2012 엘니뇨의 발달 분석

안순일* · 최 정

연세대학교 대기과학과

(접수: 2012년 10월 2일, 수정: 2012년 11월 15일, 게재확정일: 2012년 11월 30일)

On the Development of 2012 El Niño

Soon-Il An* and Jung Choi

Yonsei University, Department of Atmospheric Sciences, Seoul 120-749, Korea

(Received: 2 October 2012, Revised: 15 November 2012, Accepted: 30 November 2012)

Abstract Using various observed data, we examined the evolution of tropical Pacific sea surface temperature (SST) during 2011-2012, with focusing on the development of 2012 El Niño. It is observed that a La Niña event during 2011 was followed by a moderate El Niño during 2012 summer. The 2012 summer El Niño initiated near the west coast of South America on February 2012, and continued to expand westward till August. Given this evolutionary pattern, the 2012 summer El Niño can be categorized as ‘Eastern Pacific (EP) El Niño’ because Niño-3 index is greater than Niño-4 index, and it may be the first well-defined EP El Niño since 2001. On February 2012, this event was initiated mainly by the local air-sea interaction, and at the same time the ocean heat content was accumulated over the tropical western Pacific due to the easterly wind anomaly over the tropical western Pacific. Then, the accumulated heat content slowly propagates to the tropical eastern Pacific, which attributes to maintain El Niño state during 2012 summer. After August, the positive SST anomaly over the equatorial eastern Pacific decays possibly due to the exhausted heat content and the weakening of air-sea interaction, but the weak positive SST anomaly over the central Pacific remains till now (2012 November).

Key words: 2011-2012 El Niño, CP El Niño, EP El Niño

1. 서 론

엘니뇨 (El Niño)는 열대 동태평양의 해수면 온도가 평년에 비해 상승하는 현상이다. 이 기간 동안 열대 태평양에 축적된 에너지의 전파로 인해 전 지구적으로 이상 기상 현상을 유발하는 것으로 알려져 있다 (Ropelewski and Halpert, 1987). 엘니뇨는 대체로 봄에 발달하여 겨울철에 최고조에 이르며, 이때 열대 해수면 온도 아노말리 (정해진 기간 동안의 기후 값으로부터의 편차)의 최댓값은 주로 열대 동태평양에 나타나는 것으로 알려져 왔다. 그러나 최근 2000년대를

들어서면서 엘니뇨 변동의 중심이 열대 동태평양에서 중태평양으로 이동하고 있다 (Lee and McPhaden, 2010). 이 같은 현상은 지구 온난화에 의해 더욱 가중된 것으로 보는 의견도 있으나 (Yeh *et al.*, 2009), 아직까지는 그 원인이 명백하게 밝혀지지 않고 있다 (Na *et al.*, 2011; Yeh *et al.*, 2011). 본 연구에서는 Yeh *et al.* (2009)을 따라서 해수면 온도 아노말리의 지역 평균값인 엘니뇨 지수, 즉 Niño-3 (5°S - 5°N , 150°W - 90°W)과 Niño-4 (5°S - 5°N , 160°E - 150°W)의 상대적인 크기를 비교하여, Niño-3이 Niño-4보다 큰 경우를 EP (Eastern Pacific) 엘니뇨, 반대의 경우를 CP (Central Pacific) 엘니뇨로 정의하였다.

Table 1에 보인 바와 같이 최근 10년 동안에 CP 엘니뇨가 EP 엘니뇨보다 빈번히 발생하였다. CP 엘니뇨의 빈번한 발생은 장기적으로 중태평양 지역의 해

*Corresponding Author: Soon-Il An, Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, 50 Yonsei-ro, Seodaemun-gu, Seoul 120-749, Korea.

Phone : +82-2-2123-5684, Fax : +82-2-365-5163

E-mail : sian@yonsei.ac.kr

Table 1. Lists of years for Eastern Pacific and Central Pacific El Niño events. CP indicates ‘Central Pacific El Niño’, ‘date line El Niño’, or ‘El Niño-modoki’ events; EP indicates ‘Eastern Pacific El Niño’ or ‘conventional El Niño’. For the reference, A: Ashok *et al.*, (2007), B: Yeh *et al.*, (2009), C: Lee and McPhaden (2010), D: Li *et al.*, (2011), E: Kug *et al.*, (2009), F: Yu *et al.*, (2011), G: Singh *et al.*, (2011), H: Li *et al.*, (2012), I: Hu *et al.*, (2012).

Year	Event	References
2001-02	CP	B
2002-03	CP/EP	A,B,C,D,E,G,H,I/B
2003-04	EP	B
2004-05	CP	A,B,C,D,E,G,H
2006-07	CP/EP	G,I/B,C,D
2009-10	CP	B,C,E
2012	EP	

수면 온도를 높이는 역할을 한 것으로 알려져 있다 (Lee and McPhaden, 2010). 결국 최근 관측된 열대 중태평양의 해수면 온도 상승 경향(trend)이 CP 엘니뇨의 빈번한 발생으로부터 기인한다고 보는 의견이다. 하지만 2012년 2월경부터 발달하기 시작한 엘니뇨는 전형적인 EP 엘니뇨에 매우 가깝다 (Fig. 1; 자세한 분석은 3장에서 다루었음). 앞서 Table 1에서 정리한 바와 같이 지난 10년 동안 전형적인 EP 엘니뇨로 기록된 것은 2003-04 엘니뇨뿐이다. 그러나 이 경우도 Fig. 1에 보인 바와 같이 명확하게 EP 엘니뇨로 규정하기는 다소 무리가 있다. 왜냐하면 2003-04년 겨울에 기록된 열대 동태평양의 해수면 온도 아노말리는 비교적 작은 양의 값이며, 2003년 가을에 절정을 이룬 열대 중-서태평양의 해수면 온도 아노말리는 그보다 높은 양의 값을 기록하고 있기 때문이다. 이 밖에도 2002-03년과 2006-07년 엘니뇨의 경우, 논문에 따라서 EP 또는 CP로 정의되고 있어서 어떤 경우에 속한다고 단정 짓기 어렵다. 이러한 차이는 서로 다른 기간의 기후 값을 사용하여 편차를 정의하거나, 정규화 (normalize)된 지수를 사용하는 경우 (Kug *et al.*, 2009)와 그렇지 않은 경우 (Yeh *et al.*, 2009), 또는 다른 지역의 평균값 (Ashok *et al.*, 2007)을 이용하여 지수를 정의했기 때문인 것으로 사료된다. 이는 또한 해당 시기의 열대 중태평양과 열대 동태평양의 해수면 온도 아노말리의 차이가 매우 미미하다는 것을 뜻하기도 한다. Fig. 1에 보인 결과를 토대로 본다면, 2002-03년의 경우 중태평양의 해수면 온도 아노말리가 동태평양에 비해 다소 크고, 지속 시간이 뚜렷하게 길게 기록된 것으로부터, CP 엘니뇨로 구분하는 것이

Fig. 1. Longitude-time section along the equatorial-band (2°S-2°N) of monthly mean SST (left) and 20°C isotherm depth (right) from January 2002 to October 2012. Units for SST and isotherm depth are °C and m, respectively.

옳다고 볼 수 있다. 또한 2006-07년 엘니뇨의 경우 두 지역 모두에서 거의 동등하게 해수면 온도가 상승하였고, 크기 또한 매우 비슷하여 명확하게 CP 또는 EP 엘니뇨로 구분하기가 어렵다. 예를 들면 이 경우 정규화된 Niño-3와 Niño-4 값을 이용했다면, CP 엘니뇨로 정의될 수도 있지만, 본래의 아노말리 값을 이용했다면 구분이 모호해 질 수 있기 때문이다. 종합한다면, 지난 10년 동안 뚜렷하게 정의될 수 있는 EP 엘니뇨는 발생하지 않았다고 할 수 있다. 이러한 관점에서 2012년 2월부터 발달하기 시작한 EP 엘니뇨는 매우 흥미로운 사건이라고 할 수 있다. 본 연구에서는 2012년에 열대 태평양 해수면 온도 변동과 발생 원인을 살펴보았다.

먼저 2장에서는 연구에 사용된 자료와 분석방법을 소개하고, 3장에서는 결과를 보였으며, 4장에서는 결론을 실었다.

2. 자료 및 분석 방법

본 연구에서는 먼저 2002년 1월부터 2012년 8월까지 TAO (Tropical Atmosphere Ocean) 프로젝트로부터 얻은 열대 태평양의 관측 자료인 해수면 온도, 20도 등온면 깊이 자료 (20°C isotherm depth), 동-서 방향의 표면 바람 (surface zonal wind), 그리고 표면 근처에서의 상대 습도 (relative humidity)를 사용하였다 (Hayes *et al.*, 1991). TAO 자료의 아노말리는 1971-

2000년까지 기간에 대한 기후 값으로부터의 편차로 정의하였다. 전체 자료는 월 평균 자료를 사용하였고, 2011-2012년까지는 따로 5일 평균자료를 이용하여 보다 세세한 변화를 분석하였다. 자료는 www.pmel.noaa.gov/tao로부터 입수하였다. 또한 열 수지 분석을 위하여 NCEP (National Center for Environmental Prediction) 에서 제공하는 GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) 자료를 이용하였다 (Behringer, *et al.*, 1998). GODAS 자료는 월 평균자료로써 TAO 자료에서 제공되지 않는 해양 하부의 온도와 해류 자료를 제공하기 때문에, 이를 열 수지 분석에 이용하였다. 자료는 www.esrl.noaa.gov/psd/data에서 입수하였다. 또한 2011년 8월부터 최근까지의 해수면 온도 자료인 ERSSTv3 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 3; 2012년 10월까지) (Smith and Reynolds 2004)와 HadISST1 (Hadley Center Sea Ice and Sea Surface Temperature data set; 2012년 8월까지) (Rayner *et al.* 2003) 자료를 이용하여 엘니뇨 지수의 변화를 분석하였다. GODAS, ERSSTv3, HadISST1 자료의 아노말리는 2002-2011년 기후 값에 대한 편차로 정의하였다.

3. 결 과

CP와 EP 엘니뇨를 구분하는 방법은 Table 1에 소개된 바와 같이 논문마다 다소 차이가 있지만, 가장 분명한 구분법은 열대 중태평양의 해수면 온도 아노말리 (즉, Niño-4 지수)와 열대 동태평양의 해수면 온도 아노말리(즉, Niño-3 지수)를 직접 비교하는 방법이다 (Yeh *et al.*, 2009). Fig. 2에 보인 바와 같이 각기 다른 세 가지의 관측자료 모두에서 2012년 2월부터 9월까지 Niño-3 값이 Niño-4보다 크게 나타났다. 특히 주목할 만한 것은 아메리카 대륙 연안의 해수면 온도 지수인 Niño 1+2의 값이 다른 지수에 비해 크게 나타났다는 것이다. 특히 이 Niño 1+2 지수는 초기 엘니뇨의 발원 지역으로 알려져 있는 페루와 에콰도르 연안의 해수면 온도 변화를 나타내는 것으로 전형적인 엘니뇨의 발달을 입증한다. 또한 Niño 1+2 값이 상승하고, 뒤이어 Niño-3 값이 상승했으며, 한참 후인 8월 이후에 Niño-4 지역의 해수면 온도가 양의 값을 기록하기 시작했다. 이는 양의 해수면 온도 아노말리의 변화가 남미대륙 연안에서 발달하기 시작하여, 서서히 서쪽으로 이동했음을 의미한다. 이러한 발달의 모습은 엘니뇨의 전형적인 형태 (즉 EP 엘니뇨)를 보인 Rasmusson and Carpenter (1982)의 엘니뇨 합성 (composite)과 매우 유사하다. 2012년의 해수면 온도의 발달과 Rasmusson and Carpenter (1982)의 차이점은 엘니뇨의 절정 시기가 다르다는 것이다. 그렇기 때

Fig. 2. Time series of Niño 1 + 2 (black; 0-10°S, 80°-90°W), Niño-3 (red; 5°S-5°N, 150°W-90°W), and Niño-4 (blue; 5°S-5°N, 160°E-150°W) indices obtained from ERSSTv3 (×), GODAS (○), and HadISST1 (■) from August 2011 to October 2012.

문에 초기 봄철에 엘니뇨로 성장하던 양의 해수면 온도 아노말리가 더 이상 유지되지 못한 이유를 밝히는 것도 매우 중요하다고 할 수 있다.

2011-12년 동안에 나타난 열대 태평양의 변화 경향을 보다 정밀하게 파악하기 위하여, Fig. 3과 같이 해수면 온도, 20도 등온면 깊이, 동-서 방향의 표면바람, 그리고 상대습도의 시계열을 보였다. 본 시계열은 2°S-2°N 지역에 대하여 면적 평균한 것으로 TAO에서 제공하는 웹사이트를 이용하여 구했다 (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/jsdisplay/>). 본 그림에 사용된 자료는 5일 평균자료이다. 그림에 나타난 바와 같이 먼저 2011년 여름에 열대 동태평양의 해수면 온도가 상승한 것을 알 수 있다. 2008년 여름에도 이와 비슷한 상승이 관측됐다 (Fig. 1). 이 같은 양의 해수면 온도 아노말리는 10월을 접어들면서 급격히 감소하여, 12월에는 음의 아노말리가 나타났다. 다시 양의 아노말리가 서서히 나타나기 시작한 것은 2012년 1월부터이다. 특히 2월 달에는 양의 아노말리가 급격히 발달했으며, 3월에 다소 주춤하다가 4월에 2도까지 상승했다. 이어 여름 동안에는 양의 아노말리 지역이 보다 서쪽으로 이동하여 넓은 지역에 걸쳐서 나타났다.

이 같은 해수면 온도의 변화는 해양 하부 (혼합층 아래 부분)의 변화와 관련이 된다. 여기서는 수온약층의 깊이에 대한 근사치로 주로 쓰이는 20도 등온면의 깊이를 분석하였다. 수온약층의 깊이는 용승이 발생할 때 해양의 혼합층으로 유입되는 해양 하부 해수의 온도와 관련이 높다. 즉 수온약층이 깊을수록 혼합층으로 유입되는 하층 해수의 온도가 증가하여, 용승이 발생할 경우 해수면 온도를 덜 낮추게 된다 (Zebiak and Cane, 1987). 즉 Fig. 3에 보인 바와 같이 열대 동태평양 지역에 나타난 2011년 여름철의 해수면 온도 상승 지역과 또한 2011년 초겨울 동안의 해수면 온도 하강 지역은 음의 20도 등온면의 변화와 일치한다. 그

Fig. 3. Longitude-time section along equatorial-band (2°S-2°N) of 5-day mean SST (upper left), 20°C isotherm depth (upper right), zonal wind (lower left) and relative humidity (lower right) anomalies from July 2011 to early November 2012. Units are °C (SST), m (depth), m s^{-1} (wind), and % (humidity).

러나 2012년 2월에 발달한 해수면 온도의 양의 아노말리는 수온약층의 변화가 거의 없는 상태에서 발생한 것으로 다른 피드백 과정이 유도한 것으로 여겨진다 (Fig. 6에서 부연 설명). 3월에는 수온약층이 약간 깊어졌으며, 4-5월의 해수면 온도 변동은 2-3월 동안에 열대 서태평양에서 축적된 열에너지가 켈빈파의 형태로 동태평양까지 전파해온 것으로 여겨진다 (Fig. 5 참조). 6-8월까지 상승한 열대 동태평양의 해수면 온도 역시 수온약층의 깊어짐과 관련이 있지만, 중태평양에 나타난 양의 해수면 온도 아노말리는 오히려 수온약층이 낮아진 지역과 일치하여, 이 지역의 해수면 온도 상승은 수온약층의 변화와 무관한 것으로 사료된다.

한편 2012년 2-3월에 걸쳐서 축적된 해양의 열용량 (heat content), 즉 양의 수온약층의 깊이는 같은 시기에 열대 서태평양에 존재했던 음의 동-서 방향의 바

람과 관련이 된다. 이 바람은 약 -4 m s^{-1} 까지 증가했는데, 이는 기존의 무역풍을 강화시키고, 해양의 온수를 서쪽으로 이동시켜서, 서태평양 지역에 온수를 축적시키는 역할을 하였으며, 3월 중순 이후 서태평양 바람의 방향 (아노말리)이 바뀌면서, 축적되었던 온수가 동쪽으로 이동하여 4-5월의 동태평양의 해수면 온도를 증가시키도록 작용하였다 (e.g., Wyrtki, 1975). 2012년 2-3월 동안의 열대 동태평양에는 강한 서풍 아노말리가 발달했는데, 이는 열대 동태평양의 양의 해수면 온도 아노말리가 유도한 것이다. 2011년 여름부터 2012년 초까지 열대 서태평양에는 동풍이 지배적이었고, 이후 현재까지 서풍이 나타나고 있다. 이는 열대 태평양 대부분의 지역에 분포되어 있던 음의 해수면 온도 아노말리가 2012년 봄 이후에 양의 아노말로 바뀐 것과 대체로 일치한다. 앞서 언급한 바와 같이 2012년 1-2월에 열대 동태평양에 발달한 양의 해수면 온도 아노말리는 서태평양의 영향이라기보다는 지역적인 원인에 의하여 발달한 것으로 여겨지며, 3월 이후에 나타난 해수면 온도의 양의 아노말리는 서태평양에 축적된 열에너지의 전파와 연관이 있는 것으로 여겨진다.

한편 TAO에서 제공되는 상대습도의 변화를 다른 변수와 동일한 방법으로 Fig. 3에 나타내었다. 앞서 2011년 여름부터 겨울까지 음의 해수면 온도 아노말리가 나타났던 시기에는 열대 동태평양의 상대습도가 증가하였고, 이후 양의 아노말리가 나타난 시기에는 상대습도가 감소하여 음의 아노말리를 보였다. 해수면 온도의 상승은 포화수증기압의 상승을 유발하여, 해수면 온도가 증가한 지역에서 상대습도가 증가 할 것으로 예상 할 수 있으나, 분석 기간 동안에 나타난 결과는 해수면 온도가 상대습도의 변화를 직접적으로 유도하기 보다는 대기 하층의 수분 수렴과 같은 요인에 의한 변화가 더욱 강력하게 작용했던 것으로 이해 될 수 있다 (e.g., Clement *et al.*, 2011).

2012년 동안에 발달하고 있는 엘니뇨의 공간 구조를 파악하기 위하여 Fig. 4에 월평균 해수면 온도 아노말리와 표면 바람장의 아노말리를 2월부터 10월까지 2개월 간격으로 나타내었다. Fig. 4에 보인 바와 같이 2012년 2월에는 열대 동태평양에 양의 아노말리가 서-중 태평양에는 음의 아노말리가 나타났다. 동태평양에 나타난 양의 해수면 온도 아노말리는 서풍 아노말리를 유도하고, 서태평양의 음의 해수면 온도 아노말리는 동풍 아노말리를 유도하였다 (e.g., Lindzen and Nigam, 1987). 특히 서태평양 지역의 동풍 아노말리는 앞서 언급한 바와 같이 해양의 열에너지를 축적시키는 작용을 하였고, 동태평양의 서풍 아노말리는 이 지역의 용승을 약화시키는 작용을 하여 해수면 온도를 상승시키는 피드백으로 작용한 것으로 사료된다.

Fig. 4. Monthly mean tropical Pacific SST anomaly and surface wind vector distributions for February, April, June, August, and October 2012, obtained from TOGA-TAO. Units for SST are $^{\circ}\text{C}$, and wind scale is shown in the lower-right corner.

4월 해수면 온도 분포에서는 열대 동태평양의 해수면 온도가 더 상승하였다. 그러나 이 지역의 서풍 아노말리는 오히려 약화되었다. 이는 대기-해양 상호작용이 약화되었음을 의미한다. 한편 서-중 태평양에 나타났던 음의 해수면 온도 아노말리가 사라지면서, 동풍 아노말리도 사라졌다. 6월에는 동태평양 지역에 있었던 양의 해수면 온도 아노말리가 보다 서쪽으로 뻗어 나오면서 중태평양 근처까지 양의 값으로 변했으며, 이와 함께 7°N , 160°W 근처의 음의 해수면 온도 아노말리는 북서풍의 강화를 유도하였다. 8월에는 남미 연안의 해수면 온도는 크게 감소하였고, 140°W 지역의 해수면 온도가 보다 상승하였다. 그러나 동-서 방향의 바람은 상대적으로 크게 발달하지는 못했다. 이는 계절에 따라서 해수면 온도 편차가 유도하는 바람장의 민감도가 달라지기 때문인 것으로 사료된다. 즉 대기-해양의 상호작용이 상대적으로 약화되었다. 10월 동안의 해수면 온도는 2개월 전에 비해 열대 동태평양에서는 약해지고, 160°E - 150°W 지역의 해수면 온도는 유지됐다. 이러한 해수면 온도 변화는 앞서 Fig. 2에서 보인 바와 같이, 남미 연안에서 발달한 해수면 온도의 상승이 점차적으로 서쪽으로 이동하는 모습을 잘 보여주고 있다.

Fig. 5에는 Fig. 4와 같이 2012년 2월부터 10월까지

Fig. 5. Equatorial-band (2°S - 2°N) averaged monthly mean ocean temperature anomaly for February, April, June, August, and October 2012, obtained from TOGA-TAO. Units are $^{\circ}\text{C}$.

의 적도 지역 해양 하부의 해수 온도 변화를 나타내었다. 앞서 Fig. 3을 통하여 예상했던 것과 같이, 2012년 2월에는 열대 서태평양에 양의 아노말리가 평균 수온약층의 깊이 근처인 150 m 에 나타났고, 열대 동태평양 하부에는 음의 아노말리가 나타났다. 이때 열대 동태평양의 표층에는 양의 아노말리가 나타나서 Fig. 4의 해수면 온도의 분포와 일치하고 있다. 동태평양 하층에 있던 음의 아노말리는 이후 해수면 온도의 변화에 영향을 미쳤을 것으로 여겨지며, 그 증거로 Fig. 3에 보인 바와 같이 4월 중순의 해수면 온도 하강이 이에 상응한다. 서태평양의 양의 아노말리는 Fig. 4에 보인 동풍의 아노말리가 유도한 것이다. 한편 4월에는 열대 동태평양 하부의 음의 아노말리가 약화되고, 서태평양의 양의 아노말리가 동태평양까지 전파된 모습을 볼 수 있다. 이는 양의 해수 온도 아노말리 (또는 깊어진 수온약층)를 지탱하고 있었던 열대 서태평양의 동풍 아노말리가 약화되면서, 더 이상 이를 지탱하지 못하여, 파동으로 분산된 결과로 여겨진다. 이로 인해 열대 동태평양의 해수면 온도는 보다 상승하였다. 이러한 파동의 전파가 6월까지 지속되는 모습을 볼 수 있다. 이와 함께 양의 아노말리가 열대 태평양의 보다 넓은 지역으로 분산되면서, 중태평양의 해수면 온도를 높이기 시작했고, 8월에는 서태평양에 걸쳐서 축적되었던 양의 열에너지 (heat content or heat energy; 주로 표면에서 수온약층까지의 해수 온도의 연직 적분된 값을 의미)가 중-동태평양 표층으로 이동하여 보다 넓은 지역의 해수면 온도를 높이는 결과를 초래하였다. 그러나 전반적인 열에너지는 약화된 모습을 보였다. 또한 Fig. 4에서 보인

바와 같이 전반적으로 바람의 편차가 약하여, 해양 하층에서 양의 열에너지가 다시 축적될 기회는 적어진 것으로 사료되며, 동시에 엘니뇨를 약화시킬 수 있는 음의 열에너지 또한 현재는 뚜렷하게 나타나지 않고 있기 때문에 이 경우에는 표층에서의 피드백 과정이 앞으로 이 엘니뇨가 발달 할 수 있을 지의 여부를 결정할 것으로 사료된다. 10월에는 해수면 온도가 유지된 지역, 즉 중태평양을 중심으로 100 m 깊이에서 양의 해수 온도 아노말리가 나타났다. 그러나 열대 동태평양의 하층에는 열에너지가 거의 존재하지 않았다. 현재로서는 이를 유도한 명확한 요인을 파악하기는 어렵다.

끝으로 CP와 EP 엘니뇨를 유도하는 주요한 피드백 과정인 동-서류에 의한 이류 피드백 ('zonal advection feedback')과 수온약층의 변화에 따른 용승에 의한 이류 피드백 ('thermocline feedback')이 2011-2012 동안에 어떻게 작용하였는지를 알아보기 위하여 열 수지 분석을 수행하였다 (e.g., An and Jin 2001; Kug *et al.*, 2009). TAO 에서는 해류 자료를 제한된 곳에 대하여만 제공하기 때문에 열수지 분석이 용이하지 않다. 따라서 해양 분석 자료인 GODAS 자료를 사용하였다. 여기서는 2011년 8월부터 2012년 8월까지를 분석하였으며, 열대 적도 지역의 변화를 살펴보았다. 먼저 해양 분석 자료의 유용성을 알아보기 위하여 해수면 온도 아노말리를 보였다 (Fig. 6(a)). TAO 결과 (Fig. 3)와 비교하여 세세한 해수면 온도의 변화를 나타내지는 못했다. 이러한 차이는 자료 자체가 지닌 차이점 외에도 5일 평균 값과 월평균 값의 차이에서도 기인한 것으로 사료된다. 특히 2012년 2월에 발생한 엘니뇨는 GODAS 자료에서는 보이질 않았다. 그렇지만, 2012년 1월까지 음의 아노말리와 이후 양의 아노말리로의 전환 과정은 TAO 자료와 유사했다. 해양 하부의 온도 변화를 알아보기 위하여 55 m에서 깊이에 대한 해수 온도의 변화를 살펴보았다 (Fig. 6(b)). 이 결과를 20도 등온면의 깊이와 완벽하게 일대일 대응할 수는 없지만, 두 변수의 변화 경향은 매우 유사한 것으로 알려져 있다. Fig. 3의 결과와 비교하면, 열대 동태평양에서 강한 음의 해수 온도가 2012년 2월까지 나타났고, 이후에 양의 해수 온도가 나타나고 있다. 이는 20도 등온면의 변화 경향과 매우 유사하다고 할 수 있다. 그러나 열대 서태평양의 경우 140°E 근처를 제외하고, 대체로 음의 해수 온도가 기록되고 있다. 이는 20도 등온면의 변화와 반대의 변화를 보이는 것으로 이 지역에서의 혼합층 하부 (55 m 근처)의 해수 온도와 20도 등온면의 깊이 간의 상관성이 적음을 의미한다. 이는 서태평양의 경우 동태평양에 비해 평균 수온약층이 깊기 때문에 상대적으로 수온약층의 변화가 혼합층 하부 해수의 변화에 미치는 영향이 약해지

Fig. 6. Equatorial-band (2°S-2°N) averaged monthly-mean (a) ocean surface temperature anomaly, (b) ocean subsurface temperature anomaly, (c) zonal thermal advection of mean temperature by anomalous zonal current, and (d) vertical advection of anomalous temperature by mean upwelling from Aug 2011 to Aug 2012 obtained from GODAS. Units are indicated at the upper right corner of each panel.

기 때문인 것으로 해석할 수 있다.

앞서 언급한 바와 같이 두 주요 피드백에 대한 열 이류항의 값을 Fig. 6에 보였다. 본 연구에서 계산한 열 이류항은 $-u'(dT/dx)$ 와 $-w'(dT/dz)$ 이다. 여기서 'prime'과 'bar'는 각각 편차와 평균값을 의미하며, T , u , w 는 각각 해수 온도, 동-서 그리고 연직 방향의 해류를 의미한다. Fig. 6(c)에 보인 바와 같이 2012년 3-4월 동안에 열대 동태평양 대륙 근처에서 강한 양의 해수면 온도 경향이 동-서 이류 효과에 의해 유도됨을 알 수 있다. 이는 Fig. 6(a)에 2012년 4-5월 동안에 증가한 양의 해수면 온도 아노말리를 유도한 것으로 이해할 수 있다. 한편 2012년 4월 이후의 해수면 온도 증가는 두 이류항의 효과가 모두 중요하게 작용한 것으로 여겨지며, 특히 용승에 의한 이류는 6-8월에 걸쳐서 열대 동태평양에서 강하게 작용하고 있음을 알 수 있다. 즉 2012년 초기 양의 해수면 온도 아노말리의 발달이 동-서 이류 효과와 관련이 있을 것으로 여겨지며, 이후에는 용승에 의한 이류 효과가 작용하여 양의 아노말리를 유지한 것으로 사료된다.

4. 결 론

본 연구에서는 실시간 해양 관측 자료 (TAO)와 해양 분석자료 (GODAS) 등을 이용하여 2011-2012년까지의 열대 태평양 해수면 온도 변화를 분석하였다. 2012년 2월에 시작하여 9월까지 나타난 엘니뇨는 지난 10년 동안에 발생했던 엘니뇨가 주로 CP 엘니뇨인데 반하여 EP 타입으로 정의 될 수 있다. 2011년에 걸쳐서는 주로 라니냐가 지속되었고, 2012년 1월부터 서서히 엘니뇨가 열대 동태평양 남미 연안 근처에서 발달하기 시작하여, 2012년 2월에는 열대 동태평양에 매우 강한 양의 해수면 온도 아노말리가 나타났는데, 이는 지역적 대기-해양 상호작용이 크게 작용했던 것으로 여겨지며, 이후에 나타난 양의 아노말리는 2월 동안에 열대 서태평양 해양 하부에 축적된 열에너지가 동태평양으로 전파되어 융승하면서 유도된 것으로 분석되었다. 양의 해수면 온도 아노말리는 이후 여름을 거치면서 보다 서쪽으로 뻗어 나오다 9월 이후에는 열대 동태평양의 신호(signal)가 약화되어 거의 소멸하고, 2012년 11월 현재, 중태평양에만 약한 양의 값을 유지하고 있다. 특히 여름 이후 동태평양의 양의 해수면 온도가 감소한 것은 이전에 열에너지 (heat content)를 모두 소비하여 더 이상의 에너지가 해양 하부에 존재하지 못했고, 또한 대기-해양의 상호작용이 상대적으로 약화된 데 기인한 것으로 여겨진다. 올해 발생한 EP 엘니뇨가 앞으로 계속하여 나타날 엘니뇨가 EP 타입으로 전환될 수 있다는 ENSO 체계 (regime) 변화의 서막이 아닐까 하는 의문을 제기할 수도 있으나, 아직은 엘니뇨 발생에 있어서 앞으로 어떤 경향이 나타날지에 대하여는 보다 많은 실험과 분석이 요구된다.

감사의 글

GODAS 자료는 NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA에서, 그리고 TAO 자료는 PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory) 에서 제공되었습니다. 이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER 2012-3043)의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

An, S.-I. and F.-F. Jin, 2001: Collective Role of Thermocline and Zonal Advective Feedbacks in the ENSO Mode. *J. Climate*, **14**, 3421-3432.

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Y. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Nio Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **112**, C11007,

doi:10.1029/2006JC003798.

Behringer, D. W., M. Ji, and A. Leetmaa, 1998: An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part I: The ocean data assimilation system. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1013-1021.

Clement, A., P. DiNezio, and C. Deser, 2011: Rethinking the ocean's role in the Southern Oscillation. *J. Climate*, **24**, 4056-4072.

Hayes, S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, and K. Takeuchi, 1991: TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 339-347.

Hu, Z., A. Kumar, B. Jha, W. Wang, and B. Huang, 2012: An analysis of warm pool and cold tongue El Nios: air-sea coupling processes, global influences, and recent trends. *Climate Dyn.*, **38**, 2017-2035.

Kug, J.-S., F.-F. Jin, and S.-I. An, 2009: Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J. Climate*, **22**, 1499-1515.

Lee, T. and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Nio in the central-equatorial Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14603, doi:10.1029/2010GL044007.

Li, W., P. Zhand, J. Ye, L. Li, and P. A. Baker, 2011: Impact of two different types of El Nio events on the Amazon climate and ecosystem productivity. *J. of Plant Ecology*, **4**, 91-99.

Lindzen, R. S. and S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.

Na, H., B.-G. Jang, W.-M. Choi, and K.-Y. Kim, 2011: Statistical simulations of the future 50-year statistics of cold-tongue El Nio and warm-pool El Niño. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **47**, 223-233.

Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.

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 analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, No. D14, 4407 10.1029/2002JD002670.

Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the

- El Nio/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Singh, A., T. Delcroix, and S. Cravatte, 2011: Contrasting the flavors of El NinoSouthern Oscillation using sea surface salinity observations. *J. Geophys. Res.*, **116**, C06016, doi:10.1029/2010JC006862.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño: the dynamic response of the equatorial Pacific to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.
- Yeh, S. W., J.-S. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. P. Kirtman, and F.-F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, **461**, 511-514.
- Yeh, S.-W., B. P. Kirtman, J.-S. Kug, W. Park, and M. Latif, 2011: Natural variability of the central Pacific El Niño event on multi-centennial timescales. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L02704, doi:10.1029/2010GL045886.
- Yu, J.-Y., H. Y. Kao, T. Lee, and S.-T. Kim, 2011: Subsurface ocean temperature indices for Central-Pacific and Eastern-Pacific types of El Niño and La Niña events. *Theor. Appl. Climatol.*, **103**, 337-344.
- Zebiak, S. E. and M. A. Cane, 1987: A model El Nino-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262-2278.