

태풍 내습시 위험반경내 천해역의 천해설계파 산정기법

유창일 · 윤한삼* · 이경선 · 류청로
부경대학교 해양공학과, *부경대학교 해양산업개발연구소

A Estimation Method of the Shallow Water Waves in the Dangerous Semicycle considering the Passage of the Typhoon

CHANG-IL YOO, HAN-SAM YOON*, GYONG-SEON LEE AND CHEONG-RO RYU

Dept. of ocean Engineering, Pukyong National University, Busan, 608-737, Korea

*Research Center for Ocean Industrial Development, Pukyong National University, Busan, 608-737, Korea

KEY WORDS: Typhoon Maemi 태풍 매미, Danderous Semicycle 위험반경, Shallow Water Waves 천해설계파, Wave Estimation Model 파랑추산모형

ABSTRACT: 본 연구에서는 태풍의 천해역 내습시 태풍의 풍역이동과 위험반경내의 풍향 풍속 변화를 해안지형의 특성에 따라 파랑이, 충분히 발달할 수 있는 해역을 대상으로 발생가능한 풍향별 취송거리 및 관측된 풍향 풍속으로 천해설계파를 산정하기 위한 한가지 수치해석기법을 소개한다. 이를 통해 구조물 전면에서의 파고계산을 위해서는 구역을 결정할 때 해역의 개방 정도 및 폐쇄성과 태풍중심 이동경로가 천해설계파 산정시 중요함을 강조할 수 있다. 실시간 해석기법에 대해서 부가적인 재해석 절차가 필요한 상황이지만 본 연구의 해석기법은 연안 해안지역의 천해설계파를 추정함에 있어 태풍의 천해역 통과시 풍역의 변화특성과 이를 고려한 파랑의 불확정성을 극복하고 보완할 수 있는 천해설계파 산정을 위한 기초적 연구로서 활용될 수 있을 것이라 판단된다.

1. 서 론

우리 나라 최근 10년간(1993년-2002년)의 재해발생 상황을 원인별로 살펴보면 총 1,216회의 재해가 발생하였으며, 호우로 인한 피해는 469회, 태풍으로 인한 피해는 309회, 위의 2가지 요인의 복합적인 피해가 전체 피해의 64.0%를 차지하고 있다(해양수산부, 2003). 특히 하절기에 열대성 저기압인 태풍의 진로에 위치한 우리 나라의 경우 매년 이와 같은 태풍의 영향으로 인해 막대한 불적/인적 피해를 받아온 것이 현실이다.

또한 원인별로 재해를 분류해 보면 기존에는 바람에 의한 건물 및 기물 파손, 집중호우로 인한 침수피해 등이 주를 이루었으나, 최근 들어서는 폭풍해일로 인한 해안지역의 침수피해가 발생하고 있어 이에 대한 연안재해방재대책이 시급한 실정이다.

그 중 2003년 9월 한반도에 상륙한 제 14호 태풍 "매미"는 우리 나라의 남해안을 중심으로 연안·해안에 막대한 경제적, 사회적 피해를 입힌 것으로 나타났다. 이번 피해는 태풍 이동으로 인한 폭풍해일의 연안침입으로 연안지역에 위치한 민가 및 상가, 농단 등에 엄청난 인명과 재산 피해를 발생시켰으며, 특히, 경상남도 마산, 부산의 녹산공단, 송도·광안리·해운대·송정해수욕장, 대면항 등에서 폭풍 해일에 의한 침수 피해가 컸던 것으로 보고된 바 있다(국립방재연구소, 2003). 이러한 피해가 주로 폭풍해일과 함께 바람의 불어보내기작용으로 인해 증가, 발생하였음을 볼 수 있고 특히, 폐쇄성 해역에서는 바람의 불어보내기작용으로 인해 수위가 더욱 상승하였음을 이전의 태풍에서도 많이 보아 왔다(국립방재연구소, 2002).

일반적으로 태풍의 중심을 축대칭으로 간주하면 태풍의 오른쪽 쪽에는 태풍의 바람과 지향류가 더해져서 더욱 강력한 바람을 생성하고 왼쪽에서는 태풍의 바람이 지향류 만큼 감소해서 바람이 덜 강하게 분다. 이러한 태풍의 성질에 의해 태풍 중심으로부터 오른쪽은 위험반원이고 왼쪽은 가항반원이 된다. 그리고 태풍이 지나가는 해당지역의 바람장은 일정한 회전판 형태로 계속해서 변하게 된다. 특히, 태풍의 가항적인 이동경로와 속도뿐만 아니라 가항반원과 위험반원이 태풍의 중심을 축대칭으로 해서 변하기 때문에 쉽게 풍향, 풍속을 산정할 수 없다.

따라서, 천해역에서 바람에 의한 풍파와 wave set-up을 계산하기 위해서는 완벽한 바람장을 사용하여 수치시뮬레이션하는 방법이 가장 최적의 조건이나, 이와 같은 상황을 재현하는 것은 사실 불가능하다. 따라서 최대 풍파가 생길 수 있는 풍향, 취송거리를 가진 지역을 중심으로 여러 방향에 대한 수치실험을 실시하는 것이 효과적이라고 판단된다.

또한 대륙성 고기압이 위치하는 관계로 태풍이 우리 나라로 진입할 경우 남동해를 통과하는 비율이 70~80%에 달한다. 이번 태풍으로 우리나라 관측 이래 최대순간 풍속 극값을 경신한 주된 원인은 우리 나라를 통과한 태풍 중 중심기압이 가장 낮았으며, 우리 나라를 중심으로 북쪽에는 찬 성질을 가진 대륙고기압이 위치하고 남쪽에는 발달한 열대저기압인 태풍이 위치하여 고기압과 태풍간의 대기압력 공간격차에 의하여 나타나는 힘인 기압경도력이 강하였기 때문으로 알려져 있다(서, 2003).

따라서, 태풍의 이동속도와 풍역장의 변화가 바람의 불어내기 작용을 유발시켜 수위 및 해양파랑의 상승을 일으킨다고 할지라

도, 이동하는 태풍의 풍향 및 풍속을 계산하기에는 너무나 많은 제약조건을 가지고 있는 것이 사실이다. 즉, 이와 같은 문제점을 해결함으로써 기존의 해안 구조물 설계를 위한 천해설계파랑 산정에 도움이 될 것으로 생각된다. 이에 본 연구에서는 태풍의 주요 경로가 되는 남동해안의 천해역을 대상으로 최대 풍파가 발생할 취송거리를 산정하고 대상지역을 분할하여 태풍내습시 풍역장의 변화 및 바람장을 고려하여 천해설계파를 산정할 수 있는 기초 해석기법에 대해서 논의하고자 한다.

2. 태풍 매미시 풍역장

해양파랑 발생의 주원인인 풍속은 기압경도(기압차/수평거리)에 비례한다. 등압선이 직선일 때는 Coriolis의 힘과 기압경도력에 의한 힘이 주로 작용하며 풍향은 등압선에 평행이며, 이때의 바람을 지형풍(geostrophic wind)이라 한다.

Fig. 1은 2003년 9월 내습한 태풍 '매미'의 기압분포에 대한 시간별 변화를 나타낸 것으로, 한반도 주변의 대표적 태풍이동 양상을 나타낸다. 이와 같이 등압선이 곡선일 때는 편향력과 기압경도 외에 원심력이 작용한다. 이때의 바람을 경도풍(gradient wind)이라 하며, 경도풍속은 다음과 같은 식으로 표현된다.

$$U_g = \pm r \left(\sqrt{w \sin \phi \pm \frac{G}{\rho \gamma}} - w \sin \phi \right) \quad (1)$$

여기서, r 은 등압선의 반경, w 은 각속도($7.29 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$), ρ 은 공기의 밀도, ϕ 관측위도, $G (= \Delta p / \Delta r)$ 는 대기압의 경사, 부호 (+)는 고기압, (-)는 저기압을 나타낸다.

경도풍속 결정을 위해 Nomograph를 만들어 이용하여(해양수산부, 1999) Fig. 2와 같이 일기도상에서 독취된 기압경도 (Δr)와 태풍중심의 위치(ϕ)에 따라 발생하는 바람장의 강도(wind speed)를 도식화하였다. 또한, 태풍의 중심은 편서풍에 의해 이동하고 있으므로, 이상의 방법으로 산정된 추정지점의 풍향과

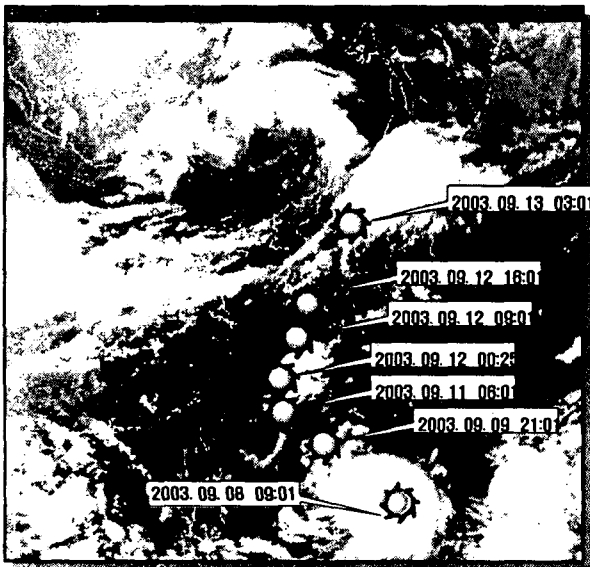


Fig. 1 The course of typhoon 'Maemi'

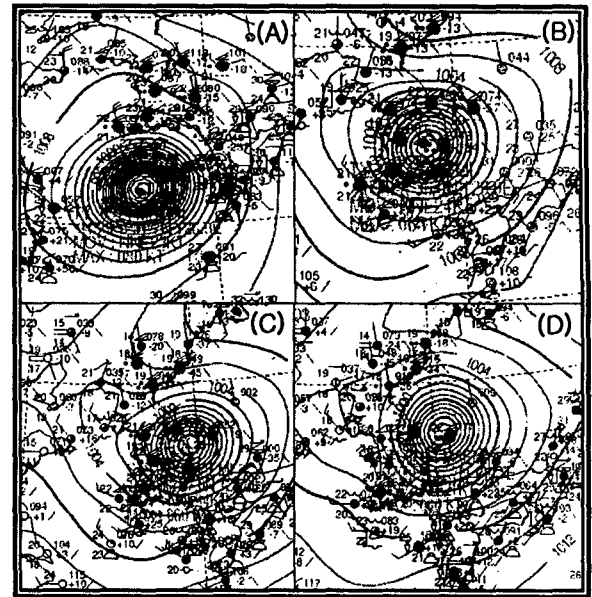


Fig. 2 Distribution of air pressure

(A): 12:00. Sep. 12. 2003., (B): 15:00. Sep. 12. 2003.,
(C): 18:00. Sep. 12. 2003., (D): 00:00. Sep. 13. 2003.

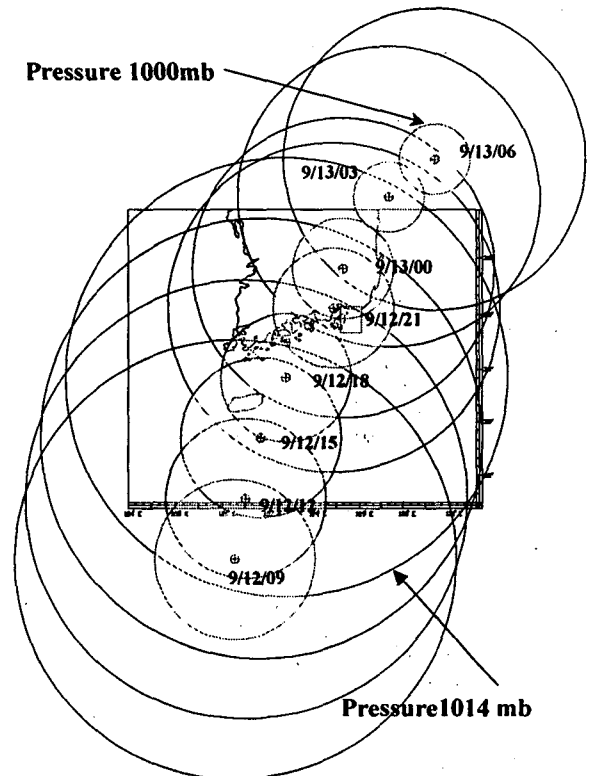


Fig. 3 Passage characteristics of typhoon 'Maemi'

풍속을 태풍의 이동방향과 속도성분으로 합성하여 시간별 풍역 변화를 추정한다.

태풍의 경로와 위험반경과의 관계를 살펴보기 위해 Fig. 3과 같이 풍향과 풍속을 태풍의 이동방향과 속도성분으로 합성하여 시간별 풍역변화를 추정하였다. 태풍의 통과시간별 풍향의 변화

를 요약하면, 태풍중심이 북북동 방향으로 대상해역의 좌측을 통과하여 이동함에 따라 풍향은 태풍중심의 이동경로에 따라 E-SE-S-SSW-SW로 변화한다. 그리고 풍속은 대상해역과 태풍중심간의 상대적인 위치에 따라 10~40 m/s의 범위로 추정되며, 풍속이 최대가 되는 시점은 태풍의 진로중 그 중심이 대상해역에 가장 인접한 구간을 벗어나는 시점(2003년 9월 12일 21시00분)으로 이때의 풍향은 S방향 성분이 우세하였다(이, 2004).

각 기상관측소의 관측횟수별 최고풍속(기상청, 2002)을 초과하는 시점부터 관측지점이 태풍의 영향을 받기 시작한다고 판단하면, 대상해역 근방에서는 마산, 거제, 부산의 순서로 태풍의 풍역이 도달한 것으로 보인다. 관측위치가 비교적 내륙에 있는 기상관측소의 데이터는 해안부근에 위치한 관측소의 데이터보다 지형적 이유로 풍속이 작게 나타나기도 한다.

또한, 풍향은 태풍영향권 진입시에는 E방향이 주를 이루다가 SE, S, SW의 방향으로 변하며, 이러한 영향은 태풍중심을 향해 반시계방향으로 부는 경도풍의 영향과 태풍의 진행방향에 의한 영향을 동시에 받는 것으로 판단된다.

3. 파랑변형 수치모의

3.1 실험모형 개요

본 연구에서 사용되어진 파랑변형모형은 다방향 불규칙파 변형모형으로서 굴절, 회절, 천수, 쇄파 변형의 고려가 가능한 모형이다. 이 모형의 기본방정식은 Karlsson(1969)의 에너지평형방정식이며 이는 식(1)과 같다.

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot (S\vec{V}) - Q = 0 \quad (1)$$

$$\nabla = \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial f}, \frac{\partial}{\partial \theta} \right\}$$

$$\vec{V} = \begin{pmatrix} V_x \\ V_y \\ V_f \\ V_\theta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_r \cos \theta \\ C_r \sin \theta \\ \frac{\partial f}{\partial t} \\ \frac{C_r}{C} \left(\frac{\partial C}{\partial x} \sin \theta - \frac{\partial C}{\partial y} \cos \theta \right) \end{pmatrix}$$

$$C_r = \frac{C}{2} \left\{ 1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right\}$$

여기서, $S(=S(f, \theta))$ 는 파랑스펙트럼 에너지밀도, Q 는 외부에너지 출입, \vec{V} 는 성분 에너지 전파속도 vector, C_r 는 군속도, C 는 파속, k 는 파수, d 는 수심, f 는 주파수, θ 는 방향을 나타낸다.

위 식(1)은 1) 파의 상태는 변하지 않는다($\partial S / \partial t = 0$), 2) 성분파의 주기는 변하지 않는다($\partial f / \partial t = 0$), 3) 외부에너지의 출입은 없다($Q = 0$)고 가정하면, 식 (2)와 같이 유도되며, 본 천해변형 계산모형은 이 방정식에 기초하였다.

$$-\frac{\partial}{\partial x}(SV_x) + \frac{\partial}{\partial y}(SV_y) + \frac{\partial}{\partial \theta}(SV_\theta) = 0 \quad (2)$$

식(1.2)는 유한차분법을 사용하여 풀 수 있으며, 입사경계에서는 입사파랑의 파향(평균파향), 파고(유의파고) 및 주기(유의파주기)에 대응되는 방향스펙트럼을 바탕으로 성분파 에너지를

분할·입력시키는 바, 본 모형에서 사용한 방향스펙트럼은 식 (3)~식(8)에서 제시한 바와 같이 주파수 스펙트럼으로는 Bretschneider-Mitsuyasu 형을, 방향분포함수로는 Mitsuyasu 형을 사용하는 방향스펙트럼을 적용하였다.

$$S(f, \theta) = S(f) G(f; \theta) \quad (3)$$

$$S(f) = 0.25H_{1/3}^2 T_{1/3} (T_{1/3} f)^{-5} \exp[-1.03(T_{1/3} f)^{-4}] \quad (4)$$

$$G(f; \theta) = G_0 \cos^{2s} \left(\frac{\theta}{2} \right) \quad (5)$$

$$G_0 = \frac{1}{\pi} 2^{2s-1} \frac{\Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+1)} \quad (6)$$

$$S = \begin{cases} S_{\max} \cdot (f/f_p)^5 & : f \leq f_p \\ S_{\max} \cdot (f/f_p)^{-2.5} & : f \geq f_p \end{cases} \quad (7)$$

$$f_p = 1/(1.05T_{1/3}) \quad (8)$$

여기서, $S(f)$ 는 주파수 스펙트럼, $G(f; \theta)$ 는 방향분포함수, Γ 는 감마함수(gamma function), f_p 는 peak 주파수, S_{\max} 는 방향집중도 변수를 나타낸다.

또한 측면경계에서는 경계 내외의 방향스펙트럼을 동일하게 주며, 육지측에서는 파에너지가 육지에 완전 흡수되는 것으로 한다. 수치해는 계산영역내 각 격자점에서 성분파의 에너지밀도 $S(f, \theta)$ 로 산출되고 이를 바탕으로 식(9)~식(11)과 같은 관계를 이용하여 파고, 주기 및 파향을 산출한다.

$$H_{1/3} = 4 \left\{ \int_0^\infty \int_0^{2\pi} F(f, \theta) d\theta df \right\}^{1/2} \quad (9)$$

$$T_{1/3} = 1.22 \left\{ \int_0^\infty \int_0^{2\pi} F(f, \theta) d\theta df / \int_0^\infty \int_0^{2\pi} f^2 F(f, \theta) d\theta df \right\}^{1/2} \quad (10)$$

$$\bar{\theta} = \tan^{-1} \left\{ \int_0^\infty \int_0^{2\pi} F(f, \theta) \sin \theta d\theta df / \int_0^\infty \int_0^{2\pi} F(f, \theta) \cos \theta d\theta df \right\}^{1/2} \quad (11)$$

한편, 파랑이 해안으로 접근함에 따라 발생하는 쇄파는 상기 방법에 의하여 각 격자점에서 계산된 파고가 식(12)으로 표현되어지는 Goda(1975)의 쇄파관계식으로 계산된 값보다 크지 않는 것으로 하여 고려된다.

$$H_b/L_0 = A \{ 1 - \exp[-1.5\pi(h_b/L_0)(1 + K(\tan \beta)^s)] \} \quad (12)$$

여기서, H_b 는 쇄파파고, L_0 는 심해파장, A 는 0.12~0.18, K 는 15, s 는 4/3, h_b 는 쇄파수심, $\tan \beta$ 는 해저경사를 나타낸다.

3.2 계산입력조건

수치모델에서 외해 입사 경계조건 없이 수면변위를 0이라 하고, 오직 바람에 의한 조건만 입력한다. 또한 충분한 취송거리가 확보된 지역을 태풍의 이동경로로 예측하여 각각의 실험 CASE를 만든다. 특히, 풍속은 태풍 "매미"가 이동했음시 기상청에서 관측된 값을 사용하기로 한다.

Fig 4는 태풍의 영향권 내에서의 풍향의 변화를 인지하여 4 가지 방향의 CASE를 설정하였으며 각 CASE마다 2개의 방향 성분을 추가하였다.

풍파가 발달하기 위해서는 충분한 시간과 취송거리가 확보되어야 한다. 그러나, 태풍에 의한 바람장은 시간에 따라 지속적으로 변하므로, 태풍내습으로 인한 파랑에너지의 발달을 추정하기 위해 다음과 같은 조건을 규정해 둘 필요가 있다. 첫

제, 바람장은 임의 시간에 대하여 공간적으로 일정하다는 것과 들제, 임의시간에 발생하는 바람장은 파랑이 충분히 발달하는 조건을 만족하여야 한다는 것이다.

개방성 해역(부산신항 인근해역)과 폐쇄성 해역(마산만, 진해만)의 경우는 태풍파랑을 추정하기 위해 변동하는 바람장의 시간별 변화특성을 고려하여, 각 해역의 지형특성에 따른 파랑추정의 시간적 제약조건이 필요하다. 예를 들면, 진해만의 경우는 풍향이 E~ESE인 시점이 파랑에너지가 충분히 발달하여 입사할 조건에 해당되고, 마산만의 경우는 풍향이 SE~S인 시점이며, 부산신항 인근 해역은 S~SSW의 풍향이 우세한 시점을 중심으로 태풍파랑을 산정하여야 한다.

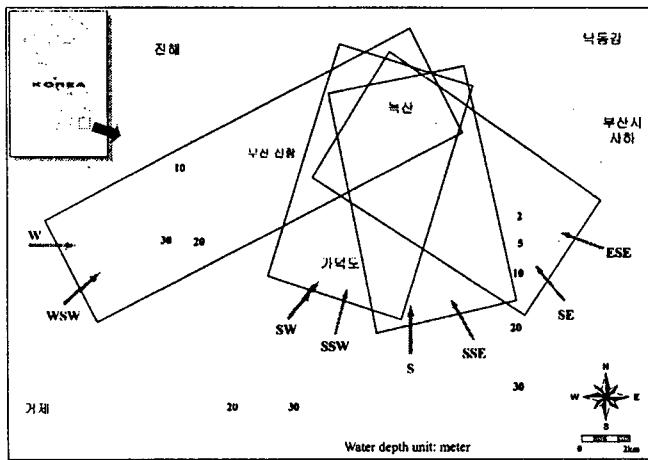


Fig. 4 The Shallow Water wave classified by wind direction

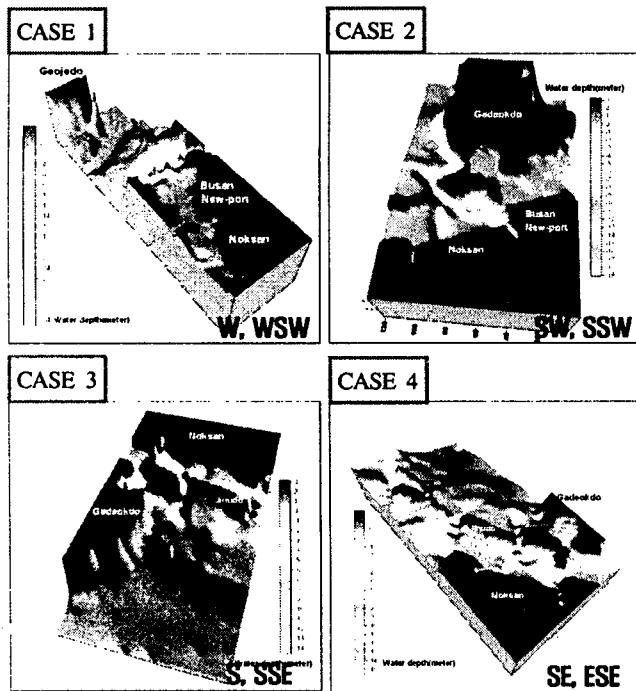


Fig. 5 Depth classified by wind direction

4. 결과 및 고찰

Fig. 6에서 CASE 1의 계산결과는 연안전면부에 파고 0.19 ~ 0.32 m, CASE 2는 0.25 ~ 0.48 m, CASE 3은 0.33 ~ 0.54 m, CASE 4는 0.18~0.46 m이었다. Fig. 7은 각 CASE별 파랑벡터도 중의 일부로서 대표적인 두가지 경우의 파고분포를 계산

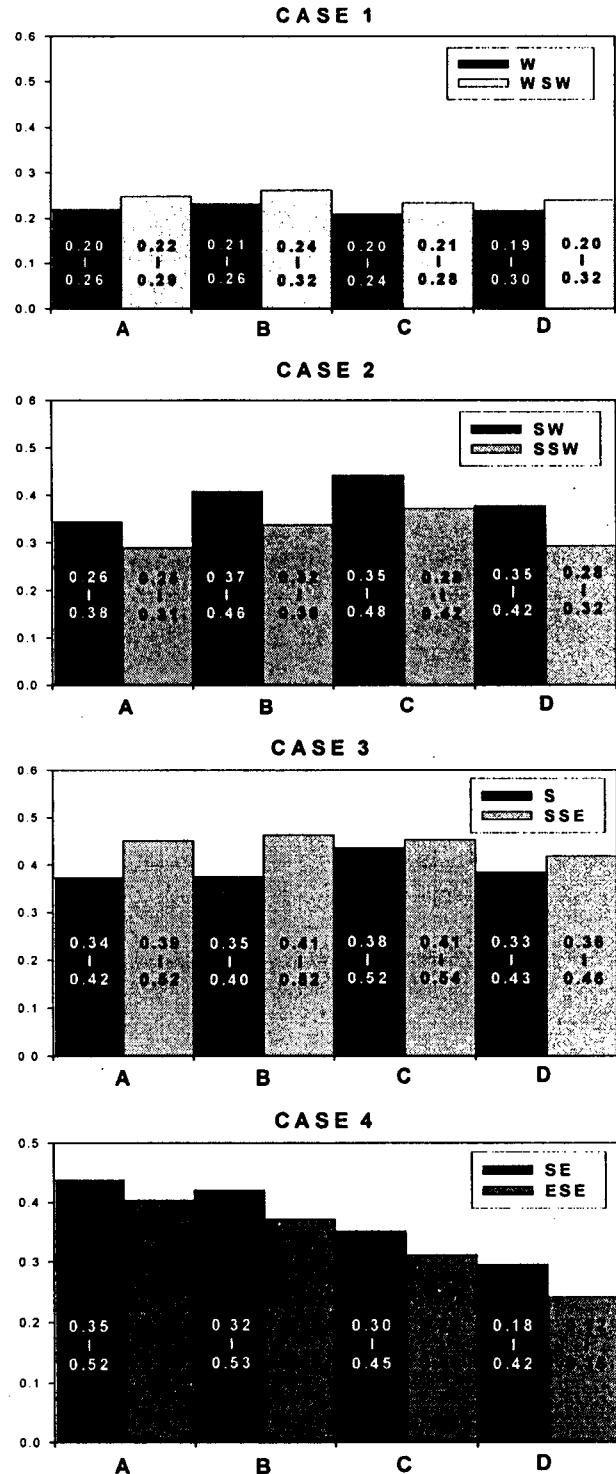


Fig. 6 Distribution Map of weight by CASE

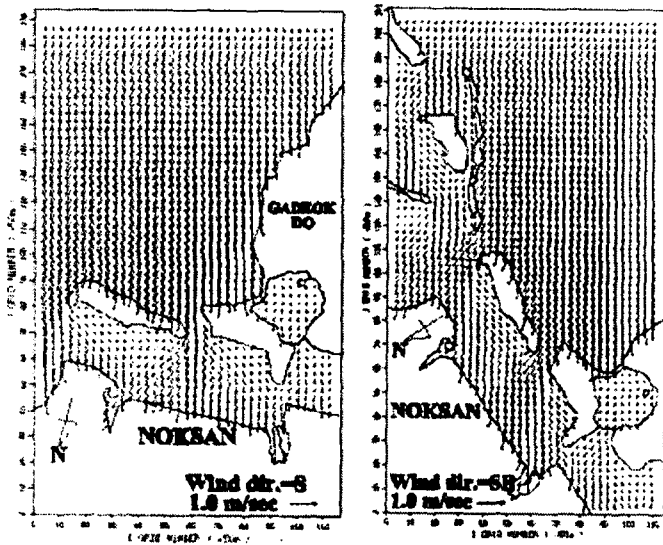


Fig. 7 Vector Diagram

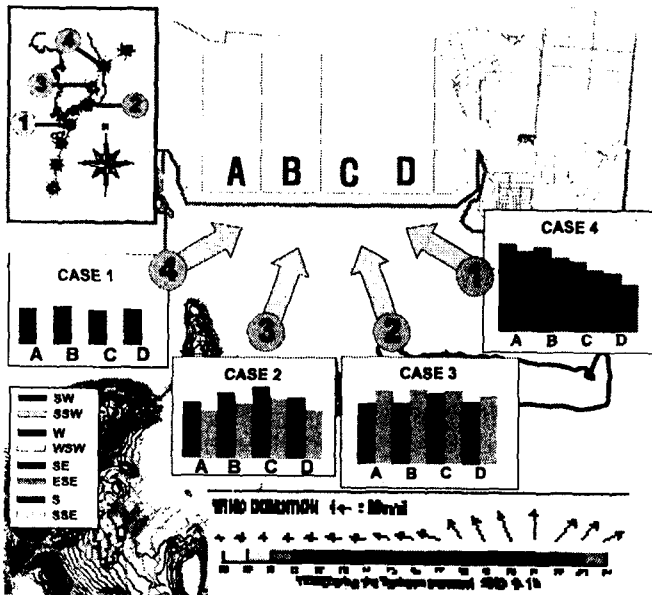


Fig. 8 Distribution Map of weight by numerical calculation

하기 위한 방향별 파랑수치실험 과정을 나타낸다.

또한 Fig. 8은 각 방향별 공간 분포로 나타내었다. 그림에서 보는 바와 같이 CASE 1의 경우 해당지역에 입사하는 각이 비스듬하고 폭이 좁아 파고가 작았다. CASE 2, 3은 연안에 법선 방향으로 들어와서 파고가 높고 CASE 4는 입사파랑의 폭이 넓은 대신 입사각이 비스듬하여 파고 분포가 균일하지 못하다. 또한 연안으로 진입하는 파랑의 벡터들을 보면 태풍의 풍역이 다변화하더라도 파랑이 연안에 미칠 수 있는 범위는 한정되어 있음을 알 수 있다.

5. 결 론

본 연구에서는 태풍의 주요 경로가 되는 남동해안의 천해역을

대상으로 최대 풍파가 발생할 취송거리를 산정하고 대상지역을 분할하여 태풍내습시 풍역장의 변화 및 바람장을 고려하여 천해 설계파를 산정할 수 있는 기초 해석기법에 대해서 논의하고자 하였다.

본 연구를 통해서 태풍내습시 천해파랑 추정을 위해서는 심해에서 발달한 풍파뿐만 아니라 풍역이 이동하면서 발생시키는 파랑에너지 증가 효과도 함께 고려해야 함을 알 수 있었다. 그리고 수심의 영향을 받지 않는 심해역의 파랑에너지 감소요인은 상술된 풍파와 풍역을 벗어나 전파되는 Swell성분의 whitecapping이 대부분이지만, 해안구조물이 설치되는 천해역에 파랑이 진입하게 되면 수심과 지형의 영향으로 인한 변형이 추가로 고려되어야 한다.

그리고 천해역의 파랑에너지 발달은 지형적 영향을 크게 받므로 천해파 산정시 대상으로하는 항이나 해안의 지형·기상학적 특성에 따라 좀 더 정도높은 파랑수치모형실험을 위한 경계값의 범위를 설정할 필요가 있다.

최종적으로 본 연구는 태풍의 천해역 통과시 풍역의 변화특성과 이를 고려한 천해역의 천해파 산정조건을 천해역의 지형조건에 따른 파랑의 불확정성을 극복하고 보완할 수 있는 천해파 산정방법을 제시하고자 하였다. 따라서, 해역이 태풍의 중심권에 어느 방향에 위치하는 지에 대한 문제와 연안에 영향을 줄 수 있는 풍파의 취송거리가 얼마인가 라는 문제에서 해당 해역의 천해파를 가능할 수가 있다. 또한, 해일과 같은 장주기파랑의 수위증가에 의한 연안재해만큼이나 바람에 의한 연안재해발생확률이 높음을 직시하고 태풍의 중심이동에 따른 해역별 재해정도를 미리 예측가능하다고 판단된다.

참 고 문 헌

- 기상청(2002). 기상연보.
 서규우(2003). 2003년 태풍 매미홍수특집-부산경남지역, 한국수자원학회, 제36권, 제6호. pp54-59.
 이경선(2004). 태풍의 풍향특성을 고려한 천해파 산정에 관한 연구, 부경대학교 석사학위논문.
 해양수산부 (1999). 해상파랑 관측 및 조사
 행정자치부 국립방재연구소(2002). 폭풍해일 예측을 통한 상황 대처방안 연구, 232p.
 행정자치부 국립방재연구소(2003). 2002 태풍 매미 피해 현장조사 보고서-홍수, 해일, 전력계통 피해(9.12-9.13), 290p.
 Brestschneider, C.L. (1957). "Harrican Design Wave Practices", Proc. ASCE, Vol. 83, WW. 2
 Cavaleri, L. and Malanotte-Rizzoli P. (1981). "Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications", J. Geophys. Res., 86, No. C11, pp 10,961-10,973
 Padilla-Hernandez, R. and Monbaliu, J. (2001). "Energy balance of wind waves as a function of the bottom friction formulation", Coastal Eng., 43, pp 131-148
 Wilson, B.W. (1961). "Deep Water Wave Generation by Moving Wind Systems", Proc. ASCE, 87-WW3.