

3차원 원시모델을 이용한 태풍통과시 일본 북부 연안역에서 발생한 연안용승 연구

홍철훈*

부경대학교 해양생산관리학과

A Three-Dimensional Numerical Study of Coastal Upwelling in the Northern Japanese Coastal Region with the Passage of Typhoon Oliwa

Chul-Hoon HONG*

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

A three-dimensional numerical model (POM) is implemented to examine coastal upwelling in the northern Japanese coastal region with the passage of Typhoon Oliwa in September 1997. Observed sea surface temperature (SST) decreased suddenly ranging from -6 to -7°C in the coastal regions, and such a SST decrease state lasted for more than ten days after the typhoon passed. The model successfully reproduces the observation and gives a clear explanation; the sudden decrease of SST occurred in the process of coastal upwelling with Ekman dynamics. The model also describes the sea surface cooling in the open ocean with vertical velocity.

Key words: Typhoon Oliwa, Coastal upwelling, POM, Ekman dynamics

서론

매년 적도해양에서 흔히 발생하는 태풍 (열대성저기압)은 북상하면서 북서태평양 연안역에 커다란 영향을 미친다. 태풍 통과시의 해수반응은 주로 폭풍해일의 문제로 취급되어왔고, 1960년대부터 북해를 중심으로 대부분 2차원 (2D) 순압모델을 이용하여 광범위하게 연구되어 왔으며 (이에 관한 종설 논문으로서 Heaps, 1983 참조), 북서태평양에서도 많은 연구가 이루어져 왔다 (예를 들면, Unoki et al., 1964; Oh et al., 1991, Hong and Yoon, 1992, Konishi and Tsuji, 1995). 그러나 수온변동과 같은 경압장 및 연직 속도취어 (velocity shear)를 표현할 수 없는 2D모델의 한계 때문에 연안용승현상과 같은 3차원적인 해수운동을 조사할 수가 없었다. 연안에서 발생하는 용승현상은 연안에 평행한 바람장이 형성되면 Ekman 수송이 발생하고 이 수송분에 대한 보류로서 연직상승류가 형성되는 과정에서 일어난다 (Yoshida, 1955). 그러므로 태풍통과시에도 연안에 평행한 바람이 형성되면 용승현상은 발생할 수 있다.

연안용승의 이론적인 연구에 관하여는 종래부터 많은 연구가 수행되어왔다. Suginohara (1974)는 내부 Kelvin과의 역할과 관련, 2차원 모델에서 이상적인 연안풍 조건하의 용승발생을 조사하였고, Yoon and Philander (1982)는 캘리포니아 연안의 잠류형성과정에서 연안용승의 역할을 조사한 바 있다. 또, 정상조건하에서 Ekman 수송을 설명하기 위해 감쇠중력모델 (reduced-gravity model)이 적용되기도 하였다 (예를 들면,

Gill, 1982; Cushman-Roisin, 1994). 일반적으로 태풍에 수반되는 바람에 의한 영향역은 연안에서 외해방향으로의 Rossby 변형반경의 크기에 따라 결정된다 (예를 들면, Kantha and Clayson, 2000). 이러한 많은 이론적 연구에도 불구하고 실제로 수치모델상에서 연안용승을 모사 (simulation)한 예는 극히 드물다. 이것은 연안용승이 켓트류, 전선와류 (frontal eddies) 등을 수반한 극도의 불안정성을 갖는 현상이므로 모델화하기가 쉽지 않기 때문이다. 또 다른 이유는 용승현상의 핵심을 이루는 연직속도를 잘 분해할 수 있고 동시에 중력파를 재현할 수 있는 3차원 원시방정식 모델이 드물었기 때문이다. 이러한 조건을 만족하는 모델이 Blumberg and Mellor (1987)에 의해 개발되었고, 1990년 초부터 전 세계적으로 널리 보급되기 시작하였다. 이들이 개발한 모델 (Princeton Ocean Model; POM)을 이용하여 Minato (1998)가 연안 내면에서의 태풍통과시의 해수반응을 조사한 바 있다. 그러나 연구영역이 작아 외양에서의 태풍의 영향을 충분히 고려하지 못했고, 무엇보다도 수온변동에 대해서는 조사하지 못했다. 한편, 우리나라에서도 POM을 이용하여 Hong (1999, 2003)이 태풍통과시 심해수를 포함한 외양에서의 해수변동을 조사한 바가 있다. 그러나 여전히 태풍통과와 관련된 수온변동에 대해 3차원 수치모델을 이용한 연구는 최근까지 거의 이루어지고 있지 않는 것 같다.

최근, Senjyu and Watanabe (1999)에 의해 태풍 Oliwa 통과시 (Fig. 1) 일본 북부 연안역에서 해면수온 (SST)이 급강하하는 현상이 관측되었다 (Fig. 2; 수온 값은 각 정점별 비교편의를 위해 28 °C로부터 1°C 감소하도록 표시되었다). 연안역 4개

*Corresponding author: hongch@pknu.ac.kr

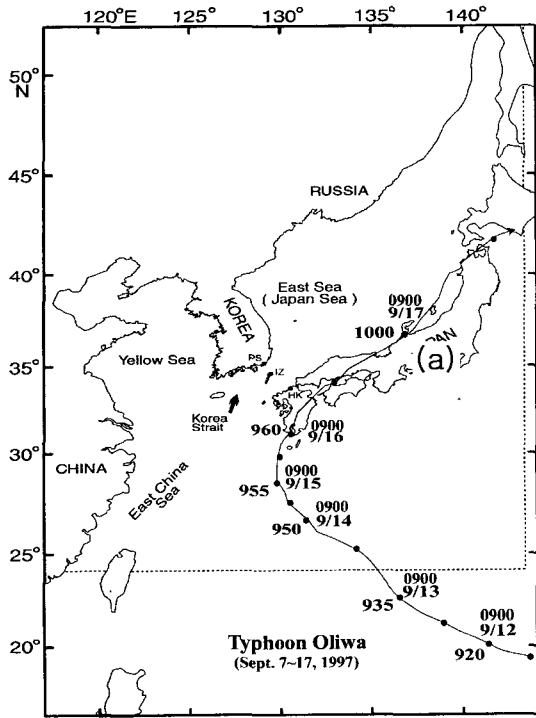


Fig. 1. Map of the northwest Pacific Ocean area. A track of Typhoon Oliwa is roughly given, and each time interval between black circles on the track is half day. The model domain is indicated by a rectangle, and the dashed lines show open boundaries in the model.

지점과 연안에서 약 40 km 떨어진 Mishima 섬에서 관측된 SST의 시계열 (Fig. 2a)은 태풍이 큐우슈우 남방에서 대체로 정북으로 이동하는 1997년 9월 14일부터 17일 사이에 이들

해역에서 약 $-6 \sim -7^{\circ}\text{C}$ 정도의 수온하강을 기록하였다.

페리보트를 이용하여 태풍통과 전후에 Mishima에서 관측된 결과 (Fig. 2a의 점선)도 그 하강수온은 연안역보다 작으나(약 -4°C), 변화경향은 유사함을 알 수 있다. Hamada (HA)에서는 수온하강이 다른 지역보다 하루 더 지속되고 있는 것은 흥미롭다. 이러한 연안역에서의 수온하강현상에서 무엇보다 주목되는 것은 태풍통과후 (9월 17일 이후) 본래의 온도로 회복되지 않고 열흘 이상 냉각된 상태를 지속한다는 점이다. 이와 같은 현상이 태풍 Oliwa가 북상중 일본북부연안에 평행한 바람이 부는 동안 (Senjyu and Watanabe, 1999; Fig. 6) 특별히 발달했다는 점에서 연안용승이 발생했음을 강하게 시사한다.

본 연구에서는 3차원 원시방정식모델 (POM)을 이용하여 태풍 Oliwa 통과시 일본북부연안에서 발생한 해면온도 급하강현상 (Fig. 2a)을 조사하고, 이 현상이 연안용승과정에서 발생한 것임을 밝힌다. 태풍통과시 연안용승에 관한 3차원 원시방정식상에서의 수치모델연구가 전 세계적으로 매우 드물고, 특히 북서태평양에서는 수행된 바가 없어 본 연구는 이 분야의 새로운 정보를 제공해 줄 것으로 생각된다.

자료 및 방법

수치모델

본 연구에서는 Blumberg and Mellor (1987)가 개발한 POM이 사용된다. 이 모델은 3차원 원시방정식, 시그마 (sigma) 좌표계를 이용하고, 순압 및 경압성분을 분리계산하는 모드분리법 (mode split method)을 이용하여 수치계산의 효율성을 높였다. 모델은 자유표면 (free surface)를 허용하고 있고, 연직층수를 임의로 조절할 수 있으므로 용승과 관련된 연직속도쉬어를 잘 분해할 수 있다. 또 수온장을 시간적분함으로써 관측

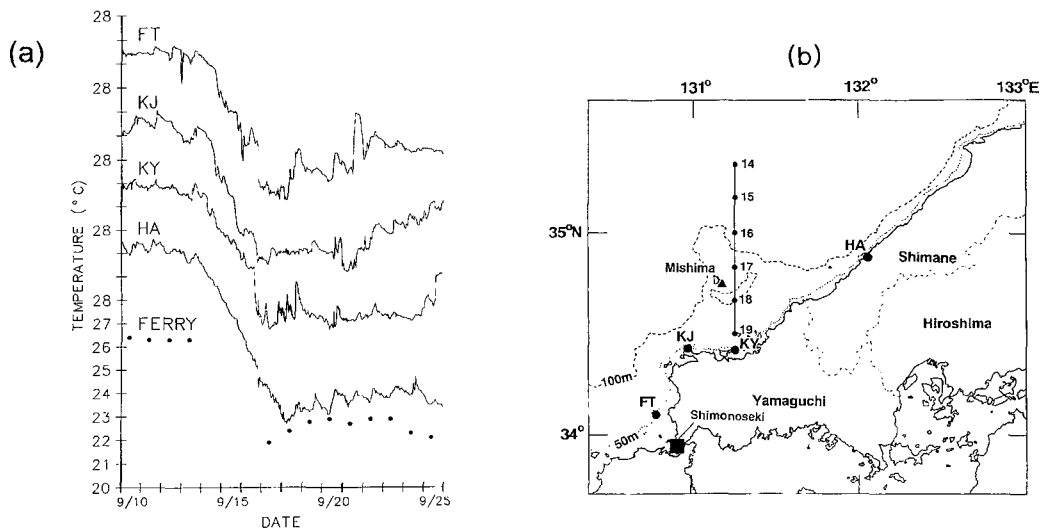


Fig. 2. Time series of sea surface temperature in coastal stations (a), and each observation station (b). Reproduced from Senjyu and Watanabe (1999).

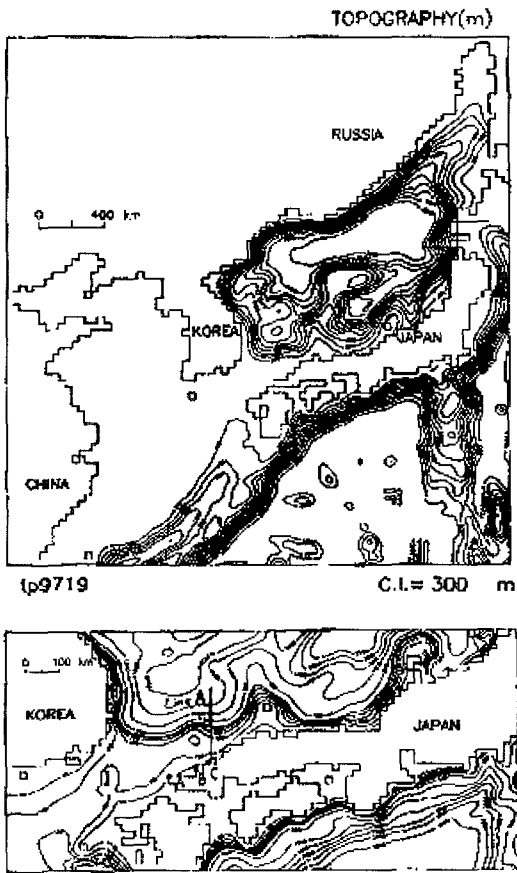


Fig. 3. The model domain (upper panel), and an enlarged map around the Korea/Tsushima Strait (lower panel). The model results are picked up at Sts. A, B, C and D corresponding to the observation stations. Line A gives vertical profiles of calculated velocity and temperature.

(Fig. 2)에서 보여준 태풍통과로 인한 SST의 급하강현상을 조사할 수 있다. 모델의 기본구조 (configuration)는 모사를 위한 태풍이 Holly에서 Oliwa로 바뀌고, 연구영역이 보다 광역으로 확장 (Fig. 1)된 것을 제외하면 Hong (1999)과 같다. 그 주요 특징은 직교좌표계에서, 격자간격은 동서방향 각 20 km, 연직층은 12층 ($\sigma=0.000, -0.016, -0.031, -0.063, -0.125, -0.250, -0.375, -0.500, -0.625, -0.750, -0.875, -1.000$)이다. 초기 조건에서, 연직수온은 표면의 27°C로부터 지수함수적으로 감소하고, 염분은 편의상 34.5 psu로 일정하게 주어진다. 개방경계에서, 내부 범선속도는 Sommerfeld 방사조건, 수위는 외부 개방경계조건, 수온 및 염분은 slippery 조건에 의해 결정된다. 모델을 단순화하기 위해 해면을 통한 열교환과 쿠로시오, 대마난류와 같은 기본장의 흐름들을 무시하였다 (POM 모델구성에 대한 보다 상세한 것은 Mellor (1996)을 참고).

Fig. 3은 모델해양을 보여준다. 남북으로는 24°30'N-52°00'N, 동서로는 117°25'E-143°00'E로 둘러싸인 해역으로서 동중국해, 황해 및 동해 전역이 포함되었다. 대한해협 부근을 확대한

해역이 Fig. 3의 하도에 주어진다. 계산결과는 관측점 (Fig. 2b), KJ, KY, HA 및 Mishima에 해당되는 각각의 정점 A, B, C 및 D에서 얻어진 결과와 비교된다. 또 용승현상의 시간변화를 살피기 위해 Line A에서 계산된 유속 및 수온단면도가 분석된다. 해저지형은 최대 3,600 m에서 절단 (cut-off)하였으며, 가파른 해저경사로 인해 발생할 수 있는 불안정을 완화시키기 위해 평활화하였다.

대기조건에 있어, 태풍의 기압은 Fujita (1952) 식, 바람은 Miyazaki et al. (1961)를 적용하였다. 태풍 Oliwa는 약 15일간 열대성저기압을 유지하였으나 계산은 태풍 번성기인 1997년 9월 7일 21시부터 약한 저기압으로 바뀐 9월 17일 21시까지 10일간 수행되었다.

결 과

외양에서의 태풍 Oliwa에 대한 해수반응

외양에서는 관측상의 어려움으로 인해 태풍의 거동을 조사하는 것이 매우 어렵다. 따라서, 태풍이 통과한 약 3-5일 뒤에 관측한다거나 (예를 들면, Price, 1981), 위성자료를 이용하여 조사하는 경우가 많다 (예를 들면, Stramma et al., 1996). 수치 모델링은 관측으로 확인하기 어려운 외양에서의 실시간 태풍의 거동을 이해하는 데에 좋은 정보를 제공할 수 있다. 먼저 일본북부연안에서 용승이 발생하는 과정과 관련하여 외양에서의 태풍거동에 따른 해수반응을 조사한다.

Fig. 4는 13일 09시부터 16일 09시까지의 해수면 변동을 12시간 간격으로 보여준다 (음영부분은 음의 해수면을 나타냄). 태풍 Oliwa의 중심 (x) 부근은 기압차에 의한 해수면 상승 (inverse barometric effect)으로 양의 고수면을 보여준다. 한편, 북위 30° 부근 중국연안 (Fig. 1)에서도 바람효과 (wind setup)에 의해 역시 고수면이 형성되고 있다. 태풍이 모델영역에 들어온 14일 09시 (Fig. 4b)에는, 황해, 동해를 제외한 북서 태평양 대부분에서 고수면을 보이고 있다. 주목되는 것은 태풍 뒤에 음의 해수면 (negative sea level, NSL)이 나타나는 점이다. 이것은 Hong and Yoon (2003)에서 지적한 바와 같이 Ekman 발산에 기인된다. NSL은 북서방향으로의 태풍 이동과 함께 그 크기가 확장되나 (Fig. 4c), 해저지형의 영향으로 (Fig. 3 상도) 포착 (trapped)되어 두 개로 분리된다 (Fig. 4d). 수심이 급격히 변화하는 대륙경사면 위에 형성된 NSL (Fig. 4c)은 태풍이 북상하는 동안 급속히 발달하여 (Fig. 4d) 중심수면이 약 20 cm까지 하강한다. 이것은 동중국해의 수심이 낮은 곳에서 NSL이 크게 발달한 Hong and Yoon (2003)의 결과와 잘 대응하고, NSL의 발달에 해저마찰영향이 크게 작용하고 있음을 시사한다. 한편, 14일 09시부터 15일 09시 (Fig. 4b-4c)에 걸쳐 태풍중심의 고수면의 영향을 받아 일본 북부연안을 따라 양의 해수면이 전파된다. Ekman 수송에 의한 연안역의 해수면 하강을 용승의 징후로 고려해 볼 때 이 시기에 일본북부연안은 아직 용승현상이 뚜렷하게 나타나지 않는다. 그러나 태풍이 정북으로 북상하면서 큐우슈우에 상륙하는 16일 09시 (Fig. 4d)에는 충분히

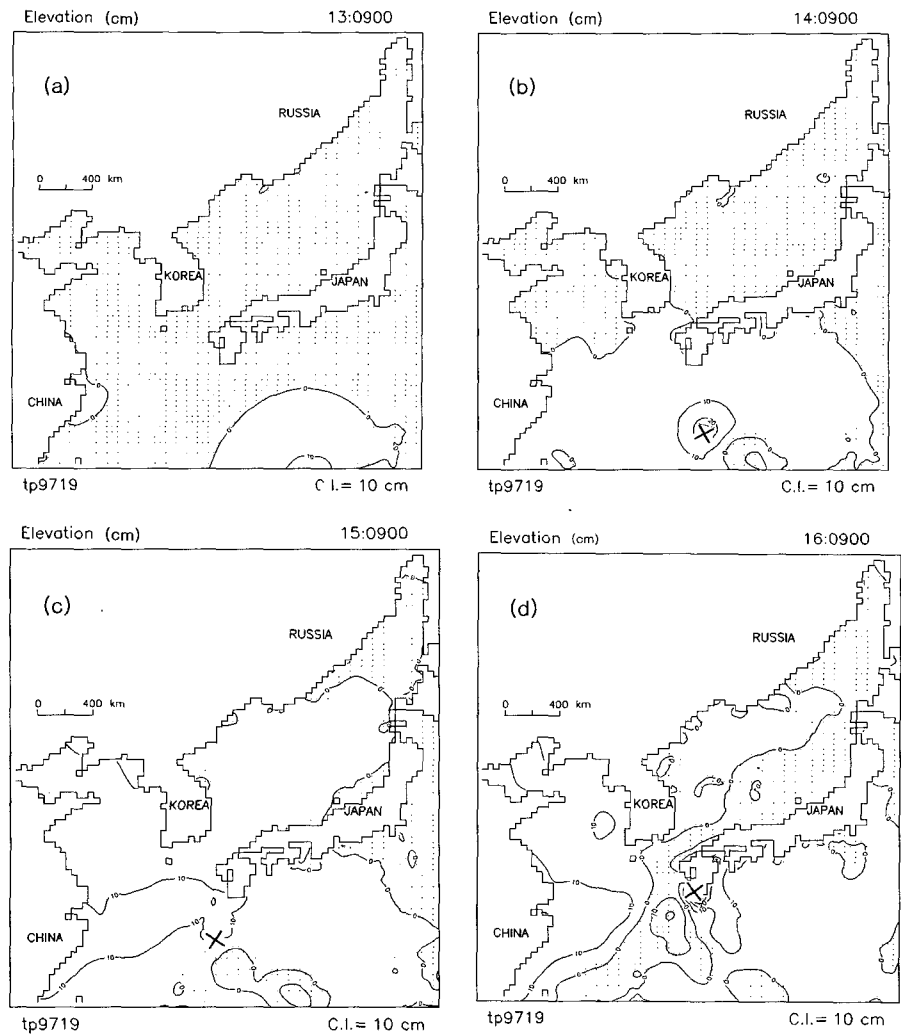


Fig. 4. Sea surface elevations from 0900 local time September 13, 1997 (hereinafter 13:0900) to 16:0900 with every one-day.

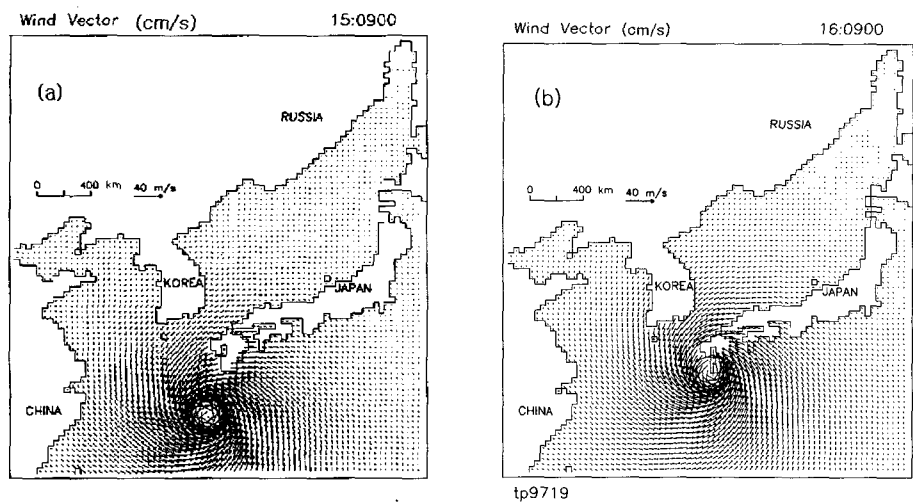


Fig. 5. Calculated wind vector (m/sec) at 15:0900 (a) and 16:0900 (b).

용승이 발생하여 이 해역에서 약 30 cm 이상 해수면 하강을 보이고 있다. 같은 시기의 바람분포를 볼 때 (Fig. 5) Ekman 수송에 의한 것임을 짐작할 수 있다 (아래 2절에서 다시 논의함).

이 시기의 표면 (1 m) 유속을 보면 (Fig. 6), 태풍의 중심역에서 3 m/sec 이상을 보여주고 있으며, 태풍 뒤에는 저기압성 소용돌이 (Cyclonic eddy field; CEF)가 형성되고, 이것은 NSL과 대응한다. 한편, 계산 유속의 크기는 종래의 혼합층 모델에서 계산된 값들과 대체로 잘 일치한다. 예를 들면, Price (1981)은 혼합층 모델 (제 1층 30 m)을 이용하여, 허리케인 Eloise 주변에서 속도의 y성분으로 1.13 m/sec를 얻었으며, Wada (2002)는 태풍 Rex 주변에서 1.5-1.6 m/sec을 얻었다 (혼합층 모델 제 1층 50 m). 이들 값들이 혼합층 제 1층의 평균유속임을 감안할 때, 계산결과는 양호한 것으로 보인다. 그러나 이러한 강한 표층유속도 수심이 깊어짐에 따라 급속히 약해져 (Fig. 7), 300 m 수심(Fig. 7d)에서는 수 cm/sec에 이른다. 물론, 태풍의

연직영향수심은 기본적으로 Ekman 마찰수심으로 결정되고, 태풍의 이동속도, 세기 등에 따라 달라질 것이다. 그럼에도 불구하고, 이 결과는 태풍의 영향이 표층 수백 메타에 한정된다는 종래의 결과들 (예를 들면, Minato, 1998; Hong and Yoon, 2003)과 좋은 대응을 보여준다.

한편, 수심 평균한 모델 (depth-averaged model; 2D 모델)에서의 유속분포 (Fig. 8)는 3D 모델결과 (Fig. 6)와의 차이를 잘 보여준다 (여기서 2D 모델결과는 POM의 제 1모드를 사용하여 얻었으며, 모델수행의 제 조건은 3D모델에서와 같다). 즉 3D 모델결과와는 달리 2D 모델의 결과는 태풍이 외양심해에 위치하는 시기 (Fig. 8a, b)에 거의 흐름을 확인하기 어렵다. 그러나 수심이 알아지는 대륙경사면으로 태풍이 이동하면서 흐름 (소용돌이)이 나타나기 시작한다. 이 같은 결과는 태풍의 영향이 표층에 집중되었음에도 불구하고 종래의 2D 모델에서는 심해의 흐름 장을 수심 평균함으로써 실제의 흐름 장을 과소 평가했음을 보여준다.

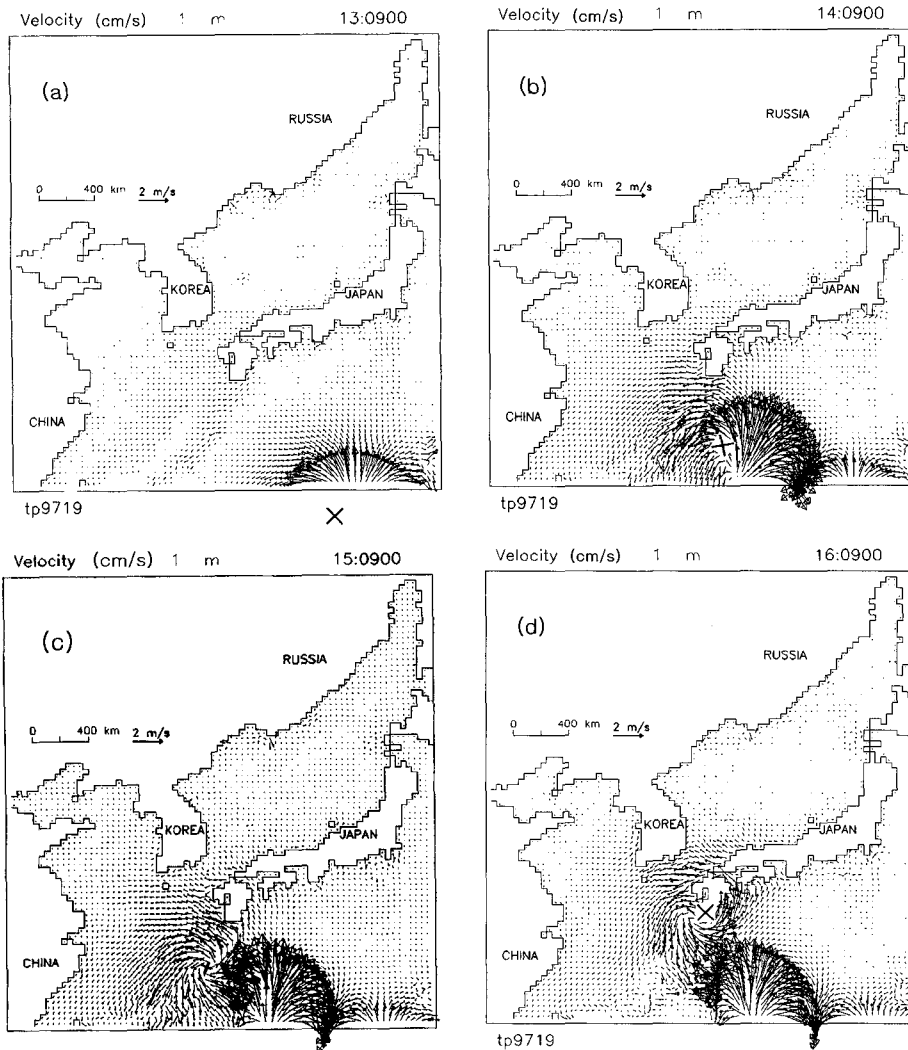


Fig. 6. The same as in Fig. 4 but velocity fields at 1 m.

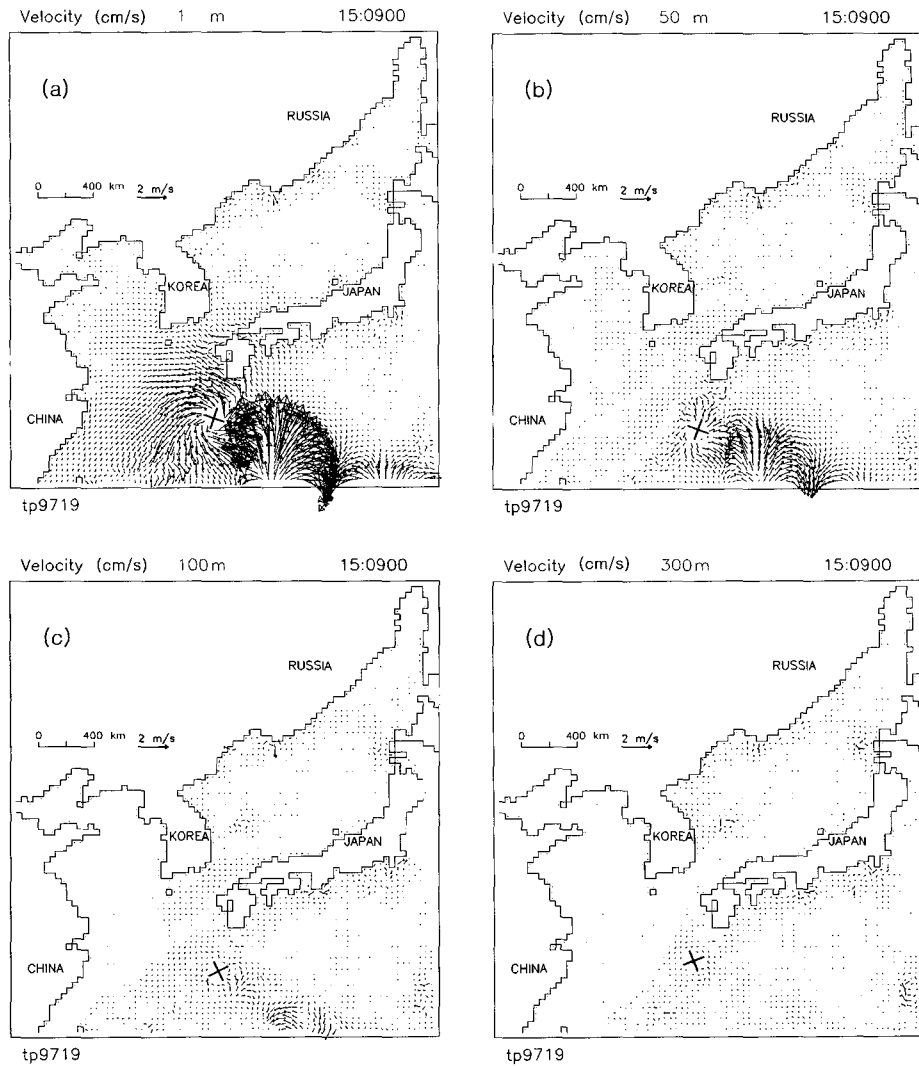


Fig. 7. Velocity fields at 1 m (a), 50 m (b), 100 m (c), and 300 m (d) at 15:0900.

일반적으로 태풍이 통과할 때 외해의 태풍중심역에서는 해면수온의 냉각 (sea surface cooling, SSC)이 활발하게 일어나는데 (Jordan, 1964; Price, 1981; Stramma et al., 1986; Sakaida et al, 1998), 수온분포 (Fig. 9)에서 이 같은 사실을 잘 확인할 수 있다. 주목할 만한 것은 이러한 SSC가 강한 해역이 태풍 후방에 형성되고 태풍과 함께 이동하는 CEF(또는 NSL) 함께 나타난다는 점이다. SSC의 범위는 약 $-2 \sim -5^{\circ}\text{C}$ 이고, 22°C 이하의 최대냉각해역은 태풍경로의 우편에 존재한다. 이것은 태풍의 진로 우편에서 그 해수반응이 보다 강하다는 소위 'rightward-bias' (예를 들면, Chang and Anthes, 1978; Price, 1981; Greatbatch, 1983)를 잘 반영한다. 실험에서 얻어진 SSC의 값은 종래에 관측에서 얻어진 값들과 잘 대응한다. 즉, 쿠로시오역에서 태풍 Rex의 경우 -3°C (Wada, 2002), Hong (2002)에 의해 누년 일본 기상청부이 (29°N , 135°E) 자료를 이용하여 이 관측부이 부근을 통과한 27개의 태풍에 대해

조사한 SSC의 값, $-1.6 \sim -4.3^{\circ}\text{C}$ 과도 잘 대응한다. 물론, 본 연구에 사용한 모델에서는 태풍통과시 해양대기간의 상호 열교환 효과 및 쿠로시오나 대마난류 등에 의한 기본류의 열이류 효과가 무시되었으므로 보다 상세한 논의를 위해서는 모델에 이 영향을 충분히 반영할 필요가 있을 것이다.

일본 북부연안에서의 해면수온 (SST)의 급하강

여기서는 관측 (Senjyu and Watanabe, 1999)에서 나타난 일본북부연안에서의 수온 급하강현상에 대해서 상세히 살펴본다.

Fig. 10은 계산에서 얻어진 정점 A, B, C, D (Fig. 3 하도)에서의 수온 시계열로서, 각각 관측정점 (Fig. 2b) KJ, KY, HA, Mishima 섬에 해당된다 (비교편의를 위해 각 정점에서의 수온은 26°C 로부터 1°C 감소한다). 태풍이 큐우슈우 남방에 위치 (Fig. 1)한 9월 14일부터 SST가 하강하기 시작하여 17일 이른

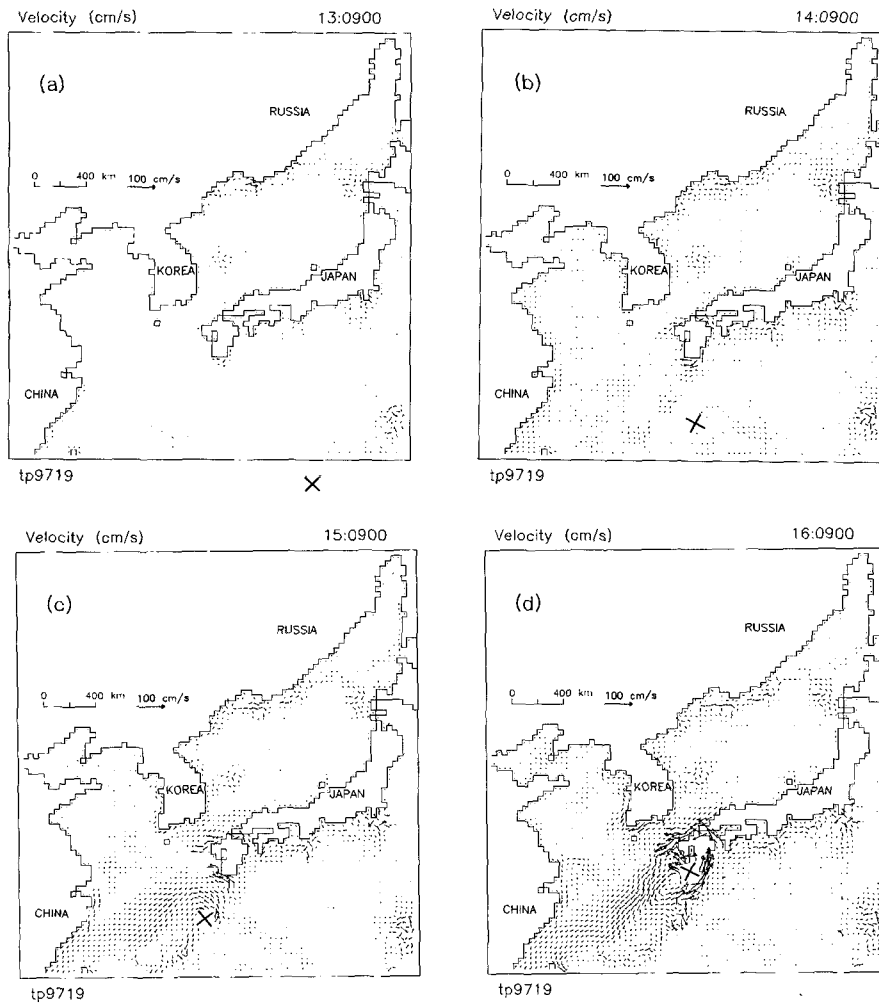


Fig. 8. The same as in Fig. 6 but for depth-averaged velocity field.

시기에 최소치를 기록하고, 그 범위는 -4°C - -8°C 를 보여 변동 시기 및 진폭에 있어 관측결과와 매우 좋은 대응을 보였다. 정점 D (Mishima 섬에 해당)에서는 약 2°C 정도 하강하여 관측 (약 -4°C)보다는 다소 하강 폭이 작으나 그 변화경향은 관측과 잘 일치하고 있다. Hamada에 해당하는 정점 C에서는 다른 해역보다 약 1일 정도 더 수온이 하강하고 있어 관측과 잘 대응하고 있다. 다만, 그 하강 폭은 관측 (약 -7°C)보다 조금 더 낮은 값 (약 -8°C)을 보여 주었다. Hamada에서 다른 지역보다 수온하강폭이 상대적으로 다소 큰 것은 다른 지역보다 대륙붕이 덜 발달되어 있어 (Fig. 2b, Fig. 3의 하도) 수온이 낮은 심해수의 용승이 타해역에 비해 보다 용이하므로 표층수의 냉각을 보다 가속화한 결과로서 해석된다.

한편, 정점 C에서의 계산된 바람 (Fig. 11의 상도)과 기압 (Fig. 5의 중도)은 시간별 변화경향이나 진폭에 있어 Hamada에서의 관측된 결과 (Senjyu and Watanabe, 1999; Fig. 6 참조)와 잘 일치하고 있다. 즉, 계산풍속이 12-18 m/s의 범위로서 관측

(8-16 m/s)과 잘 대응하고 있고, 계산최저기압 (994 hpa) 또한 Simonoseki (993 hpa)와 Hamada (998 hpa)에서 관측된 결과를 고려해 볼 때 좋은 대응을 보인다. 특히, SST가 최소 값을 보인 9월 17일 (Fig. 2a, Fig. 10) 이전까지 정점 C에서의 바람방향을 보면 연안에 평행한 동풍이 지배적이므로 (Fig. 11 상도) 최소수온 값에 이르는 동안 연안에 평행한 바람성분이 크게 작용하였고, 그 결과 Ekman 수송이 크게 발달하여 해수면 하강 (Fig. 11 하도; 약 -35 cm)을 유도하고 있음을 알 수 있다 (Fig. 13c에서 다시 논의함). 다만, 이 시기 (9월 17일 0000시경)에 일시적인 해면 불안정이 일어나는 것은 태풍의 통과와 함께 바람 방향이 동풍→북동풍→북서풍으로 급히 바뀌었기 때문이다. 또 9월 15일경 약 1일간 양의 해수면을 보인 것은, 앞서 지적한 바와 같이 태풍이 일본열도에 접근하면서 태풍중심주변의 고수면이 일본 북부연안으로 전파되었기 때문이다. 전반적으로 모델결과는 SST, 바람, 기압 등의 변화경향이나 그 진폭 등에서 관측결과와 잘 대응한다.

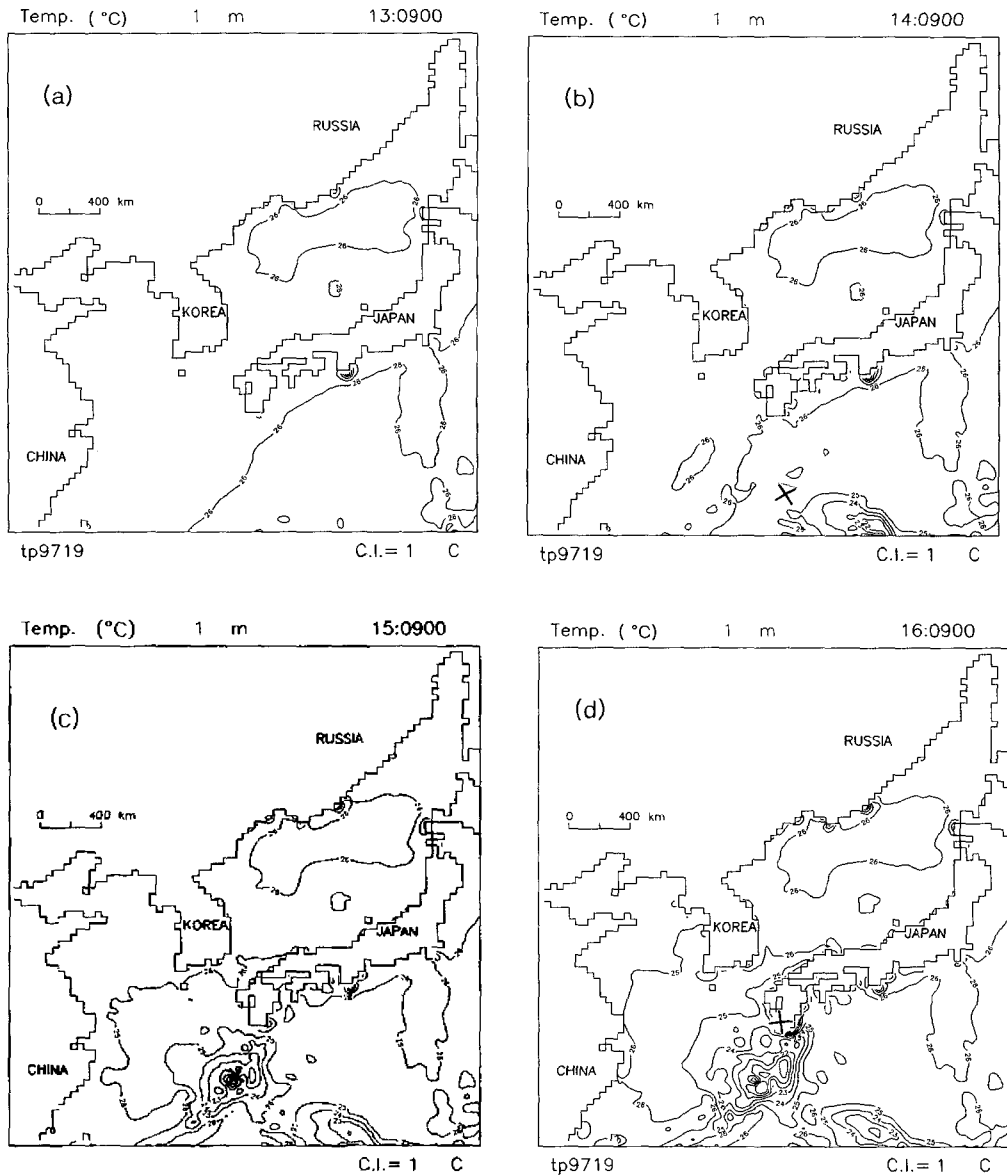


Fig. 9. The same as in Fig. 4 but for temperature fields.

다음은 Line A (Fig. 3 하도) 단면에서, SST의 급하강이 어떻게 발생했는지에 대해 살펴본다. SST의 하강현상은 저층수가 표층으로 부상한 결과라 할 수 있고, 따라서 연안용승과 관련될 것으로 예상되므로 모델격자는 연안용승을 분해할 수 있어야 한다. 보통 이것은 내부 Rossby 변형반경에 의해 결정되는데, 이 값은 35°N 에서, 외양에서의 Brunt-Vaisala 주파수를 0.01 s^{-1} , 평균 수심을 100 m로 할 때 약 50 km가 된다. 따라서, 본 연구의 모델 격자간격 20 km는 연안용승을 분해할 수 있다.

Fig. 12는 SST의 하강이 극심했던 15일 21시부터 17일 09시까지의 매 12시간당 Line A에서의 수온단면을 보여준다. 이 시기에 태풍 Oliwa는 대체로 정북으로 이동하고 있어 (Fig. 1),

일본 북부연안에서는 연안에 평행한 바람이 발달하게 된다 (Fig. 5, Fig. 11 상도). 그 결과 Fig. 13에서 알 수 있듯이, 표층에 의해 쪽으로 강한 Ekman 수송이 발생하고, 동시에 연안에서 냉수가 상승하는 것을 볼 수 있다 (Fig. 12a-c). 또 Fig. 14에서 알 수 있듯이, 이러한 저층냉수는 Ekman 수송에 대한 보류로서 형성된 상승류에 수반되었음을 잘 알 수 있다. 이 시기에 SST는 $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$ 정도 하강하고, 17일 00시에 최대 하강기를 맞는다. 용승은 태풍이 큐우슈우에 상륙하여 혼슈우를 통과하는 시기 (16일 21시, Fig. 12c)까지 발달하다가 17일 09시 일본 북부 Noto 반도에 이르는 시점에서는 거의 정지한다. 이러한 용승의 소장은 고전이론 (예를 들면, Yoshida, 1955)에서 잘 알려진 바와 같이 바람방향과 관계가 깊다. 즉, 정점 C

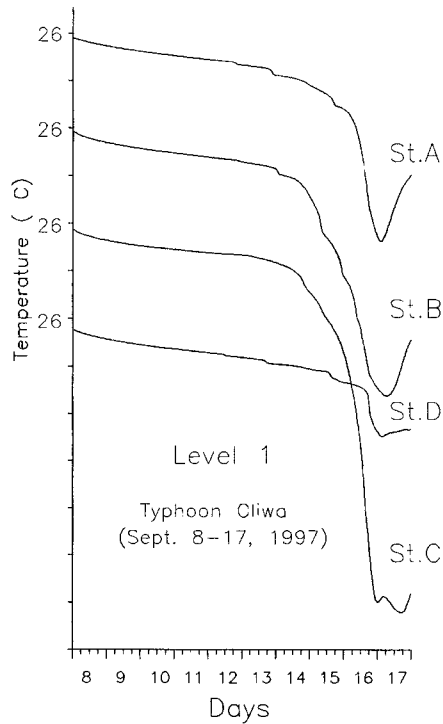


Fig. 10. Time series of calculated SST (level 1) at coastal stations in Fig. 2. St. D corresponds to Is. Mishima.

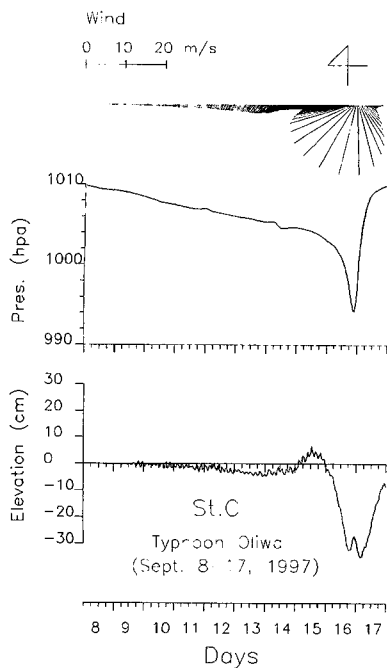


Fig. 11. Time series of calculated wind (m/sec; upper panel), air pressure (hpa; middle), and sea surface elevation (cm; lower panel) at St. C.

(Hamada)에서의 바람방향의 시계열 (Fig. 11 상도)에서 알 수

있듯이, 일본 북부연안에 평행한 동풍 또는 북동풍이 발달할 때 성장하다가 북서풍으로 바뀌면서 서서히 정지한다. 이것은 정점 C의 시간별 해수면변화(Fig. 11 하도)에서도 알 수 있듯이, 이 시기에 연안역 해수면이 외해 쪽으로의 Ekman 수송에 의해 하강하고, 동시에 표층에 냉수가 발생하는 것 (Fig. 10)으로서 잘 설명된다. 한편, 보류의 발생으로 인해 표층아래에서는 해안 쪽으로 해수가 이동하게 되는데 (Fig. 13b, c), 그 결과 대륙붕 경계 (continental break)부근에서 상승류가 발생하여 연직 상방향으로의 수주 팽창 (water column stretching)을 가져온다 (Fig. 14b, c). 이 운동은 시간이 경과함에 따라 연직방향의 수주진동 (water column oscillation)으로 나타난다 (Fig. 14d). 이것은 태풍통과 후에 흔히 발생하는 관성진동 (inertial oscillation, 35°N에서 약 21시간)의 결과로 해석되며, 그 결과 연안을 따르는 파의 운동을 유도한 것이다. 또 이 시기의 용승 속도는 약 0.02-0.04 cm/s (18-35 m/day)이므로, 이 해역의 수심 (약 50-100 m)을 고려해 볼 때, 태풍 Oliwa가 통과하는 시기동안 저층수가 표층까지 상승하였음을 보여준다. 따라서 모델결과는 태풍의 세 조건, 예를 들면, 이동속도, 이동경로, 그 세기에 따라 용승현상이 크게 변동할 수 있음을 시사한다.

결론 및 고찰

3차원 (3D) 원시방정식 모델 (POM)을 이용하여, 1997년 9월 태풍 Oliwa가 통과할 때 일본 북부연안에서 발생한 해면수온 (SST)의 급하강 현상 (Senjyu and Watanabe, 1999)을 조사하였다. 모델은 바람, 기압, SST의 시간변화와 진폭에 있어 관측현상을 잘 재현하였으며, 이들 결과를 토대로 SST의 급하강 현상은 연안에서의 Ekman 역학과 관련된 용승현상에서 비롯된 것임을 알 수 있었다.

연안용승에 관한 기본역학은 Yoshida (1955)에 의해 이미 널리 알려져 왔고, 이후에도 많은 연구가 수행되었다 (예를 들면, Suginohara, 1974; Gill, 1982; Cushman-Roisin, 1994). 그러나 이러한 이론적인 연구와는 달리, 현재까지 태풍의 거동에 대한 연구에 3차원 원시방정식 모델이 충분히 이용되지 않아, 북서태평양에서는 물론 전 세계적으로도 3D 원시방정식 모델을 이용하여 태풍통과시의 용승을 다룬 연구는 없는 것 같다. 이것은 이러한 3D 모델이 90년대 중반이후부터 전 세계로 보급되기 시작하였고, 그 후에도 주로 외양이나 연안에서의 해수운동에 사용되었을 뿐, 태풍연구에까지 충분히 응용되지 못한 것에 기인된다. 본 연구결과는 태풍통과로 비롯된 수일 주기의 단기간 바람영향에 의해서도 그 세기에 따라 충분히 저층수가 표층까지 부상하는 강한 용승이 연안에서 발생할 수 있음을 보여준다. 또 Line A에서의 연직방향의 유속결과 (Fig. 14)는 수온 (Fig. 12) 및 Ekman 수송결과 (Fig. 13)와 함께 일본 북부연안에서의 용승과정을 분명하게 보여준다. 이 결과는 종래 2D (순압)모델이나 혼합층모델을 이용하여 태풍에 대한 해수반응을 조사한 연구에서는 얻기 어려운 결과로서, 태풍과 관련된 연안용승의 문제에 대한 이해를 보

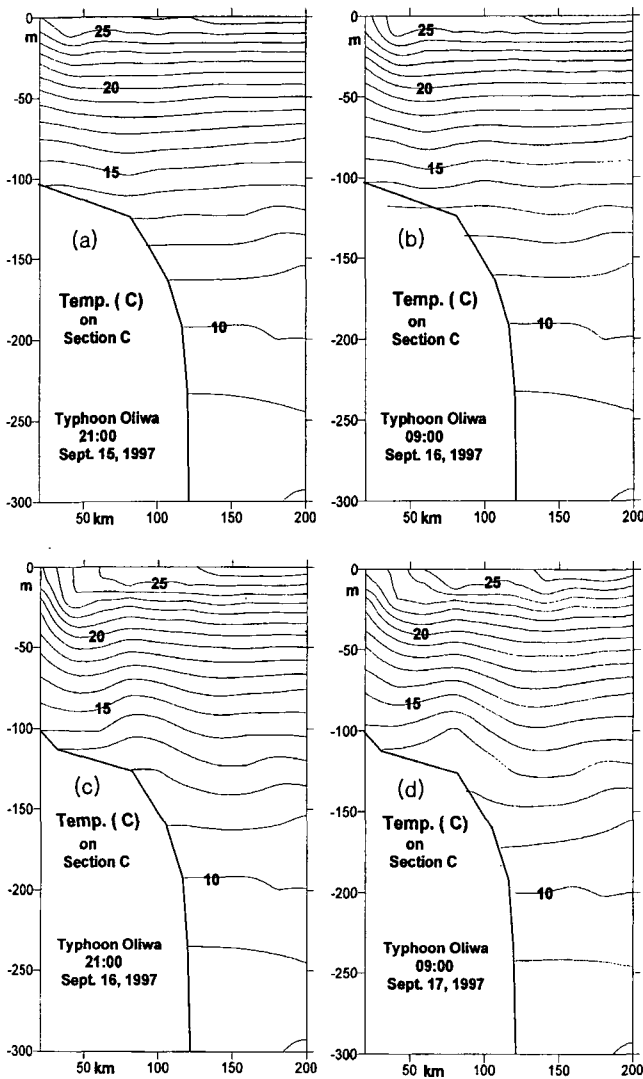


Fig. 12. Temperature transect on Line A during 15:2100 to 17:0900 with every 12-hour. C.I.=1°C.

다 깊게 해 줄 수 있는 정보를 제공한다. 이들 결과가 비록 일본 북부연안에서의 용승현상에 국한하여 논의되고 있으나, 유사한 현상이 한반도 연안역에서도 발생할 수 있다 (예를 들면, 이 시기에 한국 남해안이나 동해안에서는 연안침강현상이 발생할 수 있다). 그러나 이에 관한 것은 본 연구의 범위를 벗어나므로 추후 연구할 과제로 남긴다.

본 연구에서는 태풍통과시 외양에서 발생하는 해면수온냉각(SSC) 현상 (예를 들면, Jordan, 1964; Price, 1981; Stramma et al., 1986; Sakaida et al., 1998)에 대해 서도 주목하였다. 모델결과는 태풍의 경로를 따라 SSC가 발생하고 있음을 잘 보여준다 (Fig. 7). 한편, Sakaida et al. (1998)에 의하면, 수온의 연직구조 (수온약층)에 따라 SSC의 강도가 달라질 수 있다. 이것은 SSC가 Ekman pumping에 의해 일차적으로 발생하므로 수온약층의 형성수심과 관련될 수 있음을 시사한다. 본

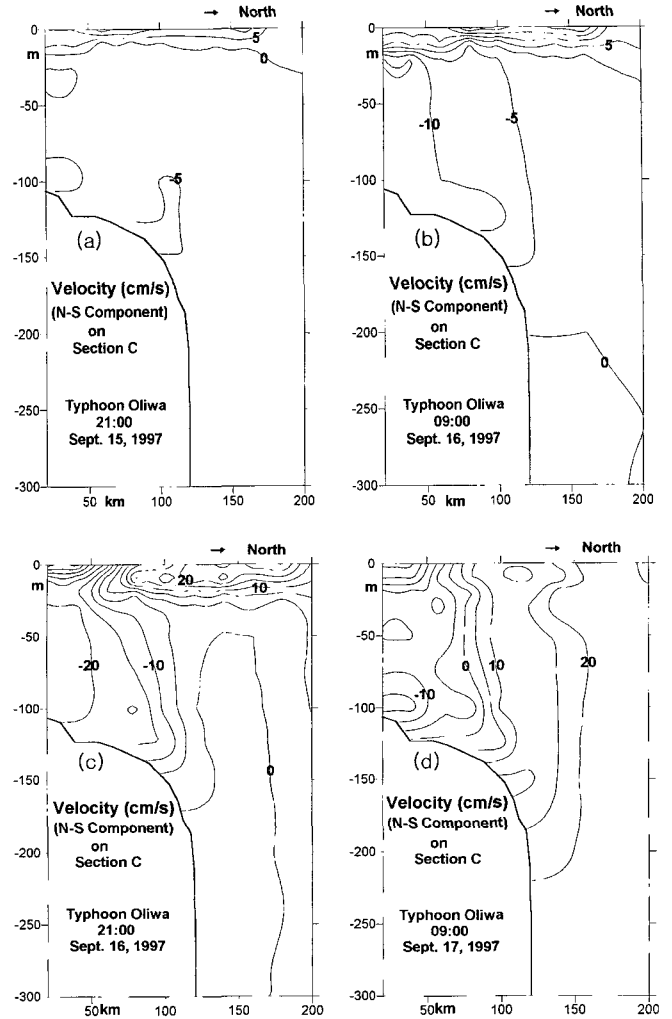


Fig. 13. The same as in Fig. 12 but north-south component of velocity. Positive values represent northward component of velocity. C.I.=10 cm/s.

연구에서는 일본 북부연안역 (수심 50 m-100 m)의 수온구조를 고려하여 초기조건에서 수온의 연직 e-folding scale을 100 m로 설정하였다. 그러나 이 조건이 시그마 좌표계에서 주어졌으므로 타 해역에서는 크게 달라질 수 있다. 특히 쿠로시오 역과 같은 외양에서의 연직수온구조 (예를 들면, 수온약층 200-500 m)를 표현하는 데는 적절하지 못하다. 따라서, 실험에서 외양에서의 SSC의 값 (-5°C)은 실제 쿠로시오 역에서 얻은 관측 값 (예를 들면, Wada (2002)는 -3°C, Hong (2002)은 최대 -4.3)보다 SSC 값을 다소 과대평가한 것으로 보인다. 그러나, 이러한 모델결과에 대한 정량적인 해석상의 한계가 있음에도 불구하고, 질적으로는 크게 수정되지 않는 것으로 생각된다.

모델은 용승현상을 재현하는 데에 그 초점을 맞추었으므로 많은 부분에서 단순화되었다. 북서태평양의 기본류인 쿠로시오나 대마난류가 생략되었으므로 이들로 인한 열과 모멘텀

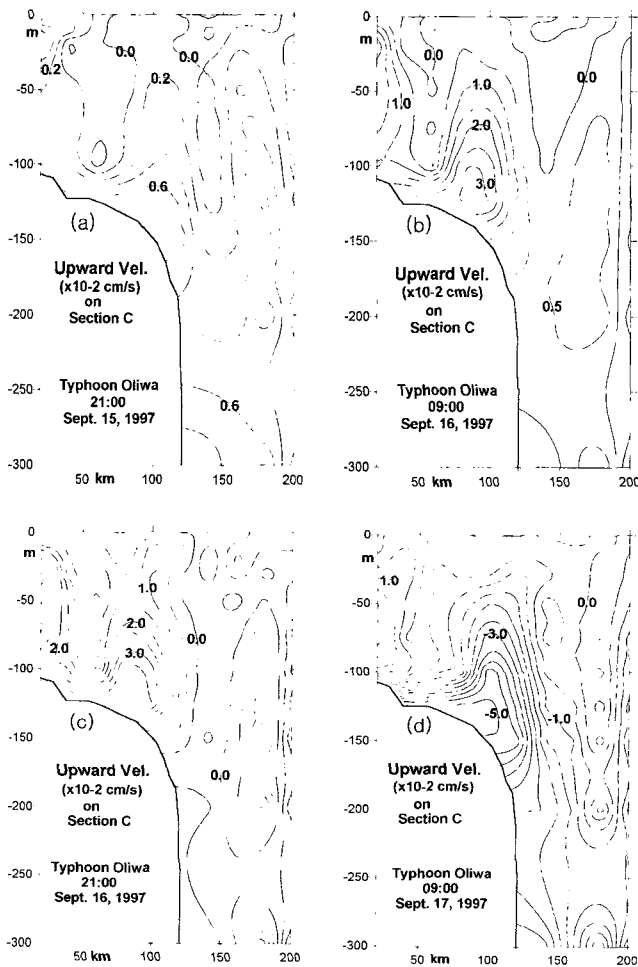


Fig. 14. The same as in Fig. 12 but vertical velocity (10^{-2} cm/s). Positive values represent upward velocity. C.I.= 0.5×10^{-2} cm/s.

이류효과가 무시되었다. 이들 요소들이 포함되면 시공간적인 모멘텀 플럭스의 변화를 가져와 계산유속 및 열속 (heat flux) 결과를 수정할 수 있다. 또 대기-해양간 열교환이 무시되었으므로 SSC를 포함하여 수온장의 값도 수정될 것이다. 특히 SSC를 약화시키는 방향으로 작용할 수 있다 (Sakaida et al., 1998). 이들 조건들이 모델결과를 정량적으로 수정한다고 하더라도, 본 연구에서 얻어진 물리적인 개념을 크게 바꾸지는 않을 것이다. 한편, 본 연구에서는 연안용승을 재현함으로써 이에 관한 고전이론을 잘 확인시켜주는 결과를 제공하였으나 연안용승의 규모, 세기 등에 미치는 태풍의 영향에 대한 연구 (sensitive study)에는 미치지 못했다. 또 본 논문에서는 논의하지 않았지만, 표면수온의 냉각에는 연직혼합과정 또한 무시할 수 없을 것이다 (예를 들면, Price, 1981). 이것은 SSC에 미치는 연직확산계수의 의존성을 보다 상세히 조사함으로써 상당부분 밝혀질 수 있을 것이다. 이에 관한 연구는 추후 수행되어야 할 과제로 남긴다. 종합결론으로서, 태풍에 대한 해수반응

구는 2D 모델보다 3D 모델에서 수행되어야 함을 강조한다.

사 사

논문을 주의 깊게 읽고 지적해 주신 심사자 세 분께 감사 드린다. 본 연구는 2001년 부경대학교 연구비지원에 의해 수행되었다.

References

- 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 Science, Vol. 4, edited by N.S. Heaps, AGU, Washington, D.C., pp. 208.
- Cushman-Roisin, B. 1994. Introduction to geophysical fluid dynamics. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 320.
- Fujita, T. 1952. Pressure distribution within typhoon. Geophys. Mag., 23, 437-451.
- Geisler, J.E. 1970. Linear theory of the response of a two layer ocean to a moving hurricane. Geophys. Fluid Dyn., 1, 249-272.
- Gill, A.E. 1982. Atmosphere-ocean dynamics. Academic Press, New York, pp. 666.
- Greatbatch, R.J. 1985. On the role played by upwelling of water in lowering sea surface temperatures during the passage of a storm. J. Geophys. Res., 90, 11,751-11,755.
- Heaps, N.S. 1983. Storm surge, 1967-1982. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 74, 331-367.
- Hong, C.H. and J.H. Yoon. 1992. The effect of typhoon on the sea level variations in the Tsushima Current. J. Oceanogr. (Umino Kenkyu), 1, 225-249. (in Japanese)
- Hong, C.H. 1999. A three-dimensional numerical study of effects of typhoons on oceanographic conditions in the Korea Strait. J. Kor. Soc. Oceanogr., 34, 73-85.
- Hong, C.H. 2002. Sea surface cooling with the passage of typhoons in the northwestern Pacific Ocean. Proc. Autumn Meeting, 2002, Kor. Soc. Oceanogr., 52 pp.
- Hong, C.H. and J.H. Yoon. 2003. A three-dimensional numerical study of Typhoon Holly in the northern Pacific Ocean. J. Geophys. Res. 108 (C8), 3282, 38-1-18.
- Jordan, C.L. 1964. On the influence of tropical cyclones on the sea surface temperature. Proc. Symp. Tropical Meteorology, Wellington, New Zealand Meteor. Serv., 614-622.
- Kantha L.H. and C.A. 2000. Clayson, Numerical models

- of oceans and oceanic processes. Academic Press, pp. 940.
- Konishi T. and Y. Tsuji. 1995. Analysis of storm surges in the western part of the Seto inland sea of Japan caused by Typhoon 9119. *Cont. Shelf Res.*, 15, 1795-1823.
- Mellor G. 1996. Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Atmos. Oceanic Sci. Prog. Princeton Univ.*, pp. 39.
- Minato, S. 1998. Storm surge simulation using POM and a revisit of dynamics of sea surface elevation short-term variation. *Meteorol. Geophys.*, 48, 79-88.
- 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.
- Price, J.F. 1981. Upper ocean response to hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 153-175.
- Philander, S.G. and J.H. Yoon. 1982. Eastern boundary currents and coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 862-879.
- 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 (C1), 1053-1065.
- Senjyu T. and T. Watanabe. 1999. A sudden temperature decrease along the Sanin Coast induced by a typhoon. *Umuto Sora*, 75, 1-8. (in Japanese)
- Suginohara, N. 1974. Onset of coastal upwelling in a two-layer ocean by wind stress with longshore variation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 30, 23-33.
- Unoki S.I., I. Isozake and S. Otsuka. 1964. Simulation of storm surges in Tokyo Bay. Report of 2nd District Port Construction Bureau, pp. 125. (in Japanese)
- 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.
- Yoshida, K. 1955. Coastal upwelling off the California coast. *Rec. Oceanogr. Works Japan*. 2(2): 1-13.

2003년 5월 10일 접수

2003년 12월 13일 수리