

매든-줄리안 진동 (Madden-Julian oscillation)

Written by Prof. 서 경 환

부산대학교 대기환경과학과

들어가며

1971년 미국 국가 대기연구센터인 NCAR의 Roland Madden과 Paul Julian이 중앙태평양의 Canton 섬에서의 바람 관측을 통하여 처음으로 하층의 동서 바람이 40일 근처의 주기로 진동하고 있음을 알렸다. 이들의 이름을 딴 이 MJO(Madden-Julian Oscillation)는 열대지역에서 발생하는 바람 및 대류 구름의 집합체가 30일에서 70일 (또는 30일에서 90일)정도의 주기로 진동하는 현상으로 계절 내 변동 중 30~50 % 정도를 차지하는 가장 중요한 대기의 물리 모드이다.

MJO는 대규모 대기 순환과 심층 대류가 결합된 시스템이며 인도양에서 중앙태평양으로 느리게 동진하는 특성을 가진다 (그림 1.1). 또한 열대에서 발생하는 MJO는 강수와 바람을 동반하며 이동하기 때문에 적도 지역의 날씨·기후에 직접적으로 영향을 미친다. 이 뿐 아니라 강수 현상 시 발생하는 응결 잠열의 방출을 통해 대기에서 로스비 파동(Rossby wave)이 만들어져 원격상관(teleconnection)을 야기시켜 훨씬 멀리 떨어져 있는 중·고위도지역의 날씨·기후에도 영향을 끼치고 있다 (그림 1.2). 이번 장에서는 MJO의 특징과 MJO 발달 이론에 대해 살펴보고 MJO의 가열 성분에 의한 중·고위도로의 원격상관에 대해서 알아본다.

매든-줄리안 진동

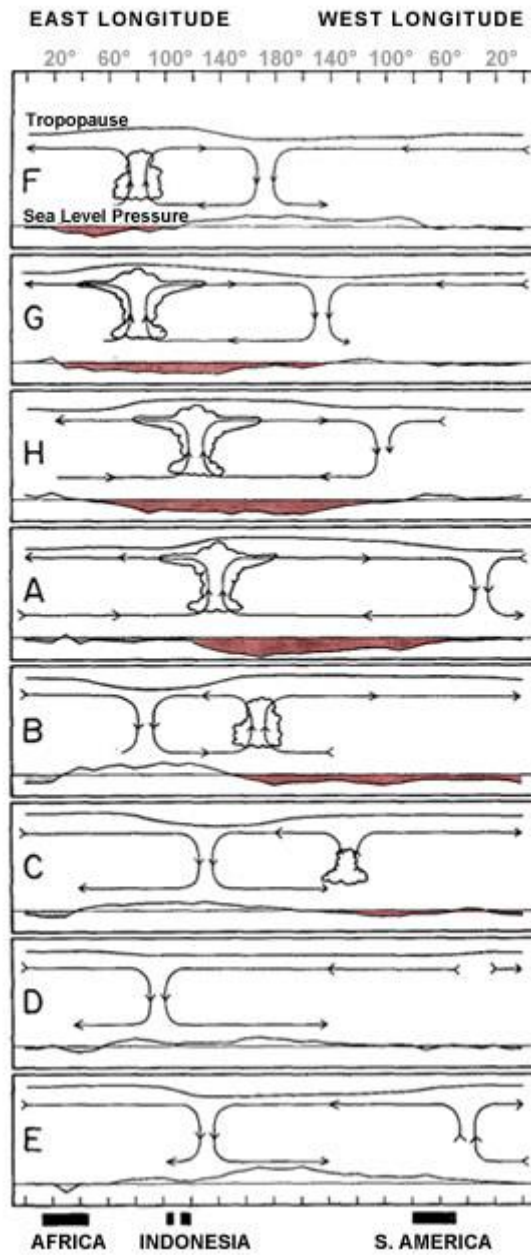


그림 1.1 MJO의 공간적인 전파 특징을 보여주는 그림. 각 패널 그림은 아래로 갈수록 시간이 증가함. 해수면기압을 아래에 표시하였고 특히 음의 값은 붉은 색으로 표시 되었음 (Madden and Julian 1972).

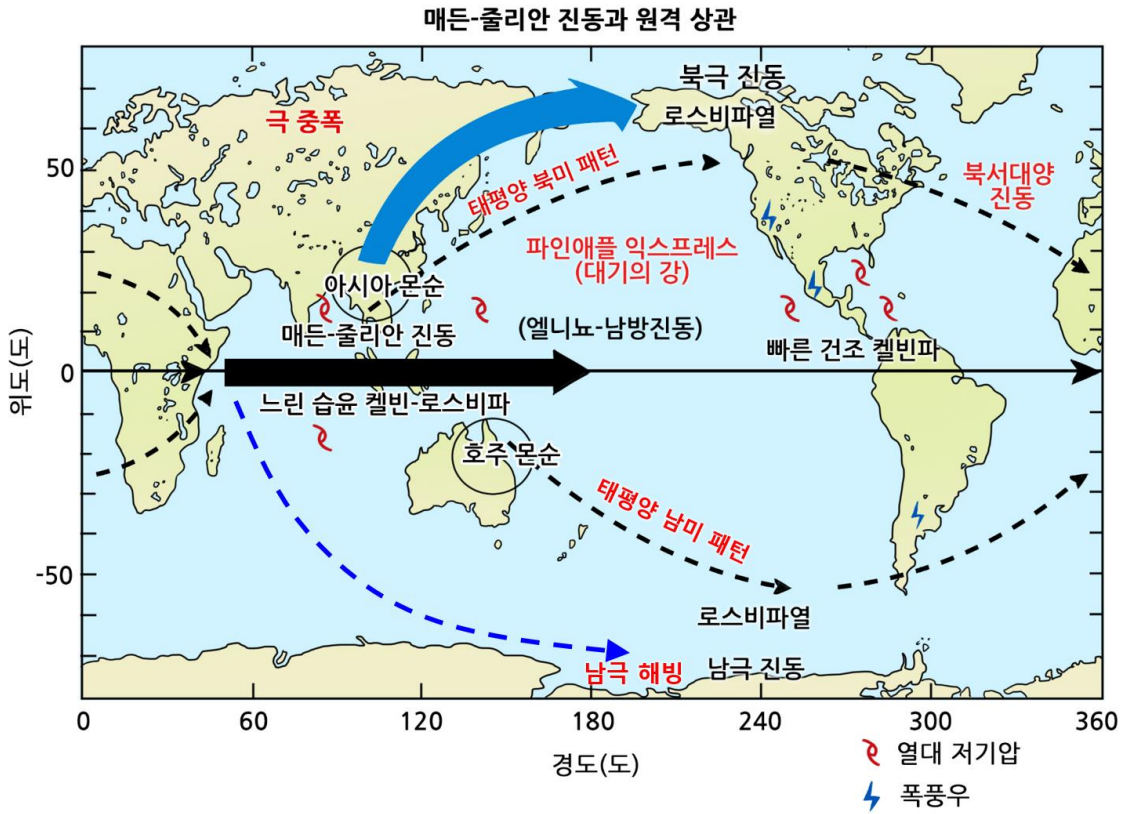


그림 1.2 MJO와 원격상관의 도식화 (네이버 사전에서 변형).

1절 매든-줄리안 진동의 정의와 특징

(1) 매든-줄리안 진동의 정의

MJO는 열대지역의 가장 뚜렷한 계절 내 변동으로 30~70일 시간적 주기와 동서 파수 1~3의 대규모 공간 규모를 가지는 대류와 대기순환이 결합된 상태의 진동 모드이다. 이러한 MJO는 대규모 순환을 동반한 심층 대류(deep convection)의 대규모 집합체로서 인도양에서 발생하여 동진하여 해수면 온도가 낮아지는 날짜 변경선 근처 중앙 태평양까지 동진한다. MJO의 위치를 표현하기 위하여 대체로 심층 대류의 위치를 기준으로 위상 1부터 8까지로 나눈다. 위상1은 최대 심층 대류가 나타나기 이전에 열대 동아프리카나 열대 서인도양에 MJO 대류가 발달할 때의 위치이다. 위상 2와 3은 심층 대류가 인도양에 있을 때, 위상 4와 5는 해양성 대륙(Maritime continent), 위상 6과 7은 서태평양, 위상 8은 서쪽 반구에 있을 때를 의미한다.

MJO의 심층 대류는 주로 상향장파복사를 나타내는 OLR(outgoing longwave radiation) 변수를 이용하여 표현한다. 심층 대류가 있으면 구름의 상층이 매우 높은 고도(대류권 상부 또는 성층권 하부)에 위치하며 이 곳의 온도가 낮기 때문에 온도의 함수인 장파복사가 적게 방출된다. 이를 아노말리 관점에서 보면 OLR은 음의 값을 지니게 된다. 반대로 OLR이 크거나 또는 양의 아노말리 값을 가진다면 대류가 약하거나 존재하지 않는다는 것을 의미한다. MJO를 대표하는 심층 대류인 OLR 아노말리를 통하여 겨울철과 여름철의 MJO 전파 특징을 간략히 비교해보자 (그림 1.4와 그림 1.3).

겨울철 MJO (그림 1.3)는 서인도양에서 발생하여 적도를 따라 동진하면서 날짜 변경선 근처에서 대류가 약해지면서 아노말리가 사라지는 모습을 보이고 있다. 동서 방향 파수 1 또는 2의 형태와 동진의 이동이 뚜렷한 것이 특징이다. 이에 비해 여름철 MJO (그림 1.4)는 북반구 여름철 계절내 진동인 BSISO(boreal summer intraseasonal oscillation)라 불리는데 서인도양에서 발생하여 적도를 따라 동진하면서 중앙 인도양에서 북진 또는 서태평양에서 북진 또는 북서진 하기 때문에 겨울철에 비해 복잡한 전파 형태를 보인다. 기본적으로 대류 시스템은 에너지가 많은 곳을 향해 북진하는데 북반구 여름철 열 적도가 10°N 근처에 위치하기 때문에 여름철 BSISO는 북진하는 특징을 가진다. 겨울철 MJO와 여름철 BSISO는 공통적으로 서인도양에서 대류가 발생되어 인도양과 서태평양에 걸친 따뜻한 해수역(warm pool)을 지나면서 심층 대류(negative OLR anomaly)가 강화되고, 강화된 대류의 앞 또는 뒤에서는 약화된 대류(suppressed convection; positive OLR anomaly)가 나타난다. 더불어 바람 벡터도 심층 대류가 있는 지역에서는 수렴되며, 약화된 대류 지역에서는 발산되는 모습을 보인다 (그림 1.4와 그림 1.3).

매든-줄리안 진동

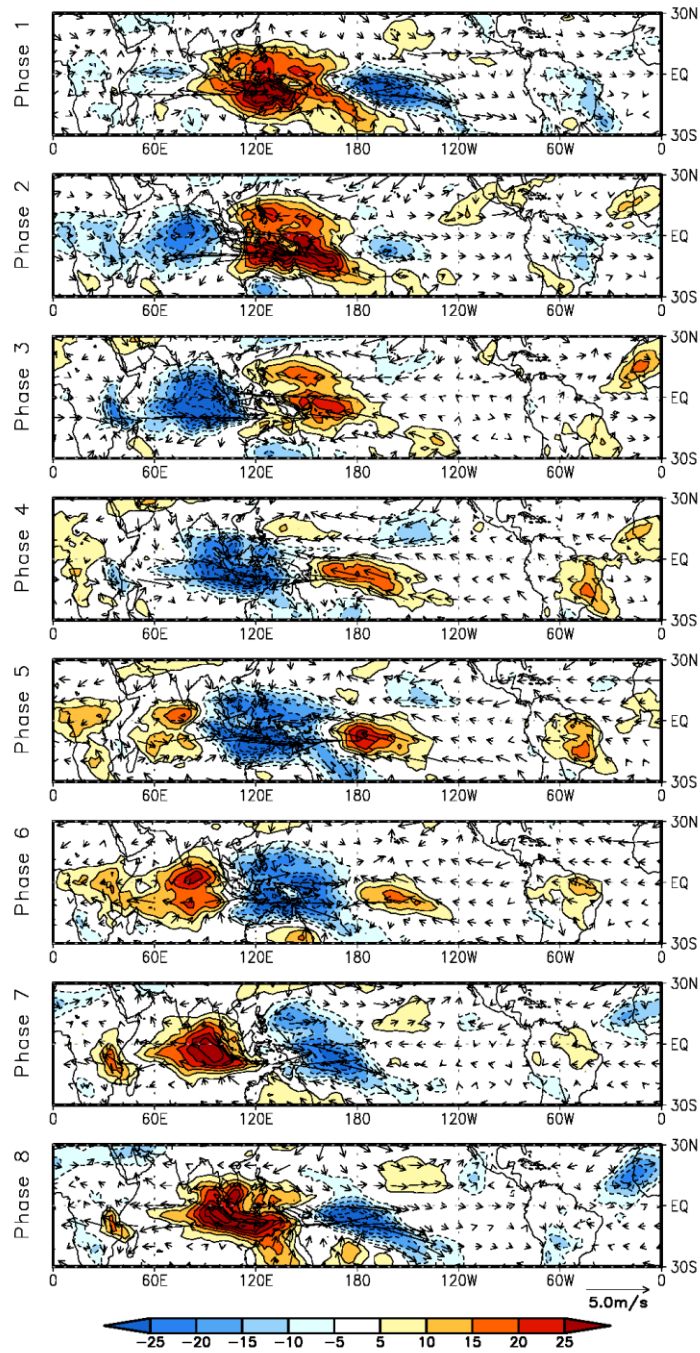


그림 1.3 MJO의 여덟 개 위상에 대한 1979년~2016년 겨울철 OLR 아노말리 합성장.

매든-줄리안 진동

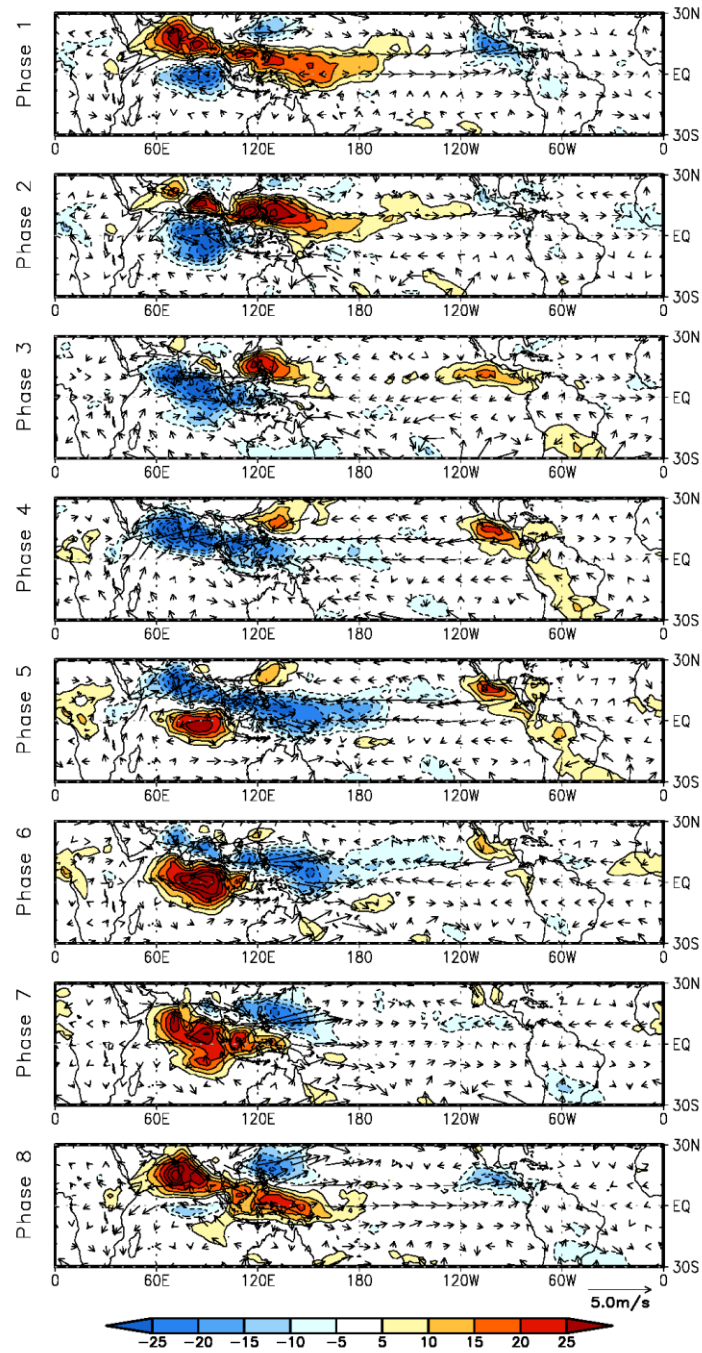


그림 1.4 북반구 여름철 MJO인 BSISO의 여덟 개 위상에 대한 1979년~2016년 여름철 OLR 아노말리 합성장.

(2) 매든-줄리안 진동의 특징

아래에 MJO의 특징에 대해서 정리하였다.

- 1) 파워-주기 분광 분석 (그림 1.5)을 통해서 MJO 특징 중 가장 기본적인 시공간 특징을 알 수 있다. MJO는 30~70일 주기를 가지며 파수가 1~2정도의 대규모 현상이다. 그리고 MJO는 적도를 따라 움직이는 성분이 크므로 남북으로 대칭인 성분에서 최대의 파워 시그널을 보인다 (그림 1.5의 오른쪽).
- 2) 대체로 인도양에서 5 m s^{-1} 의 속도로 느리게 동진하고 서태평양에서 $8\sim 12 \text{ m s}^{-1}$ 의 속도로 이동한다 (Madden and Julian 1972).
- 3) 행성 규모 대기순환과 대규모의 복잡한 대류 구조가 결합한 형태이다 (Madden and Julian 1972).
- 4) 켈빈 파동(Kelvin wave)과 로스비 파동이 혼합된 구조를 보인다 (Rui and Wang 1990). MJO 대류인 OLR 아노말리를 중심으로 하층에서 북서와 남서 방향으로 저기압 순환이 발생되고, 상층에서 북서와 남서 방향으로 고기압 순환이 발생된다 (그림 1.6). 이러한 상·하층의 고·저기압 순환을 적도의 경압성 로스비 파라 부른다. 또 심층 대류의 동쪽 방향에는 하층 동풍과 상층 서풍이 존재하는데, 이는 적도의 켈빈 파동이다. 즉 하층의 바람이 대류를 중심으로 수렴되고, 상층의 바람은 대류를 중심으로 발산된다. 따라서 MJO 상하층의 수평 구조는 적도에 갇힌 로스비 파동과 켈빈 파동의 복합체이며, 연직 구조는 경압적인 구조로 하층과 상층은 반대의 순환을 나타낸다 (그림 1.7).
- 5) 대류 아노말리를 유도하는 행성경계층에서 수분 수렴지역은 상층으로 가면서 수렴 지역이 서쪽으로 기울어진 구조 (Madden and Julian 1972; Wang 1988; Hendon and Salby 1994)이다. MJO 대류 중심의 훨씬 동쪽에서 수분 수렴이 발생한다 (그림 1.8). 즉 심층 대류의 먼 동쪽의 지표와 가까운 하층에서 남북 바람에 의한 수분 수렴이 형성되고 이보다 조금 더 서쪽에서 동서 바람에 의한 수분 수렴이 나타나는 구조이다 (Seo and Kim 2003, Benedict and Randall 2007). 이러한 중심보다 훨씬 오른쪽인 풍하층에서의 남북 바람에 의한 수분 수렴의 발달은 마찰 수렴 (Frictional convergence) 메커니즘의 가장 기본적인 특징이다. 이러한 위의 특징은 에너지의 축적 과정에 해당하고 그 후 심층 대류의 최대가 된 후 호우를 형성하고 상층에 층운류의 구름과 강수 형태를 보이면서 급격하게 에너지를 방출하며 전체적인 생애 사이클을 보이는 방출-축적 메커니즘 (서경환 등 2017)을 보인다.

6) 뚜렷하게 계절적인 차이를 보인다 (Yasunari 1980) (그림 1.3과 그림 1.4). 태양의 연 사이클에 의한 해수면 온도와 바람장의 분포에 따라 계절적인 차이를 보인다. 겨울철과 봄철에는 적도를 기준으로 대칭적인 해수면 온도가 분포하고 연직시어 배경 바람장이 중요한 역할을 하지 않기 때문에 MJO가 적도를 따라 동진하는 모습이 두드러진다. 적도에서 해수면 온도 (Wang and Rui 1990)와 대기의 열에너지 (Salby et al. 1994)가 강하면 적도의 켈빈 파동과 아열대의 로스비 파동이 가장 최대로 증폭되는 경향이 있기 때문에 이 시기에는 MJO가 동진을 하게 된다. 여름철의 경우 배경 바람장이 중요한 역할을 하여 BSISO가 북진 또는 북동진하는 경향을 보인다.

7) 다양한 규모의 복합적인 대류 구조를 가지고 있다. 그림 1.5을 보면 MJO를 포함한 다양한 파동들이 적도에 존재하는데, 실제로 MJO 내에서도 다양한 규모의 파동이 존재한다. 하나의 MJO는 여러 개의 동진하는 슈퍼 구름 클러스터(super cloud cluster)로 이루어져 있으며, 이 슈퍼 구름 클러스터 안에서도 이 보다 훨씬 짧은 2~3일 주기로 서쪽으로 전파하는 관성 중력 파동(Westward Inertial Gravity wave, WIG)이 존재한다. 서쪽으로 전파하는 관성 중력 파동도 대류와 결합한 파동의 형태로 스펙트럼에서 두드러지게 나타나며 MJO 역학에 중요한 역할을 한다 (그림 1.5).

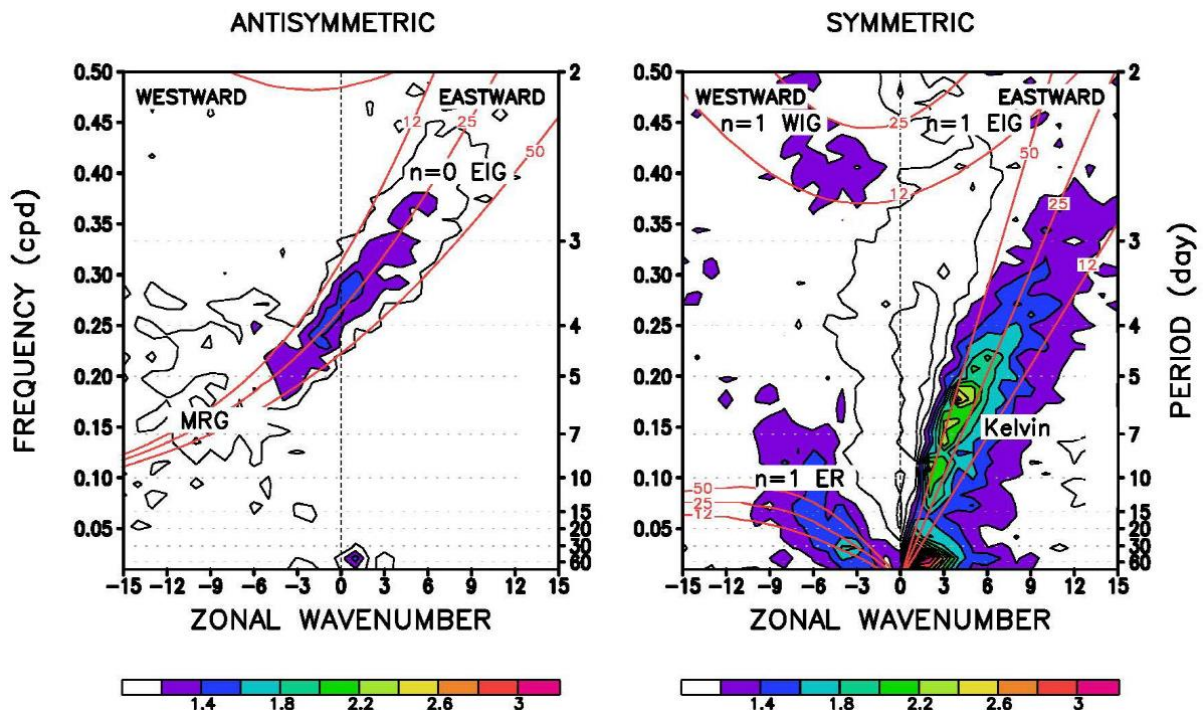


그림 1.5 동서 파수와 주기에 따른 적도의 여러 파동. 적도를 기준으로 한 대칭 성분 (오른쪽)의 동서 파수 0에서 3 사이와 주기 30에서 60일 사이 일 때 MJO라 간주 됨 (Seo et al. 2012).

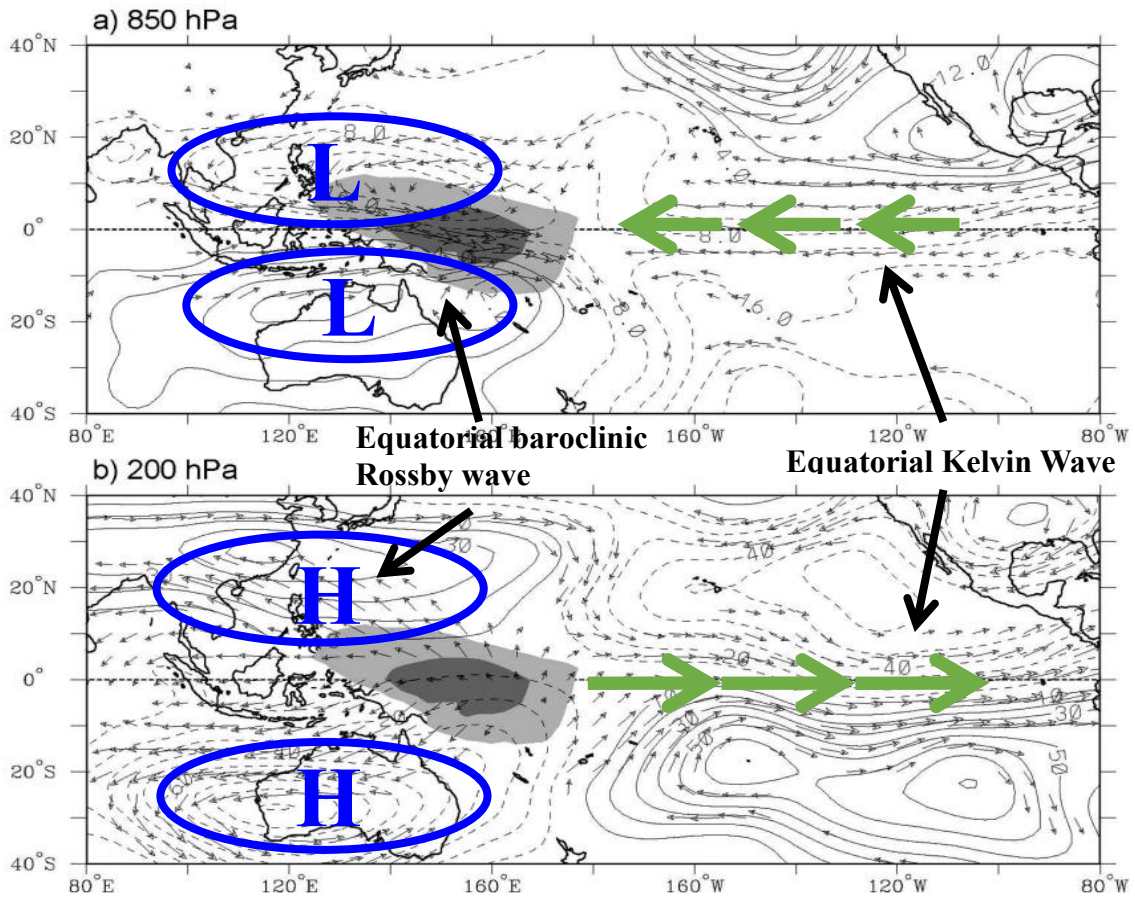


그림 1.6 1979–1993년 ERA-15 재분석자료를 사용하여 155°E 에 MJO 대류가 있을 때 OLR과 (a) 850 hPa에서의 순환장 아노말리, (b) 200 hPa에서의 순환장 아노말리. 짙은(연한) 색은 OLR 아노말리가 -32 W m^{-2} (-16 W m^{-2})보다 작음을 의미 함. 유선 함수(선) 간격은 (a) $4 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 이고 (b) $10 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. 벡터의 크기는 (a) 2 m s^{-1} , (b) $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Kiladis et al. 2005).

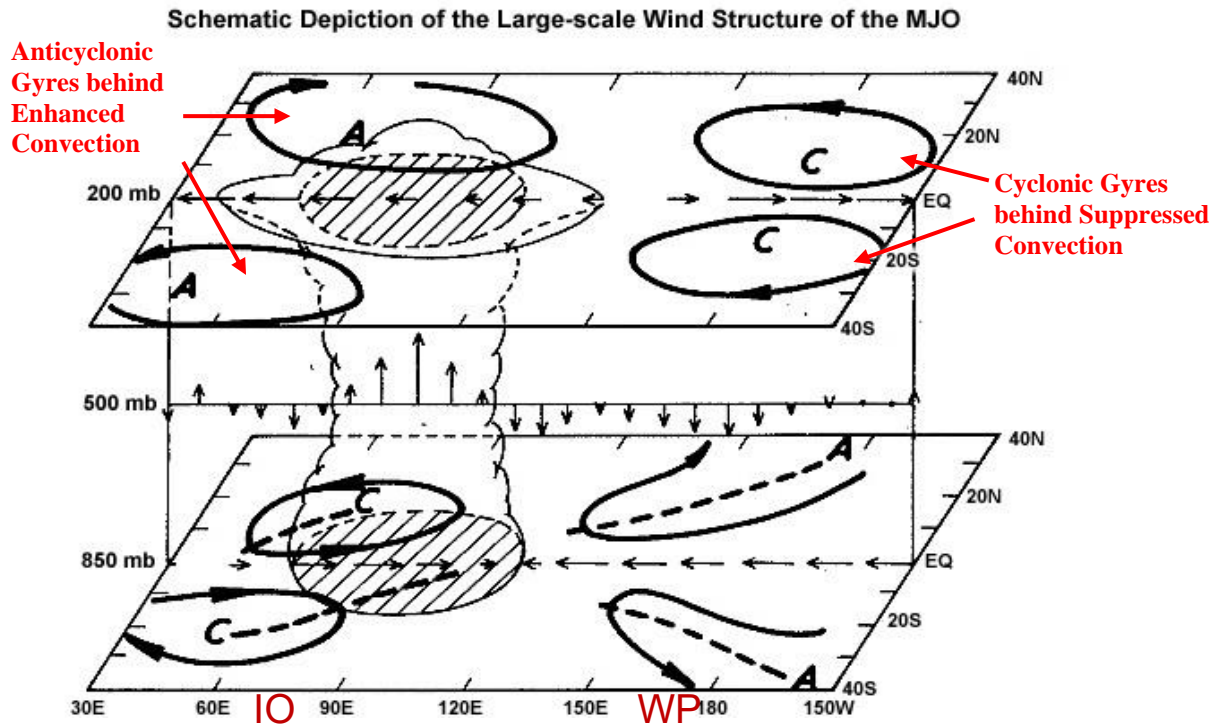


그림 1.7 계절 내 변동 저주파의 위상 3에서의 구조를 도식화 함. 빗금 친 부분은 OLR 아노말리, A는 고기압성 순환, C는 저기압성 순환 중심을 의미 함 (Rui and Wang 1990).

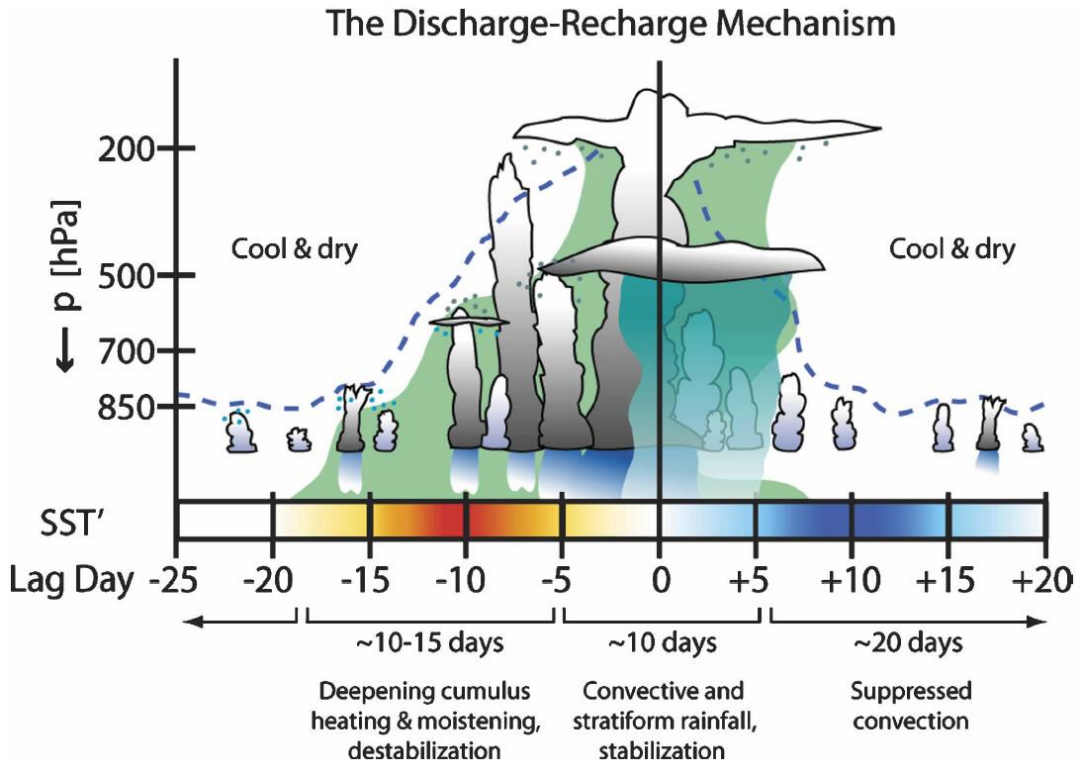


그림 1.8 MJO와 관련된 방전-재충전 메커니즘에 대한 도식화. x 축은 SST' [빨간 (파란)색은 따뜻한 (차가운) 아노말리를 의미한다]를 나타냄. 0일 일 때 최대 강수가 발생하며, 이를 기준으로 지연 관계를 볼 수 있음. 대류 구름 과정의 높이는 파란색 파선이며, 초록색은 비습 아노말리가 0보다 큰 지역을 의미함. 얇은 대류 구름 위의 하늘색 점은 대류 유출을 통한 습윤을 의미하고 반면 상층 층운 구름의 회색 점은 빙정 유출과 습윤을 나타냄. 대류성 강수는 짙은 파란색이고 층운형 강수는 하늘색으로 표시함 (Benedict and Randall 2007).

핵심 요약

- MJO는 열대지역에서 바람 및 대류구름의 집합체가 30일에서 90일 정도의 주기로 진동하는 동서 파수 1에서 2 정도의 대규모 현상.
- 적도 인도양에서 생성되어 5 m s^{-1} 의 속도로 느리게 동진하고 서태평양에서는 10 m s^{-1} 의 속도로 이동함.
- 겨울은 동진하는 성분이 지배적이지만 여름은 동진하는 성분과 더불어 북진하는 성분이 존재 함.
- 수평적으로 켈빈 파동과 로스비 파동이 결합된 모양이고 연직적으로 상·하층의 순환 방향이 반대인 경압적 구조를 보임.
- 구름계의 구조는 천층 대류, 중층 적운류, 심층 대류, 상층 층운형 구름 등의 순서로 발달하는 중규모 대류 시스템과 비슷한 구조를 보임.

2절 매든-줄리안 진동 이론

(1) 매든-줄리안 진동의 발달 이론

MJO 이론은 크게 7가지로 나눌 수 있다. 아래의 7가지 이론 중 어느 한가지 이론 만으로는 MJO를 완벽하게 설명할 수 없다. 여러 가지 이론들이 결합되어야 실제적인 MJO를 설명할 수 있다.

- 1) 열대 파동-시스쿠 (Equatorial Wave-CISK) 이론 (Lau and Peng 1987; Hendon 1988)
- 2) 증발-바람 피드백 (Evaporation-wind feedback) 이론 (Emanuel 1987; Neelin et al 1987; Wang 1988)
- 3) 마찰 수분 캐빈 파-로스비 파 결합 발달 (Frictional coupled moist K-R waves) 이론 (Wang 1988; Wang and Rui 1990; Wang and Li 1994)
- 4) 복사-대류 피드백 이론 (Hu and Randall 1994)
- 5) 다중 규모 상호작용 이론 (Majda and Stechmann 2009; Liu and Wang 2012a, 2012b)
- 6) 수분 모드 이론 (Sobel and Maloney 2012, 2013)
- 7) 역학-수분 모드 결합 이론 (Chen and Wang 2019)

1)에서 5)까지에 대한 설명은 서경환 등(2017)을 참고하면 된다. 6)의 수분 모드 이론은 현재 많은 주목을 받고 있는 이론으로 열역학적인 관점이 추가 되어서 설명하는 이론으로 수분 아노말리가 중요한 요소로써 수분의 시간 변화항을 포함하는 수분 방정식을 풀게 된다. 다음의 논문을 참고하면 된다: Sobel and Maloney (2012, 2013), Adames and Kim (2016).

이 수분 모드 이론에 운동 방정식과 지위고도 방정식의 시간 변화와 같은 역학 피드백을 고려하면 7)의 역학 수분 모드 이론 (Chen and Wang 2019)이 된다. 역학 수분 모드 이론에 의한 관련 변수의 수평 구조는 관측에서 보이는 패턴과 유사함을 알 수 있다 (그림 1.9). 최대 대류 지역을 반영하는 강수역의 우측에 하층 수분 수렴의 최대가 존재하고 강수역의 왼쪽 아열대 지역에 저기압 회전의 로스비 파동 쌍이 존재하고 있고 강수역의 오른쪽 적도를 따라 캐빈 파동이 존재하는 구조를 보이고 있다.

매든-줄리안 진동

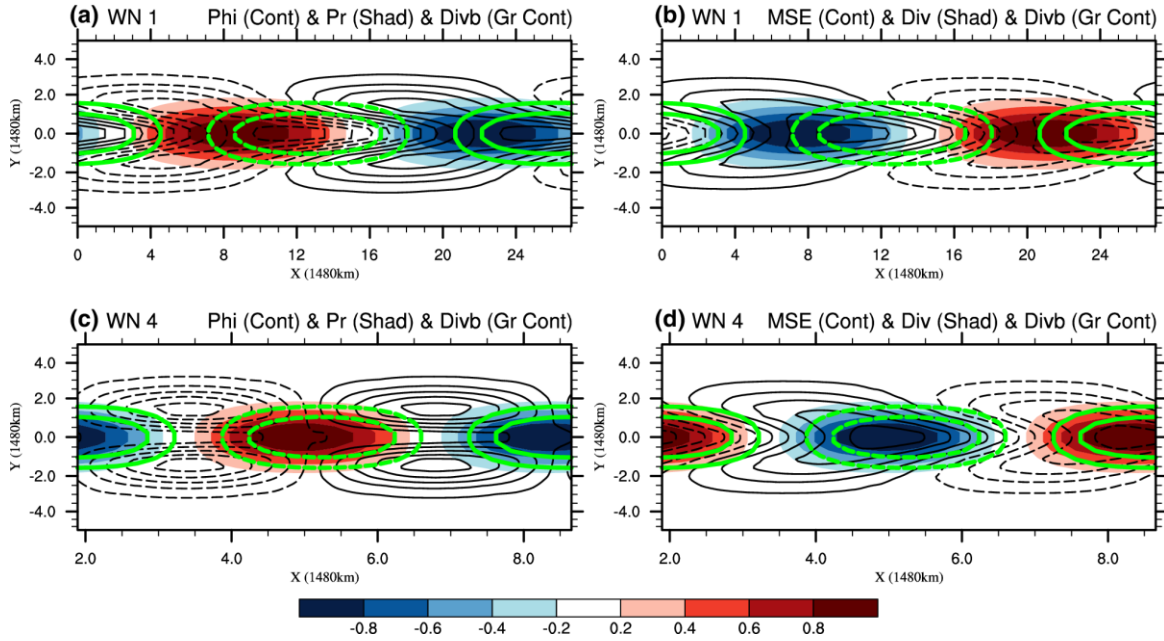


그림 1.9 역학 수분 모드의 수평 구조 (Chen and Wang 2019). 수평파수 (a)1과 (c)4에 대한 지위고도(검정선), 강수량(색상), 행성경계층에서의 발산(녹색선)을 나타냄. 수평파수 (b)1과 (d)4에 대한 수분정적에너지(검정선), 하층 발산(색상), 행성경계층에서의 발산(녹색선)을 나타냄.

(2) 매든-줄리안 진동의 생성 이론

MJO의 생성에 대한 메커니즘은 크게 내부적인 물리 과정, 외부적인 물리 과정, 그리고 확률적인 강제력에 의한 메커니즘으로 분류된다. 이 중 내부적인 메커니즘이 가장 중요한데 풍하 로스비 파동 강제력 가설(Matthews 2000; Seo and Kim 2003; Hsu and Lee 2005; Jiang and Li 2005)이 실제 MJO의 생성 모습과 가장 유사한 이론으로 간주된다.

아래 그림 1.10에 잘 도식화 되어 있는데 여기서 동인도양에 존재하는 감소된 대류 아노말리에 의하여 만들어지는 쌍극자 형태의 하층 고기압성 로스비 파동 순환이 대류 아노말리 중심의 서쪽에 생기면서 적도에서 동풍의 아노말리를 형성하고 풍하 측에 있는 서인도양에서 수렴을 발생시켜 MJO 시작을 유도한다 (그림 1.10). 동인도양에 MJO 대류가 없는 맑은 날 Gill 형태의 대기 반응에 의해 서인도양에 새로운 대류 시스템을 생성시켜 MJO 대류가 생성되는 것이다.

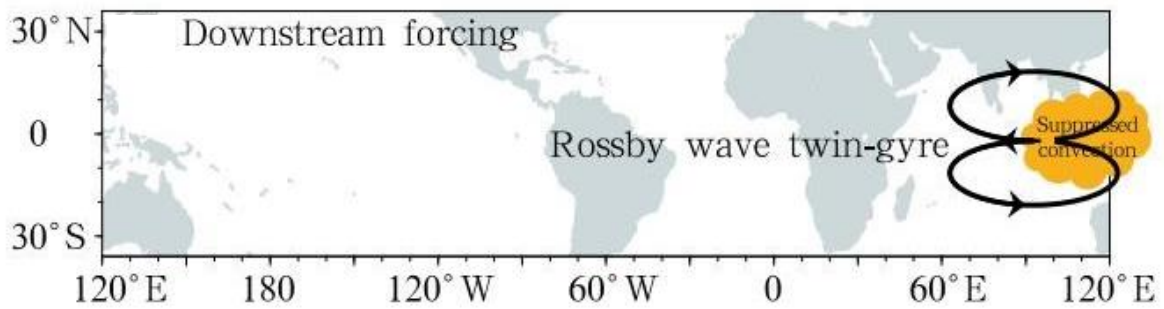


그림 1.10 풍하 로스비 파동 강제력에 의한 MJO 생성 가설을 도식화한 그림. 풍하에 있는 감소된 대류 아노말리에 의해 발생한 로스비 파동인 두 개의 고기압성 순환에 의해 서인도양에서 수렴을 형성하여 새로운 MJO 대류가 생성됨 (Zhao et al. 2013). 하늘색 부분이 서인도양 수렴 지역을 나타냄.

핵심 요약

- MJO 발달 이론의 지배적인 이론: 마찰 수분 캘빈 파-로스비 파 결합 발달 이론, 수분모드 이론, 역학-수분모드 피드백 이론.
- MJO의 생성: 동아프리카와 서인도양에서 발생하는데 동인도양에 감소된 대류 아노말리에 의하여 만들어지는 하층 고기압성 로스비 파동 순환이 적도에서 동풍의 아노말리를 형성하여 서인도양에서 수렴을 발생시켜 MJO 시작 구름계를 발달시킴.

3절 매든-줄리안 진동과 원격상관

(1) 매든-줄리안 진동과 원격상관

MJO와 관련된 대규모의 심층 대류의 발달 시 나타나는 응결열은 비단열 과정의 열로써 적도의 대기 순환을 야기시키는 원동력이다. 더 중요한 것은 열대 대기뿐만 아니라 고위도의 순환에도 영향을 미친다. 고위도 대기 순환 아노말리는 비단열 가열항의 강제력에 의해 북동쪽으로 전파되는 로스비 파동에 의해 생성된다. 이 로스비 파동 파열(Rossby wave train)은 포물선을 그리며 고위도에서 반사되어 다시 남쪽인 적도 지역까지 파동 에너지를 전달한다. 이로 인해 대기 순환 아노말리는 아시아, 북태평양, 북미대륙, 유럽, 열대 동태평양 및 대서양의 기온과 강수에도 영향을 미친다 (그림 1.2). 예를 들면, 인도 몬순의 시작과 휴식, 종료, 북서태평양과 오스트레일리아 몬순, 태풍의 발달 및 전파에 영향을 미친다. 그리고 파인애플 익스프레스(pineapple express) 또는 대기의 강(atmospheric river)과 같은 현상을 통해 많은 수증기를 북아메리카의 서부로 수송하여 집중호우를 야기시키기도 한다. 또한 북극진동, 태평양-북아메리카 패턴(Pacific-North America pattern, PNA), 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation, NAO) 등과의 연관성이 있다. Yoo et al (2012)은 MJO 위상 5(1)에서 발생된 로스비 파동 에너지가 에디 열 플럭스의 형태로 전파되며 북극에서의 양의 장파 복사에 의해 10~15일 후에 극 지역의 온도가 증가(감소)됨을 제시하였다 (그림 1.11)

매든-줄리안 진동

Phase 5

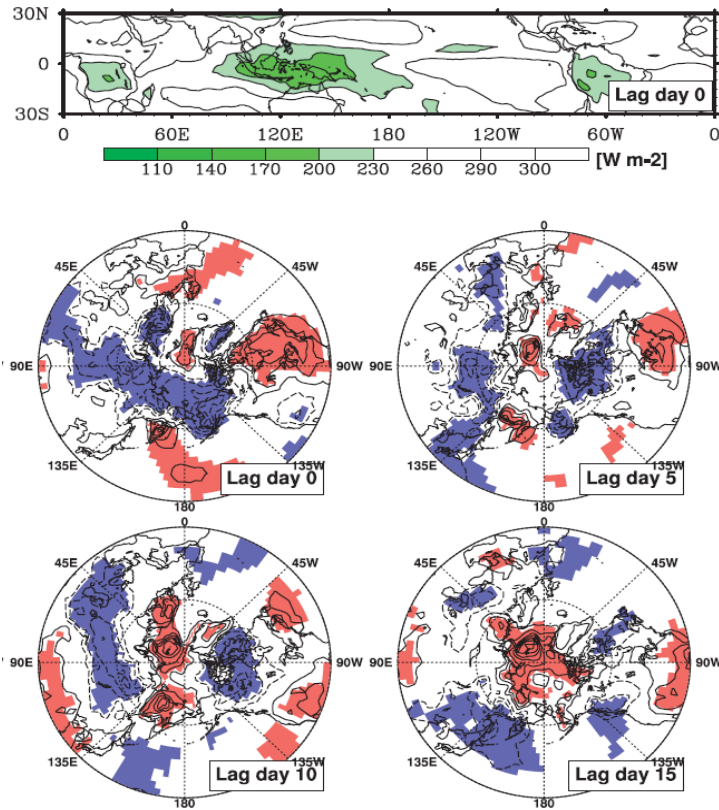


그림 1.11 MJO 위상 5일 때 OLR(위) 합성장과 0, 5, 10, 15일 지연된 지면 온도(아래) 합성장. 실선은 양의 아노말리, 파선은 음의 아노말리를 의미함. 양(음)의 값이 95% 신뢰수준에서 유의한 경우 빨간(파란)색으로 칠하였음 (Yoo et al. 2012).

이렇게 비단열 가열 강제력에 의해 발생한 상층 대기 대순환 아노말리의 형성을 전 지구적으로 살펴보면 (Seo and Son 2012), MJO 위상 1에서 동아시아 및 북태평양에 반시계 방향의 저기압성 순환이 생성되어 있고 남반구에도 적도를 대칭으로 저기압성 순환이 배치되어 있다 (그림 1.12a). 위상 2와 3일 때 MJO 대류가 인도양에서 발달하여 이에 대한 로스비 파동의 반응에 의해 대류 서쪽에는 고기압성 아노말리가, 그 동쪽에는 켈빈 파동에 의해 저기압성 아노말리가 열대 지역에 존재한다 (그림 1.12b, c). 열대 서반구에도 인도양에서의 지속적인 대류 강제력에 의해 생성된 로스비 파동과 서태평양에 있는 음의 대류 아노말리에 의해 생성된 서풍의 적도 켈빈 파동이 합쳐져서 서쪽 반구에 넓게 고기압성 순환 아노말리를 형성한다.

한편 중위도 지역은 북태평양에 고기압, 알래스카에 저기압, 북미 대륙 동쪽에 고기압성 아노말리가 성장하는 모습을 보이고 있다. 이러한 패턴은 음의 태평양-

매든-줄리안 진동

북아메리카 패턴과 비슷하다. 위상 4 (그림 1.12d)에서도 이러한 음의 태평양-북아메리카 패턴이 남아 있다. 한편 대기 하층인 850 hPa의 대기 순환 아노말리 (그림 1.12 오른쪽 그림)는 열대 지역에서 경압성을 지니므로 상층과 반대의 위상을 가지지만, 30°~35° 이상의 고위도 지역에서는 순압성 구조를 이룬다. 위상 5~8의 대기 순환 반응 패턴은 위상 1~4와 부호만 반대이다.

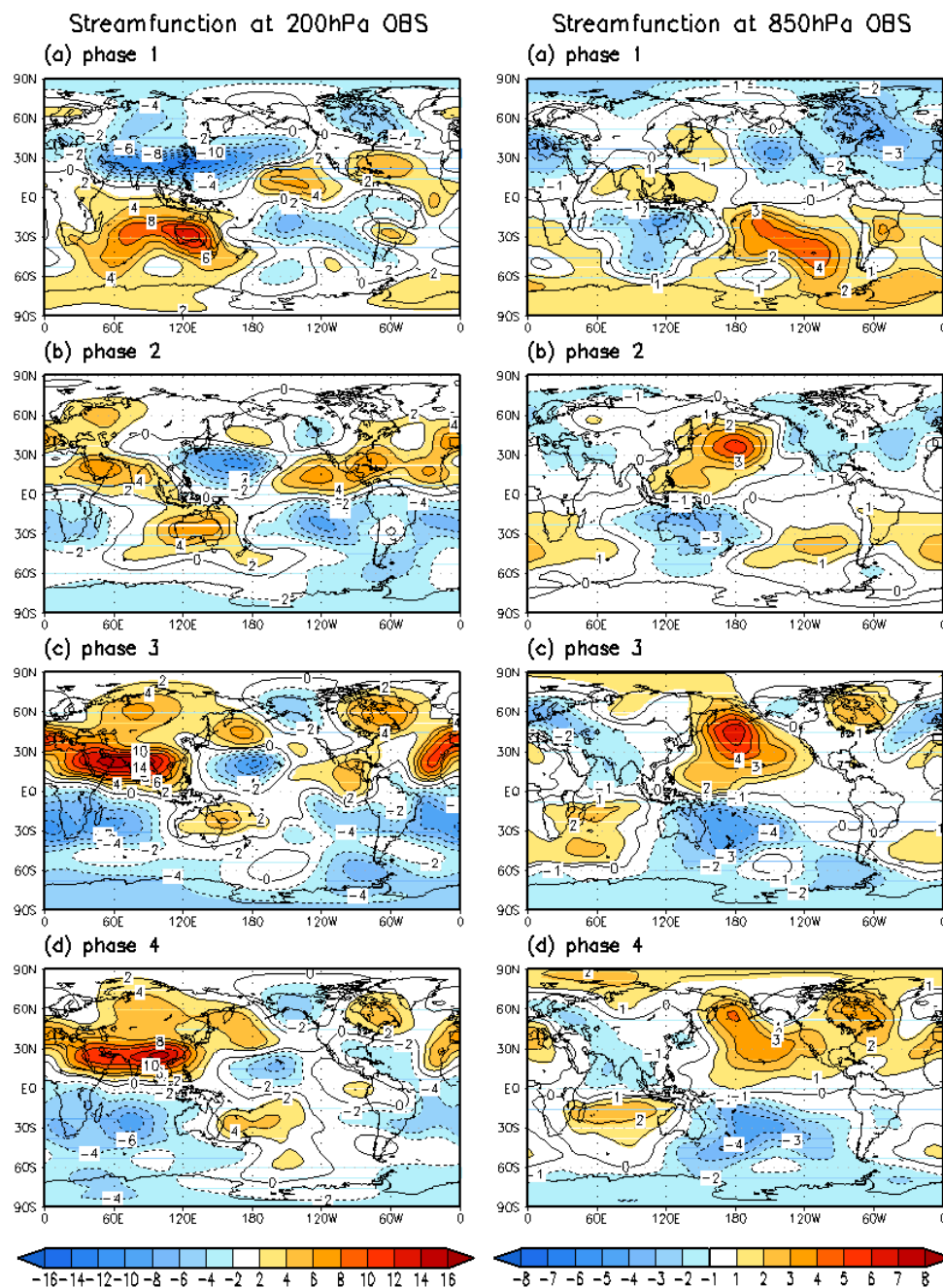


그림 1.12 위상 1에서 4까지 200 hPa(왼쪽)과 850 hPa(오른쪽)에서의 겨울철 관측 유선 함수 아노말리 합성장. 왼쪽 그림 실선 간격은 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 오른쪽 그림 실선 간격은 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Seo and Son 2012).

(2) 원격상관 로스비 파동 전파 이론

이 위상 3 에서의 로스비 파동의 전파 패턴을 추정하기 위해 비발산 순압 로스비 이론(Hoskins and Karoly 1981; Hoskins and Ambrizzi 1993)의 레이 추적(ray tracing)을 사용하여 살펴보았다. 그림 1.13에서 보이는 것처럼 레이 추적을 통하여 북반구의 태평양-북아메리카 패턴을 형성하는 물리 과정을 설명할 수 있다. 다양한 동서 파수 중 동서 파수 2와 3에 의해 태평양-북아메리카 패턴이 만들어진다. 동서 파수가 2인 파는 북쪽으로 더 높게 전파한 후 남동쪽으로 전파하는 특성을 보인다. 따라서 태평양-북아메리카 패턴 지역에서의 저기압성 및 고기압성 아노말리는 MJO 강제력에 의한 로스비 파동 파열에 의해 생긴 것으로 판단할 수 있다. 한편 남반구의 비교적 작은 고·저기압 순환의 공간 패턴도 잘 설명이 된다.

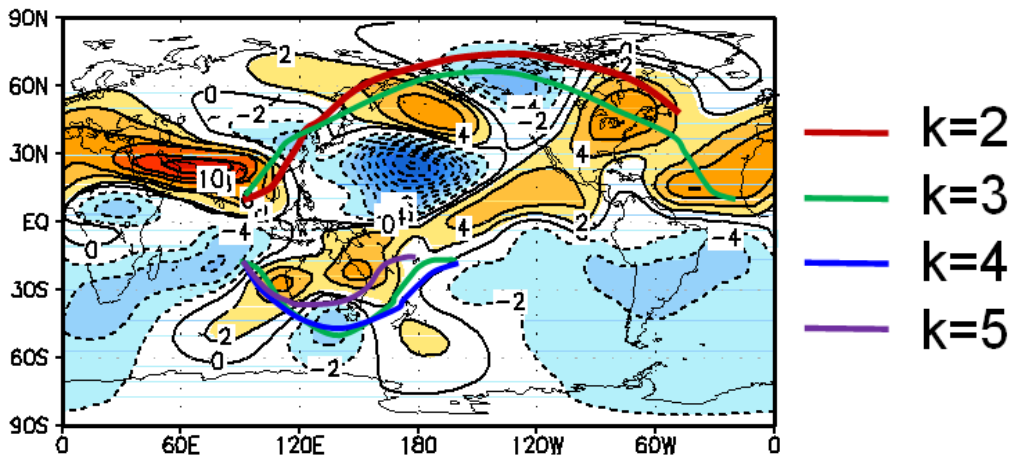


그림 1.13 순압 로스비 파동 이론을 사용한 위상 3 에서의 동서 파수에 대한 로스비 파동 에너지 진행 방향 (Seo and Son 2012).

(3) 매든-줄리안 진동과 다른 대기 변동성과의 원격상관

일반적으로 열대 대류 강제력에 의해 생성된 로스비 파동이 중·고위도까지 전파하는데 7~15일 정도의 시간이 소요된다 (Hoskins and Karoly 1981). 즉 중·고위도의 순환 아노말리는 MJO 강제력이 있는 뒤 7~15일 후의 지체된 반응(lagged response)이다. 위상 5나 6에서 나타나는 북동대서양의 양의 유선 함수 아노말리는 양의 북대서양 진동(NAO) 상태와 비슷하다 (그림 1.14). 인도양에 대류가 있을 때인 위상 3에서 10~15일후에 양의 북대서양 진동이 나타나게 되며 역으로 위상 7은 10일 뒤쯤 음의 북대서양 진동이 나타날 확률이 더 크다고 할 수 있다 (그림 1.15).

매든-줄리안 진동

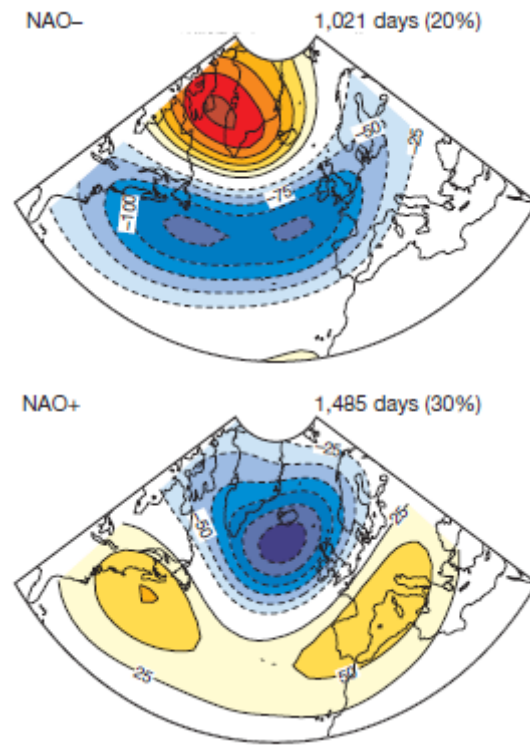


그림 1.14 음과 양의 북대서양 진동. 500-hPa 고도는 색으로 나타냈고 1974-2007년 겨울 동안 각 모드가 발생하는 일수와 발생빈도를 나타냈다 (Cassou 2008).

매든-줄리안 진동

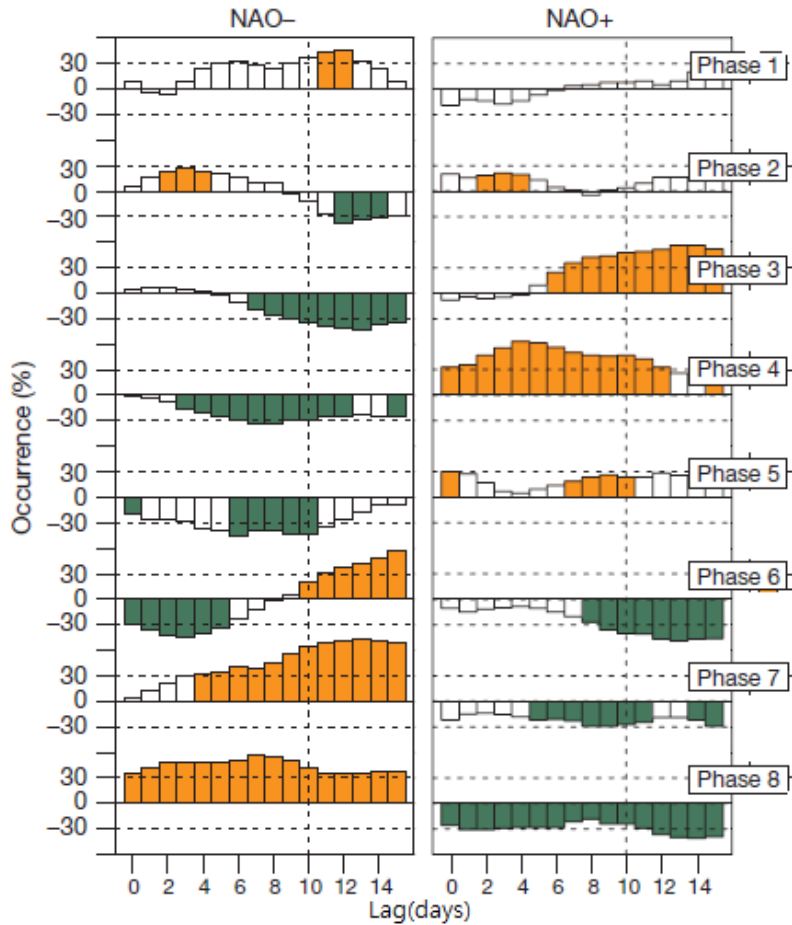


그림 1.15 MJO가 북대서양 진동에 미치는 영향 분석 그림. 각 MJO 위상일 때, 며칠 뒤부터 북대서양 진동이 발생하게 되는지에 대한 발생 비율. 인도양에 대류가 있을 때인 위상 3에서 10~15일 후에 양의 북대서양 진동이 나타나게 되며 역으로 위상 7에서는 10일 뒤쯤 음의 북대서양 진동이 나타날 확률이 더 큼 (Cassou 2008).

(4) 매든-줄리안 진동의 원격상관에 의한 중위도 기온 변화

위에서 언급한 바와 같이 MJO는 로스비 파동을 통해 북반구의 태평양-북아메리카 패턴과 북대서양 진동에 영향을 미치고 있다 (더욱 자세한 메커니즘은 Seo and Lee 2017을 참조하면 됨). 북반구 주요 대륙의 지상 온도의 변동에 MJO가 어떤 방식으로 영향을 미치는 것을 파악하는 것은 매우 중요하다. 왜냐하면 이 프로세스를 파악한다면 중·장기 예보의 예측성을 향상 시킬 수 있는 매우 중요한 정보를 제공하기 때문이다.

그림 1.16은 MJO 위상 3에서 15일 후 중위도 유라시아 대륙에서 양의 온도 아노말리가 나타나는 것을 볼 수 있다. 또한 북아메리카의 양의 온도는 MJO 위상이 1과 2 사이에 있을 때 15일 후에 나타나며, 동유럽의 음의 온도는 MJO 위상이 2에서 원격상관을 통해 15일 후에 나타난다 (Seo et al. 2016).

그림 1.17을 보면 동아시아의 양의 온도 아노말리는 MJO가 만들어 내는 로컬 해들리 순환의 하향 연직 성분의 단열 가열에 의해서 형성됨을 알 수 있다. 하지만 나머지 두 대륙은 연직 성분이 아니라 수평 성분인 온도 이류에 의해서 기온 아노말리가 형성됨을 보이고 있다. 북아메리카의 경우 MJO 강제력에 의해 생성된 로스비 파동의 일환으로 북동태평양에 저기압이 존재하고 북서대서양에 고기압이 생성되어서 이 둘 사이에 위치한 북아메리카에 양의 온도 이류가 이루어진 것이다. 음의 위상의 태평양-북미 원격상관 패턴의 2번째와 3번째 아노말리 성분에 해당한다. 기후학적인 온도는 남쪽이 크기 때문에 이 온도가 MJO에 의한 남풍과 결합되어 양의 온도 이류가 형성된 것이다. 한편 더 짧은 파동은 북아메리카를 거쳐 동대서양, 남유럽, 동유럽까지 지역적 파동 가이드를 타고 전파된다. 이렇게 서유럽 또는 남유럽에서는 고기압성 아노말리가 동유럽에서는 저기압성 아노말리가 형성되고 이 두 지역 사이의 동유럽은 음의 온도 이류에 의해 한랭한 기온이 형성된다.

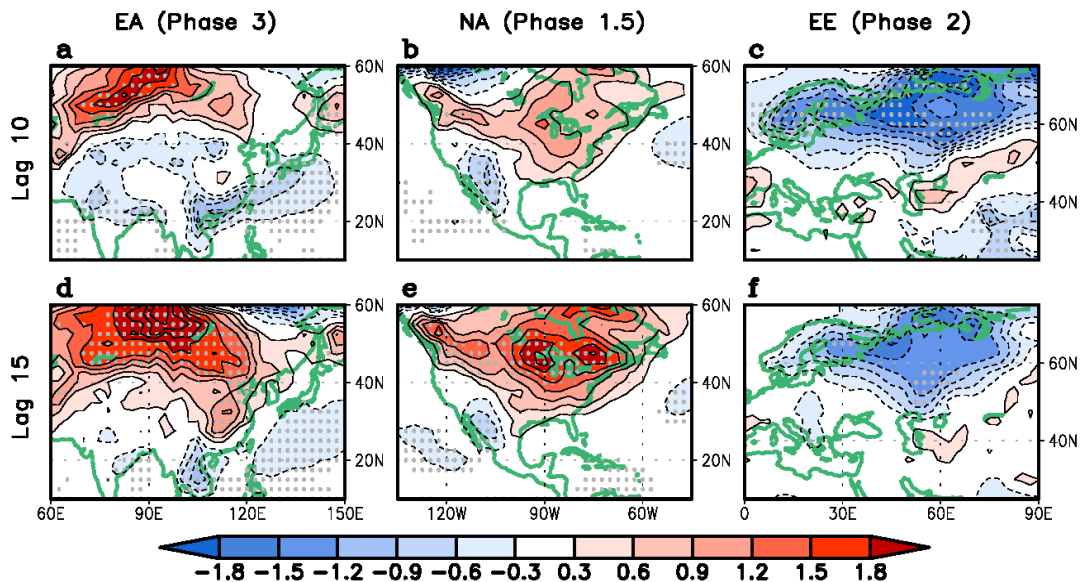


그림 1.16 동아시아, 북아메리카, 동유럽에서의 각 초기 MJO 위상(각각 위상 3, 1.5, 2)에서의 10일 후와 15일 후의 지상 온도 아노말리 합성장 (Seo et al. 2016).

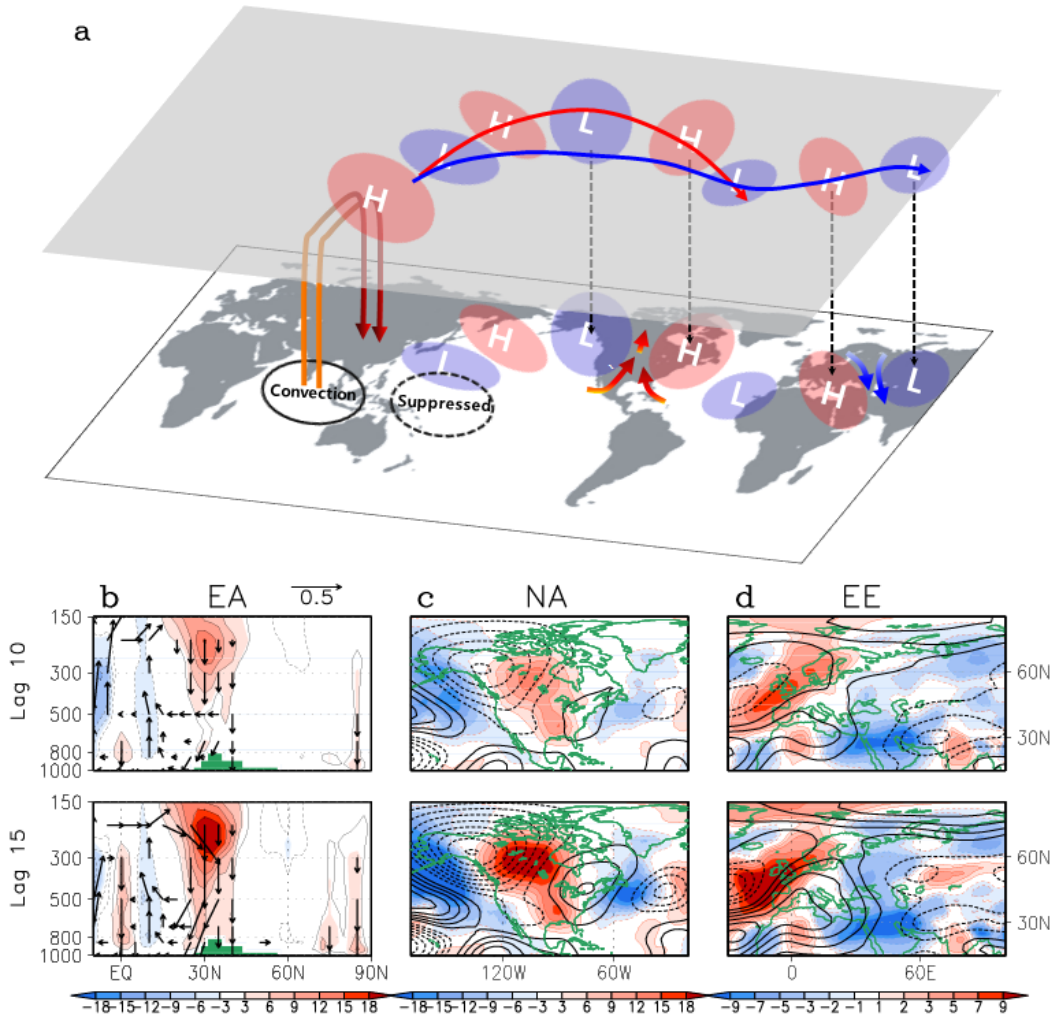


그림 1.17 (a) MJO가 생성하는 원격상관 모식도로 로컬 자오면 순환 및 로스비 파동을 통한 지상 온도의 형성 메커니즘. (b) 동아시아에서의 로컬 자오면 순환을 통한 지상 온도 영향 메커니즘을 보임. (c) 북아메리카에서의 하층 순환 아노말리(선)와 지상 온도 아노말리(색). (d) 동유럽에서의 하층 순환 아노말리(선)와 지상 온도 아노말리(색) (Seo et al. 2016).

(5) 매든-줄리안 진동의 원격상관에 의한 극지 해빙의 변화

최근에는 MJO가 극 지역의 기후 변동성에 미치는 연구가 활발하다. 특히 해빙에 대한 영향이 어떻게 나타나는지에 대한 최근의 연구는 흥미롭다. MJO의 위상의 변화에 따라 북반구 겨울 대서양과 태평양의 해빙의 계절내 변동 지역이 다르게 나타나는 특징이 있다 (Henderson et al. 2014). 남반구 겨울철의 MJO에 의해 남극의 해빙 또한 큰 영향을 받는다는 최근의 연구결과 (Lee and Seo 2019)가 흥미롭다. 위상 2에서는 15일 후에는 날짜 변경선과 90°W 지역 사이의 해빙이 영향을 받고 그 보다 오른쪽으로 이동한 위상 4에서는 위상 2의 순환 아노말리 보다 동쪽으로 형성되므로 서반구쪽

해빙이 영향을 받게 되는 구조를 보이고 있다 (그림 생략). 향후 더 많은 원격상관 연구가 이루어 질 것이다.

(6) 매든-줄리안 진동에 의한 우리나라의 기후 영향

MJO 가 우리나라의 강수, 기온, 해면기압에 미치는 영향에 대하여 합성분석법을 사용하여 살펴보았다. 각 MJO 의 위상에서 정규화된 MJO 지수의 크기가 1.5 표준편차보다 큰 날짜에 대하여 (즉 MJO 강도가 아주 큰 경우에 대해서) 1979 년에서 2016 년 동안의 관측 지점 일 자료를 합성하여 그림 1.18~1.19 에 나타내었다. 해면 기압의 경우 재분석 자료인 ERA-Interim 을 사용하여 그림 1.20 에 나타내었다.

그림 1.18 에서 보는 것처럼 여름철의 경우 강수의 패턴이 복잡하다. 이는 MJO 의 영향뿐만 아니라 태풍 또는 장마 등의 다른 기상 요소가 이 시기에 영향을 미치고 있기 때문이다. 또한 한반도는 산악 지역이 많아 지형성 강수 등 지역적인 기상 요소가 발달하여 복잡함을 더하고 있다. 그러나 큰 패턴을 보면 위상 5 에서 양의 강수 아노말리가 나타나고 위상 2 에서 음의 강수 아노말리가 나타나고 있다 (그림 1.18). 반면에 겨울철 강수의 패턴은 대체로 여름철의 강수 아노말리와 반대의 부호를 가진다. 즉 위상 5 에서 음의 강수 아노말리가 나타나고 위상 2 에서 양의 강수 아노말리가 나타나고 있다. 강수의 절대량이 큰 여름철이 겨울철보다 큰 아노말리 값을 보인다.

기온의 경우 (그림 1.19) 강수와 반대로 여름철 보다 겨울철의 아노말리 값이 크다. 겨울철 MJO 위상 1 과 2 에서 양의 기온 아노말리가 크게 나타나고 있다. 이 때는 동고서저의 기압 형태 (그림 1.20)가 나타나는데 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 평년보다 모두 약한 상태를 의미한다. 이렇게 되면 남풍 계열의 바람에 의한 해양의 따뜻한 기온의 이류가 있게 되므로 한반도는 양의 기온 아노말리가 나타나게 된다. 위상 6 에서는 반대로 한반도 동쪽의 저기압 아노말리에 의해 (알류산 저기압의 강화를 의미함) 북풍 계열의 바람 (그림 1.20)이 불어 음의 기온 아노말리를 형성한다. 여름철 기온은 위상 3 과 4 에서 양의 기온 아노말리가 보이는데 남풍 또는 남서풍의 바람 (그림 1.20)이 한반도로 불기 때문이다. 위상 2 에서도 비슷한 특징이 나타난다. 반면 위상 7, 8 에서는 위상 3, 4 와 반대로 음의 온도 아노말리가 나타난다.

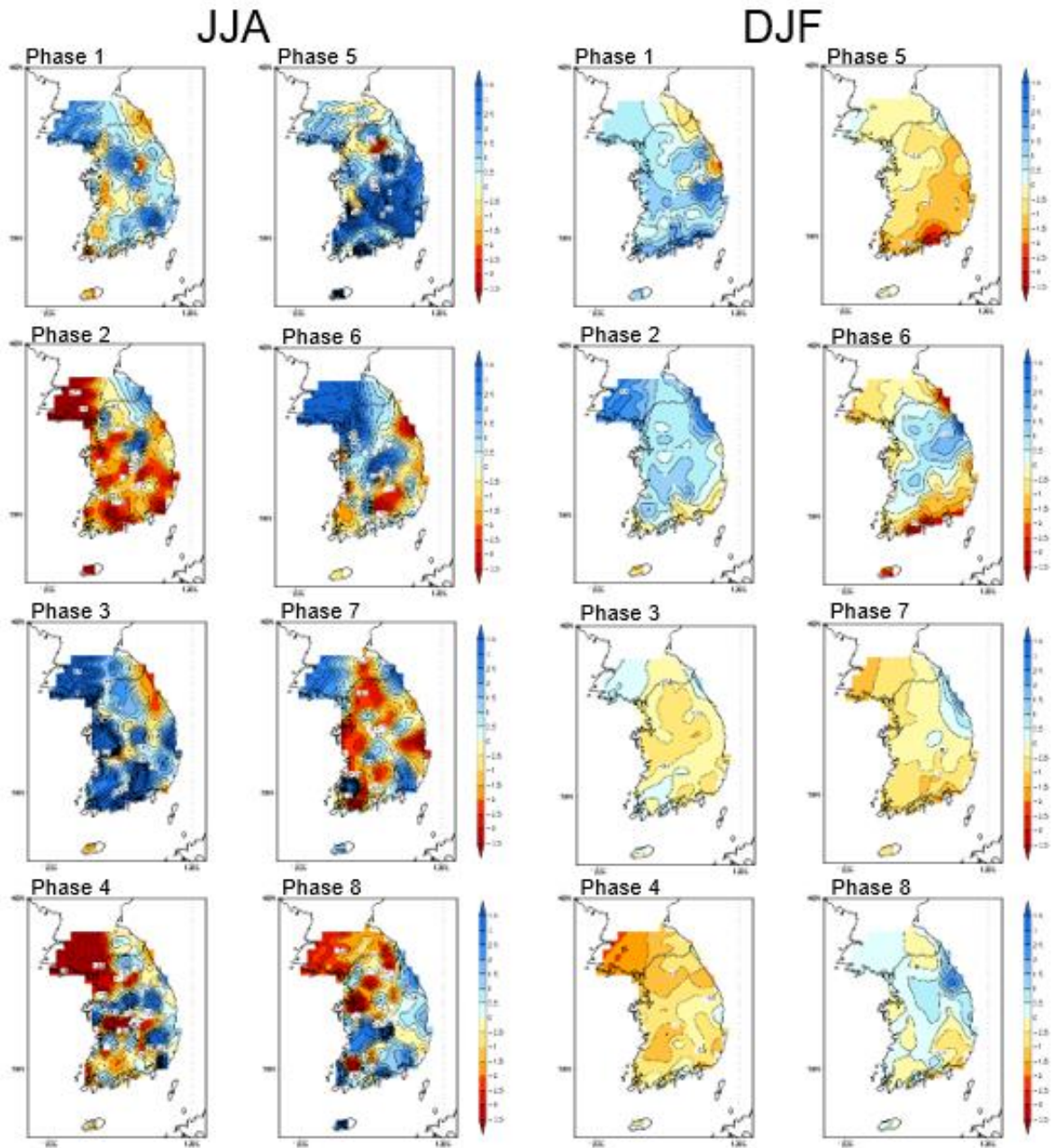


그림 1.18 1979~2017 년 자료를 사용한 여름철 BSISO 와 겨울철 MJO 의 각 위상에 따른 강수 아노말리 합성장. 왼쪽은 여름철, 오른쪽은 겨울철에 해당. 강수 일 자료는 한반도 지점 관측 자료임 (Seo and Lee 2019).

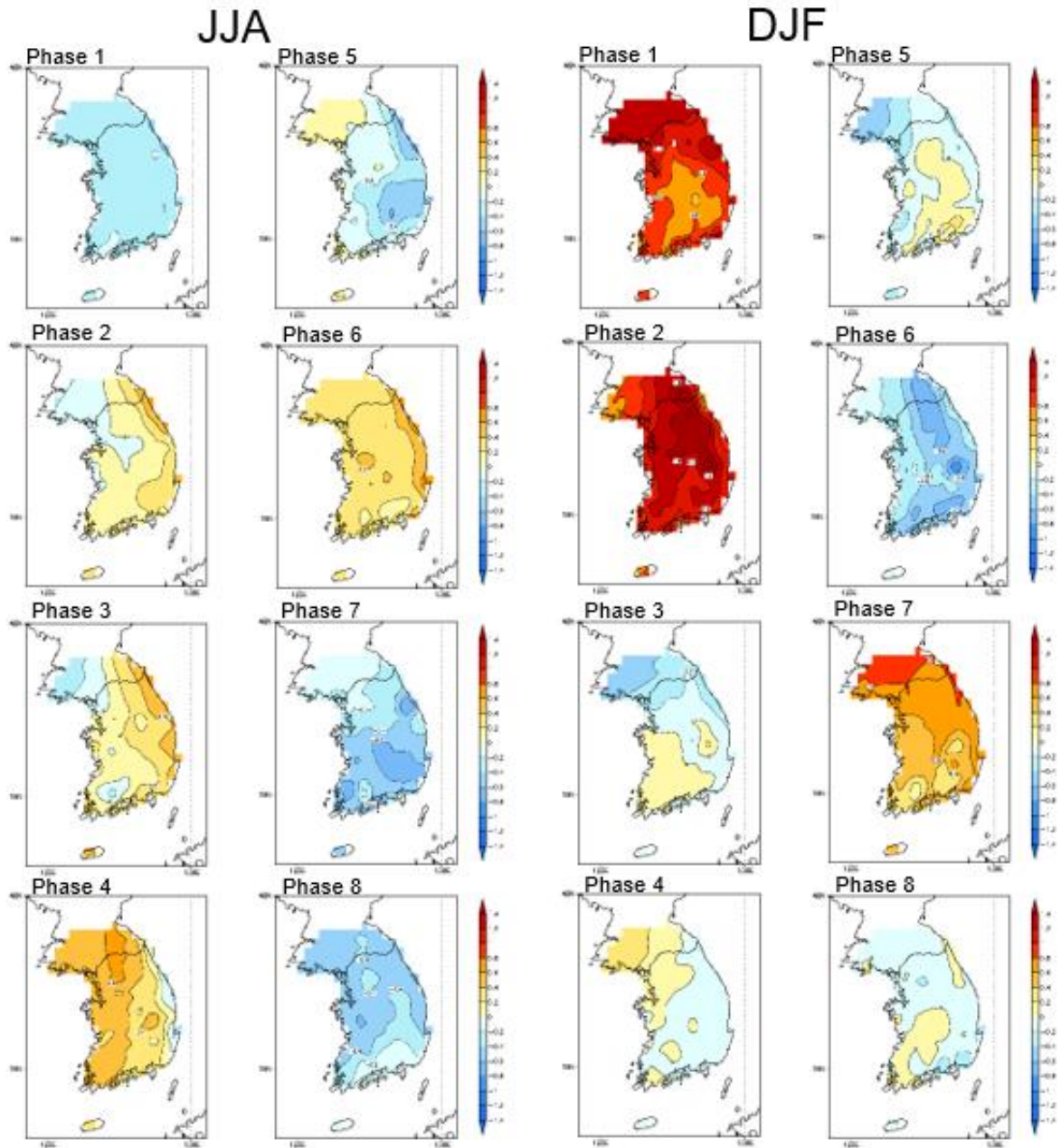


그림 1.19 1979~2017 년 자료를 사용한 여름철 BSISO 와 겨울철 MJO 의 각 위상에 따른 지상 온도 아노말리 합성장. 왼쪽은 여름철, 오른쪽은 겨울철에 해당. 온도 일 자료는 한반도 지점 관측 자료임 (Seo and Lee 2019).

매든-줄리안 진동

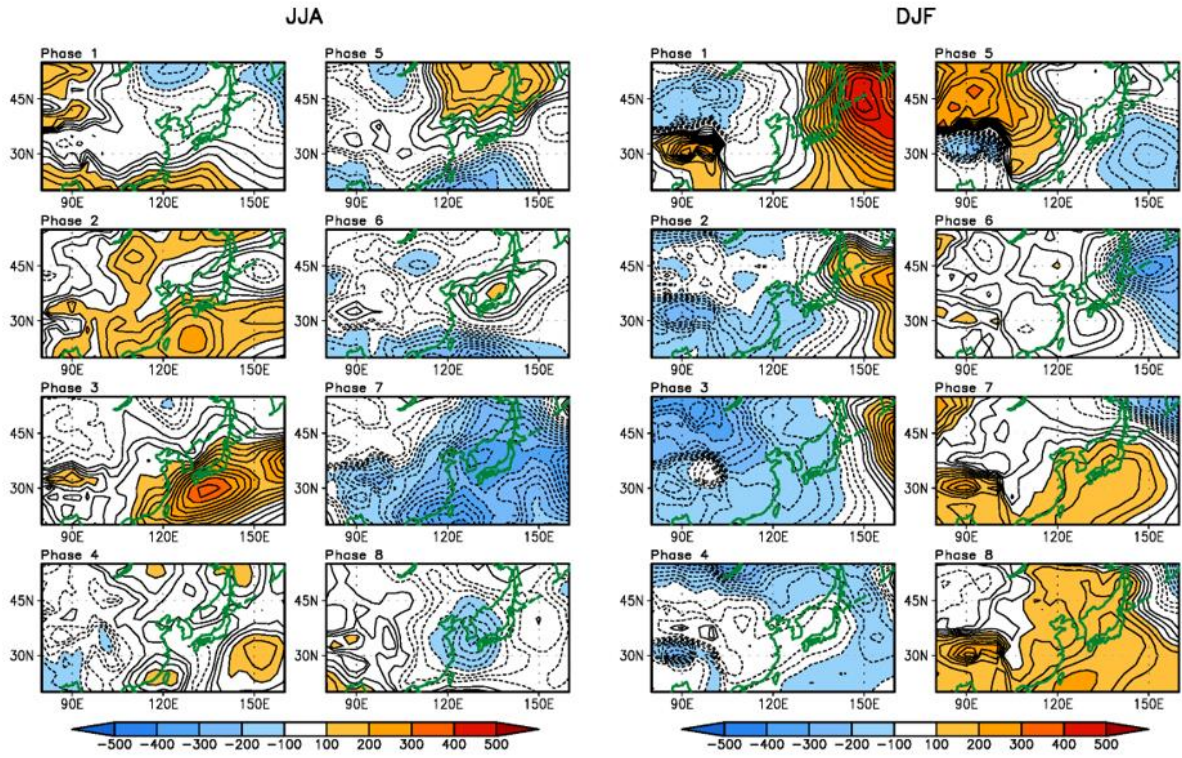


그림 1.20 1979~2017년 ERA-Interim 자료를 사용한 여름철 BSISO와 겨울철 MJO의 각 위상에 따른 해면기압 아노말리 합성장. 왼쪽은 여름철, 오른쪽은 겨울철에 해당 (Seo and Lee 2019).

핵심 요약

- MJO에 의한 원격상관을 통하여 열대 지역뿐만 아니라 중위도와 고위도의 순환과 온도, 강수에 영향을 미침.
- 원격상관의 물리적인 메커니즘은 로스비 파동 이론을 응용하여 설명할 수 있음.
- MJO 위상 2에서 10~15일 후 음의 태평양-북아메리카 패턴(PNA)이 잘 발생하여 북아메리카의 중동부에 양의 지상 온도가 형성됨.
- MJO에 의해서 북극의 해빙과 남극의 해빙이 영향을 받음.
- 한반도에 미치는 영향은 여름철 MJO 위상 5에서 양의 강수, 위상 2에서 음의 강수 보임. 겨울철은 반대로 위상 5에서 음의 강수, 위상 2에서 양의 강수 보임.
- 한반도 기온의 경우 여름철은 위상 3과 4에서 양의 기온, 위상 7과 8에서 음의 기온을 보이고, 겨울철은 위상 2에서 양의 기온, 위상 6에서 음의 기온을 보임.

참고문헌

네이버 사전: 매든-줄리안 진동

서경환 등, 2017: 기후과학자가 쓴 기후역학 교과서, 동화출판, 432 pp.

Adames, Á. F. and Kim, D., 2016: The MJO as a dispersive, convectively coupled moisture wave: Theory and observations. *J. Atmos. Sci.* **73** 2007–2026.

Benedict, J. J. and D. A. Randall, 2007: Observed characteristics of the MJO relative to maximum rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **64(7)**, 2332-2354.

Cassou, C., 2008: Intraseasonal interaction between the Madden-Julian oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **455**, 523-527, doi:10.1038/nature07286.

Chen, G. and B. Wang, 2019: Dynamic moisture mode versus moisture mode in MJO dynamics: importance of the wave feedback and boundary layer convergence feedback. *Clim. Dyn.* **52**, 5127-5143.

Emanuel, K. A., 1987: An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44(16)**, 2324-2340.

Henderson, G. R., B. S. Barrett, and D. M. Laflleur, 2014: Arctic sea ice and the Madden-Julian Oscillation (MJO). *Clim. Dyn.*, **43**, 2185–2196.

Hendon, H. H., 1988: A simple model of the 40-50 day oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 569-584.

Hendon, H. H., and M. L. Salby, 1994: The life cycle of the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **51(15)**, 2225-2237.

Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.

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.

Hsu, H. H., and M. Y. Lee, 2005: Topographic effects on the eastward propagation and initiation of the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **18(6)**, 795-809.

Hu, Q., and D. A. Randall, 1994: Low-Frequency Oscillations in Radiative-Convective Systems. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1089-1099.

Jiang, X. A., and T. Li, 2005: Reinitiation of the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation in the Tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **18(18)**, 3777-3795.

Kiladis, G. N., K. H. Straub, and P. T. Haertel, 2005: Zonal and vertical structure of the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **62(8)**, 2790-2809.

- Lau, K. M., and L. Peng, 1987: Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. *J. Atmos. Sci.*, **44(6)**, 950-972.
- Lee, H.-J., and K.-H. Seo 2019: Impact of the Madden-Julian oscillation on Antarctic sea ice and its dynamical mechanism. *Scientific Reports*. doi: 10.1038/s41598-019-47150-3.
- Liu, F., and B. Wang, 2012a: A model for the interaction between the 2-day waves and moist Kelvin waves, *J. Atmos. Sci.*, **69**, 611–625. doi: 10.1175/JAS-D-11-0116.
- Liu, F., and B. Wang, 2012b: A frictional skeleton model for the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 2749-2758.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29(6)**, 1109-1123.
- Majda, A. J., and S. N. Stechmann, 2009: The skeleton of tropical intraseasonal oscillations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **106(21)**, 8417-8422.
- Matthews, A. J., 2000: Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126(569)**, 2637-2651.
- Neelin, J. D., I. M. Held, and K. H. Cook, 1987: Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **44(16)**, 2341-2348.
- Rui, H., and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47(3)**, 357-379.
- Salby, M. L., R. R. Garcia, and H. H. Hendon, 1994: Planetary-scale circulations in the presence of climatological and wave-induced heating. *J. Atmos. Sci.*, **51(16)**, 2344-2367.
- Seo, K.-H., J. H. Choi, and S. D. Han, 2012: Factors for the simulation of convectively coupled Kelvin waves. *J. Climate*, **23**, 3495-3514.
- Seo, K.-H., and K.-Y. Kim, 2003: Propagation and Initiation Mechanisms of the Madden-Julian Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **108**, D13, 4384-4405.
- Seo, K.-H., and H.-J. Lee, 2017: Mechanisms for a PNA-like teleconnection pattern in response to the MJO. *J. Atmos. Sci.*, **74**, 1767-1781.
- Seo, K.-H., and H.-J. Lee, 2019: Effects of the MJO on climate over the Korean peninsula. *in preparation*.
- Seo, K.-H., H.-J. Lee, and D. M. W. Frierson, 2016: Unraveling the teleconnection mechanisms that induce wintertime temperature anomalies over the Northern Hemisphere continents in response to the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 3557-3571.
- Seo, K.-H., and S.-W. Son, 2012: The Global Atmospheric Circulation Response to Tropical

- Diabatic Heating Associated with the Madden-Julian Oscillation during Northern Winter. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 79-96.
- Sobel A. and E. Maloney, 2012: An idealized semi-empirical framework for modeling the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1691-1705.
- Sobel A., and E. Maloney, 2013: Moisture modes and the eastward propagation of the MJO. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 187-192.
- Wang, B., 1988: Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. *J. Atmos. Sci.*, **45(14)**, 2051-2065.
- Wang, B., and T. Li, 1994: Convective interaction with boundary-layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1386-1400.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Dynamics of coupled moist Kelvin-Rossby waves on an equatorial beta-plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 397-413.
- Yasunari, T., 1980: A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40 Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58(3)**, 225-229.
- Yoo, C., S. Lee, and S. Feldstein, 2011: The impact of the Madden-Julian oscillation trend on the Arctic amplification of surface air temperature during the 1979-2008 boreal winter. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L24804, doi:10.1029/2011gl049881.
- Zhao, C., T. Li, and T. Zhou, 2013: Precursor signals and processes associated with MJO initiation over the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **26**, 291-307, doi:10.1175/JCLI-D-12-00113.1.