

해상풍 관측자료에 근거한 태풍 해상풍 모형간의 상호비교

강시환* · 전기천 · 박광순 · 방경훈
한국해양연구원, 연안 · 항만공학 연구본부

A Comparison of Typhoon Wind Models with Observed Winds

SEE-WHAN KANG*, KI-CHEON JUN, KWANG-SOON PARK AND GYEONG-HUN BANG
Coastal and Harbor Engineering Research Laboratory, Korea Ocean Research and Development Institute,
Ansan P. O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

지난 20년 기간 동안에 한반도와 그 주변해상을 통과했던 64개의 태풍에 대해 태풍 파라미터 모형(TPM)과 원시 소용돌이 모형(PVM)의 모의를 통해서 해상풍을 산출하였다. 그 결과를 동중국해, 남해 그리고 동해상에서 관측된 일본 기상청(JMA)의 해상풍 자료와 비교하였으며, 오차 분석을 통해서 두 모형의 신뢰도와 민감도에 대해 고찰하였다. 원해상의 해양부이 관측자료와의 비교에서는 두 모형 모두 관측치보다 낮게 모의되었으며, rms오차와 상대오차는 PVM이 TPM보다 훨씬 낮게 나타났다. 그러나, 큐슈 연안의 해상풍 자료에 대해서는 PVM은 약간 높게 TPM은 낮게 모의되었으며, PVM이 TPM보다 오차가 작은 것으로 나타났다. 태풍중심위치와 해상풍 관측지점 간의 거리에 따른 상대오차의 분석결과, 태풍 중심권에 근접한 거리에서는 두 모형 모두 상대오차가 작았으나, 200 km 이상의 먼 거리에 대해서는 TPM의 상대오차는 거리에 비례해서 약 70%까지 크게 증가하는 반면, PVM의 상대오차는 약 20% 정도로 나타났다.

The sea-surface winds during the passage of 64 typhoons for 1979-1999 were simulated using two different typhoon wind models, ie, typhoon parametric model(TPM) and primitive vortex model(PVM). The model hindcast winds were compared with the winds observed at JMA ocean buoys(22001 and 21002) and Kyushu ocean observation tower. The analysis of rms and relative errors between hindcast and observed winds was made to find the accuracy and sensitivity of the typhoon wind prediction models. Both hindcast winds of TPM and PVM underestimate the observed typhoon winds, but PVM winds are more closer to the observations with less rms and relative errors. Relative errors of two model winds were small within 200km from typhoon center, but TPM's relative errors increase up to 70% as the radial distance from typhoon center increases beyond > 200 km although PVM's relative errors remain in 20% with less sensitive to the distance from typhoon centers.

Key words: Sea-surface winds Typhoon wind models, Observed typhoon winds, rms and relative errors

서 론

폭풍해일이나 파랑에 대한 보다 정확한 예측을 위해서는 해상에서의 바람장에 대한 정확한 추산이 선행되어야하며, 특히 태풍은 해상·연안에서의 자연재해를 유발시키는 주요 요인이기 때문에 태풍에 의한 해상풍의 정확한 예측이 매우 중요하다(과학기술부, 2000). 해양에서의 여러 복잡한 물리적 과정을 보다 사실적이고 정밀하게 해석할 수 있는 최근의 해양모델과는 달리, ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)나 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration) 등의 선진국의 예보기관에서도 태풍에 의한 해상풍의 산출은 매우 어려운 문제이다. 이는 일반적으로 온대성 저기압이나 고기압과는 달리 태풍의 중심부근에서 기압과 바람의 시·공간적 변화가 크고 태풍이 빠른 속도로 이동할 뿐만 아니라, 실제 관측된 기상자료가 전

무한 해상으로 태풍이 이동하는 경우가 많기 때문이다. 따라서, 종관 기상자료 분석에 의해 산출된 바람장으로는 해양모델에서 요구되는 상세한 변화를 나타내지 못하여, 일반적인 수치모델의 결과나 일기도의 기압장으로 해상풍을 구하는 것은 큰 오차를 낼 수 있다(해양수산부, 2001).

일반적으로 해상풍은 기압경도력, 전향력 그리고 마찰력 등을 고려해서 구하는데, 기압경도력을 구하기 위해서는 우선적으로 해면 기압장의 분포 자료가 필요하다. 해면 기압장은 주로 지상 일기도를 디지털화하거나 기상수치모델의 결과를 이용하나, 태풍의 경우에는 태풍중심 근처에서의 기압 분포는 공간적인 변화가 심할 뿐만 아니라 기압계의 이동속도가 빨라 정확히 추정하기 어렵다(강 등, 2001). 태풍 통과시 해상풍 산출은 주로 중심기압, 최대풍 반경, 주변기압 등의 태풍 파라미터로부터 경험적 함수 관계를 도출하여 사용하고 있는데, Schloemer(1954)는 태풍 영향권 내의 등압선을 동심원으로 가정하여 Rankine vortex 이론에 근거한 태풍의 기압분포 모형을 제시한 바 있다. 이러한 형태의 태풍파라

*Corresponding author: swkang@kordi.re.kr

미터 모형은 Atkinson *et al.*(1977), Wang(1978), Holland(1980) 등 여러 연구자에 의해서 실제 관측된 자료로부터 경험적 관계식들이 도출되었다. 특히, 최근에 와서는 태풍의 형태를 단순화시킨 태풍 파라미터 모형과는 달리 해상의 대기경계층(Planetary Boundary Layer) 내에서의 물리적인 과정을 포함한 원시운동방정식(Primitive Equation of Motion)을 수치적으로 해석할 수 있는 모형이 연구·개발되었다(Cardone *et al.*, 1992; Thompson and Cardone, 1996). 이러한 수치해석 모형은 대서양의 카리브 해역에 발생한 허리케인에 대해서 실제 관측결과와 비교 검증되었으며, 최근 Jones *et al.* (1999)은 서부태평양 상의 태풍 Violet에 대해 NASA의 Scatterometer (NSCAT) 관측자료와 해석 모형의 모의결과를 비교한 바 있다.

본 연구에서는 한반도와 그 주변해상을 통과했던 64개 태풍들에 대해 동중국해, 남해(일본 류슈해역) 그리고 동해에서 관측된 해상풍 자료에 근거해서 태풍 파라미터의 관계식을 이용한 해상풍 산출 모형과 PBL(Planetary Boundary Layer)에서 원시 운동방정식을 수치적으로 해석한 모형의 모의결과를 상호 비교하였으며, 추산된 해상풍과 실제 관측치의 오차를 통계분석하여 태풍시 해상풍 산출 모형에 대한 신뢰도를 검토하였다.

태풍시의 해상풍 산출

Typhoon Parametric Model(TPM)

태풍 중심역에서의 기압분포를 중심기압, 최대풍 반경, 주변기압 등의 파라미터로 나타내는 기압분포 관계식이 Schloemer(1954), Fujita(1962), Holland(1980) 등에 의해 여러 형태로 제시된 바 있으며, 그 기본식은 다음과 같다.

$$(P_{(r)} - P_0) / (P_\infty - P_0) = A e^{(-B r^n)} \quad (1)$$

여기서, $P_{(r)}$, P_0 , P_∞ 은 태풍중심에서 거리 r 인 지점의 해면기압, 태풍 중심에서의 해면기압, 태풍영향권 밖에서의 해면기압이며, r_0 는 최대풍 반경, 즉, 중심에서 최대풍속이 발생하는 지점까지의 거리이다. 한편, A, B 는 관측된 기압분포 자료에서 경험적으로 얻어지는 상수이며, 특히 $A=B=1$ 일 때 식 (1)은 Original Rankine Vortex 관계식이 된다.

태풍파라미터 모형에서는 기압의 분포를 동심원으로 가정하여, 마찰과 태풍의 이동속도를 무시하고 원심력과 전향력, 기압경도력만을 고려하면, 지형풍(Gradient wind)의 관계식(식 (2))으로부터 해석해(식 (3))를 구할 수 있다.

$$\frac{U_g^2}{r} + fU_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (2)$$

$$U_g = \frac{f r}{2} + \sqrt{\left(\frac{f r}{2}\right)^2 + \frac{r \partial P}{\rho \partial r}} \quad (3)$$

여기서, U_g , P 는 태풍의 중심으로부터 거리 r 인 지점의 경도풍과 해면기압이며, ρ , f 는 공기밀도와 Coriolis 파라미터이다. $\frac{\partial P}{\partial r}$ 은 식 (1)로부터 Rankine Vortex 관계식을 사용하여 식 (4)와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{r \partial P}{\rho \partial r} = \frac{\Delta P r_0}{\rho r} e^{-\frac{r}{r_0}} \quad (4)$$

여기서, ΔP 는 태풍중심에서의 기압과 태풍영향권 밖의 원거리에서 기압의 차이이다. 무시된 해면 마찰의 영향과 태풍 이동의 영향을 보정하면 최종적으로 해면 10 m 고도의 해상풍(\vec{U})을 얻을 수 있다.

$$\vec{U} = \vec{U}_s + \vec{U}_{SM} \quad (5)$$

$$\vec{U}_{SM} = \frac{r_0 r \vec{V}_c}{r_0^2 + r^2} \quad (6)$$

여기서, \vec{U}_s 는 태풍의 이동속도를 무시했을 때의 풍속으로, 일반적으로 해면 마찰을 위도에 따른 경험식으로 가정하여 산출한 풍속의 비와 풍향의 편차를 U_g 에 적용하여 구한다. 태풍이동의 영향은 위에서 구한 정지 태풍의 해상풍(\vec{U}_s)에 태풍이동속도(\vec{V}_c)를 보정한 해상풍(\vec{U}_{SM})의 vector 합으로 구하며, 태풍이동속도는 매 6시간 간격의 태풍의 중심위치로부터 산출한다. \vec{U}_{SM} 은 식 (6)과 같이 태풍중심에서의 거리에 따라 태풍이동속도의 영향이 줄어드는 경험식이 주로 사용된다(Jelesnianski, 1966).

Primitive Vortex Model(PVM)

이 모형의 기본방정식은 움직이는 태풍의 중심을 원점으로 하는 이동식 좌표계에 대하여 PBL 내에서 연직평균된 운동방정식으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{d\vec{V}}{dt} + f\vec{k} \times (\vec{V} - \vec{V}_g) = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p_c + \vec{\nabla} \cdot (K_H \vec{\nabla} \vec{V}) - \frac{C_D}{h} |\vec{V} + \vec{V}_g| (\vec{V} + \vec{V}_g) \quad (7)$$

$$p = p_c + \bar{p} \quad (8)$$

$$p_c = p_0 + \Delta p e^{-\alpha r} \quad (9)$$

$$f\vec{k} \times (\vec{V}_g + \vec{V}_c) = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} \bar{p} \quad (10)$$

여기서, \vec{V} , \vec{V}_g , \vec{V}_c 는 각각 태풍이동에 대한 상대 풍속, 태풍 이동에 대한 상대 지균풍(Geostrophic wind)과 태풍의 이동속도를 나타내며, p_c , \bar{p} 는 각각 태풍에 의한 기압장, 태풍이 없다고 가정했을 때의 종관 기압장을 나타낸다. 태풍의 이동속도 \vec{V}_c 는 태풍의 중심위치로부터 계산되고, \vec{V}_g 또는 \bar{p} 가 주어지면 식 (7)~(10)에서 \vec{V} 를 산출할 수 있다. 여기서, h 는 PBL의 높이이며 태풍중심 부근에서 약 500 m의 값을 갖는다(Thompson and Cardone, 1996). 또한, K_H , C_D 는 각각 수평확산계수(horizontal eddy viscosity coefficient), 마찰계수(drag coefficient)이다. 수평확산계수는 Smagorinsky(1963)이 제안한 식을 사용하였으며, 마찰계수는 Arya(1977)에 의해 제안된 식을 사용하여 다음과 같이 나타내었다.

$$K_H = 2\kappa^2 \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 \right]^{1/2} \quad (11)$$

$$C_D = \frac{k^2}{(\ln z_0 + A_m)^2 + B_m^2} \quad (12)$$

여기서, Δx 는 격자간격이며, κ 는 무차원 상수로 0.4의 값을 사용하였다. 식 (12)에서 k 는 von Karman 상수이고, $z_0(=z_0/h)$ 는 조도계수(z_0)를 PBL의 높이 h 에 대하여 무차원화한 값이며, 조도계

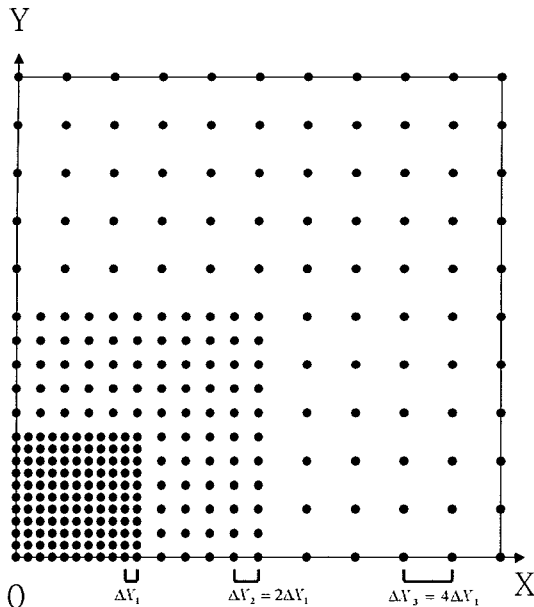


Fig. 1. Nested moving grid system for PVM simulation.

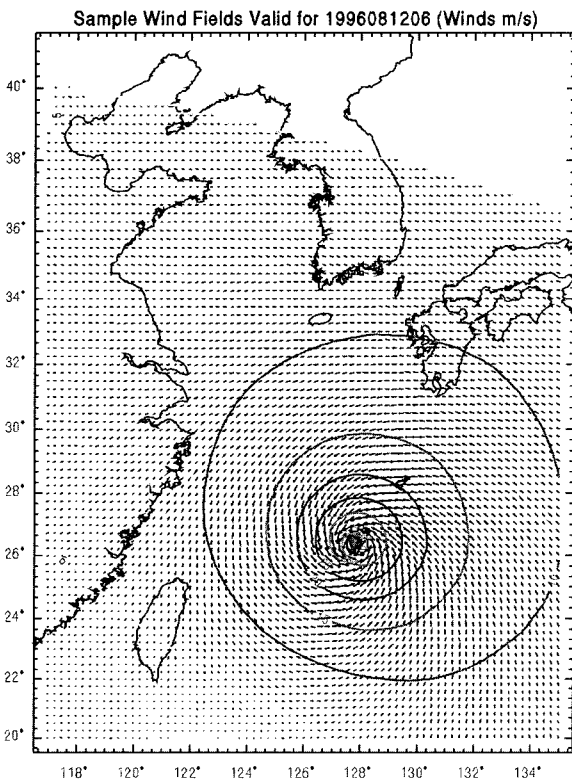


Fig. 2. Surface wind fields by PVM(06 Z, Aug. 12, 1996).

수는 육상에서는 지표면의 상태에 따라 결정되나 해상에서는 마찰속도(friction velocity)의 향으로 표시될 수 있다(Garratt, 1977). 또한, A_m, B_m 은 PBL의 높이 h 와 Monin-Obukov length scale로 결정되는 상수이며, Arya(1977)의 유사함수(Similarity function)관계식과 Cardone(1969)의 해수면에서의 표면마찰공식을 결합한 관계식에서 계산될 수 있다(Thompson and Cardone, 1996).

PVM모델에서는 태풍의 중심을 원점으로 하는 이동식 격자시스템(Fig. 1)을 사용하며, 태풍의 중심 부근에서는 2 km 간격으로 조밀하게 격자를 설정하고 중심에서 멀어질수록 2배씩 격자간격이 커지도록 한 Nested grid 시스템을 사용하여 태풍중심 부근에서의 바람변화를 정밀하게 계산할 수 있도록 하였다. Fig. 2는 우리나라 주변해역에 대해 수립된 PVM 모형에 의해 계산된 바람장의 예를 나타낸 것이며, 여기서 화살표는 바람벡터를 등치선은 풍속의 크기를 나타낸다.

해상풍 관측자료와 모형모의 결과 비교

해상풍 관측자료

1979년에서 1999년까지 한반도 주변 해역을 통과한 64개의 주요 태풍(Table 1)을 대상으로 두 모형의 해상풍 모의를 실시하였다. 그 결과를 비교·검증하기 위하여 일본기상청 부이와 큐슈 해상관측타워의 해상풍 관측자료를 사용하였다. Table 2에는 관측지점의 위도, 경도와 풍향풍속계의 설치고도를 나타내었으며, Fig. 3에는 관측지점의 위치를 도시하였다. 여기서, 각각의 관측지점은 우리나라와 일본에 영향을 미치는 태풍의 주요 진로상에 있으면

Table 1. Typhoons for wind model simulations.

Year	Name
79	Irving, Judy
80	Ellen, Ida, Orchid, Wynne
81	Ike, June, Ogden, Agnes, Clara
82	Cecil, Ellis
83	Forrest
84	Ed, Gerald
85	Hal, Jeff, Kit, Lee, Mamie, Odessa, Pat, Brenda
86	Nancy, Vera, Abby
87	Thelma, Alex, Dinah, Kelly
89	Judy, Vera
90	Robyn, Zola, Abe
91	Caitlin, Gladys, Kinna, Mireille
92	Irving, Janis, Polly, Ted
93	Percy, Robyn, Yancy
94	Walt, Brendan, Doug, Ellie, Orchid, Seth
95	Faye, Janis
96	Kirk,
97	Peter, Tina, Winnie
98	Yanni
99	Neil, Olga, Paul, Ann

Table 2. Locations of JMA ocean buoys and Kyushu ocean tower.

Name	Location	Height of anemometer
Ocean buoy 22001	28.17°N, 126.17°E (East China Sea)	8.5 m
Kyushu ocean tower	33.77°N, 130.45°E (Kyushu)	17 m
Ocean buoy 21002	37.92°N, 134.53°E (East Sea)	8.5 m

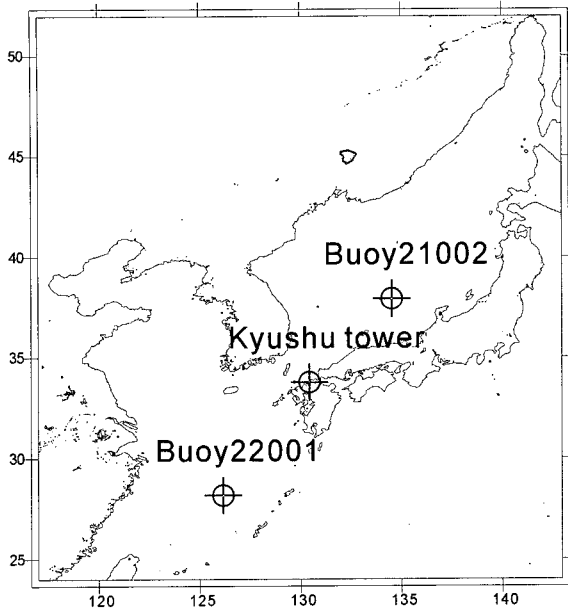


Fig. 3. Locations of the JMA ocean buoys and the Kyushu ocean tower.

서도, 서로 다른 해양환경조건을 갖고 있다. Buoy22001은 일반적으로 태풍의 세력이 크게 발달하고 있는 동중국해의 개방된 원해역에 위치해 있어 발달된 태풍의 특성이 반영되어 있다. 한편, 큐슈 해상관측타워는 육지의 영향이 반영되어 있고, 동해상의 Buoy21002에서는 태풍의 세력이 약해진 이후의 해상풍이 주로 관측된다. 일본 기상청(JMA)의 해상 관측부이에서는 3시간 마다 10분 평균 풍속이 관측 기록되며, 풍속 18 m/s 이상일 때는 매시간 관측된다. 그리고, 풍속에 대해 ± 1.5 m/s, 풍향에 대해 $\pm 10^\circ$ 의 정밀도를 가지고 있다(JMA, 1984).

해상풍모형 입력자료 분석

태풍 해상풍 모형에서 요구되는 입력자료는 태풍 진로, 태풍 중심 기압, 최대풍 반경, 태풍 영향권 밖의 기압, 태풍이 없을 경우를 가정했을 때의 평균풍속 등이다. 이 중에서 태풍 진로와 태풍 중심 기압은 태풍 예보시에 발표되며 태풍 영향권 밖의 기압분포와 바람장은 기상 수치 모형의 결과에서 얻을 수 있으나, 최대풍의 반경에 대한 정보는 제공되지 않고 있다. 따라서, 태풍해상풍 모형을 사용하기 위해서는 가능한 모든 자료를 활용하여 최대풍 반경을 정확히 추산할 필요가 있다. 최대풍 반경을 구하기 위해서 한반도와 그 주변을 통과했던 과거 태풍을 선별하여 한국기상청과 일본기상청의 지상 및 해상 기상관측소의 해면기압자료와 중국 연안 관측소의 해면 기압 자료가 사용되었다. 특히 태풍이 동중국해에 위치했을 경우에는 주변에 기상 관측소가 없기 때문에 태풍에 대한 정확한 분석에 어려움이 있으나 한반도 주변으로 접근했을 때에는 한반도, 일본, 중국의 기상 관측소에서 관측된 해면 기압자료를 사용하여 최대풍 반경을 구할 수 있다(전 등, 2001; 해양수산부, 2001).

식 (1)에서 $A=B=1$ 일 때 양변에 자연대수를 취하면 다음과 같은 식을 얻을 수 있다.

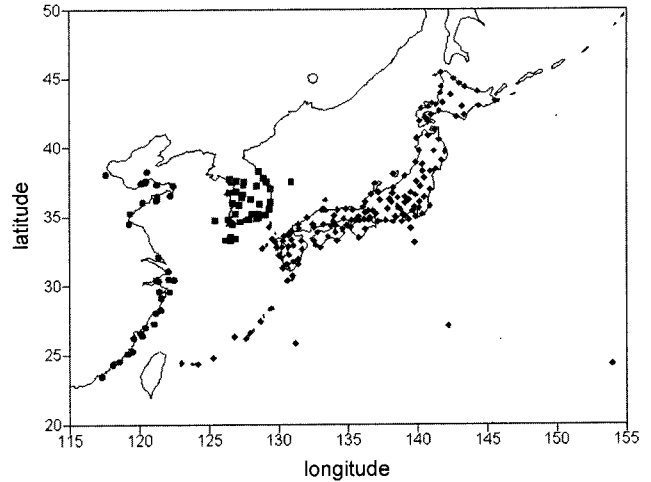


Fig. 4. Location of meteorological stations.

$$\ln(P(r)-P_0) = \ln(P_\infty - P_0) - \frac{r_0}{r} \tag{13}$$

여기서, 기상관측소에서 관측된 해면 기압자료의 태풍중심에서의 거리에 따른 분포를 회귀분석하면, $\ln(P(r)-P_0)$ 는 $1/r$ 은 선형관계가 되므로 회귀직선의 기울기가 최대풍반경 r_0 가 된다. Fig. 4는 본 연구에서 사용한 기압자료를 관측한 지상 관측소의 위치를 나타낸 것이며, Fig. 5는 태풍 Saomai(2000)시에 지상 기압 관측자료로부터 태풍의 중심위치에서 관측소까지의 거리의 역수($1/r$)를 횡축으로 하고, 관측소에서의 기압과 태풍의 중심기압과의 차의 자연대수를 종축으로 한 좌표체계에서 거리에 따른 기압의 분포를 나타낸 것이다. 여기서, 실선은 회귀직선을 나타내며 직선의 기울기로부터 최대풍반경을 산출할 수 있다. 마찬가지로 풍속에 대해서도 과거 미 공군이 항공기로 관측한 바람자료와 인공위성 GEOSAT, TOPEX의 바람관측자료로부터 최대풍 반경의 추정 가능성이 가능하다. Table 3은 태풍 Faye(1995)에 대해 미 공군 항공

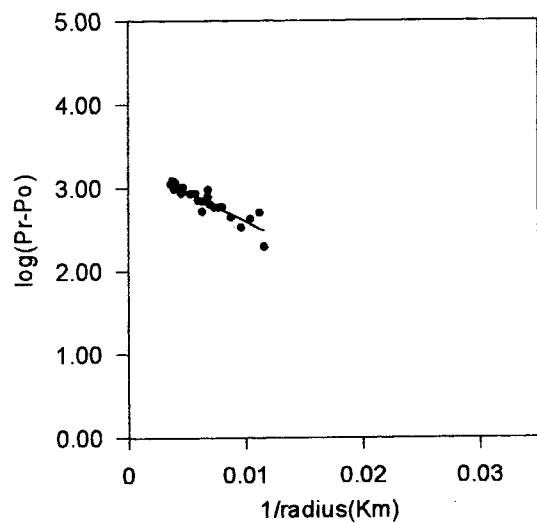


Fig. 5. RMW analysis from the observed pressure data of typhoon Saomai(2000).

Table 3. Typhoon Faye parameters analyzed from U.S. Air Force data.

Typhoon Name	Date (GMT)	Pc (mb)	Rmax (km)	Pa (mb)
Faye (9503)	95071806	986	59.2	1012
	95071906	975	51.2	1012
	95072006	975	43.2	1012
	95072012	968	38.4	1012
	95072112	940	33.6	1011
	95072200	938	32.0	1010
	95072212	938	32.0	1010
	95072306	950	27.2	1010
	95072400	993	40.0	1010
95072506	1004	56.0	1010	

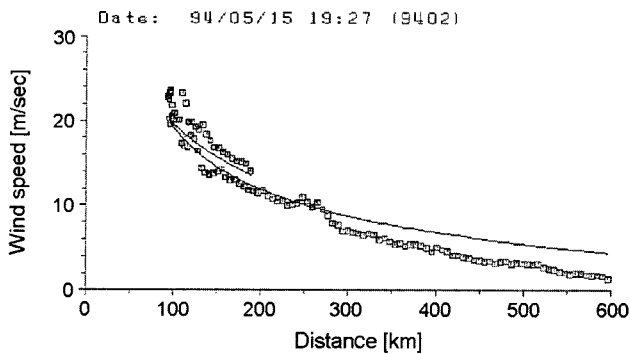


Fig. 6. Comparison of PVM winds with TOPEX satellite data (□: TOPEX, —: PVM).

관측자료를 분석한 태풍 파라미터, 즉, 최대풍 반경(Rmax), 중심 기압(Pc), 주변기압(Pa)의 값을 구한 결과를 나타낸다. Fig. 6은 TOPEX 위성에서 관측된 해상풍과 태풍 파라미터의 변화에 따른 PVM모델의 모의 결과를 나타낸다.

모형 모의 결과와 관측치 비교

1979년부터 1999년 사이에 한반도와 주변 해상을 통과한 64개의 태풍(Table 1)에 대해서 앞서 기술한 두 모형을 사용하여 해상 풍을 수치모의하였다. Fig. 7(a)는 1987년도의 태풍 Dinah의 통과 시에 TPM과 PVM으로 모의된 해상풍과 동중국해에 위치한 JMA 해양관측부이 22001의 관측치와 비교한 것이며, Fig. 7(b)는 1993년도의 태풍 Percy 통과시에 동해상의 부이에서의 모델 결과와 관측치를 비교한 것이다. 여기에서 대체적으로 TPM의 모의결과는 관측치 풍속보다 적게 나타난 반면, PVM의 결과는 관측치와 비교적 근접한 결과를 나타내고 있다. 동중국해에서의 비교결과는 전 시간 구간에 대해 모델의 결과가 관측치와 근사한 결과를 보여주고 있으나, 동해상에서의 비교결과에서는 최대풍속의 peak가 나타나는 시점에서는 두 모형 모두 관측치와 상당히 근사한 값을 나타낸 반면, 그 외의 시점에서는 오차가 크게 나타나고 있다. 이러한 현상은 다른 태풍에 대해서도 나타나고 있는데, 이는 동중국해 부이에서는 비교적 발달된 태풍이 주로 통과하는 반면에, 동해의 부이에서는 약화된 태풍이나 온대성 저기압으로 변질되는 경우가 많아 등압선이 동심원으로 가정된 태풍 해상풍 모형의 가정에 부합되지 않기 때문이다.

Fig. 8에서는 동중국해와 동해상의 부이 및 큐슈타워에서의 모형에 의해 산출된 해상풍과 관측치의 결합분포를 나타낸 것이다. 여기서, 태풍의 영향권 내에서 풍속의 시계열변화가 주 관심사항이므로 태풍 중심에서의 거리가 500 km 이내인 자료만을 선별하였다. 큐슈타워에서의 PVM의 결과를 제외하고는 두 모형 모두 실제 관측치에 비해 저평가하는 것으로 나타났으며, 저평가의 경향은 TPM의 경우에 더욱 뚜렷이 나타나고 있다. Fig. 8에서 동해(Fig. 8(a))에 위치한 Buoy21002에서는 rms 오차는 PVM이 4.80 m/s, TPM이 6.34 m/s이고, 동중국해(Fig. 8(b))에서의 경우에는 rms 오차가 각각 4.21 m/s와 6.68 m/s이었으며, 큐슈타워(Fig. 8(c))에 대해서는 각각 4.30 m/s, 4.41 m/s로, 큐슈타워의 경우를 제외하고는

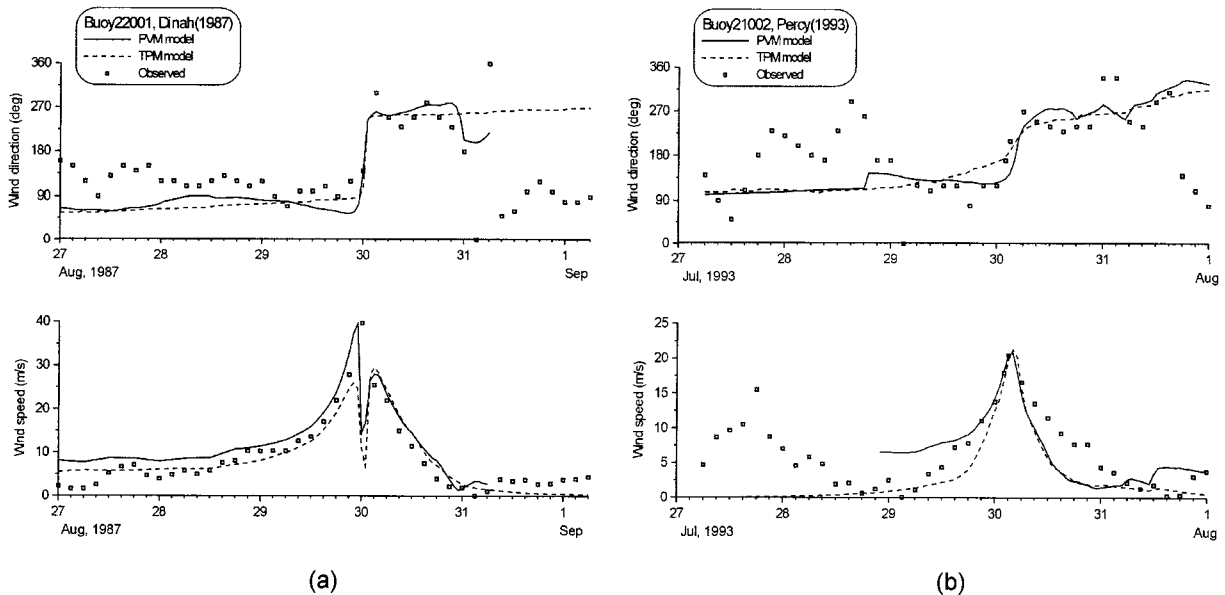


Fig. 7. Comparison of model winds with JMA ocean buoy data. (a) Dinah (1987), Buoy22001. (b) Percy (1993), Buoy21002

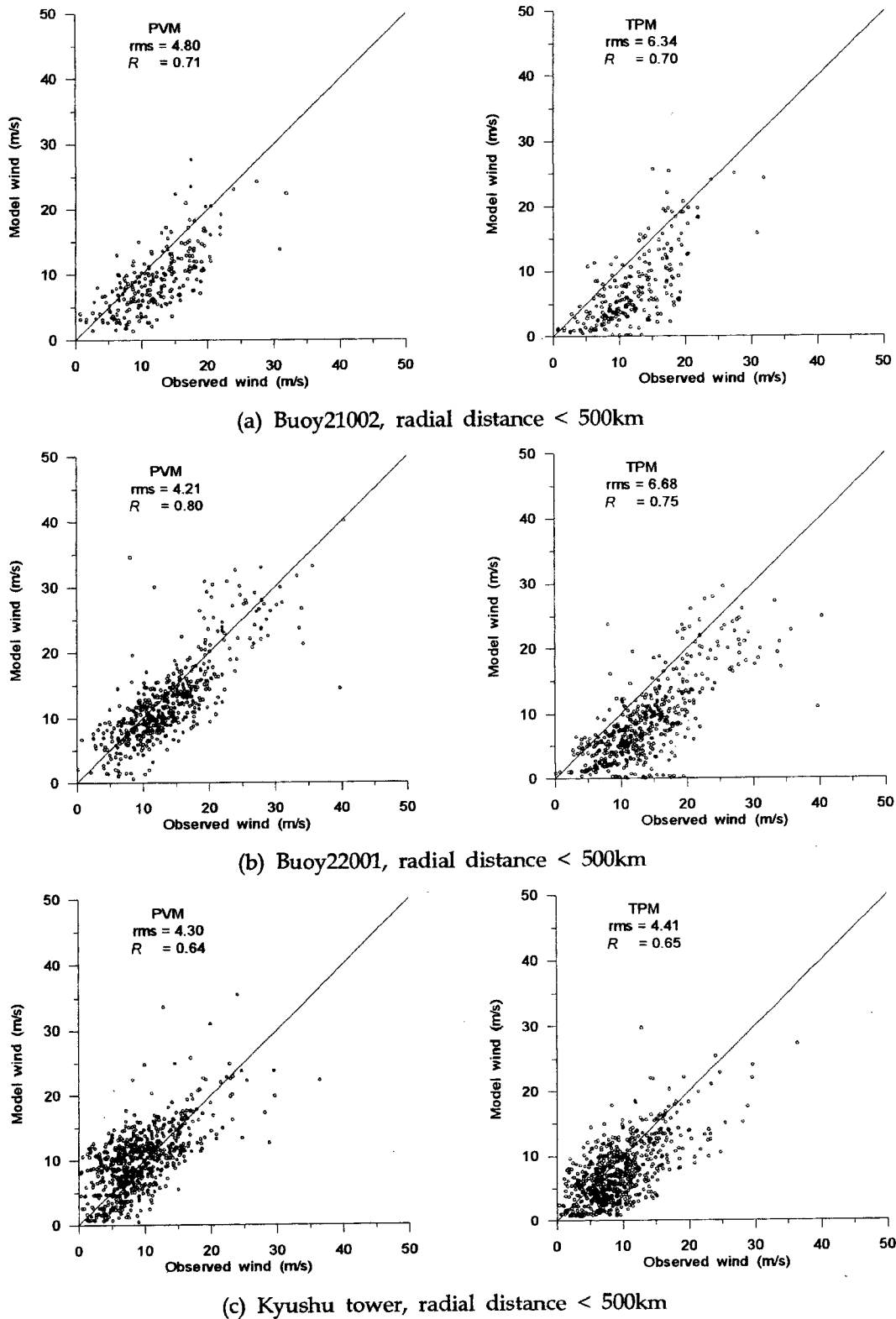


Fig. 8. Comparison of hindcast and observed winds; rms error and correlation(R) for PVM and TPM are denoted. (a) Buoy21002, the East/Japan Sea, (b) Buoy22001, the East China Sea, (c) Kyushu tower, the South Sea.

PVM의 rms 오차가 TPM보다 훨씬 적은 것으로 나타났다. 반면, 상관계수는 동해의 Buoy21002에서는 PVM이 0.71, TPM이 0.70

이고, 동중국해에서는 각각 0.80, 0.75였으며, 큐슈타워에 대해서는 각각 0.64, 0.65로 모형간의 차이는 거의 없었으나 관측지점에

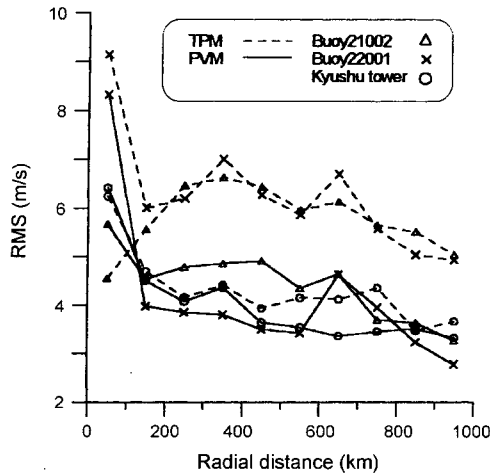


Fig. 9. RMS error of wind speeds with the radial distance from typhoon center.

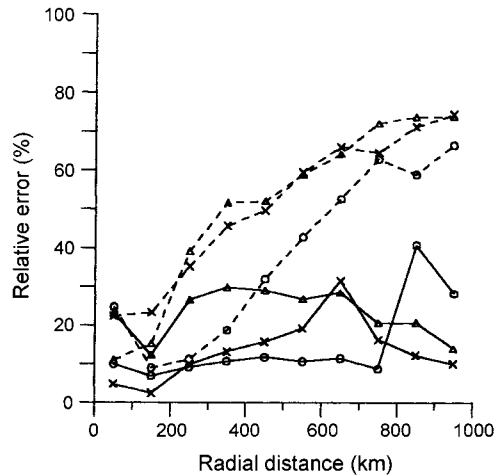


Fig. 10. Relative error of wind speeds with the radial distance from typhoon center.

다른 차이는 크게 나타났다. 이것은 지역에 따라 통과하는 태풍의 특성이 다른데 기인하는 것으로 보이며, 태풍의 특성이 뚜렷하게 나타나는 동중국해에서 PVM의 상관계수가 가장 크게 나타나는 것은 PVM의 우수성을 입증하는 것으로 생각된다. 또한, 변질된 태풍이나 육상의 영향을 받는 경우 등에 따라 태풍에 의한 해상풍의 산출 모형의 신뢰도가 크게 영향을 받으나, 전반적으로 PVM이 TPM보다 관측치에 근사한 값을 산출하는 것으로 나타났다.

해상풍 모형의 추산결과를 보다 정량적으로 비교하기 위해 64개의 태풍시에 관측된 풍속에 대해 두 모형에서 계산된 풍속과의 오차를 통계분석 하였다. 모형과 관측지점별로 관측지점과의 거리에 따른 rms 오차와 상대오차(E_r)를 계산하였다. Fig. 9는 100 km 씩 거리를 나누어 각 거리 구간별로 두 모형의 관측풍속에 대한 rms 오차를 비교한 것이며, Fig. 10는 거리에 따른 상대오차를 비교한 것이다. 여기서, 점선은 TPM의 풍속값이며, 실선은 PVM의 풍속결과를 표시한 것이다. TPM은 100 km 이상으로 거리가 증가함에 따라 상대오차가 최대 75%까지 급격히 증가한 반면, PVM은 전체적으로 50% 이내의 값을 보였다. rms는 전체적으로 PVM이 작은 값을 가지나, 큐슈 해상관측타워에서는 그 차이가 미미하였으며, 동해의 100 km 이내에서는 TPM의 값이 오히려 작았다. 우선 Fig. 9에 나타난 풍속에 대한 rms 오차를 태풍중심 위치와의 거리구간별로 살펴보면 100 km 이내에서는 두 모형간의 차이가 1 m/s 미만이나 100 km 이상의 거리구간에 대해서는 2~3 m/s 정도로 TPM 모형의 풍속 오차가 더 커짐을 알 수 있다. 그러나 육상의 영향을 많이 받은 큐슈 해상관측타워의 경우에는 거리에 대한 두 모형의 차이가 0.5 m/s 미만으로 거의 없었다. 태풍의 직접적인 영향권 내에 있는 100 km 이내에서는 풍속이 크기 때문에 rms 풍속 오차도 상대적으로 커져 동지나 해상에서는 최고 9.2 m/s, 큐슈 해상관측타워에서는 최고 6.4 m/s, 동해상에서는 최고 5.7 m/s로 나타났다. Fig. 10에서는 태풍중심과의 거리구간별 상대오차(E_r)를 보여주었고 있다. 태풍의 영향권인 200km 미만의 거리에서는 두 모형의 결과가 20% 미만이나, 태풍의 영향권에서 멀어질수록 상대오차의 값도 거리에 비례하여 증가하였다. 특히 300 km 이상의 거리구간에서는 TPM 모형의 결과는 50% 이상의 상대오차를

보인 반면 PVM 모형에서는 20% 미만으로 낮게 나타났으며, 큐슈 타워 바람의 경우에는 원해상의 해양 관측부이자료에 비해 상대오차가 작았다. 상대오차의 비교에서 알 수 있듯이 PVM 모형의 해상풍 모의 결과가 TPM 모형의 결과에 비해 훨씬 신뢰성 있는 결과를 산출하였다. 이는 TPM 모형이 기압의 분포를 태풍의 중심에서부터의 거리의 함수로만 나타내는 반면에 PVM 모형에서는 태풍이 없을 경우의 기압의 분포(p)를 주어짐으로써 태풍의 중심부근 뿐만 아니라 태풍영향권 밖에서의 해상풍의 산출에서도 신뢰성 있는 결과를 보이는 것으로 생각된다. 또한, TPM 모형에서는 마찰계수와 태풍의 이동속도의 영향을 단순히 경험적인 관계식으로 고려하는데 반면, PVM 모형에서는 대기경계층 내에서의 물리과정을 포함한 원시방정식을 수치해석하므로써 태풍 중심에서부터의 거리와 지점에 관계없이 전반적으로 신뢰성 있는 해상풍 산출 결과를 나타내는 것으로 사료된다.

결론

태풍 발생시에 대해 폭풍해일과 파랑예측을 위해 현재 가장 널리 사용되고 있는 태풍 파라미터 모형(TPM)과 최근 미육군공병단(CE)에서 연구개발된 대기-해양 경계층(PBL)에서의 물리적 과정을 포함한 운동방정식을 수치적으로 계산하는 PVM 모형에 대해 1979년부터 1999년 사이에 한반도와 그 주변 해상을 통과했던 64개의 태풍시에 관측된 해상풍 자료를 근거해서 두 모형의 모의 결과를 통계분석하였다. 두 모형의 모의결과와 비교한 해상풍 관측자료는 서로 상이한 해양-대기의 역학적 지배조건 하에서 관측되었는데, 즉, 일본기상청 해양부이 22001은 북위 28°에 위치하고 있어 북상하는 태풍의 강한 세력과 육상의 영향이 배제된 전형적인 태풍바람자료로 볼 수 있으며, 큐슈 해상관측타워 자료는 육상의 영향을 받아 변질된 연안 해상풍이며, 동해상의 북위 38°에 위치한 일본기상청 해양부이 21002의 경우에는 태풍의 세력이 이미 크게 약해진 소멸기에 접어든 온대성 저기압으로 변질되어 가는 과정에서의 해상풍 형태를 보였다. 이러한 서로 상이한 조건하에서 관측된 해상풍자료와 두 모형에서 계산된 해상풍을 상호비교

한 결과는 다음과 같다.

(1) 동중국해상 관측결과와의 비교에서는 두 모형의 풍속은 관측치보다 모두 낮았다. 태풍영향권내에서의 TPM에 의한 해상풍의 산출결과는 rms 풍속오차가 6~9 m/s의 범위에 있으며, PVM은 4~8 m/s로 상대적으로 작았다. 태풍중심의 위치로부터 200 km 이내에서 관측된 해상풍에 대해서는 PVM의 상대오차(E_r)는 5% 이하로 낮았으나, TPM의 경우에는 23% 정도로 크게 나타났다.

(2) 동해상 관측결과와의 비교에서는 두 모형의 풍속은 동중국해상에서와 같이 관측치보다 작았으며, TPM 모형의 rms 풍속오차는 ~6 m/s, PVM 모형의 경우에는 ~5 m/s 정도로 동중국해상의 경우보다는 작았다. 태풍중심으로부터 200 km 이내에서는 PVM 모형과 TPM 모형 모두 15%내외의 상대오차를 보였으나, 200 km 이상의 거리에서는 TPM의 상대오차가 50%이상으로 크게 난 반면, PVM은 30% 미만으로 작았다. 이는 동해상에서의 태풍풍속이 동중국해상에서 보다는 작는데 기인한다.

(3) 한반도의 남해상에 위치한 큐슈 해상관측타워 자료와의 비교에서는 PVM의 풍속은 관측치보다 1 m/s 정도 높게 나타난 반면, TPM 풍속에서는 1~2 m/s 정도 낮게 나타났다. rms 풍속의 오차는 두 모형의 결과가 비슷한 4~6 m/s의 범위에 있으며, 태풍 중심과의 거리가 200 km 미만에서는 두 모형의 상대오차는 10% 내외로 근접했다. 그러나, 200 km 이상의 거리에서도 PVM의 풍속은 10% 내외로 상대오차가 크게 달라지지 않았으나, TPM에서는 상대오차가 30% 이상으로 거리에 비례하여 커졌다.

큐슈의 해상관측타워에서의 PVM의 결과를 제외하고는 풍속이 작게 추정되었으나 평균적으로 PVM이 관측치와 근접한 결과를 나타내었고, rms 오차는 TPM이 약 6 m/s, PVM이 약 4 m/s이고, TPM의 상대오차는 태풍중심에서의 거리에 비례하여 증가한 반면, PVM의 상대오차는 TPM보다 낮고 비교적 일정한 값을 유지하였다. 비록 해상에서 매우 제한된 관측자료와 비교분석한 결과이지만, PVM이 TPM보다 태풍시의 해상풍 산출에 있어 보다 정확한 것으로 나타났다. 그러나 태풍중심에서의 거리가 100 km 미만에서 상대오차가 오히려 증가하는 경향을 보이는 것은 태풍의 중심 위치의 오차에 기인하는 것으로 사료되며, 이러한 오차를 줄이기 위해서는 보다 정확히 태풍의 중심위치와 최대풍의 반경을 추정할 수 있는 연구가 향후 수행되어야 할 것이다.

감사의 글

본 연구는 과학기술부의 자연재해방재기술개발사업인 “해상·연안재해 대응기술개발” 사업의 일환으로 수행되었으며, 아울러 연구에 도움을 주신 Oceanweather Inc.의 Cardone 박사님께 감사드립니다.

참고문헌

강시환, 전기천, 이동영, 박광순, 2001. 태풍중심권에서의 해면기압 및 해상풍 예측연구, 한국해양학회, 2001년도 추계학술발표회

요약집, pp. 47-51.
 과학기술부, 2000. 해상·연안재해 대응기술 개발, N2-02-01-A-02.
 전기천, 강시환, 이동영, 박광순, 2001. 폭풍해일 예측을 위한 태풍 해면기압 및 해상풍 추정, 한국기상학회보, 대기, **11**(3): pp. 52-56.
 해양수산부, 2001. 해상과랑관측 및 조사, BSPM 00066-00-1331-2.
 Atkinson, G.D. and C.R. Holliday, 1977. Tropical cyclone minimum sea level pressure-maximum sustained wind relationship for western North Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **105**(2): 421-427.
 Arya, S.P.S., 1977. Suggested revisions to certain boundary layer parameterization schemes used in atmospheric circulation models, *Mon. Wea. Rev.*, **105**(2): 215-227.
 Cardone, V.J., 1969. *Specification of the wind field distribution in the marine boundary layer for wave forecasting*, TR-69-1, Geophys. Sci. Lab., New York Univ.
 Cardone, V.J., A.T. Cox, J.A. Greenwood, and E.F. Thompson, 1994. *Upgrade of Tropical Cyclone Surface Wind Field Model*, CERC-94-14, U.S. Army Corps of Engineers.
 Dvorak, V.F., 1975. Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, **103**: 420-430.
 Fujita, T., 1962. Numerical estimation of sea waves in a typhoon area, *Papers in Meteorol. and Geophys.*, **26**(4): 199-217.
 Garratt, J.R., 1977. Review of drag coefficients over oceans and continents, *Mon. Wea. Rev.*, **105**: 915-929.
 Holland, G.J., 1980. An analytical model of the wind and pressure Japan Meteorological Agency (JMA), 1984. *Data from ocean data buoy stations*, No. 7, Tokyo. profiles in hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, **108**: 1212-1218.
 Japan Meteorological Agency (JMA), 1984. *Data from ocean data buoy stations*, No. 7, Tokyo.
 Jelesnianski, C.P., 1966. Numerical computation of storm surge without bottom stress. *Mon. Wea. Rev.*, **94**(6): 379-394.
 Jones, L.W., V.J. Cardone, W.J. Pierson, J. Zec, L.P. Rice, A.T., Cox and W.B. Sylvester, 1999. NSCAT high resolution surface wind measurements in typhoon Violet, *J. Geophys. Res. (Ocean)*, **104**(C5): 11247-11259.
 Schloemer, R.W., 1954. *Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee*, Florida Hydrometeorol. Rep. No. 31, U.S. Weather Bureau.
 Shapiro, L.J., 1983. The asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane, *J. of Atm. Sci.*, **40**: 1984-1998.
 Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiment with the primitive equation. I: The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **91**(3): 99-164.
 Thompson, E.F. and V.J. Cardone, 1996. Practical modeling of hurricane surface wind fields, *J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **122**(4): 195-205.

2002년 3월 13일 원고접수
 2002년 7월 6일 수정본 채택
 담당편집위원: 강석구