

북서태평양에서 3차원 수치모델을 이용한 해수면냉각에 미치는 태풍의 영향

홍철훈

부경대학교 해양생산시스템관리학부

A Numerical Study of Sea Surface Cooling with the Passage of Typhoon Abby in the Northwestern Pacific

Chul-Hoon HONG

Department of Marine Production Management, Pukyong National University, Busan 608-737 Korea

A three-dimensional primitive equation model (POM) and the buoy data (2900 N, 13500 E) from the Japan Meteorological Agency (JMA) for 27 typhoons between 1982 and 2000 are used to investigate the sea surface cooling (SSC) that accompanies typhoons in the northwestern Pacific. Observed sea surface temperatures (SSTs) rapidly drop 0.6 to 4.3 °C, and SSC continues for several weeks after the passage of a typhoon. The model, which covers most of the northwestern Pacific (24°N to 52°N), simulated Typhoon Abby over the tropical Pacific, and successfully reproduces many observed features, including the pattern of SST decrease, inertial oscillations, etc. The model accurately simulated the SSC process, suggesting that the cyclonic eddy with a radius of a few hundred kilometers that trailed Typhoon Abby plays an important role in SSC.

Key words: POM, Sea surface cooling, Typhoon Abby, Cyclonic eddy, JMA

서론

태풍 통과시 대양에서 해수면 온도가 냉각되는 현상 (Sea Surface Cooling; SSC)은 1960년대 이래 널리 알려져 왔다 (Jordan, 1964; Leipper, 1967; Wright, 1969; Fedorov et al., 1979; Price, 1981; Dickey et al., 1998). 이들 보고에 의한 냉각범위는 대개 1-6 °C 범위였다. 한편, 태평양에서 SSC에 대해 관측된 보고는 대서양에 비해 비교적 적은 편이다 (Pudov et al., 1979; Taira et al., 1993).

Price (1981)은 허리케인에 대한 해양응답에 관해 관측결과 및 다층모델을 이용하여 혼합층 저면에서의 연직속도변화를 조사하였고 SSC를 일으키는 일차적인 기작이 연행 (entrainment) 및 용승 (upwelling)임을 지적한 바 있다. 이후에도 SSC에 관한 많은 연구가 수행되었지만 주로 혼합층 모델을 이용한 연구가 주류를 이루었다 (Price et al., 1986; Price et al., 1994; Jacob et al., 2000; Jacob et al., 2003; Wada, 2005). 그러나 SSC를 모델링함에 있어 혼합층 모델의 단점은 SSC 발생의 핵심 요소인 연직속도구조 및 밀도장의 시공간변화를 충분히 표현하기가 곤란한 점에 있다. 더구나 태풍통과로 인한 수주·평창 수축을 유도하여 태풍 주변의 SSC의 변화에 영향을 미치는 해저지형효과를 반영하지 못한다.

Hong et al. (2003)은 동중국해에서 3차원 원시모델 (Princeton Ocean Model, POM)을 이용, 태풍 Holly를 모사하여 태풍 후면

에 대규모 저기압성 소용돌이가 발생하고 이 소용돌이가 태풍의 이동과 함께 그 뒤를 따르고 있음을 보였고, Hong (2003)도 POM을 이용한 북서태평양에서의 태풍 Oliwa 통과시에 유사한 대규모 저기압성 소용돌이가 발생함을 보였다. 관측상의 어려움으로 현재까지 이러한 소용돌이의 존재를 증명하지는 못했다 하더라도 일찍이 2차원 순압 모델상에서도 (Hong et al., 1989; Oh et al., 1990) 이미 그 존재가 지적된 바가 있어 실존 가능성이 더욱 클 것으로 생각된다. 본 연구에서는 북서태평양에서 태풍 Abby 통과시 3차원 원시모델 (POM)을 이용하여 SSC의 발생과정을 보이고 태풍 뒤에 발생하는 소용돌이의 역할에 대해 조사한다.

자료 및 방법

수치모델

본 연구에 사용된 수치모델은 Blumberg and Mellor (1987)가 개발한 POM이며, 본 연구 목적에 맞게 변형된 모델 구조는 모델태풍, 레벨 수 또는 해저지형 등을 포함한 수개의 요소들을 제외하고는 Hong et al. (2003)의 모델과 기본적으로 같다. 본 연구의 모델은 레벨 수가 26개이고, 격자간격은 x, y 방향 각각 20 km이며, 동쪽과 남쪽에 개방경계를 갖고 대부분의 북서태평양을 포함한다 (Fig. 1). 해저지형자료는 NOAA에서 얻었으며 가파른 지형을 평활화 (smoothing)하여 시그마좌표계에서 발생할 수 있는 비정상적인 흐름을 배제하였다. 초기 조건으로 수온은 수평적으로 균질화되었고, 표면 29 °C에서 수심에 따라 지수함수적으로 감소한다. 수온의 e-folding 스케

*Corresponding author: hongch@pknu.ac.kr

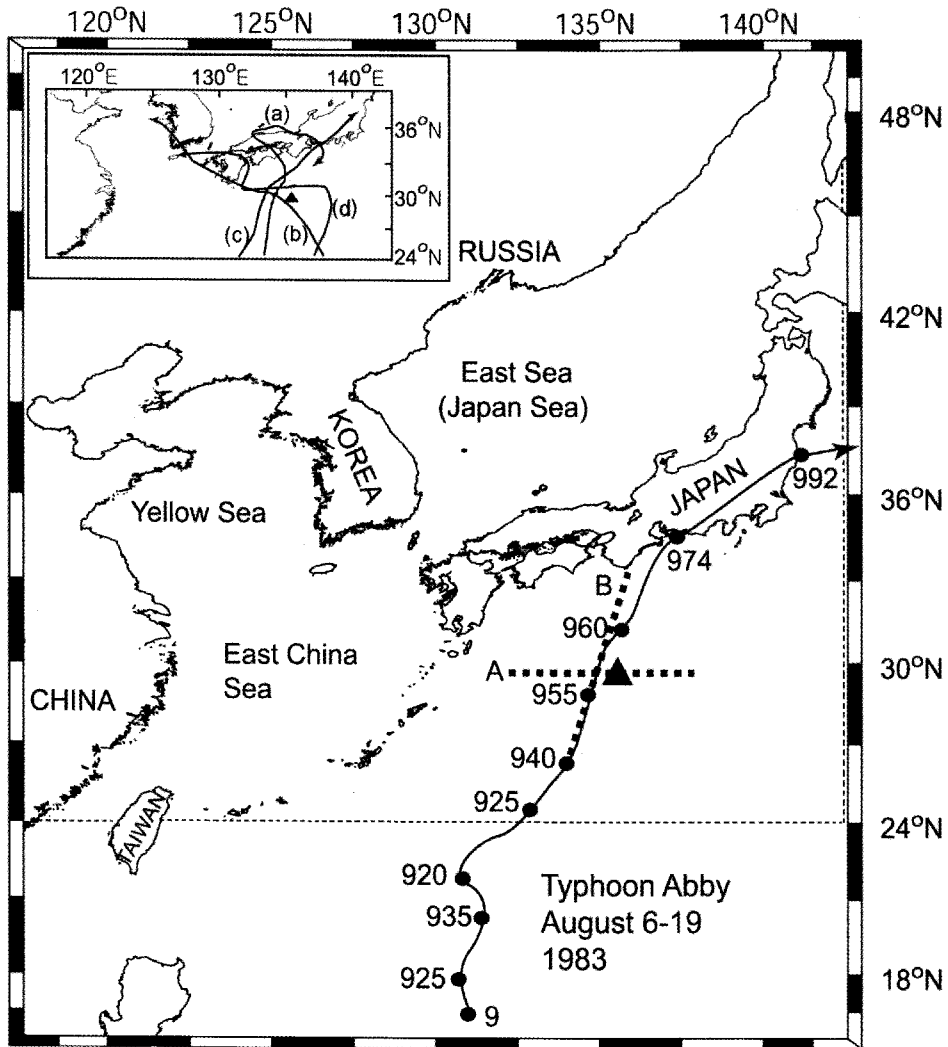


Fig. 1. Map of the northwestern Pacific. The model domain is depicted by a rectangle, and dotted lines show the open boundaries. The thick line is the path of Typhoon Abby; dots are one day apart; the number to the right of the southernmost dot along the track represents the date in August 1983 (local time), and other numbers denote central pressures. The triangle represents the JMA buoy station (29°00'N, 135°00'E), and the thick-dotted lines provide profiles of temperature and vertical velocity at 15:1500. The lines in the small top panel show the tracks of the four typhoons in Fig. 2.

일은 100 m이다. 또 모델을 단순화하기 위해 편의상 염분은 일정한 값 (34.50 psu)을 유지하여 그 변화로 인한 영향을 무시하였으며, 쿠로시오와 같은 기본류나 해수면을 통한 열교환도 고려하지 않았다. 개방경계에서 내부법선속도는 Sommerfeld 방사조건, 수위는 외부개방경계조건, 수온 및 염분은 slippery 조건에 의해 결정된다 (POM 모델 구성에 대한 보다 상세한 설명은 Mellor, 1996 참조).

대기조건에 있어 태풍의 기압 (hPa)은 Fujita (1952)식, 바람은 Miyazaki et al. (1961)을 적용하였다. 태풍 Abby (Fig. 1, 태풍경로 참조)는 1983년 8월 발생한 초대형 태풍으로서, 최소중심기압이 890 hPa이었으며, 본 연구에 사용된 관측자료를 얻은 일본기상청 (Japan Meteorological Agency; JMA) 부이관측점 100 km 서방을 1983년 8월 15일 15:00시 (이후부터

15:1500이라 함)에 통과하였다. 모델계산은 Abby의 최대 변성기를 포함하여 13일간 수행되었다.

태풍 통과시 수온변화는 1982년-2002년 동안 일본기상청 해상관측부이 (29°00'N, 135°00'E)에서 얻은 자료를 사용하여 관측부이 근처를 통과한 27개 태풍에 대해 분석하였으며 이중 SSC 현상을 가장 잘 나타내는 4개 태풍 (Fig. 1 내의 사각도표 참조)에 대해 분석한 결과를 제시한다.

결 과

SSC 관측

Fig. 2에 대표적으로 제시한 태풍통과시의 수온변동의 예에서 태풍통과시의 일반적인 수온변화의 특징을 알 수 있다. 1997년 7-8월 통과한 태풍 Rosie (Fig. 2a)시의 특징을 보면

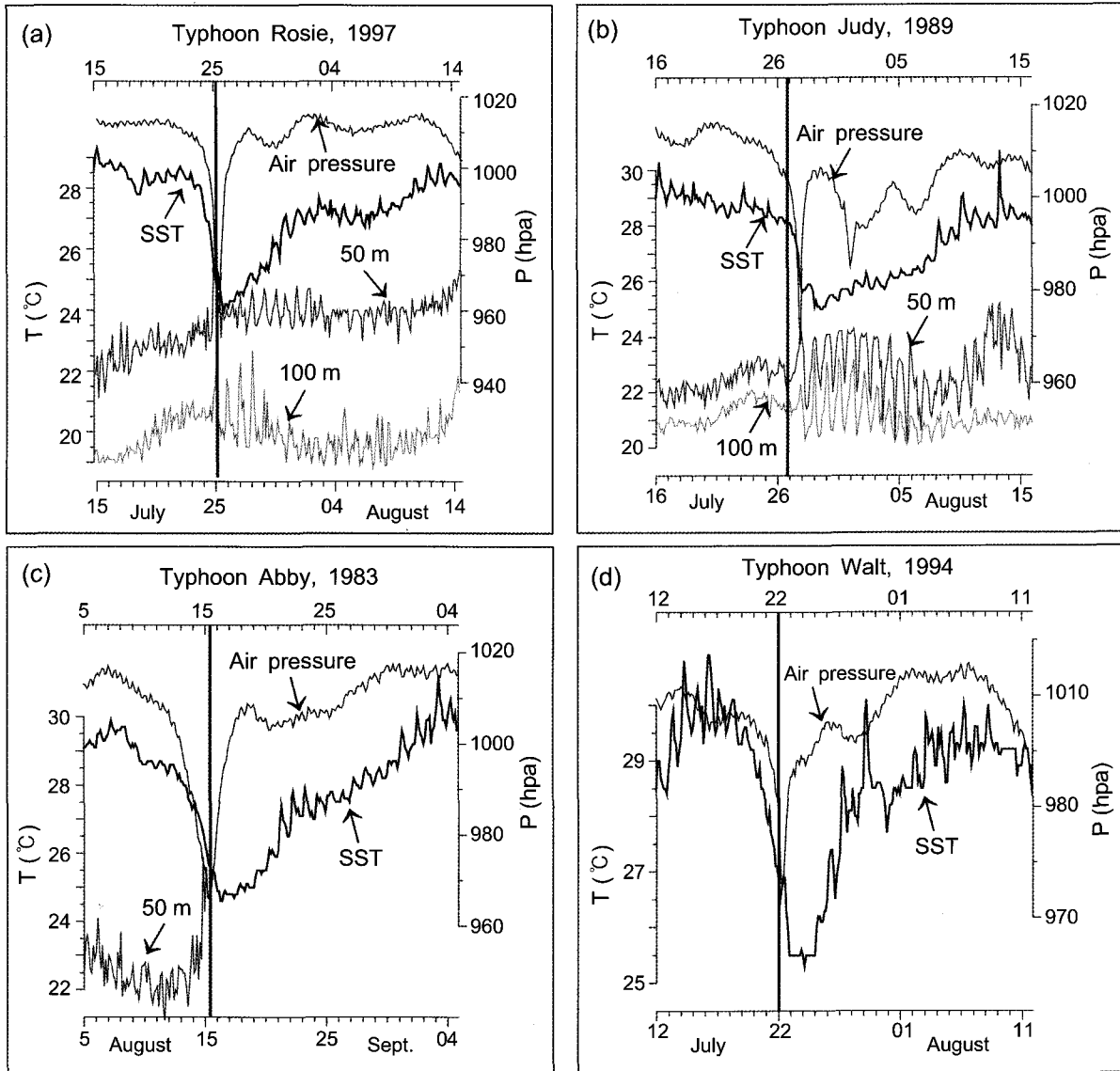


Fig. 2. Time series of the observed air pressure (hPa), SST ($^{\circ}\text{C}$), and temperatures at 50 m and 100 m depths at the JMA buoy station during typhoons (a) Rosie, (b) Judy, (c) Abby and (d) Walt. Some data from typhoons Abby and Walt have been lost. The vertical lines show when the typhoons passed closest to the buoy station.

부이 근처를 통과할 시기에 해면온도 (sea surface temperature, SST)는 약 4°C 이상 감소한다. 흥미로운 것은 이 시기에 50m 및 100 m 수심에서는 표면과는 반대로 약 1°C 정도 증가하고 있다는 점이다. 특히 SST가 태풍통과 이전의 수온상태로 회복하는데 약 20일 정도 소요되었으며, 50 m 및 100 m 수심에서는 관성진동을 수반하면서 서서히 감소하여 태풍통과이전의 수온상태로 복원되는 경향을 보였다. 유사한 현상이 태풍 Judy (Fig. 2b; 1997년 7월 통과)나 본 연구의 수치실험 모사태풍인 Abby (Fig. 2c), 관측부이 우측을 통과한 태풍 Walt (Fig. 2d; 1994년 7월 통과) 등에서 나타났다. 즉 태풍통과 시 SST의 급격한 하강, 통과 후 20여 일간 SSC의 지속현상 및 태풍통과 후 관성진동 등이 잘 나타났다. 다만, 태풍 통과 시 50 m나

100 m 층에서의 일시적인 수온 상승에 관하여는 태풍 Judy의 경우는 태풍 Rosie 와 같이 잘 나타나고 있으나 태풍 Abby 및 Walt의 경우는 일부 관측치 손실로 잘 알 수가 없었다. 특히 SST 최소값이 태풍통과 후 약 1일 뒤에 발생하는 점도 흥미롭다. 이것은 태풍통과 후에도 혼합현상이 일정시간 계속되고 있음을 시사한다. 이러한 제 특징들은 Taira et al. (1993) 이 태풍 Nelson 통과 시의 관측결과에서도 나타난 바 있다. 본 연구에서는 SSC가 어떻게 발생하는지에 대해 주목하여 수치실험을 수행하였다.

수치실험

Fig. 3에 제시된 모델결과는 관측에서의 주된 특징들을 잘

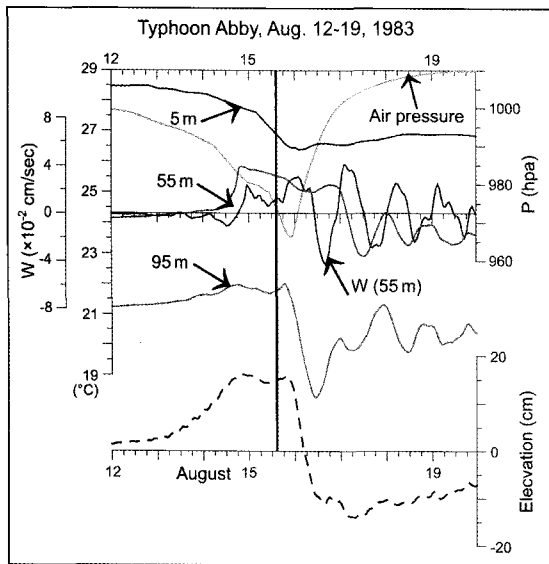


Fig. 3. Time series of the calculated air pressure (hpa), and temperatures ($^{\circ}\text{C}$) at 5 m, 55 m, and 95 m depths, vertical velocity ($\times 10^{-2}$ cm/sec; W) at 55 m, and elevation at the buoy station. Data before 12:0000 are excluded because of small variations in variables.

보여준다. 즉 SST에 상당하는 5 m 수층에서의 수온변화를 볼 때 태풍통과 시 약 3°C 정도 빠르게 냉각되었고, SSC는 모델계산 종료시 (19:2100)까지 계속되었으며, SST 최소값은 태풍통과 후 약 12시간 뒤에 발생했다. 또 관측 수심 50 m, 100 m에 상당하는 수심 각각 55 m, 95 m 층에서 표층과 달리 1°C 정도 증가했고 태풍통과 후에는 관성진동이 특히 하층 (95 m)보다 중층 (55 m)에서 보다 현저하게 나타났다. 여기서 55 m 수심에서의 연직방향 속도 w 를 주목해 볼 때, 태풍 Abby가 통과하기 약 1일 전부터 상승류 (약 2×10^{-2} cm/sec, 약 20 m/일)가 발달하고 태풍통과 후 약 12시간 뒤에 최대 (약 25 m/일)가 되는데 이때 SST가 최소값에 도달된다. 즉 관측에서 보여준 SSC는 태풍 통과와 함께 발생하는 연직용승류에 기인하는 것으로 해석할 수 있다. 한편, 55 m 및 95 m 층에서의 수온 최대값은 태풍 Abby가 통과하기 1일 전 침강류 (최대 1.1×10^{-2} cm/sec, 약 10 m/일)가 종료된 시점 (14:1800)에서 발생하여 상층류와의 혼합에 의해 수온상승이 유도되었다. 즉 관측에서 보여준 태풍통과시 이들 층에서 발생한 수온 최대값은 태풍통과 전 침강류 발생으로 상층 고온수와 의 혼합에 의해 발생한 것으로 해석할 수 있다. 또 연직방향의 속도 w 에서 발생한 관성진동이 수온진동과 거의 일치하여 (특히 95 m 층) 관측상에서 보여준 관성진동은 수주의 수축 및 팽창에 의해 유도된 것으로 해석된다.

Fig. 4는 태풍이 관측부이 (도표 내 BY점) 근처를 통과하는 15:1500에 태풍중심 (도표 내 표지 §)에서 동서 (Fig. 4 상도; 단면 A)·남북 (Fig. 4 하도; 단면 B) 방향 단면상의 흐름 및 수온분포를 보여준다. 수평방향의 흐름에 대비하여 연직흐름 상태를 보다 잘 파악하기 위하여 연직속도를 확대 ($\times 10^{-3}$

cm/sec) 도시하였다. 태풍 중심근처에서 동서방향의 흐름구조 (Fig. 4 상도)를 볼 때, 표면에서의 Ekman 발산류와 관련하여 중심외측방향으로 보다 차가운 해수를 수송하고 태풍중심 부근에 강한 용승류가 발생하면서 이 용승류에 의해 SSC가 직접적으로 유도됨을 알 수 있다. 태풍중심부를 제외한 표층 (약 50 m 이천해역)에선 용승에 의한 연직혼합보다 수평모멘텀 혼합이 보다 강하게 나타났다. 한편, 남북 단면 B (Fig. 4 하도)를 보면, 태풍중심에서 남쪽으로 약 100 km 해역에는 중심보다 더 강한 용승류가 나타나고 있으나 태풍중심에서 약 300 km 해역 남방에서는 용승류가 약한 반면에 SSC는 더욱 강하게 나타남을 알 수 있다. 이것은 이 해역에서 새로운 역학평형이 이루어지고 있음을 시사한다. Fig. 5에서 수평방향의 흐름분포 (Fig. 5의 좌도; 화살표)를 볼 때, 이러한 연직흐름분포가 태풍중심 남쪽에 위치한 대규모 저기압성 소용돌이 장 (cyclonic eddy field, CEF) (Fig. 5; 화살표 및 부의 등고선 참조)의 발생과 관련됨을 알 수 있다. Fig. 3 (하도)의 관측부이 점에서의 해수면 변위의 시간변화를 보면, 태풍 Abby가 통과한 뒤에 급격히 부의 해수면 (-10 cm 이하)이 발생하고 수일 동안 (모델계산 종료 시까지) 지속됨을 알 수 있다. 이러한 부의 해수면은 태풍중심 남쪽에 위치한 저기압성 소용돌이 장을 반영한다. Hearn and Holloway (1990)는 태풍통과시의 해수면 변위가 정수압효과 (inverse barometric effect)와 Ekman 발산효과에 의해 일차적으로 결정된다고 분석한 바 있다. 전자가 저기압성 태풍의 특성상 해수면 상승에 기여한다면 후자는 해수면 하강에 기여한다. 한편, 태풍 중심 (도표상 \times) 주변은 Ekman 발산효과보다 더 강한 정수압효과로 인해 양의 해수면 (약 15 cm)이 발생하였다. Fig. 4에서 보였던 강한 SSC (26°C 이하)는 이 CEF 범위 내에 존재한다. 즉 태풍이 통과함에 따라 Ekman 발산효과에 따른 강한 용승 현상이 SSC를 급속히 강화시킨 것으로 해석할 수 있다. 그러나 태풍의 이동과 함께 후방을 따르는 CEF는 시간이 흐를수록 지형류평형상태를 취하게 되면서 용승현상은 멈추게 되고 (Hearn and Holloway, 1990) SSC는 더 이상 발전하지 않게 된다 (Fig. 5의 저기압 중심부근 저수온역 참조). 태풍이 더욱 북쪽으로 이동하게 되면 (Fig. 5의 우도), CEF는 보다 강화되고 반경 수백 km 규모로 더 커짐을 알 수 있다. 부이관측지점 (Fig. 5의 도표 내 검은 삼각형)이 CEF내에 존재하고 있음을 주목할 필요가 있다. 즉, 모델결과로 볼 때, 부이관측 (Fig. 2)에서 보여준 태풍통과 후 20여 일간 지속된 SSC 현상은 이 CEF에 의한 영향 때문인 것으로 해석할 수 있다. 더구나 CEF가 태풍 Abby와 함께 더 이상 북상하지 못하도록 일본 혼슈가 방벽역할을 하여 CEF가 혼슈남쪽에 일정기간 머물면서 부이관측해역에 지속적인 저온 영향을 미쳐 SSC의 장기간 지속현상을 유도한 것으로 해석된다.

고 찰

본 연구에서는 수치실험결과를 바탕으로 관측 (Fig. 2)에서

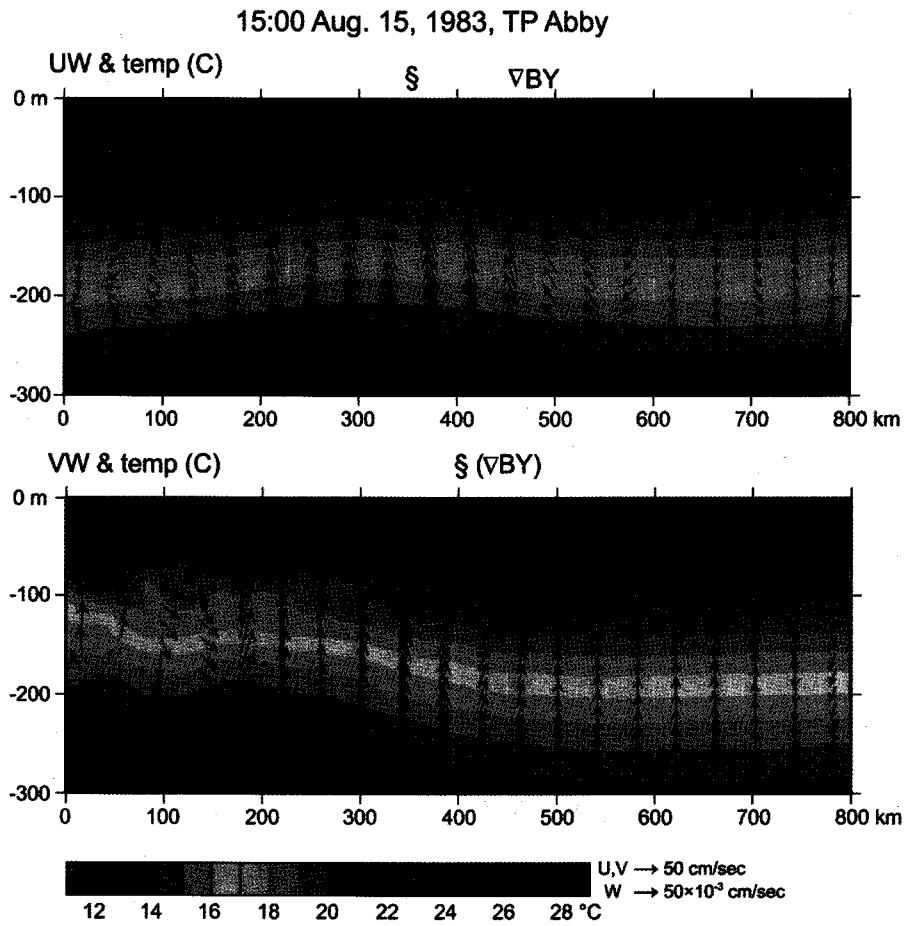


Fig. 4. Transect of temperature and vertical velocity at 15:1500 crossing the center of Abby (transect A, top), and along the track of Abby (transect B, bottom) (see Fig. 1 for transects A and B). The vertical velocity ($\times 10^{-3}$ cm/sec) is exaggerated.

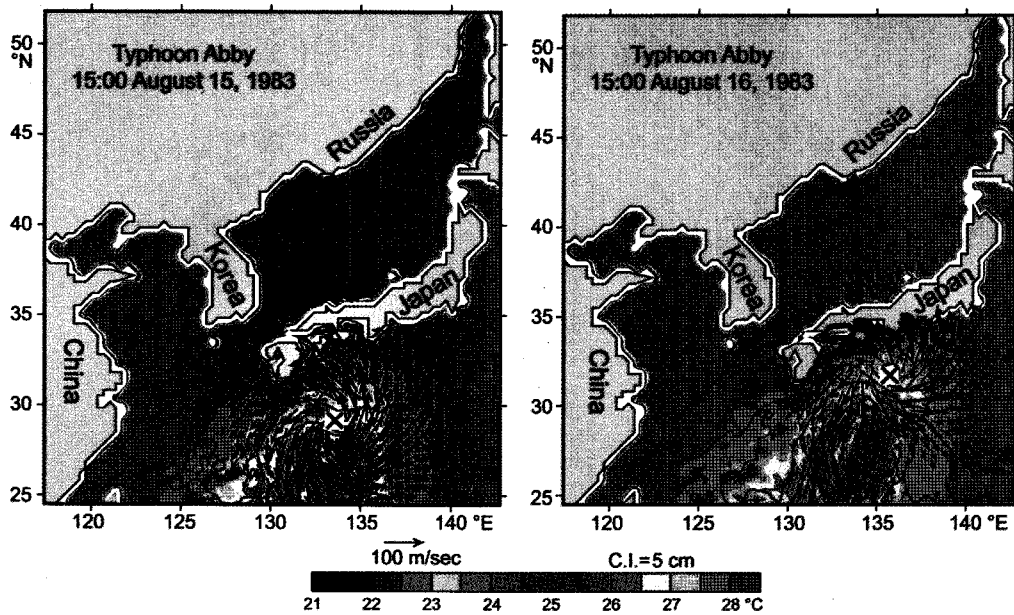


Fig. 5. Temperature, current, and elevation at 5 m depth, 15:1500 (left) and 16:1500 (right). Arrows have been truncated for currents smaller than 0.1 m/sec. The cross mark and triangle represent the center of Abby and the buoy station, respectively.

보여준 태풍 통과 후의 20여 일간의 SSC 유지가 CEF의 영향 때문인 것으로 해석하였다. 그러나 이론상 CEF의 존재가능성은 충분히 인정된다 하더라도 현재까지 CEF는 관측된 바가 없다. 따라서 이에 관한 보다 구체적인 실측연구가 필요할 것으로 생각된다. 한편 본 연구에서는 SSC의 발생 원인으로 용승을 주목하였다. 그러나 연행효과(entrainment)도 무시할 수 없을 것이다. 특히 태풍의 수평 모멘텀 혼합효과가 무엇보다 크게 작용할 것으로 예상되는 표층에서는 (Fig. 4 참조) 이 효과가 더욱 커질 것이다. 또 본 연구에서는 주된 현상만 포착하기 위해 모델을 매우 단순화하였다. 실험에서는 연구해역의 기본류들(예를 들면, 쿠로시오)이 무시되어 이로 인해 수평 모멘텀 효과를 저하시켜 열수송이나 소용돌이 효과를 과소평가하였을 것이다. 질행효과(detrainment) 또한 SSC의 변화에 영향을 줄 것으로 예상되나 본 모델의 한계를 넘는다. 해양·대기간 열교환작용도 무시되어 SSC를 일정부분 약화(Sakaida et al., 1998)시켰을 것이다. 이러한 제 효과들이 모델 결과에 영향을 미쳤을 것으로 예상된다 하더라도 주된 모델결과들을 크게 훼손하지는 않았을 것으로 생각된다. 이런 모델의 약점들은 추후 연구를 통해 보완되어야 할 것이다.

사 사

이 논문은 2004년 정부(교육인적자원부)의 재원으로 한국 학술진흥재단의 재원을 지원 받아 수행된 연구임(과제번호: R05-2004-000-10649-0(C00522)).

참 고 문 헌

Blumberg, A.F. and G.L. Mellor. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal Estuarine Sci., vol. 4, edited by N.S. Heaps, AGU, Washington, D.C., 1-208.

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 test bed mooring. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1195-1201.

Fedorov, K.N., A.A. Varfolomeev, A.I. Ginzburg, A.G. Zatsepin, A.Y. Krasnopevtsev and A.E. Skylarov. 1979. Thermal reaction of the ocean on the passage of the hurricane Ella. *Okeanologiya*, 19, 992-1001.

Fujita, T. Pressure distribution within typhoon. 1952. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.

Hearn, C.J. and P.E. Holloway. 1990. A three-dimensional barotropic model of the response of the Australian North West Shelf to tropical cyclones, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 60-80.

Hong, C.H. and J.H. Yoon. 1989. On the sea level variations of the Japan Sea in relation to typhoon, paper presented at Fifth Workshop, Jpn. And East China Seas Study, Kangnung, Korea.

Hong, C.H. and J.H. Yoon. 2003. A three-dimensional numerical simulation of Typhoon Holly in the northwestern Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 108, C8, 3282, doi:10.1029/2002JC001563.

Hong, C.H. 2003. A three-dimensional numerical study of coastal upwelling in the northern Japanese coastal region with the passage of Typhoon Oliwa. *J. Kor. Fish. Soc.*, 36(6), 723-734.

Jacob, S.D., L.K. Shay and A.J. Mariano. 2000. The 3D oceanic mixed layer response to hurricane Gilbert. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1407-1429.

Jacob, S.D. and L.K. Shay. 2003. The role of oceanic mesoscale features on the tropical cyclone-induced mixed layer response: A case study. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 649-676.

Jordan, C.L. 1964. On the influence of tropical cyclones on the sea surface temperature. *Proc. Sympo. Trop. Meteorol.*, Wellington, New Zealand Meteor. Serv., 614-622.

Leipper, D.F. 1967. Observed ocean conditions and Hurricane Hilda, 1964, *J. Atmos. Sci.* 24, 182-196.

Mellor, G.L. 1996. Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, report, 39 pp., *Atmos. Oceanic Sci. Prog.*, Princeton Univ., Princeton, N.J., 1-34.

Miyazaki, M., T. Ueno and S. Unoki. 1961. Theoretical investigation of typhoon surges along the Japanese coast, *Oceanogr. Mag.*, 13, 51-75.

Oh, I.S. and S.I. Kim. 1990. Numerical simulation of the storm surges in the seas around Korea. *J. Oceanogr. Korea*, 25, 161-181.

Pudov, V.D., A.A. Varfolomeev and K.N. Fedorov. 1979. Vertical structure of the wake of a typhoon in the upper ocean. *Okeanologiya*, 21, 142-146.

Price, J.F. 1981. Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 153-175.

Price, J.F., R.A. Weller and R. Pinkel. 1986. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *J. Geophys. Res.*, 91, 8411-8427.

Price, J.F., T.B. Sanford and G.Z. Forristall. 1994. Forced stage response to a moving hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 233-260.

Sakaida, F., H. Kawamura and Y. Toba. 1998. Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku area in

- August 1989, *J. Geophys. Res.*, 103, 1053-1065.
- Taira, K., S. Kitagawa, H. Otake and T. Asai. 1993. Observation of temperature and velocity from a surface buoy moored in the Shikoku basin (OMLET-88)-An oceanic response to a typhoon. *Journal of Oceanography*, 49, 397-406.
- Wada, A. 2005. Numerical simulations of sea surface cooling by a mixed layer model during the passage of Typhoon Rex. *Journal of Oceanography*, 61, 41-57.
- Wright, R. 1969. Temperature structure across the Kuroshio before and after Typhoon Shirley, *Tellus*, 21, 409-413.

2008년 10월 20일 접수

2008년 12월 22일 수리