발생하였다. 1990년대 이전에는 여름철 엘니뇨는 동태평양 지역에서 발생하여(즉 여름철 EP-엘니뇨) 그 해 겨울까지 동일한 지역에서 지속되어 겨울철 EP-엘니뇨로 관측되는 경우가 대부분이었다(Table 1 참조). 이에 반해 1990년대 이후 여름철 엘니뇨는 1997년 사례를 제외하고 모두 CP-엘니뇨의 형태로 발생하였다. 이들 여름철 CP-엘니뇨는 그 해 겨울철 EP-엘니뇨로 발달하거나(1991/92, 2002/03년 사례), 겨울철 CP-엘니뇨(1994/95, 2004/05)로 발달하는 경우 그리고 더 이상 겨울철 엘니뇨로 발달하지 않은 경우(1993년 사례)로 나눌 수 있다.

57년 동안 겨울철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨는 총 20회 발생하였다. 그 중에 EP-엘니뇨가 13회, CP-엘니뇨가 7회 발생하여 겨울철 EP-엘니뇨 역시 CP-엘니뇨에 비해 약 2배 많이 발생했다. 겨울철 CP-엘니뇨는 여름철과는 다르게 1990년대 이전에도 발생하였지만 1990년대 이후 발생 빈도가 증가하는 특성을 보인다. 1990년대 이전 기간(1950/51-1989/90)의 발생 빈도는 0.1회/1년인데 반해 1990년대 이후(1990/91-2006/07) CP-엘니뇨의 발생 빈도는 0.17회/1년으로 증가하였다.

#### 표층 수온 특성

여름철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기에 동아시아 주변 표층 수온의 분포 특성을 파악하기 위하여 열대 태평양 지역(20°S-20°N, 120°E-90°W)과 동아시아(20-60°N, 120-180°E) 지역의 표층 수온 합성도를 각각 제시하였다(Fig. 2). EP-엘니뇨 시기에 표층 수온은 동태평양(120°E-90°W) 지역에서 강한 양의 편차를 보이며 양의 표층 수온 편차는 동서 방향으로 중태평양 지역까지 확장되어 나타난다(Fig. 2a). EP-엘니뇨 시기 동아시아 인근해 표층 수온은 전반적으로 평년보다 낮으며 특히 동중국해와 일본 동쪽과 동해 북서쪽에서 우세한 음의 표층 수온 편차를 보인다(Fig. 2b). 또한 위도 30°N을 따라 일본 남동쪽 지역에는 약한 양의 표층 수온 편차가 나타난다.

Fig. 2c,d는 CP-엘니뇨 시기의 열대 태평양 지역과 동아시아 인근해 표층 수온 분포를 보인 것이다. CP-엘니뇨의 정의에서 알 수 있듯이 열대 중태평양 지역에서 표층 수온의 양의 편차 최대값이 나타나며 EP-엘니뇨의 양의 편차에 비해 상대적으로 작다(Fig. 2c). Fig. 2d에서 확인할 수 있듯이 CP-엘니뇨 시기에 동아시아 인근해 표층 수온은 평년보다 높은 분포를 보이는데 이는 EP-엘니뇨가 발생한 경우(Fig. 2b)와 상반된 반응이다. 특히 우리나라 동해와 황해, 그리고 동중국해 지역에서는 서로 다른 유형의 여름철 엘니뇨 시기에 뚜렷한 표층 수온 편차의 특성 차이를 보이고 있다.

여름철 EP/CP-엘니뇨와 함께 겨울철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨시기에 열대 태평양과 동아시아 인근해의 표층 수온 합성도를 살펴보았다(Fig. 3). 겨울철 EP-엘니뇨 시기에(Fig. 3a) 열대 태평양의 표층 수온 특성은 여름철과 유사하게 동태평양에서 양의 표층 수온 최대 편차가 위치하면서 중태평양까지 동서 방향으로 길게 확장되어 나타난다. 특히 여름철 EP-엘니뇨와 다르게 5°S-5°N 영역 안에서 남북 방향으로도 양의 큰 표층 수온 편차를 확인할 수 있는데 이것은 이 시기(겨울철)가 일반적으로 엘니뇨 절정기에 해당하기 때문에 관측되는 특성이다(Wang 1995; Torrence and Webster 1998; McPhaden et al. 2006). 겨울철 EP-엘니뇨 시기 동아시아 인근해 표층 수온 편차의 공

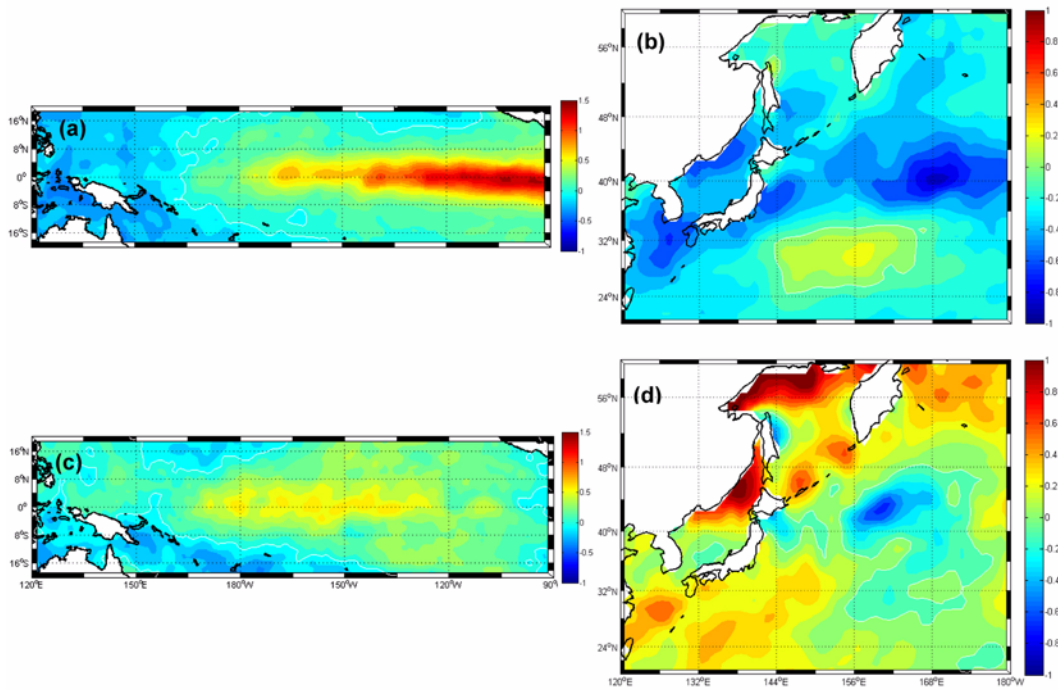


Fig. 2. Composites of anomalous SST during JJA in the tropical Pacific (a) and the East Asian marginal seas (b) during the EP-El Niño. (c), (d) is the same as in (a), (b) except for the CP-El Niño. Unit is °C.

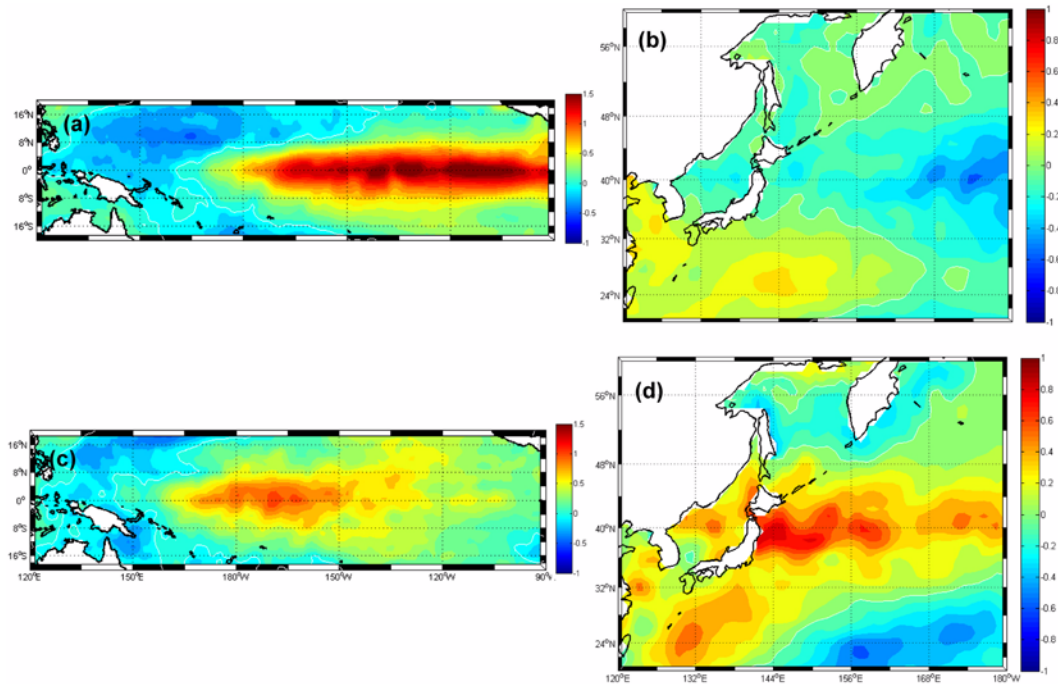


Fig. 3. Same as in Fig. 2 except for DJF.

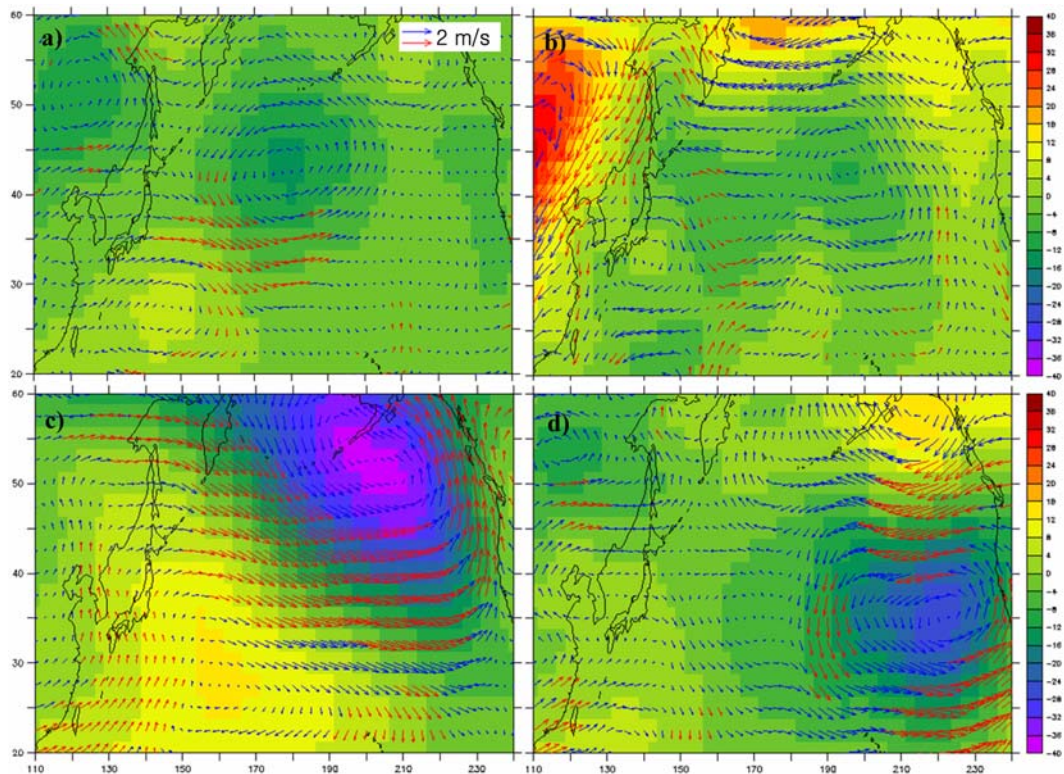
간 구조 특성은 몇몇 지역을 제외 하고 여름철 EP-엘니뇨 시기의 그것과 유사하다. 여름철과 겨울철에서 모두 위도 40°N을 따라서 일본 동쪽에 음의 표층 수온 편차가 우세 하며 위도 30°N을 따라 일본 남동쪽 지역에서 양의 표층

수온 편차가 나타나는 특징을 보인다. 이에 반해, 황해와 동중국해 해역에서는 겨울철 EP-엘니뇨 시기에 평년 이상의 표층 수온이 나타나 여름철 EP-엘니뇨 시기의 그것과 차이가 있으며 이 지역에서는 위에서 제시한 표층 수온의

지속성을 확인할 수 없다. Fig. 3b와 Fig. 4b 전체 영역에서 공간 패턴 상관계수(spatial pattern correlation coefficient)는 0.42이지만 황해/동중국해를 제외한 경우(130-180°E, 20-60°N)에는 상관도가 0.59로 증가한다. 이것은 동아시아 인근해 표층 수온의 공간 구조 특성이 열대 태평양에서 여름철과 겨울철 EP-엘니뇨가 발생하였을 때에는 공간적 차이는 있지만 어느 정도의 지속성을 가지고 있음을 보여주는 것이다.

Fig. 3c,d는 겨울철 CP-엘니뇨 시기의 열대 태평양과 동아시아 인근해 지역에서 표층 수온 편차를 보인 것이다. 겨울철 CP-엘니뇨 시기에는 열대 중태평양 지역에 표층 수온의 양의 편차가 두드러지게 나타난다(Fig. 3c). 비록 겨울철 EP-엘니뇨와 비교하면 표층 수온 편차의 강도가 약하지만 여름철 CP-엘니뇨에(Fig. 2c)에 비해 넓은 지역에서 상대적으로 강한 양의 표층 수온 편차를 확인할 수 있다. 동아시아 인근 해역에서 겨울철 CP-엘니뇨 시기 표층 수온 편차의 특성(Fig. 3d) 겨울철 EP-엘니뇨의 그것과(Fig. 3b) 뚜렷한 차이를 보이고 있음을 알 수 있다. 동해 북부와 오키나와 동쪽 해안에서 0.5°C 이상의 높은 양의 표층 수온 편차가 관측되며 특히 위도 40°N을 따라서 일본 동쪽에 평년보다 최고 1°C 이상 높은 양의 표층 수온 편차를 확인할 수 있다. 이와 같은 양의 표층 수온 편

차는 북중태평양의 날짜 변경선(180°E)까지 확장되어 나타나고 있다. 즉 동해와 일본 동쪽 북서 및 북중태평양 지역에서 겨울철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기에 동반되는 표층 수온의 편차 특성은 강도와 부호에서 매우 뚜렷한 차이를 보이지만 황해와 동중국해를 포함하여 일본 남서쪽 해역에서는 엘니뇨 유형의 차이에 따른 표층 수온 특성의 차이는 크지 않다. 흥미로운 사실은 여름철 CP-엘니뇨와 겨울철 CP-엘니뇨 시기에 동아시아 인근해 지역의 표층 수온 특성(Fig. 2d와 Fig. 3d)은 EP-엘니뇨와 다르게 표층 수온의 지속성을 확인하기가 어렵다는 것이다. 특히 북서태평양 고위도 지역에서 엘니뇨 유형에 따라 표층 수온 분포의 뚜렷한 차이를 보인다. 여름철 CP-엘니뇨 시기에(Fig. 2d)에 50°N 이상의 고위도 지역에서는 양의 표층 수온 편차가 우세하지만 겨울철 CP-엘니뇨 시기에는(Fig. 3d) 약한 음의 표층 수온 편차가 나타난다. Fig. 2d와 Fig. 3d의 공간 패턴 상관계수는 -0.06으로 EP-엘니뇨 시기와 비교할 때(0.42) 그 값이 매우 작다. 즉 CP-엘니뇨의 경우 계절에 따라 동아시아 인근해 지역 표층 수온 반응이 큰 차이를 보이며 EP-엘니뇨와 다르게 표층 수온 편차의 지속성을 발견하기 어렵다. 이런 차이는 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨의 계절적 지속성과 관련된 것으로 보인다. EP-엘니뇨의 경우 여름에 발생하게 되면 겨울까지 EP-엘니뇨가



**Fig. 4.** Composite maps of anomalous geopotential height and anomalous wind at 850 hPa in the EP-El Niño (a) and the CP-El Niño (b) during JJA. (c), (d) are the same as in (a), (b) except for DJF. The red vectors denote statistical significance at 90% confidence level.



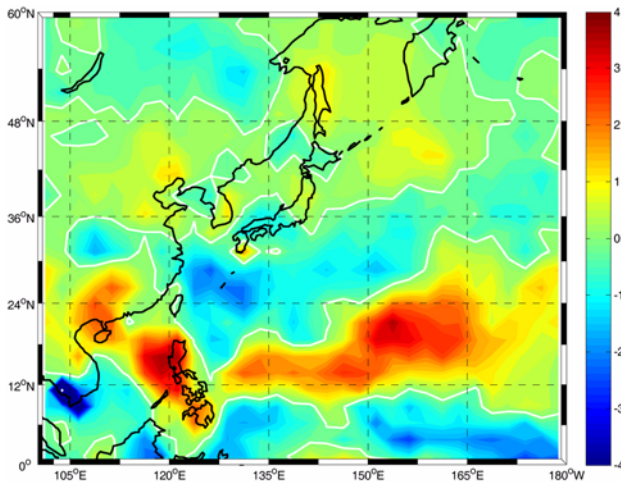
유지되는 반면 CP-엘니뇨는 그와 같은 지속성을 보이지 못하며 이로 인해 공간적 지속성 역시 낮은 것으로 보인다(Table 1).

### 원인 분석

여름철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기에 우리 나라 주변 해역의 표층 수온 반응의 차이를 유발하는 원인을 살펴보기 위해 북서 태평양 지역에서 850 hPa 바람장과 고도장의 합성도를 살펴보았다(Fig. 4). Fig. 4a는 EP-엘니뇨 시기의 850 hPa 바람장과 고도장의 합성도를 Fig. 4b는 CP-엘니뇨 시기의 850 hPa 바람장과 고도장의 합성도를 보인 것이다. EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기에 우리 나라 주변 해역 지역의 하층 바람장과 고도장은 서로 다른 공간 구조를 보이고 있음을 알 수 있다. EP-엘니뇨 시기에는(Fig. 4a) 일본 남동쪽의 북서태평양 지역(20-30°N)에 중심이 있는 고기압성 흐름의 고도 편차와 일본 동쪽 북중태평양 지역(40-60°N, 180°E)과 중국 북부 만주 지방에 중심을 둔 저기압성 흐름의 고도 편차가 연이어 나타나고 있다. 이와 같은 고도 편차의 공간 구조는 열대에서 중위도로 전파되는 Rossby 파의 공간구조와 비슷하다. 이와 같은 고도장 편차로 우리 나라 인근해 지역에서는 서풍계열의 바람장 편차가 우세한데 이것은 이 지역에서의 평균 바람장인 편서풍을 강화시키는 결과를 가져온다. 중위도 해양 지역에서 편서풍의 강화는 결국 해양에서 대기로의 수증기 증발량을 유도하게 되며 특히 해양 표층에서의 혼합작용을 증대를 가져와 결과적으로 표층 수온의 음의 편차를 유도하게 된다(Davis 1978; Weare 1977; Cayan 1992; Lau and Nath 1994). 이것은 EP-엘니뇨 시기 우리 나라 인근해 표층 수온의 분포가(Fig. 2b) 평년보다 전반적으로 낮게 나타나는 결과와 일치한다. 이에 반해 CP-엘니뇨 시기에는(Fig. 4b) EP-엘니뇨 시기와 다르게 중국 북서부 지역에서 강한 고기압성 고도 편차가 위치하고 있으며 일본 동쪽 북서태평양 지역에서는 저기압 및 고기압 흐름의 바람장이 혼합되어 있다. 이로 인해 동중국해에서는 북풍 계열의 바람장 편차가 일본 남동쪽 해양의 표층에서는 전반적으로 북동풍계열의 바람장 편차가 나타난다. 이와 같은 바람장 편차는 이 지역의 주풍의 약화를 의미하며 이 지역에서 EP-엘니뇨 시기의 바람장-표층 수온 상호 작용과 반대 효과를 가져오게 된다. 즉 평균 바람장인 편서풍이 약화되면서 해양에서 대기로의 수증기 증발량이 상대적으로 감소하고 또 해양 표층에서의 혼합작용 감소를 유도하여 표층 수온의 편차는 양의 값을 가지게 된다(Fig. 2d). 특히 위도 45°N 북쪽에서 동풍 계열의 바람장 편차가 매우 우세한데(Fig. 4b) 이 같은 바람장 구조는 동일한 지역에서 양의 큰 표층 수온 편차를 유도하고 있음을 알 수 있다(Fig. 2d).

Fig. 4c,d는 각각 겨울철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기 동아시아 주변 해역 위에서 850 hPa 바람장과 고도장의 합성도이다. 겨울철 EP-엘니뇨에 의한 동아시아 주변해 표층 수온 반응은 계절풍의 약화와 알류산 저기압의 강화와 밀접한 상관성을 가지고 있는 것으로 사료된다(Lau and Chang 1987). 겨울철 동아시아 주변은 계절풍의 영향으로 북서풍이 우세한데 겨울철 EP-엘니뇨 시기에 황해와 동중국해 그리고 일본 남서쪽 지역에서 남풍계열의 바람장 편차가 우세하다(Fig. 4c). 이로 인한 북서계절풍은 약화되며 온난이류가 강화되어 이 지역에서의 양의 표층 수온의 편차를 유도한 것으로 보인다(Fig. 3b). 또한 겨울철 EP-엘니뇨는 알류산 저기압의 강화를 유도하는데(Pozo-Vázquez et al. 2001; Fig. 4c) 알류산 저기압의 강화로 일본 동쪽부터 북중태평양까지 강한 서풍 계열의 바람장 편차가 우세함을 알 수 있다. 이것은 편서풍의 강화를 유도하여 위에서 설명한 중위도 지역의 바람장-표층 수온 상호 작용과정을 통해 이 지역에서 음의 표층 수온 편차를 유도하게 된다(Fig. 3b). 흥미로운 것은 겨울철 CP-엘니뇨 시기에도 겨울철 EP-엘니뇨 시기만큼 뚜렷하지는 않지만 황해와 동중국해 그리고 일본 남서쪽 지역에서 남풍계열의 바람장 편차를 확인할 수 있으며 이것은 이 지역에서의 양의 표층 수온 편차와 잘 일치하고 있다(Fig. 3d). 하지만 EP-엘니뇨 시기와 다르게 CP-엘니뇨 시기에 북중태평양 지역 저기압의 최대 편차의 위치가 동쪽으로 치우쳐 있는데 이것은 이 시기에 알류산 저기압의 위치가 이동하였음을 암시한다. 이와 같은 대기 순환 특성으로 동아시아 인근해 지역 위에서는 오히려 약한 고기압성 흐름의 편차를 확인할 수 있다. 이로 인한 약한 동풍 계열의 바람장은 이 지역에서 양의 표층 수온 편차를 유도한 것으로 보인다.

그러나 이와 같은 바람장-표층 수온 상호 작용의 관계는 계절에 따라 그리고 EP/CP-엘니뇨의 유형에 따라 서로 차이가 있는 것으로 나타났다. 여름철과 겨울철 EP/CP-엘니뇨 시기에 잠열(latent heat) 편차의 합성도(그림으로 보이지는 않음)를 분석한 결과 겨울철 EP-엘니뇨의 경우에는 바람장에 기인한 해양-대기 상호 열교환 과정이 표층 수온의 편차를 유도하는데 중요한 역할을 하였다. 그러나 겨울철 CP-엘니뇨의 경우에는 일본 동쪽의 쿠로시오 속류 지역에서 해양으로부터 대기의 잠열 손실이 증가한 것으로 나타나 이 지역에서의 표층 수온 변화는 해양-대기 상호 열교환 과정 보다 오히려 쿠로시오 속류에 기인한 이류과정의 더욱 중요한 역할을 한 것으로 보인다. 특히 북태평양 혼합층의 깊이가 겨울철보다 상대적으로 얇은 여름철의 경우에는 해양-대기 상호 열교환 과정에 기인한 표층 수온 편차의 변동성 보다는 대기-해양 혼합층 상호 작용의 차이가 표층 수온 편차의 변동성에 더욱 큰 영향



**Fig. 5. The difference of the precipitation between the CP-El Niño and the EP-El Niño during JJA. Unit is mm/day and the white line denotes zero line.**

을 준 것으로 사료된다.

위의 결과들을 통해 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기 열대-중위도 원격 상관성의 차이와 동아시아 인근해 지역에서의 표층 수온 편차의 차이와 밀접한 상관성을 가지고 있음을 알 수 있다. 기존 연구 결과들(Hoerling and Kumar 2002; DeWeaver and Nigam 2004)에 따르면 열대-중위도 원격 상관성의 차이는 열대 대기의 단열 강제력(adiabatic forcing) 차이에 매우 민감한 것으로 알려져 있다. 열대 대기의 단열 강제력의 위치나 강도의 차이에 따라 중위도로 전파되는 강제력화된 Rossby 파의 전파 특성이 달라지고 이로 인해 열대-중위도 원격 상관성의 차이가 발생하게 된다. Fig. 5은 여름철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기의 강수량 차를 나타낸다. Fig. 5에서 나타난 서로 다른 두 종류의 El Niño들의 강수 패턴의 차이는 Weng et al.(2007)에서 얻어진 동북아 강수 패턴의 결과와 일치하고 있다. Fig. 5에서 양의 차이를 보이는 남중국 지방과 일본 지역은 Weng et al.(2007)의 결과에서도 역시 EP-엘니뇨 보다 CP-엘니뇨 시기에 강수량 증가가 뚜렷하게 나타나는 지역이다. 동중국해 및 쿠로시오 지역의 음의 강수량 편차와 함께 북서 태평양 아열대 지역(10-20°N)에서 평균 강수량의 차이가 뚜렷하게 나타남을 알 수 있는데 이것은 이 지역에서의 대기 강제력의 차이가 매우 큼을 보여 주는 것이다. 엘니뇨 유형에 따라 열대 태평양 지역에서의 최대 표층 온도 편차 위치의 차이에서 유도된 것으로 생각할 수 있다. Held and Kang(1987)은 열대 지역보다 아열대 지역에서 대기 발산 및 수렴장의 편차로 인한 대기 강제력이 열대에서 중위도로 전파되는 파동 전파에 미치는 영향이 큼을 보여 주었는데 Fig. 5에서 알 수 있는 것처럼 서로 다른 유형의 엘니뇨 시기에 아열대 지역에서

강수량 패턴의 차이로 인한 대기 강제력의 차이가 유도되고 이와 같은 차이가 앞에서 살펴 보았던 것처럼 열대-중위도 원격 상관성의 차이를 유도한 것으로 추론할 수 있다. 이것을 증명하기 위해서는 대기 강제력의 위치에 대한 열대-중위도 원격 상관도에 대한 민감도 실험이 요구된다.

#### 4. 토 의

앞 절에서 살펴 본 것과 같이 1950년부터 2007년 동안 여름철 및 겨울철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨의 발생빈도를 비교할 때 최근 십여 년 동안 CP-엘니뇨가 EP-엘니뇨보다 빈번하게 발생하였다(Table 1 참조). 이와 같은 경향은 여름철 CP-엘니뇨의 경우에 더욱 뚜렷하게 나타났다. 여름철 모든 CP-엘니뇨는 1990년 이후에 관측되었으며 EP-엘니뇨는 1990년 이후에 단 한차례 밖에 발생하지 않았다. 이와 유사하게 여름철 NINO3 온도 지수와 NINO4 온도 지수의 시계열 분포에서도 1990년 이후에 NINO4 온도 지수가 NINO3 온도 지수보다 큰 해들이 많음을 알 수 있다(그림으로 보이지 않음). 1990년 이후 여름철 CP-엘니뇨의 빈번한 출현은 NINO4 지역의 표층 온도 편차에서 나타나는 양의 선형 경향성(linear trend)과 상관성을 가지고 있는 것으로 보인다. 여름철 및 겨울철 엘니뇨 지수들의 회귀값을 계산해 보면 여름철 NINO4 온도 지수의 선형 경향성이 0.010°C/yr로 가장 크다(Table 2 참조). 즉 여름철 CP-엘니뇨의 발생 빈도가 최근에 높게 나타나는 이유는 여름철 NINO4 지역에서 표층 수온의 양의 변동 경향성에 기인한 것으로 보인다. 이와 같은 선형 경향성이 엘니뇨 유형에 따른 발생 빈도에 미치는 영향을 살펴보기 위해 HadISST에서 선형 회귀 곡선 값을 제거한 자료(이후 D-HadISST)를 사용하여 여름철과 겨울철 EP-엘니뇨

**Table 2. The linear trend of Niño indexes (NINO3 and NINO4) during JJA and DJF (°C/yr)**

	NINO3	NINO4
JJA	0.005	0.010
DJF	0.007	0.007

**Table 3. Same as in Table 1 but using the D-HadISST**

	JJA	DJF
EP-El Niño	1951, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1983, 1987, 1991, 1997	1951/52, 1957/58, 1963/64, 1965/66, 1969/70, 1972/73, 1976/77, 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1997/98, 2002/03
CP-El Niño	1958, 1966, 1994, 2002	1958/59, 1968/69, 1977/78, 1979/80, 1987/88, 1990/91, 1994/95, 2004/05



및 CP-엘니뇨 해들을 Table 3에 나타내었다.

Table 1과 Table 3을 비교해 보면 여름철 및 겨울철 EP-엘니뇨가 발생한 해는 두 경우가 큰 차이를 보이지 않는다. 겨울철 CP-엘니뇨 역시 D-HadISST를 이용한 경우에 1958/59년이 추가되는 것을 제외하면 두 자료가 유사한 결과를 보인다. 하지만, 여름철 CP-엘니뇨의 발생 빈도는 큰 차이를 보여주었다. Table 1에서 1990년 이후로 5회 발생했던 여름철 CP-엘니뇨 중 2회(1994, 2002년)만 D-HadISST를 이용한 경우에도 CP-엘니뇨로 분류되었고 1991년은 EP-엘니뇨로 정의되었다. 이 외의 두 해들(1993, 2004)은 D-HadISST를 이용한 경우에는 엘니뇨로 정의되지 못했다. Table 1과 Table 3 비교를 통해 여름철 CP-엘니뇨가 최근에 급증한 것과 여름철 열대 중태평양 지역의 표층 수온 편차 변동성에서 보이는 양의 선형 경향성과 밀접한 관련이 있음을 확인할 수 있었다. 그러나 열대 중태평양 지역에서 이와 같은 선형 경향성이 어떠한 이유로 기인하는지는 명확하지 않다. 이 지역 표층 수온 편차의 양의 선형 경향성과 지구 온난화와 관련성을 배제할 수는 없지만 이와 같은 양의 선형 경향성이 이 지역에서의 매우 긴 장주기의 표층 온도 변동성 때문일 수도 있으며 이 두 가지 모두의 영향이 혼합되어 있을 수도 있다.

Fig. 6은 D-HadISST를 이용한 여름철 CP-엘니뇨 시기 동아시아 인근해의 표층 수온 합성도이다. Fig. 6은 HadISST를 기준으로 정의된 여름철 CP-엘니뇨의 여름철을 D-HadISST를 이용해 합성한 표층 수온 편차로 Fig. 2d와 합성된 여름철은 동일하지만 합성에 사용된 자료에서 차이를 갖는다. HadISST를 이용한 합성도(Fig. 2d 참조)에서 관측된 동중국해 지역과 동해 북부 지역 그리고 오호츠크 지역에서의 양의 강한 표층 수온 편차가 D-HadISST를 이용하였을 때(Fig. 6) 그 크기가 약해짐을 알 수 있다. 여름철 CP-엘니뇨 시기 동아시아 일부 해역에

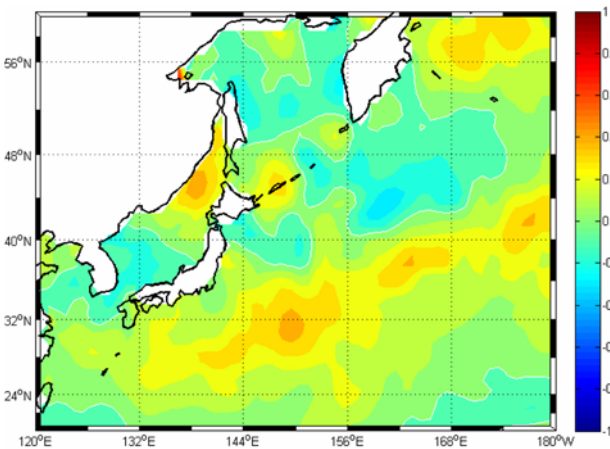


Fig. 6. Same as in Fig. 2d except for the CP-El Niño using the D-HadISST data. Unit is  $^{\circ}\text{C}$ .

나타난 강한 고온 변이는 CP-엘니뇨의 영향뿐 아니라 그 지역에서의 선형 경향성 영향에 의한 것으로 보인다.

## 5. 요약

이 연구에서 열대 태평양에서 최대 표층 온도 편차가 나타나는 위치가 서로 다른 엘니뇨와 그 시기에 관측되는 동아시아 인근해 표층 수온과의 상관성을 살펴보았다. 우선 1950년부터 2007년 동안의 NINO3 온도 지수와 NINO4 온도 지수를 이용하여 최대 표층 수온 편차가 열대 동태평양에서 나타나는 경우를 EP-엘니뇨로 중태평양에서 나타나는 경우를 CP-엘니뇨로 정의하였다. 전 기간 동안 여름철과 겨울철 모두 EP-엘니뇨가 CP-엘니뇨에 비해 두 배 가량 높은 발생 빈도를 보였지만 1990년 이후에 CP-엘니뇨의 발생 빈도가 증가하는 특징을 보였다. 최근 CP-엘니뇨의 급증은 겨울철보다는 여름철에 뚜렷하게 나타났으며 이는 여름철 열대 중태평양 지역의 높은 표층 수온의 선형 경향성과 밀접한 상관성이 있는 것으로 분석되었다.

EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨의 발생 시기에 동아시아 인근해의 표층 수온의 반응은 큰 차이가 있었다. EP-엘니뇨가 발생한 여름철에 동아시아 주변 해역 표층 수온은 평년에 비해  $0.5^{\circ}\text{C}$  이상 낮은 분포를 보인다. 이와 상반되게 CP-엘니뇨가 발생한 경우에는 전반적으로 평년보다 높은 수온 분포를 보이며 특히 동해 북부와 오호츠크 지역에 강한 양의 편차가 관측되었다. 겨울철 역시 엘니뇨 유형에 따라 동아시아 인근해의 표층 수온 반응은 다르게 나타나는데, CP-엘니뇨가 발생한 시기에 위도  $40^{\circ}\text{N}$ 을 따라서  $1^{\circ}\text{C}$  이상 높은 양의 편차가 나타나지만 EP-엘니뇨 시기에는 오히려 평년보다 낮은 표층 수온 분포를 보인다. 또한 여름철 및 겨울철 EP-엘니뇨 시기에는 동아시아 인근해의 수온 반응이 높은 지속성을 보이는 반면, CP-엘니뇨의 경우에는 여름철과 겨울철 동아시아 인근해 수온 반응은 큰 차이가 있었다. 즉 열대 태평양에서 수온 표층 편차의 최대가 나타나는 위치가 서로 다를 때 동아시아 주변 해역의 표층 수온의 상관성은 서로 달랐으며 계절적인 반응의 차이 또한 서로 다름을 알 수 있었다.

동아시아 인근해 표층 수온 반응의 차이는 EP/CP-엘니뇨의 공간적 구조의 차이에 따른 중위도 대기 변동의 반응 차이에 기인한 것으로 보이는데 이와 같은 열대-중위도 원격상관성의 차이는 유형이 다른 두 엘니뇨 시기(즉 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨) 강수 구조의 차이에 따른 대기 강제력의 차이 때문인 것으로 제시되었다. 이와 같은 대기 강제력의 차이는 북태평양 지역에서의 대기 순환 특성의 차이를 일으킨다. 여름철의 경우, EP-엘니뇨 시기에는 서풍 계열의 바람 편차가 발생해 편서풍을 강화시킨 반면,

CP-엘니뇨 시기에는 편서풍이 약화되게 된다. 이로 인해 EP-엘니뇨(CP-엘니뇨) 때는 풍속이 강화(약화)되어 해양의 성층이 약화(강화) 되면서 표층 수온이 낮아지게(높아지게) 된다. 겨울철 EP-엘니뇨와 CP-엘니뇨 시기에 황해와 동중국해, 일본 남서해역에서는 계절풍의 약화로 풍속이 약해지고 이로 인해 이 지역의 표층 수온은 양의 편차를 보인다. 하지만, 알류산 저기압은 EP-엘니뇨 시기에는 강화되고 CP-엘니뇨 시기에는 동남쪽으로 치우치게 되면서 일본 동쪽 북서 및 북중태평양 지역에서는 서로 다른 표층 수온 반응의 차이가 관측되었다. 또한 CP-엘니뇨 시기에 쿠로시오 속류 지역의 강한 양의 편차는 대기 강제력뿐 아니라 해류의 변동성과도 관련되어 보인다.

이 연구를 통해 엘니뇨 시기 최대 표층 온도의 위치에 따라 동아시아 인근해 표층 수온 반응이 상이하게 나타남을 알 수 있었다. 이와 같은 연구결과는 전형적인 엘니뇨로 알려진 EP-엘니뇨와 동아시아 주변 인근해 주변 환경의 상관성을 CP-엘니뇨의 경우에 동일하게 적용하는 것은 무리가 있음을 암시하는 것이다. 더 나아가 엘니뇨와 우리나라를 포함하는 동아시아 기후변동성의 상호 관련성을 분석할 때 열대 태평양 지역에서 엘니뇨의 공간적 특성의 차이에 대한 고려가 반드시 필요하며 특히 최근에 발생 빈도가 증가하고 있는 CP-엘니뇨와 동아시아 기후 변동성 간의 상관성에 대한 연구가 필요하다.

## 사 사

이 논문을 세밀하게 심사해 주신 두 분의 심사위원님들께 깊은 감사사를 드립니다. 이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-4202)의 지원으로 수행되었습니다.

## 참고문헌

- 강인식 (1998) 엘니뇨와 한반도 기후변동의 관련성. 한국기상학회지 **34**(3):390-396
- 강인식, 정영근 (1996) 서울 기온과 강수량의 경년 변동과 태평양 해수면온도의 주 변동모드와의 관련성. 한국기상학회지 **32**(3):339-345
- 김백조, 문승의 (1997) 적도 태평양의 해수면 온도가 동아시아 하계 대기순환과 한반도 하계 강수량에 미치는 영향. 한국기상학회지 **33**(4):797-805
- 안중배, 류정희, 조익현, 박주영, 류상범 (1997) 한반도 기온 및 강수량과 주변 해역 해면온도와의 상관관계에 관한 연구. 한국기상학회지 **33**(2):327-336
- 임규호, 서예숙, 이용섭 (1997) 한반도와 주변 해역 강수량 사이의 상호 관계. 한국기상학회지 **33**(4):781-795
- 차은정, 전종갑, 정효상 (1999) 엘니뇨/라니냐 해의 우리나라 기후 특성에 관한 연구. 한국기상학회지 **35**(1):98-117
- 하경자, 문자연 (1999) 적도 진동과 우리나라 하계 강수의 경년 변동과의 상호 관계 연구; 분석적 연구. 한국기상학회지 **35**(2):272-282
- An SI, Wang B (2000) Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *J Climate* **13**:2044-2055
- An SI, Wang B (2001) Mechanisms of locking of the El Niño and La Niña mature phases to boreal winter. *J Climate* **14**:2164-2176
- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res* **112**:C11007. doi:10.1029/2006JC003798
- Cane MA (2005) The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Plan Sci Lett* **230**(3-4):227-240
- Cayan DR (1992) Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: driving the sea surface temperature. *J Phys Oceanogr* **22**:859-881
- Chang Y-S, An H-S, Jeon D-C, Nam J-C, Seo J-W (2002) The El Niño signals contained in precipitation at the East China Sea. *Climate Res* **23**:31-38
- Chang CP, Wang Z, Ju J, Li T (2004) On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *J Climate* **17**(3):665-672
- Chang C-WJ, Hsu H-H, Wu C-R, Sheu W-J (2008) Interannual mode of sea level in the South China Sea and the roles of El Niño and El Niño Modoki. *Geophys Res Lett* **35**:L03601. doi:10.1029/2007GL032562
- Davis RE (1978) Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J Phys Oceanogr* **8**:233-246
- DeWeaver E, Nigam S (2004) On the forcing of ENSO teleconnections by anomalous heating and cooling. *J Climate* **17**(16):3225-3235
- Held IM, Kang IS (1987) Barotropic models of the extratropical response to El Niño. *J Atmos Sci* **44**(23):3576-3586
- Hoerling MP, Kumar A (2002) Atmospheric response patterns associated with tropical forcing. *J Climate* **15**(16):2184-2203
- Hong C, Cho KD, Kim HJ (2001) The relationship between ENSO events and sea surface temperature in the East (Japan) Sea. *Prog Oceanogr* **49**:21-40
- Horel JD, Wallace JM (1981) Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev* **109**:813-829
- Ji M, Leetmaa A, Kousky VE (1996) Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Centers for Environmental Prediction. *J Climate* **9**:3105-3120

- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc* **77**:437-471
- Kang I-S, Lau N-C (1986) Principal modes of atmospheric variability in model atmospheres with and without anomalous sea surface temperature forcing in the tropical Pacific. *J Atmos Sci* **43**:2719-2735
- Kao H-Y, Yu J-Y (2008) Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *J Climate*, accepted.
- Latif M, Kleeman R, Eckert C (1997) Greenhouse warming, decadal variability, or El Niño? An attempt to understand the anomalous 1990s. *J Climate* **10**:2221-2239
- Lau K-M, Chang C-P (1987) Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric teleconnections. In: Chang CP, Krishnamurti TN (eds) *Monsoon meteorology*. Oxford University Press, pp 161-201
- Lau NC, Nath MJ (1994) A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J Climate* **7**:1184-1207
- McPhaden MJ, Zebiak SE, Glantz MH (2006) ENSO as an integrating concept in earth science. *Science* **314**:1740
- Nitta T (1987) Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J Meteor Soc Japan* **65**:373-390
- Nitta T (1989) Global features of the Pacific-Japan Oscillation. *Meteor and Atmos Phys* **41**(1):5-12
- Park WS, Oh IS (2000) Interannual and interdecadal variations of sea surface temperature in the East Asian Marginal Seas. *Prog Oceanogr* **47**:191-204
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Díez Y (2001) The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region. *J Climate* **14**(16):3408-3420
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res* **108**:4407. doi:10.1029/2002JD002670
- Thompson CJ, Battisti DS (2000) A linear stochastic dynamical model of ENSO. Part I: Model development. *J Climate* **13**:2818-2832
- Torrence C, Webster PJ (1998) The annual cycle of persistence in the El Niño-Southern Oscillation statistics. *Quart J Roy Meteor Soc* **124**:1985-2004
- Trenberth KE, Hurrell JW (1994) Decadal atmosphere-ocean variation in the Pacific. *Climate Dyn* **9**:303-319
- Trenberth KE, Branstator GW, Karoly D, Kumar A, Ropelewski C, Lau NC (1998) Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J Geophys Res* **103**(C7):14291-14324
- Trenberth KE, Stepaniak DP (2001) Indices of El Niño evolution. *J Climate* **14**:1697-1701
- Wang B (1995) Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J Climate* **8**:267-285
- Wang B, Wu R, Fu X (2000) Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? *J Climate* **13**(9):1517-1536
- Wang B, Yang J, Zhou T (2008) Interdecadal changes in the major modes of Asian-Australian Monsoon variability: strengthening relationship with ENSO since the late 1970s. *J Climate* **21**:1771-1789
- Weare BC (1977) Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures. *Quart J Roy Meteor Soc* **103**(437):467-478
- Weng H, Ashok HK, Behera SK, Rao SA, Yamagata T (2007) Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dyn* **29**:113-129
- Wu R, Wang B (2002) A contrast of the East Asian Summer Monsoon-ENSO relationship between 1962-77 and 1978-93. *J Climate* **15**:3266-3279
- Xie P, Arkin PA (1997) Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc* **78**:2539-2558
- Yoshida S, Morimoto T, Ushio T, Kawasaki Z (2007) ENSO and convective activities in Southeast Asia and western Pacific. *Geophys Res Lett* **34**:L21806. doi:10.1029/2007GL030758

---

*Received Sep. 3, 2008*

*Revised Oct. 8, 2008*

*Accepted Dec. 8, 2008*