

엘니뇨-남방진동, 인도양 쌍극자 모드, 두 현상의 관련성, 그리고 한반도 기후에 대한 영향

차 은 정^{1,2,*}

¹기상청, 156-720 서울시 동작구 신대방 2동 460-18

²동경대학 기후시스템연구센터, 277-8568, 일본 치바

El Niño-Southern Oscillation, Indian Ocean Dipole Mode, a Relationship between the Two Phenomena, and Their Impact on the Climate over the Korean Peninsula

Eun-Jeong Cha^{1,2,*}

¹Korea Meteorological Administration, Shindaebang-2dong Dongjak-gu, Seoul 156-720, Korea

²Center for Climate System Research, University of Tokyo, 5-1-5, Chiba 277-8568, Japan

Abstract: This paper investigated the relationship between El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and Indian Ocean Dipole (IOD) mode events and the impacts of these two phenomena on the climate, temperature and precipitation, of the Korean Peninsula. Data gathered from 1954 to 2004 were used for analysis, which included NINO 3 index, IOD index, and monthly mean precipitation and temperature at eleven locations in Korea. Statistical results showed that the IOD and ENSO were significantly correlated in Spring and Fall. It was clearly shown that the distribution of the sea surface temperature in the Indian Ocean has seen the Southern and Northern Oscillation in El Niño year, and Eastern and Western in IOD year. On the other hand, in El Niño year, the mean temperature of the Korea Peninsula was lower than normal in Summer and higher in Winter and its precipitation was more than normal in both Summer and Winter. However, significant correlation was not found in IOD year. In addition, the global atmospheric circulations during the major IOD years are less influential, unlike those of El Niño events.

Keywords: El Niño and Southern Oscillation (ENSO), Indian Ocean Dipole (IOD) mode, mean temperature and precipitation of the Korean Peninsula

요 약: 본 연구에서는 엘니뇨현상과 인도양 쌍극자 모드(Indian Ocean Dipole, IOD) 현상의 상호 관련성과, 우리나라 기온, 강수량에 대한 두 현상의 영향을 분석하였다. 1954년부터 2004년까지 51년간 NINO 3 지수, IOD 지수, 그리고 전국 11개 지점 지역평균한 월별 평균기온과 강수량 자료를 사용하였다. 엘니뇨현상과 IOD 현상은 봄과 가을에는 동시 상관관계가 존재한다. 인도양에서 해수면온도 분포는 엘니뇨 해에는 남북진동이, IOD 해에는 동서진동 형태가 뚜렷하였다. 엘니뇨 해 우리나라에서는, 여름철에 냉하다우, 겨울철에 온난다우 경향이 뚜렷한 반면에, IOD 해에는 유의한 상관성을 찾을 수 없었다. 대기대순환에서도 엘니뇨 해에는 우리나라를 포함한 중위도에 통계적으로 신뢰할 만한 편차패턴이 나타나지만, IOD 해에는 그렇지 않았다.

주요어: 엘니뇨-남방진동, 인도양 쌍극자 모드, 한반도 평균기온과 강수량

*Corresponding author: cha@kma.go.kr

Tel: 82-2-2181-0676

Fax: 82-2-2181-0689

서론

남방진동(Southern Oscillation, SO)은 인도네시아 부근을 중심으로 하는 지역과 남동태평양 사이의 대규모 지상기압의 오르내림(seesaw) 현상으로서 한쪽 기압이 높을 때에는 다른 쪽 기압이 낮은 음의 상관관계이다. 이와 같은 상관관계를 정량화한 남방진동지수(SO Index, SOI)는 오스트레일리아 다윈(Darwin)과 남태평양의 타이티(Tahiti) 사이의 기압차로 정의된다. 역사적 배경으로 볼 때, SO에 대한 연구는 인도의 여름철 몬순 예측에 기원을 두고 있다(Walker, 1924).

SO는 적도 동태평양의 해수면 온도(sea surface temperature, SST) 변동 즉, 엘니뇨/라니냐 현상과 강한 상관관계를 보이고 있다. 현재는 남방진동과 엘니뇨 및 라니냐현상은 동일 현상의 각각 대기 쪽과 해양 쪽의 측면이라고 간주되고 있으며 엘니뇨-남방진동(El Niño and Southern Oscillation, ENSO)이라는 용어로 폭넓게 사용되고 있다(Bjerkness, 1969). ENSO는 중요한 열대 해양-대기 결합시스템(coupled system)으로서 적도태평양의 해수면온도 변동과 여기에 수반되는 전 지구적인 대류활동이나 대기대순환의 변동이라고 하는 넓은 관점으로 고찰하게 되었고, 열대지방 뿐만 아니라 전 지구적 규모의 기후시스템에 중요한 영향을 주는 현상이다.

ENSO가 광범위한 열대태평양의 해양-대기 결합시스템인 반면에, 최근 발견된 인도양 쌍극자(Indian Ocean Dipole, IOD) 현상은 주로 인도양에 중점을 둔 지역 해양-대기 결합시스템이다(Behera et al., 1999; Iizuka et al., 2000; Saji et al., 1999; Webster et al., 1999; Yamagata et al., 2002). IOD 현상은 열대 서인도양(50°E-70°E, 10°S-10°N)과 남동인도양(90°E-110°E, 10°S-적도) 사이의 SST 편차로 정의된다. 인도양 해수면 온도에 대한 경험적 직교함수(Empirical Orthogonal Function, EOF) 분석에 의하면, 제1모드는 ENSO(남북진동 모드, cf. Fig. 3) 모드로서 전체변동의 약 30%를, 제2모드는 IOD(동서진동 모드, cf. Fig. 4) 모드로 약 12%를 설명한다(Saji et al., 1999).

IOD의 기원에 대해서는 활발한 논의가 진행 중이다. 첫 번째는 ENSO와 지연상관(e.g., Klein et al., 1999; Lau and Nath, 2000)으로 엘니뇨현상이 최고로 발달한 뒤 3-6개월 뒤에 인도양의 수온상승이 나

타난다는 가설이다. 두 번째 의견은 ENSO와는 독립적인, 인도양 내에 존재하는 internal mode(내부 모드)라는 의견으로서 주로 Saji et al.(1999)와 Webster et al.(1999) 등에 의한 연구이다. 이들은 총 492개의 샘플(12개월×41년) NINO 3 지역의 SST 편차와 IOD 지수 사이의 상관분석결과 두 개 자료사이의 상관계수가 통계적으로 신뢰도가 없어서, 이들은 인도양 내에 존재하는 내부 역학이 IOD을 지배한다고 결론 내렸다. Saji et al.(1999)가 6개의 양의 IOD 해(1961, 1967, 1972, 1982, 1994, 1997)를 제시하였다. 그러나, IOD는 ENSO에 동반되는 현상으로서 열대 동태평양에서 ENSO가 발생할 때 동시에 인도양에서 IOD가 발생한다는 연구결과도 있다(Allan et al., 2001). 이들은 Saji et al.(1999)이 정의한 양의 IOD 발생해 중에서 각각 1972, 1982, 1997년은 강한 엘니뇨 해, 1961(평년 해), 1967(라니냐 해), 1994(약한 엘니뇨 해)로 엘니뇨와 IOD가 중복되는 해-예를 들면, 1972, 1982, 1994, 1997-를 지적하였다. 또한 몇 가지 통계 분석 결과에 의하면(Allan et al., 2001; Baquero-Bernal et al., 2002), 총 40개의 샘플(1개월×40년) 가을철(9월, 10월, 11월)만의 NINO 3 SST 편차와 IOD 지수 사이의 상관계수는 통계적으로 유의한 양의 상관결과가 나타났다. 그러나 가을철을 제외한 다른 계절에는 신뢰도가 없다. 이와 같이 IOD 기원에 대한 논의가 활발한 이유는 통계결과를 지지할 수 있는 IOD에 대한 물리적·역학적 메커니즘이 현재 확실히 밝혀지지 않았기 때문이다(Allan et al., 2001). 한편, Xie et al.(2002)는 관측 자료와 모델 결과를 분석하여 아표면(subsurface)의 수온약층 변동이 남인도양(South Indian Ocean) 해수면 온도변동에 중요한 역할을 하는 것을 밝혀냈다. 하지만, 아표면의 수온약층 변동이 엘니뇨 현상과 관련이 있는지의 여부는 논란 대상이다(Xie et al., 2002).

IOD 기원에 대한 연구와 더불어 흥미로운 연구과제는 IOD가 전 지구 기후에 어떤 영향을 주는가이다. IOD 역시 ENSO 현상처럼 전 지구 기후시스템에 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 몇 가지 과거 연구 결과를 인용하면, 양의 IOD 해에는 인도양에 인접한 지역, 예를 들면, 동아프리카에서는 집중호우와 인도네시아에서는 가뭄 등 직접적인 영향을 준다(Saji et al., 1999). 인도의 여름철 몬순(Ashok et al., 2003a), 동아시아 기후(Guan et al., 2003)에도 영향이 있는 것으로 알려졌다. Saji and Yamagata(2003)는 인도양

에 인접한 국가에서는 IOD와 관련하여 2가지 패턴이 뚜렷한데, 첫 번째는 인도양의 서쪽에 위치한 국가에서는 평년보다 이상(anomalous) 고온다우, 동쪽에 위치한 국가에서는 저온소우이다. 두 번째는 파키스탄에서 남중국에 이르는 아시아 몬순 골(trough) 지역에서는 평년보다 강한 몬순 강수량이 나타난다. 한편, 인도양과 지리적으로 떨어져 있는 유럽, 북동 아시아, 북미, 남미, 그리고 남아프리카에서도 IOD와 상관관계를 보여주는데 이들 지역에서는 양의 IOD 해에는 고온소우 경향이 뚜렷하다.

그러나, IOD에 의한 한국을 포함한 극동아시아의 기후에 대한 영향은 아직 연구가 활발하지 않다. 따라서 이 논문의 목적은 두 가지로, 첫 번째는 엘니뇨와 IOD가 서로 어떤 관계인지 찾아내는 것이고, 두 번째는 두 현상이 각각 우리나라에 기후에 주는 영향을 동일한 분석 방법을 사용하여 비교·분석하는 것이다. 2절에는 본 연구에 사용된 자료와 3절에는 분석결과, 그리고 4절에는 결론에 대하여 정리하였다.

한 가지 첨가하고 싶은 내용은 중위도에 위치한 우리나라 기후시스템은 엘니뇨나 IOD 현상 등 열대로부터의 영향도 받지만 동시에 중·고위도의 영향을 받는다. 예를 들면, 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation, NAO; Walker and Bliss, 1932), 북극진동(Arctic Oscillation, AO; Thompson and Wallace, 1998) 또는 북반구 환상모드(Northern Annular Mode, NAM; Limpasuvan and Hartmann, 1999)이다. 이 현상은 북반구 겨울철의 해면기압의 경험적 직교함수(Empirical Orthogonal Function, EOF)의 첫 번째 주요모드로 북반구 겨울철 기후와 밀접한 관련이 있는 것으로 알려져 있다(Watanabe and Nitta, 1999; Cha, 2005).

자 료

본 연구에서 사용된 우리나라 평균 기온, 강수량 자료는 한국기후표(기상청, 1991)의 관측지점 중 1954년 이후 장기간 지상 관측을 수행하고 있는 11개 관측지점(강릉, 서울, 인천, 전주, 광주, 목포, 여수, 포항, 대구, 울산, 부산)의 월평균값을 사용하여 지역 평균하였다.

그리고, 대기대순환 분포를 분석하기 위하여 National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research(NCEP/NCAR, Kalnay et al., 1996) 재분석 자료를 사용하였다.

해수면 온도 감시 구역(monitring area)의 지수는 일본 기상청(Japan Meteorological Agency, JMA)의 자료를 사용하였으며, 홈페이지(<http://www.data.kishou.go.jp/climate/diag/index.html>)에서 자료를 구하였다. 본 연구에 사용된 SST 감시구역은 3개 지역으로, NINO WEST(EQ.-14°N, 130°-150°E), NINO 4(4°N-4°S, 160°E-160°W), 그리고 NINO 3(4°N-4°S, 150°-90°W)이다.

한편, 앞에서 언급했듯이, Saji et al.(1999)는 IOD 지수를 열대 서인도양 (50°-70°E, 10°S-10°N)과 열대 남동인도양(90°-110°E, 10°S-EQ.) 지역의 SST 차로 정의하였다. 본 연구에서는 이 정의를 따라 1954년부터 2004년까지 영국 기상청(UK Met Office)의 GISST (Parker et al., 1995)를 사용하여 다시 계산하였다.

엘니뇨 해와 IOD 해의 SST와 대기대순환 분포를 비교·분석하기 위하여 합성 분석(composite analysis)을 하였다. 엘니뇨 해는 Cha(2005)의 10개의 엘니뇨 해(1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1982, 1987, 1991, 1993, 1997), 그리고 IOD 해는 Saji et al.(1999)가 제시한 6개의 양의 IOD 해(1961, 1967, 1972, 1982, 1994, 1997)를 선택하였다. 공간분포의 유의수준을 평가하기 위하여 *t*-test를 적용하였다.

모든 자료의 기간은 1954년부터 2004년(51년간)까지로 하였고, 차(anomaly)는 같은 기간의 월별 기후값을 제거하여 계산하였다.

결 과

ENSO와 IOD의 상호관련성

ENSO 지수와 IOD 지수의 상관관계 분석: Fig. 1에 10개의 엘니뇨 해와 6개의 양의 IOD 해의 NINO 3 지역에서 합성한 SST 편차 시계열이다. 전형적인 엘니뇨현상은 봄철에 발생하기 시작하여 여름철에 급격히 발달, 겨울철에 최고로 발달하고 이듬해 봄에 쇠퇴기로 접어든다. IOD 해의 SST 편차도 역시 봄에 발생, 여름에 발달, 겨울에 최성숙기에 도달하고, 그리고 다음 해 봄철에 소멸하는 시계열을 보여준다. Fig. 1에서 알 수 있는 것처럼, 엘니뇨와 IOD 현상은 발생-발달-최성숙기-쇠퇴-소멸의 유사한 시계열을 보여서 동시에 발생 바뀌어 말하면, IOD는 열대 태평양에서 발생하는 엘니뇨에 동반되어 인도양에서 나타나는 지역적인 SST 상승효과라고 할 수 있다. 단, IOD 해의 SST 편차가 엘니뇨 해와 비교해 보면, 발

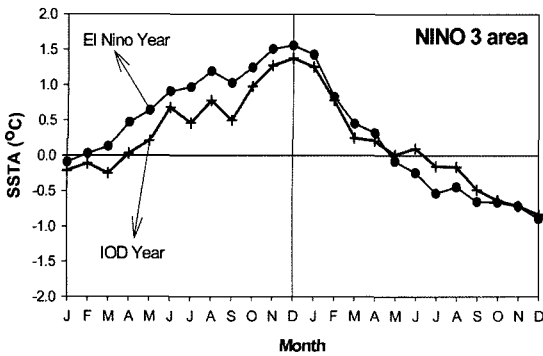


Fig. 1. Time evolution of composite SST anomalies during El Niño (solid line with circle) and IOD (solid line with cross) events over the NINO 3 area.

생해 봄철부터 12월까지 작은 것으로 나타났다. 엘니뇨 해와 IOD 해의 SST 편차 시계열만으로는 두 현상의 상관관계를 알기 어렵다. 그래서, ENSO와 IOD와의 뚜렷한 상호관련성을 분석하기 위하여, 1954부터 2004년까지 51년간 NINO 3 지역의 SST 편차와 IOD 지수의 월별로 동시상관 및 지연상관계수를 계산하였다. 상관계수 계산에는 Ashok et al.(2003)의 방법 인용하였고, 표본 수는 모두 51년×12달 = 612개로, 상관계수가 ±0.27이면 95% 이상 유의수준을 갖게 된다.

엘니뇨와 IOD, 두 현상의 지연상관에서는 의미 있는 결과를 찾지 못했다(그림 생략). 그러나, 동시상관에서는 특정 계절에 유의한 결과가 나타났다(Fig. 2(a)). 봄철에는 음의 상관관계가 뚜렷하다가, 봄에서 여름으로 계절이 진행됨과 동시에 음에서 양의 상관관계로 전환되며 가을까지 양의 상관관계가 지속, 특히 10월, 11월에 최대값이 나타난다. 즉, 엘니뇨현상이 최대일 때, IOD 현상도 최대로 발달할 가능성이 크다. 이와 같이, 가을철에 두 현상 사이에 양의 상관관계가 존재한다는 결과는 Allan et al.(2001), Ashok et al.(2003), Saji et al.(1999), Xie et al.(2002)과도 일치한다. 또한, 봄(3월, 4월)에도 유의한 음의 상관관계가 있다. 그러나 봄철의 음의 상관관계에 대해서는 아직까지 인용할 만한 연구결과가 없어서 이 결과가 단순 통계 결과인지, 아니면 봄철(엘니뇨 발생시기)에 두 현상 사이에 미지의 역학적 메커니즘이 존재하는지 여부에 대해서는 의문적이다. 그래서 본 논문의 후속편으로 이 부분에 대하여 준비 중이다.

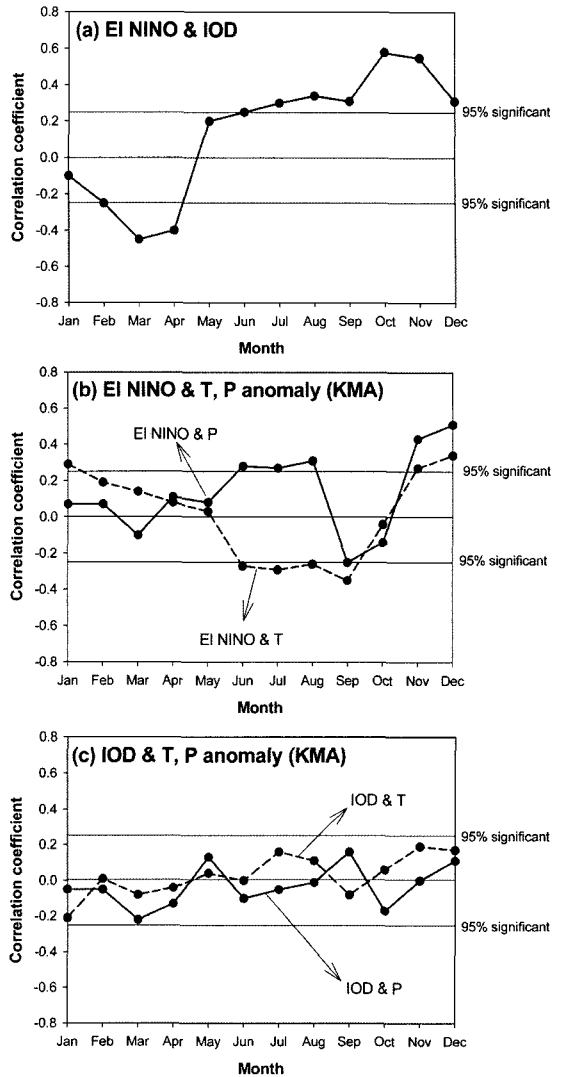


Fig. 2. (a) Simultaneous correlation coefficient between the monthly NINO 3 SST anomaly and the IOD index. The abscissa represents the simultaneous correlation between two time series in months. The solid line denotes significant at 95% level. (b) As in Fig. 2(a), except for simultaneous correlation coefficient between the NINO 3 SST anomaly and KMA temperature (dashed line) and rainfall (solid line) anomaly. (c) As in Fig. 2(a), except for simultaneous correlation coefficient between the IOD index and KMA temperature anomaly (dashed line) and rainfall (solid line) anomaly.

ENSO 지수와 IOD 지수와 남한의 평균기온, 강수량 사이의 상관관계: Fig. 2(b)는 NINO 3 SST 편차와 우리나라 평균 기온(점선), 강수량(실선) 사이의 월별 동시상관계수이다. 전반적으로 상관관계가 크지

않지만, 계절에 따라 상관계수가 큰 기간이 존재하고 있다. 엘니뇨와 여름철 기온과는 음의 상관을 겨울철 기온과는 양의 상관관계가 뚜렷하게 보인다. 즉, 엘니뇨 해 여름철에는 냉해 경향이, 겨울철에는 난동 경향이 있다. 이와 같은 결과는 엘니뇨와 한국의 기온 경향에 대한 과거의 통계적인 연구결과들과 동일하다(강인식, 1998; 차은정 외, 1999). 한편, 일본(Research and Development Bureau, 2000)과 중국(Chinese National Climate Center, 1999)에서도 엘니뇨 해 여름철에는 냉해, 겨울철에는 난동이라는 통계 결과가 있다. 95% 이상의 유의수준에서 엘니뇨 해 여름철과 겨울철로 모두 다우 경향을 보여준다(Fig. 2(b)의 실선). 이는 기존의 결과(안중배 외, 1997; 차은정 외, 1999; 전종갑 외, 2000)의 연구결과와 유사하다.

엘니뇨 해 여름철 동아시아의 냉하다우와 겨울철 난하다우 경향에 대한 역학적 설명이 각각 Cha(2005)와 Wang et al.(2000)에 의하여 제시되었다. Cha(2005)는 엘니뇨 해 여름철 동아시아의 냉하다우는 같은 시기에 유라시아 상층에 존재하는 저기압성 편차가 그 원인이라고 설명하였다(cf. Fig. 5b). 한편, 엘니뇨 해 겨울철 동아시아 난하다우는 Wang et al.(2000)가 제시한 Pacific-East Asia(PEA) 원격 상관 패턴으로 설명할 수 있다. PEA는 엘니뇨 해 늦가을에서 겨울철에 필리핀 해상 근처에 존재하는 이상(anomalous) 하층 고기압성 순환으로 태평양과 동아시아를 연결하는 원격상관이다. PEA는 열대의 온난습윤한 공기를 동아시아 쪽으로 수송하여 엘니뇨 해 겨울철의 따뜻한 겨울이 되기 쉬운 조건을 제공한다. 이와 같은 통계적·역학적 연구를 종합해 보면, 엘니뇨현상은 특정 계절에 우리나라 기온과 강수량에 영향을 주는 것을 알 수 있다.

그렇다면, IOD는 우리나라 평균기온과 강수량에 어떤 영향을 줄까? Fig. 2(c)는 IOD 지수와 우리나라 기온과 강수량 사이의 월별 동시상관계수이다. 기온(점선)과 강수량(실선) 모두, 엘니뇨 결과(Fig. 2(b))와 비교해 볼 때, 상관관계가 낮으며 통계적으로 유의하지 않다. 또한 상관관계가 강한 특정 시기도 보이지 않는다. 이 결과로부터 IOD는 ENSO 비하여 우리나라의 기온과 강수량에는 통계적으로 신뢰할만한 영향이 뚜렷하지 않거나 적은 것으로 해석할 수 있다.

엘니뇨 해와 IOD 해의 SST 합성도 분석

엘니뇨 해와 IOD 해의 SST와 대기대순환 분포를 비교·분석하기 위하여 합성 분석을 하였다.

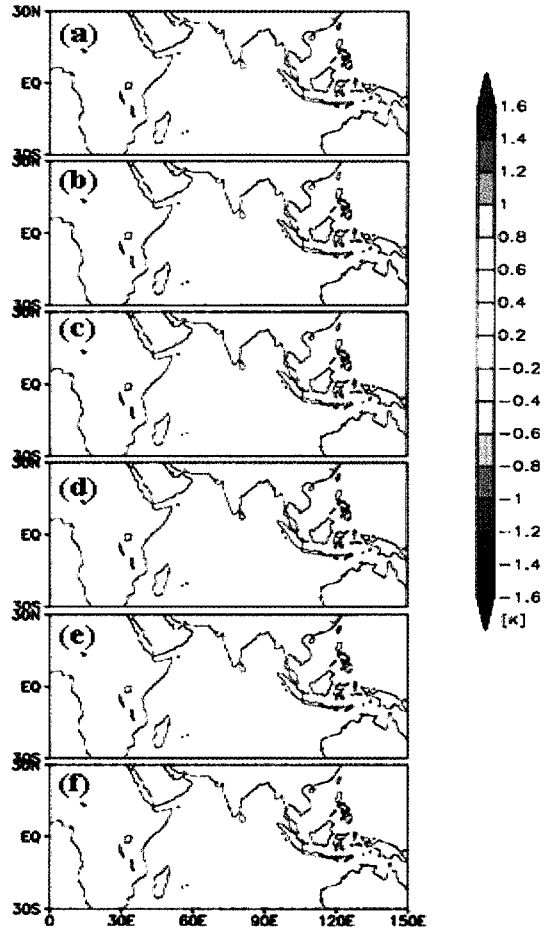


Fig. 3. A composite map of El Niño events. Evolution of composite SST anomalies from (a) March to May [MAM (0)], (b) June to August [JJA (0)], (c) September to November [SON (0)], (d) December to following February [DJF (0)], (e) March to May more than a year after the onset [MAM (+1)], and (f) June to August more than a year after the onset [JJA (+1)], respectively.

엘니뇨와 IOD 해의 해수면 편차 분포: Fig. 3은 엘니뇨 해, Fig. 4는 IOD 해의 인도양의 SST 편차 분포를 계절별로 나타내었다. 봄(3, 4, 5월)-여름(6, 7, 8월)-가을(9, 10, 11월)-겨울(12, 1, 2월)-그 다음 해 봄(3, 4, 5월)-그 다음 해 여름(6, 7, 8월)이다. 엘니뇨와 IOD 두 현상 모두 봄철[Figs. 3(a)과 4(a)]에 발생하여 가을-겨울철[Figs. 3(c)과 4(c)] 사이에 최성숙기를 보여준다. 엘니뇨 해(Fig. 3)와 IOD 해(Fig. 4)의 가장 큰 차이점은 2가지로 요약할 수 있다. 그 첫 번째는 엘니뇨 해는 SST 편차 분포가 남북진동 형태로 큰 값의 양의 SST 편차는 적도에서 북위 20° 해양에

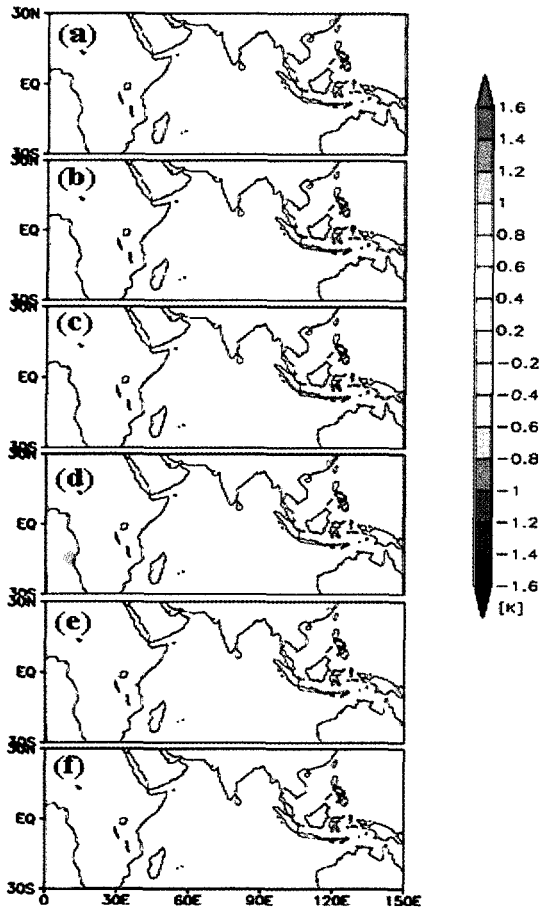


Fig. 4. As in Fig. 3, except for positive IOD years.

뚜렷하게 나타나는 반면, IOD 해는 해양대륙 (Maritime continent) 부근에 음의 SST 편차가, 아라비아 반도(적도-10°N, 60°E)에 양의 SST 편차를 갖는 동서진동 형태가 뚜렷하다.

엘니뇨와 IOD 해의 대기 대순환 특징: Fig. 5는 엘니뇨 발생해 봄철부터 [MAM(0)로 표시] 발생해 다음의 여름철까지 [JJA(+1)로 표시] 총 6개 계절별로 나타낸 200 hPa 지오퍼텐셜 고도이다. 51년 동안 (1954부터 2004년) 발생한 10개의 엘니뇨에 대하여 합성분석을 하였다. 합성한 편차의 공간분포 신뢰도를 검증하기 위하여 t-test를 실시하였고, 95% 신뢰도를 갖는 영역은 음영으로 표시하였다. 참고로 합성분석은 NCEP/NCAR 재분석 자료 중 전체 고도(17층)에 대하여 지오퍼텐셜 고도, 기온, 동서·남북 성분 바람, 비습 등 주요 기상변수에 대하여 계산하였

으며 그 결과들 중에서 편차 분포가 가장 뚜렷한 200 hPa 지오퍼텐셜 고도 편차 분포를 Fig. 5에 나타내었다. 라니냐 해에 대해서도 동일한 합성분석을 하여 공간분포를 살펴보았는데, 엘니뇨 사례와 대칭적인 공간분포를 나타내었다(그림 생략).

엘니뇨 발생해 봄철(Fig. 5a)은 뚜렷한 편차 패턴은 보이지 않는다. 이는 봄에 막 발생하기 시작한 엘니뇨가 아직은 전지구 규모의 대기대순환에 영향을 주지 않는 것으로 해석할 수 있다. 그러나 여름철이 되면 봄철과는 전혀 다른 몇 가지 중요한 특징들이 열대와 중위도 지방에 나타난다(Fig. 5b). 그 첫 번째 특징은 열대 지방(30°S-30°N)을 둘러싸고 있는 양의 지오퍼텐셜 고도 편차이다. 이 환상(環狀) 편차 패턴은 관측자료 분석(Branstator, 1990; Kang and Lau, 1994; von Storch, 1999)에 의한 대기대순환과 대기-해양 결합모델 결과에서도 확인된 제1모드이다.

Watanabe et al.(2002)에 이 환상 모드를 Tropical Axisymmetric Mode(TAM)이라 명명하고, 기후값의 SST를 적용한 장기간 AGCM 실험 결과의 EOF 분석의 제1모드로 나타났다. 이것은 TAM은 SST 변동과 관계없이 열대 상공에 항상 존재하는 모드이다. 그러나 TAM은 엘니뇨현상에 동반되는 가열(heating)에 의하여 보다 쉽게 유발(triggering) 된다. 열대의 환상모드 중, 엘니뇨 발생 해역 위에 두 개의 뚜렷한 고기압성 편차 구조 [H_M (은 북반구)과 H_S (은 남반구)로 각각 표시] 를 가지고 있다. 이 쌍극자 구조는 가을(Fig. 5c)에 더욱 발달하여 겨울(Fig. 5d)이 되면 가장 발달하고, 엘니뇨 발생 다음해의 봄철(Fig. 5e)까지 적도 상공에 존재하지만, 여름철에는 완전히 사라진다(Fig. 5f).

그 두 번째 특징은 중위도에 나타나는 음의 지오퍼텐셜 고도 편차이다. 봄철에는 열대지방과 마찬가지로 뚜렷한 특징은 보이지 않는다. 여름철에는 음의 고도 편차는 동반구(Eastern Hemisphere)에, 즉 북반구의 유라시아 대륙과 남반구의 중위도 해상에 나타났다. 이 편차 패턴은 적도에 대하여 대칭적인 구조를 갖고 있으며, 대칭구조는 북반구쪽이 남반구쪽에 비하여 뚜렷한데, 그 이유는 유라시아 대륙의 산악지형과 대륙-해양의 분포 때문으로 고려된다. 고도편차에서 나타나는 저기압 편차는 기온, 바람 등의 다른 기상 변수에서도 동일하게 나타난다(그림 생략).

Cha(2005)는 유라시아 대륙에 위치한 음의 고도 편차를 Eurasian Teleconnection(ET) 패턴이라고 명명

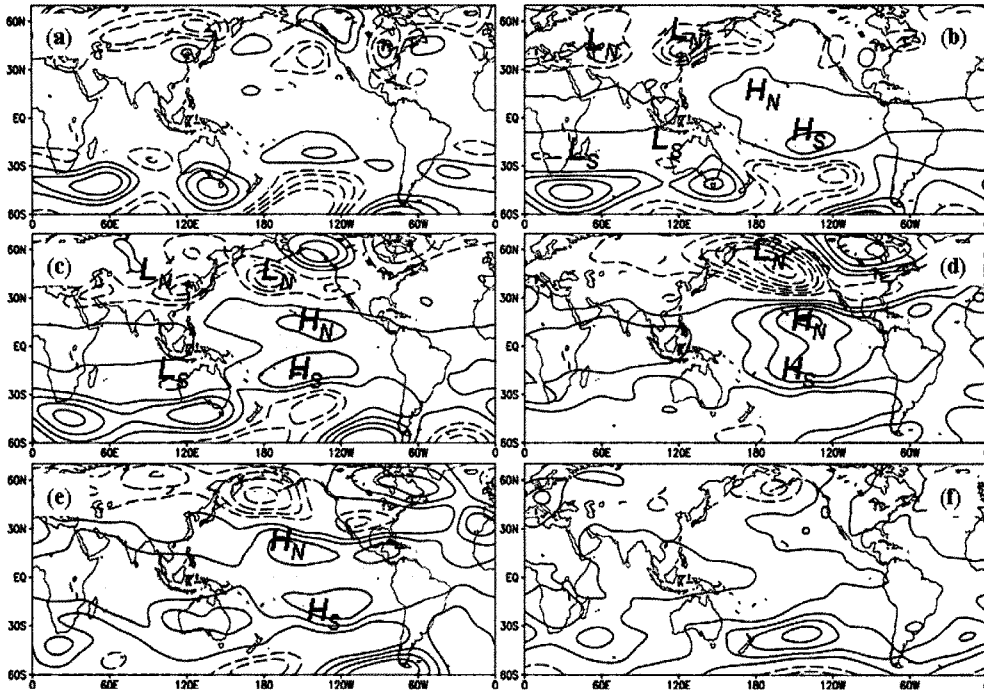


Fig. 5. A Composite El Niño events maps of 200 hPa geopotential height anomalies from (a) March to May [MAM (0)], (b) June to August [JJA (0)], (c) September to November [SON (0)], (d) December to following February [DJF (0)], (e) March to May more than a year after the onset [MAM (+1)], and (f) June to August more than a year after the onset [JJA (+1)], respectively. Contour interval is 10 m. Zero contours are suppressed. Shaded areas indicate statistical significance at the 95 % level. Labels H_N and L_N indicate anticyclone and cyclone, respectively in the Northern Hemisphere, while H_S and L_S indicate anticyclone and cyclone, respectively in the Southern Hemisphere.

하고, ET가 엘니뇨 발생해 여름철 동아시아에서 경험적, 통계적 연구에서 자주 언급되었던 냉하의 원인이라는 것을 밝혔다. ET는 그동안 연구자 사이에서 논쟁이 되었던 엘니뇨 발생 해 또는 발생 해 다음 여름철의 냉하 경향에 대하여 확실한 결과를 제시하였다. ET 발생 기원에 대한 역학적 설명은 Cha (2005)에서 볼 수 있다.

가을(Fig. 5c)에는 ET가 약해지는 반면, 알류산 저기압이 발달하기 시작하면서 Pacific-North American (PNA) 패턴이 형성된다. 겨울이 되면서(Fig. 5d)에는 완전한 형태의 PNA가 나타난다. 그러나 봄철에는 (Fig. 5e)에는 유의한 편차를 찾아볼 수 없다. 흥미로운 사실은 적도의 TAM은 엘니뇨 발생과 더불어 강해지는 반면, 남·북반구 중위도에 위치한 음의 고도 편차는 가을에는 약해지고(Fig. 5c) 겨울철에는 완전히 사라진다(Fig. 5d). 대신 가을철부터 PNA 패턴과 유사한 파동형태의 고도편차가 서반구(Western Hemisphere) 즉, 북미 지역에 나타나기 시작하고 겨울철에는 PNA

패턴이 형성된다. 한편, Fig. 5e는 엘니뇨 발생 다음의 봄철 고도 편차도로, 중위도에는 어떠한 편차 패턴도 보이지 않지만, 적도에는 TAM이 계속 보인다. 이와 같은 사실은 비록 엘니뇨가 이 시기에 소멸되기는 하지만 그 영향은 봄철까지 지속됨을 의미하고 여름철이 되어서야 엘니뇨의 영향이 전부 소멸된다 (Fig. 5f). 엘니뇨 해 발생해의 여름철에 영향이 뚜렷하고, 발생해 다음은 전부 소멸된다.

Fig. 6는 Fig. 5와 동일하지만, 6개 정(+)의 IOD 발생해 봄철부터 [MAM(0)로 표시] 발생 다음해 여름철까지 [JJA(+1)로 표시] 계절별로 200 hPa 지오포텐셜 고도이다. IOD 합성분석은 엘니뇨 해 합성분석에 비하여 전체 계절에 대하여 95% 신뢰도를 갖는 편차는 약하고 계절별 연관성이 약하다. 봄철(Fig. 6a)에는 북아프리카에 음의 고도편차 북미 대륙에 양의 고도편차가 있지만 이 편차 패턴은 여름(Fig. 6b)이 되면 없어진다. 가을(Fig. 6c)에는 0-140°E(인도양) 지역에 적도를 중심으로 음의 고도편차가 대칭적인

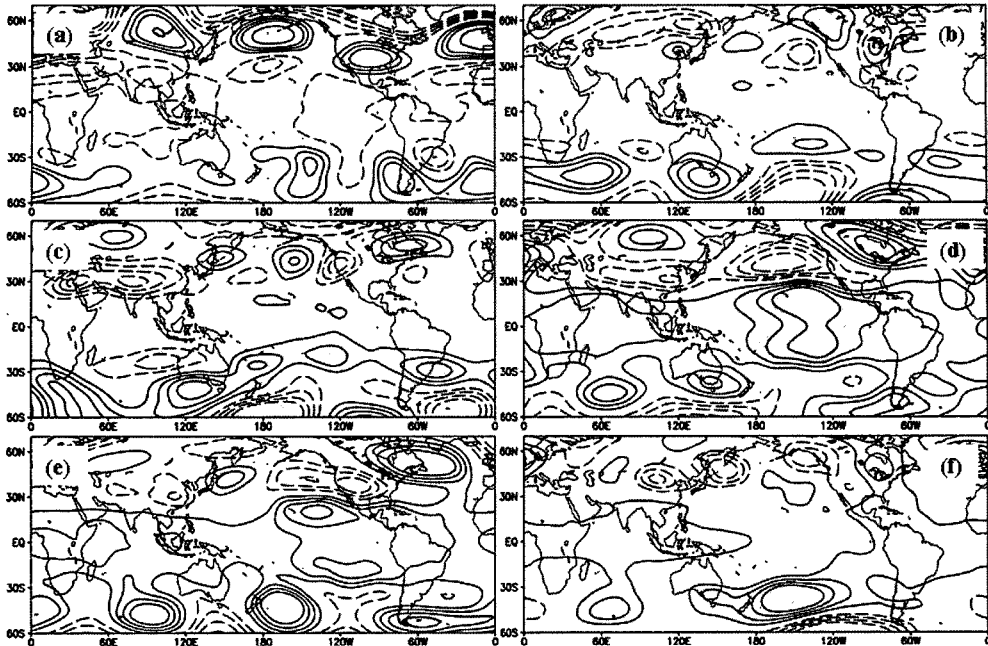


Fig. 6. As in Fig. 5, except for positive IOD years.

특징을 보인다. 겨울철(Fig. 6d)에는 적도 동태평양 상층에 두 개의 고기압성 편차가 뚜렷하게 보이지만, 엘니뇨 해 합성결과(Fig. 5d)와는 달리 PNA 패턴과 적도를 둘러싸고 있는 정의 고도편차는 보이지 않는다. Fig. 6e는 IOD 발생 다음해 봄철로서 적도 동태평양에 두 개 고기압성 편차 분포는 나타나지만, 통계적으로 유의한 것은 북반구에 위치한 고기압성 편차뿐이다. IOD 발생 다음해의 결과(Fig. 6f)에서도 신뢰도가 있는 결과는 없는 것으로 나타났다. 그러나, IOD 해 합성 분석은 엘니뇨 해에 비하여 열대 그리고 중위도 지방에서 체계적이고 일관성 있는 편차의 발달이 보이지 않는다.

결론

본 연구에서는 ENSO와 IOD 현상의 상호관련성이 현상들의 우리나라 기후에 대한 영향을 1951년부터 2004년까지 51년간 한반도 관측 자료와 전구 관측 자료를 근거로 분석하였다.

ENSO와 IOD, 두 현상 사이에는 특정 계절-봄에는 음, 그리고 가을에는 양의 상관이 존재하였다. ENSO 해에 한반도의 기온과 강수량은 여름철에 저온다우, 겨울철에 고온다우 경향이 뚜렷하게 나타났으나,

IOD 현상은 우리나라 기온과 강수량에 대한 영향이 적은 것으로 나타났다.

엘니뇨 해와 IOD 해에 대한 SST 편차 합성 분석 결과, 공간적으로 다르게 나타났다. 인도양에서 SST 편차 분포는 엘니뇨 해에는 남-북 진동 모드가, IOD 해에는 동-서 진동 모드가 탁월하였다.

계절별 200 hPa 지위고도 합성 편차 분석을 통하여 엘니뇨 해에 탁월한 공간분포를 분석하였다. 엘니뇨가 발생한 봄철에는 적도 및 중위도 지방 모두 특별한 편차를 없었다. 그러나 적도지방은 엘니뇨 발생 여름철부터 그 다음 해 봄철까지 지속적으로 양의 편차가 뚜렷하였다. 한편, 중위도 지방에서 여름철은 동반구에서 적도에 대한 대칭구조가 나타났고, 겨울철은 서반구에서 PNA 형태의 편차분포가 나타났다. 가을철은 전이기간으로, ET는 약해지고 PNA 패턴이 발달하기 시작하였다. 흥미로운 사실은 엘니뇨가 쇠퇴기로 접어드는 봄철에도 적도에는 양의 편차가 뚜렷한 반면, 중위도에는 뚜렷한 편차는 없다. 엘니뇨 발생 다음해의 여름철이 되면 전지구에 유의한 편차는 사라진다.

그러나 IOD 해의 합성분석에서 적도 및 중위도 지방 모두 시간 발달에 따른 고도편차의 체계적인 발달이 보이지 않았다. 가을철에만 인도양에 인접한

30°S-30°N 지역에서만 음의 고도편차가 나타났다. 겨울철에는 PNA 패턴 형태의 고도편차가 보이기는 하지만, 열대 동태평양 상공의 양의 고도편차만 통계적으로 유의하였다.

이 연구는 ENSO와 IOD, 두 현상 사이의 상호관련성, 그리고 각 현상이 우리나라 기후와의 관계에 대하여 간단하게 비교·분석하였다.

본 연구 결과는 ENSO와 IOD는 봄과 가을철에 상관성이 높다는 기존의 결과와 일치하고 있다. 그러나 현재로서는 IOD 발생해가 6해(1961, 1967, 1972, 1982, 1994, 1997)에 그쳐, 샘플수가 제한되어 있어서(Saji et al., 1999) 통계적 의미를 부여하기는 어렵다. 또한, 6개의 IOD 발생해 중 3년(1972, 1982, 1997)은 ENSO 해와 중복되는 해가 있어서 ENSO와 IOD의 영향을 정량적으로 분리하기에는 어렵다.

그리고 왜 특정 계절-봄 또는 가을에 두 현상이 강한 상관관계를 보이는지, IOD 현상의 역학적 기원 등, 여러 가지 흥미로운 연구 과제가 많이 남아 있다. 이 논문 결과를 바탕으로 보다 심층적인 연구가 이루어져 열대지방에서 나타나는 ENSO와 IOD 현상이 어떤 과정으로 우리나라 및 전 지구 기후계에 영향을 주는지 체계적인 연구를 기대한다.

감사의 글

본 논문은 일본 동경대학(University of Tokyo), 기후시스템연구센터(Center for Climate System Research, CCSR)의 Prof. M. Kimoto 지도하에 동경대학에 제출한 저자의 박사논문 중 일부입니다. 이 연구는 일본 과학기술청(Japan Science and Technology Agency) 연구사업 중 한 과제인 “R&D of Hydrological Modeling and water Resources System, Core Research for Evolutional Science and Technology (CREST)”과 “Japan Society for the Promotion of Science(JSPS) Postdoctoral Fellowship” 수행의 일환으로 이루어졌습니다.

참고문헌

강인식, 1998, 엘니뇨와 한반도 기후변동의 관련성. 한국기상학회지, 34(3), 390-409.
 기상청, 1991, 한국기후표 I, 동진문화사, 서울, 230 p.
 안중배, 류정희, 조익현, 박주영, 류상범, 1997, 한반도 기온 및 강수량과 적도 태평양 해면 온도와의 상관관계에

관한 연구. 한국기상학회지, 33(3), 487-495.
 전종갑, 유수현, 문병권, 예상욱, 2000, 열대지방의 이상기상 현상이 극동 아시아 강수량 분포에 미치는 영향. 한국기상학회지, 36(5), 537-550.
 차은정, 전종갑, 정효상, 1999, 엘니뇨/라니냐 해의 우리나라 기후 특성에 관한 연구. 한국기상학회지, 35(1), 98-177.
 Allan, R., Chambers, D., Drosowsky, W., Hendon, H., Latif, M., Niholls, N., Smith, I., Stone, R., and Tourre, Y. 2001, Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño-Southern Oscillation?. CLIVAR Exchanges, 6, 18-22.
 Ashok, K., Guan, Z., and Yamagata, T., 2003, A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean dipole. Journal of the Meteorological Society of Japan, 81, 41-56.
 Behera, S.K., Krishnan, R., and Yamagata, T., 1999, Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. Geophysical Research Letters, 26, 3001-3004.
 Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Monthly Weather Review, 97, 163-172.
 Baquero-Bernal, A., Latif, M., and Legutke, S., 2002, On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. Journal of Climate, 15, 1358-1368.
 Branstator, G., 1990, Low-frequency patterns induced by stationary waves. Journal of Atmospheric Science, 47, 629-648.
 Cha, E.J., 2005, A diagnostic and numerical study on seasonal predictability over the Northern Hemisphere. Unpublished Ph. D. dissertation, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 138 p.
 Chinese National Climate Center, 1999, China's 98 flood and climate anomaly. China Meteorological Administration, Peking, China, (in Chinese), 51 p.
 Guan, Z., Ashok, K., and Yamagata, T., 2003, Summer-time response of the tropical atmosphere to the Indian Ocean sea surface temperature anomalies. Journal of the Meteorological Society of Japan, 81, 533-561.
 Iizuka, S., Matsuura, T., and Yamagata, T., 2000, The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model. Geophysical Research Letters, 27, 3369-3372.
 Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Wollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 437-471.

- Kang, I.S. and Lau, K.M., 1994, Principal modes of atmospheric circulation anomalies associated with global angular momentum fluctuations. *Journal of Atmospheric Science*, 51, 1194-1205.
- Klein, S.A., Soden, B.J., and Lau, N.-C., 1999, Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 12, 917-932.
- Lau, N.-C. and Nath, M.J., 2000, Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *Journal of Climate*, 13, 4287-4309.
- Limpasuvan, V. and Hartmann, D.L., 1999, Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophysical Research Letters*, 26, 3133-3136.
- Parker, D.E., Folland, C.K., Bevan, A., Ward, M.N., Jackson, M., and Maskell, K., 1995, Marine surface data for analysis of climatic fluctuations on interannual to century time scales. Martinson D.G (eds.), *Natural Climate Variability on Decade to Century Time Scales*, National Academy Press, New York, 241-250.
- Research and Development Bureau, 2000, Dynamics and predictability of ENSO system. *Science and Technology Agency*, 12, 1-75.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., and Yamagata, T., 1999, A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- Saji, N.H. and Yamagata, T., 2003, Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Climate Research*, 25 (2), 171-178.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M., 1998, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25, 1297-1300.
- von Storch, J.S., 1999, The reddest atmospheric modes and the forcings of the spectra of these modes. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 1614-1626.
- Walker, G.T., 1924, Correlations in seasonal variations of weather, IX. *Memories of Indian Meteorological Department*, 24 (4), 275-332.
- Walker, G.T. and Bliss, E.W., 1932, *World Weather*, V. *Memoirs of Royal Meteorological Society*, 4, 53-84.
- Wang, B., Wu, R., and Fu, X., 2000, Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate?. *Journal of Climate*, 13, 1517-1536.
- Watanabe, M. and Nitta, T., 1999, Decadal change in the atmospheric circulation and associated surface climate variation in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Climate*, 12, 494-510.
- Watanabe, M., Jin, F.F., and Kimoto, M., 2002, Tropical Axisymmetric mode of variability in the atmospheric circulation: Dynamics as neutral mode. *Journal of Climate*, 15, 1537-1554.
- Webster, P.J., Moore, A.M., Loschnigg, J.P., and Leben, R.R., 1999, Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98, *Nature*, 401, 356-360.
- Xie, S.-P., Annamalai, H., Schott, F.A., and McCreary, J.P. Jr., 2002, Structure and mechanisms of south Indian Ocean climate variability. *Journal of Climate*, 15, 864-878.
- Yamagata, T., Behera, S.K., Rao, S.A., Guan, Z., Ashok, K., and Saji, H.N., 2002, The Indian Ocean Dipole: a physical entity. *CLIVAR Exchanges*, 24, 15-18.

2006년 8월 1일 접수
 2006년 12월 5일 수정원고 접수
 2006년 12월 21일 채택