

지구온난화에 따른 태풍 빈도수 변화 연구
(A study of frequency changes in tropical
cyclones under a warmed climate state)

기본연구사업(개인창의)

한국해양연구원

제 출 문

한국해양연구원장 귀하

본 보고서를 “지구온난화에 따른 태풍빈도수 연구”과제의 최종보고서로 제출합니다.

2012. 2.

총괄연구책임자 : 권 민 호

보고서 초록

과제고유 번호		해당단계 연구기간	2010년 4월1일 ~2011년 3월 31일	단계 구분	1단계/1단계
연구사업명	중사업명				
	세부사업명				
연구과제명	대과제명				
	세부과제명	지구온난화에 따른 태풍빈도수 변화 연구			
연구책임자	권민호	해당단계 참여연구원 수	총 : 1 명 내부: 1 명 외부: 명	해당단계 연구비	정부: 50,000 천원 기업: 천원 계 : 50,000 천원
		총연구기간 참여연구원 수	총 : 1 명 내부: 1 명 외부: 명	총 연구비	정부: 50,000 천원 기업: 천원 계 : 50,000 천원
연구기관명 소속부서명	한국해양연구원 기후연안재 해연구부		참여기업명		
국제공동연구					
위탁연구					
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	63
<p>- 고해상도 모형을 통한 태풍발생 빈도 및 강도 분석</p> <p style="margin-left: 20px;">: 지구온난화에 따라 태풍발생빈도는 서태평양에서 감소하고 중태평양에서 크게 증가함을 보임</p> <p style="margin-left: 20px;">: 지구온난화에 따라 강한 태풍의 수는 증가하고 서태평양에서 약한 태풍의 수는 감소함을 보임</p> <p style="margin-left: 20px;">: 중태평양에서 태풍발생 빈도 증가의 원인이 대기의 안정도 증가가 아니라 동풍쉬어 증가에 따른 종관규모 요란의 증가 때문인 것을 증명함</p> <p style="margin-left: 20px;">: 중태평양에서의 태풍발생 빈도 증가의 근본적인 원인은 온난화 환경에서 동서방향의 해수면온도 경도의 감소임을 보임</p> <p>- 저해상도 모형을 이용한 태풍의 생성잠재지수 분석</p> <p style="margin-left: 20px;">: 지구온난화 환경에서 저해상도 모형에서도 태풍의 생성잠재지수가 중태평양에서 증가함을 보임</p> <p style="margin-left: 20px;">: 태풍 생성잠재지수의 변화는 직접적으로 평균 소용돌이도 증가에 가장 민감하다는 것을 발견함</p>					
색인어 (각 5개 이상)	한 글	태풍, 전구모형, 지구온난화, 종관규모요란, 동풍쉬어			
	영 어	Tropical cyclones, global model, global warming, synoptic disturbances, easterly shear			

요 약 문

I. 제 목

지구온난화에 따른 태풍빈도수 변화 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

- 지구온난화 고해상도 모형 실험에서 나타난 태풍 빈도수 변화 이해
- 지역별 태풍 빈도수 변화에 대한 이유 규명

III. 연구개발의 내용 및 범위

- 지구온난화 시나리오를 포함한 고해상도 기후모형의 결과로부터 태풍 경로(track) 분석
 - : 태풍경로 추적 프로그램 개발
 - : 관측 경로 자료와 비교하여 프로그램 파라미터 튜닝
- 태풍 경로 자료를 통해 지역별 태풍빈도수 변화의 분석
 - : 관측자료 및 모형의 태풍빈도수 차이 비교
 - : 태풍 세기별, 지역별 태풍빈도수 변화 비교
- 태풍 빈도수 변화에 따른 평균 대기 순환의 변화 분석
 - : 태풍활동이 활발한 계절에 대하여 동서바람, 발산, 하층 비습 분석
 - : IPCC 자료에서 나타나는 대기 순환 변화 비교
- 태풍생성의 근원이 될 수 있는 중관에디(synoptic eddy)의 변화 분석
 - : 모형 결과를 필터하여 각계절별 자료의 분산을 구함
 - : 태풍 세기 및 빈도수에 대한 중관에디 차이 분석
- 태풍 빈도수와 관련한 주변 대기의 열역학적 특성 분석
 - : 모형의 주어진 자료로부터 온위와 상당온위 분석

: 태풍 세기 및 빈도수에 대한 온위 및 상당온위 프로파일 분석

IV. 연구개발결과

고해상도 모형을 통한 태풍발생 빈도 및 강도 분석

: 지구온난화에 따라 태풍발생빈도는 서태평양에서 감소하고 중태평양에서 크게 증가함을 보임

: 지구온난화에 따라 강한 태풍의 수는 증가하고 서태평양에서 약한 태풍의 수는 감소함을 보임

: 중태평양에서 태풍발생 빈도 증가의 원인이 대기의 안정도 증가가 아니라 동풍쉬어 증가에 따른 종관규모 요란의 증가 때문인 것을 증명함

: 중태평양에서의 태풍발생 빈도 증가의 근본적인 원인은 온난화 환경에서 동서방향의 해수면온도 경도의 감소임을 보임

저해상도 모형을 이용한 태풍의 생성잠재지수 분석

: 지구온난화 환경에서 저해상도 모형에서도 태풍의 생성잠재지수가 중태평양에서 증가함을 보임

: 태풍 생성잠재지수의 변화는 직접적으로 평균 소용돌이도 증가에 가장 민감하다는 것을 발견함

V. 연구개발결과의 활용계획

○ 동아시아 지역에 지나가는 태풍의 빈도수를 기후시나리오를 바탕으로 분석함으로써 기후변화

에 따른 태풍의 빈도수 변화를 이해하고 그 이유를 밝혀내게 될 것이다. 한편, 연구결과는 기후

변화에 대한 태풍의 활동의 이해를 확대하여 태풍의 예측시스템을 향상시키는데 도움을 줄 것이

다. 한편, 국제 태풍관련 기관과 협력함으로써 국제력 협력기반을 더욱 다지고, 향후 국내 태풍

관련 기술을 발전시키는데 기여할 것이다.

○ 매해 증가하는 태풍에 의한 재산피해액은 본 연구를 통해 지구온난화에 따라 나타날 수 있는 슈퍼태풍에 대한 대비책의 기반을 마련함으로써 줄어들 것이다. 나아가 본 연구는 태풍 예측

시스템에 대한 기반 정보를 제공하여 기상정보산업을 발전시키고 자연재해로부터 인명과 재산

을 보호하며 나아가 생활수준을 향상시키는데 기여할 것이다.

S U M M A R Y

It has been recognized reduction in frequency of tropical cyclones (TCs) over the globe in a warmer climate state according to various high-resolution model studies. It was also suggested that the probable reason for TC reduction is weakening of tropical circulation due to stabilized atmosphere. Here, changes in TC frequency and their possible reasons are investigated using another high-resolution atmospheric model, ECHAM5 (T319) from Max Planck Institute (MPI). The boundary condition is evaluated from ECHAM5/MPI-OM, which participate for AR4-IPCC modeling group. The authors utilize two different emission scenarios (20C3M and SRES A1B) of green house gases for comparing the present and the future climate. It is found that a distinctive contrast of a TC decrease and increase in the western and central Pacific regions, respectively. This study suggests that synoptic disturbances and low-level convergence are significantly responsible for the contrast of TC frequency over the two Pacific regions.

KEYWORDS

국문: 태풍, 전구모형, 지구온난화, 종관규모요란, 동풍취어

영문: Tropical cyclones, global model, global warming, synoptic disturbances, easterly shear

C O N T E N T S

Chapter 1. Introduction

Chapter 2. Background of this study

Chapter 3. Methodology and Results

Chapter 4. Achievements

Chapter 5. Application of this study

Chapter 6. References

목 차

제 1 장 서론

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

제 6 장 참고문헌

1장 서론

이 연구에서는 지구온난화에 따른 태풍빈도수의 변화를 파악하기 위하여 고해상도 전구모형을 이용하였다. 현재까지 여러 고해상도 모형 연구를 통하여 지구온난화에 따른 전지구적으로 태풍(tropical cyclones)의 발생빈도가 줄 것이라는 예측되어 왔다. 그 가능한 이유는 안정화된 대기에 기인하여 열대순환이 약화되기 때문이다. 이 연구에서는 초고해상도 전구모형을 이용하여 미래기후에서 태풍빈도의 변화와 그 가능한 이유에 대하여 살펴볼 것이다. 이 연구에서는 막스플랑크연구소(MPI; Max Planck Institute)의 T319 ECHAM5 모형이 이용되었다. 경계조건은 제 4차 기후변화 보고서에 참여하는 ECHAM5/MPI-OM 대기-해양 결합모형에서 나온 결과가 이용되었다. 여기서는 현재기후와 미래기후를 비교하기 위하여 20C3M과 SRES A1B 온실기체 배출 시나리오가 이용되었다. 이 연구에서는 서태평양과 중태평양 지역의 태풍 발생 빈도의 대조적인 결과를 비교할 것이고, 중관규모(synoptic-scale)의 요란(disturbances)과 하층대기의 수렴이 유의하게 이러한 두 지역의 대조적인 특징을 설명할 수 있다는 것이 제시될 것이다.

태풍, 허리케인과 같은 열대성폭풍(tropical cyclones)은 인간사회와 경제에 크게 영향을 주는 가장 파괴적인 기상현상 중 하나이다. 태풍으로부터 인명과 재산피해를 줄이기 위하여 태풍의 특징과 성질을 이해하는 것은 매우 중요하다. 제 4차 IPCC 보고서(the 4th assessment reports of Intergovernmental Panel on Climate Change)는 지구온난화와 지구시스템에 대한 가능한 영향을 제시하고 있는데, 그에 따르면, 태풍의 강도, 빈도 및 경로 등이 지구온난화에 따른 하층대기의 온도 증가로 인해 변화될 것이라고 예측하고 있다.

태풍의 생성(cyclogenesis)는 해수면온도(SST; sea surface temperature)에 의해 크게 의존하는 것으로 인식되어 왔다. 왜냐하면, 더 높은 해수면온도는 태풍형성에 더 많은 에너지와 수증기를 공급해주기 때문이다. 특히, 수증기는 태풍에 잠열의 형태로 막대한 에너지를 공급한다. 태풍의 형성과 발달은 해수면온도 증가에 의해 민감하게 영향을 받을 수 있다. 왜냐하면, 수증기량은 클라우지우스-클라페이론 관계(Clausius-Clapeyron relationship)에 의해 해수면온도에 따라 지수적으로 증가하기 때문이다. 그러나 많은 선행 연구들은 태풍의 특성이 해수면온도 뿐만 아니라 대기의 정적안정도, 상대습도, 상하층 바람쉬어 등과 같은 여러 주변 대기의 조건에 따라 바뀔 수 있음을 제시하였다(Gray, 1979, Tang and Neelin, 2004).

최근 십년동안 수치모형을 이용한 온난화 기후에서 태풍의 변화를 연구하려는 시도는 많이 있어왔다. 지구온난화 환경에서 태풍을 이해하려는 방식은 세 가지가 있다. 첫 번째는 태풍의 발달에 대한 대기조건을 포함하는 예측인자를 이용하는 것이다. 이 접근 법은 저해상도 모형에 응용될 수 있다(예, Ryan et al., 1992). 두 번째 방법은 고해상도 지역기후모형을 이용하는 것이다(예, Knutson and Tuleya,

1999). 이 중규모모형은 해수면온도 뿐만 아니라 여러 대기 경계조건을 기후모형에서 얻는다. 세 번째 방법은 지구온난화 기후에서 태풍의 특징을 이해할 수 있는 좀 더 직접적인 방법으로 전지구 기후모형을 이용하는 것이다(예, Bengtsson et al., 1995). 이 방법은 현실적인 태풍을 모의하기 위해 상대적으로 고해상도 모형이 요구되지만 많은 연구자들은 최근 십년동안 이 방법을 선호해왔다.

태풍에 대한 지구온난화의 영향은 모형에 따라 다르다. 그 이유는 모형의 불완전성, 해상도의 제한, 그리고 서로 다른 경계조건 때문이다(Solomon et al., 2007). 200 km 격자를 가지는 결합기후모형(coupled general circulation model) 결과는 태풍의 수의 변화는 거의 없고 중급태풍의 강도가 약간 감소하는 정도였다(Bengtsson et al., 2006). 100 km 해상도 모형에서는 지구온난화 환경에서 태풍의 수는 감소하고 태풍의 강도에는 거의 변화가 없었다(Sugi et al., 2002). Yoshimura et al. (2006)은 약한 태풍의 수는 감소하고 강한 태풍의 수는 거의 변화가 없다고 100 km 격자 모형에서 밝혔다. 100 km 격자를 갖는 또 다른 연구에서는 태풍의 수는 감소하고 태풍의 강도는 약간 증가할 것이라고 예측하였다. 같은 해상도를 갖는 또 다른 연구에서는 태풍의 수와 강도 모두 평균과 극값 측면에서 감소하였다(Hasegawa and Emori, 2005). Chauvin et al. (2006)은 50 km 해상도 모형을 이용하여 지구온난화 환경에서 강수량 관점에서 태풍의 강도가 증가함을 밝혔다.

상대적으로 고해상도 기후모형은 좀 더 현실적인 태풍을 모의할 수 있다. 특히 Bengtsson et al. (2007)은 지구온난화 이후에 태풍의 변화를 연구하기 위하여 여러 해상도를 가진 전구모형을 이용하였다. 그들의 가장 고해상도 모형은 40 km 격자 해상도였다. 그들은 약한 태풍의 수는 감소하나 강한 태풍의 수는 증가한다고 결론을 내렸다. Oouchi et al. (2006)은 20 km 해상도 모형을 이용하여 지역적으로 차이는 있지만, 역시 강한 태풍의 수는 증가하나 약한 태풍의 수는 감소한다고 결론을 내렸다. 그러나 20 km 해상도 모형의 결과는 계산적 제한 때문에 그 적분 기간이 상대적으로 짧은 단점을 가지고 있다.

이렇듯 모형마다 다소 차이는 있지만, 많은 전구 모형 모의는 지구온난화 기후에서 전구적인 태풍수의 감소를 모의하고 있다. 여러 학자들은 지구온난화에 따라 전구태풍수의 감소의 이유를 밝혔는데, 특히 Sugi et al. (2002)는 이 감소가 열대순환의 감소 때문에 일어난다고 주장하였다. 이 열대 순환의 감소는 대류권 건조안정도의 감소에 기인한다고 설명하였다. Bengtsson et al. (2007)은 이 주장을 뒷받침하며, 수문순환과 연직쉬어가 중요하다고 강조하였다.

이런 노력에도 불구하고 지구온난화에 따른 태풍변화에 대한 이해는 아직 매우 부족하다. 특히, 열대순환의 약화는 지역적인 태풍빈도수의 차이를 설명해주지 못하며, 현재까지 대부분의 연구는 약 100 km 혹은 이보다 저해상도 모형의 결과이므로 현실적인 태풍모의가 어려운 단점이 있다. 선행연구에 의하면 60 km보다 작은

격자모형을 이용하여야 태풍의 비대칭구조를 적절하게 모의할 수 있다(Bengtsson et al., 2007). 관측적 근거에 의하면, 태풍수에 대한 장기 변화는 뚜렷하지가 않다. 자료의 신빙성이 1980년대 중반 이전에는 매우 떨어지는 것을 감안하더라도 태풍의 관측적 빈도는 지구온난화에 따라 큰 변화를 보이지 않는다(Webster et al., 2005). Webster et al. (2005)는 강한 태풍이 최근 들어 그 수가 증가했다고 보였지만 상대적으로 약한 태풍은 감소했다고 보였다.

이 연구는 현재 기후변화에 따라 혹은 향후 지속될 수 있는 지구온난화에 따른 기후변화에 따라 한반도에 접근하는 태풍특성이 어떻게 바뀌는지에 대한 내용을 포함하고 있다. 고해상도 모형을 이용한 태풍빈도의 변화를 직접 살펴볼 것이며, 안정도, 습윤모수, 연직쉬어 등 다양항 대기의 환경요인의 변화에 따른 영향을 살펴볼 것이다. 그리고 관측자료를 이용하여 태풍의 장기변동성에 대해서 살펴보고, 강한 태풍과 약한 태풍을 구분하여 각각의 특성 변화를 비교할 것이다. 또한, 북서태평양에서 발생하는 태풍의 잠재강도를 살펴보고 그 경향성을 살펴볼 것이다. 한편, 고해상도 기후모형을 이용하여 태풍빈도 특성 변화를 볼 것이고, 저해상도 기후모형을 활용하여 태풍 빈도를 지수화한 생성잠재지수(Genesis Potential Index; GPI)의 변화 특성을 살펴볼 것이다.

2장 국내외기술개발 현황

지난 수십년 동안 지구온난화와 같은 기후변화에 따라 태풍의 특성이 어떻게 변화하는지 수치모형을 이용한 많은 연구가 있었다. 특히, 지구온난화 환경에서 태풍을 이해하기 위한 노력은 크게 세 가지 방식으로 구분될 수 있는데, 첫 번째 방식은 태풍의 발달에 대한 예측인자를 사용하는 것이다. 그 예측인자는 많은 대기의 조건들을 포함한다. 이런 접근 방법은 저해상도 모형을 통하여 이루어질 수 있다(예, Ryan et al., 1992). 두 번째 방식은 지역기후 모형을 이용하는 것이다(예, Knutson and Tuleya, 1999). 통상적으로 지역기후 모형은 고해상도 모형이 이용된다. 이 중 규모 모형은 해수면온도와 같은 전구모형에서 얻어진 경계조건과 대기의 경계조건을 이용한다. 세 번째 방식은 전구모형을 이용하는 것이다. 이 방법은 지구온난화 환경에서 태풍의 특성을 파악하기 위한 보다 직접적인 접근 방법이다(예, Bengtsson et al., 1995). 이 방법은 현실적인 태풍을 모의하기 위하여 상대적으로 고해상도 모형이 요구되지만, 현재까지 이 접근 방법을 이용하여 많은 연구가 이루어졌다.

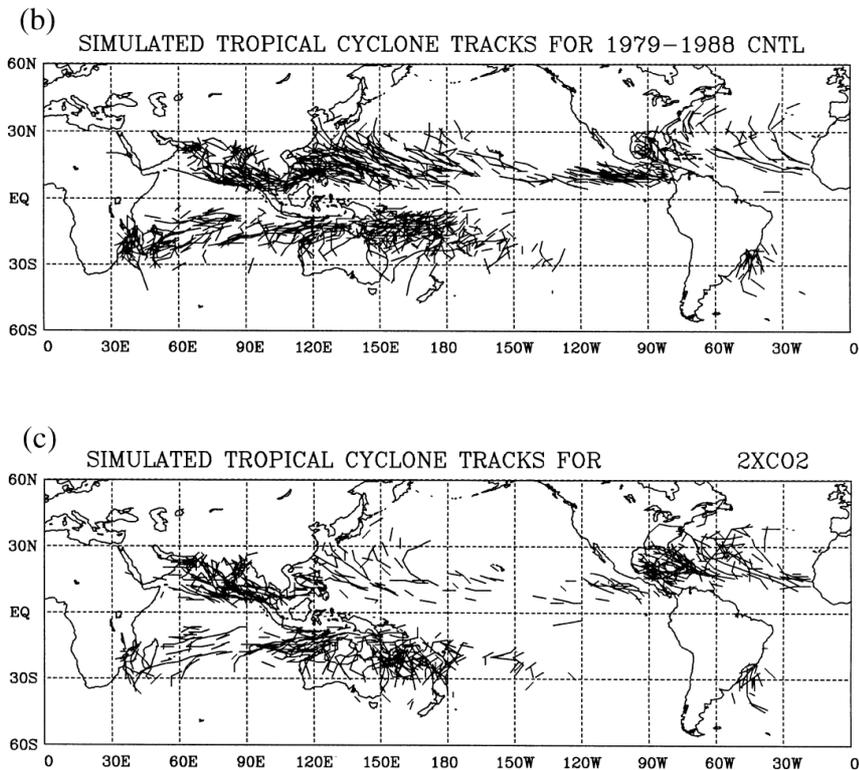


Figure 2.1 Tropical cyclone tracks for a ten-year period. (b) Tracks in the control experiment. (c) Tracks in the 2xCO₂ experiment. Adapted from Sugi et al. (2002).

태풍에 대한 지구온난화의 영향에 대한 모형 결과는 모형마다 차이가 있는데, 그 이유는 불충분한 모형 성능, 해상도 문제, 그리고 다른 경계조건 때문이다 (Solomon et al., 2007). 예를 들어, 200-km 수평격자 해상도를 가진 전지구모형 (GCM; general circulation model)은 지구온난화에 따라 태풍의 수가 거의 변화하지 않았지만(Bengtsson et al., 2006), 100-km 해상도를 가진 모형은 TC의 수가 크게 감소하였으며, 태풍의 최대 강도는 큰 변화가 없다는 것을 모의하였다(Sugi et al., 2002). Fig. 2.1을 보면 지역적으로 차이가 있지만, 전구적으로 태풍의 수가 현저하게 줄었다는 것을 볼 수 있다.

Yoshimura et al. (2006)는 100-km 해상도 모형을 이용하여 약한 태풍수가 감소하고, 강한 태풍의 수는 변화가 없음을 보였고, 100-km 해상도를 가진 또 다른 모형은 결과는 태풍수는 전반적으로 줄어들지만, 태풍의 강도는 약간 증가한다는 것을 보였다(McDonald et al., 2005). 100-km 해상도를 가진 또 다른 연구 결과는 태풍의 빈도와 강도 모두 줄어들고, 평균 강수와 극한 강수의 빈도가 증가한다는 것을 보였다(Hasegawa and Emori, 2005). Chauvin et al. (2006)는 50-km 해상도 모형을 이용하여 지구온난화에 따라 강수량 관점에서 태풍의 강도가 증가한다고 결론을 내렸다. 고해상도 전구모형은 태풍을 더욱 현실적으로 모의할 수 있다. Bengtsson et al. (2007)은 여러 해상도에 따라 태풍의 모의 정도를 연구하였는데, 40-km 해상도 모형을 이용하였을 때, 보다 현실적으로 태풍의 비대칭적인 구조를 모의할 수 있다는 것을 보였다. 한편, 그들은 지구온난화에 따라 약한 태풍은 감소하고, 강한 태풍은 증가할 수 있다는 것을 제시하였는데, Oouchi et al. (2006)도 20-km 해상도 모형을 이용하여 지역적인 차이가 있지만, 약한 태풍이 감소하고 강한 태풍이 증가할 수 있다는 것을 보였다. 그러나, Oouchi et al. (2006)의 연구는 매우 고해상도 모형이어서 통계적으로 확실한 결론을 내리기에는 적분 기간이 다소 짧다.

많은 모형 결과들이 미래 온난화 기후환경에서 태풍수의 감소를 예측하였는데, 많은 학자들은 그 이유에 대해서 다음과 같이 설명을 하였다. Sugi et al. (2002)는 태풍수의 감소가 열대 순환의 감소와 관련이 있는 것으로 생각을 하였다. 그리고 그 열대순환의 감소는 대류권의 대기 안정도의 증가와 관련이 있는 것으로 추정하였다. Bengtsson et al. (2007)은 수문순환을 이용하여 Sugi et al. (2002)의 결과를 지지하였고, 태풍의 생성에 있어서 연직 바람쉬어의 중요성을 강조하였다.

지구온난화에 따른 태풍 특성변화에 대한 이해는 이러한 노력에도 불구하고, 아직 갈 길이 멀다. 특히, 열대 순환의 약화는 지역적인 태풍빈도의 차이를 설명해주지 못하며, 대부분의 모형은 약 100-km 수평 해상도이거나 이보다 낮은 해상도 전구 모형이다. Bengtsson et al. (2007)은 태풍의 현실적 구조를 모의하기 위하여 최소 60-km 해상도 모형을 이용해야 한다고 지적하였다. 한편, 관측자료에 따르면, 태

풍 빈도수의 장기경향은 지역적으로 차이가 크며 뚜렷하지가 않다. 1980년대 중반 이전의 태풍 자료가 어느 정도의 불확실성을 포함하고 있지만, 지구온난화에 따라 해수면온도가 크게 증가하였음에도 불구하고 관측적인 태풍빈도 및 장기 변동성에 대한 변화는 뚜렷하지 않다(Webster et al., 2005). 그리고 그들은 강한 태풍이 더 빈번히 생성되고 있으며, 약한 태풍은 지난 수십년 동안 줄어들었음을 제시하였다 (Fig. 2.2).

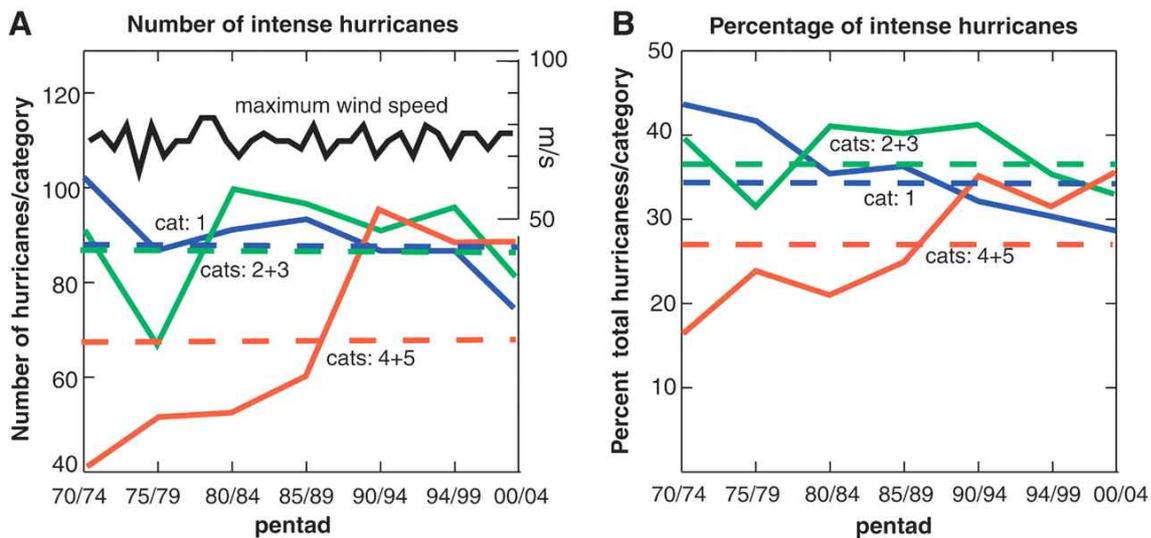


Figure 2.2 Intensity of hurricanes according to the Saffir-Simpson scale (categories 1 to 5). (A) The total number of category 1 storms (blue curve), the sum of categories 2 and 3 (green), and the sum of categories 4 and 5 (red) in 5-year periods. The bold curve is the maximum hurricane wind speed observed globally (measured in meters per second). The horizontal dashed lines show the 1970 - 2004 average numbers in each category. (B) Same as (A), except for the percent of the total number of hurricanes in each category class. Dashed lines show average percentages in each category over the 1970 - 2004 period. Adapted from Wester et al. (2005).

3장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1절 모형 개요 및 연구방법

지구온난화환경에서 태풍의 변화를 연구하기 위하여 ECHAM5 대기 대순환모형 (AGCM; Atmospheric General Circulation Model)이 이용되었다. 수평해상도는 T319로서 약 40 km 격자 간격을 가지고, 경계조건은 제 4차 기후변화 패널(IPCC; Intergovernmental Panel for Climate Change) 보고서에 참여하는 ECHAM5/MPI-OM 접합 기후전구모형(CGCM)의 적분결과 중 해수면온도(sea surface temperature)이다. ECHAM5/MPI-OM의 기후변화 실험은 막스플랑크 연구소에서 이루어졌다(Jungclaus et al., 2006). 이 접합모형의 대기 해상도는 T63이고, 31개의 층을 갖는다. 두 개의 시나리오가 이용되었는데, 그들은 각각 20C3M과 SRES A1B이다. 20C3M 시나리오에서는 20세기의 온실기체 증가에 따른 복사강제력이 포함되어 있고, SRES A1B 시나리오에서는 2000년 이후에 약 70년 동안 이산화탄소의 농도를 1%씩 720 ppm이 될 때까지 증가시키는 복사강제력을 포함한다. 그 이후에는 이산화탄소 농도가 720 ppm으로 고정된다. 이 연구에서는 1980-1999년과 2080-2099년의 두 time-slice 적분이 수행되었다. 대기 해상도 T319의 ECHAM5 모형이 적분되었으며, 이에 대한 경계조건 즉 해수면온도는 ECHAM5/MPI-OM 접합모형의 결과가 이용되었다. 편의상 여기서 두 적분을 각각 20C, 21C라고 부르기로 한다. 해수면온도는 접합모형에 기반한 결과이므로 경년변동성을 포함한다.

모형자료로부터 추출된 태풍(TC-like vortex)의 수는 추출방법에 따라 민감하게 변한다. 태풍이 연구에서는 Thorncroft and Hodges (2001)에 의해 제안된 추출방법이 이용되었다. 그 방법은 다음과 같다. 우선, 850 hPa 소용돌이도가 태풍을 추출하는데 이용되는데, 6시간 간격의 자료에 대해 초기 소용돌이(vortex)는 기준 소용돌이도값을 넘어야 한다. 그리고 초기 소용돌이는 위도 30N보다 남쪽의 지역에 있어야 한다. 이후에 태풍의 이동은 북위 40도까지로 제한한다. 또한, 검출된 소용돌이는 닫힌 원 모양을 가지고 있어야 한다. 한편, 발달하는 태풍은 강한 경도풍에 따른 온도풍관계에 의해 상층에 온핵(warm core)을 가지고 있는데, 이 때문에 태풍의 중심에서 상층으로 갈수록 소용돌이도값은 감소한다. 이 조건을 추가하기 위하여, 250 hPa 소용돌이도를 이용하였는데, 그 조건은 850 hPa 소용돌이도와 250 hPa 소용돌이도의 차이가 최소의 감소 소용돌이도 값보다 커야 한다는 것이다. 그리고 마지막으로, 위의 조건 외에 소용돌이도는 최소 2일 이상 유지되어야 한다. 이를 정리하면, 다음과 같다.

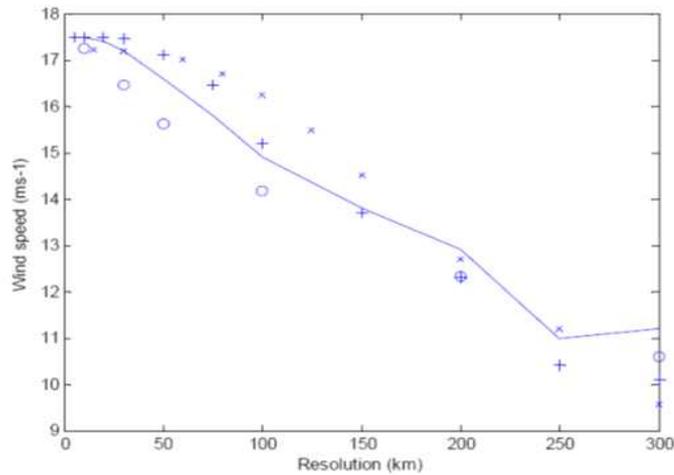


Figure 3.1 Maximum sustained wind speed of simulated tropical cyclones with horizontal resolutions of model. Adapted from Walsh et al. (2007).

- 1) 850 hPa 소용돌이도 > 기준소용돌이도
- 2) 200 hPa 소용돌이도 - 850 hPa 소용돌이도 > 감소소용돌이도
- 3) 지속 시간 > 2일 = 4 time steps

이들 조건들은 위와 같이 결합된 세 개의 매개변수를 갖게 되는데, 그 변수는 기준소용돌이도(threshold vorticity), 최소감소소용돌이도(minimum reduction of vorticity), 그리고, 지속시간(persisted time)이다.

모형자료에서 추출된 태풍의 수는 대기 모형의 수평해상도에 크게 의존하기 때문에, 추출 매개변수를 여러 번 조합하여 태풍의 수를 계산하여야 한다(Walsh et al., 2007; Fig. 3.1) 관측자료에 근거하였을 때 최근 20년 동안 태풍은 북반구에서 약 1300개가 발생하였는데, 이를 기준으로 적절한 매개변수 조합을 정하였다. 한편, 매개변수 조합이 어느 정도 바뀌어도 연구결과에는 큰 영향을 끼치지 않는다. 태풍의 잠재강도는 Emanuel (1995)에 의해 제시되고 Bister and Emanuel (1998)에 의해 수정된 것을 보완한 것이다. 잠재강도를 계산하기 위해 입력변수는 해수면온도, 해면기압, 연직 프로파일을 가진 기압, 온도, 그리고 혼합비이다. 이들 변수는 재분석자료의 각 격자점에서 계산이 된다. 이 계산을 위해 태풍 외류에 있는 마찰에 의한 일은 무시된다. 만약, 태풍의 크기를 알고 있다면, 이 값을 추정할 수 있지만, 일반적으로 태풍의 크기가 비정상적으로 크지 않는다면, 그 값은 무시될 수 있다(Emanuel, 1986). 한편, 태풍의 강도가 최대로 발달되었을 때를 가정한다. 그리고, 경도풍이 최대풍속 반경에서 선형풍을 가정한다. 이들 조건이 만족이 되

면, 온도풍 관계와 태풍의 눈 근처 경계층에서의 엔트로피 관계식에 의해 다음과 같이 최대 경도풍 풍속을 추정할 수 있다.

$$V_{max} = \sqrt{\frac{2g}{\rho} \ln \left(\frac{p_{ref}}{p_{min}} \right)}$$

여기서 V_{max} 은 최대 경도풍 풍속이고, p_{ref} 는 정압비열, T_{ref} 는 해수면온도, T_{avg} 는 평균 외기온도, γ 는 엔탈피의 교환계수, β 는 공기저항계수, α 는 해양표면에서 포화상당온위, β_{ref} 는 경계층 상당온위이다. 이 값들은 최대풍속반경에서 계산되는 것이다. 한편, 위 식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

여기서, 엔트로피 θ 이다. 그리고 위 적분은 주변경계층 p_{ref} 에서 시작하여 포화될 때까지를 의미한다. 엔트로피는 해수면온도와 외기온도가 요구된다. 그리고 위 식은 태풍의 눈 벽 해면에서 공기가 실질적으로 포화된다는 것을 의미하는 것은 아니다. 위 식은 대류가능잠재에너지(CAPE, Convective Available Potential Energy)로 다음과 같이 쓸 수 있다.

여기서, CAPE*는 주변공기에 대해 해면에서 포화되어 올려진 공기의 대류가능잠재에너지이고, CAPE는 경계층 공기의 대류가능잠재에너지이다.

한편, CAPE를 계산하기 위해서 눈의 벽 경계층에 있는 공기의 혼합비와 온도가 필요한데, 표층온도는 해수면온도로, 그리고 상대습도는 눈의 벽 바깥쪽에서 바깥쪽 경계까지 상수로 고려할 수 있다. 눈의 벽에 있는 기압이 주변보다 낮기 때문에 혼합비의 안쪽으로 증가하는 작기 때문이다. 이런 이유 때문에 CAPE의 값은 주변 대기 경계층 공기에 대한 CAPE 보다 약간 더 크다. 상대습도의 상수 가정은 수치모형결과에서도 잘 성립함이 알려져 있다.

한편, 재분석자료에서 비습은 하층에서만 있는 경우가 많은데, 이 경우에는 더 상층의 상대습도를 50%로 가정한다. 이 가정은 잠재강도의 변화에 거의 영향을 미치지 않는다. 그리고, 잠재강도는 대기자료 위치에 대해서 계산이 되는데, 가장 가까운 해수면온도 정보가 이용된다. 만약, 그곳이 육지이거나 해수면온도가 섭씨 -1.78도 보다 작다면, 잠재강도는 계산되지 않는다. 대기변수 위치의 해수면온도를 추정하기 위하여 가장 가까운 네 점의 해수면온도를 이용한 가중평균을 이용한다. 만약 대기 변수 위치와 같은 위도 혹은 경도에 해수면온도값이 있다면, 두 점을 이용한다. 또한, 그 네 점 중 어떤 값의 위치가 육지이거나 섭씨 -1.78도 보다 작

다면, 평균을 계산하는데서 제외된다.

생성잠재지수(GPI; Genesis Potential Index)는 Gray (1979)의 연구를 확장한 Emanuel and Nolan (2004)에 의해 이루어졌다. 우선, 물리적 배경 하에 많은 환경 변수가 GPI를 개발하는데 사용되었다. 이런 변수의 선택은 현재기후에만 적용되는 그런 매개변수의 사용을 피할 수 있다. 예를 들어, 해수면온도의 특별한 기준(threshold)을 사용하지 않았는데, 이는 다른 기후에서 그 기준이 다르게 적용되기 때문이다. Gray의 지수는 태풍생성에 있어 해수면온도 기준값을 사용하였는데, 이는 현재기후에서는 적용되지만, 다른 기후에서는 다른 값을 가질 수 있다고 판단할 수 있다. 이 때문에 Gray 지수는 기후변화 실험에 대해서는 사용하기가 어렵다.

GPI에 대한 예측인자로 잠재강도, 상대습도, 여러층의 절대 소용돌이도, 그리고 상하층 바람쉬어가 사용되었다. 바람쉬어는 850 hPa 수평바람과 200 hPa 수평바람의 차이의 절대값으로 정의된다. 바람쉬어는 종종 태풍발생과 강도변화에 중요한 인자로 고려되어 왔다. 잠재강도는 재분석자료에서 해수면온도, 해면기압, 온도, 습도의 연직 프로파일을 이용하여 구해질 수 있다.

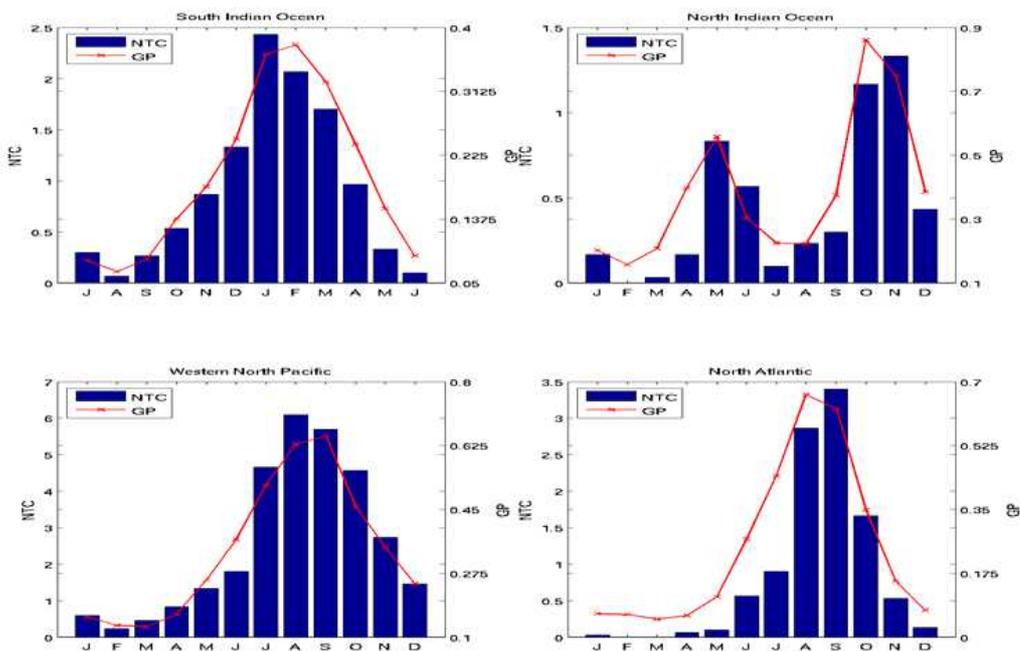


Figure 3.2 Genesis potential index and climatological number of tropical cyclones in the (a) South Pacific, (b) north Indian, (c) western North Pacific, and (d) North Atlantic basins. Adapted from Camargo et al. (2007).

그리고, 태풍 생성위치와 빈도는 1970년대 이후의 JTWC의 최적경로자료가 이용되었다. 월평균값에 대하여 각반구의 태풍생성의 연변동과 공간패턴에 대하여 최적화하였다. 이 최적화 방법은 객관적 다중회귀방법을 이용하였다.

이를 토대로 최적의 매개변수 조합을 얻었고, 다음과 같은 지수를 얻었다.

여기서 α 는 850 hPa에서의 절대 소용돌이도(), β 는 600 hPa에서의 상대습도(%), γ 은 잠재강도(m/s), 그리고 δ 는 850 hPa과 200 hPa의 수평바람의 연직 바람쉬어의 크기이다. 이 값이 단위 시간당, 단위 면적당 태풍발생 빈도를 의미하지만, 값 자체는 일정한 차원을 갖지 않는다. 한편, 최적경로자료를 활용하여 위식을 적합(fitting)시켰을 때, 로그(log) 함수가 이용되었는데, 다중회귀로 적합시킬 때, 찾아졌던 지수값은 가장 가까운 정수로 표현되었다. 그러므로, 이 수식은 더 높은 정확도를 보장하지는 못한다. 그러나, 이 지수는 관측자료 뿐만 아니라 모형자료의 기후값을 잘 재생산할 수 있다(Fig. 3.2).

제 2절 지구온난화 환경에서 모의된 태풍의 특징

ECHAM5 AGCM에서 모의된 태풍의 진행빈도의 공간분포는 북태평양에 대하여 Fig. 3.3a에 표시하였다. 20C 모의에서는 북태평양 지역에서 서태평양과 동태평양의 빈도가 뚜렷하게 구분된다. 이는 관측적 태풍경로의 특성과 잘 일치한다.

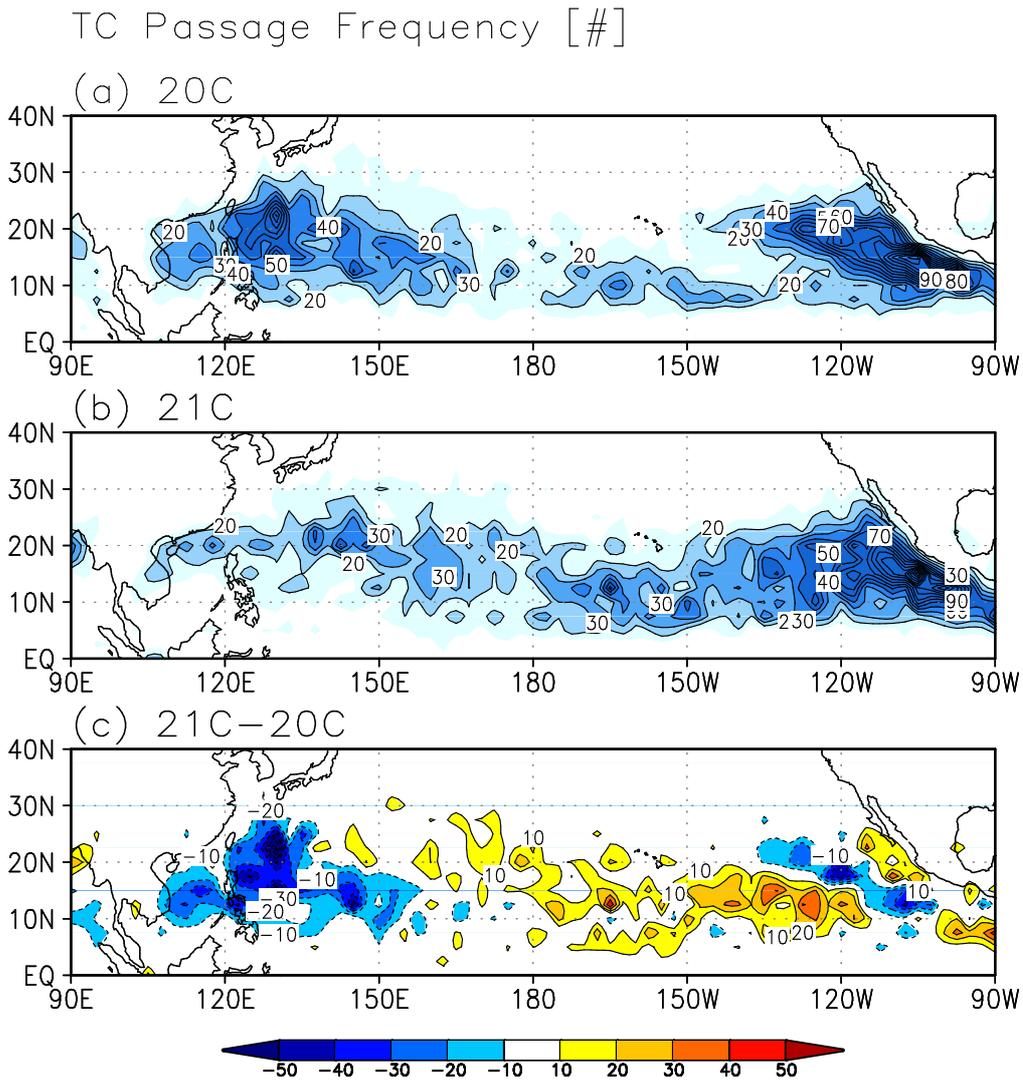


Figure 3.3. TC-passage frequency for 20C and 21C for T319 ECHAM5. (a) 20C, (b) 21C, and (c) 21C-20C. Passage frequencies are counted number per unit area, where the unit area is equivalent to a 2.5 degree spherical cap.

20C 모의와 관측에서 북태평양에서의 태풍의 활동은 뚜렷하게 구분된다는 것이다. 그럼에도 불구하고 20C의 결과는 여전히 관측적 경로와는 차이점을 가지고 있다. 특히 모의된 경로는 북태평양지역에서 과모의되는 경향이 있다. 그러나 20C의 경로 밀도는 허용가능한 오차로 보인다.

중태평양지역의 태풍빈도의 증가는 매우 괄목할만하다(Fig. 3.3.b). 이는 북태평양에서 두 지역, 즉 서태평양지역과 동태평양지역의 태풍활동의 구분을 어렵게 한다. 선행연구에서는 중태평양의 태풍빈도를 고려하기 보다는 서태평양과 동태평양의 태풍빈도를 나누어 살펴보기 때문에 이러한 특징이 발견되기 어려웠다. 또한, 서태평양지역의 뚜렷한 감소와 관련하여 이러한 특징은 태풍의 활동지역이 동쪽으로 이동했다고 볼 수 있다. Figure 3.3c는 20C와 21C의 태풍경로 차이를 나타낸다. 그림에서 보이듯이 중태평양에서의 태풍 증가와 서태평양에서의 태풍 감소가 유의하게 나타난다. 미래 기후에서 태풍의 대규모 유도바람과 생성위치 등의 변화가 이들 태풍 경로의 변화를 유도했다고 볼 수 있다(Wu and Wang, 2004). 그들은 태풍의 경로 변화가 태평양의 평균상태에 의존한다고 주장하였다.

Figure 4는 20C와 21C의 태풍 생성위치의 지역적 분포이다. 20C에서는 예측된 태풍은 두 지역 즉 서태평양과 동태평양에서 뚜렷하게 구분되는 형태로 나타난다. 이는 관측적 사실과 일치한다. 그러나 20C와 21C의 차이를 보면 괄목할만한 차이가 보인다. 모형과 관측의 차이가 어느 정도 있다는 것을 감안하더라도 이 차이는 매우 뚜렷하다. Carmago et al. (2005)는 관측과 모형의 오차가 모형의 불충분한 해상도 때문에 나타날 수 있다고 지적하였지만, Oouch et al. (2006)은 이런 유사한 문제가 20 km 격자모형에서 나타난다고 보았다.

Fig. 3.4c에서 보이듯이 북태평양에서 태풍생성빈도의 증감은 매우 뚜렷하다. 특히 서태평양에서 태풍의 수가 절반정도로 떨어지고, 중태평양에서 배로 뛰는 증가는 특히 큰 차이라고 할 수 있다. 그러므로 이 연구에서는 서태평양과 중태평양 두 지역에 초점을 맞추어 그 특징을 비교할 것이다. 이 지역을 줄여서 NWP(North Western Pacific)와 NCP(North Central Pacific)라고 할 것이다. 이 지역들은 정확하게 다음과 같은 지역으로 정의하였다.

NWP : 110E-160E, 5N-25N

NWP : 180-130W, 5N-25N

태풍의 생성은 많은 요인에 의해 결정된다. 그 요인들은 해수면온도, 상대습도 조건부불안정, 하층 상대 소용돌이도, 행성 소용돌이도, 그리고 연직 쉬어 등이다(Gray 1979; Emanuel and Nolan, 2004). 이 두 지역을 선택한 이유는 이 두 지역에서 대기와 해양의 태풍 생성 조건을 비교하기 위함이다. 이 비교를 통하여 미래 기후에서 어떤 요인이 중요한지 파악하게 될 것이다.

TC Genesis Number

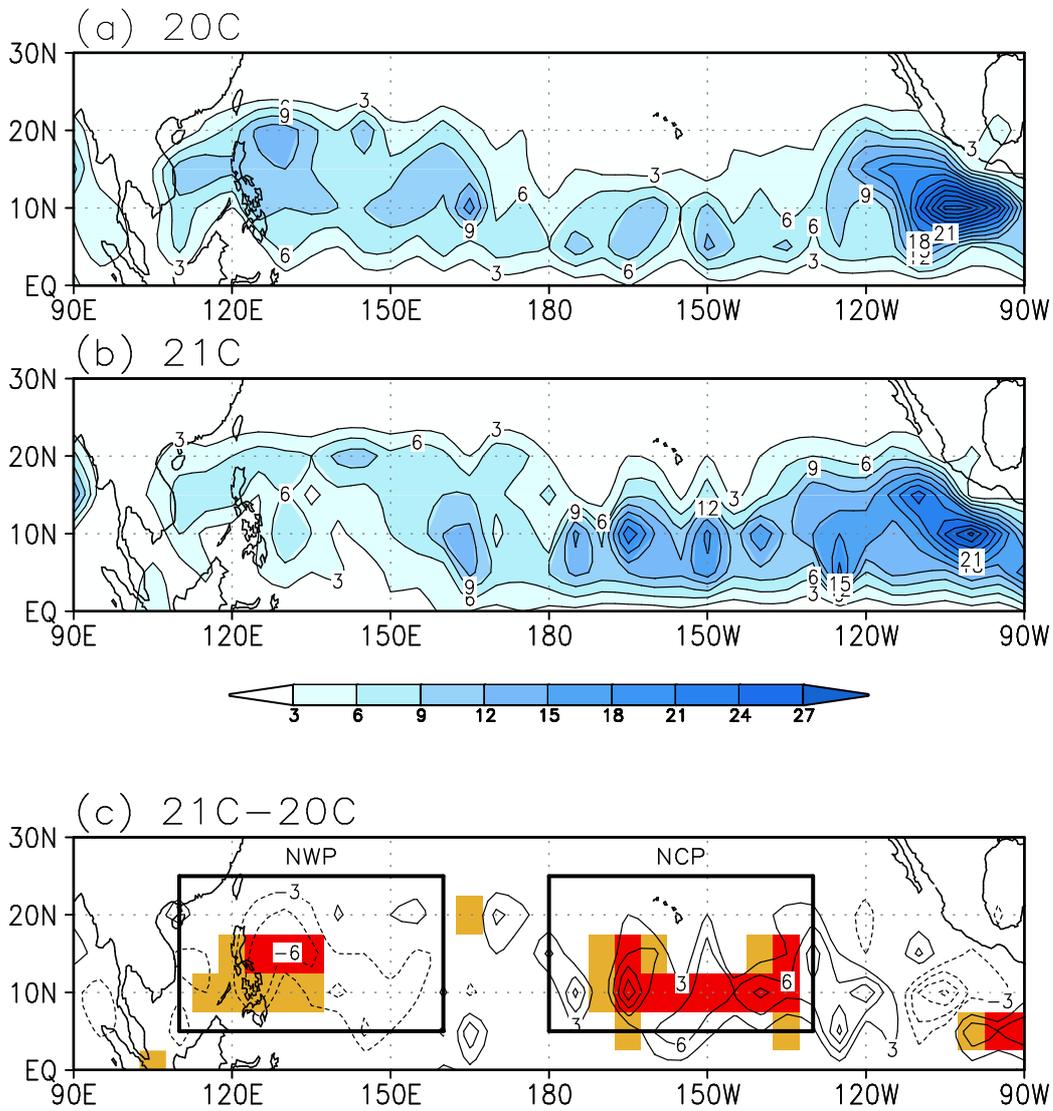


Figure 3.4. Same as Figure 3.3 except for TC genesis. Orange- and red-color shaded areas indicate exceeding 95% and 99% significance by the bootstrap test in (c). The bootstrapping uses 10,000 random samples.

20C 모의에서, NWP 지역에서는 20년동안 303개 그리고 NCP 지역에서는 201개의 태풍이 생성되었다. 그러나 21C 모의에서는 NWP 지역에서 208개 그리고 NCP 지역에서 331개의 태풍이 생성되었다. 21C 모의에서 태풍의 빈도는 NWP 지역에서 31% 감소한 반면 NCP 지역에서 65% 증가하였다. 이 값은 태풍의 상당한 경년변동을 감안하더라도 매우 통계적으로 유의한 변화이다(Fig. 3.4). 많은 선행연구에서 지구온난화에 따라 서태평양 지역의 태풍 감소를 예측하였는데, 이는 이 연구의 결과와 일치한다. 그러나 다른 모의에서 중태평양의 태풍 빈도 증가를 발견하기가 어려웠었다. 흥미롭게도 NWP와 NCP 지역에서 태풍 빈도의 합은 20C와 21C 각각 504개 539개이다. 이 수치는 통계적으로 유의한 변화가 아니다. 이 의미는 북반구 전체에서 태풍의 수가 크게 증가하지 않았다는 것을 말한다. 한편, 상향한 불확실성을 가지고 있고, 지역적인 차이가 있으며 장주기 변동성을 가지고 있음에도 불구하고 관측에서 북반구 전체의 태풍수 합의 경향이 거의 없다는 것을 기억할 만하다(Webster et al., 2005).

Figure 3.5는 두 지역 NWP와 NCP에서 변화하는 강도에 따른 태풍의 발생 빈도이다. 붉은 색과 파란 색 선은 각각 20C와 21C의 모의 결과를 의미한다. 21C 실험에서 북서태평양 지역은 강한 태풍의 증가와 중급 태풍과 소형태풍의 감소가 보인다.

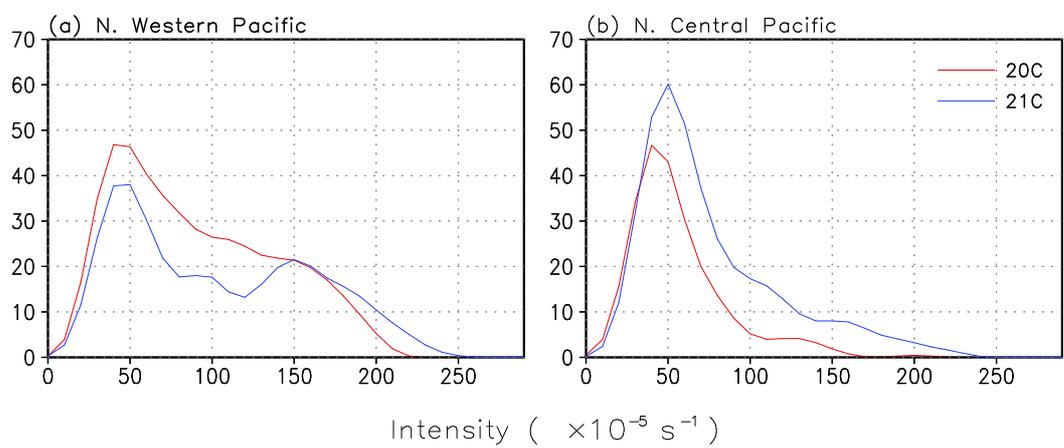


Figure 5. TC frequency histogram of maximum attained intensity based on 850 hPa relative vorticity for (a) NWP, and (b) NCP. Intensity unit is $10^{-5} s^{-1}$. Binwidths are $10^{-4} s^{-1}$.

이 특징은 Webster et al. (2005)에서 제시한 관측적 특징과 Oouchi et al. (2006)에서 제시한 고해상도 모형결과의 특징과 잘 일치한다. 그러나 저해상도 모의의 결과와는 차이점을 보인다. 한편, NCP에서는 모든 강도의 태풍의 증가한다. NCP에서 상대적으로 약한 태풍의 빈도도 역시 증가한다는 것이 특징적이다.

Gray(1979)의 연구에 따르면 태풍의 생성은 해수면온도 뿐만 아니라 대기의 상태에 따라서도 크게 의존한다. 여기서는 태풍생성과 발대에 영향을 주는 이유를 살펴보기 위하여 해수면온도, 대기의 건조 안정도와 습윤 안정도, 하층 대기의 습윤모수, 종관 요란, 평균 상하층 바람 쉬어, 하층 대기의 평균 수렴 등을 조사할 것이다.

이 연구에서는 고해상도 ECHAM5 (T319) AGCM의 경계조건으로 저해상도 집합모형(ECHAM5/MPI-OM T63)의 수행 결과가 이용되었다. 20C 및 21C 해수면온도 경계조건으로 20C3M과 SRES A1B의 온실기체 방출시나리오가 이용되었다.

관측과 유사하게 ECHAM5(T319)에서 모의되는 태풍은 늦여름에서 가을철에 가장 활발한다. 그러므로 20C와 21C의 평균 해수면온도를 JASO 계절 즉 7월, 8월, 9월, 그리고 10월에 대하여 살펴보았다(Fig. 3.6).

섭씨 28도 이상으로 정의되는 온난해수역이 21C에 크게 확장하며, 적도의 냉수역은 크게 약화된다(Fig. 3.6b). 또한, 이러한 조건은 많은 지역에서 태풍 발생의 기본 해수면온도 조건을 만족한다는 것을 의미한다. 특히 모든 지역에서 태풍은 약 2-4도의 증가가 있고, 이는 태풍으로 풍부한 습윤 에너지가 공급될 수 있어 태풍의 잠재강도를 증가시킬 수 있다는 것을 의미한다. 또한, 서태평양에서의 해수면온도 증가는 동태평양의 증가보다는 작다. 이것이 의미하는 것은 미래기후에서 해수면온도의 동서 기울기가 감소된다는 것을 의미한다. 많은 기후모형에서 이러한 감소된 해수면온도의 동서기울기를 모의한다(Solomon et al., 2007). 이 감소된 해수면온도의 기울기는 Lindzen-Nigam 메커니즘(Lindzen and Nigam, 1978)에 의하여 무역풍의 감소를 유도하고 이는 여러 대기환경변수를 변화시킬 수 있다. 이러한 무역풍의 감소와 해수면온도 경도의 약화에도 불구하고 NWP 지역과 NCP 지역에서 해수면온도의 대조적인 특징은 잘 보이지 않는다.

Sugi et al. (2002)에 의하면 전구적 태풍수의 감소에 대한 이유는 대기 안정도 증가에 따른 열대 순환의 약화이다. 한편, 건조 정적 안정도의 변화는 하층의 더 따뜻하고 더 습한 대기환경에서 습윤단열율을 증가와 매우 밀접하게 관련이 있다. Figure 3.7은 지역평균된 열역학적 매개변수에 대한 대기의 건조 안정도를 보인다. 두 지역, NWP, NCP 지역에서 건조 대기 안정도의 증가가 뚜렷하게 보인다. 이는 Sugi et al. (2002)와 Bengtsson et al. (2007)의 결과와 일치한다. 즉 안정화된 대기는 대류활동과 태풍 발생을 억제시킬 수 있다. 그러나 이 이유는 NCP 지역에서 태풍 증가를 설명하지 못한다.

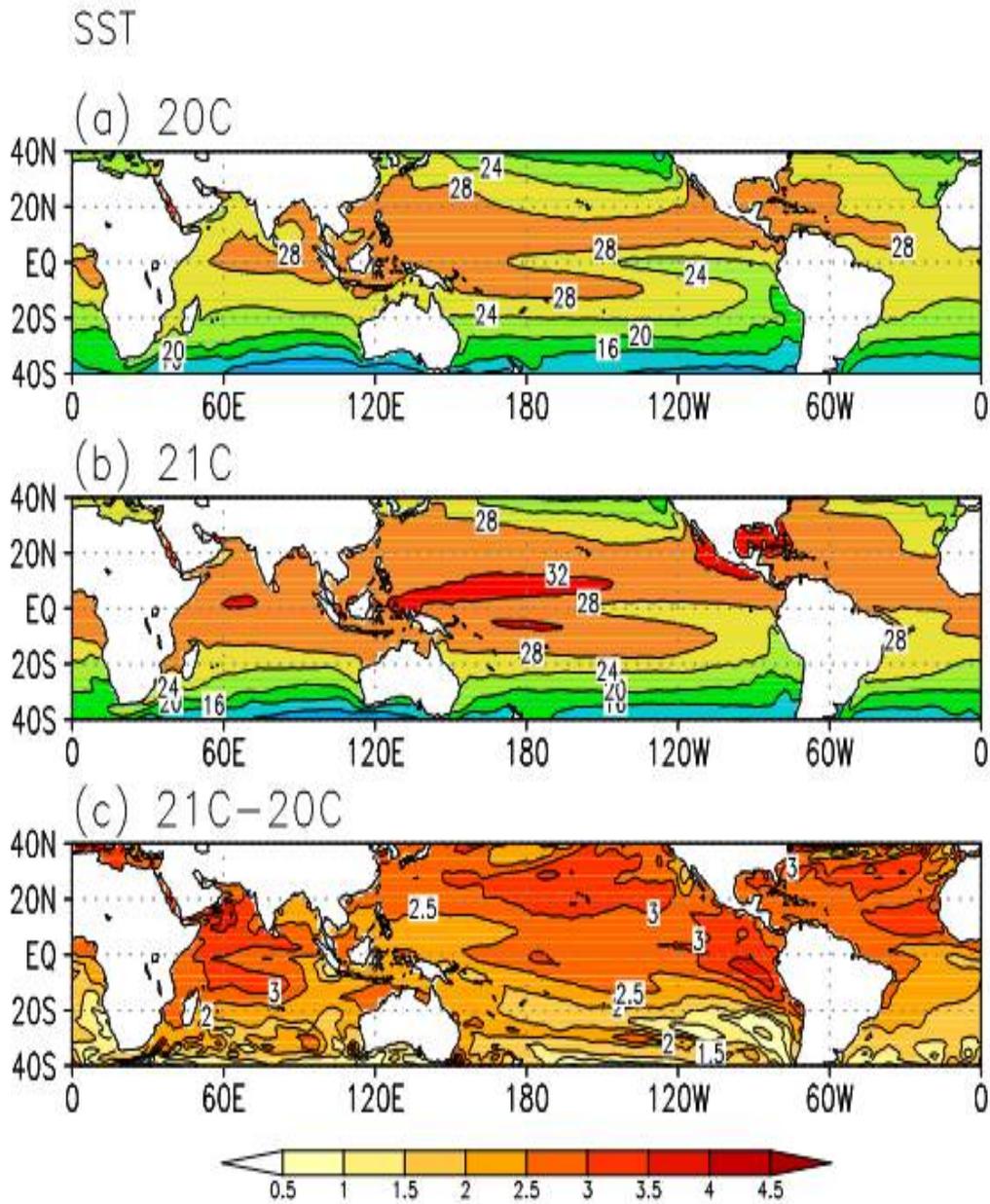


Figure 3.6 Climatology of sea surface temperature distributions simulated by ECHAM5/MPI-O during JASON season. 20C and 20C indicate 20C3M and SRES A1B scenarios, respectively. (a) 20C, (b) 21C, and (c) 21C minus 20C

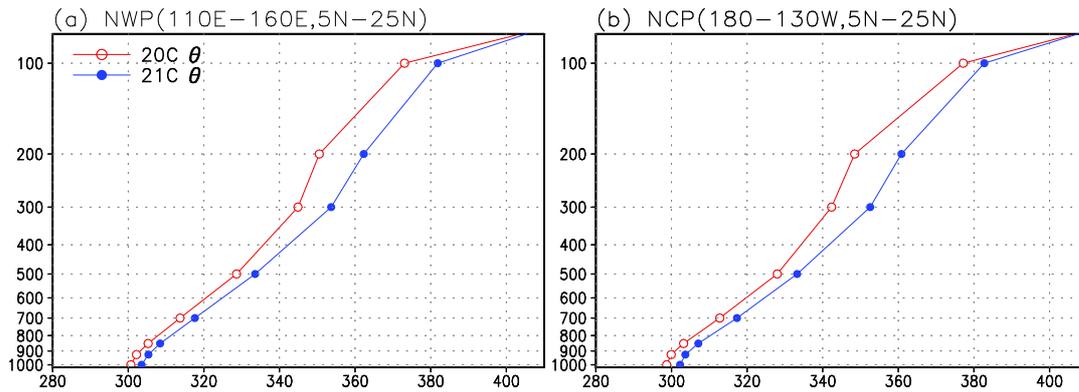


Figure 3.7. Climatological vertical profile of potential temperature for (a) NWP, and (b) NCP. Temperature unit is K.

태풍의 씨앗을 제공해주는 중관규모 파동과 동풍 파동은 태풍 발생을 변화시킬 수 있다(Riehl, 1948; Frank, 1982; Lau and Lau, 1990). 더욱이 태풍 형성은 중관요란과 대규모 배경장과의 상호작용에 의존한다고 알려져 있다(Ritchie and Holland, 1999). 그러므로 작은 규모의 작은 소용돌이의 수는 태풍발달의 가능성을 증가시킬 수 있다. 21C 실험 결과는 NCP 지역에서 중관규모의 요란의 강도가 증가된 것이 보인다. 반면에 NWP 지역에서는 중관규모 요란의 강도가 감소된 것이 보인다(Fig. 3.8). 소용돌이도 분산은 중관 요란의 강도를 의미한다. 소용돌이들은 2일에 8일의 주기만 필터되었고, 필터는 Lanzcoz 필터를 이용하였다(Duchon, 1979). 특히 북반구 서태평양 지역에서의 중관요란은 큰 정도로 감소하고 있고, 중태평양 지역에서는 큰 정도로 증가하고 있다. 이는 지구온난화 환경에서 중관요란 강도의 감소는 태풍수의 감소를, 중관요란 강도의 증가는 태풍수의 증가를 만들 수 있다는 것을 의미한다.

그렇다면, 이러한 중관요란의 강도변화를 일으키는 요인은 무엇일까? 그 이유를 밝히기 위하여 한 가능성 있는 이유는 지구온난화에 따른 동서방향의 바람 연직쉬어이다. Gray(1968)은 태풍형성의 필요조건으로 바람의 연직쉬어를 들었다. 약한 수평바람의 연직쉬어는 태풍을 잘 발생시키며, 반대는 태풍의 생성을 방해한다. 그러나 동풍쉬어는 요란 발달에 호조건으로 알려져 있다(Wang and Xie, 1996; Li et al., 2006).

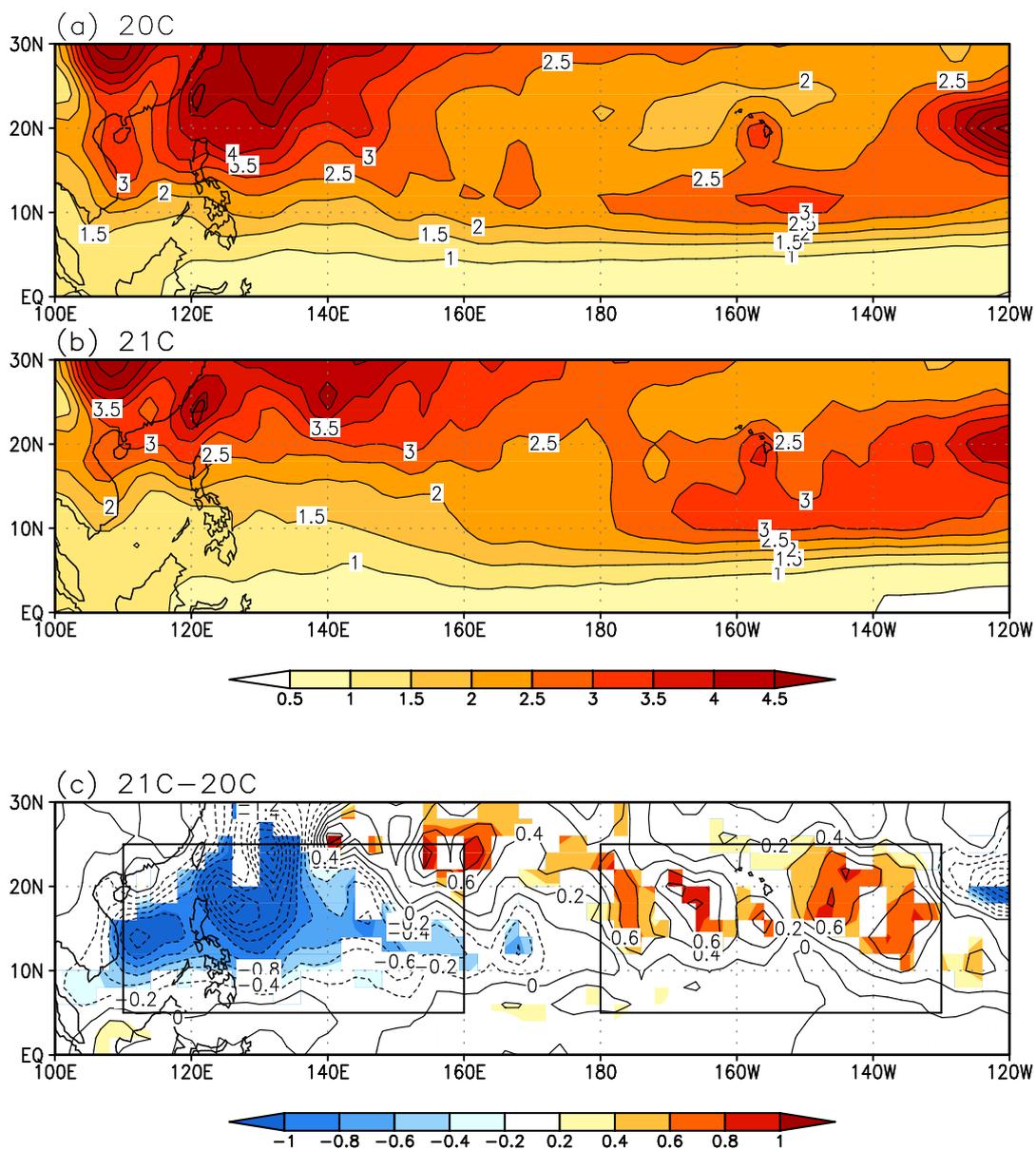


Figure 3.8. Same as Figure 3.6 except for vorticity variance at 850 hPa. Vorticity variances are evaluated from 2-8 day band-pass filtered daily vorticity field. Contour interval is 10^{-10}s^{-2} . Shaded areas indicate 95% significance by Student's t test in (c).

Vertical wind shear

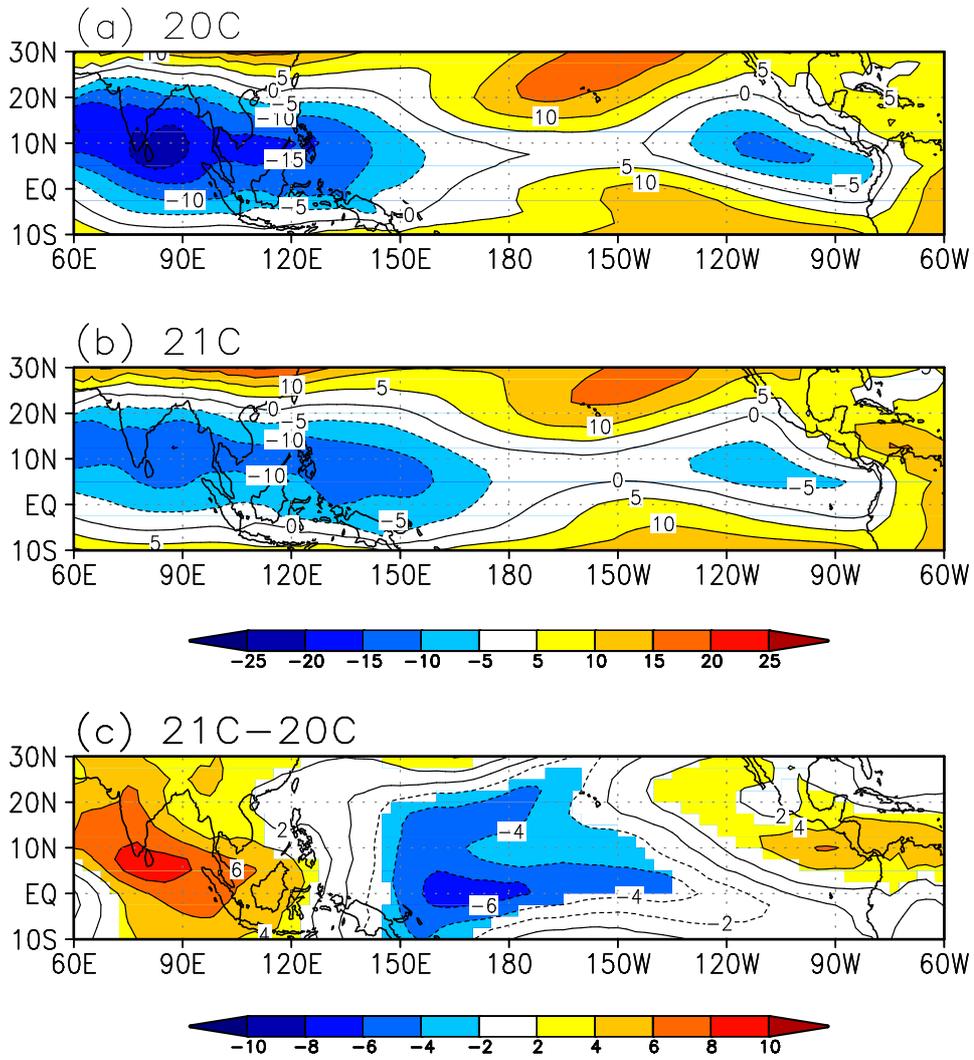


Figure 3.9. Same as Figure 3.8 except for zonal wind at 200 hPa minus zonal wind at 850 hPa. Unit is $m s^{-1}$.

Precipitation

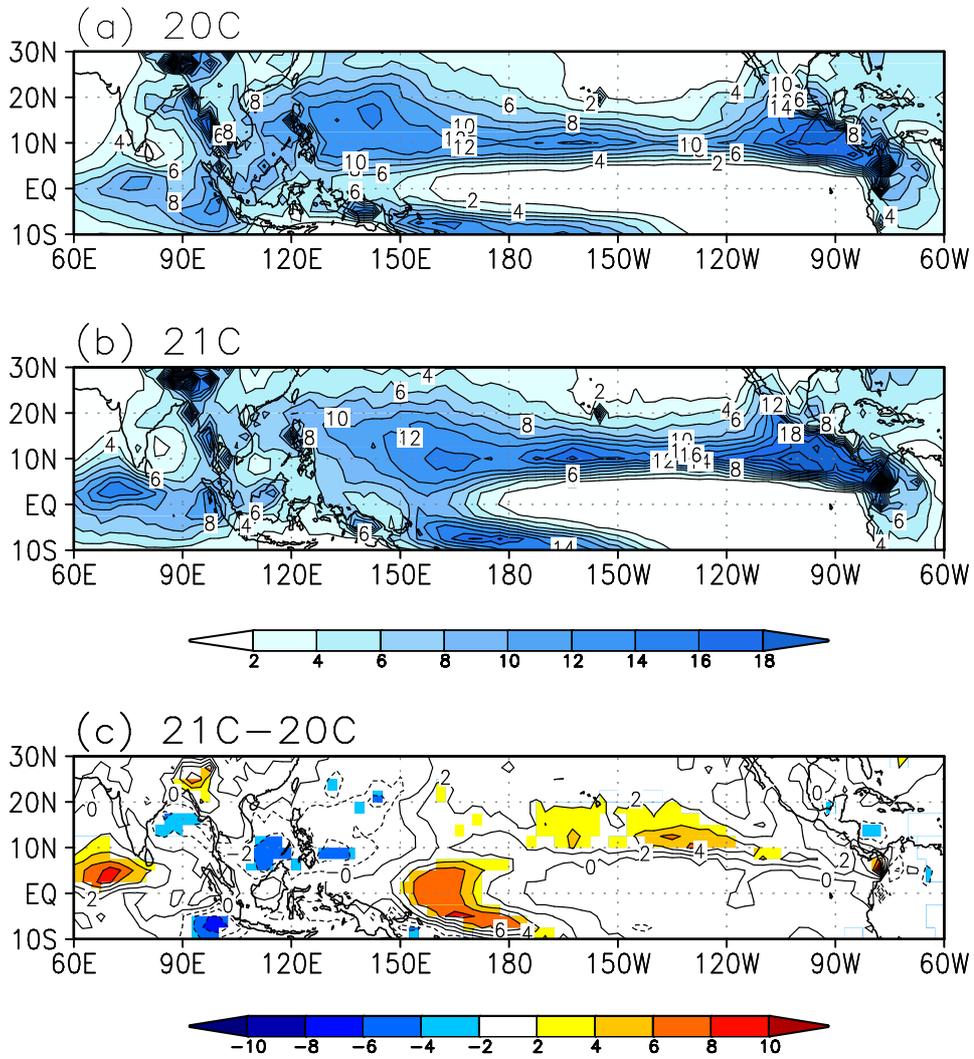


Figure 3.10. Same as Figure 3.8 except for precipitation. Unit is mm day⁻¹.

Velocity potential and Wind

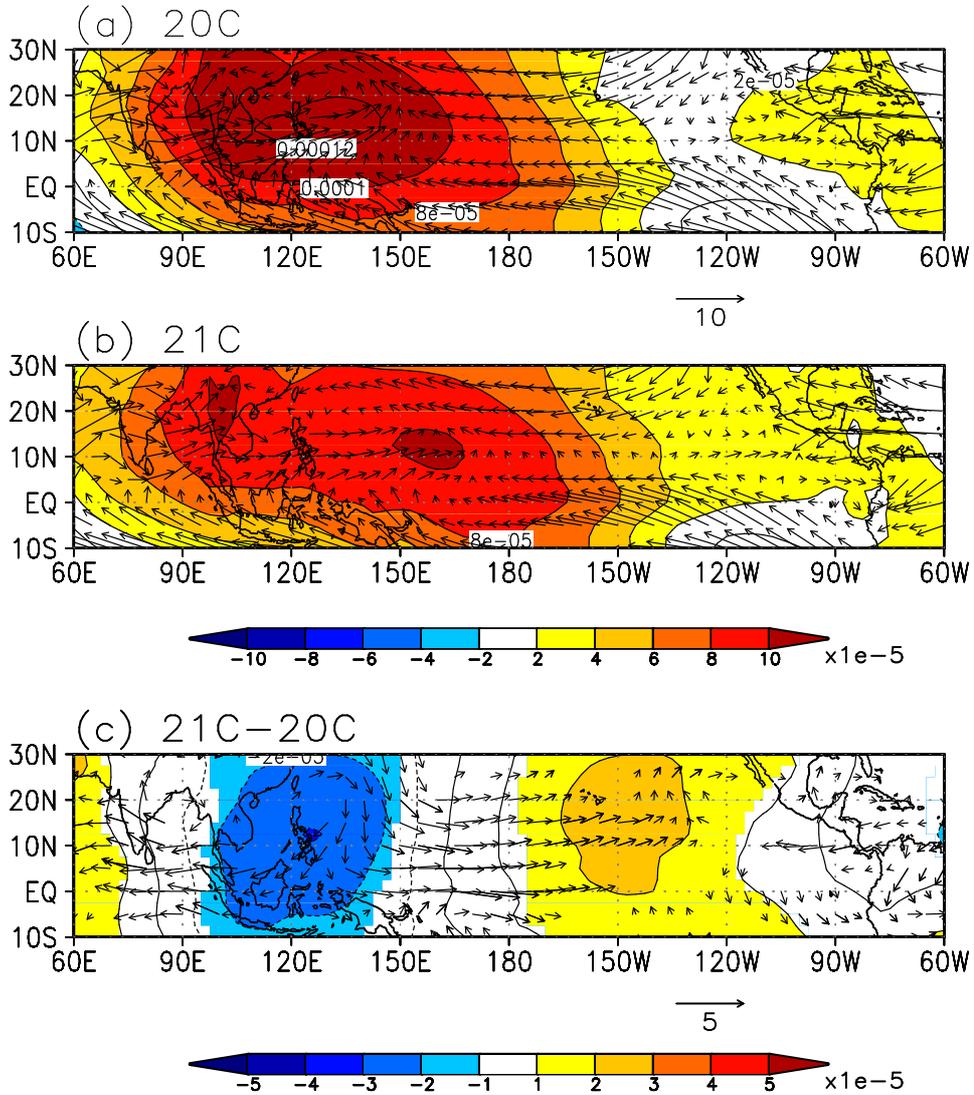


Figure 3.11. Same as Figure 3.8 except for velocity potential at 850 hPa, and surface horizontal wind. Units are s^{-1} and ms^{-1} .

Fig. 3.9에 동서바람의 연직쉬어를 보였다. 20C 모의에서 인도양을 포함한 서태평양 지역에서는 동풍쉬어가 우세하다. 지구온난화 실험에서 이 동풍쉬어는 변화한다. 21C에서 서풍쉬어는 서태평양지역과 인도양 지역에서 증가하고 중태평양 지역에서 감소한다. 이 증가된 서풍 쉬어는 서태평양에서의 열대 요란의 발달을 약화시킬 수 있다. 반면에 넓어진 동풍쉬어 지역을 갖는 중태평양 지역에서는 열대 요란의 발달을 도울 수 있고 태풍의 생성 및 발달을 이끌 수 있다.

동풍쉬어의 변화는 평균 위커순환(Walker circulation)의 약화와 관련이 있다. 이는 지구온난화 환경에서 무역풍의 약화에 기인하는 것이다. 평균 무역풍은 열대지역의 동서 해수면온도 경도의 감소에 기인하여 감소할 수 있다. 한편, 하층에서 동풍이 증가된 지역에는 상층 지역에 서풍이 역시 증가될 수 있다. 반대로 하층에서 동풍이 감소된 지역은 상층에 서풍이 감소될 수 있다.

Fig. 3.10에서 JASO 평균 강수량 기후값이 보여진다. 20C의 북서태평양 지역에서 몬순의 강수량 순환이 나타나며, 미래기후에서는 이 강도가 뚜렷하게 약해지는 것이 보여진다. 이들 강수량의 변화는 열대 하층 수렴과 무역풍의 변화에 기인한다. 동풍 쉬어의 약화는 약한 서태평양 몬순의 약화와 관련이 있다. 동풍쉬어의 약화는 또한 NWP 지역에서 열대 요란의 발달을 억제시킬 수 있다. 반대로 NCP 지역에서 동풍쉬어와 강수량은 강화된다. 이는 NCP 지역에서 태풍의 발달의 호조건이 된다. 더욱이 서태평양 몬순 지역에서 경계층 수렴의 감소는 몬순 대류 가열을 억제시키고 NWP 지역의 동풍 쉬어를 감소시킨다. 반면에 중태평양의 하층 수렴의 증가는 국지 경계층 수렴기 수렴을 강화시키고, 대류활동을 증가시켜 NCP의 동풍 쉬어를 증가시키게 된다.

바람장의 비회전 성분은 때때로 velocity potential로 표현될 수 있다. 대규모적 관점에서 velocity potential의 이용은 평균 수렴과 발산을 분석하기에 매우 용이하다. 평균 수렴과 기계적 상승운동은 열대에서 포화되지 않은 공기의 조건부불안정을 일으키는데 요구된다. Figure 3.11은 두 모의에서 850 hPa의 평균 velocity potential을 보여준다. 20C 모의에서 평균 하층 수렴의 위치와 관련하여 온난해수역 지역이 서태평양을 포함하여 인도양까지 상승운동 지역임을 보여주고 있다. 21C에서는 수렴 지역이 날짜변경선까지 확장되며, 수렴의 강도 또한 약화되었다. Fig. 3.11c에서는 특히 서태평양에서 수렴은 크게 감소되고 중태평양에서의 수렴은 크게 증가된 것이 뚜렷하게 보인다. 비슷한 패턴이 상층 velocity potential에서도 보인다. 이 증가된 수렴장은 지구온난화 기후 중태평양에서 태풍 생성 및 발달을 도울 수 있으며 서태평양에서 감소된 평균 수렴은 태풍의 생성과 발달을 방해할 수 있다. 또한 이들 하층 수렴의 변화는 지구온난화에 기인한 무역풍의 약화와 관련이 있다. 이들 동풍쉬어이 변화는 증가된 하층수렴에 의해서 야기될 수 있다. 또한, 하층 수렴의 증가는 하층 수렴기의 증가와 관련하여 조건부불안정을 야기시킬 수 있고 이는 중태평양에서 더 활발한 태풍활동을 일으킬 수 있다.

1951년부터 2005년까지 관측 해수면온도를 경계조건으로 처방한 수평격자 약 130km인 UM(N96)의 수행결과를 이용하여 TC(tropical cyclone)-like vortex를 분석하였다. 편의상 TC-like vortex를 여기서는 TC라고 한다. 모형에서 모의된 TC의 수는 그 추출방법에 따라 상당한 민감도를 갖는다. 여기서는 Thorncroft and Hodges (2001)가 제안한 방법을 사용하였다. 그 방법은 다음과 같다. 우선 850 hPa 소용돌이도가 TC를 찾아내는데 이용되는데, 6-시간 간격의 자료에 대해, 초기 vortex는 특정 기준 즉, “a threshold vorticity”를 넘어야 한다. 물론, TC 생성 지역은 적도부근 및 아열대 지역이므로, 위도는 30N 이하인 지역만 초기 vortex에 해당된다. 이후 TC의 이동은 40N위도 까지 이동할 수 있다. 초기 vortex의 또다른 조건은 닫힌 원형이어야 하는 것이다. 또한, 이런 TC 후보들은 warm core(온핵)의 존재 여부에 따라 TC인지 아닌지가 결정이 되는데, 온핵이 존재하면, 고도에 따라 상대 소용돌이도가 감소하므로 850과 300 hPa 상대소용돌이도의 차이가 특정 기준, “a minimum reduction of vorticity”를 넘어서게 되면, TC로 판단하게 된다. 또한, 이런 vortex는 최소 2일 이상 지속이 되어야 한다. 그러면, 최종적으로 스스로 유지될 수 있는 TC-like vortex를 정의할 수 있고, 모형속에서 TC로 고려될 수 있다.

모형에서 추출된 TC의 수는 대기 모형의 특징과 수평해상도에 의지한다. 또한, 위 방법은 a threshold vorticity와 a minimum reduction of vorticity의 두가지 조합된 매개변수가 필요한데, 이 수치를 조절하므로써 관측에 적합(fitting)된 모형의 TC들을 결정할 수 있다. 본 연구에서는 threshold vorticity를 0.00001 /s, minimum reduction of vorticity를 0.000005 /s로 하여 TC를 추출하였다. 이 매개변수를 큰 폭으로 변화시켜가면서 실험을 수행하였는데, 결과는 큰 차이가 없었다. Fig. 3.12는 1951년에서 2005년까지 발생한 TC에 대한 통과빈도(passage frequency)를 각 격자에 대해 구한 맵이다. 단위는 수/년/격자상자 이다. 이 모형에서 모의된 TC는 서태평양에 거의 존재하지 않으며, 동태평양에 치우친 모습을 보인다. 즉, 이모형의 TC 모의 능력은 기후적인 관점에서도 적절하지 못하다. TC 변화의 관점에서 온실기체 증가에 따른 시나리오 모형 수행의 차이를 본다고 하더라도, 그 차이도 그만큼 편이(bias)될 수 있으므로 현재 버전의 UM으로 경년 및 장기 TC 변동성을 보는 것은 타당하지 못하다.

한편, UM의 근간인 HadCM3는 해상도가 더 높아져도(약 50km 격자) 비슷한 문제가 있는 것으로 보고되고 있다(M. Roberts, Univ. of Reading). 이러한 문제는 모형의 경계층에서 물리모수화에 문제가 있는 것으로 판단이 된다. 따라서 UM에서 TC 모의특성을 파악하기 위해서는 물리과정이 수정된 버전의 UM을 이용하여야 할 것이다.

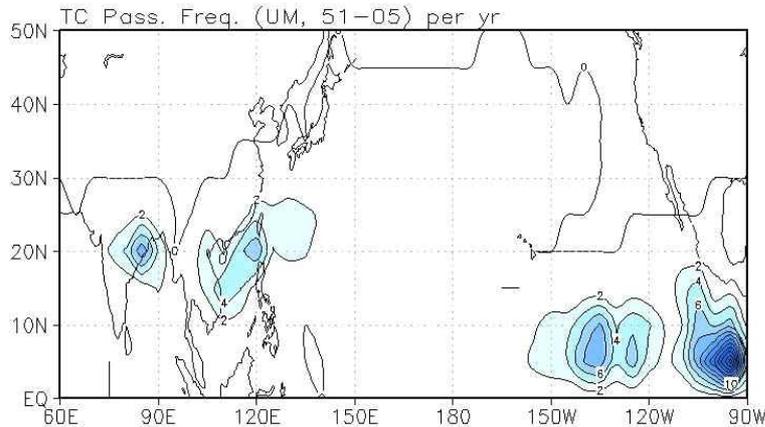


Figure 3.12 Passage frequency of TC-like vortices in UM(N96) per year during 1951-2005.

이 연구에서는 지구온난화 기후에서 태풍 특성의 변화를 살펴보기 위하여 해수면 온도가 처방된 ECHAM5 AGCM(Atmospheric GCM)이 이용되었다. 수평격자 해상도는 T106(약 100km)이다. 대기모형의 하층 경계조건은 ECHAM5/MPI-OM CGCM(coupled GCM)으로부터 얻어졌다. 이 결합모형은 IPCC 제 4차보고서에 참여하는 모형 중 하나이다. ECHAM5/MPI-OM의 기후변화 실험은 막스 플랑크 연구소에서 이루어졌다. 대기모형의 수평해상도는 T63이고, 연직은 21개의 층을 가지고 있다.

두 개의 기후변화 시나리오가 이용되었는데, 하나는 20C3M이고, 다른 하나는 SRES A1B이다. 20C3M 시나리오에서는 20세기의 온실기체가 지구의 복사강제력으로 사용되었으며, A1B 시나리오에서는 이산화탄소 농도를 2000년부터 약 70년 동안 매년 조금씩 증가시켜 720 ppm이 될 때까지 적분을 수행하다가 이후는 이산화탄소 농도를 720 ppm으로 고정시켜 적분을 수행하는 것이다.

이번 모형 수행은 ECHAM5/MPI-OM의 대기성분만 이용하여 이루어졌으며, 해상도는 수평격자 약 100km인 T106을 이용하였다. 이 모형에 들어가는 하층 경계조건 해수면온도는 결합모형에서부터 얻어졌기 때문에 적절한 경년 변동성을 갖는다. 한편, 모형 수행은 1980년-1999년, 그리고 2080년-2099년 이렇게 각각 20년 동안 이루어졌으며, 편의상 이 기간을 각각 20C와 21C로 하기로 한다. 이 기간동안 수행된 모형 결과를 각각 AMIP, AMIP(SW)이라고 한다. AMIP은 표준실험을 의미한다.

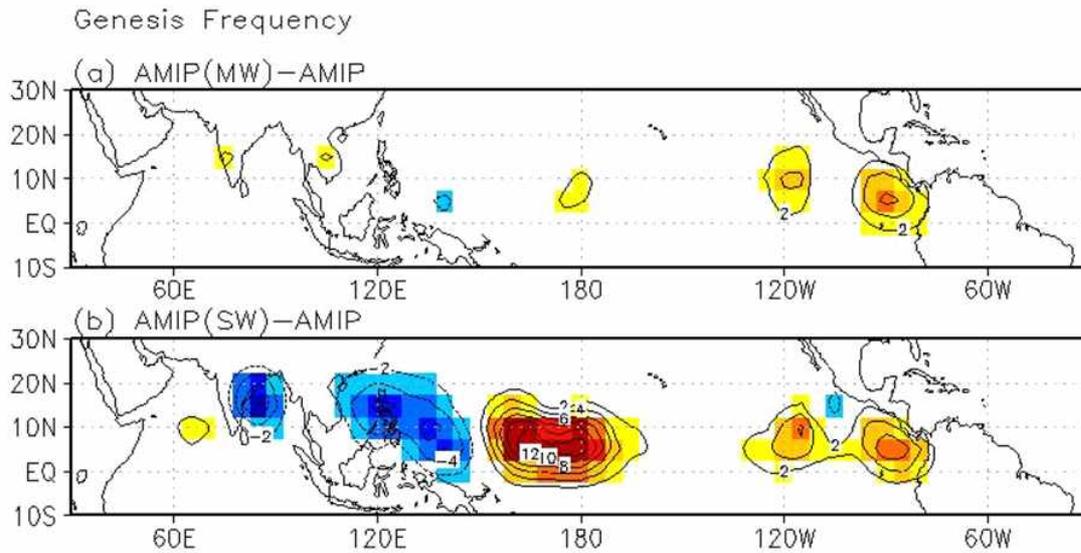


Figure 3.13 Differences of genesis frequency of TC-like vortices in ECHAM5. (a) AMIP(MW) minus AMIP runs, and (b) AMIP(SW) minus AMIP runs. Unit is number per grid box (2.5x2.5 degrees) for 20 years.

ECHAM5(T106)에서 모의된 태풍의 통과빈도(passage frequency) 수평분포의 기후값은 관측에서 보이는 것과 같이 서태평양과 동태평양에서 큰 값을 가지고 있다 (그림 보이지 않음). 물론, 관측 태풍의 경로와 다소 차이를 가진다. 특히, 동태평양에서 태풍의 빈도는 다소 과도하게 모의되고, 대서양에서의 경로 빈도는 과소하게 모의된다. 그러나, 이러한 차이는 태풍의 경로 특성 변화를 고려하는데, 수용할 만한 에러이다.

한편, 해수면온도 수평경도의 영향을 알아보기 위하여, 한 가지 실험을 더 하였는데, 해수면온도 분포는 20C와 같은데, 해수면온도 절대값은 모든 지역에서 2.56도 만큼 더 큰 해수면온도를 경계조건으로 처방하여 수행한 실험이다. 이 실험을 편의상 AMIP(MW)라고 한다.

Figure 3.13은 태풍발생빈도의 규준실험(AMIP)과의 차이를 그린 것인데, 우선, Figure 3.13b는 21C 실험(AMIP(SW))에서 20C 실험(AMIP)의 결과를 뺀 것인데, 그림에서 보이듯이 미래기후에서 중태평양의 태풍의 수는 크게 증가하고, 서태평양의 태풍의 수는 크게 감소하는 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 선행연구에서 약 40 km 격자를 가진 고해상도 전구모형 실험결과와 일치한다(Li et al. 2010). Li et al. (2010)은 미래기후에서 중태평양의 태풍발생빈도가 증가하는 이유를 중태평양에서의 상하층 바람쉬어에서 찾았다. 그들이 제시한 메커니즘은 다음과 같다. 우선, 지구온난화 실험에서 해수면온도 분포는 20C에 비해 전 대양이 약 2도에서 4도까지 증가했지만, 동태평양에서 더 온난화가 많이 진행이 된 엘니뇨형태의 해수면온도 패턴이 나타났다(Fig. 3.6).

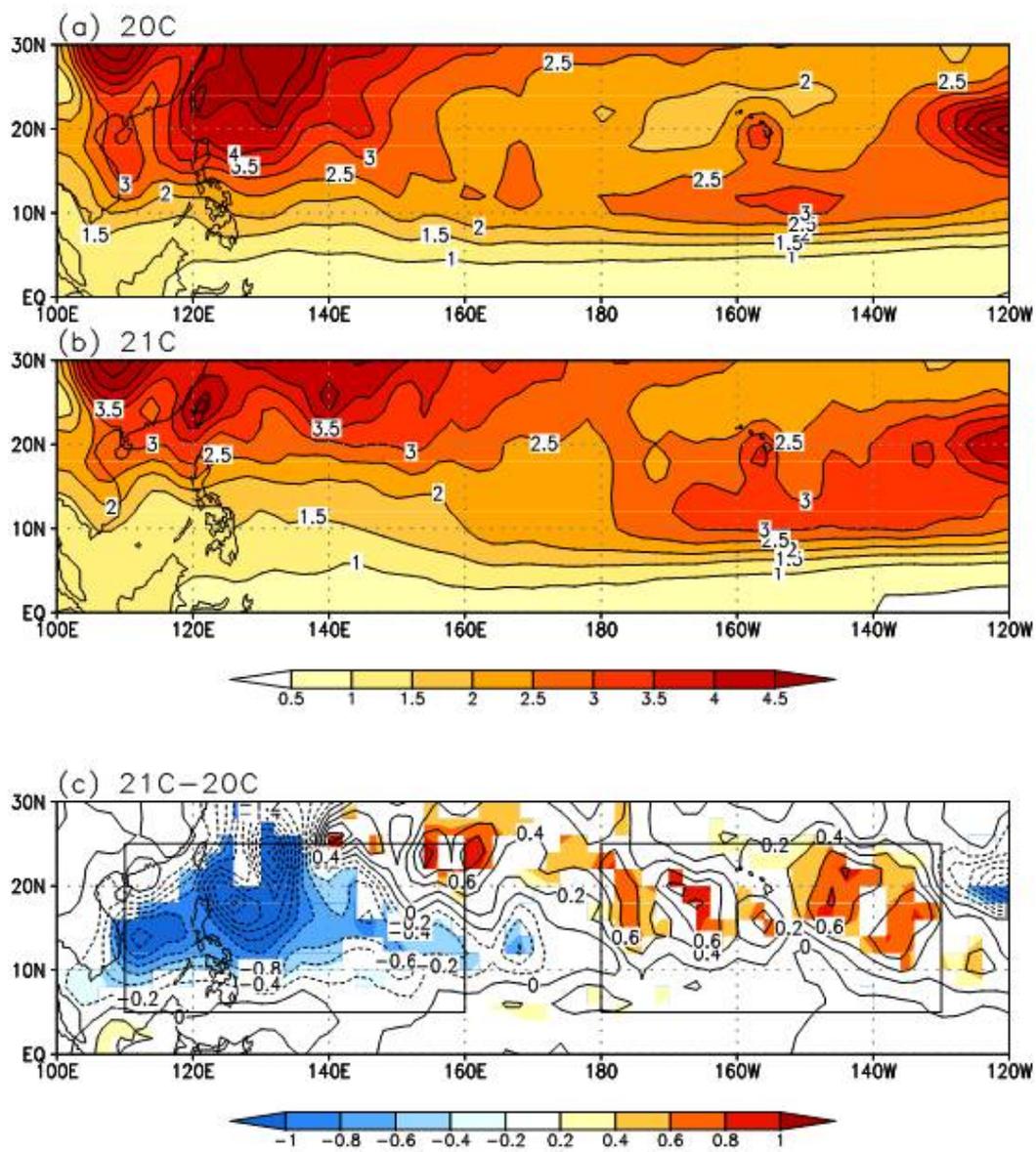


Figure 3.14. Variances of synoptic-scale (2-8-day) vorticity at 850 hPa (unit: $10^{-10} s^{-2}$) in northern summer (July-October) for the 20C and 21C simulations and their difference (21C - 20C). In (c) shaded area indicate the 95% confidence level or above (an F test is used for checking the significance of the variance difference field).

동태평양이 더 가열이 많이 된다면, 동서방향의 해수면온도 경도는 줄어들는데, 동서방향의 해수면온도 경도가 줄어들면, Lindzen-Nigam 이론에 의해 무역풍의 강도 역시 줄어들게 된다. 무역풍의 강도가 줄어들면, 중태평양의 상하층 바람 쉬어가 줄어들게 되고, 이는 열대 태평양에서 태풍의 씨앗인 근원 소용돌이가 더 잘 자랄 수 있게 되는 배경이 된다. 실제, Li et al. (2010)은 미래기후에서 중태평양의 상하층 바람쉬어가 줄어 종관규모 요란이 증가하였다는 것을 보였다(Fig. 3.14).

한편, 무역풍이 약화되면, 서태평양 하층에서는 하층 수렴이 약해지고, 중태평양에서는 하층 수렴이 강해진다. 이는 자유 대류가 일어날 수 있게 되는 조건이 중태평양에서 더 좋다는 것을 의미한다. 이는 제 2종 조건부불안정(conditional instability of second kind; CISK)을 작동시켜 태풍의 발달을 돕게 된다. 그래서 엘니뇨 타입의 온도 상승이 일어났을 때, 중태평양에서 태풍이 증가되고, 서태평양에서 태풍이 감소되는 것이다.

Figure 3.15는 각 모의 결과에서의 상하층 바람쉬어를 나타낸다. 주목할 점은 AMIP(MW)-AMIP 실험에서는 중태평양의 바람쉬어 차이가 뚜렷하지 않지만, AMIP(SW)-AMIP 실험에서는 그 차이가 매우 유의하게 나타남을 확인할 수 있다. 이는 T106 실험에서도 중태평양의 태풍 증가가 나타나며, 그 이유도 중태평양의 상하층 바람쉬어 변화로 설명할 수 있다는 것을 의미한다. 한편, 서태평양에서의 상하층 바람쉬어는 증가하는데, 이는 태풍의 발달의 저해할 수 있는 요인으로 작용할 수 있으며, 서태평양의 태풍 발생수 감소의 하나의 요인이 될 수 있다.

T106 실험에서도 중태평양에서 무역풍약화로 인한 하층 수렴이 뚜렷하게 보인다(Fig. 3.16). 그리고 상층 벨로시티 포텐셜(velocity potential)도 서태평양에서는 음의 값, 그리고 중태평양에서는 양의 값을 갖는데, 이는 중태평양에서의 하층 수렴이 증가하고, 서태평양에서의 하층 수렴이 감소하였다는 것을 의미한다. 한편, 그림에서는 보이지 않았지만, 중태평양에서의 수증기량도 증가를 하는데, 이는 중태평양으로의 수증기속(moisture flux)을 증가시켜 중태평양 하층 대기를 조건부 불안정 상태로 만들게 된다. 이는 증가된 태풍의 씨앗이 온핵(warm core)을 가진 태풍으로 성장할 수 있게 되는 요인 중 하나가 된다. 한편, 강수량도 태풍 발생의 증감과 더불어 중태평양에서 증가하고, 서태평양에서 감소하는 패턴이 보인다. 물론, 하층 바람과 강수량 모두에 대하여, AMIP(MW)과 AMIP의 차이는 거의 보이지 않는다(Fig. 3.17).

Vertical wind shear

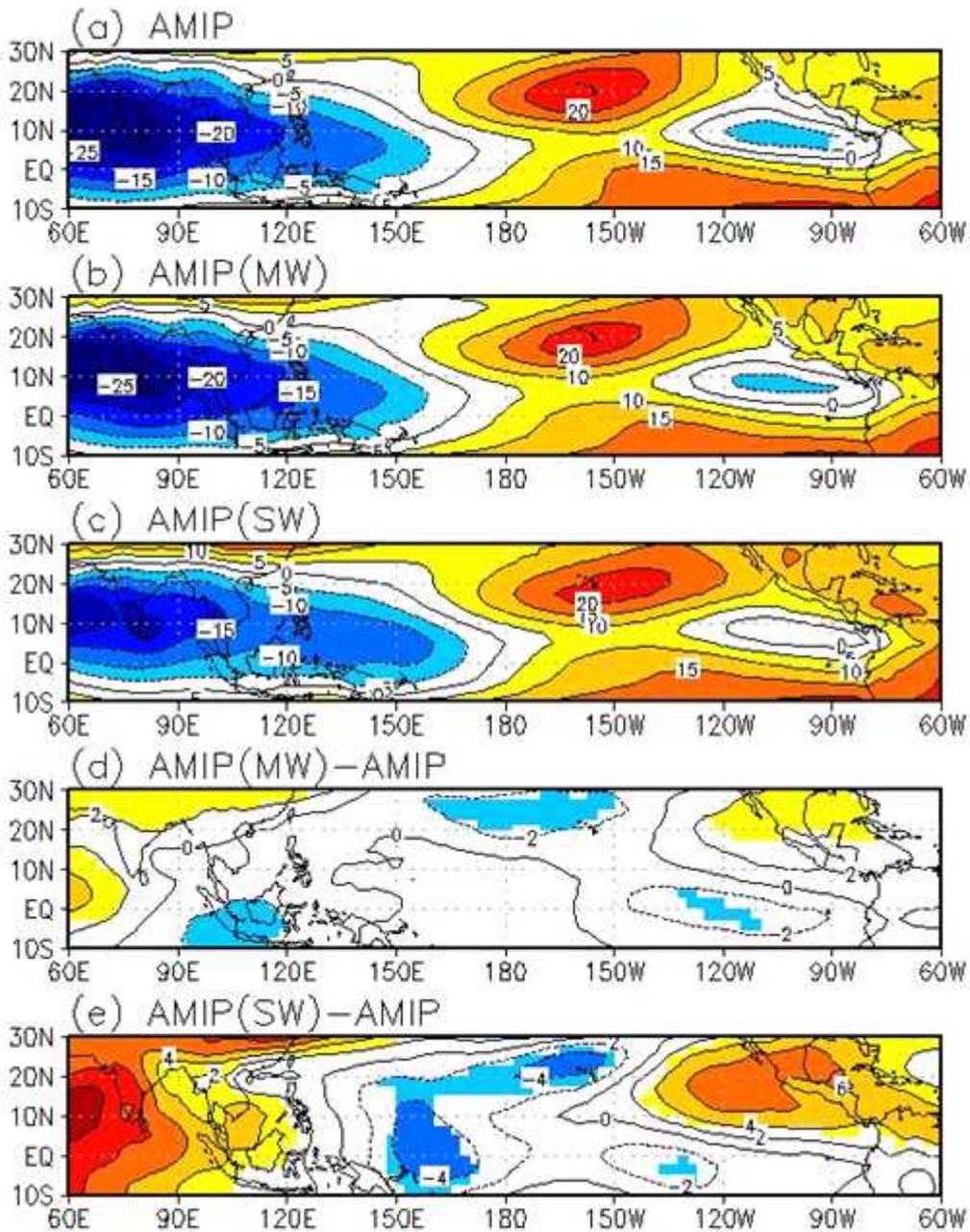


Figure 3.15. Spatial distribution of zonal wind at 200 hPa minus zonal wind at 850 for JASON (July, August, September, October, and November)-averaged sea surface temperature (SST) of ECHAM5/MPI-OM (T63) for (a) AMIP, (b) AMIP(MW), (c) AMIP(SW), (d) (b) minus (a), and (e) (c) minus (a).

Velocity potential and Wind

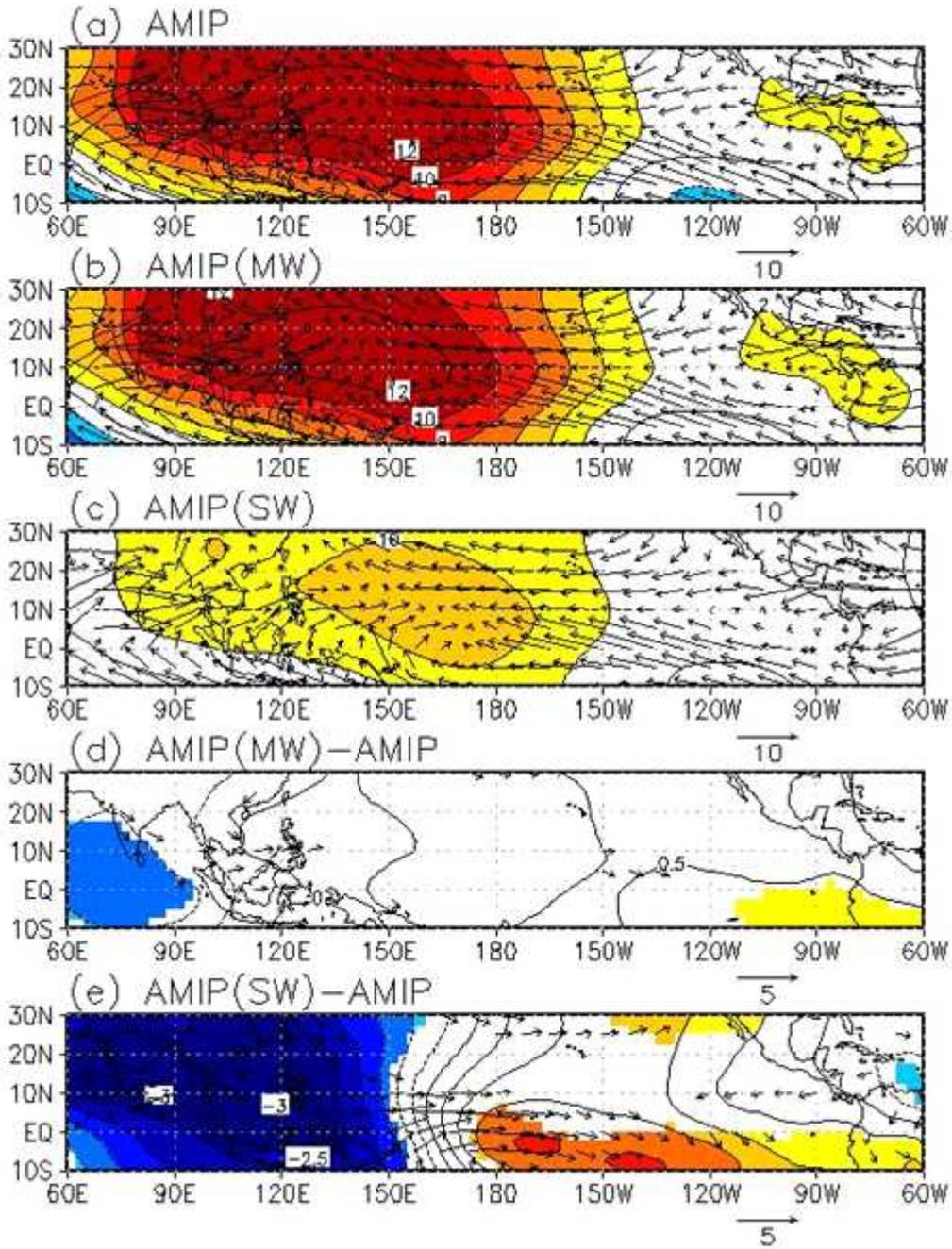


Figure 3.16 Same as Fig. 3.15 but except for 200 hPa velocity potential and surface horizontal winds.

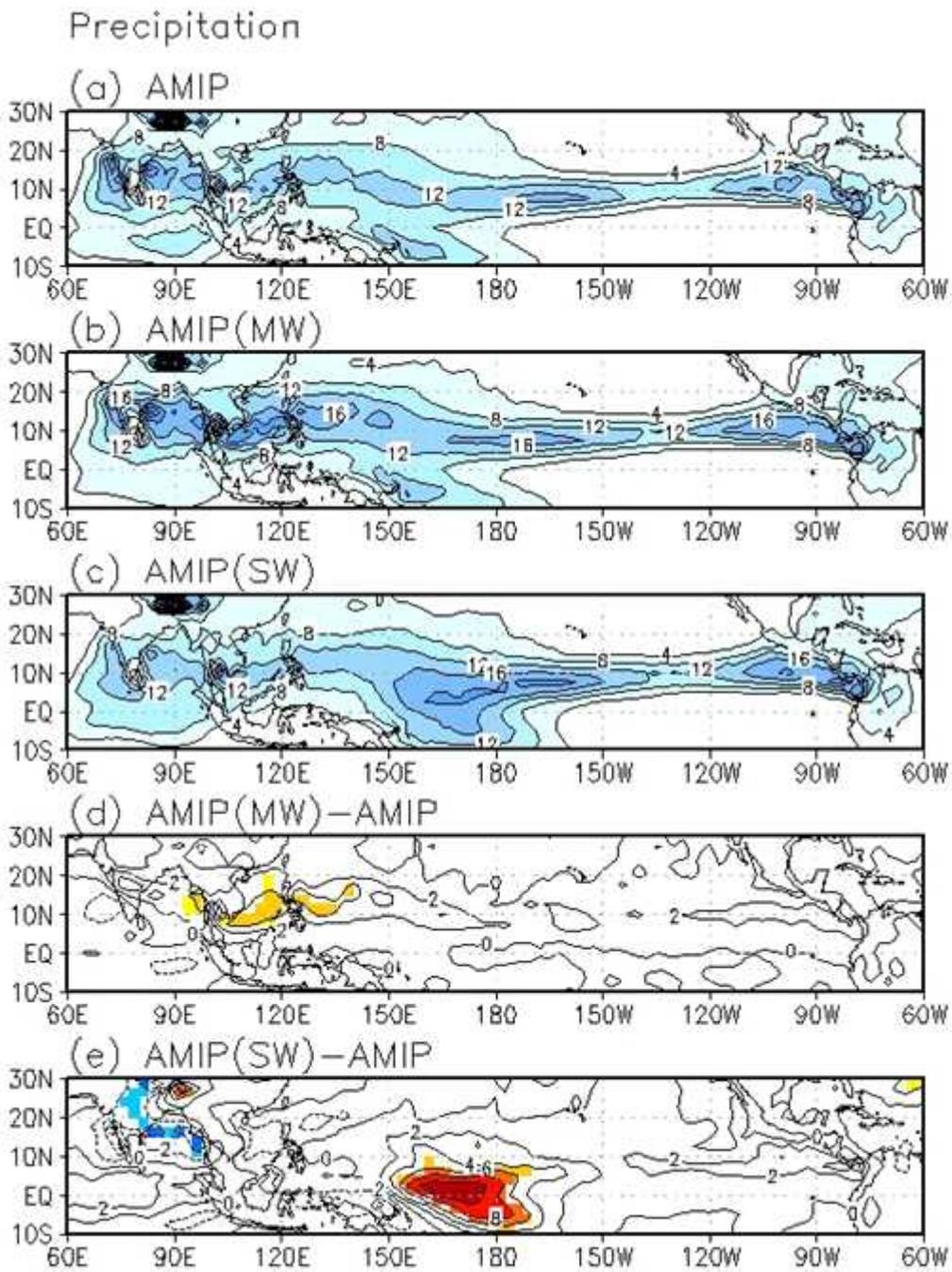


Figure 3.17 Same as Fig. 3.15 but except for precipitation. Unit is mm/day.

제 3절 생성잠재지수(genesis potential index) 분석

3.2절에서의 결과는 단일한 모형 실험결과이므로, 다른 모형으로 결과를 검증할 필요가 있다. 그래서, AR4-IPCC 모형을 이용하여, 3.2절의 결과를 검증하였다. 그런데, IPCC 제 4차 보고서에 참여하는 모형들은 모두 수평 격자 수백 km 이상의 저해상도 모형이므로, 그 모형의 결과로부터 태풍을 추출하는 것은 어렵다. 모형결과로부터 태풍을 추출하기 위해서는 수평 격자 약 100 km 이내의 고해상도 모형이 필요하다.

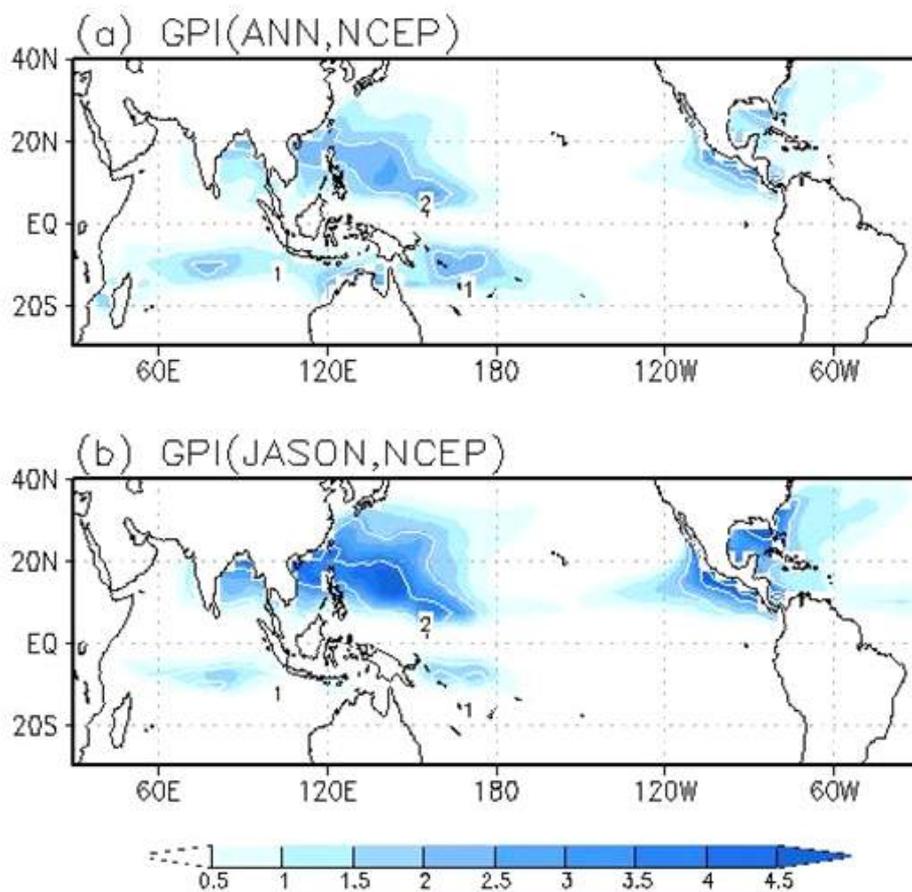


Figure 3.18 Map of GPI climatology from NCEP/NCAR reanalysis dataset. (a) annual mean, and (b) JASON (July, August, September, October, and November) season.

이 문제를 해결하기 위하여, Emanuel and Nolan (2005)이 개발한 생성잠재지수 (GPI; genesis potential index)를 이용하였다. 이후 GPI로 사용하기로 한다. GPI는 다음과 같은 식으로 표현된다.

여기서 ρ 는 850 hPa에서의 절대 소용돌이도(), σ 는 600 hPa에서의 상대습도 (%), U 은 잠재강도(m/s), 그리고 Δz 는 850 hPa과 200 hPa의 수평바람의 연직 바람취어의 크기이다. 이 값이 단위 시간당, 단위 면적당 태풍발생 빈도를 의미하지만, 값 자체는 일정한 차원을 갖지 않는다. 여기서 잠재강도(potential intensity)는 다음과 같이 표현된다.

여기서, T_s 는 해수면온도, T_a 는 평균외기온도, κ 는 엔탈피의 교환계수, γ 는 공기 저항계수, CAPE*는 주변공기에 대해 해면에서 포화되어 올려진 공기의 대류가능 잠재에너지이고, CAPE는 경계층 공기의 대류가능잠재에너지이다. 잠재강도는 해수면온도, 해면기압, 상하층 프로파일을 가진 온도와 비습의 함수이다. 상대습도는 기압, 온도, 그리고 비습의 함수이므로, 비습으로부터 구해질 수 있다.

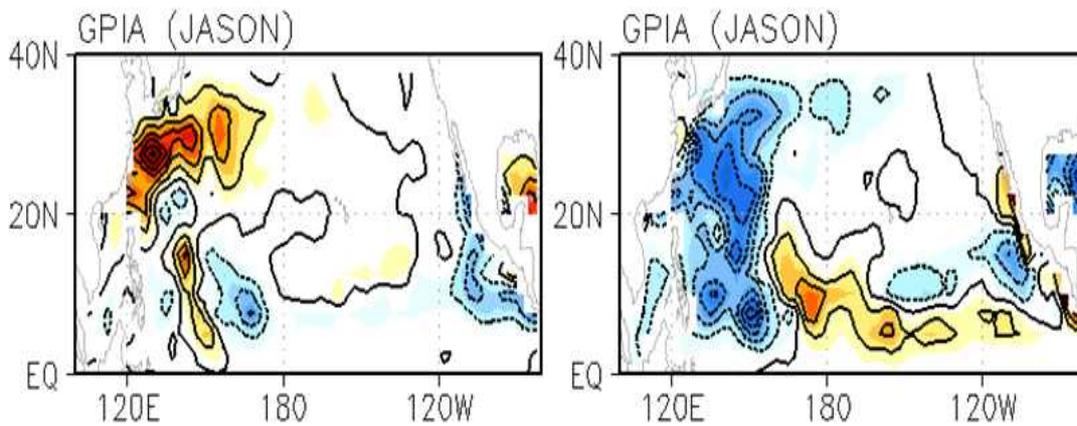


Figure 3.19 Composite GPI anomaly for (a) positive SST index, and (b) negative SST index during JASON (July, August, September, October, and November) season.

Figure 3.18는 NCEP/NCAR 재분석자료의 기후값으로부터 얻어진 GPI이다. 재분석자료로부터 얻어진 GPI는 관측의 태풍발생 빈도와 매우 유사한 분포를 가진다. 한편, 각 대양에서의 GPI 기후값은 관측의 태풍발생빈도와 매우 유사한 패턴을 가진다.

그렇다면, 동서방향의 해수면온도 경도의 증가와 감소로 인해 중태평양의 태풍수의 증가와 감소를 만들어낼 수 있는가? 이 질문에 대한 답을 하기 위하여 우선, 관측자료, 즉 재분석자료를 이용하여 GPI의 증감을 살펴보았다.

우선, 동서방향의 해수면온도 경도를 지수화하기 위하여 다음과 같은 해수면온도 지수를 정의하였다.

$$\text{SST index (SSTI)} = \text{SSTA}(150\text{W}-90\text{W}, 10\text{S}-10\text{N}) \text{ minus } \text{SSTA}(120\text{E}-180, 10\text{S}-10\text{N})$$

SSTI가 큰 값이면, 서태평양의 해수면온도가 더 크기 때문에 동서방향의 해수면온도 경도가 줄어들었다는 것을 의미하고, 작은 값이면 반대로 동서방향의 해수면온도 경도가 늘었다는 것을 의미한다. 이 SSTI를 정규화(normalization)하여 1 표준편차 보다 큰 경우와 -1 표준편차보다 작은 경우를 합성하여 GPI의 편차를 보았다. 그 결과는 Fig. 3.19에서 보이는 바와 같다. 고해상도 모형결과에서 보인 결과와 유사하게 중태평양에서 태풍빈도가 증가하고, 서태평양에서 태풍 발생 빈도가 줄어든다는 것을 알 수 있다. 물론, GPI를 태풍발생빈도로 나타낼 수 있을 때를 가정한 것이다.

재분석자료에 의한 GPI 합성도를 보았을 때는 서태평양의 북쪽 지역에 큰 편차를 보이는데, 태풍발생은 30N 이상의 고위도에서 거의 일어나지 않으므로, 고위도의 GPI 편차는 그다지 의미가 없어보인다. 이는 고위도의 환경변수 즉, 해수면온도, 상대습도, 잠재강도, 그리고 상하층 바람쉬어가 그 남쪽의 환경변수 값들과 크게 다르지 않기 때문에 생기는 문제이다. 이는 GPI가 개선될 여지가 있음을 의미한다. 사실, GPI는 재분석자료에 대한 기후값에 적합한 지수이므로, 기후값에 대해서는 관측 태풍의 발생 빈도와 매우 유사한 특성을 보이지만, 경년변동성을 비롯한 편차에 대해서는 상당한 약점을 가지고 있다. 그러나, 엘니뇨 혹은 라니냐에 대한 GPI 분석을 통해서 이미 GPI의 유용성이 검증된 바 있다(Camargo et al. 2007).

전구모형자료를 이용하여 계산된 GPI 역시 관측자료의 결과와 유사한 특징을 보인다. IPCC 제 4차 보고서에 참여하는 20개의 모형을 이용하여 이를 분석하였다. IPCC 제 4차 보고서에서는 모두 23개의 모형이 있지만, GPI를 계산하기 위한 자료가 오직 20개 모형만 완벽히 갖추고 있어 20개의 모형을 이용하여 GPI의 변동성을 분석하였다. 분석 기간은 1900년에서 1999년까지 확장된 여름철(7월부터 11월까지)이며, 100년의 적분결과를 이용하였다. 사용된 변수는 해수면온도, 해면기

압, 동서방향 바람, 남북방향 바람, 연직 프로파일을 가진 기온과 비습이다. 사용된 모형은 bccr_bcm2_0, ccma_cgcm3_1, ccma_cgcm3_1_t63, cnrm_cm3, csiro_mk3_5, gfdl_cm2_0, gfdl_cm2_1, giss_model_e_h, giss_model_e_r, iap_fgoals1_0_g, ingv_echam4, inmcm3_0, miroc3_2_hires, miroc3_2_medres, mpi_echam5, mri_cgcm2_3_2a, ncar_ccsm3_0, ncar_pcm1, ukmo_hadcm3, 그리고 ukmo_hadgem1이다.

SSTI에 대한 반응을 보기 위하여 SSTI에 회귀된 GPI를 그린 결과는 Fig. 3.20와 같다. 모형마다 어느 정도 차이가 있지만, 대체로 중태평양의 양의 편차를 보인다.

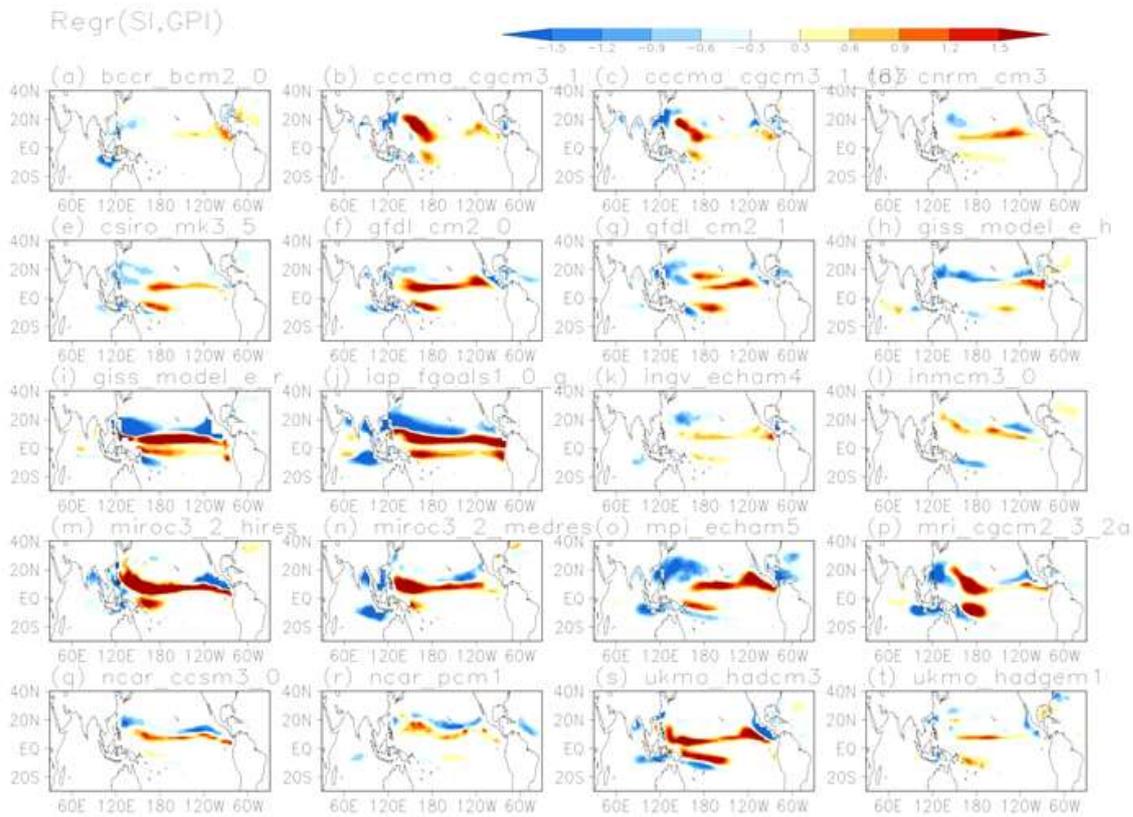


Figure 3.20 SSTI-regressed GPI anomaly during JASON (July, August, September, October, and November) season for different AR4-IPCC models.

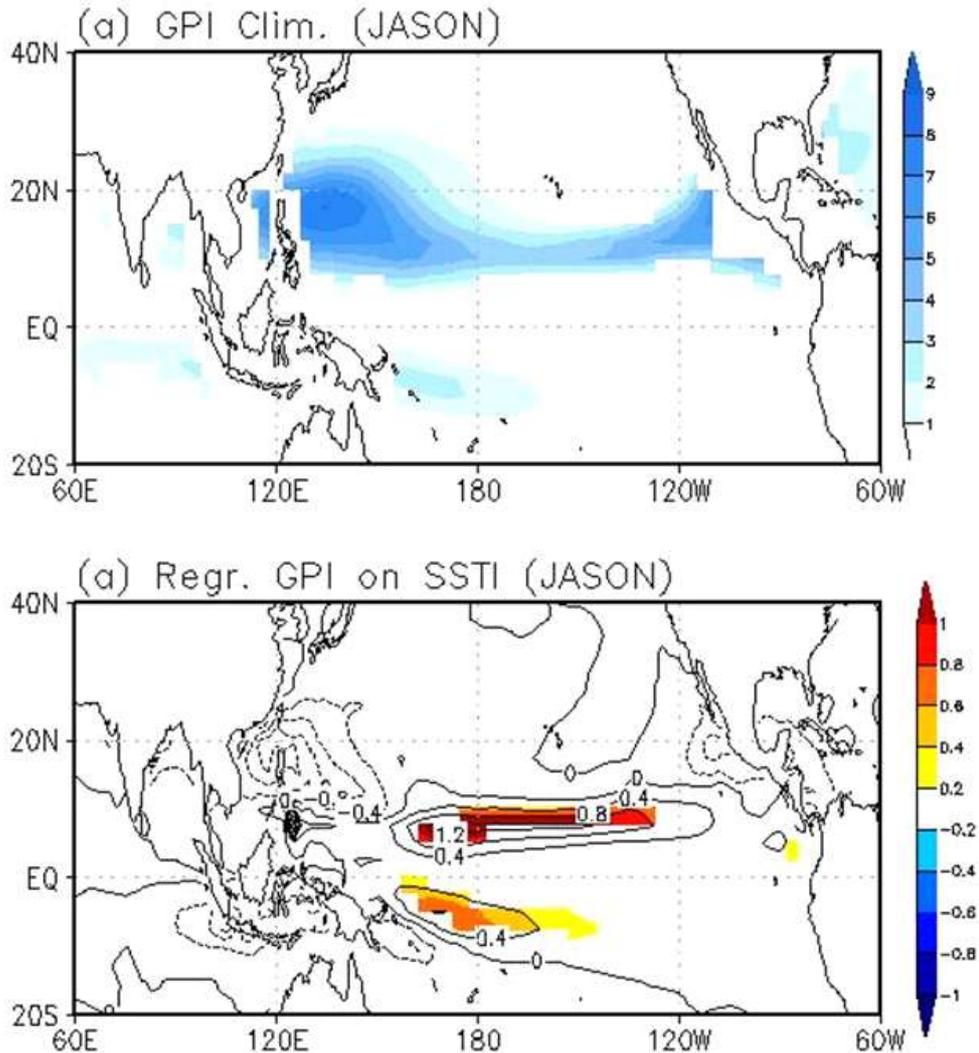


Figure 3.21 (a) Map of climatology of GPI during JASON (July, August, September, October, and November) season for 20-model ensemble of AR4-IPCC models. (b) Same as (a) but except for SSTI-regressed GPI anomaly.

AR4-IPCC 모형의 해양변수 뿐만 아니라 대기변수는 모형마다 상당히 다른 성능을 보인다. 그러므로, 단일한 결합 전구모형의 결과를 이용하여 경년변동성을 살펴보는 데는 상당한 문제가 있다. 그러나, 이 모형들을 앙상블한다면, 모형의 편이 (bias)를 상당히 줄일 수 있으며, 비교적 저해상도 모형이라고 하더라도, 모형결과의 신빙성을 상당히 높일 수 있다. Figure 3.21a는 AR4-IPCC 20개 모형을 앙상블한 GPI 기후값이다. 결합 전구모형임을 감안할 때, GPI의 기후패턴은 관측의 태풍 발생 기후패턴과 상당히 유사함을 알 수 있다. 마찬가지로 SSTI에 회귀된 GPI 역시 20개 모형을 앙상블하여 구하였다. 그 결과는 예상했던 대로 중태평양에서의 GPI 증가를 보인다. 채색된 부분은 95% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 영역을 나타내는데, 이는 중태평양에서의 GPI 증가는 많은 모형에서 비슷하게 모의되고

있다는 것을 의미한다. 즉, 동태평양의 해수면온도가 상대적으로 높은 해수면온도 분포 즉, 동서방향의 해수면온도가 줄어든 경우 결합 전구 기후모형은 상대적으로 저해상도 모형일지라도 중태평양의 양의 GPI 편차를 만들어 낸다. 즉, 중태평양의 태풍의 증가를 만들 수 있다는 것을 의미한다. 반대로, 동서방향의 해수면온도 경도가 늘어난 경우 기후모형은 중태평양에서 음의 GPI 편차를 만들어내는데, 이 역시 중태평양에서의 태풍 발생수의 감소를 만들 수 있다는 것을 의미한다. 이를 정리하면, 다음과 같다.

동서방향 해수면온도 경도 증가 → 중태평양의 GPI 증가 그리고 서태평양의 GPI 감소 → 중태평양의 태풍발생의 증가 그리고 서태평양의 태풍발생의 감소

동서방향 해수면온도 경도 감소 → 중태평양의 GPI 증가 그리고 서태평양의 GPI 증가 → 중태평양의 태풍발생의 감소 그리고 서태평양의 태풍발생의 증가

이와 같은 결과를 만들어 내는 메커니즘은 다음과 같다. 즉, 동서방향 해수면온도 경도 감소는 무역풍의 감소를 이끌고 이는 중태평양의 상하층 바람쉬어를 약화시키고, 이는 태풍씨앗의 발달을 돕고, 중태평양의 수증기 수렴을 유도하여 중태평양의 태풍발생을 증가시킨다. 반대로 서태평양에서는 하층에 수렴이 억제되어 태풍발생이 억제된다. 그래서 서태평양에서의 태풍발생은 감소된다.

고해상도 모형이라면, 태풍발생에 대한 환경변수를 분석함으로써 태풍의 발생과 감소에 대한 이유 혹은 원인을 밝혀낼 수 있겠지만, GPI는 환경변수의 함수이므로 그러한 분석을 하는 것이 쉽지 않다. 그렇다면, GPI 편차를 만들어 내는 가장 큰 요인은 무엇일까? 이 질문에 대한 답을 하기 위하여 다음과 같은 분석을 하였다. GPI는 네 개의 큰 환경변수의 함수로 표현된다. 즉, GPI는 절대소용돌이도, 상대습도, 잠재강도, 그리고 상하층 바람쉬어의 함수이다. 앞서 소개한 GPI는 다음과 같이 표현된다.

이 식에 log를 씌워 정리하면, 다음과 같다.

$$\log \quad \log \quad \log \quad \log \quad \log$$

여기서, a, b, c, 그리고 d는 상수이다. 따라서, GPI는 네 가지 환경변수 절대소용돌이도, 상대습도, 잠재강도, 상하층 바람쉬어 변동성의 선형결합으로 설명될 수 있다. 특정 변수의 기여도를 측정하기 위하여 나머지 변수는 기후값으로 처방하고,

기여도 측정을 원하는 변수만 편차를 포함한 값을 주어 GPI를 재계산하였다. 그러면, 특정 변수의 기여도를 살펴볼 수 있다. 예를 들어 상하층 바람쉬어의 기여도를 알고 싶다면, 상대소용돌이도, 상대습도, 잠재강도의 값은 기후값으로 두고, 상하층 바람쉬어만 SSTI에 대한 편차를 가진 값으로 두어 GPI를 계산한다.

Figure 3.22은 재분석자료로부터 얻어진 SSTI에 회귀된 GPI 편차를 각 성분별로 분리하여 살펴본 것이다. 한편, 코리올리 파라미터는 시간에 따라 변하지 않으므로, 절대소용돌이도는 상대소용돌이도 편차로 고려될 수 있다. 그림을 보면, 중태평양의 양의 편차가 큰 것이 상대소용돌이도와 상대습도가 있다. 재분석자료에서는 상대소용돌이도와 상대습도가 GPI 편차를 만들어내는데 주요한 인자가 되며, 잠재강도는 서태평양에서 음의 GPI 편차를 만들어 내는데, 주요한 인자가 된다. 서태평양의 잠재강도 감소는 해수면온도 감소와 관련이 있다. 왜냐하면, 잠재강도는 다음과 같이

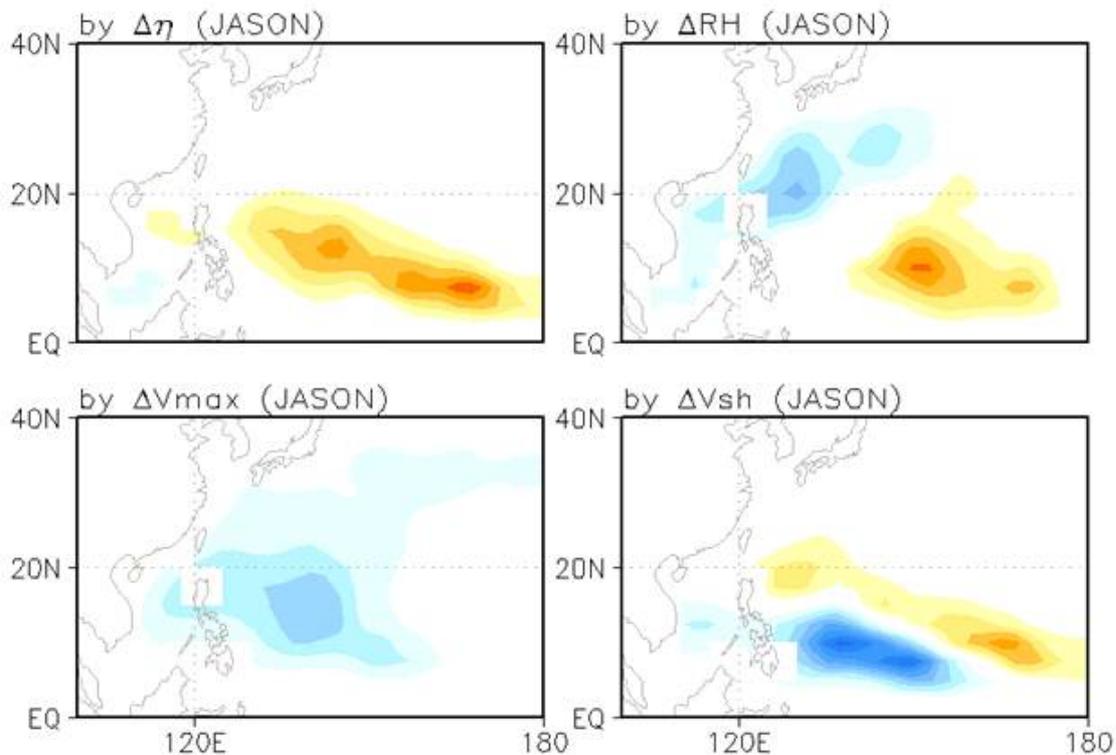


Figure 3.22 Partial contribution of each variables to GPI anomaly. (a) vorticity, (b) relative humidity, (c) potential intensity, and (d) vertical wind shear of horizontal winds from NCAR/NCAR reanalysis. See text in detail.

해수면온도의 절대값의 근호에 비례하므로, 동서방향의 해수면온도 경도가 감소된 경우 서태평양의 해수면온도 절대값이 줄어들면, 잠재강도는 줄어들 수 있다. 그러므로 동서방향 해수면온도 경도가 줄어들면, 서태평양에서 잠재강도가 줄어 GPI의 음의 편차를 유도하고, 상대소용돌이도와 상대습도가 늘어 중태평양의 양의 GPI 편차를 유도한다. 그래서 SSTI에 회귀된 GPI 패턴이 Figure 2.2.13처럼 나오는 것이다.

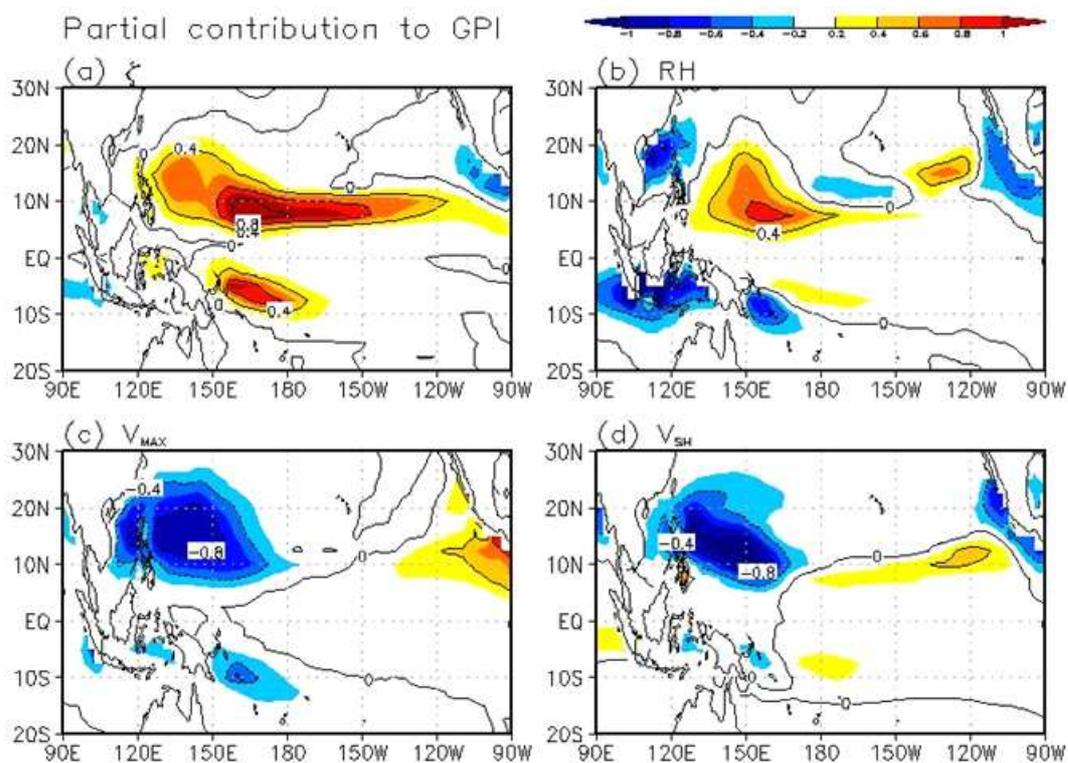


Figure 3.23 Same as Fig. 3.22 but except for ensemble of 20-AR4-IPCC coupled GCMs.

그렇다면, 기후모형으로부터 얻어진 GPI의 경우는 어떨까? Figure 3.24은 위의 기여도분석과 같은데, 기후모형 값으로부터 얻어진 결과이다. 재분석자료의 결과와 유사하게 상대소용돌이도와 상대습도가 중태평양의 GPI 양의 편차를 만들어 내는데, 중요한 역할을 하며, 잠재강도와 상하층 바람쉬어는 서태평양에서 GPI의 음의 편차를 만들어 내는데, 중요한 역할을 한다. 특히, 중태평양 GPI 편차를 만들어 내는데, 상대소용돌이도가 매우 중요한 역할을 하고 있음을 알 수 있다. 이들의 조합으로 SSTI가 양수일 때, 즉 동서방향의 해수면온도 경도가 줄어들었을 때, 서태평양에서는 GPI가 감소되고, 중태평양에서는 GPI가 증가된다. 상상불 결과를 보면, 중태평양에서의 GPI 증가는 통계적으로 유의한데, 서태평양에서는 음의 값이 있지만, 통계적으로 유의하지 않음을 알 수 있다(Fig. 3.21). 이 이유는 결합 전구 모형이 서태평양의 대기변수를 적절히 모의하지 못하기 때문이다. 또한, 모형마다 서태평양의 모의 결과는 매우 다른 특성을 보인다. 이는 계절내진동, 동아시아 몬순 등 역학-열역학적인 기후변동성이 활발한 서태평양 및 동아시아 지역을 모의하는데, 현재 상태의 기후모형은 한계가 있음을 얘기해 준다. 특히, 서태평양 지역은 다른 지역에 비해 대기와 해양의 피드백이 활발한 지역인데, 현재 상태의 기후모형은 이들의 관계를 적절히 모의하지 못한다. 한편, 계절내 진동은 서태평양 경년변동성을 만들어 내는데 매우 중요한 요소인데, 계절내 진동의 모의가 아직은 충분하지 못하기 때문이다. 그러므로, 서태평양에서 SSTI에 따라 음의 GPI 편차를 갖지만, 모형마다 차이가 커 통계적으로 유의하지 못한 결과를 내는 것이다.

한편, 앞절에서 중태평양 태풍발생수의 증가를 만들어 내는 주요한 원인이 상하층의 바람쉬어라고 설명을 했었는데, 이는 앞선 기여도 분석의 결과와는 차이가 있다. 이는 다음과 같이 설명을 할 수 있다. GPI를 이루는 변수들은 서로 상관성을 가지고 있다. GPI의 기여도 분석에서는 다른 변수를 고정하였으므로, GPI 편차를 만들어 내는 가장 직접적인 원인 변수를 찾을 수 있다. 즉, 상하층 바람 쉬어가 변해도 상대소용돌이도가 변하지 않으면, GPI 편차를 만들어 내기 어렵다는 것이다. 앞선 기여도 분석에서 GPI 편차를 만들어 내는 가장 중요하고 직접적인 원인은 상대소용돌이도이다. 그렇다면, 실제 상하층의 바람쉬어가 변할 때, 상대소용돌이도가 변할까? 그렇다. 상하층의 바람쉬어와 상대소용돌이도는 매우 뚜렷한 상관관계를 가지고 있다. Figure 3.24을 보면, SSTI는 다른 모든 GPI 환경변수와 상관성을 가지고 있다. 즉, 이는 다음과 같이 해석할 수 있다. SSTI가 커지면, 동태평양의 해수면온도가 증가하고, 서태평양의 해수면온도가 감소하여 잠재강도의 동서분포를 만들어 서태평양에서의 잠재강도 감소와 동태평양에서의 잠재강도 증가를 유도한다. 이 패턴은 중태평양 하층의 무역풍의 약화시켜 상하층 바람쉬어의 감도를 유도한다(Fig. 3.24d). 또한, 이러한 하층 바람은 북반구의 양의 소용돌이도를 유도하고, 남반구에 음의 소용돌이도를 유도한다. 그리고 중태평양에 하층 수렴이 있기 때문에 중태평양으로의 하층 수증기속이 증가하여 중태평양에서 상대습도가 증가

된다. 이와 같은 결과는 고해상도 모형에서 얻은 결과와 정확히 같은 방식으로 설명이 가능하다.

한편, GPI와 관련된 네 가지 환경변수의 민감도를 알아보기 위하여, 다음과 같은 분석을 하였다. 각각의 변수는 각자의 차원을 갖지만, 각자의 분포를 가지므로 유사한 표준편차를 가지고 있다. 그러므로, 각 변수가 표준편차만큼 변할 때, GPI의 변화를 살펴보면 각 변수에 대하여 GPI가 얼마나 민감하게 변하는 지를 알 수 있다. 우선 재분석 자료에 대하여 1의 값에서 2의 값을 빼 각각의 환경변수의 값에 대하여 GPI 편차에 대한 기여도를 살펴보았다. 여기서 1은 각 환경변수의 표준편차를 의미한다. 그 결과 상대습도가 GPI 편차를 만들어 내는데, 가장 민감한 변수임을 알 수 있다(Fig. 3.25). 한편, 상하층 바람쉬어는 서태평양에서 GPI의 음의 편차를 만들어내는데 주요한 역할을 한다. 이러한 결과는 20개 모형을 앙상블한 AR4-IPCC 모형들의 결과와 거의 같다(Fig. 3.26).

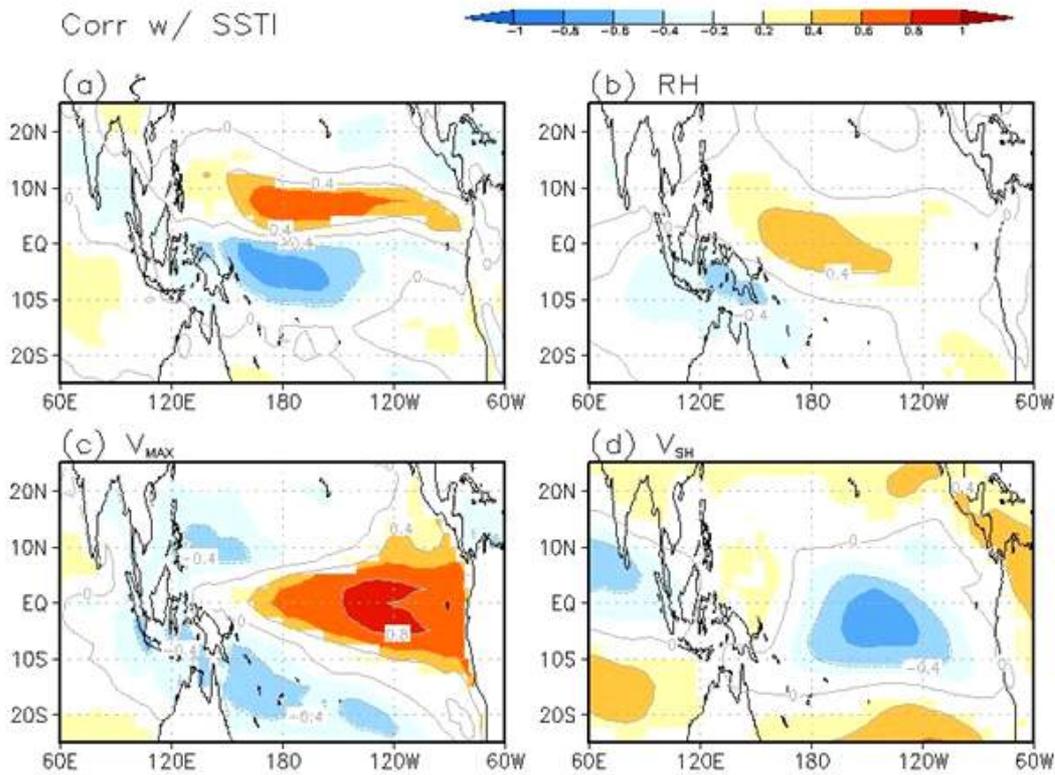


Figure 3.24 Maps of correlation coefficient between SSTI and (a) vorticity, (b) relative humidity, (c) potential intensity, and (d) vertical wind shear of horizontal winds.

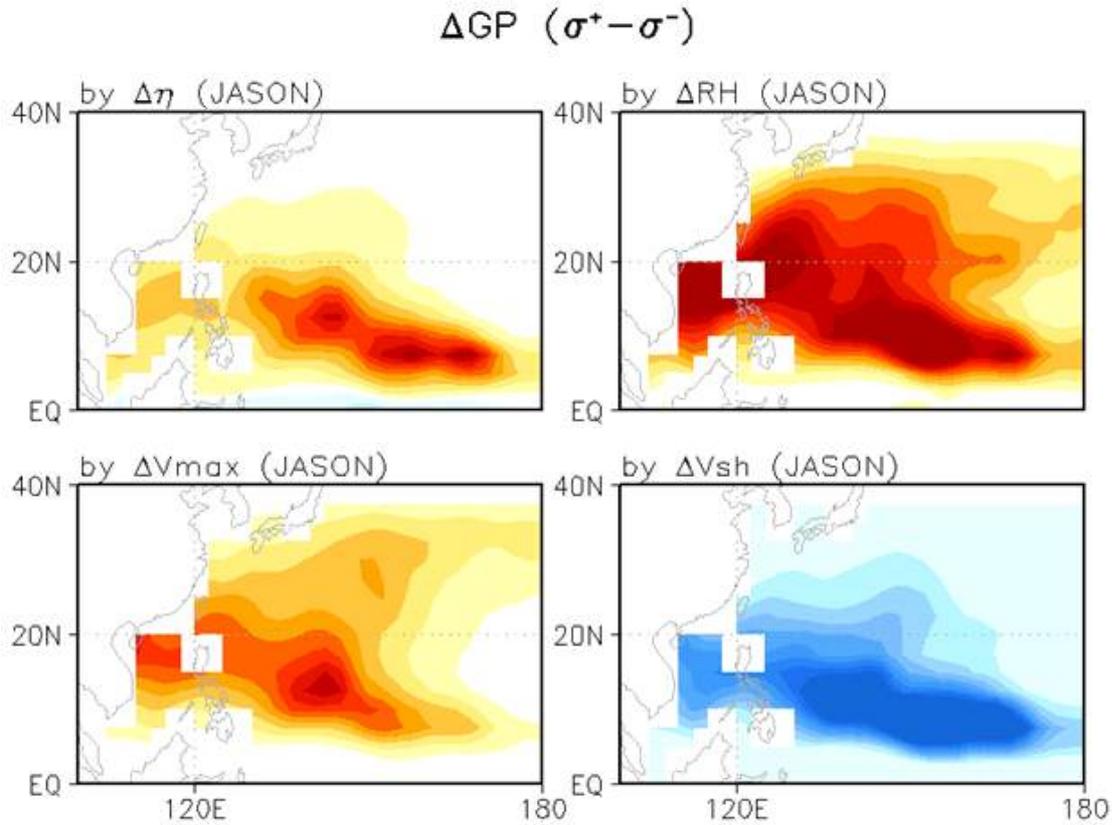


Figure 3.25 Partial contribution of each variables to GPI anomaly. (a) vorticity, (b) relative humidity, (c) potential intensity, and (d) vertical wind shear of horizontal winds from NCAR/NCAR reanalysis. See text in detail.

GPI 분석을 통해서 태풍의 발생 빈도를 추정할 수 있으며, 따라서 대규모 환경변수의 변동성에 따라 태풍의 발생 빈도 변화를 예측할 수 있다. 결과적으로 동서방향 해수면온도 경도 감소는 중태평양의 GPI를 증가시켜 중태평양의 태풍발생 빈도를 증가시킬 수 있으며, 반대로 서태평양의 GPI를 감소시켜 서태평양의 태풍발생 빈도를 감소시킬 수 있다. 이 GPI를 변화시키는 가장 직접적인 인자는 대규모 소용돌이도 변화이지만, 동서방향 해수면 온도 경도 감소는 다른 모든 환경변수의 변화를 야기할 수 있으므로, 소용돌이도 변화는 GPI의 변동을 일으키는 모든 이유가 될 수 없다. 한편, 고해상도 모형에서 설명한 방식과 같이 동서방향 해수면온도 경도 감소는 중태평양의 바람쉬어 감소, 상대소용돌이도 증가, 상대습도의 증가, 그리고 서태평양의 잠재강도의 감소를 야기하여 재분석 자료와 결합 전구모형 결과에 보인 바와 같이 서태평양에서의 GPI 감소와 중태평양에서의 GPI 증가를 만들어 낸다.

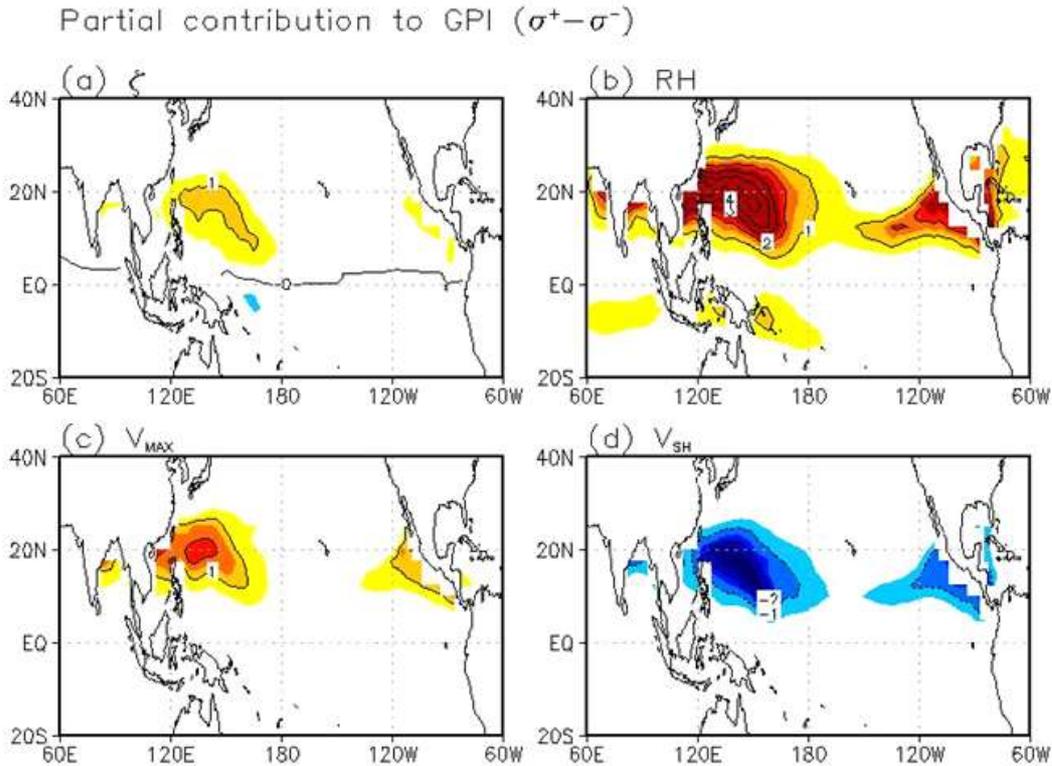


Figure 3.26 Same as Fig. 3.25 but except for 20-model ensemble of AR4-IPCC models.

여기서는 일본의 RSMC에서 수집한 태풍의 최적경로(best track) 자료를 분석하여, 태풍의 강도에 따라 태풍의 특성이 어떻게 변화하는지 살펴보았다. 우선, 최적경로 자료를 이용하여 과거 수십년동안 태풍의 최대풍속(maximum sustained wind)과 중심 기압의 변화를 살펴보았다(Fig. 3.27). 그림에서 보이는 것처럼 태풍의 최대풍속은 과거 30년 동안 유의한 경향을 보이지 않는다. 마찬가지로 중심기압 역시 시간에 따라 크게 변화하지 않는 모습을 보인다. 사실, 태풍의 강도는 위성자료를 토대로 얻어지는데, 그 정확도가 충분하지 않아 이 결과만 보고 태풍의 강도가 시간에 따른 경향을 가진다 혹은 가지지 않는다고 결론을 내리기는 어렵다. 그러나 Webster et al. (2005)가 제안한 것에 의하면, 강한 태풍은 시간에 따라 증가하는 강한 경향성을 갖는다. 서태평양에서도 비슷한 일이 생기지 않을까? 최적경로 자료로는 이런 사항을 파악하기 어렵기 때문에 대규모 환경변수를 이용한 잠재강도를 살펴보았다. 그 전에 강한 태풍과 약한 태풍의 공간적인 특성을 살펴보았다. 강한 태풍은 Saffir-Simpson 태풍 크기 분류법에 의하여 카테고리 3, 4, 5로 정의하였고, 약한 태풍은 카테고리 1, 2로 정의하였다. 이렇게 나누어진 태풍을 이용하여 공간적인 발생 특성과 발달 특성을 분석하였다.

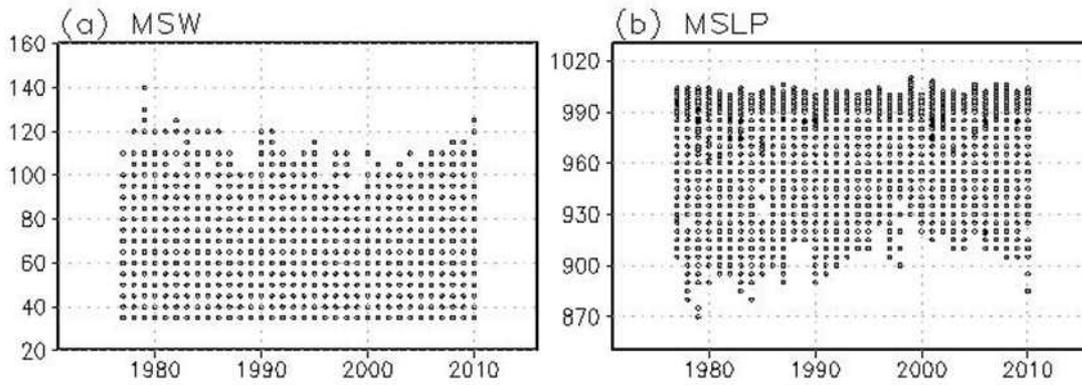


Figure 3.27 (a) Maximum sustained wind and (b) mean central sea level pressure from RSMC best track dataset. Units are knots and hPa, respectively.

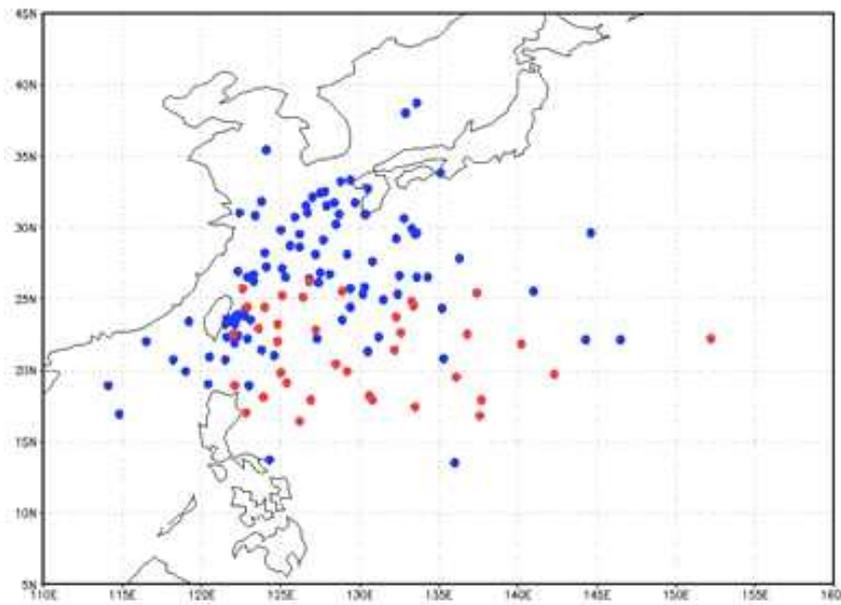


Figure 3.28 Locations where tropical cyclones reach to maximum intensity. Red and blue closed circles indicate strong typhoons and weak tropical cyclones, respectively. All tropical cyclones pass through Korean peninsula.

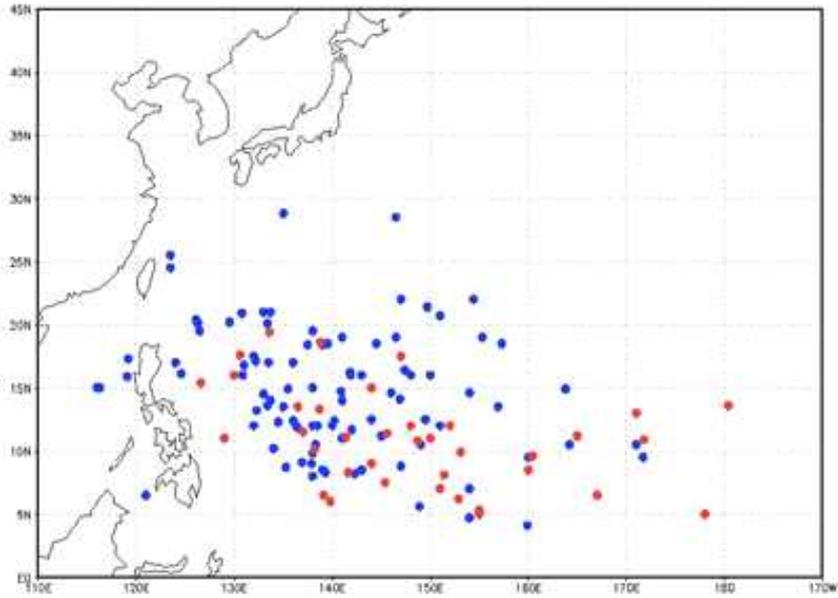


Figure 3.29 Genesis locations of tropical cyclones, which pass through Korean peninsula. Red and blue closed circles indicate strong typhoons and weak tropical cyclones, respectively.

Figure 3.28는 한반도를 지나가는 태풍에 대하여 약한 태풍은 상대적으로 북쪽 지역에서 최대가 되면, 강한 태풍은 남쪽 지역에서 최대가 된다. 이는 강한 태풍이 상대적으로 더 남쪽에 최대로 강화된다는 것을 알 수 있다. 이는 발생위치와도 관련이 있는데 그 결과는 Fig. 3.29에서 보이는 것과 같다. Figure 3.29은 한반도를 지나가는 태풍의 생성위치를 나타내는데, 강한 태풍은 상대적으로 날짜 변경선과 적도쪽에 가까운 것을 알 수 있다. 이는 상대적으로 동남쪽에서 발생한 태풍이 태풍이 발달할 수 있는 필리핀 동쪽 해역을 지나면서 충분히 발달해 우리나라에 영향을 미치는 경우가 많다는 것을 의미한다.

사실, 태풍의 강도는 다른 많은 열역학 변수에 의해서 좌우된다. 대규모 환경변수와 태풍의 강도를 연관시키기 위하여, 잠재강도를 이용하였다. 잠재강도는 다음과 같이 표현된다.

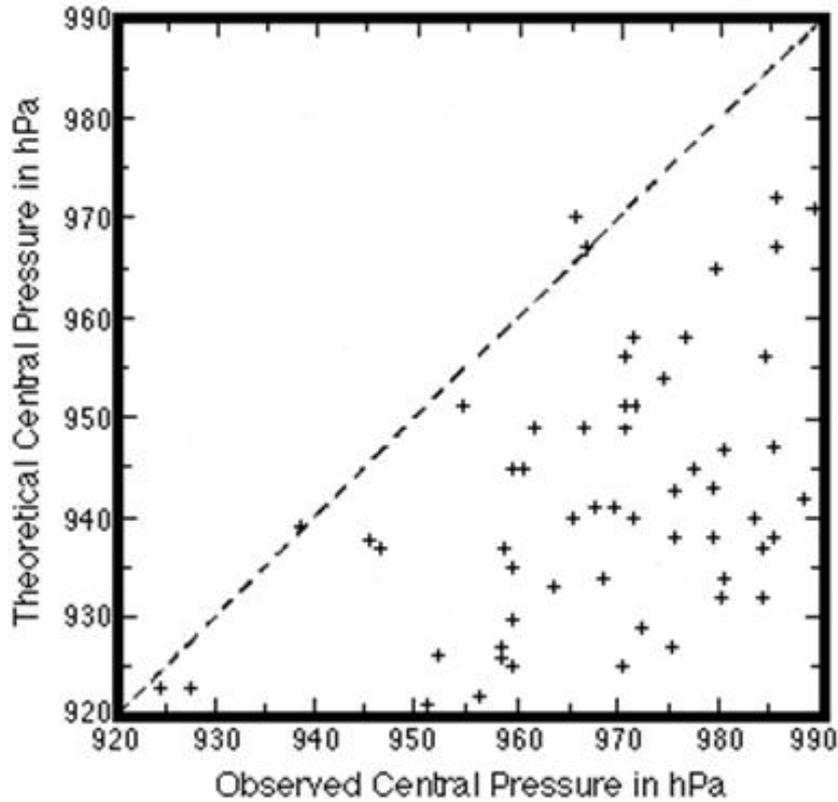


Figure 3.30 Scatter plot of observed central pressure and theoretically induced central pressure by potential intensity in hPa

여기서, T_s 는 해수면온도, T_a 는 평균외기온도, C_p 는 엔탈피의 교환계수, ρ 는 공기 저항계수, CAPE*는 주변공기에 대해 해면에서 포화되어 올려진 공기의 대류가능 잠재에너지이고, CAPE는 경계층 공기의 대류가능잠재에너지이다.

잠재강도의 의미는 Figure 3.30에 나타낸 바와 같다. 그림의 세로축은 잠재강도에 의해 나타날 수 있는 태풍의 최대강도를 의미하는데, 관측되는 태풍의 강도는 다 예측되는 태풍의 최대강도 아래에 존재한다. 즉, 잠재강도는 주어진 환경변수에 대하여 태풍이 가질 수 있는 최대강도이다.

이를 서태평양 전체에 대해서 구하고 이를 시간에 따라 플롯하면 Figure 3.31와 같다. 그림에서 보이듯이 잠재강도는 1990년대 중반이후 크게 증가하여 현재까지 유지되고 있다. 이는 태풍의 잠재강도가 증가하여, 발생하는 태풍의 강도가 더 커질 수 있다는 것을 의미한다. 즉, 최근 기후변화에 따라 한반도로 접근하는 태풍의 강도는 더 강해질 수 있으며, 현재 뿐만 아니라 향후 가까운 미래에도 태풍의 강도는 더 커질 수 있다.

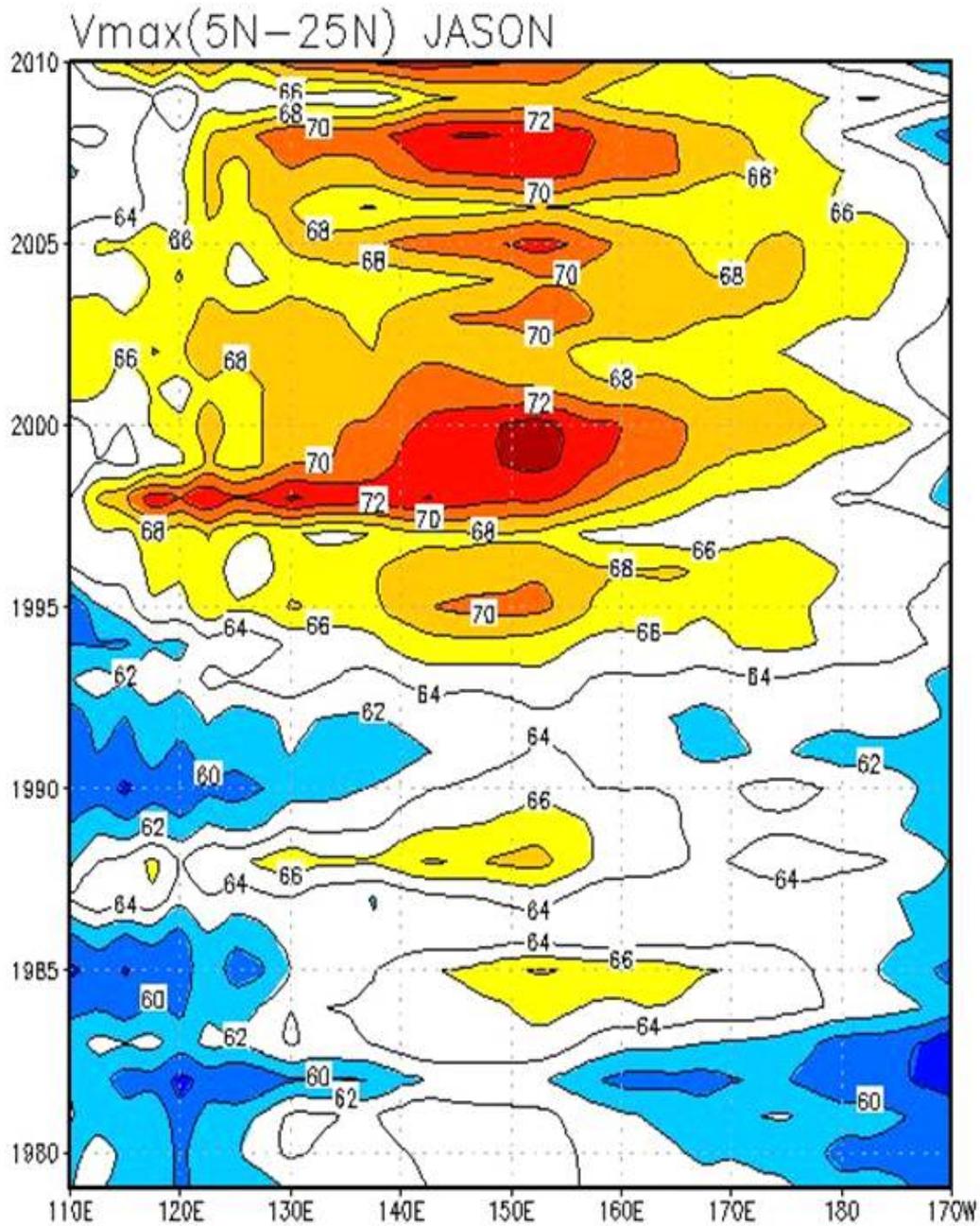


Figure 3.31 Hovemoeller diagram of potential intensity, which are latitudinally averaged for 5-25N during JASON (July, August, September, October, and November) season. Unit is m/s.

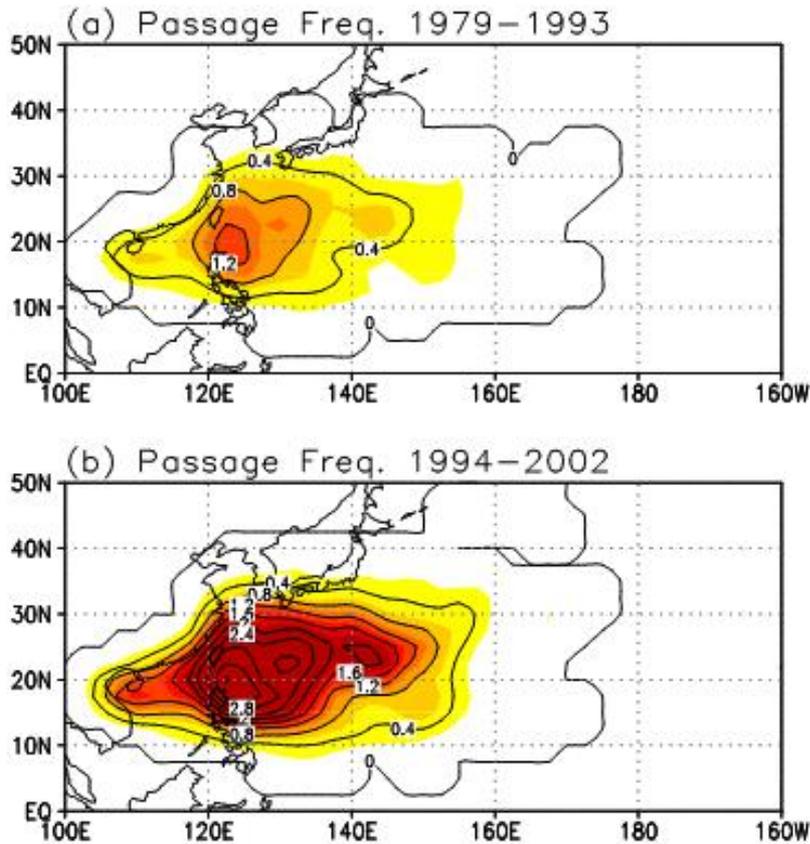


Figure 3.32 Passage frequency of tropical cyclones in the western North Pacific region during JASON (July, August, September, October, and November) season for (a) 1979-1993, and (b) 1994-2002.

이러한 변화는 서태평양에서 발생하는 태풍의 발생 빈도와도 관련이 있다. 태풍의 발생 빈도는 1990년대 중반 전후로 크게 변화하였는데, 1990년대 중반 전에는 태풍의 발생 빈도 및 이동 빈도가 현저히 적었던 반면, 1990년대 중반 이후에는 태풍의 발생 빈도 및 이동 빈도가 현저히 증가하였다(Fig. 3.32). 이는 1990년 중반 전후로 여름철에 일어난 동아시아의 10년 변화와 관련이 있다(Kwon et al., 2005; 2007). 이러한 태풍활동의 변화는 남중국쪽의 강수를 증가시켜 동아시아의 상층 제트를 약화시키고, 동아시아의 기후시스템을 크게 변화시킨다. 특히, 상층 제트의 약화로 연직 바람 쉬어가 약화되면, 북서태평양에서 동아시아로 진행되는 계절내 진동의 성분과 위상속도가 강화되어 여름철 우리나라 장마의 시기가 앞당겨지고, 8월 강수의 증가가 나타나게 된다.

이 연구를 통하여 동아시아 영향을 주는 서태평양의 태풍활동의 변화를 살펴보았다. 특히, 기후변화에 따라 태풍의 발생위치가 중태평양쪽으로 이동하고, 태풍의 강도가 더 커질 수 있음을 관측결과와 모형결과를 토대로 분석하였다. 특히, 고해상도 모형 모의를 통하여, 미래기후(A1B)에서 태풍의 발생이 중태평양에서 많이 일어난다는 것을 보였고, 이는 동서방향의 해수면온도 경도와 관련이 있다는 것을 밝혔다. 즉, 지구온난화가 되더라도 동서방향의 해수면온도 경도가 없다면, 태풍의 발생 위치와 빈도는 크게 변화하지 않는다. 그 메커니즘은 다음과 같다. 동서방향의 해수면온도 경도가 줄어들면, Lindzen-Nigam 이론에 의해 무역풍의 강도 역시 줄어들게 된다. 무역풍의 강도가 줄어들면, 중태평양의 상하층 바람 쉬어가 줄어들게 되고, 이는 열대 태평양에서 태풍의 씨앗인 근원 소용돌이가 더 잘 자랄 수 있게 되는 배경이 된다. 이 때문에 중태평양의 종관규모 요란이 더 강화될 수 있다. 한편, 무역풍이 약화되면, 서태평양 하층에서는 하층 수렴이 약해지고, 중태평양에서는 하층 수렴이 강해진다. 이는 자유 대류가 일어날 수 있게 되는 조건이 중태평양에서 더 좋다는 것을 의미한다. 이는 제 2종 조건부불안정을 작동시켜 태풍의 발달을 돕게 된다. 그래서 엘니뇨 타입의 온도 상승이 일어났을 때, 중태평양에서 태풍이 증가되고, 서태평양에서 태풍이 감소되는 것이다. 이를 요약하면, Figure 3.33에 나타낸 개념도와 같다.

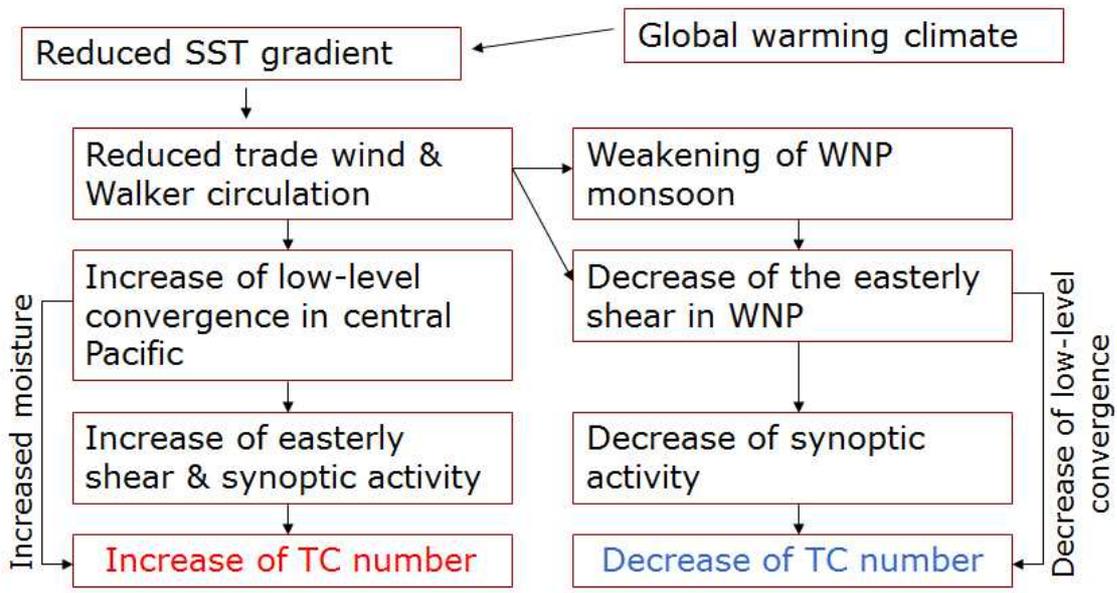


Figure 3.33 A schematic diagram of changes in tropical cyclone frequency due to global warming

결합 전지구모형 자료(AR4-IPCC)를 근거로 GPI를 구하여 동서방향해수면온도의 변화에 따라 GPI 편차가 어떻게 변하는지 살펴보았다. 그 결과 고해상도 모형 실험결과와 마찬가지로 중태평양에서 GPI가 유의하게 증가하는 것을 확인하였다. GPI를 이루는 변수들은 서로 상관성을 가지고 있다. GPI의 기여도 분석에서는 다른 변수를 고정하였으므로, GPI 편차를 만들어 내는 가장 직접적인 원인 변수를 찾을 수 있다. 즉, 상하층 바람 쉬어가 변해도 상대소용돌이도가 변하지 않으면, GPI 편차를 만들어 내기 어렵다는 것이다. 앞선 기여도 분석에서 GPI 편차를 만들어 내는 가장 중요하고 직접적인 원인은 상대소용돌이도이다. 상하층의 바람쉬어와 상대소용돌이도는 매우 뚜렷한 상관관계를 가지고 있다. 이는 다음과 같이 해석할 수 있다. SSTI가 커지면, 동태평양의 해수면온도가 증가하고, 서태평양의 해수면온도가 감소하여 잠재강도의 동서분포를 만들어 서태평양에서의 잠재강도 감소와 동태평양에서의 잠재강도 증가를 유도한다. 이 패턴은 중태평양 하층의 무역풍의 약화시켜 상하층 바람쉬어의 감도를 유도한다. 또한, 이러한 하층 바람은 북반구의 양의 소용돌이도를 유도하고, 남반구에 음의 소용돌이도를 유도한다. 그리고 중태평양에 하층 수렴이 있기 때문에 중태평양으로의 하층 수증기속이 증가하여 중태평양에서 상대습도가 증가된다. 이와 같은 결과는 고해상도 모형에서 얻은 결과와 정확히 같은 방식으로 설명이 가능하다.

한편, 강한 태풍과 약한 태풍으로 최적경로자료를 토대로 나누어 각각의 특성을 살펴보았는데, 그 결과 강한 태풍의 생성 및 최대 강도 위치는 약한 태풍보다 동남쪽에 위치하고 있었으며, 이는 태풍발달에 가장 민감한 지역이 있다는 것을 의미한다. 그리고 서태평양에서 발생하는 태풍의 강도를 수치화하기 위하여, 대규모 환경변수를 이용하여 잠재강도를 구하였다. 그 결과 서태평양에서 발생하는 태풍의 잠재강도는 시간에 따라 증가하고 있으며, 특히, 1990년대 중반 이후 급격히 증가하였다. 이는 태풍의 강도가 기후변화에 따라 점차 강해지고 있다는 것을 뒷받침한다.

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

열대 태평양 지역에서 발생하는 열대성 저기압(tropical cyclones) 즉, 태풍 발생 빈도 및 강도를 분석함으로써 태풍의 잠재예측성과 아울러 지구온난화에 따른 태풍발생을 잠정적으로 예측할 수 있게 되었다. 특히, 최근 활발히 진행되고 있는 고해상도 모형을 이용한 태풍의 특성에 관련된 연구는 국내의 고해상도 모형을 이용한 태풍 특성 연구에 박차를 가할 수 있게 되었다. 또한, 태풍의 발생과 관련된 여러 대규모 환경변수를 분석함으로써 대규모 환경변수를 이용한 태풍 발생의 예측이 가능해짐은 물론 태풍 발생의 요인을 밝히는 데 한걸음 더 나아갈 수 있게 되었다. 특히, 태풍발생에 있어 대기의 안정도가 중요하다는 기존의 이론과는 달리 대기의 상하층 연직쉬어에 따른 중관규모의 요란이 중요하다는 것을 파악함으로써 기존의 대기안정도 이론이 잘못되었다는 것을 지적하였다.

한편, 고해상도 모형을 이용하여 해수면온도의 경도가 태풍발생에 매우 중요한 인자가 된다는 것을 밝혀, 태평양에서 열역학적인 성질 뿐만 아니라 역학적인 성질이 더 중요하다는 것을 밝혔다. 이는 향후 지구온난화가 진행되었을 때, 태풍의 특성을 이해하는데 매우 중요한 정보를 제공해준다. 현재 기후모델링 기술은 도약단계에 있고 불완전한 요소를 많이 가지고 있다. 그래서 본 연구에서는 다양한 기후모델의 결과를 앙상블하여 연구결과를 뒷받침하였다. 특히, 23개의 IPCC에 참여하는 기후모형 결과에서 동서방향의 해수면온도 경도가 태풍빈도에 뚜렷하게 영향을 끼칠 수 있다는 것을 밝혔다.

본 과제에서의 연구결과들은 세계 유수의 저널에 출판되었고, 향후 연구에 많은 배경을 제공해주고 있다. 특히, 이 과제를 통하여 우리나라뿐만 아니라 중국이나 일본의 기후학자들과의 교류를 크게 증진시킬 수 있는 계기가 되었다. 또한, 증대된 태풍연구의 국제 교류를 통하여 국내 태풍 연구를 더욱 활성화하고 발전할 수 있는 토대를 마련할 수 있게 되었다.

그리고 이러한 연구는 동아시아 지역에 영향을 주는 태풍의 장기에측에 직접 활용할 수 있으며, 예측률 또한 향상시킬 것으로 기대할 수 있다. 또한, 장기간에 걸친 태풍에 대한 연구를 함으로써 아직까지 밝혀지지 않은 태풍발생의 원인을 밝히고 예측할 수 있는 기반을 마련함으로써 기상정보산업을 발전시키고 자연재해로부터 국민의 생명과 재산을 더욱 보호하며 나아가 생화수준을 향상시키는데 기여할 것으로 기대된다.

제 5장 연구개발결과의 활용계획

고해상도 모형을 이용한 태풍발생빈도 및 강도 연구는 태풍발생의 메커니즘을 파악하고 이해함은 물론 장기예보의 예측에 직접 혹은 간접적으로 도움을 줄 것으로 기대된다. 또한 동아시아 지역에 영향을 주는 태풍의 잠재예측성에 대한 이해는 태풍발생역학을 파악하고 기후변화에 따른 태풍발생 및 강도를 예측하는데 기여할 것이다. 또한 이 연구는 향후 태풍발생역학 및 다른 기후시스템과의 관련성 연구에 시발점이 되어 후속연구의 많은 정보를 제공해주고 있다. 이미 이 결과는 세계 유수 저널에 출판되어 여러 연구기관이나 개인 연구자들에게 도움을 주고 있다.

태풍발생에 대한 요인으로써 대규모 변수장의 활용은 현재 현업에서 활용되고 있는 저해상도 기후모형의 결과를 활용하더라도 태풍발생의 예측을 통계적으로 할 수 있으며, 향후 태풍발생에 관한 파라미터를 개발하는데 크게 기여할 것으로 기대된다. 이런 예측시스템의 정성적 예측인자로서의 연구결과의 역할은 기상재해에 대한 방재시스템을 개발하는데 도움을 줄 것이다. 또한, 기후변화에 따른 태풍의 특성 즉, 태풍의 발생빈도 및 강도에 대한 이해는 미래기후에 대한 재해를 예방하고 기후변화와 관련한 국가 정책결정에 중요한 단서가 될 것으로 기대된다. 더욱이 태풍과 관련한 역학의 이해는 현업 장기 기상전망의 기반 자료로 활용될 것이다. 그리고 본 연구 결과는 향후 계절예보 정확도 향상에 크게 기여할 것으로 기대된다.

또한, 고해상도 모형을 이용한 태풍의 연구는 한국이 동북 아시아에서 연구의 주도권을 확보하여 향후 동아시아 예측시스템을 개발하는데 중심이 될 것으로 기대된다.

제 6장 참고문헌

- Bengtsson, L., Botzet, M. and Esch, M., 1995: Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus* 47A, 175 - 196.
- Bengtsson, L., K.I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Clim.*, 19, 3518 - 3543.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I., Esch, M., Keenlyside, N., Komblush, L., Luo, J. J., and Yamagata, T., 2007: How many tropical cyclones change in a warmer climate. *Tellus*, 59A, 539-561.
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteor. Atmos. Phys.*, 52, 233 - 240.
- Camargo, S. J., A. G. Barnston, and S. E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclones in atmospheric general circulation models. *Tellus* 57A, 589-604.
- Camargo, S. J., K. Emanuel, A. H. Sobel, 2007: Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *J. Clim.*, 20, 4819-4834.
- Camargo, S. J., A. G. Barnston, and S. E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclones in atmospheric general circulation models. *Tellus* 57A, 589-604.
- Chauvin, F., J.-F. Royer, and M. Déqué, 2006: Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Clim. Dyn.*, 27, 377 - 399.
- Duchon, C., E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions, *J. Appl. Meteor.*, 18, 1016-1022.
- Emanuel, K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and global climate. In: *Proc. of 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, pp.240-241., American Meteorological Society, Miami, FL.
- Frank, W. M., 1982: Large-scale characteristics of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 572 - 586.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700.
- Gray, W.M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, D.B. Shaw (Ed.), Royal Meteorological Society, 155 - 218.
- Hasegawa, A., and S. Emori, 2005: Tropical cyclones and associated

- precipitation over the western North Pacific: T106 atmospheric GCM simulation for present-day and doubled CO₂ climates. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1, 145 - 148.
- Jungclauss, H., N. Keenlyside, M. Botzet, H. Haak, J.-J. Luo, and coauthors, 2006: Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPO-OM. *J. Clim.*, 19, 3952-3972.
- Knutson, T.R., and R.E. Tuleya, 1999: Increased hurricane intensities with CO₂-induced warming as simulated using the GFDL hurricane prediction system. *Climate Dyn.*, 15, 503 - 519.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16709.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, and K.-J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21706.
- Lau, K.-H., and N.-C. Lau, 1990: Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic-scale disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1888 - 1913.
- Li, T., 2006: Origin of the Summertime Synoptic-Scale Wave Train in the Western North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1093-1102.
- 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, 2440-2458.
- McDonald, R.E., et al., 2005: Tropical storms: Representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Clim. Dyn.*, 25, 19 - 36.
- Nakićenović, N., and R. Swart (eds.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.
- Oouchi, K., et al., 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 84, 259 - 276.
- Riehl, H., 1948: On the formation of typhoons. *J. Meteor.*, 5, 247 - 264.
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1377 - 1396.

- Ryan, B.F., I.G. Watterson, and J.L. Evans, 1992: Tropical cyclone frequencies inferred from Gray's Yearly Genesis Parameter: Validation of GCM tropical climates. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1831 - 1834.
- Solomon, S, et al. (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* (Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007).
- Sugi, M., A. Noda, and N. Sato, 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 249 - 272.
- Sooraj, K. P., D. Kim, J.-S. Kug, S.-W. Yeh, F.-F. Jin, I.-S. Kang, 2008: Effects of the low frequency zonal wind variation on the high-frequency atmospheric variability over the tropics. *Clim. Dyn.*, 33, doi 10.1007/s00382-008-0483-6 (CA).
- Tang, B. H., and J. D. Neelin, 2004: ENSO influence on Atlantic hurricanes via tropospheric warming. *Geophys. Res. Lett.* 31. L24204, doi:10.1029/2004GL021072.
- Thorncroft, C. and Hodges, K. 2001. African easterly wave variability and its relationship to atlantic tropical cyclone activity. *J. Clim.* V14, 1166 - 1179.
- Walsh, K., M. Fiorino, C. Landsea, and K. McInnes, 2007: Objectively-determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. *J. Clim.*, 2307-2314.
- Wang, B., and X. Xie, 1996: Low-frequency equatorial waves in sheared zonal flow. Part I: Stable waves. *J. Atmos. Sci.*, 53, 449 - 467.
- Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H.-R., Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- Wu, G., and N.-C. Lau, 1992: A GCM simulation of the relationship between tropical-storm formation and ENSO. *Mon. Wea. Rev.* 120, 958-977.
- Wu, L., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Clim.*, 17, 1686 - 1698.
- Yoshimura, J., M. Sugi, and A. Noda, 2006: Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 84, 405 - 428.

주 의

1. 이 보고서는 한국해양연구원에서 수행한 기본연구사업의 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 한국해양연구원에서 수행한 기본연구사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.