



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

석사학위논문

태풍 통과 후 상층해양의
변동특성 연구

제주대학교 대학원

해양기상학 협동과정

정 영 윤

2011년 2월

碩士學位論文

태풍 통과 후 상층해양의
변동특성 연구

濟州大學校 大學院

海洋氣象學 協同科程

鄭 永 允

2011年 2月

태풍 통과 후 상층해양의 변동특성 연구

지도교수 문 일 주

정 영 윤

이 논문을 이학 석사학위 논문으로 제출함.

2010年 12月

정영윤의 이학 석사학위 논문을 인준함.

심사위원장

①

위 원

①

위 원

①

제주대학교 대학원

2010年 12月

**A study on the upper-ocean variations
after typhoon's passage**

Yeong Yun Jeong

(Supervised by professor Il-Ju Moon)

A thesis submitted in partial fulfillment of the requirement for the
degree of Master of Science

2010. 12.

This thesis has been examined and approved.

Department of Marine Meteorology

GRADUATE SCHOOL

JEJU NATIONAL UNIVERSITY

목 차

LIST OF FIGURES	ii
LIST OF TABLES	V
ABSTRACT	vi
1. 서론	1
2. 자료 및 연구방법	4
2.1 태풍 에위니아(Ewiniar, 0603)의 특징	4
2.2 관측자료	6
2.3 수치모델	8
3. 연구결과	11
3.1 관측자료에서 나타난 태풍 통과 후 상층해양 반응.....	11
3.2 태풍 통과 후 상층해양 변동에 대한 수치실험	18
3.3 태풍 통과 후 상층해양 변동을 결정하는 요인	30
3.4 선행 태풍에 의한 표층 냉각이 다음 태풍에게 미치는 영향	36
4. 요약 및 결론	41
참고문헌	43
감사의 글	48

LIST OF FIGURES

- Fig. 1. Tracks of the typhoon Ewiniar(0603) and Bilis track(0604), and locations of ARGO and Ieodo Ocean Research Station(IORS). A square marker represents the strongest sea surface cooling point during the typhoon Ewiniar's passage. Triangle and Circles represent locations of ARGO before and after typhoon's passage, respectively 5
- Fig. 2. Wind swath of typhoon Ewiniar(0603) during the life time 11
- Fig. 3. 3-day averaged sea surface temperature(SST) TRMM microwave images carried on NASA's Tropical Rainfall Measuring Mission satellite before and after typhoon Ewiniar [June 29-July 01(a) and July 9-11(b), respectively]. (c) and (d) is shown Daily averaged sea surface height anomaly(SSHA) TOPEX/Poseidon images before and after typhoon passage 12
- Fig. 4. TMI Sea Surface Temperature(SST) anomaly [each day - 1 July, respectively] to the typhoon Ewiniar 13
- Fig. 5. Sea temperature profile from Array for Real-time Geostrophic Oceanography(ARGO). The gray and black line represented before and after the typhoon passage. (a) and (b) was each G2 and G3 in Fig. 1 15
- Fig. 6. Sea temperature(a), wind(b), air pressure(b) and tide(c) was observed at Ieodo Ocean Research Station(IORS). (d) is shown a vertical section of sea temperature. The horizontal axis represents 7-18 July 2006 17
- Fig. 7. Comparison of initial temperature profiles for the simulation and ARGO. The gray and black line provided the ARGO(each G1, G2, G3, G4 and G5) and model's profiles. Each comparison time is shown the upper part 18

Fig. 8. Sea Surface Temperature(SST) and surface current [3(a), 7(b), 10(c) and 14 July(d) respectively] at ocean model	20
Fig. 9. Change of ocean heat content to typhoon [3(a), 7(b), 10(c) and 14 July(d) respectively] at ocean model	22
Fig. 10. Typhoon-induced the sea surface temperature footprint within the radius of inner core(a). The horizon axis represents the time when typhoon center located, and the vertical axis shows the position of typhoon center. The typhoon position of diagonal line is shown 3-D Temperature profile(b)	24
Fig. 11. (a)Cooling swath to typhoon Ewiniar. Three isothermal lines are shown -1 and -4 excepting below -1°C. (b)Cooling swath day is represent to occurrence time of cooling swath after typhoon passage. Maximum cooling point is shown a square marker.....	26
Fig. 12. Time series of the Sea Temperature, W-velocity and surface current at Maximum cooling point	27
Fig. 13. W component velocity related to vertical mixing on July 7 and 10 at 42m and 138m. Contour lines are shown $\pm 1.0 \times 10^{-4}$ value respectively	29
Fig. 14. Time series of minimum pressure and maximum wind speed(a), translation speed(b), non-dimensional parameters(c), sea surface cooling(d), mixed layer depth(e) and ocean heat content(f) along the typhoon track. The left axis indicated the S and C value, and the right axis showed the B(c)	32
Fig. 15. Changes of sea surface temperature(a) and sea surface height anomaly(b) before Bilis passage. (c) is shown change of air pressure obtained RSMC-Tokyo and JTWC	38
Fig. 16. Time series of Maximum wind speed. The gray line is shown RSMC-Tokyo data and the black line is represented JTWC data	39

Fig. 17. 3 days averaged TMI Sea Surface Temperature(SST). (a) before typhoon Kompasu passage on the 29th of August. (b) before typhoon Malou passage on September 3 40



LIST OF TABLES

Table 1. Locations, depth and Float number of ARGO including IORS information	7
Table 2. Mean value of Each stage in Fig. 11	33
Table 3. Change of intensity about typhoon Bilis(0604) and Malou(1009)	36



Abstract

Ocean responses to typhoon Ewiniar(0603) was investigated using observation data and 3-D numerical experiment in north western Pacific. The observation data were TMI(Tropical rainfall measuring mission Microwave Imager) Sea Surface Temperature(SST) of satellite, Sea Surface Height Anomaly(SSHA) of *Jason-2*, temperature profile of ARGO float, time series of measurements at Jeodo ocean research station(IORS) and best track of the Tokyo Regional Specialized Meteorological Center(RSMC-Tokyo).

SST cooling to the typhoon Ewiniar(0603) strongly occurred in area that SSHA was lower than other area, mixed layer depth was thin, and thermocline gradient was steep. Moreover, SST cooling did not get back to common year temperature within how many hours. Inertial motion kept cooling phenomenon during about 7 days and cold water was concentrated under sea surface. One of crucial factors influencing the typhoon intensity and intensification is the ocean thermal energy in the upper ocean. If Next typhoon pass within 7 days, intensity may be influenced by cooling ocean. The typhoon Ewiniar-induced SST cooling, plays an negative role on the next typhoon Bilis(0604) intensity.

Keyword: typhoon, sea surface temperature cooling, numerical experiment

1. 서론

우리나라는 평균적으로 매년 3-4개의 태풍에 의해 직접 혹은 간접적인 영향을 받는다(이, 등, 2006). 소방방재청 중앙재난안전 대책본부의 통계에 따르면, 우리나라의 지난 10년간(1995-2004) 태풍 피해는 전체 자연재해의 약 60%를 차지하며, 그 피해액은 지난 50년 동안 약 50배 증가한 것으로 나타났다. 태풍에 의한 피해를 경감시키기 위해서는 정확한 태풍예측이 필수적이고, 이를 위해서는 무엇보다 태풍의 구조 및 발달 메커니즘을 잘 이해하는 것이 중요하다(변재영·김백조, 2006).

태풍은 해수면 온도가 26.5°C 이상인 열대해역에서 잠열을 에너지원으로 생성된다(김 외, 2002). 태풍의 생성과 발달에 영향을 미치는 중요한 요소로는 해수면 온도(sea surface temperature, SST), 수직바람시어(vertical wind shear), 상층기류의 발산(divergence), 와도(vorticity) 등이 있다(Emanuel et al., 2004). 이 중에 해수면온도는 태풍의 에너지 공급과 직접적으로 관련되기 때문에 태풍의 발달에 가장 큰 영향을 미친다. 따라서 해수면온도가 낮을 경우에는 다른 대기조건이 모두 태풍 발달에 우호적이더라도 태풍은 크게 발달하기는 어렵다.

최근에는 해수면온도 뿐 아니라 상층해양(upper-ocean)의 열적구조(thermal structure) 또한 태풍의 발달에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Emanuel, 1995; Shay et al., 2000; Lin et al., 2008; Tseng et al., 2009). 상층해양의 열적구조가 태풍에게 중요한 이유는 태풍이 통과하면서 강한 바람에 의한 혼합(mixing)과 용승(upwelling) 작용으로 표층온도를 하강시켜 태풍의 강도에 영향을 주기 때문이다. 즉, 해수면온도가 같은 해역이라도 표층 바로 밑에 찬물이 존재하는 지역과 따뜻한 물이 존재하는 지역은 수직혼합에 의한 표층수온 하강이 다르게 나타난다. 이러한 표층냉각(surface cooling)은 비록 태풍이 이동하는 순간에 발생하지만 태풍의 강도에 직접적으로 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Lin et al., 2008). 태풍에 의한 표층냉각은 태풍의 이동속도(translation speed), 최대풍속(maximum wind speed), 태풍통과 해역의 상층해양구조 등에 의해 결정된다. 즉, 태풍의 이동속도가 느릴수록, 풍속이 강할수록, 그리고 해양혼합층이

얇고 수온약층의 경사가 클수록 강한 표층냉각이 발생한다.

그동안 태풍에 의한 표층냉각 및 태풍 강도와 관련된 태풍-해양 상호작용에 관한 연구는 많은 연구자들의 관심의 초점이 되어 왔다. 특히, 2005년 미국에 큰 피해를 입힌 허리케인 카트리나(Katrina) 이후에 태풍 강도에 있어 해양의 역할에 대해 사람들은 더 많은 관심을 가지게 되었다. 그 당시 카트리나는 2일 만에 1등급에서 5등급의 강한 허리케인으로 급격하게 발달하였는데, 이것의 원인은 태풍이 통과한 길목에 위치한 따뜻한 난류였던 것으로 밝혀졌다(Oey et al., 2007).

최근에 Wu et al.(2008)는 위성자료와 해양모델을 사용하여 태풍 나리(Nari)와 쿠로시오 해류 사이의 상호작용을 조사하여, 태풍 나리의 강도가 혼합층이 깊고 고온인 쿠로시오 해류 위를 지나면서 몇 시간 만에 급격히 강화되었음을 보였다. Lin et al.(2005, 2008)은 북서태평양에서 혼합층이 깊고 고온인 와류(eddy) 위를 지나간 태풍이 카테고리 5의 슈퍼태풍으로 발달할 가능성이 높음을 보였다. Cione and Uhlhorn(2003)은 AXBT와 부이자료를 사용하여 1975년부터 2002년 사이 발생한 23개 허리케인에 대해 표층냉각을 구하여 태풍강도 변화와의 상관성을 조사하였다. 그 연구에서 약 2°C의 표층냉각은 엔탈피 플럭스(enthalpy flux)를 약 70% 감소시켜 태풍의 강도에 치명적인 영향을 미칠 수 있음을 보였다. Emanuel(1999)도 태풍에 의한 표층냉각이 2.5°C 초과되면 태풍의 전체 에너지 공급이 일시에 차단되어 태풍은 더 이상 발달할 수 없음을 보고하였다.

국내에서는 이 등(2006)이 태풍예측 모델에 표층냉각을 모수화한 해수면온도를 사용하여 태풍예측의 개선을 시도한 바 있다. Moon and Kwon(2010)은 1950-2008년까지 한반도에 상륙한 태풍의 강도를 분석하여 태풍의 이동 경로에 있는 해역의 상층열적구조가 태풍의 강도에 큰 영향을 미쳤음을 보고하였다. 홍철훈(2004, 2008)은 수치모델을 이용하여 태풍 통과 시의 해수면 냉각에 대해 조사하였고, 남 등(2004)는 동해의 실시간 해양관측 부이로부터 태풍 매미 시기의 해양반응에 대해 조사하였다.

태풍에 의한 해양의 반응은 해양생물에게도 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 실제로 태풍에 의한 수직혼합과 용승작용은 해수면으로 영양분을 공급하여 생물의 일차생산을 크게 증가시킬 수 있다(Zheng and Tang, 2007). Lin et al.(2003)은 2000년 9월 태풍 카이탁(Kai-Tak)이 통과한 후 표층에서 클로로필이

평균 30배 증가된 것을 보고하였고, Zheng and Tang(2007)도 2005년 9월 태풍 담레이(Damrey)의 통과 후에 클로로필의 농도가 크게 증가한 것을 보고하였다. Son et al.(2007)은 허리케인 파비안(Fabiab)에 의한 해양 생물 및 화학적 변화에 대해 조사하였다.

지금까지 태풍 시기의 해양 반응에 대한 대부분의 선행연구는 태풍 통과 후 보다는 태풍의 통과 시기에 초점이 맞추어져 있다. 이것은 태풍에 의한 해양의 반응이 태풍의 통과 시기에 가장 강하게 발생하고 태풍 강도 역시 이 시기에 가장 큰 영향을 많이 받기 때문이다. 그러나 태풍이 통과한 후에도 해양은 관성운동(Inertial motion)에 의해 용승과 표층냉각이 오랫동안 지속되는 것으로 알려져 있다(Shay, 1992). 또한 지역에 따라 태풍이 통과한 후에 표층냉각이 더욱 강화된 경우도 있었다(Lin et al., 2003, Shang et al., 2008). 물론 태풍이 통과 한 후에 표층냉각이 더욱 강화되더라도 그러한 변화를 발생시킨 태풍에게는 큰 영향을 줄 수 없다. 그러나 선행 태풍이 통과한 후 발생한 강한 표층냉각은 그 해역을 연달아 통과하는 다음 태풍에게는 치명적인 영향을 줄 수 있다.

본 연구에서는 태풍이 통과한 후에 상층해양의 변동특성을 관측자료와 수치실험을 통해 조사하였다. 특히, 태풍 시기의 표층냉각의 강도를 결정하는 요인, 최대 표층냉각이 발생하는 시기, 표층냉각의 지속시간 등에 대해 중점적으로 연구하였다. 이러한 결과는 최종적으로 선행 태풍에 의한 표층냉각이 다음 태풍에게 미치는 영향에 대해 조사하는 데 사용되었다. 제 2 장에서는 본 연구에 사용된 관측자료와 수치모델에 대해 상술하고 사례연구로 선택된 2006년 태풍 에위니아의 특징에 대해 설명한다. 제 3장은 태풍 에위니아 시기에 관측된 상층해양의 변동특성과 해양모델을 이용하여 태풍 에위니아 시기의 해양반응을 수치실험을 통해 자세히 설명한다. 또한 이 장에서는 태풍 통과 후 상층해양 변동을 결정하는 요인과 선행 태풍에 의한 표층냉각이 다음 태풍에게 미치는 영향에 대해 토의한다. 제 4장은 본 연구의 요약 및 결론을 제시한다.

2. 자료 및 연구방법

2.1 태풍 에위니아(Ewiniar, 0603)의 특징

본 연구에서는 태풍 통과 후 해양 반응을 조사하기 위하여 2006년 태풍 에위니아 시기의 관측자료를 분석하고 수치실험을 실시하였다. 태풍 에위니아는 2006년 6월 29일에 6°N 139.8°E에서 열대저기압(TD; tropical depression)으로 발달하였다. 그 후, 7월 1일에 중심기압 998hPa, 최대풍속 17m/s인 열대폭풍(TS; tropical storm)으로 성장하였고, 7월 5일에는 중심기압 930hPa와 최대풍속 50m/s의 태풍(TY, typhoon)으로 발달하였다. Fig. 1은 동경 지역특별기상센터(RSMC-Tokyo) 최적경로자료를 바탕으로 7월 1일부터 10일까지 태풍 에위니아의 중심위치, 시간(UTC), 중심기압을 표현하였다. 태풍은 북서쪽으로 이동하다가 전향 후 제주도 서쪽을 지나 남해로 상륙하였다. 우리나라 상륙시의 중심기압은 975hPa, 최대풍속은 30m/s였다.

태풍 에위니아가 류큐열도(Ryukyu islands)를 통과할 시기에 (12°N, 140°E 위치에서) TD가 형성되고 있었다. 그 TD는 7월 9일에 TS로 성장하여 태풍 빌리스(Bilis, 0604)가 되었지만 최대풍속 33m/s이상 TY급 태풍으로 발달하지 못하였다. 태풍 빌리스는 북서쪽으로 진행하여 7월 13일에 대만으로 상륙하였다(Fig. 1). 그림에서 알 수 있듯이 태풍 빌리스는 태풍 에위니아가 약 5일 전에 통과한 해역을 지나갔다.

Track of Typhoon Ewiniar

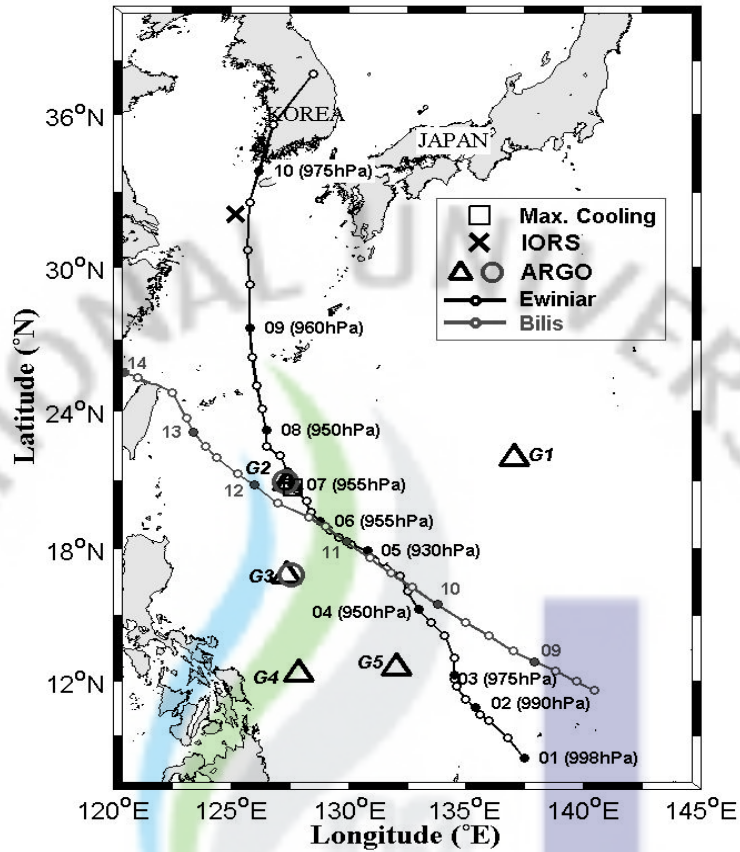


Fig. 1. Tracks of the typhoon Ewiniar(0603) and Bilis track(0604), and locations of ARGO and Ieodo Ocean Reserch Station(IORS). A square marker represents the strongest sea surface cooling point during the typhoon Ewiniar's passage. Triangle and Circles represent locations of ARGO before and after typhoon's passage, respectively.

2.2 관측자료

본 연구에 사용된 관측자료는 태풍 시기의 위성표층수온, 해수면 고도자료, 아르고(Array for Real-time Geostrophic Oceanography) 부이의 연직 수온 프로파일 그리고 이어도 종합해양과학기지(이어도기지)의 시계열 층별 수온자료이다.

태풍의 일생은 주로 관측이 힘든 해상에서 보내기 때문에 위성관측자료는 태풍 통과 후 해양변화에 대한 연구에 아주 필요한 자료이다. 위성자료를 사용한 태풍에 관한 연구는 최근 위성 관측의 발달로 더욱 활발해 지고 있다(Lin et al., 2003; 2008, Shang et al. 2008, Shay et al., 2000; Zheng and Tang, 2007). 본 연구에 사용된 위성수온자료는 열대 강우량 관측 위성의 TMI(Tropical rainfall measuring mission Microwave Imager) 센서에서 얻은 자료이다. 이 자료는 25km의 해상도를 가지고 구름층을 투과하여 위도 40°S-40°N의 해수면 온도를 산출할 수 있다(Wentz et al., 2000). 그렇지만 태풍처럼 두꺼운 구름층이 발달할 시기에는 자료가 미흡하므로 본 연구에서는 3일 평균 해수면자료를 사용하였다.

최근 원격탐사(remote sensing)의 발달로 해양 내부구조를 추측할 수 있는 해수면 고도자료가 태풍연구에 활용되고 있다(Shay et al, 2000; Emanuel et al, 2004; Lin et al. 2005). 해수면 고도자료는 미국항공우주국(National Aeronautics and Space Administration; NASA) Jet Propulsion Laboratory(JPL)에서 산출한 Jason-2 위성의 해수면고도 자료를 이용하였다. 이 자료의 공간해상도는 7km이고 해수면 고도의 측정 정확도는 3.3cm이다 (<http://podaac.jpl.nasa.gov/jason/documents/>).

해양의 표층뿐 만 아니라 내부의 물성변화를 파악하기 위하여 북서태평양에 투하된 아르고 부이 중 태풍 발생 전후에 관측된 5개 자료가 선정되었다(위치는 Table 1과 Fig. 1에 각각 제시). 각각의 아르고 부이는 G1, G2, G3, G4 그리고 G5의 명칭을 부여하였다. 태풍이 통과하기 전, 5개의 부이 자료들은 수치모델의 초기장을 검증하는데 사용하였다. 특히 G2와 G3는 태풍에 의한 해양반응을 분석하는데 사용하였다.

Table 1. Locations, depth and Float number of ARGO including IORS information.

Data type	Longitude [°E]	Latitude [°N]	Depth [m]	Float ID	
IORs	125.167	32.117	65		
G1	137.075	21.958	2000	2900432	
G2	127.432	20.890	1400	2900518	
ARGO float	G3	127.381	16.786	2000	2900435
G4	127.881	12.365	1500	2900516	
G5	132.045	12.608	1500	2900523	

외양에서는 관측상의 어려움으로 인해 태풍 통과 당시의 해양상태를 조사하는 것은 상당히 어렵다. 따라서 선행연구에서는 위성자료를 사용하여 태풍이 통과한 후의 해양상태를 파악하거나(Lin, 2009) 수치모델링을 사용하여 태풍에 의한 실시간 반응을 조사하였다(Shay 1992).

본 연구에서는 위성자료와 수치모델 결과의 비교를 위하여 외양에서 관측된 이어도기지 자료를 이용하였다. 이어도기지는 우리나라 최남단 마라도에서 남서쪽으로 149km 떨어진 수심 55m 암초에 세워진 해양 및 기상 관측소로 우리나라로 향하는 태풍의 길목에 위치하고 있어 태풍 강도를 결정하는 해양환경 요소를 모니터링하는데 중요한 역할을 하고 있다(문 등, 2010). 이곳에서 관측된 자료들 중 본 연구에서는 기압, 풍향과 풍속 그리고 수온, 조위자료를 사용하였다. 수심에 따라 설치된 5개 TR7 수온센서(8m, 16m, 24m, 32m, 40m)는 매 30분 간격으로 관측되었고, 수심 10m의 CTD 수온센서 및 기압, 풍향, 풍속 그리고 조위 자료는 매 10분 간격으로 관측되었다. 이어도기지는 조석에 의하여 수온 변동이 매우 심한 곳이다. 그러므로 본 연구에서는 자료분석의 용이성을 위하여 각 깊이별 수온 자료들을 3시간 이동평균(moving average)하여 사용하였다.

2.3 수치모델

해양관측자료의 시공간적 제한성을 극복하기 위하여 본 연구에서는 수치모델을 사용하여 태풍 에위니아 시기의 해양반응을 조사하였다. 사용된 수치모델을 프린스턴 해양모델(POM)로 1977년 Meller와 Alan Blumberg에 의해 개발되었다(Blumberg and Meller, 1987). 연구지역은 북서태평양을 포함하는 5-50°N, 99-190°E이며 연직 49층의 시그마 좌표계(sigma coordinate)를 이용하였다. 공간 해상도는 1/6 × 1/5이다. 프린스턴 모델의 격자체계는 Arakawa C 격자로서 각 격자의 중앙에 해수면 높이(η)와 수온과 염분 혹은 보존성 물질 등을 배치하고 격자의 왼쪽 경계에 동서방향의 유속, 격자의 아래쪽에 남북방향의 유속을 배치한 형태로 되어있다.

초기조건은 미해군 자료동화자료(NCODA; Navy Coupled Ocean Assimilation)의 수온, 염분을 사용하였다. 모델 재현시간은 2006년 6월 28일부터 7월 15일까지 총 18일이고 수직혼합은 Meller Yamada(1982)의 방법을 사용하였다. 태풍 바람은 GFDL 모델에서 사용되는 Holland(1980) 경험식에 의해 산출되었다(Moon et al., 2003). 경험식에 사용된 태풍 정보는 RSMC-Tokyo 자료를 이용하였다. Holland 모델은 최적경로자료의 태풍 위치, 중심기압, 최대풍속을 사용하여 마찰력을 포함한 지구풍을 가정하여 경험함수를 바탕으로 태풍바람을 산출한다(Holland, 1980).

$$P(r) = P_c + (P_n - P_c) e^{-\frac{A}{r^B}} \quad (2.1)$$

여기서 $P(r)$ 는 태풍 중심에서 거리 r 인 지점에서의 계산된 기압, P_c 는 태풍의 중심 기압, P_n 은 태풍지역 밖에서의 기압(ambient pressure), A 는 최대풍속반경, B 는 조절 변수이다. Holland(1980)에 의하면 B 는 1~2.5의 범위를 가지는데 본 연구에서는 1로 정의하였다.

(2.1)식의 기압 분포로부터 경도풍(gradient wind)은 다음과 같이 표현된다.

$$W(r) = \sqrt{\frac{AB(P_n - P_c)e^{-\frac{A}{r^B}}}{\rho_a r^B} + \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{rf}{2}} \quad (2.2)$$

여기서 $W(r)$ 는 반경 r 에서의 경도풍, ρ_a 는 공기밀도, f 는 코리올리 매개변수이다. 풍속은 해수면 마찰을 고려하여 약 30%의 감속하였고 풍향은 태풍의 중심쪽으로 약 30° 편향되게 적용하였다. 태풍 풍속의 비대칭성을 고려하기 위하여 태풍 중심을 기준으로 하여 우측은 태풍의 이동속도가 더해져 바람이 더욱 강해지고 좌측은 태풍의 이동속도가 기압 분포에 의해 발생하는 바람을 상쇄시켜 바람이 약해지도록 설정하였다.

Fig. 2는 앞선 경험식을 사용하여 2006년 태풍 예위니아 바람을 모사한 결과를 나타낸다. 이 그림은 각 격자점에서 태풍의 통과 기간동안 풍속의 최대값을 나타내는 바람길(wind swath)을 표현하고 태풍 경로와 등풍속선 17m/s와 32m/s를 나타내었다. 가장 강한 풍속 50m/s는 18°N , 130°E 위치에서 7월 5일에 기록하였고 그 후 점점 바람이 약해지면서 한반도를 향하여 북진하였다. 그리고 이어도기지는 태풍진로의 왼쪽에 위치하였고 태풍이 통과 할 당시 최대 30m/s 풍속이 기록되었다.

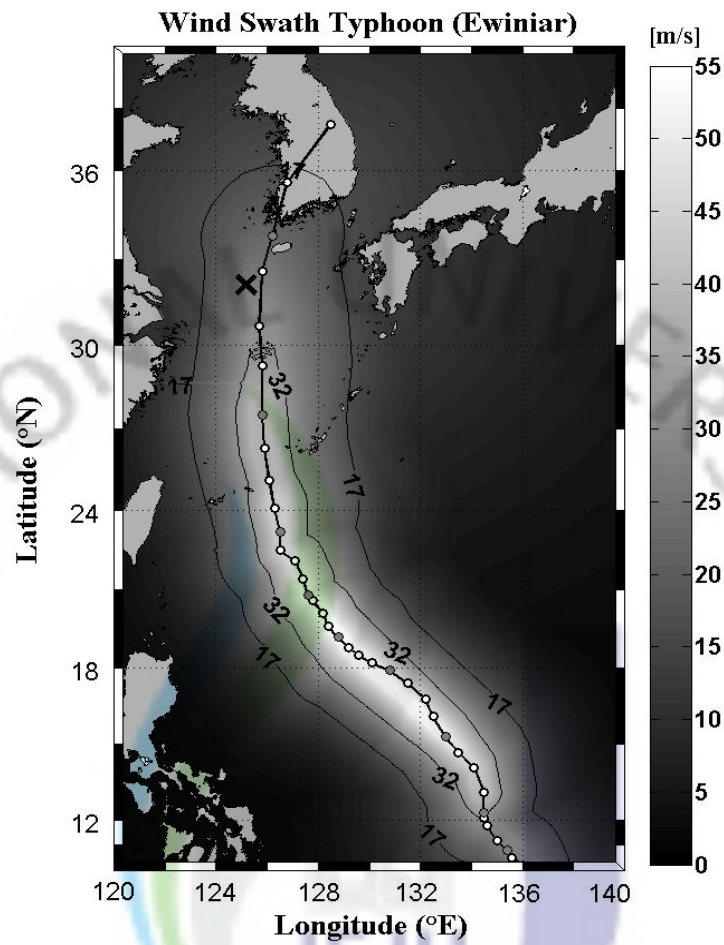


Fig. 2. Wind swath of typhoon Ewiniar(0603) during the life time.

3. 연구결과

3.1 관측자료에서 나타난 태풍 통과 후 상층해양 반응

위성관측자료는 광범위한 지역을 균일하게 관측하여 태풍에 의한 해양정보가 거의 실시간으로 제공되므로 태풍 에위니아에 의한 해양 반응 연구에 적합하다. Fig. 3a와 b에는 2006년 6월 29일부터 7월 1일까지 평균한 표층수온과 7월 9일부터 11일까지 평균한 표층수온을 태풍 에위니아의 진로와 함께 나타내었다. 태풍 통과 전의 표층수온을 보면, 약 30°C의 따뜻한 수온이 약 30°N까지 분포하고 있음을 알 수 있다. 이어도기지를 포함한 한반도 주변의 수온은 20-23°C이다.

태풍 통과 후 표층수온은 태풍 통과 전과 비교하여 급격한 변화를 보인다. 특히 20-24°N, 125-178°E 위치에서는 약 5°C, 이어도기지 근처 30-32°N, 125-124°E 해역에서는 약 3°C의 표층수온이 하강하였다. 이러한 수온하강은 해수면 고도에도 영향을 주어 태풍 통과 후에 10-20cm 고도가 더 낮아졌다(c, d).

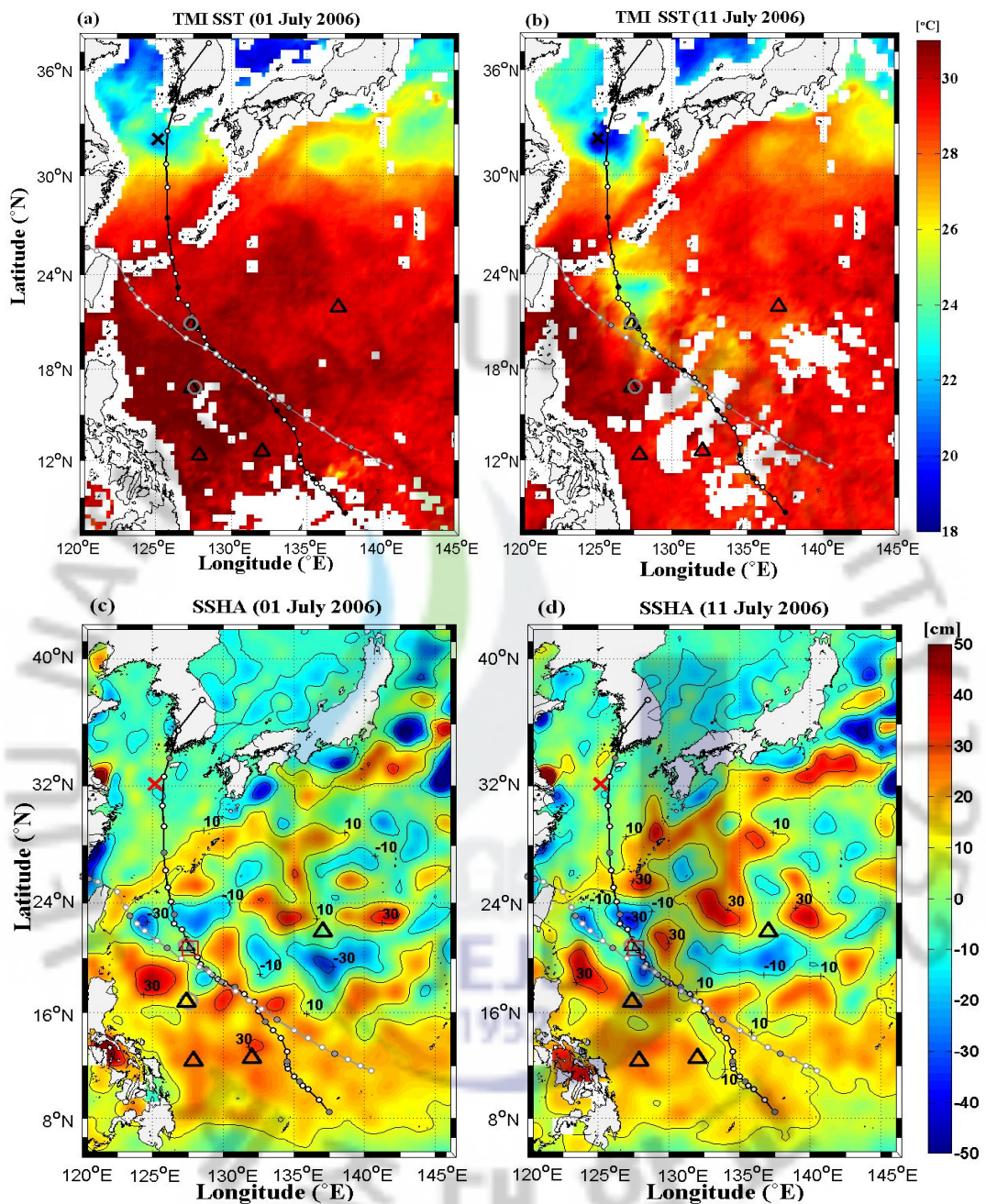


Fig. 3. 3-day averaged Sea Surface Temperature(SST) TRMM microwave images carried on NASA's Tropical Rainfall Measuring Mission satellite before and after typhoon Ewiniar [June 29-July 01(a) and July 9-11(b), respectively]. (c) and (d) is shown Sea Surface Height Anomaly(SSHA) TOPEX/Poseidon images before and after typhoon passage.

Fig. 3의 위성자료에서 주목해야할 것은 태풍의 강한 외력을 받은 2-6일 후임에도 불구하고 해양의 상당한 냉각이 여전히 유지되고 있다는 것이다. 7월 7일과 11일의 위성수온자료에서 태풍이 통과하기 전의 7월 1일 자료와의 차를 구한 결과를 보면(Fig. 4), 수온하강에서 확연한 차이를 보인다. 7월 7일에 태풍 통과 지역(20-24°N, 125-178°E)의 표층 수온은 약 1.5°C 하강하였고(a) 4일 후 그 지역은 표층수온냉각현상이 약 4.5°C로 더 강하고 더 넓은 범위에 발생하였다(b).

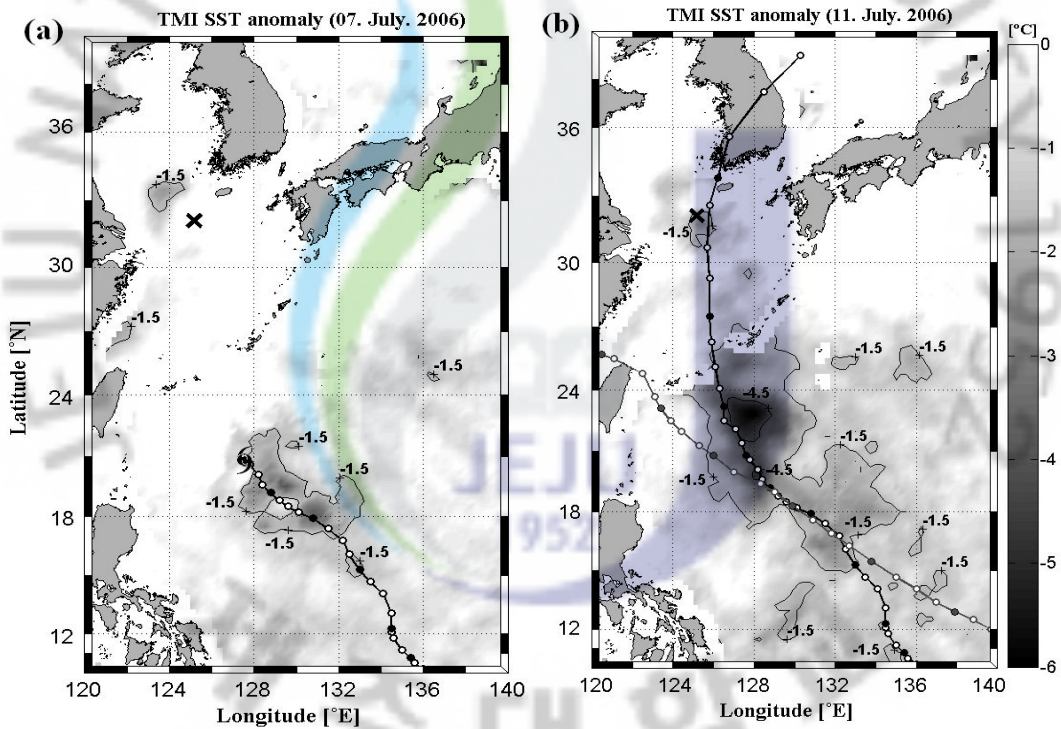


Fig. 4. TMI Sea Surface Temperature(SST) anomaly [each day - 1 July 2006, respectively].

위성자료 뿐만 아니라 아르고 부이에서도 태풍 통과 후 상층해양의 변동을 확인할 수 있었다(Fig. 5). 태풍 통과 전, 아르고 G2의 표층수온은 약 29.5°C이고 혼합층의 깊이(혼합층은 표층수온과 0.5°C 차이나는 깊이로 정의함)는 약 16m이다. 또 다른 아르고 G3의 표층수온은 약 30°C이고 혼합층은 38m까지 분포하여 전형적인 여름철 수온수직구조를 가진다.

선행 아르고가 관측된 10일 후, Fig. 1에서 확인할 수 있듯이 태풍 통과 전의 삼각형표시와 태풍 통과 후 원표시의 아르고 위치의 차이는 크게 없었다. 따라서 Fig. 5에서 보이는 수온수직구조의 변화는 태풍의 영향을 얼마나 받았는지 언제 관측되었는지에 따라 결과의 자세한 수치는 다를 수 있으나 Price et al.(1994)가 언급한 난류혼합과 용승의 산물이라 사료된다. 아르고 부이의 관측된 날짜는 왼쪽 하단에 표시하였다. 먼저, 아르고 G2는 외력의 영향으로 인해 강한 바람의 영향을 받기 전보다 표층 수온이 약 3°C 떨어지고, 혼합층의 깊이는 약 36m 더 깊어졌다. 태풍이 이곳을 통과한지 약 1일 후 관측 결과로서 본래 수온분포보다 태풍에 의하여 해양 내부의 수온 변화가 약 70m까지 영향이 있었다. 아르고 G3도 역시 표층수온이 약 1.5°C 하강하였고 혼합층은 약 38m 깊어졌다. 태풍 경로와 가장 가까운 G2가 태풍의 직접적인 영향을 받게 되어 더욱 혼합층이 깊어졌을 것이라 예상되었지만 오히려 G3가 더 깊어진 것으로 관측되었다. 이와 같은 결과는 태풍에 의한 수직적 상하운동 중에서 하강운동이 있었을 때와 G3 관측시점과 일치한 결과일 것이라 판단된다. 더욱이 태풍 통과 3일 후 관측된 결과인 측면에서 보면, 태풍에 의한 해양반응은 표층뿐 만 아니라 여전히 해양내부의 최대 수심 76m까지 냉각된 층이 깊어졌고 수일 유지되는 것을 알 수 있다.

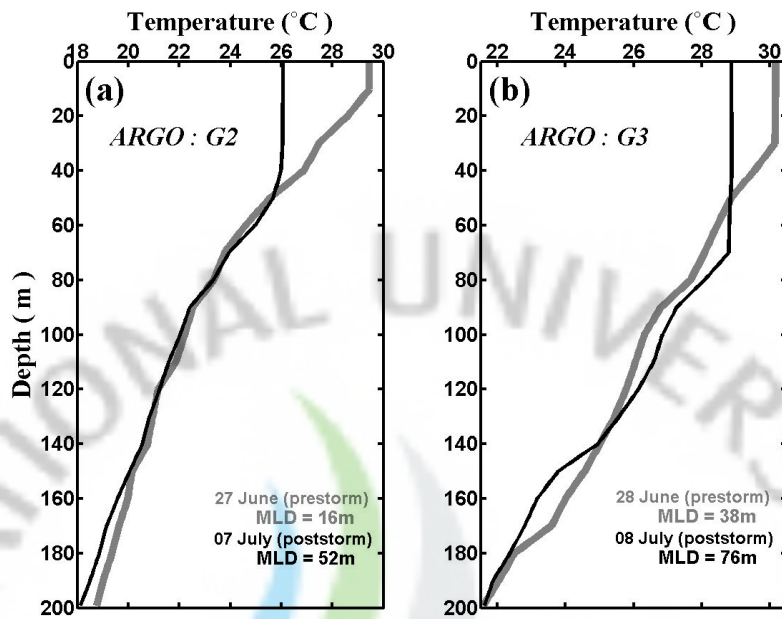


Fig. 5. Sea temperature profile from Array for Real-time Geostrophic Oceanography(ARGO). The gray and black line represented before and after the typhoon passage. (a) and (b) was each G2 and G3 in Fig. 1.

이어도기지에서 관측된 자료는 Fig. 6에 나열하였다. (a)는 각 깊이에서 관측된 수온 자료와 위성표층자료를 나타내었고 (b)는 기압, 풍향과 풍속을 묘사하였다. (c)는 조위를 나타내고 (d)는 깊이별 수온분포를 표현하였다. 태풍 통과 전, 각 수온은 조석에 의해 파의 형태를 이루며 수심 약 50m 내에서 11-24°C로 분포하였다. 위성표층수온과 수심 8m 센서의 온도는 비슷한 양상을 보이고 수심 8m와 10m 센서의 온도가 1°C이상 차이가 나는 것으로 보아 혼합층의 깊이는 깊이 약 8m일 것으로 추정한다. 또한 상층과 중층의 수온차이가 약 12°C 정도 매우 크게 차이가 있으므로 수온약층 기울기가 급격하다는 것을 유추할 수 있다. 문 등(2010)에서 밝힌 연구에 의하면 이어도기지 주변의 해양은 얇은 수심에 황해저층냉수가 분포하고 있어 상층과 하층의 밀도구배가 약하기 때문에, 약한 외력이 주어지더라도 해양내부가 순식간에 혼합될 수 있는 조건을 갖을 수 있다.

태풍 에위니아는 7월 9일 18시경에 이어도기지를 왼쪽에 두고 한반도를 향하여 북진하였다. 그 시기에 해양의 상태변화가 이어도기지의 전 센서에서 관측되었다. 태풍이 이어도기지에 근접할 때 풍향은 북동풍에서 북서풍으로 바뀌었고 최대 풍속은 약 30m/s이고 중심기압은 약 970hPa를 기록하였다(b). 수심 8m와 10m 센서에서 5-6°C의 급격한 수온 하강을 보였고 동시에 수심 16-40m 센서에서 2-7°C 사이의 수온 상승이 관측되었다. 그 후 10일 00시에 전층에서 수온이 약 2-4°C 더 하강하여 수심 10m 센서에서 최대 약 10°C의 태풍에 의한 수온하강을 기록하였다. 이어도기지에서 관측된 내부수온변화는 전세계적으로 보고 된 적이 없는 급격한 수온 하강을 보였다. 그 원인은 문 등(2010)에서 제시한 것과 같이 혼합층이 얇고 수온약층의 기울기가 급격하므로 태풍 외력에 의해 순식간에 수심 40m까지 혼합될 수 있었던 것으로 사료된다. 태풍 통과 후 하층 센서에는 여전히 관성운동과 조석운동에 의해 상하운동이 지속되었고 수심 8, 10 그리고 16m 센서는 태양복사에너지에 의해 표층이 가열되면서 약 7일 후에 평년 수온으로 회복하였다(d).

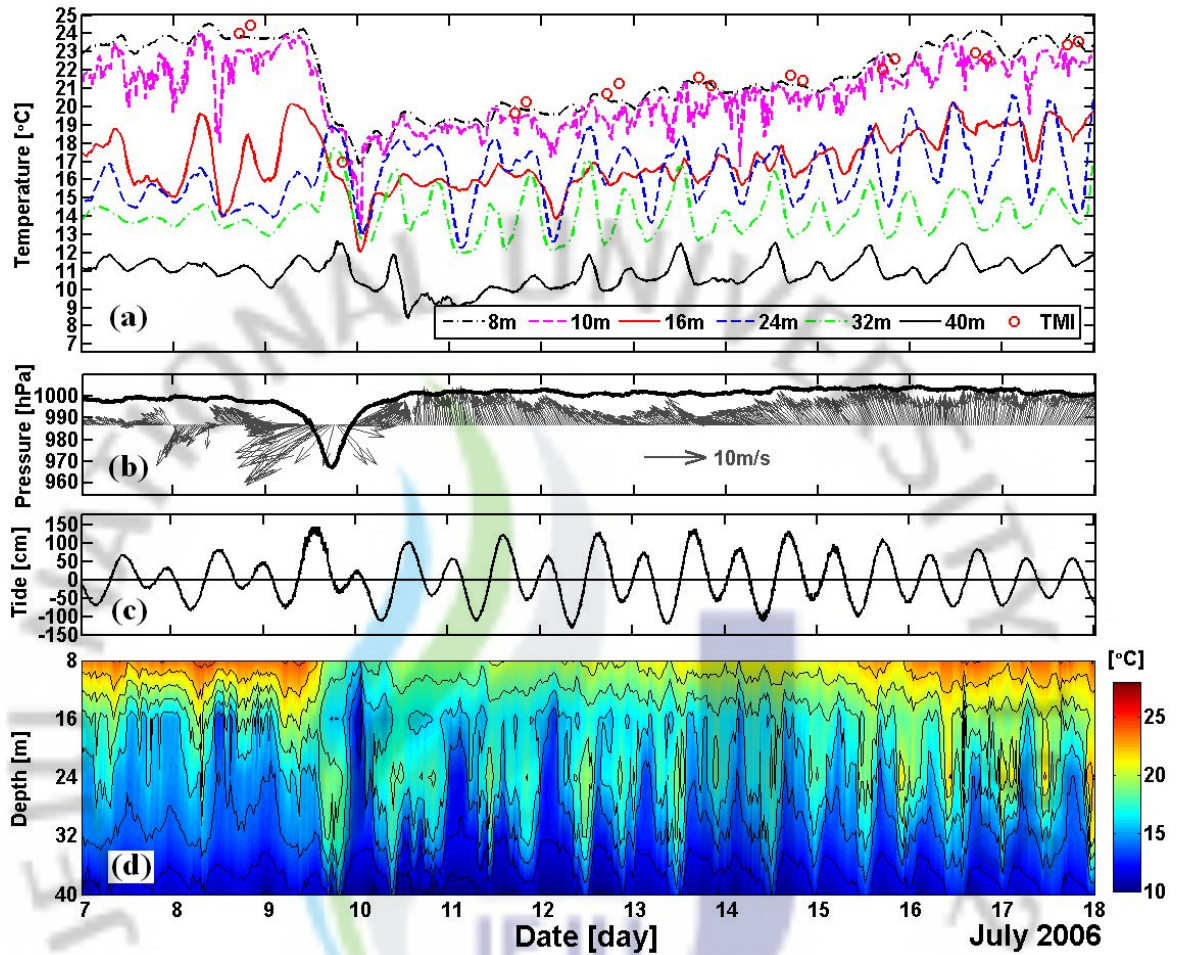


Fig. 6. Sea temperature(a), wind speed and direction(b), air pressure(b) and tide(c) was observed at Ieodo Ocean Research Station(IORS). (d) is shown a vertical section of sea temperature. The horizontal axis represented 7-18 July 2006.

3.2 태풍 통과 후 상층해양 변동에 대한 수치실험

본 연구에서는 수치실험 결과를 분석하기 전에 모델재현의 적합성을 판단하기 위하여 NCODA를 사용한 수치모델 초기장과 5개 아르고부이를 비교하였다(Fig. 7). 수치모델로 구축한 표층수온을 포함한 상층수온은 대체적으로 아르고부이와 일치하였다. 그러나 아르고부이 G4와 G5와 비교하여 수치모델의 초기장은 깊이가 깊어질수록 약 2°C 정도 오차를 보였다. 이들 부이 주변은 쿠로시오해류가 흐르는 곳으로 주로 따뜻한 물이 약 100m까지 분포하고 있지만 모델 초기장에 사용되는 NCODA 수온은 깊은 곳까지 모사하는데 있어 한계를 가지며 정확한 모델링을 위해서 차후 현실적인 초기장을 구축이 필요하다.

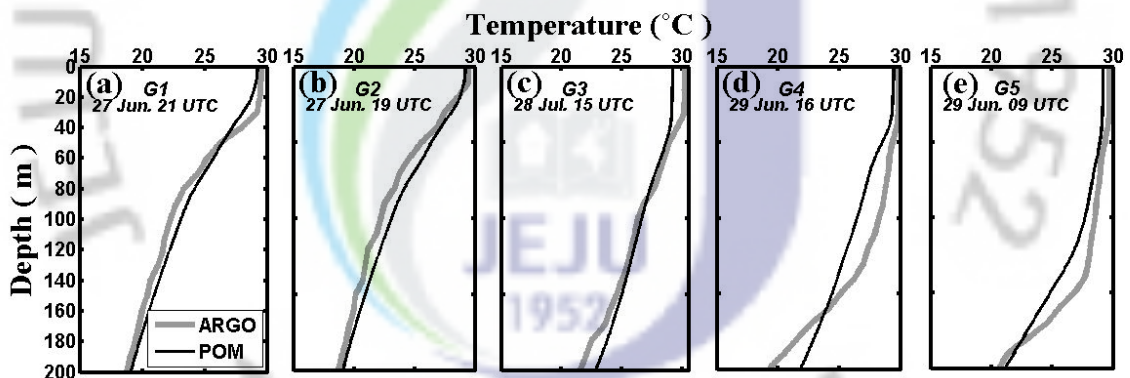


Fig. 7. Comparison of initial temperature profiles for the simulation and ARGO. The gray and black line provided the ARGO(each G1, G2, G3, G4 and G5) and model's profiles. Each comparison time is shown the upper part.

본 연구의 목표는 냉각현상의 수평적 분포에 관한 분석이다. 그러므로 수치모델에서 재현된 결과를 사용하여 태풍에 의한 표층 냉각의 정도와 그 냉각이 얼마나 지속되는지, 최대 표층 냉각이 발생하는 시점과 강도를 결정하게 하는 요인은 무엇인지에 대해 분석하고자 한다.

수치모델을 사용하여 태풍 에위니아에 의한 해양반응이 Fig. 8과 같이 묘사되었다. 먼저, 연구지역을 태풍이 통과하기 전의 해역은 약 29-30°C의 수온분포를 보이며 위성자료(Fig. 3a)와 비교하여도 거의 흡사한 재현이 되었다(Fig. 8a). 다만 30°N 이상 지역은 수온을 약 1-2°C 정도 과대평가하는 경향이 보이기도 하지만 전반적인 지역적 수온분포에 대해서는 잘 묘사하고 있다. 또한 류큐열도를 지나 일본 남부까지 연결되는 쿠로시오 해류가 묘사되고 있고 연구해역에 지역적 해류도 재현되었다.

태풍이 20°N, 128°E를 통과할 당시, 태풍 전면에서부터 수온하강이 발생하고 태풍 후면에서는 태풍 경로를 따라서 냉각된 모습을 보인다(b). 더 나아가 태풍이 통과한 후 발생한 냉각자취(cold wake)는 시간에 따라 변형된 모습도 보인다. 또한 태풍이 통과하기 전면부터 강한 해류가 보이기 시작하여 태풍이 통과한 후에도 회전을 유지하였다. 그리고 태풍의 영향권에 들지 않았을 시기의 이어도기지 주변 표층수온은 약 27°C 분포하였지만 강한 외력에 의해 약 24°C까지 수온이 하강하였다.

전반적으로 태풍경로를 따라 냉각현상이 발생하였고 이 해양반응은 태풍이 가진 강풍에서 비롯되어 해수의 난류혼합과 용승을 유발한다(Price, 1981; Price et al., 1994; Walker et al., 2005). 먼저, 태풍의 강한 바람응력은 해수의 연직시어를 발생시키고 이 교란에 의해 혼합층 내에서 혼합작용을 일으키게 된다. 그리고 반시계방향의 바람응력은 표층 해수의 발산을 일으키고 이에 따라 수온약층수의 용승을 유도한다. 용승은 태풍에 의한 해양반응에서 해양내부의 밀도변화를 일으키는 가장 중요한 메커니즘이다. 덧붙여 설명하자면, 바람응력(wind stress curl)에 의해 해수가 움직이게 되고 이것이 상층해양의 발산을 유도하여 하층에서 용승이 발생한다(Price et al., 1994). 그 결과로 표층 냉각현상이 국지적으로 발생하게 되는 것이다.

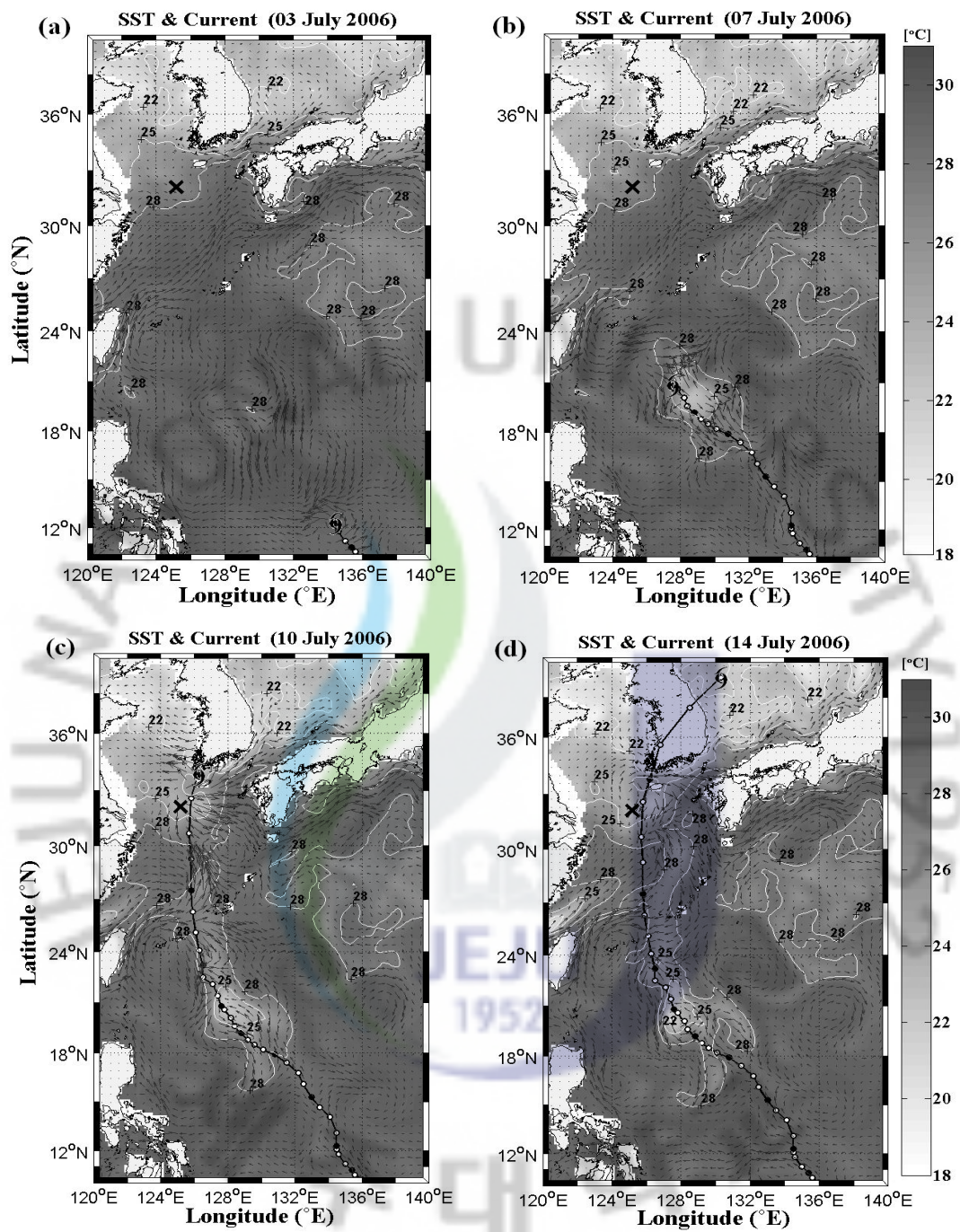


Fig. 8. Sea Surface Temperature(SST) and surface current [3(a), 7(b), 10(c) and 14 July(d) respectively] at ocean model.

앞선 메커니즘에 의하여 상층해양에서는 차가운 수괴가 집중되어 본래 가진 열용량에서 손실이 발생한다. 이에 대한 설명은 해양 열용량(Ocean Heat Content)을 계산하여 Fig. 9에 나타내었다. 해양 열용량은 단위 깊이당 26°C 이상의 수온을 적분한 값(Leipper, 1972)으로 해양열적분포의 지표가 된다. 태풍이 연구지역에 통과하기 전, 해양 열용량은 위도별 표층수온이 균일하게 분포하는 것과 달리 해양 상층에 존재하는 물의 특성에 따라 지역적으로 열적분포가 다르다. 특히, $18-24^{\circ}\text{N}$, $128-132^{\circ}\text{E}$ 범위지역은 해양열용량이 상당히 낮은 곳으로 차가운 와류지역이라 추정할 수 있다.

태풍 통과 후, 해양열용량은 표층냉각현상이 발생하는 지역과 유사하게 나타났다. 더욱이 7월 7일 태풍이 차가운 와류지역을 통과하며 상당히 열용량 지수가 낮아졌다. 그리고 Fig. 8b에 나타난 강한 냉각지역과 본래 차가운 와류지역과 일치하는 것을 알 수 있다. 의심할 나위 없이 태풍 외력을 받아 상층에 차가운 물이 더욱 집중되었으므로 해양열용량이 급격히 낮아졌다고 할 수 있다. 이같은 이유에서 태풍 경로를 따라 표층냉각이 발생하는 지역은 해양열용량도 $40\text{kJ}/\text{cm}^2$ 이하로 상당히 낮아졌다.

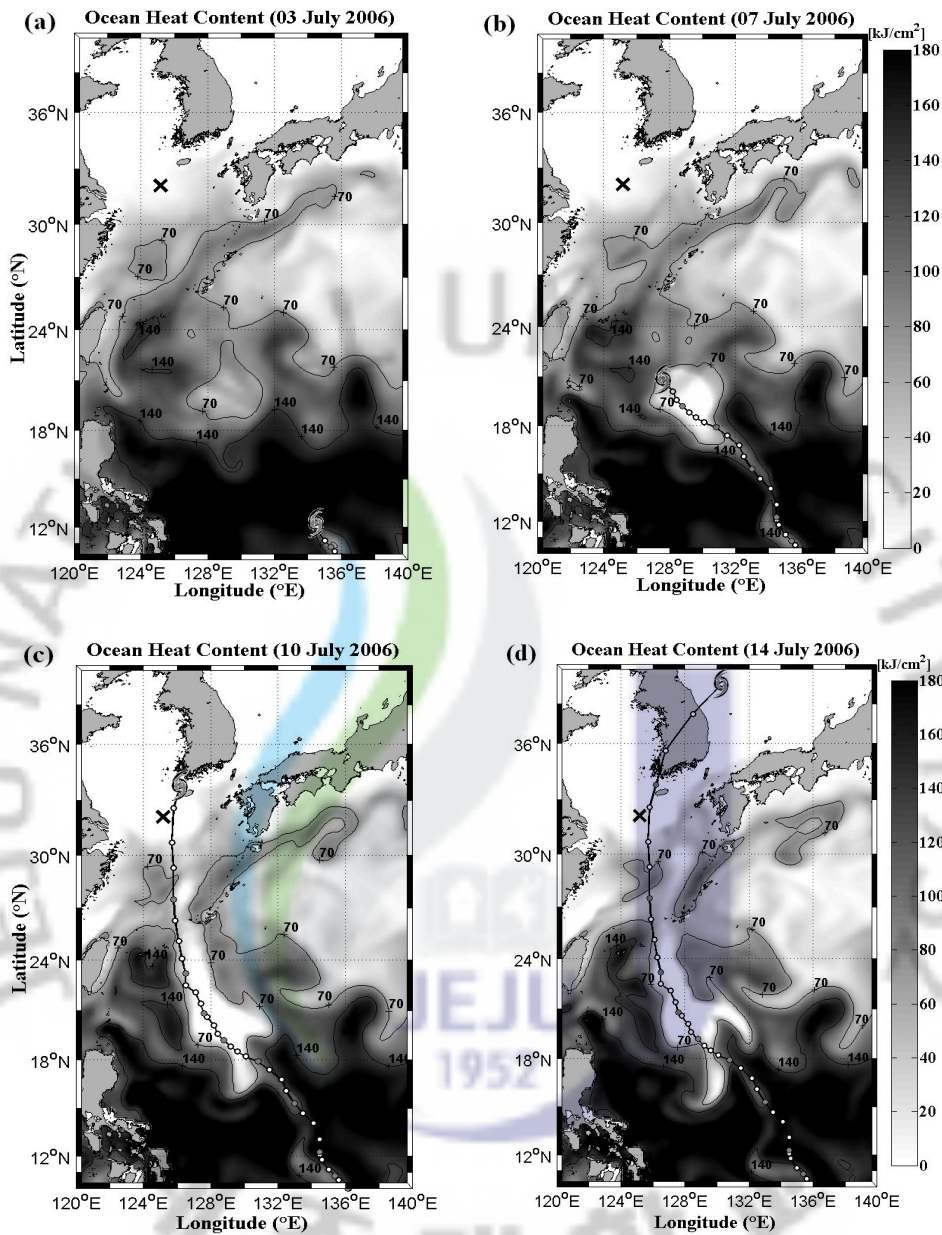


Fig. 9. Change of ocean heat content to typhoon [3(a), 7(b), 10(c) and 14 July(d) respectively] at ocean model.

태풍 통과 해역의 표층수온도가 매 12시간 간격으로 어떻게 변화하는지 좀 더 자세한 분석을 위해 시공간적 변화를 정리하였다(Fig. 10). 각 사각형 안에는 태풍 위치에서 내부 코어(inner core; 최대풍속반경 + 5km)를 정의하여 표층수온을 나타내고 평균값도 표현하였다. X축은 7월 5일 06시부터 10일 18시(UTC)까지의 시간(일, 시간)을 나타내고, Y축은 각 시간별 태풍 위치(위도, 경도)를 나타내었다. 그리고 태풍 위치에 대한 정보를 더하고자 A-J까지 3차원 해상에 표현하였다(b). 그리고 X축(경도)에 평행하여 자른 수직 단면은 xz축에 표현되었고 Y축(위도)을 따른 수직 단면은 yz축에 나타내었다. 그림 a에서 대각선을 따라 태풍 통과할 당시의 해양상태를 나타내었고 좌측은 태풍 통과 전 해양, 우측은 시간에 따른 태풍 통과 후의 해양반응이다.

C부터 G까지 태풍 통과 12시간 전부터 약 0.2-0.8°C 수온하강이 시작되며 이것은 해양반응의 시작이라 할 수 있다(Cione and Uhlhorn, 2003). 그 후 태풍의 반시계방향의 바람이 해류 역시 같은 방향으로 유도하므로 표층해류는 발산을 하게 되어 하층의 물이 용승하며 강한 냉각현상을 발생시켰다(Geisler 1970; Price 1981; Walker et al., 2005). Emanuel(1999)에서 얻은 기준에 의하면 태풍 통과 당시 태풍이 발생시킨 해수면 냉각이 2.5°C 초과되면 태풍 강화에 부적당한 상태로 간주되었다. 왜냐하면 그 냉각은 태풍 전체 에너지를 일시 차단하기에 충분하기 때문이다. 에위니아 통과 당시(대각선)는 12시간 전의 해상 표층 수온과 0.5-3.5°C 차이이고 약 2.5°C 이상 냉각된 시점은 C-E 사이이다. 선행연구에 따르면 이 시기에는 음의 피드백(negative feedback)에 의해 태풍이 강화 될 수 없었을 것이라 사료된다. 또한 본 연구에서 흥미로운 것은 태풍 통과 당시 보다 통과 약 1-3일 후에 수온이 약 1.5-3.5°C 더 하강하였다. 특히, D의 위치에 있을 때 태풍은 3일 후(9일 18시)에 태풍 통과 당시 발생된 냉각정도보다 약 3.5°C 더 수온이 하강하였다.

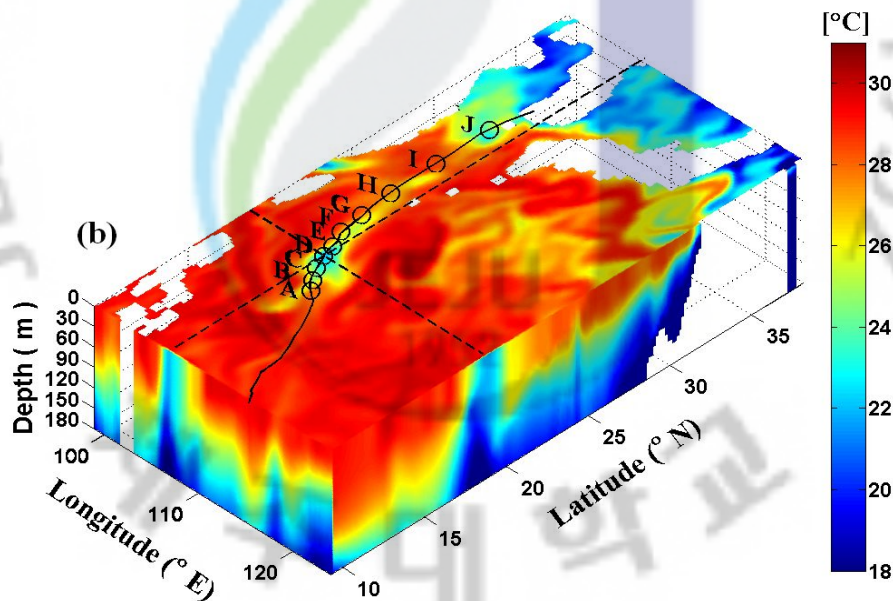
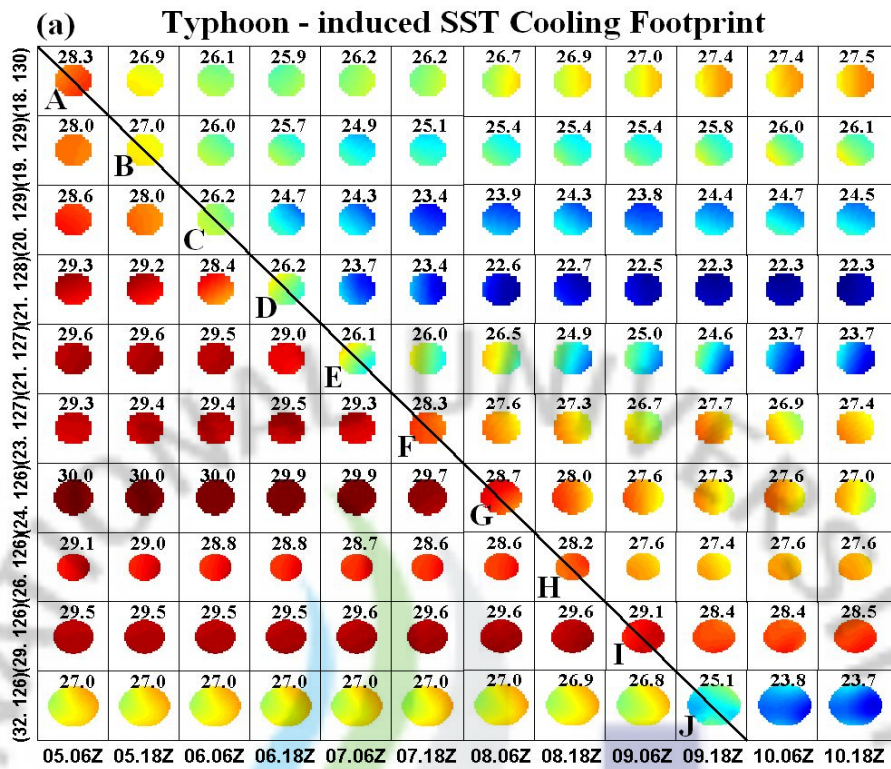


Fig. 10. (a) Typhoon-induced the Sea Surface Temperature(SST) footprint within the radius of inner core. The horizon axis represents the time when typhoon center located, and the vertical axis shows the position of typhoon center. (b) The typhoon position of diagonal line is shown 3-D Temperature profile.

태풍 에위니아가 발생시킨 냉각현상 중 각 격자점에서 최대 수온하강 값을 찾고(Fig. 11a) 이러한 현상이 태풍 통과 후 언제 발생하였는지도 계산하였다. b는 수치모델의 각 격자점마다 가장 가까운 태풍의 위치와 통과 시간을 부여하여 최대 냉각된 시간과 차를 내었고 이는 검은색으로 갈수록 외력에 의한 최대냉각시점이 늦게 발생함을 의미한다.

한편, Cornillon et al.(1987)은 위성으로 허리케인 글로리아(Gloria, 1985 6호)의 냉각자취를 관찰하였다. 글로리아에 의하여 해양에 냉각현상이 400km 넘게 발생하였고 이후 최대 2000km 확장되었다. 이 냉각은 두드러지게 비대칭적이고 왼쪽보다 오른쪽에 4배 더 강하게 나타났다. 태풍 에위니아에 의한 해양반응도 선행연구와 마찬가지로 태풍경로 오른쪽 200km 해상까지 비대칭을 이루고 전반적으로 태풍 경로를 중심으로 오른쪽으로 편향된 냉각현상을 보였다(Fig. 11a). 이러한 최대냉각현상이 발생했던 시점은 태풍 통과 후 비슷한 시기에 나타나는 것이 아니라 태풍의 강도와 해역에 따라 달리 나타난다. 태풍 에위니아가 강하게 발달했던 20°N 이하 해역에서 최대 냉각이 다소 늦게 나타났고 그 이상 위도에서는 태풍 통과 약 12시간 이내에 발생함을 알 수 있다(b).

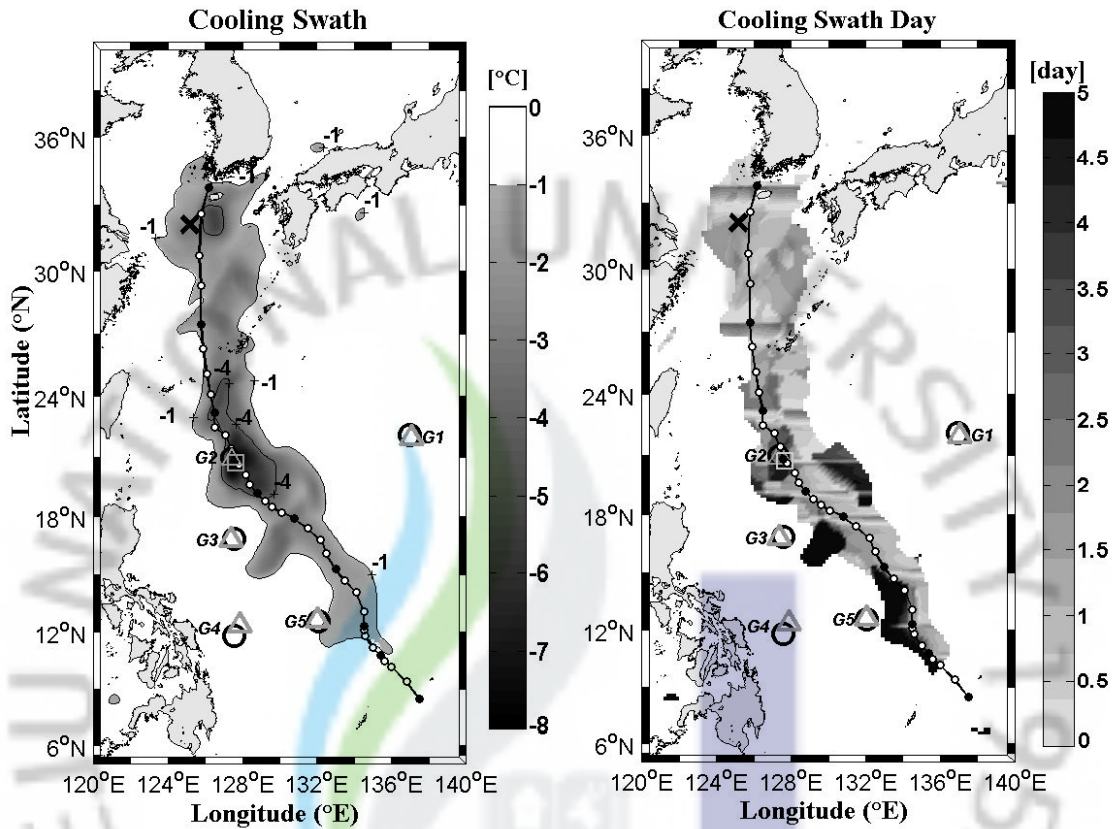


Fig. 11. (a) Cooling swath to typhoon Ewinar. Three isothermal lines are shown -1 and -4 excepting below -1°C. (b) Cooling swath day is represent to occurrence time of cooling swath after typhoon passage. Maximum cooling point is shown a square marker.

태풍 에위니아의 일생 중 가장 강력한 냉각현상이 발생한 곳은 20.7°N, 127.7°E(Fig. 11에서 사각형표시)이다. 이곳은 Fig. 10에서 언급된 D지점이었으며 태풍 통과 약 3일 후에 최대 냉각현상이 발생하였다. 최대 냉각현상을 보인 지점의 임의의 수심(표층, 24m 그리고 32m)의 수온, 용승속도(W-velocity) 그리고 표층 해류변화를 살펴본 결과(Fig. 12), 7월 6일 18시에 태풍이 통과하면서 표층에 강한 해류를 발생시켜(c) 32m 이하의 차가운 물이 강하게 용승하는 모습을 확인하였다(b). 이같은 이유로 인하여 태풍 통과 당시 표층수온은 약 29°C 해역에서 약 4°C 냉각되었다(a).

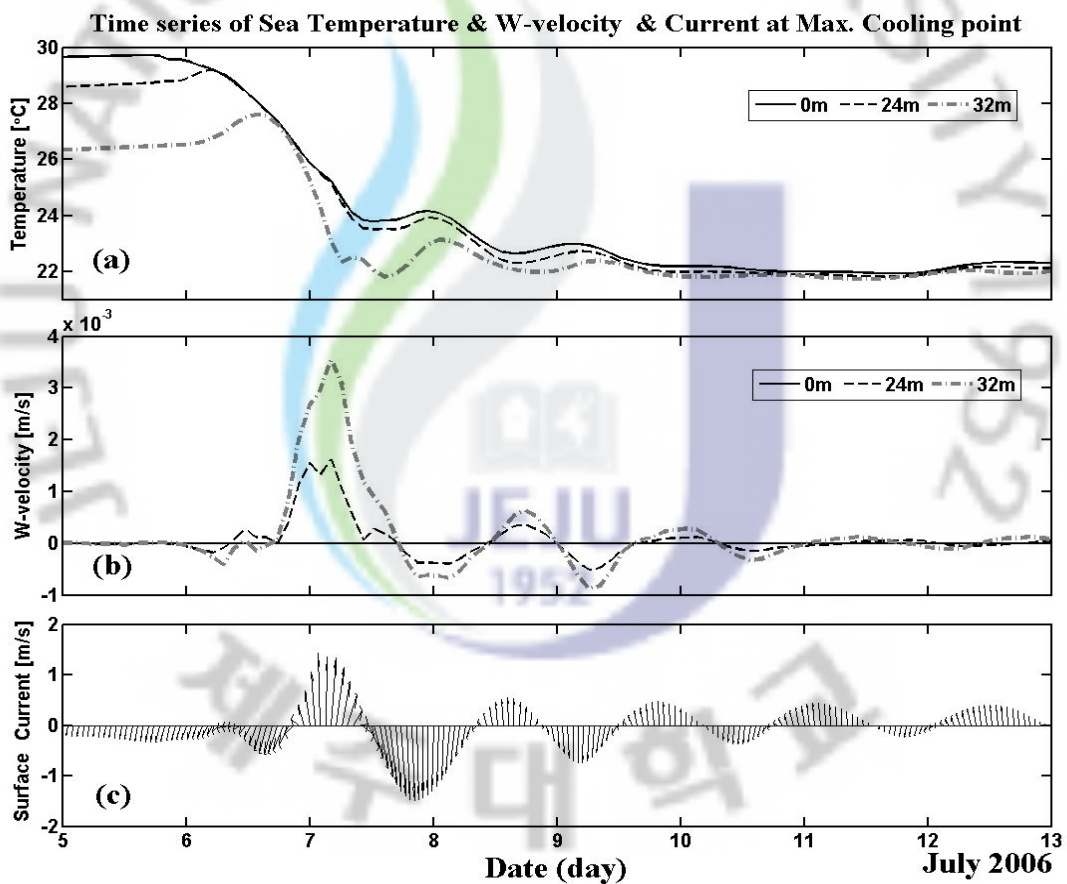


Fig. 12. Time series of the Sea Temperature, W-velocity and surface current at Maximum cooling point.

Fig. 13에서는 수심 42m와 138m의 수평적인 상하운동을 표현하였다. 양의 값은 용승(상승운동)을 나타내고 음의 값은 하강류이다. 수평적인 용승 분포를 보아 Fig. 12에서 확인한 한 지점 뿐만 아니라 태풍 통과 주변 해역에 상하운동이 지속되고 있음을 알 수 있다. 일반적으로 태풍이 통과한 해양은 상승과 하강 순환이 반복되는 관성운동을 하게 된다(Shay, 1992; Price et al., 1994). 보다 더 정확히 말하자면, 태풍 중심으로부터 용승이 발생하고 태풍 후면에는 하강류가 존재한다. 이미 지적되었듯이, 표층 해류는 태풍 통과 후에도 여전히 회전을 하며 관성운동을 하기 때문에 해양내부에서 상하운동이 4-5일 지속되는 효과를 얻는다. Shay et al.(1992)가 발표한 허리케인 길버트(Gilbert, 1988년 3호)의 통과 후, 1.24 Inertial Period(IP, Wake I)가 지나 3.5°C 이상 하강된 냉각 수괴가 나타났고 2.75 IP(Wake II)에서 하강류에 흐름에 의해 위치가 변화하였다. 더욱이 이 단계에서 최대 5°C 하강된 수온이 확인되었다. 따라서 본 사례의 D지점에서 3일 후에 약 3.5°C 더 냉각이 발생할 수 있었던 원인은 태풍 통과 후 해양의 관성운동이 남아있었기 때문이다.

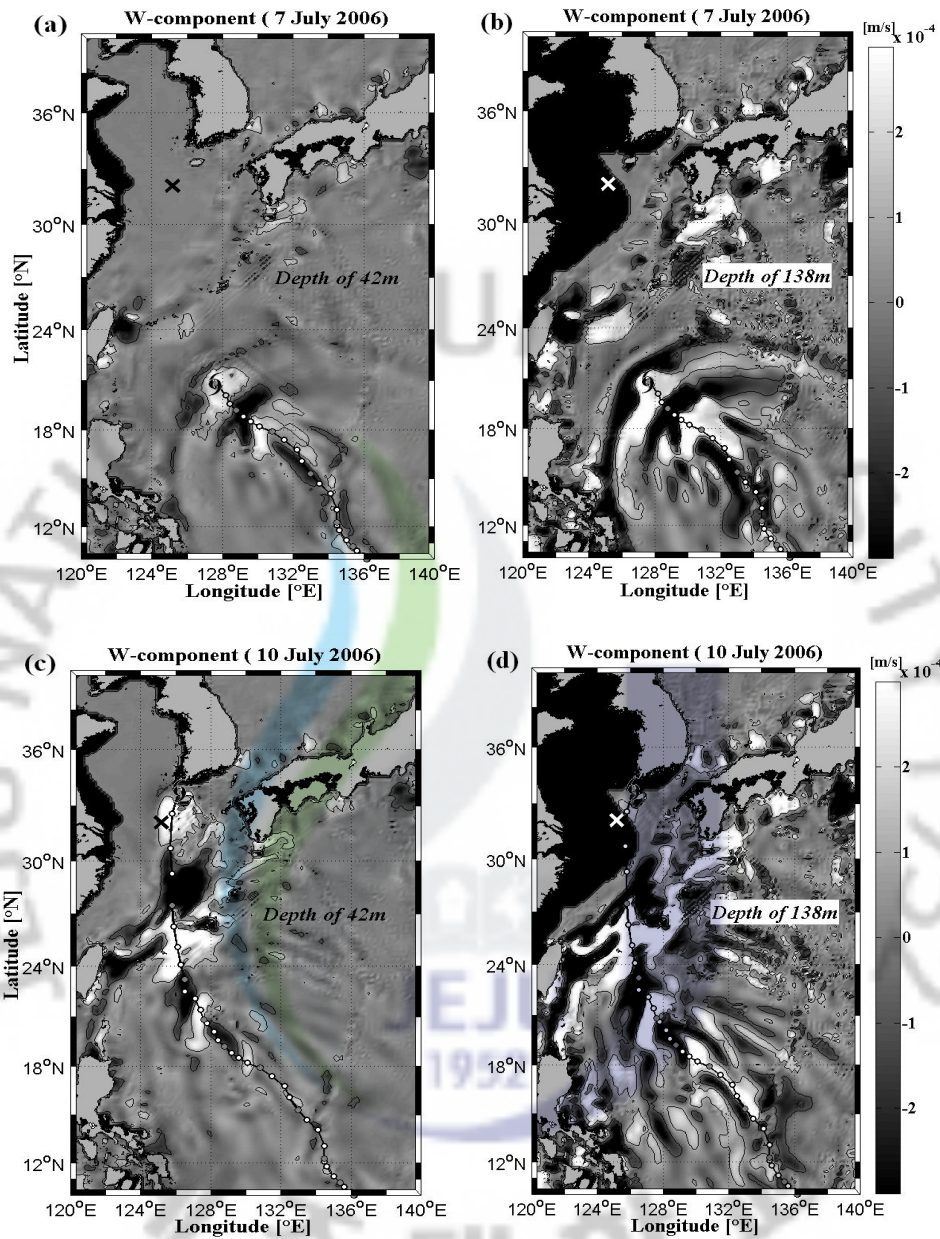


Fig. 13. W component of velocity related to the vertical mixing on July 7 and 10 at 42m and 138m. Contour lines are shown $\pm 1.0 \times 10^{-4}$ value respectively.

3.3 태풍 통과 후 상층해양 변동을 결정하는 요인

Fig. 14는 종합적으로 태풍의 발생부터 소멸할 때까지의 매 6시간마다 해양-기상학적 요소를 정리하였다. a, b는 기상학적 요소인 RSMC-Tokyo의 최소 중심기압, 최대풍속 그리고 이동속도를 나타낸다. c는 수치모델에서 사용된 해양-기상학적 요소를 적용하여 S (The translation speed number), B (The burger number), C (The mach number)의 무차원 매개변수를 계산하였다(Price et al., 1994, Wada, 2002). d-f는 수치모델결과를 사용하여 태풍을 따라가면서 내부 코어의 해양학적 요소를 평균하였다. 마지막으로 태풍 통과 후 상층해양 변동을 결정하는 요인을 설명하기 위하여 태풍의 최소 중심기압과 이동속도에 따라 I-IV로 구분하였다. 각 단계별 평균값은 Table 2에 정리하였다.

태풍 통과 동안에 해양반응과 내부적(해양적) 또는 외부적(대기적) 요소 사이에 관계는 3개의 무차원수를 사용하여 조사하였다. 무차원수는 Price(1983), Great batch(1984) 그리고 Price et al.(1994)에 의해 제안되어 크고 빠르게 이동하는 태풍에 대해 판단한다. 본 연구에서는 태풍 에위니아에 대하여 각각의 요소를 적용하여 해양반응의 특징에 대한 질적 향상을 도모하였다. 그리고 태풍은 발달, 성장 그리고 쇠퇴를 겪으면서 각 단계마다 요소가 변하기 때문에(Wada, 2002; 2005) 무차원수를 매 6시간 마다 계산하였다.

무차원수 S 는 다음과 같이 표현된다.

$$S = \frac{\pi U_h}{4fR_{\max}} \quad (3.1)$$

여기서 U_h 는 이동속도, f 는 코리올리 매개변수 그리고 R_{\max} 는 최대풍속반경을 나타내어 태풍지속시간에 대해 외력을 받은 해양의 관성 기간의 비율을 나타낸다. 낮은 S 값이면 태풍 사이즈가 크거나 이동속도가 느림을 뜻하여 해양반응이 상당히 클 것으로 예상된다. 큰 S 값이면 태풍 사이즈가 작거나 이동속도가 빠른 경우에 해당되며 태풍경로를 따른 해류가 우세하고 태풍 경로를 중심으로 비대칭한 운동을 보여준다.

무차원수 B 는 다음과 같이 표현된다.

$$B = \frac{g' h_1}{4f^2 R_{\max}^2} \quad (3.2)$$

여기서 g' 은 감소된 중력, h_1 은 냉각 발생 당시 혼합층 깊이를 뜻하며 혼합층 해류와 수온약층 해류의 압력 커플링의 직접적인 척도를 나타낸다. 강한 바람응력이 작용한다면 표층 뿐만 아니라 혼합층 깊이까지도 해류가 강하게 발산하며 수온약층 깊이까지 역학적으로 관련된다. 그러므로 B 가 크다면 난류혼합의 스케일이 강하다는 것을 의미한다.

무차원수 C 는

$$C = \frac{U_h}{c} \quad (3.3)$$

로 나타내고 c 는 최대 내부파속(internal wave speed)을 의미한다. 무차원수 C 는 태풍에 의해 발생하는 해양의 용승정도를 판단한다. Geisler(1970)와 Greatbatch(1984)의 연구에서 약 2m/s의 내부파보다 약간 더 큰 이동속도로 태풍이 이동한다면 태풍에 의한 해류와 내부파가 공명을 이루어 강한 발산해류를 발생시킬 수 있다. 따라서 강력한 발산해류는 태풍 바로 아래에서 상당히 강한 용승을 유도시킬 것이므로 c 를 2m/s로 정의하였다.

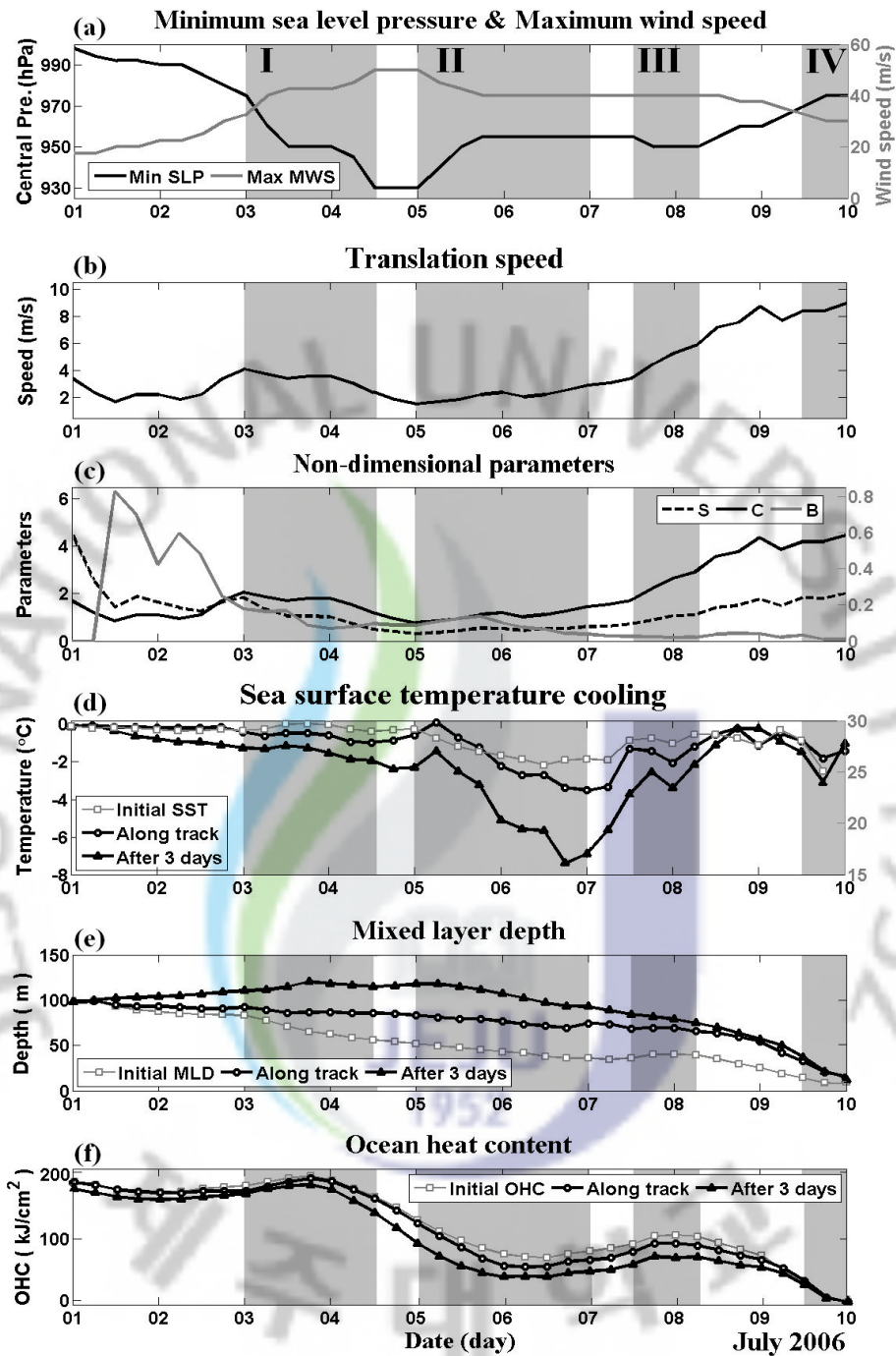


Fig. 14. Time series of minimum pressure and maximum wind speed(a), translation speed(b), non-dimensional parameters(c), sea surface temperature cooling(d), mixed layer depth(e) and ocean heat content(f) along the typhoon track. The left axis indicated the S and C value, and the right axis showed the B (c).

Table 2. Mean value of Each stage in Fig. 11.

	I 03 00UTC - 04 12UTC	II 05 00UTC - 07 00UTC	III 07 12UTC - 08 06UTC	IV 09 12UTC - 10 00UTC
External parameters				
Central pressure [hPa]	951.4	950	951	973.3
Pressure change [hPa]	-45	+25	-5	+5
Translation speed [m/s]	3.4	2.2	4.7	8.6
Nondimensional parameters				
$S = \frac{\pi U_H}{4fR_{\max}}$	1.08	0.48	0.94	1.88
$B = \frac{g'h_1}{4f^2R_{\max}^2}$	0.12	0.09	0.02	0.02
$C = \frac{U_h}{c}$	1.71	1.08	2.37	4.28
Sea surface temperature change [°C]				
Initial SST	29.3	27.0	28.2	26.6
Along track	28.7	25.1	26.7	25.2
After 3days	27.2	20.6	23.8	23.3
Mixed layer depth change [m]				
Initial MLD	65.0	42.5	38.5	12.0
Along track	83.0	73.0	65.4	23.9
After 3days	108.3	100.1	76.1	25.1
Ocean heat content change [kJ/cm²]				
Initial OHC	182.7	89.6	101.6	16.2
Along track	178.4	77.6	89.4	18.4
After 3days	167.9	56.3	70.1	16.0

7월 3일부터 4일 12시(UTC)까지 태풍 에위니아는 중심기압과 최대풍속이 점점 강해지면서 천천히 북서진 하였다(Fig. 1). 이 때 태풍이 통과할 해양은 약 30°C의 표층수온과 약 182kJ/cm²의 상당한 해양열용량을 포함하고 있었다(Table 2). 높은 해양열용량은 따뜻한 층의 깊음을 뜻하고 이는 태풍 강화에 우호적이므로(Lin et al., 2008) 에위니아 일생 중 가장 강하게 발달하여 중심기압 930hPa에 도달할 수 있었을 것이다. 태풍에 의한 난류혼합과 용승이 발생하여 표층에 수온하강을 발생하지만 이 지역에 깊은 곳까지 분포하는 따뜻한 물이 존재함으로 태풍 통과 시 해양열용량은 초기치보다 차이가 거의 없고 표층 수온냉각도 적었다. 그러나 무차원수 B 가 Price et al.(1994)의 허리케인 노버트(Novert)의 0.37 만큼 큰 값을 가지므로 수온약층의 해류는 혼합층흐름에 많은 영향을 받아 강한 움직임 을 가지고 있을 것이라 추측할 수 있다. 그리고 강한 움직임은 관성으로 이어져 태풍 통과 3일 후 해양열용량은 초기치보다 약 14.8kJ/cm² 낮아졌고 혼합층의 깊이는 약 43m 더 깊어졌으며 표층수온은 약 2.1°C 하강하였다.

II는 7월 5일 00시부터 7일 00시까지 이고 앞선 I시기만큼 태풍이 발달할 시기로서 중심기압이 약 950hPa이었고 이동속도는 2.2m/s이었다. 이 단계에서 무차원수 S 는 다른 단계보다 더 낮은 값을 가지며 이는 태풍의 크기가 크거나 이동속도가 느림을 의미하기 때문에 해양반응이 보다 더 강할 것이라 예측할 수 있다. 더 나아가 다른 시기와 비교하여 표층수온 변화가 뚜렷하고 3.2질의 최대수온하강 지점이 포함된 시기이다. 그러한 원인은 태풍 통과 전의 해양상태에서 찾을 수 있었다. 이 지역의 혼합층 깊이는 약 42.5m 이고 해양열용량(약 89.6kJ/cm²)도 역시 낮은 지역이었다. 그리고 Fig. 3c에서 볼 수 있듯이 20-24°N 해역은 평균 해수면보다 낮은 고도를 가지는 지역이었다. 쿠로시오가 지나가는 부근처럼 표층 아래에 따뜻한 물이 깊이 분포한다면 부피가 팽창되므로 해수면고도가 평균보다 높을 것이지만 표층 이하에 차가운 물이 상당히 분포하므로 평균 해수면 고도가 낮게 측정되었다. 따라서 이 해역은 상층에 냉수가 집중된 지역으로 주위보다 해수면고도가 낮아서 태풍 외력에 의한 해양반응이 현저하게 강할 것이라 예상되는 지역이다. 또한 Tseng et al.(2010)의 연구에서 남중국해에서 여름에는 차가운 와류가 형성되므로 태풍이

발생시키는 해류와 공명을 이루어 상당한 용승이 발생할 수 있음을 시사하였다. 따라서 태풍 에위니아가 평균 950hPa, 45m/s의 강한 외력을 이 지역에 가했으므로 본래 형성된 반시계방향의 해류와 더불어 강한 해류를 발생시킬 수 있었다. 그러므로 태풍 통과 당시 냉각이 약 1.9°C 발생하였다. 그리고 무차원수 C 가 1.08로 1에 매우 가까운 수이므로 느린 움직임 역시 상당한 냉각에 도움이 되었다고 할 수 있다. 이러한 강한 외력은 지속적인 관성운동을 발생시키며 태풍 통과 3일 후, 표층수온이 최대 6.4°C까지 냉각될 수 있었다. 따라서 이처럼 강한 냉각은 강한 바람뿐만 아니라 하층에서 차가운 물의 용승이 활발했기 때문에 발생한 것으로 사료된다.

점차 이동속도가 빨라지면서 태풍이 앞선 시기와 비교하여 비슷한 세기를 가지더라도 III의 냉각은 강하지 않았다. 이 시기는 쿠로시오의 남쪽 해역을 통과할 시기이다. 쿠로시오는 루손(Luzon)섬 동쪽에서 일본 동쪽, 혼슈의 태평양 연안을 거쳐 흐르는 북서 태평양에 대표적인 해류로써 고온고염의 특성을 가진 해수이다. 태풍이 강풍을 동반하여 북진하면서 해수 혼합을 유발시키지만 따뜻한 물 층이 깊게 분포하고 있는 지역을 빠르게 통과함으로써 외력이 해양에 전달되는 시간이 적었을 것으로 사료된다. 그러므로 태풍에 의한 해양의 난류혼합과 용승이 앞선 시기보다 활발하지 못하여 표층수온의 하강정도는 약하게 나타났다.

태풍 소멸단계의 IV는 바람이 보다 더 약해지고 이동속도가 더 빨라지므로 해양반응은 다른 시기보다 약할 것으로 예상되었다. 그렇지만 본래 표층수온이 약 24°C였던 지역에서 약 3°C 더 수온하강이 발생하여 앞서 보인 위성자료에서 냉각환(cold pool)이 형성될 수 있었다. 약하고 빠른 태풍으로부터 강한 냉각현상의 발생 원인을 분석하자면, Fig. 6에서 확인할 수 있듯이 표층과 40m 아래는 무려 12°C 차이를 가진 수괴가 분포하고 혼합층의 깊이도 8m 안팎의 해역이다. 이렇듯 표층과 하층 사이에 급격한 수온약층 기울기가 분포하므로(문 등, 2010), 다른 지역과 비교하여 약해진 외력으로도 충분히 해양의 균형을 깰 수 있었을 것이라 사료된다.

3.4 선행 태풍에 의한 표층 냉각이 다음 태풍에게 미치는 영향

본래 존재하는 해양의 중규모순환과 상층구조는 태풍에게 주는 열과 수분공급면에서 단독적으로 해수면 온도를 고려하는 것보다 훨씬 중요하여 많은 연구가 되었다(Tseng et al. 2009). 표층수온은 Fig. 3a에서 보여진 것처럼 태양복사에너지에 의해 위도별로 차이가 있으나 해양내부구조는 Fig. 3c과 같이 위도에 상관없이 각 지역마다 특징이 있다. 태풍은 이러한 해양상태를 단시간 내에 변화 시킬 수 있는 강력한 외력이다. 태풍에 의한 냉각 자취는 이미 그 지역을 통과한 태풍에게 직접적인 강도변화를 일으킬 수 없지만 냉각현상이 회복되기 전에 다음 발생 태풍이 그 지역을 지나간다면 해양으로부터 충분한 에너지를 얻지 못하여 강한 태풍으로 발달할 수 없을 것이다.

그에 대한 예로써 본 사례의 다음 발생한 제4호 태풍 빌리스(0604)에 대하여 살펴보았다. 태풍 빌리스는 7월 10일-12일 사이에 선행 발생 태풍 에위니아가 통과하며 냉각시킨 해역을 통과하였다(Fig. 1, 3b). 7월 10일의 태풍 빌리스는 994hPa, 21m/s의 강도를 가진 약한 태풍이었다. 기상청에서 발표한 2일 후의 강도는 975hPa, 33m/s인 강한 태풍으로 발달할 것이라 예측하였지만 985hPa, 26m/s의 풍속을 가진 중간태풍으로 발달하였다(Table 3).

Table 3. Change of intensity about typhoon Bilis(0604) and Malou(1009)

Name	Typhoon Bilis(0604)			Typhoon Malou(1009)		
	Present [10 July]	Forecast [12 July]	Result [12 July]	Present [03 Sep.]	Forecast [06 Sep.]	Result [06 Sep.]
Central Pressure [hPa]	994	975	985	1000	985	990
Maximum Wind Speed [m/s]	21	33	26	18	27	24
Intensity	weak	strong	middle	weak	middle	weak

이러한 원인 분석은 태풍 에위니아가 발생시킨 변화된 해양요소의 영향이라 사료되어 자세한 그림을 Fig. 16에 표현하였다. 위성수온자료(a)와 해수면고도자료(b)를 사용하여 태풍 빌리스의 내부코어의 통과할 해역을 나타내었다. 태풍 빌리스의 중심위치는 왼쪽에 위도, 경도 순으로 나타내었다. 7월 1일은 태풍 에위니아의 영향을 받지 않은 해양상태로서 만약 태풍 에위니아가 발생하지 않았다면 태풍 빌리스가 해양-대기 상호작용하며 통과해야 될 해역일 것이다. 그리고 7월 10일은 에위니아가 통과하여 변화된 해양을 나타내었고 아직 태풍 빌리스는 통과하지 않은 해역이다. 아노말리는 7월 10일에서 7월 1일의 차를 계산하여 태풍 에위니아에 의하여 발생한 해양반응에 대해 나타내었다. 또한 내부코어 안의 평균값을 그림 하단에 나타내었다.

태풍 빌리스가 통과할 해역의 본래 표층수온은 약 30°C였고 에위니아가 이 해역을 7월 4-6일 사이에 통과하여 7월 10일의 위성자료의 표층수온 결과, 평균 약 1.7°C 하강이 지속되고 있었다(a). 해수면고도자료에서도 확인되듯이 본래 이 해역은 일부 차가운 와류가 형성되어 있는 지역이고 태풍 통과 후 해수고도가 평균 약 4cm 감소하여 차가운 물 층을 더욱 표층 위로 집중시킬 수 있었다(b). 그렇기 때문에 태풍 빌리스는 RSMC-Tokyo와 JTWC(미국합동태풍경보센터)의 최적경로자료의 최소중심기압이 다르지만(c) 9일과 12일 사이에 980hPa 이하의 중심기압으로 떨어지지 않으며 둘 다 최대풍속 33m/s이상의 TY로 성장하지 못한 태풍으로 분류하고 있다(Fig. 17).

태풍 빌리스가 TY로 성장하지 못한 원인은 여러 가지요인이 복합적으로 작용했을 것이나 태풍 에위니아의 위력으로 표층 및 내부 해양의 해수온도를 냉각시켰으며 이 해수상태가 다음 태풍이 통과할 때까지 지속되었기 때문이라 사료된다. 이에 따라 태풍 빌리스가 통과하면서 태풍의 에너지를 원활하게 공급 받지 못했을 가능성을 배제할 수 없었을 것이다.

Sea Surface Temperature & Hight Anomaly : Bilis

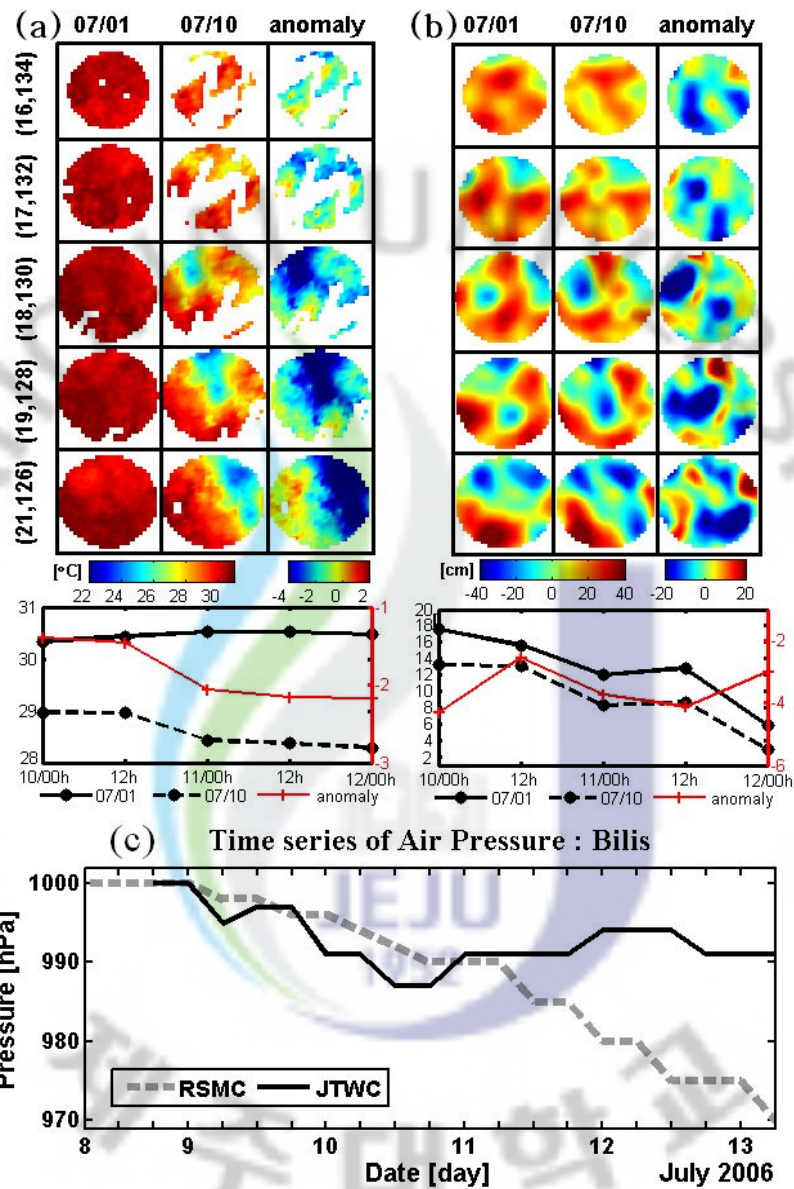


Fig. 15. Changes of sea surface temperature(a) and sea surface height anomaly(b) before typhoon Bilis's(0604) passage. (c) is shown change of air pressure obtained RSMC-Tokyo and JTWC.

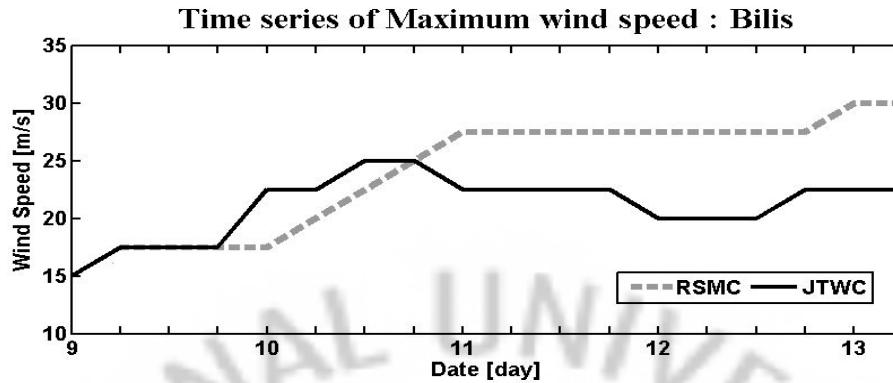


Fig. 16. Time series of typhoon Bilis's Maximum wind speed. The gray line is shown RSMC-Tokyo data and the black line is represented JTWC data.

마찬가지 사례로서 2010년 7호 태풍 곤파스(Kompasu; 1007)가 8월 30일 발생하여 29-30°C 수온이 분포하는 해역을 통과하였고 9월 1일에 한반도로 북상하였다(Fig. 18a). 곤파스가 한반도를 통과하여 소멸한 9월 3일 표층 수온자료에서는 여전히 냉각이 유지되고 있었다(Fig. 18b). 때마침 곤파스가 형성된 비슷한 해역에 9호 태풍 말로(Malou; 1009)가 발달하였다. 말로의 초기 발달 당시 최대풍속은 17m/s이었고 중심기압은 1000hPa이었다. 곤파스와 비슷한 경로로 북서진하여 2일 후 최대풍속은 27m/s, 중심기압은 985hPa의 강도로 발달할 것이라 예측되었으나 21m/s의 풍속을 가지고 990hPa의 중심기압을 갖는 약한 태풍으로 분류되어 강도 예보가 과대평가 되었다(Table 3). 결과적으로 선행 태풍 곤파스가 발생시킨 해양 냉각현상이 수일 유지되고 다음 태풍 말로가 그 해역을 통과하여 말로의 강도발달에 영향을 끼쳤을 것이다.

결과적으로 태풍 빌리스와 태풍 말로의 사례를 미루어 보아 선행 태풍이 발생시킨 냉각 자취의 형성 및 지속이 다음 태풍의 강도변화에 영향을 줄 수 있다는 점에서 그 중요성이 매우 크다.

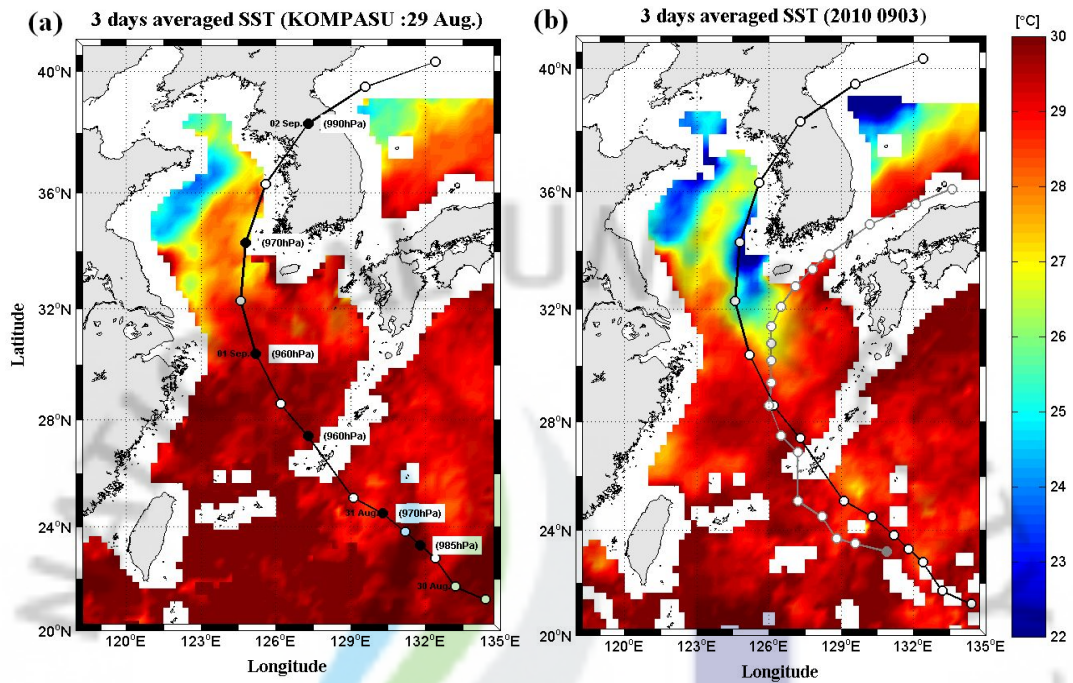


Fig. 17. 3 days averaged TMI Sea Surface Temperature(SST). (a) before typhoon Kompasu passage on the 29th of August. (b) before typhoon Malou passage on September 3.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 2006년 북서태평양에서 태풍이 통과한 후에 상층해양의 변동 특성을 관측자료와 수치실험을 통해 조사하였다. 사용한 관측자료들은 TMI 표층 수온, Jason-2의 해면고도자료, 아르고 부이의 수온프로파일, 이어도해양과학기술의 층별 수온 시계열자료 그리고 지역특별기상센터의 최적태풍경로자료이다. 수치실험은 프린스턴 해양모델(POM)을 사용하여 실시하였다.

태풍 시기의 표층냉각은 해수면고도가 낮고 혼합층이 얇고 수온약층 기울기가 급격한 지역에서 강하게 발생하였다. 최대표층냉각이 발생하는 시기를 수치모델을 사용하여 계산한 결과, 태풍 일생 중에 가장 강한 냉각현상(약 7°C)은 20.7°N, 127.7°E 근처에서 나타났으며 그 당시 태풍의 중심기압은 약 950hPa, 최대풍속은 40m/s 그리고 이동속도는 약 3m/s였다. 이곳에서는 해양에 외력을 가하는 시간이 길어짐에 따라 관성운동이 강하게 발생하여 하층의 차가운 물의 용승이 계속 지속되어 최대 표층냉각이 태풍 통과 후 약 3일 후에 발생한 것이 특징적이다. 이어도기지에서 수심 10m 센서에서 약 10°C의 최대 냉각현상이 태풍 통과 후 12시간 이내에 발생하였다. 그 시기의 태풍의 중심기압은 970hPa, 최대풍속은 30m/s였으며 태풍 이동속도는 약 8.6m/s로 매우 빠르게 이동하여 급격한 수온하강이 발생한 것으로 사료된다. 결론적으로 최대표층냉각이 발생하는 시기는 태풍 강도가 강하고 느리게 통과한 해역에서 늦어졌다.

이러한 표층냉각은 몇시간 이내로 본래 수온으로 회복되는 것이 아니라 이어도기지자료에서 확인되듯이 평년 수온으로 회복하는데 약 7일이 소요되었다. 위성자료에서도 냉각된 수온이 수일동안 지속되는 것을 확인하였다. 태풍이 통과한 후에 표층냉각은 더욱 강화되더라도 그러한 변화를 발생시킨 태풍에게는 큰 영향을 줄 수 없으나 그 해역을 연달아 통과하는 다음 발생 태풍에게는 치명적인 영향을 줄 수 있다.

본 연구의 태풍 에위니아 이후 다음 발생 태풍은 4호 빌리스이다. 태풍 에위니아가 통과하면서 태풍 빌리스가 통과할 해역의 해수면온도를 약 2°C 하강시키고 해수면고도는 약 3.5cm 하강시켰다. 선행 태풍이 없었다면 태풍 빌리스는 표층

수온이 약 30℃이고 해수면 고도는 평균 약 14cm인 해역을 통과하였을 것이다. 결론적으로 태풍 빌리스는 태풍 에위니아의 영향으로 해양으로부터 태풍 발달에 필요한 충분한 에너지를 받지 못했을 것이라 사료된다. 결국 태풍 빌리스는 최대 풍속 33m/s이상의 TY로 성장하지 못하였다. 이것은 선행 태풍이 발생시킨 냉각 자취의 형성 및 지속이 다음 태풍의 강도변화에 영향을 줄 수 있다는 점에서 그 중요성이 매우 크다.



참고문헌

- 김백조, 2006: 태풍예측 향상을 위한 태풍관측 현황과 전략. *한국방재학회지*, 6, 117-125.
- 김주홍, 허창희, 백종진, 2002: 1951-2001동안 한반도 주변을 통과하는 태풍에 대한 연구. *대기*, 12, 436-439.
- 남성현, 윤재열, 김 구, 2004: 동해 실시간 해양관측 부이로부터 관측한 태풍 매미에 대한 연안해양의 반응 고찰. *한국해양학회 바다*, 9, 111-118.
- 문일주, 심재설, 민인기, 최의수, 2007: 이어도 과학기지의 해양 기상학적 중요성. *2007 이어도 연구 학술세미나 논문집*, 85-91.
- _____, _____, 이동영, 이재학, 민인기, 임관창, 2010: 이어도 종합해양과학기지를 활용한 태풍연구: Part I. 태풍관측의 중요성 및 현황. *한국기상학회*, 20, 247-259.
- _____, 김성훈, 심재설, 유주형, 권석재, 2009: Response of the Changjiang diluted water to typhoons in the East China Sea. *2009 추계한국해양학회 발표논문집*, 65-65.
- _____, _____, 정영윤, 심재설, 임관창, 2010: 태풍 예측 및 연구에 있어 이어도 과학기지의 중요성. *Ieodo Journal*, 1, 210-226.
- 변재영, 김백조, 2006: TRMM TMI 관측과 태풍강도의 관련성. *2006 가을학술발표대회 논문집*, 116-117.
- 이두호, 권혁조, 원성희, 박선기, 2006: 모수화된 해면 냉각을 활용한 태풍 모의 실험, *대기*, 16, 97-110.
- 최의수, 문일주, 2008: 한반도 강수 및 풍속의 극값 변화, *대기*, 18, 397-416.
- 홍철훈, 2003: 3차원 원시모델을 이용한 태풍통과시 일본 북부 연안역에서 발생한 연안용승 연구. *한국수산학회*, 36, 723-734.
- _____, 2008: 북서태평양에서 3차원 수치모델을 이용한 해수면냉각에 미치는 태풍의 영향. *한국수산학회*, 41, 518-524.

- _____, 손익성, 2004: 태풍통과시 동해에서의 해수면 냉각현상. *한국수산학회*, **37**, 136-147.
- Blumberg, A. F. and H. J. Herring. 1987: Circulation modeling using orthogonal curvilinear coordinates, p. 55-88, *In* J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart(eds), *Three-Dimensional Models of Marine and Estuarin Dynamics*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amesterdam.
- Chang, S. W., and R. A. Anthes, 1978: Numerical simulations of ocean's nonlinear baroclinic response to translating hurricanes. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 468-480.
- Cione J. J., E. W., Uhlhorn, 2003: Sea surface temperature variability in hurricanes : Implications with respect to intensity change. *Ameri. meteor. Soci.*, **131**, 1783-1796.
- Cornillon P., L. Stramma, and J. F. Price, 1987: Satellite measurements of sea surface cooling during hurricane Gloria. *Nature*, **326**, doi:10.1038/326373a0, 373-375.
- Dickey T., D. Frye, J. McNeil, D. Manov, N. Nelson, D. Sigurdson, H. Jannasch, D. Siegel, A. Michaels, and R. Johnson 1998: Upper ocean temperature response to Hurricane Felix as measured by the Bermuda testbed mooring. *Mon. Wether Rev.*, **126**, 1195-1201.
- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-604.
- _____, and M. Zivkovic-Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1766-1782.
- Huang, T.-S., C.-C. Wu, and I-I Lin, 2004: The impact of SST cold wake induced by typhoon Rusa(2002) on the intensity evolution of Typhoon Sinlaku(2002). *Proc., 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. American Meteorological Society, Boston MA.* 657-658.

- Lee, D. K., and P., Niler, 2003: Ocean response to typhoon Rusa in the South sea of Korea and in the East China Sea. *J. Oceanogr. Korea*, **38**, 60-67.
- Lin, I. I., C. C. Wu, I. F. Pun, and D. S. KO, 2008: Upper-ocean thermal structure and the Western North Pacific category 5 typhoon. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 3288-3306.
- _____, I. F. Pun, and C. C. Wu, 2009a: Upper-ocean thermal structure and the Western North Pacific category 5 typhoon. Part II: Dependence on translation speed. *Mon. Weather Rev.*, **137**, doi:10.1175/2009MWR2713.1., 3744-3757.
- _____, W. T. Liu, C. C. Wu, J. C. H. Chiang, and C. H. Sui, 2003: Satellite observations of modulation of surface winds by typhoon-induced upper ocean cooling. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1131, doi:10.1029/2002GL015674,
- Mellor, G. L., and T. Yamada, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, No. 4, 851-875, 1982.
- Mitchell, D. A., W. T. Teague, E. Jarosz, and D. W. Wang, 2005: Observed currents over the outer continental shelf during hurricane Ivan. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L11610, doi:10.1029/2005GL023014.
- Moon, I.-J., 2005: Impact of a coupled ocean wave-tide-circulation system on coastal modeling. *Ocean Modeling*, **8**, 203-236.
- _____, I. Ginis, and T. Hara, 2004: Effect of surface waves on air-sea momentum exchange: II. Behavior of drag coefficient under tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, **61**(19), 2334-2348.
- _____, and S. J. Kwon, 2010: Impact of upper-ocean thermal structure on the intensity of Korean peninsular landfall typhoons, *Progress in Oceanography*, accepted.

- Oey, L.-Y., T. Ezer, D.-P. Wang, X.-Q. Yin and S.-J. Fan, 2007: Hurricane-induced motions and interaction with ocean currents, *Cont. Shelf Res.*, **27**, 1249-1263;doi:10.1016/j.csr.2007.01.008.
- Ooyama, K. V., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 369-380
- Price, J. F., 1981: Upper Ocean Response to Hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 153-175.
- _____, T. B. Sanford, and G. Z. Forristall, 1994: Forced stage response to a moving hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 233-260.
- Shang, S. L., Li, F. Sun, J. Wu, C. Hu, D. Chen, X. Ning, Y. Qiu, C. Zhang, and S. Shang, 2009 : Changes of temperature and bio-optical properties in the South China Sea in response to typhoon Lingling, 2001. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L10602, doi:10.1029/2008GL033502.
- Shay, L. K., P. G., Black, A. J., Mariano, J. D., Hawkins, L., Russell, 1992: Upper ocean response to hurricane Gilbert. *J. Geophys. Res. Lett.*, **97**, 227-248.
- Son, S. H., P. Trevor, F.-Y. Cesar, B. Heather, D. Emmanuel, Y. Wu, and S. Shubha, 2007: Possible biogeochemical response to the passage of Hurricane Fabian observed by satellite. *J. of Plankton Research*. **29**, 687-697.
- Tsai, Y., C. S. Chern, and J. Wang, 2008: The upper ocean response to a moving typhoon. *J. Oceanogr.*, **64**, 115-130.
- _____,_____, 2008: Typhoon induced upper ocean cooling off northeastern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14605, doi:10.1029/2008GL034368.
- Tseng, Y.-H., S. Jan, D. E. Dietrich, I. I., Lin, Y. T., Chang, and T. Y., Tang , 2010: Modeled oceanic response and sea surface cooling to typhoon Kai-Tak. *Terr Atmos. Ocean. Sci.*, **21(1)**, 85-98.

- Wentz, F. J., C. Gentemann, D. Smith, and D. Chelton, 2000: Satellite measurements of sea surface temperature through clouds, *Science*, **288**, 847-850.
- Wada, A. 2002: The processes of SST cooling by typhoon passage and case study of typhoon Rex with a mixed layer ocean model. *Meteorol. Geophys.*, **52**, 31-66.
- _____, 2005: Numerical simulations of sea surface cooling by a mixed layer model during the passage of typhoon Rex. *J. Oceanogr.*, **61**, 41-57.
- Walker, N., R., Leben, S., Balasubramanian, 2005: Hurricane-forced upwelling and chlorophyll *a* enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18610, doi:10.1029/2005GL023716.
- Wu, C. -R., Y. -L., Chang, L. -Y., Oey, C. -W. J., Chan, and Y. -C., Hsin, 2008: Air sea interaction between tropical cyclone Nari and Kuroshio. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L12605, doi:10.1029/2008GL033942.
- Xiaoping J. Z., Zhong, J. Jing, 2009: Upper ocean response of the South China Sea to typhoon Krovanh(2003). *Dynamic of Atmospheres and Oceans*, **47**, 165-175.
- Yin, X. Z., Wang, Y. Liu, and Y. Xu, 2007: Ocean response to typhoon Ketsana traveling over the northwest Pacific and a numerical model approach. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21606, doi:10.1029/2007GL031477.
- Zheng Z. W., C. R. Ho, and N. J. Kuo, 2008: Importance of pre-existence oceanic conditions to upper ocean response induced by super typhoon Hai-Tang. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20603, doi:10.1029/2008GL035524.

감사의 글

석사학위 논문을 마치며 오늘의 저를 있게 해주신 분들께 감사한 마음을 전하고자 글을 올립니다.

먼저 저에게 새로운 학문의 길을 열어주신 지도교수 문일주 교수님의 은혜에 고개숙여 깊이 감사드립니다. 교수님의 세심한 배려와 관심덕분에 저의 부족한 논문이 비로소 완성될 수 있었습니다. 그리고 바쁘신 가운데 정성을 다하여 심사해주신 방익찬 교수님, 강기룡 박사님께도 대단히 감사드립니다.

연구실의 귀감이 되어주시는 최의수 선배님, 강경식 선배님, 김지희 선배님 그리고 강미영 선배님께도 고마움을 전합니다. 그리고 언제나 연구와 마음가짐에 있어 소중한 충고와 도움을 주신 이준호 선배님도 정말 감사드립니다.

또한 제가 대학원 생활을 잘 할 수 있었던 것은 연구실에 계신 분들 덕분입니다. 항상 최고의 인생을 추구하시는 오상명 선배님, 모든 것에 능하신 김성훈 선배님, 뛰어난 집중력과 사고력을 지니신 김민영 선배님, 제일 좋은 자리에 앉아 꾸준히 노력하시는 김광석 선배님, 대단한 인내력을 지니시고 잘생긴 고철민 선배님, 인간미 철철 흐르는 임명순님, 항상 웃는 얼굴이 매력적인 현유선님, 마음씨 고운 떡튀 오유정님과 윤현아님, 장수아님의 앞날에 무궁한 영광이 깃들기 바라며 항상 좋은 일과 행운이 가득하길 기원합니다.

하늘에서 응원해주시는 아버지, 늘 믿어주시고 격려를 아끼지 않으시는 어머니 그리고 정말 착하고 귀요미 영솔이에게도 감사한 마음을 전합니다. 제가 가족의 은혜에 보답할 수 있도록 항상 노력하겠습니다.

저의 생활에 힘이 되어 주고 자랑스러운 김보라님, 장아영님, 오혜경님, 정아름님, 이치훈님 그리고 저의 생활을 풍요롭게 해주시는 똑똑하고 근면한 장승우님께도 감사의 말씀을 드립니다. 항상 저의 곁에서 칭찬과 격려 그리고 믿음을 주셔서 제가 행복한 사람이라는 것을 다시금 떠올리게 됩니다.

지면을 통해서 일일이 언급을 못하였지만 모든 분들의 도움이 없었더라면 학위과정을 무사히 마치지 못했을지도 모릅니다. 앞으로도 은혜에 보답하며 건강하고 성실하고 정직하게 살아가겠습니다. 정말 감사드립니다.

2010년 12월 31일 정 영 윤