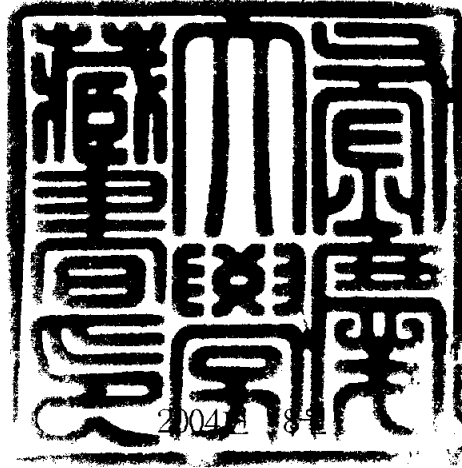


공 학 석 사 학 위 논 문

태풍의 풍향특성을 고려한
천해파 산정에 관한 연구

지도교수 류 청 로

이 논문을 공학석사 학위논문으로 제출함.



부 경 대 학 교 대 학 원

해 양 공 학 과

이 경 선

이경선의 공학석사 학위논문을 인준함.

2004년 7월

주 심 공학박사 이 인 철



위 원 공학박사 윤 길 수



위 원 공학박사 류 청 로



목 차

List of Figures	ii
List of Tables	iii
List of Symbols	iv
Abstract	v
 1. 서론	 1
 2. 태풍 통과시 천해역의 파랑산정조건	 3
2.1 해안구조물의 안정성과 천해역의 파랑조건	3
2.1.1 태풍의 바람장 추정	4
2.1.2 태풍의 영향을 고려한 천해파 추정 방법	9
2.2 풍역변화와 천해파 산정조건	14
2.2.1 천해역의 바람효과	14
2.2.2 천해파 산정조건	17
 3. 태풍의 풍향특성을 고려한 천해파 산정	 18
3.1 파랑수치모형(SWAN)	18
3.1.1 지배방정식	18
3.1.2 바람조건 입력	20
3.1.3 파랑에너지 소산	21
3.2 파랑수치모형 실험	23
3.2.1 해역의 지형특성과 파랑에너지 전달	24
3.2.2 실험조건	32
3.2.3 실험결과	40
3.3 태풍의 풍향변화를 고려한 수치모형의 적용한계 및 고찰	41
 4. 요약 및 결론	 42
 5. 참고문헌	 44

List of Figures

- Fig. 1 Impact factor of coastal structure stability during the passage of typhoon
- 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 Wind direction in high and low atmospheric pressure
(in the northern hemisphere)
- Fig. 4 Results of gradient wind speed estimation
- Fig. 5 Process of deep and shallow water wave calculation
- Fig. 6 Study flow
- Fig. 7 Passage characteristics of typhoon 'Maemi'
around the Gadeok-Sudo
- Fig. 8 Drawing of model condition
- Fig. 9 Topographical condition($B=400m$)
(a) $\theta = 0$ (horizontal bottom), (b) $\theta = 1/60$
- Fig. 10 Spatial distribution of non-dimensional wave height
in values of B (channel width)
- Fig. 11 Spatial distribution of non-dimensional wave height
in values of θ (bottom slope in channel)
- Fig. 12 Site map
(observation points of wave and weather conditon)
- Fig. 13 Observated wind speed during the typhoon
- Fig. 14 Observated wave height during the typhoon
(in Pusan new port and Geoje wave observation
stations refer to Fig. 12).

Fig. 15 Wind speed observation and estimation

(2003. 9. 12. 12:00~ 2003. 9. 13. 00:00)

Fig. 16 Study area (boundary conditon)

Fig. 17 Results of wave numerical simulation

List of Tables

Table 1 Relation of sea surface and gradient wind speed

Table 2 Theory of source terms of the SWAN models

Table 3 A coefficient of structure shape

Table 4 Directional energy ratio of the wave components

List of Symbols

σ	Relative frequency
θ	Wave direction
N	Wave action density
S	Wave energy density
α	Latitude
w	Angular velocity
ρ	Air density
U_o	Wind speed of the sea side
U_{gr}	Wind speed by an air pressure gradient
γ	A radius of an isobaric line
G	A gradient of air pressure
ϕ	Latitude in the observation point
S_m	Wind input(source term)
U_*	Speed of friction by wind
$\bar{U}_{10}$	Wind speed of 10m height on the sea surface
C_D	Drag coefficient (Wu, 1982)
C_{bottom}	Bottom friction coefficient
$S_{ds,w}(\sigma, \theta)$	Dissipation of wave energy (whitecapping)
$S_{ds,b}(\sigma, \theta)$	Dissipation of wave energy (bottom friction)
$S_{ds,br}(\sigma, \theta)$	Dissipation of wave energy (wave-breaking)
K_t	Wave energy transmission coefficient
H_{m0}	An estimated significant wave height

m_o	Spectrum moment
T_p	Spectrum peak frequency
T_z	Spectrum average frequency
ϵ_i	Spectral width parameter
Q_p	Spectral peak parameter
C_g	Group velocity
i	Water level
g	Gravitational acceleration
α, β	A coefficient of structure shape
$S(f)$	Spectrum density function

A Study on the Numerical Calculation for Shallow Water Waves Considering the Wind Direction Characteristics of Typhoon

Kyong-Seon Lee

Department of Ocean Engineering, Graduate School,
Pukyong National University

Abstract

While a typhoon is traveling, characteristics of its wind fields are continuously changed and it makes a severe changes of local water level and wave conditions, especially, when a typhoon comes into shallow water. However, there have not been many studies related to local typhoon effects, especially, considered real time changes of wind direction related to the coastal topography.

In the study, the characteristics of the wind field by typhoon and topographical characteristics in shallow water are being considered and discussed conditions of wave climate estimation. Accordingly, numerical wave experiments are applied to the real-life bathymetry consideration to the conditions of wave climate estimation. These are performed by the SWAN (Simulating WAVes Nearshore) model in order to estimate the growth of wave energy due to the wind field.

The condition of wave climate estimation with real wave fields can be summarized as followings. During typhoon around the wave fields near to Gadeok-sudo, the wave energy in Jinhae-bay is fully developed in the case of the westerly winds. In addition, Masan-bay and Pusan new port area show the characteristics of fully developed wave energy when the wind direction is northwesterly and northerly, respectively.

Therefore, it can be strongly suggested that the wave energy of the sea of inner bay should be estimated when the direction of the bay entrance and the wind direction of the typhoon are identical. According to this result, the

numerical modeling of shallow water waves around the Pusan new port area is performed and applied to prove the applicability by the comparative study with observed results. The result of the numerical calculations is in better agreement with the observed data than the result of the conventional estimation techniques. Using the results, It can be pointed out and the development direction of shallow water wave calculation that the local surge effects considered the wind direction changes are important and the new techniques should be considered the surge effects and local wind field related the opening of the bay.

1. 서 론

연안에 설치되는 해안구조물에 작용하는 외력조건은 일반적으로 태풍에 의한 고파랑과 수위증가이다. 특히, 우리나라 남동해안에 설치되는 구조물의 설계는 태풍의 내습빈도에 따른 파랑의 통계적 특성값을 주요 외력조건으로 사용하고 있다. 그러나, 최근에 와서 구조물의 안정성과 관련된 파랑조건이 이상 기상 현상등에 의해 점점 그 규모와 강도가 커지고 있고, 여기에 따른 대책과 설계기준 강화의 필요성이 대두되고 있는 것이 현실이다. 실제로 우리나라 남해안은 태풍의 내습으로 강력한 바람과 해일이 발생하여 해안구조물의 파괴가 빈번히 일어났고, 이 때마다 복구와 대책에 관한 연구가 진행되어 왔다(국립방재연구소, 2003: 태풍 ‘매미’ 피해 현장조사 보고서). 그러므로, 해양구조물의 안정성에 대한 평가를 위해 태풍내습이 천해역의 파랑장에 끼치는 영향을 추정하고, 태풍파랑에 의한 구조물의 피해를 최소화할 수 있는 방안을 연구할 필요가 있다. 이를 위해 태풍내습시 발달하는 파랑에 대한 보다 정확한 예측과 과거의 태풍시에 발생되었던 파랑의 정확한 추정 연구가 선행되어야 한다. 그러나, 태풍 통과시 우리나라 주변 해상에서 관측된 파랑자료가 거의 전무한 상태였기 때문에 이 분야에 대한 국내에서의 연구가 매우 부진하였다.

구조물의 안정성에 관한 연구는 구조물의 설계외력인자인 파랑에 대한 검토를 중심으로 이루어져야 하며, 이와 관련한 연구는 다음과 같다. 류(1984)에 의해 해양시설물의 설계 및 배치시 외력인자로서 대표파(설계파)를 도입함에 따른 분제점을 해결하고 해양의 풍파를 효과적으로 외력인자화 하기 위해 해양파랑의 특성, 불규칙파랑과 구조물의 상호작용등에 관한 연구가 진행된 바 있다. 그리고, 불규칙파의 외력인자화가 단순한 통계파에 의한 대표파의 개념에서 벗어나 스펙트럼형상, 파군특성 등을 고려하는 추세로 변화하고 있으며, 해양파의 스펙트럼해석과 파별해석법을 이용한 해석결과를 비교·검토하는 연구가 수행된 바 있다(Ryu et al. 1989).

우리나라에 내습하는 태풍은 대개 북태평양 서부에서 발생한 열대성저

기압에 의해 발생하며, 강한바람과 주변보다 낮은 기압장을 가지고 진행한다. 심해의 경우, 태풍의 발달로 인한 바람과 중심부근의 저기압은 풍파를 발달시키고, 해수면의 상승을 발생시킨다. 그러나, 태풍이 천해역을 통과하면, 태풍에 의한 풍파와 해수면 상승은 천해역의 지형특성에 의해서 복잡하게 변동하며, 이와 같은 현상은 해안구조물을 파괴시키는 등 연안에 예기치 못한 피해를 주기도 한다. 이러한 관점에서 안(1976)등은 우리나라 해역의 특성과 태풍 및 기상특성을 검토한 결과, 남해 및 남해의 일부항만의 설계파는 태풍에 의해서 결정해야하고, 서해 및 남해안의 일부와 제주도의 북쪽 해안의 각 항의 설계파는 동기 계절풍에 의해 결정해야 한다는 것을 강조하기도 하였다.

본 연구에서는 태풍의 풍역변화를 고려한 천해역의 파랑산정조건을 규정하여 천해역의 지형조건에 따른 파랑의 불확정성을 보다 체계적으로 보완할 수 있는 천해파랑 산정방법을 제시하고자 한다.

태풍이 발달하여 천해역에 접근하면 그 강력한 바람장의 영향으로 비정상적인 수위변화와 이에 수반한 파랑에너지 증·감이 발생한다. 이러한 현상 가운데 수위의 상승과 파랑에너지의 증가는 해안구조물에 작용하는 가장 위험한 외력인자로 작용하며, 천해역의 경우 지형조건과 태풍의 풍향은 파랑에너지에 변화를 주는 가장 큰 요인으로 작용할 수도 있다. 이러한 관점으로, 본 연구에서는 가덕수도 인근 해역을 중심으로 태풍의 풍역변화특성과 해역의 지형특성을 고려한 천해파 산정조건에 대해 검토하고, 태풍의 풍역변화특성을 적용한 천해파 산정방법을 제시하려 한다. 그리고, 검토된 천해파 산정조건을 적용하여 부산신항 전면 해역을 중심으로 태풍 '매미'의 내습에 대한 시간대별 파랑수치모형실험을 실시하고, 대상 해역의 파랑관측데이터와 우리나라에서 보편적으로 사용되고 있는 기존의 천해파 산정방법에 의한 결과를 비교·검토함으로써 천해파 산정방법 개선의 방향을 제시하고자 한다.

2. 태풍의 통과시 천해역의 파랑산정조건

2.1 해안구조물의 안정성과 천해역의 파랑조건

천해역에 설치되는 해양구조물은 설치수심과 파랑조건을 주요 외력조건으로 적용하여 설계된다. 구조물의 설계외력인자는 해역이 태풍의 영향권에 접어들게 되면 지속적인 변화를 겪게 되며, 때로는 구조물의 안정성에 영향을 끼치기도 한다. 이러한 영향은 주로 태풍중심의 저기압에 의한 수위증가와 해수면에 작용하는 강한 바람에 의한 파랑에너지 증가로 대별될 수 있다. 특히, 구조물 전면이나 해저경사가 급한 해안지형의 전면에서의 파랑은 심해로부터 천해로 전파되면서 충분한 에너지 감쇄없이 경계에 직면하게 되므로, 입사하는 파랑에너지에 의해 구조물의 안정성에 심각한 피해를 초래할 수 있다.

이상과 같이, 구조물의 안정성에 영향을 주는 태풍의 특성은 크게 강한 바람장의 이동에 따른 wind effect의 변동과 태풍중심의 저기압에 의한 수위상승으로 나눌 수 있다. 이러한 태풍의 특성중 강한 바람은 천해역에서 흔히 거론되고 있는 폭풍해일(wind set-up)과 더불어 국지적 지형효과를 발생시키고, 구조물 전면의 파랑장을 변화시키는 요인으로 작용한다. 즉, 풍향이 파향과 같은 방향으로 작용할 때에는 파랑에너지가 증가하는 결과를, 풍향과 파향이 반대방향인 경우는 파랑에너지가 감소하는 경향이 나타난다. 광역적 풍향특성과 연계된 지형효과(meteorological tide+wind set up)와 국지적 수위상승 효과(local wind stress effects)에 의한 구조물 전면의 국지적 수위변동은 Fig. 1에 모식적으로 나타낸 바와 같이 해안구조물의 안정성에 치명적인 영향을 미칠 수 있다. 쇄파대 근방에 설치된 구조물의 경우 수위상승에 따른 파고의 직접적 상승효과가 문제이지만, 수위상승에 따른 천단저하효과에 의한 안정성 저하분세에 관한 연구검토가 미진한 것도 문제라는 지적이 있다. 그러므로 태풍의 내습에 따른 구조물의 안정성 검토는 바람에 의한 구조물 근방의 국지적 수위변화와 파랑에너지 증가를

상세히 연계시켜 고려하여야 함을 강조할 수 있다.

2.1.1 태풍의 바람장 추정

태풍의 바람장은 시·공간적으로 변화가 크고, 그 중심이 빠른속도로 이동하고 있으며, 관측자료가 거의 전무하므로 중심부근의 기압과 바람을 파악하기가 어려운 실정이다. 일반적으로 태풍 통과시의 해상풍 산출은 주로 중심기압, 최대풍 반경, 주변기압 분포 등의 태풍파라미터로부터 경험적 함수 관계를 도출하여 사용하고 있는데, 이는 기상예측 결과인 일기도를 이용하여 추정한 바람특성값으로써 일기도의 기압장을 분석하는 과정에서 큰 오차를 낼수 있는 단점이 있다. 한편, 유(1971) 등은 태풍의 영향권내의 등압선을 등심원으로 가정하여, 몇 개의 파라미터로 태풍 중심 주위의 기압분포를 해석하고 해상풍을 추정하는 방법을 제시하였다.

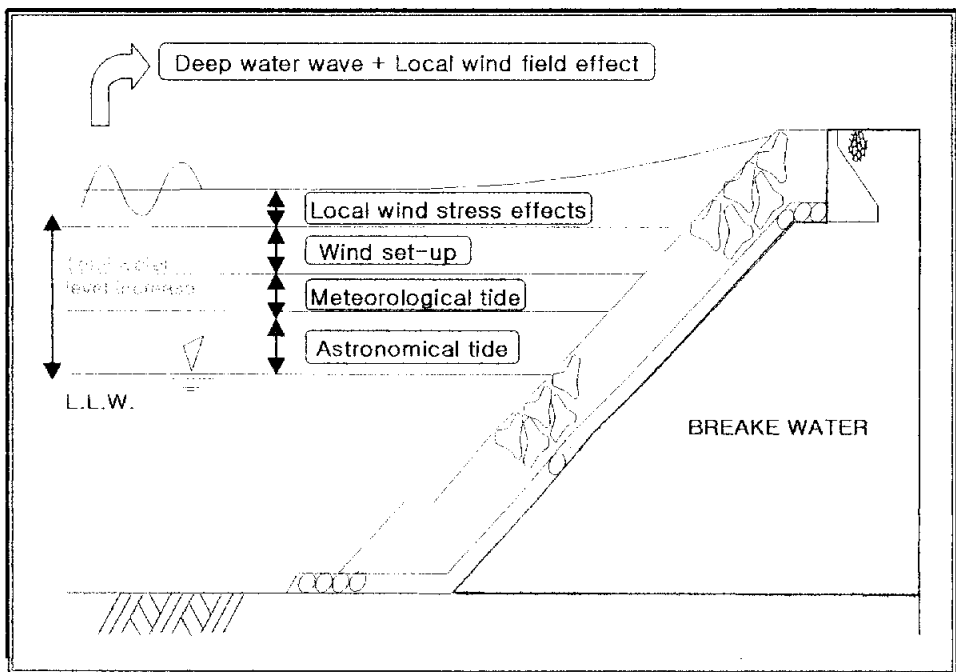


Fig. 1 Impact factor of coastal structure stability during the passage of typhoon.

과랑발생의 주원인인 풍속은 기압경도(기압차/수평거리)에 비례한다. 등압선이 직선일 때는 Coriolis의 힘(지구 회전에 의한 편향력으로 바람방향에 직각으로 작용함)과 기압경도에 의한 힘이 주로 작용하며 풍향은 등압선에 평행이며, 이때의 바람을 지형풍(geostrophic wind)이라 한다. Fig. 2는 2003년 9월 내습한 태풍 ‘매미’의 기압분포에 대한 시간별 변화를 나타낸 것으로, 한반도 주변의 대표적 태풍이동 양태를 보여준 것이다. 이와 같이 등압선이 곡선일 때는 편향력과 기압경도 외에 원심력이 작용하며 풍향은 북반구에 있어서는 Fig. 3와 같으며 α 각은 Table 1과 같다.

이때의 바람을 경도풍(gradient wind)이라 하며, 경도풍속은 다음과 같은 식으로 표현된다.

$$U_{gr} = \pm r \left(\sqrt{wsin\phi \pm \frac{G}{\rho\gamma}} - wsin\phi \right) \quad (2-1)$$

r : A radius of an isobaric line

w : Angular velocity($7.29 \times 10^{-5} sec^{-1}$)

ρ : Air density

ϕ : Latitude of observation point

G : $\Delta p / \Delta \gamma$: Gradient of air pressure

(+) : High atmospheric pressure

(-) : Low atmospheric pressure

이 식은 계산하기가 곤란하므로 Fig. 4와 같이 경도풍속 결정의 Nomograph를 만들어 이용한다(해양수산부, 1999: 항만 및 어항 설계기준). Fig. 4는 일기도상에서 득취된 기압경도 (Δr)와 태풍중심의 위치(ϕ)에 따라 발생하는 바람장의 강도(wind speed)를 도식화한 것으로써, 실제 해면에 작용하는 바람장의 강도는 위도에 따른 지형풍과 해상풍의 관계(Table 1)를 적용하여 환산해서 사용되어야 한다.

또한, 태풍의 중심은 편서풍에 의해 이동하고 있으므로, 이상의 방법으로 산정된 추정지점의 풍향과 풍속을 태풍의 이동방향과 속도성분으로 합성하여 시간별 풍역변화를 추정한다.

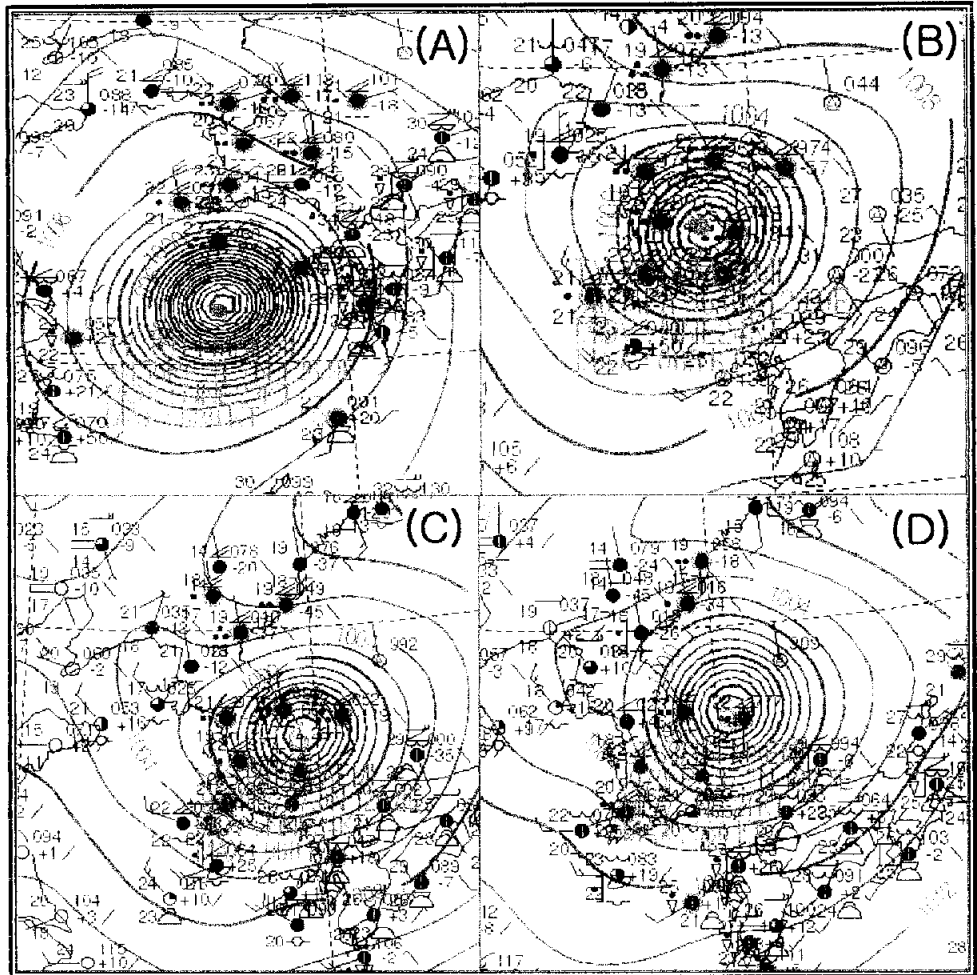


Fig. 2 Distribution of air pressure.

(A): 12:00. Sep. 12. 2003., (B): 15:00. Sep. 12. 2003.,

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

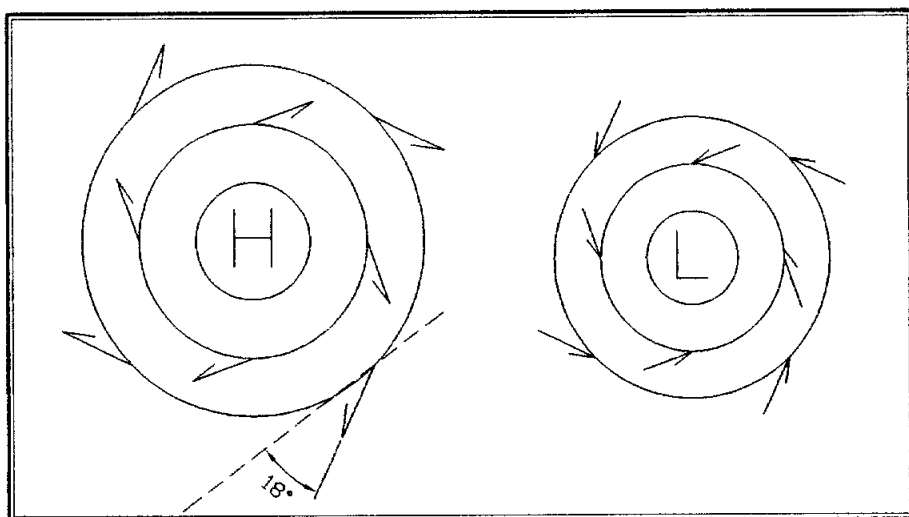


Fig. 3 Wind direction in high and low atmospheric pressure
(in the northern hemisphere).

Table 1 Relation of sea surface and gradient wind speed

Latitude	10°	20°	30°	40°	50°
α	24°	20°	18°	17°	15°
U_o/U_{gr}	0.51	0.60	0.64	0.67	0.70

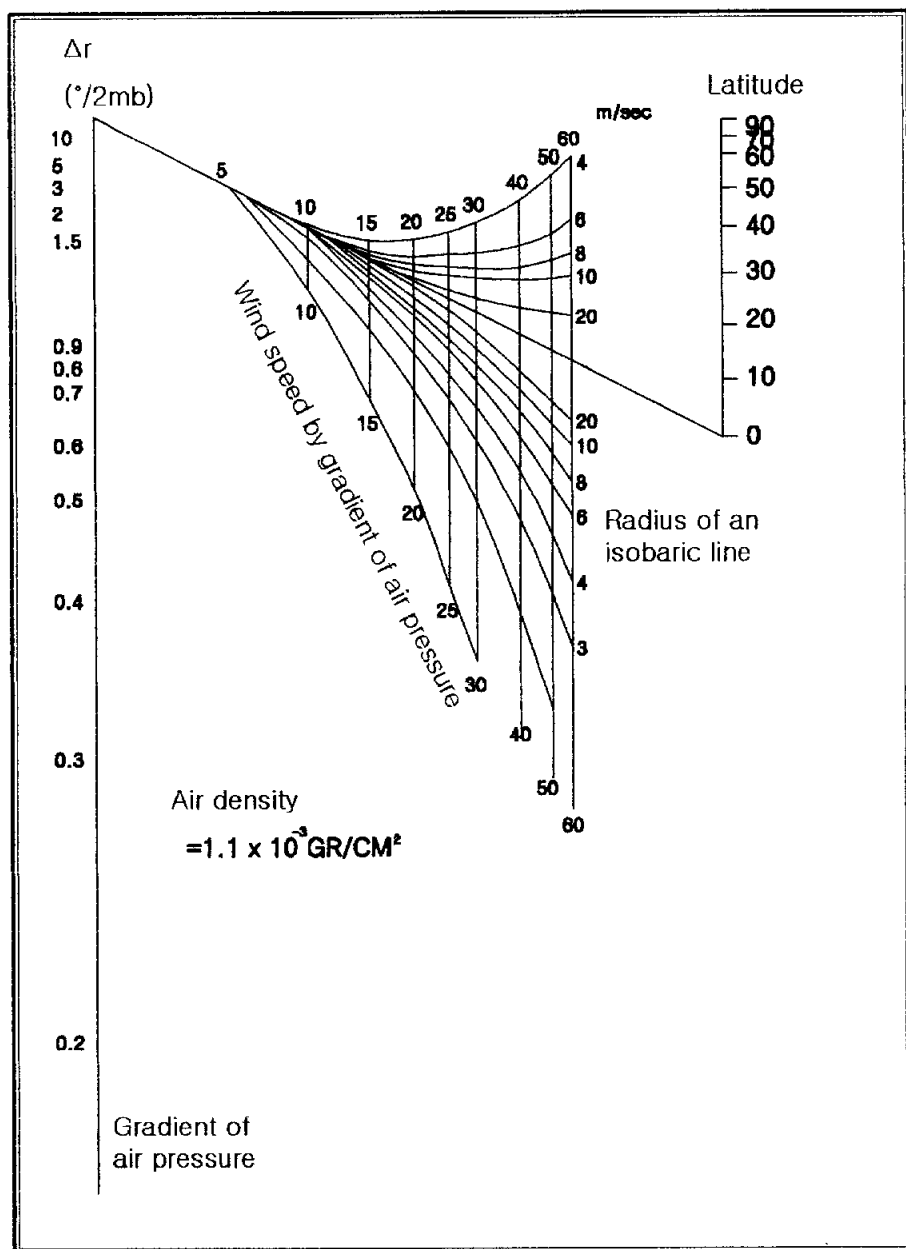


Fig. 4 Results of gradient wind speed estimation.

2.1.2 태풍의 영향을 고려한 천해파 추정방법

(1) 기존 천해파랑 추정연구

일반적으로 바람에 의한 풍파를 산정하는 방법은 유의파법과 spectrum 법이 있으나, 실제로 해안의 파랑을 산정하는데는 유의파법이 주로 사용된다. 이 방법은 Sverdrup-Munk에 의해서 제안된 유의파의 개념을 사용하여 바람과 파랑의 관계를 표현한 것이며, 그 후 Bretschneider (1958)에 의해서 보정되어 S-M-B법이 수립되었다. S-M-B법은 심해파의 유의파고, 주기와 풍속, 취송시간 및 취송거리의 관계를 무차원적으로 표시한 것이며, 풍역이 이동하지 않을때에 대한 것이다. 천해파에 대해서는 Thijsse 및 Bretschneider등에 의해서 연구되었다. 이후, Wilson (1961)은 풍역이 이동하는 경우 심해파의 발달과정을 도식적으로 구하는 방법을 발표하였으며, 이것이 소위 H-t-F-T도이다. 井島 (1960)등은 풍역이 이동하는 경우, 천해파가 발달하면서 진행되는 과정을 Wilson의 방법과 동일한 방법으로 도식으로 구할 수 있는 H-t-F-C_G도를 작성하였다.

심해에서의 풍파의 형성은 주로 바람에 의한 마찰력과 파와 파간의 상호 간섭 그리고 쇄파(white capping) 현상 등에 의한 1차 에너지 손실에 의하여 이루어진다. 이러한 심해역에서의 파의 변이를 해석할 때 굴절, 회절, 및 마찰손실 등에 의한 천해역 현상은 무시할 수 있으며, 풍파의 형성은 주로 바람조건에 좌우된다. 그러나, 파랑이 천해역으로 들어오게 되면 천수, 굴절, 회절 및 마찰손실 등에 의하여 급격히 변이된다. 따라서, 천해 파랑산정에는 풍파의 생성과정과 백파(white capping) 등에 의한 에너지 감쇄효과 뿐만 아니라, 굴절, 회절, 천수효과 등에 대한 고려도 충분히 이루어져야 한다. 일반적으로 천해역에서 발생하는 파랑의 변형특성을 반영하기 위해 불규칙파를 스펙트럼파로 해석하는 기법을 사용하여 천해파랑을 재현하고 있다.

해안구조물의 설계외력조건은 태풍내습으로 인한 풍파가 주로 적용된다. 특히 우리나라 남·동해 연안의 개발이나 구조물 설치를 위한 천해파랑산정은 Fig. 5의 과정에 의해 산정된다. 요약하면, 태풍의 내습시 예측된

대기압분포도(일기도)를 바탕으로 파랑발달에 영향을 끼치는 풍향, 풍속, 최대 풍역반경 등의 파라미터를 산정하여, 풍파의 추산방법에 의해 천해역의 설치대상 지점까지 파랑을 추산하게 되며, 산정과정상의 검증은 위해 산정된 심해파 제원을 관측값과 비교하는 과정을 갖는 것이 바람직하다.

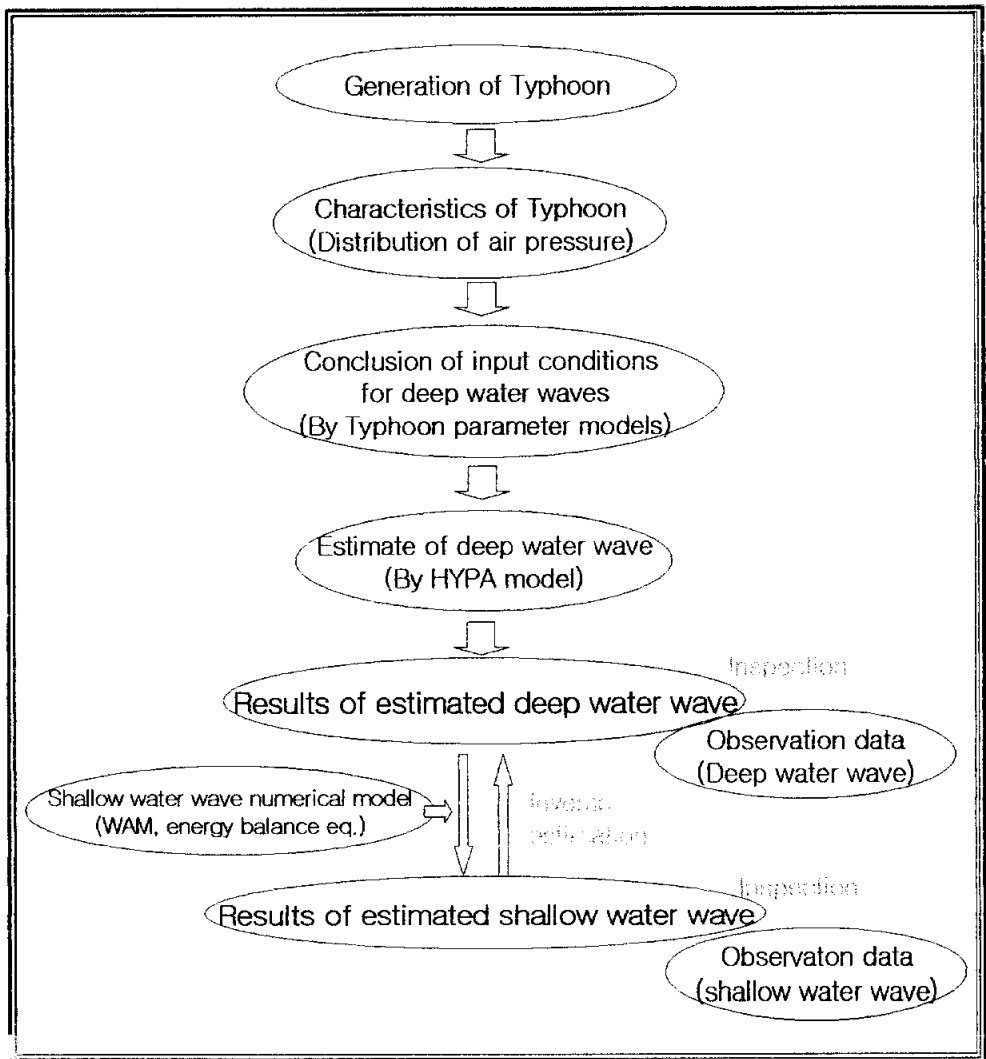


Fig. 5 Process of deep and shallow water wave calculation.

이상의 과량추정 방법은 주로 태풍의 풍역이 육지와는 먼 외해에 위치할 때의 심해 과량환경을 재현하고 있다. 그러나, 이러한 심해파 산정결과를 입사조건으로 한 천해파 산정은 천해역에 작용할 수 있는 태풍의 영향을 고려하지 못한다는 단점이 있다. 더우기 태풍의 풍역이 천해역에 직접 영향을 미치는 경우에는 이상과 같은 한계가 더 크게 작용한다. 또한 심해파랑 산정과정까지 계산시간이 많이 소요되며, 초기 세산입력치를 결정하는 근거인 일기도에서 태풍특성인자를 독취하는 과정에서 개인적인 오차가 발생할 가능성이 크고, 산정된 심해파 조건의 천해적용시 추가적인 과량변형모형실험이 부과되어야 한다.

기존의 천해파 산정 수치모형은 천해역의 지형적 특성에 의한 과량변형만을 산정하므로, 태풍내습으로 인해 천해역에 작용하는 바람장의 영향은 천해파 산정과정에서 고려되지 못하였다. 그러므로 태풍내습시 천해역의 과량을 추정하기 위해서는 심해의 입사과랑 조건뿐만 아니라 대상해역에 작용하는 바람장 특성을 고려하는 산정방법의 도입이 필요하다.

(2) 태풍특성을 고려한 천해파 추정연구

기존의 천해파 산정과정이 입사과랑조건과 지형변화에 따른 과량변형만을 고려한데 반해 본 연구에서는 천해역의 풍역변동이 과랑장에 미치는 영향을 고려한 천해과랑 추정방법을 제시하고자 한다(Fig. 6).

간략하게 설명하면, 태풍의 바람장이 천해역에 작용하게 되면 일정해역을 중심으로 볼 때 시간에 따라 풍향과 영향범위가 달라지며, 이에 따라 과랑에너지의 발달 특성이 달라지므로, 천해파 수치모형실험시 태풍내습과 관련한 지형·기상·과랑특성에 부합하는 경계조건의 결정이 중요하다. 본 연구에서는 태풍내습으로 인해 천해역의 과랑장에 영향을 끼치는 동안의 풍속조건하에서 지형특성과 풍향변화를 가장 중요한 요인으로 적용하여, 이에 따른 천해파 산정조건을 정립하고자 한다. 단, 지형의 고도효과는 지역적 풍계특성을 변화시키는 중요한 인자일 것이나 여기서는 수평적 폐경계역으로만 취급하고 고려하지 않는 것으로 한다.

이상의 천해파 산정방법의 적용성을 검토하기 위해 최근 우리나라에 내

습하여 해안구조물에 피해를 준 태풍“매미”를 중심으로 그 특성을 파악하고, 해안구조물에 작용하는 외력조건중 파랑조건을 산정하기 위하여 추정 및 관측 자료를 통한 해역의 기상·해양 변동을 검토한다. 또한, 이상의 파랑에너지 증가 요인을 근거로 하여 시간별 파랑수치모형실험을 실시한다.

(3) 수치모형의 적용성

최근 우리나라에서는 HYPA모델과 Wilson모델, SMB모델 등을 사용하여 해역별 심해파를 추정하고, 이를 구조물 설계를 위한 심해파 재원으로 사용하고 있다. HYPA모델은 풍파모델(wind wave model)과 너울모델(swell model)에 대한 복합모델이며, 해상풍의 변화와 해상조건에 따라 유기적으로 해상상태를 파악하도록 고안되었다. 그러나, HYPA모델은 심해에서 적용가능한 모형으로 천수, 굴절, 해저마찰 등의 천해효과가 무시되기 때문에 우리나라 남해나 서해와 같은 천해역에서는 적용이 어렵다(해양수산부, 1999: 해상파랑관측 및 조사). 그러므로 수심의 효과가 작용하지 않는 영역까지의 파랑추정은 HYPA모형을 사용하고, 천해역으로의 파랑에너지 전파는 별도의 천해파 산정모형을 사용하여 추정하고 있다.

SWAN모델은 수치파랑모델로서 주어진 바람, 해저면 및 해류조건으로부터 연안역, 호수 및 하구의 파랑을 계산한다. 이 모델의 기본방정식은 파랑작용의 평형방정식(wave action balance equation)이며, 수심과 흐름에 따른 굴절현상, 천수현상, 반대방향 흐름에 대한 파랑의 반사 등의 파랑전파 과정이 고려된다. 또한 모델에서 고려되는 원천항(source term)은 바람에 의한 파랑에너지 생성, 백파(white capping), 쉘파(shallow water wave breaking), 저면 마찰(Bottom friction)에 의한 에너지 소산, 비선형 상호작용에 의한 에너지 교환 등이 있다. 그러나 태풍파랑의 산정이라는 측면에서 SWAN모델은 풍역이 일정할 경우에 대한 풍파는 계산이 가능하나 풍역을 벗어난 너울(swell)의 고려에는 한계가 있다.

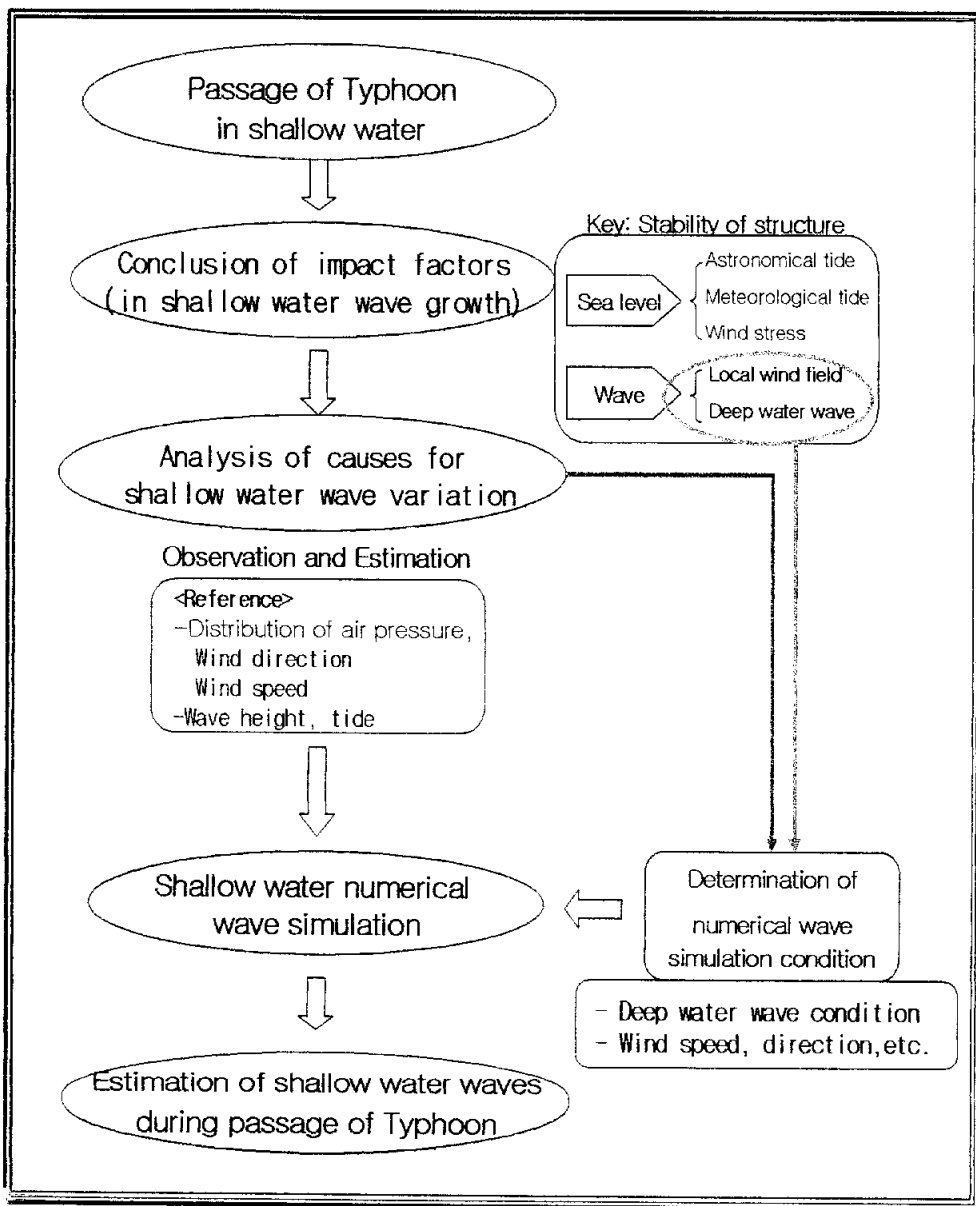


Fig. 6 Study flow.

2.2 풍역변화와 천해파 산정조건

태풍내습시 천해역의 파랑을 추정하기 위해서는 먼저 태풍의 바람장을 산정하고, 지형학적 조건에 따라 바람장이 천해역에 미치는 영향에 대한 검토가 이루어져야 한다. 또한 검토된 바람장의 영향을 근거로 천해파 산정조건을 설정하여 보다 체계적인 천해파 산정과정을 수립한다.

2.2.1 천해역의 바람효과

최근 우리나라 남해안의 구조물에 큰 피해를 주었던 태풍 ‘매미’는 괌섬 북서쪽 해상에서 발달하여 제주도 성산포 동쪽해상을 거쳐 우리나라 남동부 지역을 관통하는 경로를 보였다(Fig. 7). 이때, 그 중심기압의 최저값이 950 hPa 이었으며, 북제주군 기상대에서 순간최대 풍속이 60 m/s 로 관측되어 우리나라 기상관측 기록사상 최고치를 보였다. 연구대상해역인 가덕수도 인근 천해역은 태풍경로의 우측에 위치하며, 태풍중심의 이동경로와 비교적 인접한 위치에 있어서 강한 바람이 발생하고, 심해역에서 발달한 태풍파랑이 직접 영향을 끼치므로 어느 해역보다 태풍의 피해가 클 것으로 판단되는 조건을 갖춘 것이었다(Fig. 7).

태풍의 통과시간별 풍향의 변화를 요약(Fig. 6 참조)하면, 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/s 의 범위로 추정되며, 풍속이 최대가 되는 시점은 태풍의 진로중 그 중심이 대상해역에 가장 인접한 구간을 벗어나는 시점(21:00, Sep. 12, 2003)으로 이때의 풍향은 S방향 성분이 우세하였다.

(1) 지형특성과 바람효과

태풍의 강력한 바람은 천해역에서의 파랑장 변화와 수위변화의 주된 요인이며, 연구대상해역은 진해항(Jinhae port), 마산만(Masan bay), 용원

(Yongwon) 등의 크고 작은 폐쇄성 내만을 끼고 있다. 이들 폐쇄성 해역은 지형학적으로 남, 동, 서쪽등 한 방향으로 개방되어 있으며, 이러한 지형적 조건에 의해서 각 해역이 받는 태풍의 영향은 그 통과시간에 따라 시시각각 변하게 된다. 즉, 각 해역에 입사하는 파랑에너지는 태풍의 풍향과 관련하여 그 전달 패턴이 변동한다. 수위변화는 각 내만의 형상특성에 따라 풍역의 영향을 크게 받기도 하나, 외해와 떨어진 폐쇄적 해역일수록 지형적 영향이 더 큰 것으로 판단된다.

이와 같이 천해역의 지형특성과 바람장의 변화에 따른 천해파 산정조건을 설정하기 위해, 가덕수도에 인접한 각 내만의 형태를 그 지형적 특성에 따라 개방성 해역(부산신항 인근해역)과 폐쇄성 해역(마산만, 진해만, 용원)으로 분류하고, 풍역변화와 각 내만의 형태에 따른 파랑에너지 변화요인을 추정한다.

(2) 바람장에 의한 수위변화

태풍의 내습으로 인한 수위변화는 주로 기압저하로 인한 수위상승과 폐쇄성 내판이나 구조물 전면에서 local wind stress effect와 wind setup 등에 의한 수위상승으로 나눌 수 있다. 기압저하로 인한 수위상승은 대상해역의 스케일보다 광범위한 영역이거나, 또다른 지형효과를 수반하는 문제이므로 본 연구에서는 풍역의 변화에 의한 대상해역의 수위증가 특성만을 분석하고자 한다.

태풍 '매미'의 내습시 수위관측이 마산항, 용원, 부산신항 전면에서 실시되었고, 전체 수위변화중 천문조를 제외한 수위변동은 풍속의 증가경향과 거의 일치하며 수위증가가 최대인 시점은 풍속이 최대치인 시점보다 한시간정도 뒤에 나타나는 것을 볼 수 있다. 또한 관측 지역별로 수위증가폭이 다른 것은 지형적 영향에 의한 결과로써 폐쇄성 해역인 마산과 용원지역은 수위증가폭이 크고, 비교적 개방되어 있는 부산신항 전면은 수위증가폭이 상대적으로 작은 것을 볼 수 있다.

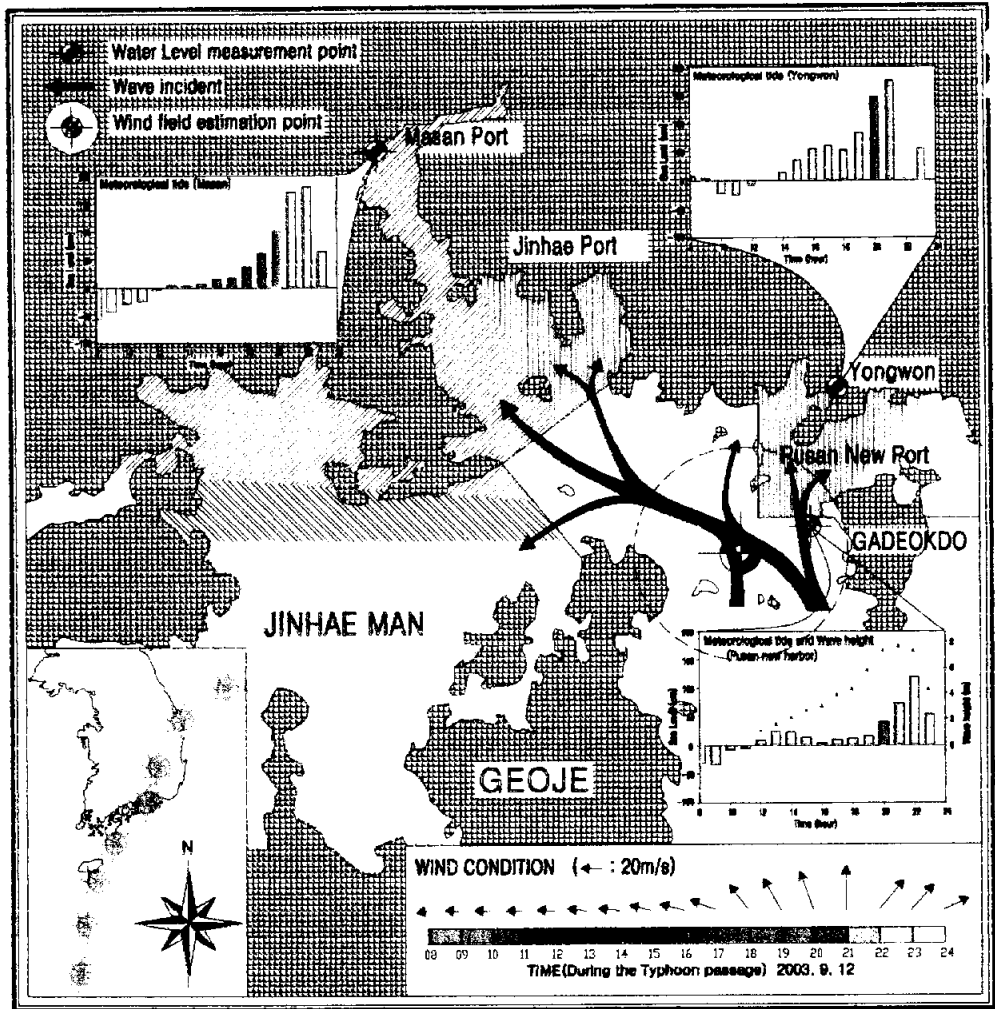


Fig. 7 Passage characteristics of typhoon 'Maemi' around the Gadeok - Sudo.

천해역은 가 수위관측 지점의 위치적 특성에 따라 수위증가 요인이 다르다. Fig. 7에서 볼 수 있듯이 마산항 인근해역은 비록 강한 풍역의 직접 영향 영역을 벗어나지만 폭이 좁고 취송거리(fetch)가 긴 폐쇄적 지형특성 때문에 수위의 증가가 큰 것으로 판단되고, 이에 반해 용원지역은 취송거리(fetch)는 그다지 길지 않으나 풍역의 영향을 크게 받는 위치에 있으므로

수위증가가 크게 일어난 것으로 해석된다. 또한, 부산신항 전면해역의 수위 증가폭이 마산만과 용원에 비교하여 상대적으로 작은 이유는 이 해역이 바람, 파랑 등의 입사한 외력인자가 배후해역으로 통과하는 지형적 특성을 지니고 있기 때문으로 판단된다.

2.2.2 천해파 산정조건

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.

1. 바람장은 임의 시간에 대하여 공간적으로 일정하다.
2. 임의시간에 발생하는 바람장은 파랑이 충분히 발달하는 조건을 만족한다.

개방성 해역(부산신항 인근해역)과 폐쇄성 해역(마산만, 진해만)의 경우는 태풍파랑을 추정하기 위해서 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.

수위상승은 각 해역의 파랑에너지 전달에 영향을 미치는 하나의 경계조건이며, 해역의 지형적 특성에 따라 편차가 크다. 그러므로 폐쇄성 내만에 발생하는 태풍파랑의 산정시에는 수위상승을 함께 고려해야 보다 정확한 결과를 도출할 수 있다.

3. 태풍의 풍향특성을 고려한 천해파 산정

3.1 파랑수치모형(SWAN)

3.1.1 지배방정식

SWAN wave model에서 파랑스펙트럼의 발생은 Cartesian 좌표계에 대해 spectral action balance equation에 의해 설명된다(Hasselmann et al., 1973).

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial X} c_x N + \frac{\partial}{\partial Y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (3-1)$$

여기서 σ : relative frequency, θ : wave direction, N : wave action density이며, σ 에 의해 energy density와 구분된다. $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta)$. $E(\sigma, \theta)$ 는 wave energy density이다. 식 (3-1)은 흐름의 분포와 간단한 저면지형을 포함한 약산식이다. 식 (3-1)에서 좌변의 첫 번째 항은 시간에 대한 action density의 변화율을 표현한다. 두 번째, 세 번째 항은 x-, y-space에서 속도 c_x 와 c_y 의 전달을 포함한 지형적 공간에서 운동의 전달을 말한다. 네 번째 항은 σ -space에서 전달속도 c_σ 를 갖는 수심과 흐름의 변화에 대한 relative frequency의 변형을 표현한다. 다섯 번째항은 θ -space에서 전달속도 c_θ 를 가진 수심과 흐름에 의해 변형하는 굴절을 표현한다. Action balance equation의 우측항의 S는 파랑에너지 생성과 소산, 비선형 파랑-파랑상호간섭의 효과를 제시한 에너지 밀도항에 대한 근거가 되는 항이며, SWAN모델에서 고려되는 term은 Table 2에 정리하였다.

이러한 SWAN에서 사용되는 source term은 wind input에 의한 에너지 증가, 파랑간 비선형 간섭에 의한 에너지 수송, whitecapping, bottom friction, depth-induced wave breaking 등에 의한 에너지 소산 등이 있다.

Table 2 Theory of source terms of the SWAN models

Source terms	SWAN wave model
Linear wind growth	Cavaleri and Malanotte-Rissoli(1981) ^a
Exponential wind growth	Komen et al. (1984) ^a Janssen(1991)
Whitecapping	Komen et al.(1984), Janssen(1991)
Quadroplet interaction	Hasselmann et al. (1985)
Triad interaction	Eldeberky(1996)
Depth induced breaking	Battjes and Stive (1985) Nelson,(1994)
Bottom friction	Hasselmann et al.(JONSWAP)(1973) Collins(1972) Madsen et al.(1988)

Action balance eq.의 적분값은 다섯 개의 차원(시간, 지형공간, 스펙트럼 공간)에서 유한차분 scheme을 적용하여 SWAN wave model에서 실행된다. 유한차분형은 다음과 같이 표현된다.

$$\begin{aligned}
 & \left[\frac{N_t^{i,n} - N^{i-1}}{\Delta t} \right]_{i_x, i_y, i_\sigma, i_\theta} + \left[\frac{[c_x N]_{i_x} - [c_x N]_{i_x-1}}{\Delta x} \right]_{i_y, i_\sigma, i_\theta} \\
 & + \left[\frac{(1-nu)[c_\sigma N]_{i_\sigma+1} + 2nu[c_\sigma N] - (1+nu)[c_\sigma N]_{i_\sigma-1}}{2\Delta\sigma} \right]_{i_x, i_y, i_\theta} \\
 & + \left[\frac{[c_y N]_{i_y} - [c_y N]_{i_y-1}}{\Delta y} \right]_{i_x, i_\sigma, i_\theta} + \left[\frac{(1-nv)[c_\theta N]_{i_\theta+1} + 2nv[c_\theta N] - (1+nv)[c_\theta N]_{i_\theta-1}}{2\Delta\theta} \right]_{i_x, i_y, i_\sigma} \\
 & = \left[\frac{S}{\sigma} \right]_{i_x, i_y, i_\sigma, i_\theta}^{i,n,t} \quad (3-2)
 \end{aligned}$$

여기서 Δt 는 전달시간 step이고, $\Delta x, \Delta y, \Delta\sigma, \Delta\theta$ 등은 지형적 공간과 스펙트럼 공간의 증가분이고, i_t 는 time-level index이고, $i_x, i_y, i_\sigma, i_\theta$ 등은 격자수이며, n^* 은 explicit or implicit 근사에 대한 n 또는 $n-1$ 과 같다. 이것은 source term에 의존하며, 여기서 n 은 반복횟수이다. 계수 nv, nu 는

scheme이 스펙트럼 공간에서 upwind or central인 정도를 결정한다. 불연속인 주파수는 낮은 주파수와 기준 주파수 사이에서 결정되며, 파랑관련 파라미터의 적분을 계산하기 위해 사용된다.

3.1.2 바람조건 입력

SWAN wave model에서 Koman et al. (1984)와 Janssen (1991)의 wind input 공식이 선택적으로 적용될 수 있다. 파랑으로의 wind energy 변환은 공진(Pillips, 1957)과 feed-back (Miles, 1957) 메카니즘으로 SWAN에서 설명된다. 이러한 메카니즘 재현을 위한 관련 source term은 선형중첩(the sum of linear)과 지수적 성장(exponential growth)의 항으로 일반적으로 묘사된다.

$$S_{wi}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (3-3)$$

여기서 A와 B는 파랑의 주파수와 방향, 풍속과 풍향에 의존하고 있다. A항은 Pierson-Moskowitz 주파수(Tolman, 1992a)보다 낮은 주기에 대한 증가를 피하기 위한 filter를 포함한 Cavaleri and Malanotte-Rizzoi (1981)에 의해 표현되어진다. 계수 B는 Snyder et al. (1981)에 의해 도출된 것이며, 바람에 의한 마찰속도 U_* 의 항과 10 m 높이에서의 풍속 U_{10} 에 대한 U_* 의 비율인 마찰계수는 Wu (1982)로부터 도입된다. SWAN model이 10 m 높이에서의 풍속 U_{10} 에 의해 구동되므로 계산은 마찰속도 U_* 를 사용하는 것으로 정의될 수 있다. U_{10} 에서 U_* 로 변환하는 식은 다음과 같이 표현된다.

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2 \quad (3-4)$$

C_D 는 Wu (1982)로부터의 항력계수이다.

$$C_D(U_{10}) = \begin{cases} 1.2875 \times 10^{-3} \\ (0.8 + 0.065 s/m \times U_{10}) \times 10^{-3} \end{cases} \quad \text{for } \begin{cases} U_{10} < 7.5 m/s \\ U_{10} \geq 7.5 m/s \end{cases} \quad (3-5)$$

3.1.3 파랑에너지 소산

파랑에너지의 소산항은 세 개의 다른 영향함수들의 합으로 설명된다. whitecapping $S_{ds,w}(\sigma, \theta)$, bottom friction $S_{ds,b}(\sigma, \theta)$, 수심에 기인한 breaking $S_{ds,br}(\sigma, \theta)$.

Whitecapping은 파형경사에 의해 주로 조정된다. 최근에 사용하는 whitecapping 공식들은 a pulse-based model (Hasselmann, 1974)에 기초를 두고 있고, WAMDI group (1988)에 의해 정식화 되었다.

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = - \Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{k} E(\sigma, \theta) \quad (3-6)$$

여기서 Γ 는 경사에 의존하는 계수이고, k 는 파수이며 $\tilde{\sigma}$ 와 $\tilde{k}$ 는 평균주파수와 평균파수를 의미한다(the WAMDI group, 1988).

수심이 일으키는 소산은 저면마찰(bottom friction), 저면운동(bottom motion), 침투, 혹은 저면 요철상의 배후산란(back-scatter)에 의해 야기될 수 있다. 모래저면을 가진 육지근처의 얇은 수심해역에서 발생하는 지배적인 메카니즘은 저면마찰로 나타난다(Bertotti and Cavaleri, 1994). 이것은 다음식으로 일반적으로 묘사될 수 있다.

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = - C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (3-7)$$

여기서, C_{bottom} 은 저면마찰계수이다.

수심에 의한 wave-breaking의 과정은 여전히 완전하게 해석되지 못하고 있으며, 이에 대한 완벽한 재현에 대해서도 알려진 바가 적다. 그러나, wave breaking의 특성으로 인한 총 에너지 소산(i.e., integrated over spectrum)은 불규칙한 해양에서 breaking waves에 적용되는 bore에 의한 소산을 포함하여 잘 재현될 수 있다(Battjes and Janssen, 1978; Thornton and Guza, 1983)으며, SWAN에서는 다음과 같이 표현한다.

$$S_{\text{dis, br}}(\sigma, \theta) = \frac{D_{\text{tot}}}{E_{\text{tot}}} E(\sigma, \theta) \quad (3-8)$$

여기서 E_{tot} 는 총파랑에너지이고 $D_{\text{tot}} < 0$ 은 Battjes and Janssen(1978)에 따른 wave breaking에 기인한 총 에너지의 소산율이다. D_{tot} 의 값은 breaking 파라미터 $\gamma = H_{\text{max}}/d$ 에 대해 제한적으로 의존한다(여기서 H_{max} 는 임의의 수심 d 에서 발생할 수 있는 최대파고이다.). SWAN에서 상수값과 변수값을 조정가능하며, 상수 값은 $\gamma=0.73$ 이 사용된다(Battjes and Stive, 1985).

SWAN은 방파제와 같은 구조물을 통한 파랑전달을 판단할 수 있다. 이런 장애물은 두가지 측면으로 파랑장에 영향을 끼칠 것이다. 첫째는 장애물의 길이를 따라 지역적으로 파고가 줄어든 것이고, 두 번째는 장애물의 끝단 주변에 회전을 야기시킬 것이다. SWAN모델은 회전에 대해서 계산할 수는 없다. 그러나 불규칙한 short-crest-wave인 경우, 장애물의 끝단으로부터 또다른 장애물과의 거리가 하나 혹은 두개의 파장보다 작은 경우를 제외(Booij et al., 1992)하고는 회전의 영향이 아주 작은 것으로 본다. 그러므로 모델은 입사파랑의 방향 스펙트럼이 아주 협소하지 않을때 장애물 주변의 파랑에 대한 계산에 대해 적용될 수 있다.

만약 방파제의 천단이 파랑이 넘어갈 수 있는 높이에 있다면, 전달계수 K_t (파형경사로써 결정됨)는 파고의 함수이며, 천단고와 수면고의 차와 관련한 함수이다. Goda et al (1967)로부터 정식화하면

$$K_t = 0.5 \left[1 - \sin \left(\frac{\pi}{2\alpha} \left(\frac{F}{H_i} + \beta \right) \right) \right]$$

$$\text{for } -\beta - \alpha < \frac{F}{H_i} < \alpha - \beta \quad (3-9)$$

여기서 $F=h-d$ 는 구조물의 여유고이며 H_i 는 구조물의 upwave쪽에서의 입사파고이다. h 는 저면기준고를 기준으로한 댐의 천단고이다(저면의 기준고와 같다). d 는 기준고와 관련한 평균해수면이고 계수 α, β 는 댐의 형상과 관련된 계수이다(Seelig, 1979).

Table 3 A coefficient of structure shape

Case	α	β
Vertical thin wall	1.8	0.1
Caisson	2.2	0.4
Dam with slope 1:1.5	2.6	0.15

3.2 파랑수치모형 실험

태풍내습시 천해파랑의 변동인자는 바람에 의한 파랑에너지 증가와 심해입사파의 전달이며, 실제 지난 2003년 태풍 ‘매미’ 내습시 부산신항 전면 해역을 대상으로 태풍통과에 따른 시간별 바람장의 변화를 고려한 천해파랑을 산정하여 실제 관측자료와 비교한다. 또한, 연구대상 해역의 지형학적 특성에 따른 입사파랑의 에너지 전달과 관련한 간단한 모의 실험을 실시하여 대상해역의 파랑에너지 전달패턴을 고찰한다.

3.2.1 해역의 지형특성과 파랑에너지 전달

우리 나라와 같이 서해와 남해안을 중심으로 크고 작은 섬과 복잡한 리아스식 해안지형을 가지고 있는 천해역의 경우 해안구조물은 대체로 육지-섬 또는 섬-섬 사이의 수로형 해역을 중심으로 많이 설치되고 있다. 연구 대상해역 역시 육지와 섬으로 둘러싸여 있는 지형적 특성을 가지고 있으며, 이러한 지형적 특성이 있는 대상 해역에 대하여 입사하는 파랑에너지의 전달특성을 검토할 필요가 있다.

따라서 현재 국내에서 상용되고 있는 파랑방정식들 중 반사가 고려되고 수로형의 항내에서도 적용이 가능하다고 판단되어진 시간의존 쌍곡선형 완경사 방정식 모형을 사용하여 수로를 통과하는 파랑에너지의 전달과 변형에 관련되는 영향인자들에 대한 민감도 분석을 실시하고자 한다.

실험방법으로는 임의 선정한 단순 수로형 해역에서 파랑전달에 영향을 끼치는 인자를 수로폭, 수로내부의 저면경사와 같은 지형(기하학적)인자와 입사파고 및 주기, 파랑입사각의 파랑인자로 선정하여 각각의 영향인자에 대한 파랑에너지 전달율(무차원 파고비의 공간분포)을 분석한다.

(1) 지배방정식

수치모형은 쇄파대에서의 쇄파로 인한 에너지 감소를 고려하기 위하여 쇄파대 외·내측의 경우에 대해서 각각의 기초방정식을 수립하였다.

Booij (1983)는 속도 포텐셜로 표시된 완경사 방정식에서 흐름의 효과를 무시하고 방정식의 해가 정상이고 조화상태라고 가정하였고, 이를 선유량과 수면변위에 대한 방정식으로 변형하면 다음과 같이 Maruyama et al. (1985)가 제안한 시간의존 완경사 방정식인 2개의 1차 선형방정식이 유도된다.

먼저 쇄파대 외측에서의 기본 방정식은 다음 식 (3-10)~(3-11)과 같다.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C^2 \nabla \eta = 0 \quad (3-10)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{n} \nabla \cdot (nQ) = 0 \quad (3-11)$$

여기서, 선유량 벡터 $Q=(Q_x, Q_y)$ 이고 $Q_x = \int_{-d}^0 u dz$, $Q_y = \int_{-d}^0 v dz$, u, v 는 수면자 속도의 x, y 방향 성분, η 는 수면변위, C 는 선유량 Q 를 계산하는 격자점에서의 속도, 그리고 $n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right)$ 로서 η 계산점 위치에서의 파의 위상속도에 대한 군속도의 비 ($= C_g / C$), C_g 는 파의 군속도, t 는 시간이다.

또한 종래 대부분의 파랑계산모형은 쇄파기준 뿐만 아니라 쇄파대에서의 파고 역시 그 지점의 수심에 대응하는 쇄파 한계파고와 같다고 생각하며, 식 (3-12)과 같이 보편적으로 적용되어지는 McCowan (1891)의 쇄파한계식을 사용하였다.

$$H_b = 0.78 d_b \quad (3-12)$$

여기서, H_b 는 쇄파파고, d_b 는 쇄파한계수심이다.

따라서 식 (3-10)과 식 (3-11)에 쇄파에 의한 에너지 감쇠를 고려하면 쇄파대 내측에서의 기본 방정식은 다음 식 (3-13), 식 (3-14)와 같다.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C^2 \nabla \eta + f_D Q = 0 \quad (3-13)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{n} \nabla \cdot (nQ) = 0 \quad (3-14)$$

여기서, 식 (3-13), 식 (3-14)이 적용되는 쇄파영역은 식 (3-12)에 의하여 결정되며, f_D 는 쇄파 및 해저면 마찰에 의한 에너지 감쇠계수를 나타내는 것으로 쇄파대 외측 해역에서는 $f_D=0$ 이고, 쇄파대 내측에서는 다음 식 (3-15)과 식 (3-16)을 사용한다.

$$f_D = \alpha_n \tan \beta \sqrt{\frac{g}{d} \left(\frac{Q}{Q_r} - 1 \right)} \quad \text{식(3-15)}$$

$$Q = \sqrt{\widehat{Q}_x^2 + \widehat{Q}_y^2}, \quad Q_r = \gamma \sqrt{gd^3} \quad \text{식(3-16)}$$

여기서, $\tan\beta$ 는 쇄파점 근방에서의 평균저면경사, g 는 중력가속도, d 는 수심, Q_x, Q_y 는 선유량 x, y 성분의 진폭, Q_r 는 파의 재생한계를 나타내는 선유량의 진폭 ($Q/Q_r < 1, f_D = 0$), α_D 와 γ 은 상수로서 각각 2.5와 0.25를 사용하였다.

그러나 이상과 같이 성분파의 쇄파변형을 모의하게 되면 성분파들의 파고가 작아서 불규칙파의 쇄파변형을 적절히 재현하지 못하게 되므로, 본 실험에서는 식(3-17)으로 표현되어지는 Goda (1975)의 쇄파한계식을 도입하여 최종 계산된 파고(성분파 계산결과를 중첩한 파고)가 한계파고(H_b)보다 크지 않는 것으로 처리하였다.

$$H_b/L_o = A[1 - \exp[-1.5\pi(d_b/L_o)(1 + K(\tan\beta)^s)]] \quad (3-17)$$

여기서, L_o 는 심해파장, A 는 0.12~0.18, K 는 15, s 는 4/3이다.

(2) 성분파 분할 및 중첩

불규칙파인 입사파를 성분파로 분할하는 방법으로는 입사파 조건에 대응되는 방향스펙트럼을 구하고 이를 바탕으로 주기 및 방향 간격과 분할수를 적절히 설정하여 주기-방향별 성분파를 도출하는 방법이 일반적으로 사용된다. 본 연구에서는 실용상 타당성이 인정되고 있는 Goda (1985)의 방법으로 성분파 분할을 시도하였다. 이 방법은 우선 식 (3-18)에 의해 성분파 주기(주파수)를 결정하고, 식 (3-19)에 의해 주기-방향 성분별 에너지 비율을 할당한다.

$$f_i = \frac{1.007}{T_o} [\ln \{2m/(2i-1)\}]^{\frac{1}{4}} \quad (i=1, 2, \dots, m) \quad (3-18)$$

$$(\Delta E)_{ij} = \frac{1}{m} D_j \quad (j=1, 2, \dots, k) \quad (3-19)$$

여기서, f_i 는 성분파 주파수, T_o 는 입사파의 주기(유의파 주기), i 는 주

기성분 번호, m 은 주기(주파수) 분할수, $(\Delta E)_{ij}$ 는 각 성분파의 에너지 비율, D_j 는 전에너지에 대한 방향별 에너지 비, j 는 방향성분 번호, k 는 방향 분할수를 나타낸다.

이 때, $S_{\max}$ (방향별 에너지의 비)는 방향 분할수에 따라 달라지며 16방향 분할 또는 8방향 분할의 경우는 Table 4에 제시한 바와 같다. 이상과 같이 각 성분파의 에너지비율이 결정되면 각 성분파의 입사파고는 식 (3-20)과 같이 결정된다.

$$H_{ij} = H_o \sqrt{\frac{1}{2}(\Delta E)_{ij}} \quad (3-20)$$

여기서, H_{ij} 는 각 성분파의 입사파고, H_o 는 입사파의 파고(유의파고)를 나타낸다.

Table 4 Directional energy ratio of the wave components

Division Dir.	16 Direction (°)				8 Direction (°)		
	$S_{\max}$	10	25	75	10	25	75
67.5°	0.05	0.02	0	-	-	-	-
45.0°	0.11	0.06	0.02	0.26	0.17	0.06	-
22.5°	0.21	0.23	0.18	-	-	-	-
0°	0.26	0.38	0.60	0.48	0.66	0.88	-
-22.5°	0.21	0.23	0.18	-	-	-	-
-45.0°	0.11	0.06	0.02	0.26	0.17	0.06	-
-67.5°	0.05	0.02	0	-	-	-	-
SUM	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

또한, 입사경계에서 입력된 모든 성분파들의 수심변화 및 구조물 등에 의한 변형계산이 완료되면 각 격자점에서 일어난 성분파의 파고로부터 중첩에 의해서 유의파고가 구해지는데 이는 식 (3-21)과 같이 결정된다.

$$H_{1/3} = \sqrt{2 \sum_{i=1}^N H_i^2} \quad (3-21)$$

여기서, $H_{1/3}$ 은 성분파들의 합성된 결과치, N 은 성분파의 총 개수, H_i 는 성분파의 파고를 나타낸다.

(3) 경계처리

Maruyama et al. (1985)는 평행등수심선을 갖는 일정 경사면 위로 파가 비스듬히 입사하는 경우에 대하여 입사파향과 심해파의 입사각 사이에 성립하는 Snell의 법칙식과 경사입사파의 수면변위를 나타내는 식을 이용하여 해석하였다.

본 실험은 Maruyama et al. (1985)의 수치해석기법을 이용하여 계산영역 내에서 구조물 등에 의한 반사파가 발생할 경우, 이러한 반사파를 경계에서 투과시킬 수 있는 측방입사경계조건을 사용하였다(김 등, 1995).

(4) 실험조건

Fig. 8과 같이 단순화된 수로형 해역의 파랑에너지 전달과정을 예측하는데 있어서 주로 고려되어야 할 파랑변형 현상으로는 파랑의 천수, 회절, 반사, 저면마찰, 쇄파 효과 등이 있다. 상술한 여러 가지 파랑변형 현상들이 협수로상에서 복잡하게 상호 연관될 것으로 생각되고, Fig. 8에서 보는 바와 같이 입사각이 협수로의 길이 방향 $\Lambda\Lambda'$ 에 평행하게 입사하는 경우($\alpha=0^\circ$)에는 구조물(육지경계)에 의한 회절현상은 무시될 수 있을 것이며, 협수로 외부의 반사경계에 인접의 경사를 줌으로써 반사되어지는 파랑이 입사하는 파랑에 미치는 영향을 최소화하고 측면경계로의 투과를 유도하였다. 측면경계조건은 방사조건(radiation condition)을 적용하였다.

본 실험에서 구조물이 설치되는 협수로형 지형을 단순화하여 수치실험을 수행함에 있어 협수로 전면 또는 내부 수심조건의 결정은 실제 부산신항 전면해역의 일반적 수심을 채택하고, 입사파랑조건은 최근 내습한 태풍에 의한 파랑요소($H=8.0\text{ m}$, $T=15\text{ sec}$)를 선택하였다. Fig. 9에서 좌측(a)은 등수심 지형에 대해 도식화한 것이고, 우측(b)은 수로 내부에 $1/60$ 의 저면경사를 가진 경우이다. 수로 개구부에서의 수심은 20 m 이다. 또한, 지형조건에 대한 실험 변수는 수로폭의 변화($B = 0.5L, L, 2L, 3L, 4L, 6L, L=\text{파장}$)와 수로내의 저면경사의 변화($\theta=0, 1/60$)로 설정하였다.

이상의 지형조건에 대해서 각각의 실험변수에 대한 민감도 분석을 수행하였으며 결과는 Fig. 8의 AA'단면에서의 임의 계산격자점에서의 무차원 파고비의 공간분포를 계산하여 비교·분석하였다.

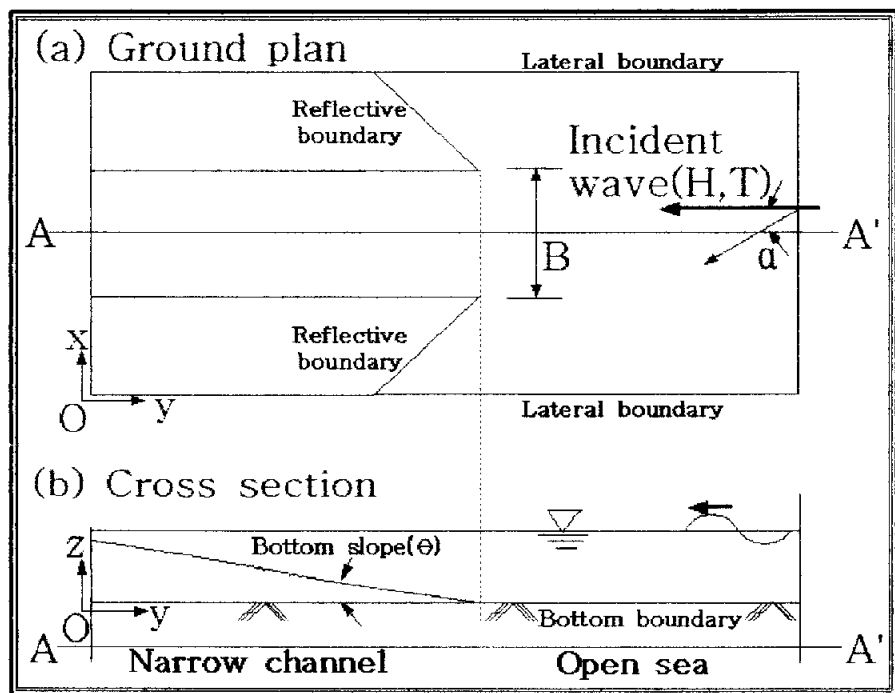


Fig. 8 Drawing of model condition.

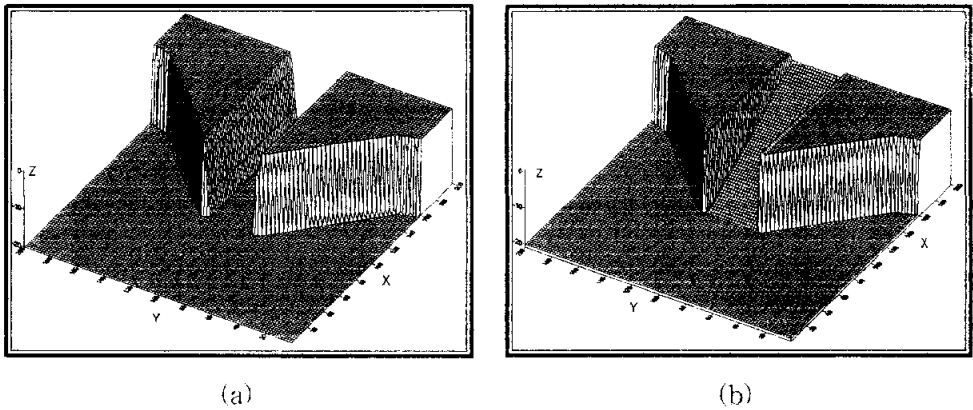


Fig. 9 Topographical condition ($B=400\text{ m}$).

(a) $\theta=0$ (horizontal bottom), (b) $\theta=1/60$

(5) 실험결과

본 실험에서는 수로형 해역조건인 경우에 수로폭, 수로내부의 저면경사 등과 같은 지형조건의 변화에 따른 협수로내부에서의 무차원 파고비의 공간 분포를 살펴보았다. 본 연구의 실험결과를 요약하면 다음과 같다.

1. 수로경사를 고정된 조건에서 협수로의 수로폭이 입사파장(L)에 대해서 $0.5L$ 에서 $4L$ 로 증가함에 따라 무차원 파고비가 커지며(파랑에너지 전달율의 증가), $0.5L$ 이하의 폭 일 때는 파랑에너지의 대부분이 감소되었다. 또한 $3L$ 이상 일 때는 파랑에너지가 일정하게 전달되므로 폭이 파장의 3배 이상에 대해서 파랑은 수로폭의 영향을 받지 않는 것으로 나타났다(Fig. 10).

2. 수로내부의 저면경사의 경우, 경사가 급경사를 이룰수록 파랑의 천수 변형에 의한 파랑에너지 감쇠가 커지는 결과를 나타내었다(Fig. 11).

(6) 파랑에너지 전달에 관한 지형적 영향 검토

이상의 결과로 수로형 해역에서 수로폭(B)와 저면경사는 파랑에너지 전달에 큰 영향을 끼치는 인자임을 알 수 있었다.

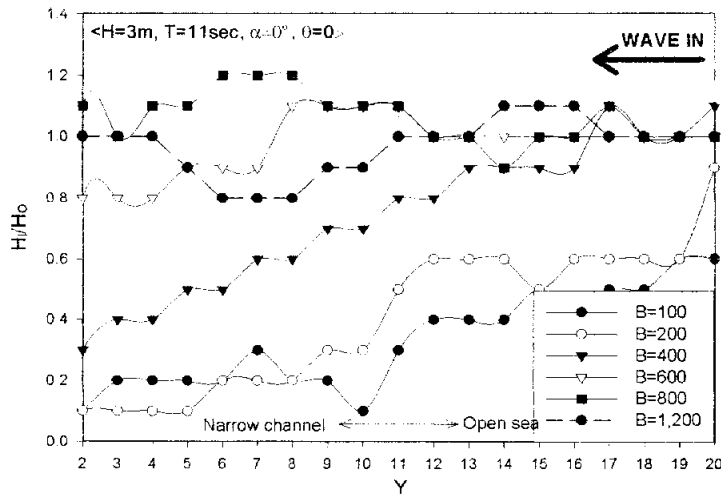


Fig. 10 Spatial distribution of non-dimensional wave height in values of B (channel width).

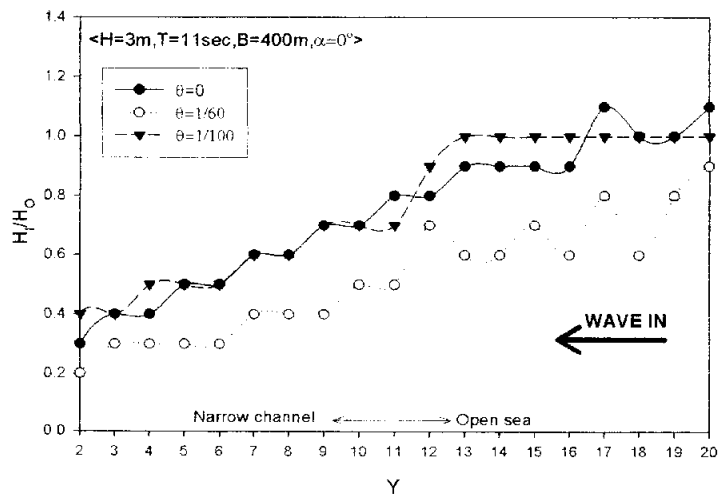


Fig. 11 Spatial distribution of non-dimensional wave height in values of θ (bottom slope in channel).

단순화한 지형에서의 수치모형실험을 근거로 실제해역의 파랑에너지 전달과 에너지 감쇠경향을 판단하면, 연구대상해역인 가덕수도 입구로의 고파랑 내습시 파랑에너지 전달패턴은 태풍 ‘매미’내습시의 입사조건과 대상해역

의 지형적 특성으로 볼 때 입사파랑의 파장에 대해 4배 이상인 수로폭과, 거의 일정한 저면경사를 나타내고 있으므로, 대상해역으로 진입하는 파랑에너지는 섬 등에 의한 회절과 수심변화에 의한 천수효과등의 지형적 요인으로의 에너지 감쇄가 거의 일어나지 않을 것으로 판단된다.

3.2.2 실험조건

(1) 관측결과

태풍“매미” 내습시 남해안 일대에 많은 자연재해가 발생했고, 다음 Fig. 12는 대상해역 근방에 위치한 파랑, 기상 관측지점의 위치를 나타낸 것이다.

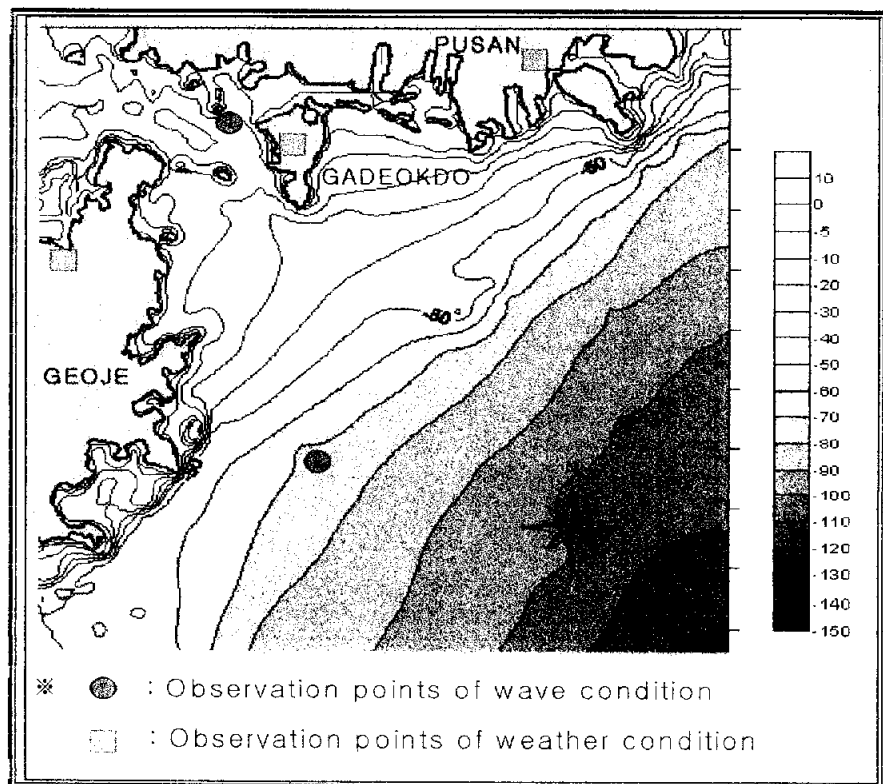


Fig. 12 Site map.

(observation points of wave and weather condition)

여기서, 파랑에 의한 해안구조물의 피해와 관련하여 연구대상 해역의 인근 기상·해양 조건을 간단히 분석하면 다음과 같다.

- Wind condition

대상해역의 바람조건은 태풍의 진행에 따라 2003년 9월 12일 정오부터 우리나라 남해안의 계절평균을 초과하는 풍속분포를 보이며, 12일 21시를 기점으로 서서히 예년 풍속을 되찾는 경향을 보인다(Fig. 13).

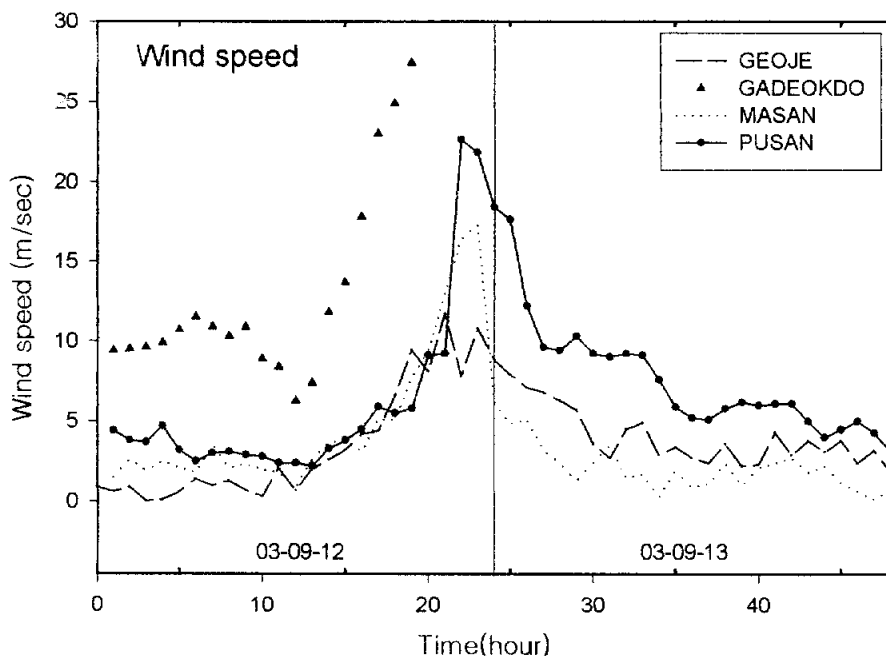


Fig. 13 Observed wind speed during the typhoon.

각 기상관측소의 관측횟수별 최고풍속(기상청, 2002: 기상연보)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 정도풍의 영향과 태풍의 진행방향에 의한 영향을 동시에 받는 것으로 판단된다.

- Wave condition

태풍“매미”내습시 대상해역 인근의 두개의 지점에서 파랑관측 데이터가 입수되었고, 두개의 파랑관측자료를 정리한 결과 Fig. 14 에서 볼 수 있다. 태풍의 풍역이 진입하기 전인 12일 12시 이전에는 거제전면파고(수심 $d=80\text{ m}$)가 부산신항 전면($d=20\text{ m}$)의 파고보다 큰 경향을 보이다가, 태풍의 풍역이 천해역(가덕수도 인근해역)에 본격적으로 영향을 끼치면서 천해역(부산신항전면)의 파고가 심해역(거제도 전면)의 파고보다 큰 경향을 볼 수 있다.

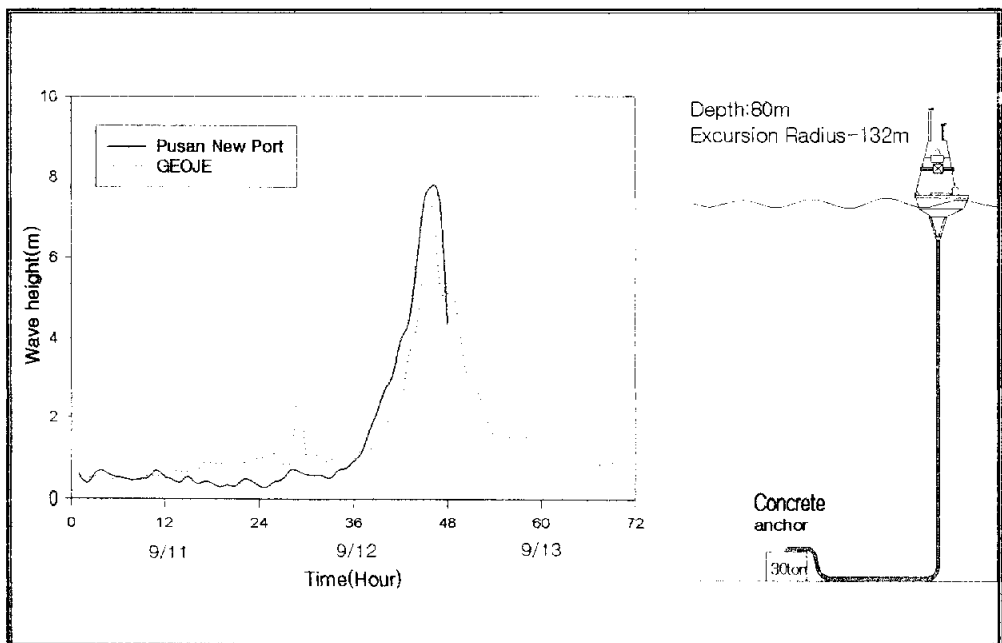


Fig. 14 Observed wave height during the typhoon (in Pusan new port and Geoje wave observation stations : refer to Fig. 12).

(2) 관측자료의 분석

이상의 취득된 자료들은 스펙트럼법과 파별분석법(wave by wave analysis method)을 사용하여 분석된다. 스펙트럼법은 관측된 파의 시계열 자료를 FFT (Fast Fourier Transform)기법으로 분석하고 파랑의 에너지 스펙트럼을 구하여 파랑특성을 파악하는 방법이다. 대상해역의 천해파 관측자료의 분석에는 Cooley-Tukey FFT알고리즘(Bloomfield, 1976)이 사용된다. 스펙트럼 분석법을 통해서 얻어지는 유의파고 추정치(H_{m0}) 스펙트럼 첨두주기(T_p), 스펙트럼 모멘트에 의한 평균주기(T_z), 스펙트럼 폭 매개변수(spectral width parameter) ε_i , 스펙트럼 첨예도 인자(spectral peakedness factor) Q_p 등이 제시된다. 유의파고 추정치는

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad (3-19)$$

로 정의되며, m_n 은 다음식으로 주어지는 스펙트럼 밀도의 n 차 모멘트이다.

$$m_n = \int_{f_1}^{f_2} f^n \cdot S(f) df \quad (3-20)$$

여기서, f 는 파의 주파수, $S(f)$ 는 파의 스펙트럼 밀도를 각각 나타낸다. 하한 절단주파수(low cutoff frequency) f_1 은 자료 수신장치의 특성에 따라 설정되며, f_2 는 고주파 요소를 제거하기 위한 상한 절단주파수로서 통상 첨두주파수의 3~4배로 설정한다. 평균주기 T_z 는 다음식으로 정의된다.

$$T_z = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (3-21)$$

여기서 m_2 는 스펙트럼 밀도의 2차 모멘트를 나타낸다. 한편, 스펙트럼 폭 매개변수 ε_i 는 Longuet-Higgins (1975)가 제안한 협도 매개변수

$$\epsilon_2 = \sqrt{\frac{m_0 m_2}{m_1^2} - 1} \quad (3-22)$$

와 Cartwright and Longuet-Higgins (1956)가 제안한 스펙트럼 폭대역에 관한 광도 인자(broadness factor)

$$\epsilon_4 = \sqrt{1 - \frac{m_2^2}{m_0 m_4}} \quad (3-23)$$

로 구분된다. 그리고, Goda (1970)가 제안한 스펙트럼 침예도 인자 Q_p 는 다음식으로 제시된다.

$$Q_p = \frac{2}{m_0^2} \int_0^\infty f \cdot S^2(f) df \quad \text{식(3-24)}$$

파별해석법은 시계열의 파랑자료를 영점 하향교차(zero-downcrossing) 또는 영점상향교차(zero-upcrossing)방법으로 분석한 후 개개의 파를 통계적으로 처리하여 파랑특성계수를 산출하는 방법이다. 일반적으로 우리나라에서는 영점 상향교차법을 적용하며, 이 방법에 의해서는 평균파고($\overline{H}$), 평균주기($\overline{T}$), 1/3 최대 유의파고($H_{1/3}$), 1/3 최대 유의파 평균주기($T_{H1/3}$), 최대파고 ($H_{\max}$), 최대파 주기($T_{H\max}$), 자승평균 평방근(root-mean-square) 파고(H_{rms})등의 파랑특성계수들이 산출된다.

(3) 실험조건의 결정

상술한 기상, 해상조건으로 판단하면, 태풍“매미”의 진입은 대상해역의 파랑장에 정상시와는 다른 외력조건을 부과하게 된다는 것을 알 수 있다. 태풍 내습시 해안구조물이 받을 수 있는 외력조건은 간략하게 Fig. 1과 같

고, 태풍내습이 연안의 파랑장에 영향을 주는 인자는 풍역진입에 따른 풍속·풍향, 심해파랑 입사, 해일등에 의한 수위상승으로 정리할 수 있다.

- Wind condition

추정지점에 내습하는 파랑을 발생시킬 풍향을 구하고 파랑이 밀려올 방향에 대한 풍속을 결정하여 수치모형실험의 경계조건을 결정하기 위해 태풍내습시의 바람장을 추정할 수 있는 기압 분포자료를 시간별로 정리한다. 각 시간대의 일기도를 바탕으로 추정지점의 풍속과 풍향을 산정하며, 태풍의 통과시간별 각 폐쇄성 해역이 받는 wind effect의 변화를 산정한다.

Fig. 15는 산정된 풍속결과와 대상해역에 가장 인접한 해상·기상관측(AWS)자료 등을 비교한 결과자료로써, 본 수치모형 실험에 대한 입력조건은 관측값과 계산 결과중 큰 값을 사용하였다.

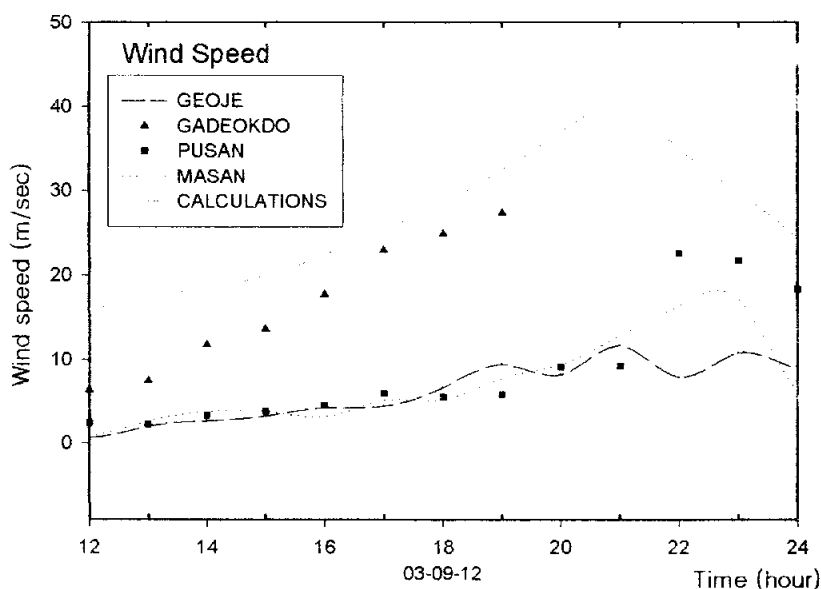


Fig. 15 Wind speed observation and estimation.

(2003. 9. 12. 12:00 ~ 2003. 9. 13. 00:00)

결정된 풍속과 풍향은 천해에서는 지형적 영향을 많이 받게 되므로, 연

구대상해역에 직접 영향을 미칠것으로 예상되는 풍향의 범위는 제한된다. 이러한 풍향 범위내에서 대상해역에 가장 큰 영향을 끼칠 바람조건을 경험적으로 도출해 낼 수 있다.

- Wave condition

파랑수치모형실험의 경계조건중 하나인 파랑조건은 다음의 방법으로 선정한다. 일정시간에 실험영역내에서 파랑의 주기는 일정므로, 파랑의 주기와 방향은 천해역(부산신항 방파제 전면)의 관측값을 근거로 하고, 파고는 심해역(거제도 전면해상) 관측자료를 바탕으로하여 역추정하는 방법을 이용하여 입사조건을 결정한다.

또한, 대상해역에 입사가능한 심해파향(S~SSW)의 범위내에서 시행착오법으로 모형실험을 수행하였을때 검증지점에 입사가능한 파향범위는 5°정도의 변동을 보였으며, 검증지점의 태풍에 의한 파향변동은 입사심해파에 의한 영향뿐 아니라 풍역(wind direction)의 영향 또한 큰 것으로 판단되었다. 그러므로, 심해파향의 범위를 중심으로 대상해역의 파고가 가장 크게 관측된 시점의 풍향을 고려하여 입사방향(S)을 결정하고, 이를 수치모형실험의 파향조건으로 사용하였다.

(4) 수치모형실험 경계결정

실험대상해역은 우리나라 남동해안에 위치한 가덕수도 인근 해역이며, 태풍으로 인한 많은 피해와 구조물의 파괴가 빈번하게 발생하여 태풍파랑의 검토가 필요한 해역으로 판단된다.

크고 작은 섬들로 둘러싸인 해역의 파랑장의 재현을 위한 계산 영역결정은 무엇보다도 지형적 특성(수심변화)에 따른 심해입사파의 변형과정(굴절, 천수효과)등이 충분히 고려되는 범위이어야 한다. 또한, 태풍진입시 변동하는 풍역을 충분히 고려하기 위해 임의시간에 대하여 가급적 같은 풍역조건을 가질수 있는 범위로 경계를 결정해야 한다.

이상의 조건을 근거로 Fig. 16과 같이 파랑수치모형의 계산영역을 설정하였고, 파랑수치모형 실험시 모형격자의 외측은 육지로 둘러싸여 있다고

가정하고, 육지와 바다의 경계에서 육지방향으로의 에너지 flux는 없다는
경계조건을 주었으며 파랑에너지 생성은 Pierson - Moskowitz형 주파수
스펙트럼을 사용한다.

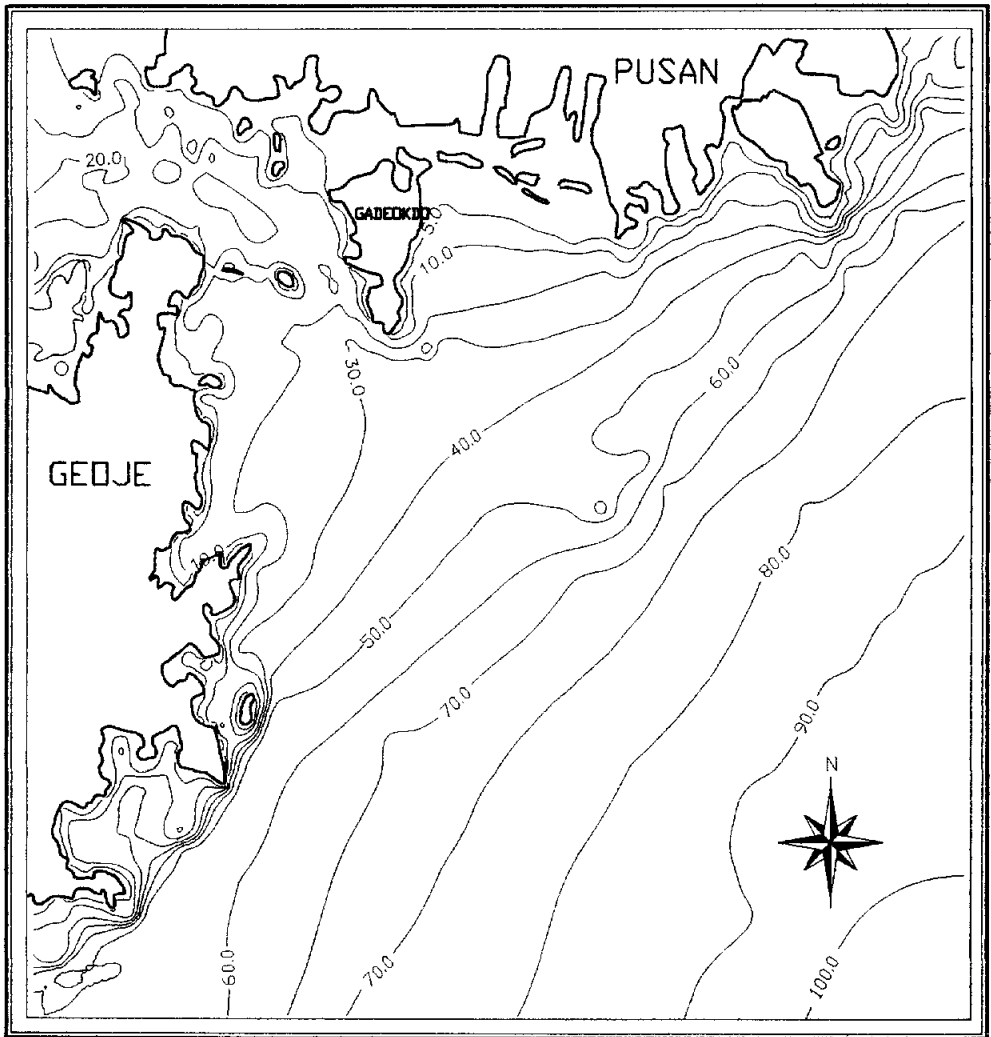


Fig. 16 Study area (boundary conditon).

3.2.3 실험결과

태풍의 풍역이 진입하면서 대상 해역의 파랑장에 영향을 주는 요소를 심해파의 전달에 의한 wave energy와 wind effect로 정의하여, 각각의 관측데이터와 산정결과를 바탕으로 파랑수치모형실험을 하였다. 이러한 실험 결과에 대해 각각의 에너지를 갖는 파랑성분을 중첩하여 관측지점에서의 파고값과 비교하고, 풍역진입효과를 배제한 일반적 경우의 파랑산정보형실험의 결과와도 비교해 보았다. 수치모형실험의 결과, 풍역진입효과를 적용한 결과가 풍역을 고려하지 않은 결과에 비해 관측값에 더 근사한 경향을 보였다.

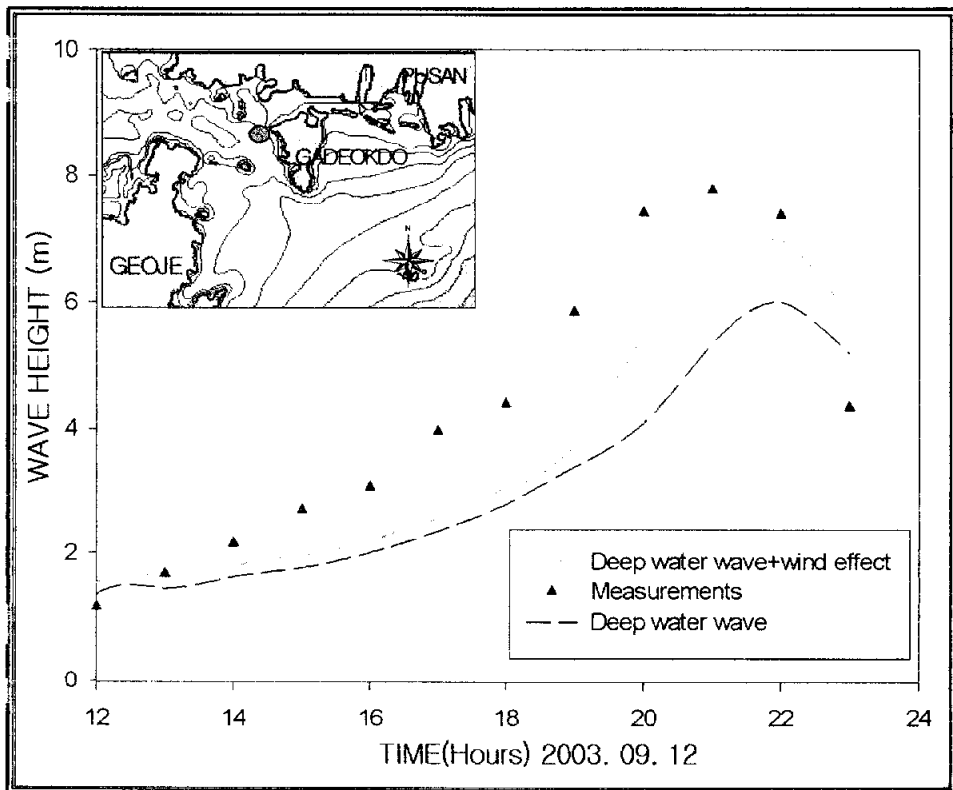


Fig. 17 Results of wave numerical simulation.

검중점의 위치가 부산신항 전면해역이므로 풍향이 S~SSW로 작용하는 시간인 2003. 9. 12. 21시~22시에 파랑에너지가 가장 발달하는 조건에 해당하고, 이러한 영향은 실험결과에서 잘 나타난 것으로 판단된다. 또한, 관측 파고가 Peak가 되는 시간과 계산값이 Peak가 되는 시간이 서로 다른것은 풍역의 이동속도보다 파랑의 발달속도가 느리기 때문에 나타나는 현상으로 대략 한시간 정도의 편차가 발생하였다.

3.3 태풍의 풍향변화를 고려한 수치모형실험의 적용한계 및 고찰

태풍파랑 추산시 바람장에 대한 영향을 고려하였으나 관측치와 비교할 때 어느정도의 오차가 남아있는 것을 볼 수있다. 이는 천해역에 입사하는 심해파랑과 풍역변동 이외에 해일에 의한 영향을 고려하지 않은 것으로 생각되며, 지역적으로 급격한 차이를 보이는 수위변동은 천해의 파랑장에 적지않은 영향을 끼칠것으로 추측된다.

파랑수치모형 실험결과에서 연구대상해역이 태풍의 풍역에 접어든 초기인 12시~19시에는 E방향 바람성분이 우세하며, 대상해역의 E방향으로는 가덕도가 위치하고 있어서 파랑에너지 변화를 정확히 추정하기 어려운 것으로 판단되었다. 이것은 바람장의 영향을 강하게 받는 천해역에서 육지, 섬과 같은 지형적 요인으로 인하여 wind energy가 증가 혹은 감쇄되는 등의 효과가 재현되지 못하는 수치모형의 적용한계 때문인 것으로 판단된다.

한편, 실험대상해역의 지형과 태풍 ‘매미’ 진로의 특성으로 볼 때 실험 영역의 파랑에너지 발달과 관련한 East방향의 wind effect는 그다지 큰 영향을 끼치지 않는 것으로 보였다. 최근까지 우리나라 남동부해안에 큰 피해를 주었던 대표적인 태풍이 갖는 경로의 특성을 태풍 ‘매미’가 보여주고 있으므로, 대상해역의 E방향 wind effect는 다른 위험요소에 비하면 상대적으로 작다고 판단할 수 있다. 그러나, 태풍 ‘매미’이외의 다른 경로를 갖는 태풍에 관해서는 추가적인 검토가 필요하다.

4. 요약 및 결론

태풍내습시 천해파랑 추정시에는 심해에서 발달한 풍파뿐만 아니라 풍역이 이동하면서 발생시키는 파랑에너지 증가 효과도 함께 고려해야 한다. 그리고, 수심의 영향을 받지 않는 심해역의 파랑에너지 감쇠요인은 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 받으므로 천해파 산정시 대상으로하는 항이나 해안의 지형·기상학적 특성에 따라 좀더 정도높은 파랑수치모형실험을 위한 경계값의 범위를 설정할 필요가 있음을 강조할 수 있다.

본 연구는 태풍의 천해역 통과시 풍역의 변화특성과 이를 고려한 천해역의 파랑산정조건을 규정하여 천해역의 지형조건에 따른 파랑의 불확정성을 보다 체계적으로 보완할 수 있는 천해파 산정방법을 제시하고자 하였으며, 연구 단계별로 다음과 같은 결과를 얻을 수 있었다.

먼저, 태풍내습시 강한 바람장에 의한 수위변화와 파랑에너지의 증가요인을 지형특성과 풍향특성에 연관지워 논의할 수 있었으며, 이러한 외력조건 가운데 해안구조물에 작용하는 가장 큰 외력인자인 파랑에너지 증가와 관련하여 가덕수도 인근 천해역의 지형과 태풍 ‘매미’의 풍향을 고려한 천해파랑 산정조건에 적용하여 그 신뢰성을 검증할 수 있었다. 그리고, 이상의 파랑산정조건을 적용한 천해파랑 산정 방법을 제시하여, 태풍 ‘매미’의 통과시 부산신항 전면 해역의 파랑장에 대한 시간대별 수치모형 실험을 실시하였고, 대상해역내의 파랑관측결과와 비교하여, 그 정도의 향상성을 확인 할 수 있었다.

대상해역이 태풍에 의한 바람장의 영향을 받기 시작하는 시점부터 완전히 통과할 때까지의 시간별 풍향 변화특성으로 볼 때, 진해만의 경우 태풍중심이 대상해역에 근접하여 통과하기 전까지(E방향) 파랑에너지가 가장 발달하고, 마산만의 경우는 태풍중심이 통과하는 시점부터 통과한 직후(E~S방향), 부산신항전면의 경우는 태풍중심이 해역에서 멀어지기 시작하

는 시점부터 풍역을 벗어나는 시점(SSE~SW방향)까지 파랑에너지가 발달하는 조건에 해당하는 특징을 발견할 수 있었다. 즉, 폐쇄성 내만의 파랑에너지 산정은 만 개구부의 방향과 태풍의 풍향이 일치하는 시점이 극치외력의 발생조건과 유관함을 확인할 수 있었다. 이러한 천해파 산정조건에 따라 부산신항 전면 해역의 시간별 풍향, 풍속, 수위, 입사파랑조건 등의 관측 및 추정결과를 정리하고, 이를 입사 및 경계조건으로 설정하여 천해파 수치모형실험을 수행하였다. 수치모형은 바람장으로 인한 천해역의 파랑에너지 증가를 추정하기 위해 SWAN(Simulating WAVes Nearshore)를 사용하였고, 실험의 결과는 부산신항 전면의 파랑관측값을 기준으로 비교할 때 풍역의 변화를 고려하지 않은 천해파산정 결과보다 실측값에 더 근접한 것을 볼 수 있었다.

이상의 연구결과는 바람장의 특성중 지형인자로 인한 특히 육지의 고도 변화에 따른 국소적인 바람장의 변화가 고려되지 않은 것이며, 천해파 산정조건에 이러한 국소적인 풍향·풍속의 변화가 적용된다면 보다 정확한 천해파 산정결과를 얻을 수 있을 것으로 생각된다.

5. 참고문헌

기상청 (2002). 기상연보

김인철, 편종근. (1995). “시간의존 환경사방정식을 이용한 파랑변형 수치 모형의 측방입사경계의 처리”, 한국해안·해양공학회, 제7권, 제2호, pp 141-147.

류청보, 김현주, 김종육. (1989). “해양파랑의 통계적 변동성 해석”, Korean Fish. Soc., 22(1), pp 41~47.

류청보. (1984). “사석방사제의 수리학적 최적설계에 관한 기초적 연구”, 오사카대학공학부 토목공학과 박사학위논문, p 162.

류청보, 윤홍주, 박종화, 김현주. (1993). “한국연안의 극치 파랑환경과 Freak Wave의 특성에 관한 연구”,

안수한, 이상주, 박인보. (1976). “우리나라 연안의 태풍시의 파랑 계산에 대하여”, 대한토목학회지, 제24권, 4호, pp 101~110.

유명진, 황충현. (1971). “울산만의 파랑추정”.

전기천, 강시환, 박광순, 김상익. (1990). “태풍 Vera통과시 남해에서의 파랑 추정”, Inst. Environ. Res., Kyungnam Univ., Vol.12, pp79~94.

최 효, 정창희. (1979). “동해에서 발생하는 태풍에 관한 파랑의 산정에 관한 연구”, Kor. Met. Soc, Vol. 15, No. 1, pp 35~42.

해양수산부 (1999). 항만 및 어항 설계기준(하권)

해양수산부 (1999). 해상파랑 관측 및 조사

Battjes, J.A. and Janssen J.P.F.M. (1978). “Energy loss and set-up due to breaking of random waves”, Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE, pp 569-587.

Battjes, J.A. and Stive M.J.F. (1985). “Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves”, J. Geophys. Res., 90, No. C5, pp 9159-9167.

- Bertotti, L and Cavaleri L. (1994). "Accuracy of wind and wave evaluation in coastal regions". Proc. 24th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE, pp 57-67.
- Booij, N., Holthuijsen L.H. and P.H.M de Lange (1992). "The penetration of short-crested waves through a gap", Proc. 23rd Int. Conf. Coastal Eng., Venice 4-9 Oct., 1992, New York, 1993, pp 1044-1052.
- Brestschneider, C.L. (1957). "Harrican Design Wave Practices." Proc. ASCE, Vol. 83, WW. 2.
- Brestschneider, C.L. (1958). "Revisions in Wave Forecasting : Deep and Shallow water", Proc. 6th Conf. Coast. Eng.
- 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.
- Collins, J.I. (1972). "Prediction of shallow water spectra", J. Geophy. Res., 77, No. 15, pp 2693-2707.
- Copeland, G.J.M. (1985). "A practical alternative of the mild-slope equation", Coastal Eng., Vol. 7, pp 191-203.
- Ebersole, B.A. (1985). "Refraction-diffraction model for linear water waves", J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng., Vol. 111, pp 939-953.
- Eldeberky, Y. and Battjes J.A. (1996). "Spectral modelling of wave breaking: Application to Boussinesq equations", J. Geophys. Res., 101, No. C1, pp 1253-1264.
- Goda, Y., Takeda, H. and Moriya, T. (1967). "Laboratory investigation of wave transmission over breakwaters", Rep. Port and Harbour Res. Inst., 13.
- Goda, Y. (1975). "Random seas and design of marine structures". Univ. of Tokyo press.

- Hasselmann, K. (1974). "On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping", *Bound.-layer Meteor.*, 6, 1-2, pp 107-127.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J.H. and Barnett, T.P. (1985). "Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear transfer for application in wave models", *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 11, pp 1378-1391.
- Janssen, P.A.E.M. (1991). "Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting", *J. Phys. Oceanogr.*, 21, pp 1631-1642.
- Komen, G.J., Hasselmann, S. and Hasselmann, K. (1984). "On the existence of a fully developed wind-sea spectrum", *J. Phys. Oceanogr.*, 14, pp 1271-1285.
- Longuet-Higgins, M. S. (1952). "On the statistical distributions of the heights of sea waves", *Jour. Mar. Res.*, pp 245~266.
- Madsen, O.S., Poon, Y.K. and Graber, H.C. (1988). "Spectral wave attenuation by bottom friction: Theory", *Proc. 21th Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE*, pp 492-504.
- Maruyama, K. and Kajima, R. (1985). "Two dimensional wave calculation method based on unsteady mild slope equation", *Rep. Electric Central Res. Inst.*, No. 384041(in Japanese).
- Miles, J.W. (1957) "On the generation of surface waves by shear flows", *J. Fluid Mech.*, 3, pp 185-204.
- Nelson, R.C. (1994). "Depth limited wave heights in very flat regions", *Coastal Eng.*, 23, pp 43-59.
- Nolte, K. G. and Hsu, F.H. (1979). "Statistics of larger waves in a sea state", *Jour. Waterw., Port., Coast. and Ocean Eng.*,

3(1), pp 134~138.

- 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.
- Phillips, O.M. (1967). "On the generation of waves by turbulent wind", *J. Fluid Mech.*, 2, pp 417-445.
- Richard M. Gorman and Cameron G. Neilson (1999). "Modelling shallow water wave generation and transformation in an intertidal estuary", *Coastal Eng.*, 36, pp 197-217.
- Seelig, W.N. (1979). "Effects of breakwaters on waves: laboratory tests of wave transmission by overtopping", *Proc. Conf. Coastal Structures*, 79, 2, pp 941-961.
- Snyder, R.L., Dobson, F.W., Elliott, J.A. and Long, R.B. (1981). "Array measurement of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves", *J. Fluid Mech.*, 102, pp 1-59.
- Thornton, E.B. and Guza, R.J. (1983). "Transformation of wave height distribution", *J. Geophys. Res.*, 88, C10, pp 5925-5938.
- Tolman, H.J. (1992). "Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model", *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 10, pp 1095-1111.
- WAMDI group (1988). "The WAM model - a third generation ocean wave prediction model", *J. Phys. Oceanogr.*, 18, pp 1775-1810.
- Wilson, B.W. (1955). "Graphical Approach to the Forecasting of Waves in Moving Fetches", *Tech. Memo.*, 73, B.E.B.
- Wilson, B.W. (1961). "Deep Water Wave Generation by Moving Wind Systems", *Proc. ASCE*, 87-WW3.
- Wu, J. (1982). "Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane", *J. Geophys. Res.*, 87, C12, pp 9704-9706.

감사의 글

‘해양공학’이라는 분야에 대한 관심과 의욕만으로 시작한 대학원 과정 동안, 연구자로써의 길이 결코 쉽지 않은 것임을 뼈저리게 느낄수 있었고, 이러한 힘들었던 여정이 앞으로의 인생에 훌륭한 밑거름이 될 것이라 생각합니다.

대학원 과정을 지내면서, 저의 곁에는 여러 교수님과 선배님들, 그리고 학우들이 계셨고, 저는 이 속에서 많은 도움과 격려를 받으며 생활할 수 있었습니다. 하나의 과정을 마무리하는 이 시점에서, 일일이 열거하기에는 지면이 부족하지만, 짧게나마 그동안의 고마움을 전하려고 합니다.

먼저, 저 자신이 흐트러질 때마다 의욕을 북돋아주시고 질책을 아끼지 않으셨던 류청로 교수님께 감사를 전합니다. 또한 바쁘신 와중에도 심사를 해주신 윤길수, 이인철 교수님, 그리고, 대학원 과정동안 애정을 가지고 지켜봐주신 류연선 교수님, 김정태 교수님, 김헌태 교수님, 김운태 교수님께 감사드립니다.

연구실에서의 생활이나 학업에 있어서 부족한 후배를 인내심 있게 끌어주고, 지켜봐준 윤한삼, 김홍진 선배에게 진심으로 감사드립니다. 그리고, 조용히 옆에서 힘이 되어준 동기 용호와 창일이, 우직한 후배 종호, 그 외 연구실 구성원들에게도 고마움을 전합니다.

논문을 쓰는 동안, 격려와 조언을 아끼지 않았던 강태순 선배와 강윤구 선배님, 그리고 바쁘신 와중에도 필요한 연구자료를 지원해 주신 해양연구원의 정원무 박사님께도 지면을 빌어 감사의 인사를 드립니다.

마지막으로, 부족한 자식을 믿고 응원해 주신 부모님께 감사드리고, 남보다 조금 늦게 시작한 학업이라는 이유로 욕심이 앞서, 자식으로써 해야 할 도리를 제대로 못한 점이 이제와서 생각하니 죄송스럽기만 합니다. 바쁘다는 핑계로 자주보지는 못해도 항상 이해하고 격려해준 오랜친구들에게도 고마움을 전합니다.