

博士學位論文

해저 지형에 따른 경기만에서의
천해 파랑 변형



제주대학교 중앙도서관
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

濟州大學校 大學院

海洋學科

金泰希

2005年 6月

해저 지형에 따른 경기만에서의 천해 파랑 변형

指導教授 方 益 燦

金 泰 希

이 論文을 理學 博士學位 論文으로 提出함



제주대학교 중앙도서관
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

金泰希의 理學 博士學位 論文을 認准함

審査委員長
委 員
委 員
委 員
委 員

尹 洪 周
尹 洪 周
조 일 권
방 익 찬

濟州大學校 大學院

2005年 6月

Defomations of the shallow water
waves in dependence on bottom
topography
in the Gyeonggi-Bay

Tae-Hee Kim

(Supervised by IC-Chan Pang)

 A THESIS SUBMITTED IN PARTIAL FULFILLMENT OF THE
REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF DOCTOR OF SCIENCE

DEPARTMENT OF OCEANOGRAPHY

GRADUATE SCHOOL
CHEJU NATIONAL UNIVERSITY

JUNE, 2005

Abstract

Wave deformation according to topography and wave distribution according to wind in coastal and shallow-water area are analyzed. Statistical and time-series method are used to analyze hourly data from Ocean Data Buoy and Pressure Wave Recorder from January to December 2002. And wave deformation according to topography and wind condition is analyzed using shallow wave numerical model. Area around Gyeonggi bay is the best place to research like this because this place has Ocean Data Buoy and Pressure Wave Recorder installed to observe at different places with their own topography, and has a variety of sea depth and many islands.

Around coastal area with abrupt change of local wind the effect of wave height according to topography and wind direction is great due to the distribution of sea depth and fetch length. Short fetch leads not to develop wave height, and shallow sea depth draws an effect of decay due to friction. Wave by the easterly and northerly around Gyeonggi bay is not high, but westerly from outer sea makes that high. Area around Gadaeam with a variety of topography shows high wave when compared to Dukjukdo. This results from small effect of decay due to complicated topography and deep sea depth, while area around Dukjukdo shows moderate sea depth and barrier effect that surrounding islands seem to make. And observation of wave height at the Seosudo shows no significant wave over 1m even in winter of high wind, which results from the decrease of energy due to decay effect of sea depth and surrounding islands.

It could be concluded that wave occurred at coastal area shows locally different ocean wave according to topography and sea depth distribution because fetch length depends on topography. This result could apply most of the coastal area of Korea as well as area in this study. Korea located in westelry regime has characteristics of different wind system according

to seasons. This condition lets sea wave around Korea have another kind of dynamical condition, which is different from the phenomena at open sea and outer sea.

Waves around coastal area are mainly created by local wind, but they are affected by the system with very strong wave energy like tropical cyclones. The cross correlation between local wind and wave height shows the generation with time lag of 2~3 hours, and 0.6~0.8 of correlation coefficient. There is the effect of tidal current in the area of rapid tidal current, too.

In the progress of wave caused by wind, obstacles such as islands act as breakwaters to make diffraction or refraction of waves, and sea depth decreases wave energy by friction of sea bottom. In addition the size of islands bring about reformation of surrounding waves, in particular it strongly depends on the width of islands. But on the other hand the length of islands in parallel with the direction of waves does not affect the wave reformation. The bigger width of islands or obstacles at a right angle with waves is, the wider affected area of reformation of waves around them is.

In conclusion, waves around coastal area are initiated by local wind, but they are also affected by the surrounding topographical factors. Optimal installation is recommended to observe waves in coastal area with the special regard of surrounding topographical factors, and the surrounding environments and characteristics of observation data are needed to be more in consideration in analyzing observation data.

목 차

Abstract	i
목차	iii
그림목차	v
표목차	viii
I. 서 론	1
1.1 배경	1
1.2 선행 연구 사례	2
1.3 목적	3
II. 연구 방법	6
2.1 관측 방법	6
2.2 자료 분석	9
2.3 전해파랑 수치 실험	11
III. 전해파랑모델	13
3.1 모델의 개요	13
3.2 전해파랑모델의 이론	13
3.3 바람	14
3.4 파랑 에너지의 소산	16
3.5 비선형 파 상호 작용	19
IV. 결과	22
4.1 연안 파랑 관측 자료 분석	22
4.1.1 해양기상 자료 상호 비교	22

4.1.2 풍속 U, V성분에 대한 유의파고의 변화	25
4.1.3 바람과 파고의 시계열 분석	32
4.2 지형 변화에 따른 파랑 변형 실험	42
4.2.1 천해파랑 수치 실험	42
4.2.2 평탄한 해저지형의 수치실험	43
4.2.3 장애물의 영향	47
4.2.4 해저면 경사의 영향	53
4.3 경기만 주변 해역의 파랑 분포	56
4.3.1 경기만의 천해 파랑 모형	56
4.3.2 평탄한 해저 지형	58
4.3.3 바람에 의한 파랑 분포	63
4.3.4 개방경계역의 파고에 의한 파랑 분포	72
V. 결론	76
참 고 문 헌	78



그 립 목 차

Fig. 1.1 Bathymetry of Gyeonggi bay and the locations of Seosudo, Dukjukdo and Gadaeam,	5
Fig. 2.1 The configuration of Ocean Data Buoy in Dukjukdo(a), Automatic Ocean Observation System at Seosudo(b), Automatic Ocean Observation System at Gadaeam(c),	7
Fig. 2.2 Comparison evaluated and observed significant wave height,	12
Fig. 4.1 The relationships of Wind speed (a~c), U-component of wind speed (d~f) and V-component of wind speed (g~i) among Gadaeam, Dukjukdo and Seosudo,	23
Fig. 4.2 The relationship of the significant wave height among Gadaeam, Dukjukdo and Seosudo (unit: m),	25
Fig. 4.3 The relationships of U-component vs V-component wind speed(left), U-component wind speed vs significant wave height(middle) and V-component wind speed vs significant wave height(right) for Dukjukdo buoy data on Winter(a~c), Spring(d~f), Summer(g~i) and Autumn(j~l), 2002,	28
Fig. 4.4 The same as Fig. 4.3 except for Gadaeam AWS data on winter(a~c) and summer(d~f), 2002,	30
Fig. 4.5 The same as Fig. 4.3 except for Seosudo AWS data on all year, 2002,	30
Fig. 4.6 Time series of the normalized wind speeds and significant wave height(a) and cross correlation results between two parameters(b), difference between two parameters(c) and power spectrums(d) in summer at the Dukjukdo,	36
Fig. 4.7 Same as Fig. 4.6 expert for winter at the Dukjukdo,	37
Fig. 4.8 Same as Fig. 4.6 expert for summer at the Gadaeam,	38

Fig. 4.9 Same as Fig. 4.6 expert for winter at the Gadaeam,	39
Fig. 4.10 Same as Fig. 4.6 expert for summer at the Seosudo,	40
Fig. 4.11 Model domain for idealized shallow water wave simulation,	43
Fig. 4.12 Distribution of significant wave height about 5 m case (a), 10 m case (b), 15 m case (c) and 20 m case (d) in flat bottom,	44
Fig. 4.13 Variations of wave height according to water depth on the SWAN Model,	45
Fig. 4.14 Variations of wave height according to wind speed on the SWAN Model,	46
Fig. 4.15 Shallow water growth curves for dimensionless significant wave height as functions of fetch, plotted for a range depth,	47
Fig. 4.16 Distribution of simulated significant wave height according to the island structures,	48
Fig. 4.17 Same as Fig. 4.16 expert for island size,	50
Fig. 4.18 Same as Fig. 4.16 expert for array of two islands,	51
Fig. 4.19 Same as Fig. 4.18 expert for array of two islands,	52
Fig. 4.20 The bottom slope SWAN model simulation are used 1/25(a), 1/40(b) and 1/50(c),	53
Fig. 4.21 Distribution of simulated significant wave height according to 1/25(a), 1/40(b) and 1/50(c) bottom slope,	54
Fig. 4.22 Variations of significant wave height according to distance from island,	55
Fig. 4.23 Geographic map in Gyeonggi Bay for model simulation,	57
Fig. 4.24 Distributions of significant wave height for the 5m depth flat bottom according to wind direction Easterly(a), Westerly(b), Southerly(c) and Northerly(d) of 10m/sec wind speed,	59
Fig. 4.25 Same as Fig. 4.24 expert for 10 m depth flat bottom,	61
Fig. 4.26 Same as Fig. 4.24 expert for 15 m depth flat bottom,	63

Fig. 4.27 Distribution of significant wave height real bottom according to wind direction, Easterly(a), Westerly(b), Southerly(c) and Northerly(d) of 5 m/sec wind speed,	64
Fig. 4.28 Diagram to estimate characteristic wave heights and period of wind waves in shallow water of constant depth. Solid lines indicate limiting values for sufficiently long fetchs. Broken lines indicate conditions with relatively short fetchs, specified by F/h	65
Fig. 4.29 Same as Fig. 4.27 expert for 10 m/sec wind speed,	67
Fig. 4.30 Same as Fig. 4.27 expert for 15 m/sec wind speed,	70
Fig. 4.31 Distribution of significant wave height real bottom according to wave direction, Westerly(a) and Southerly(b) of 3m significant wave height,	72
Fig. 4.32 Distribution of significant wave height real bottom according to wind direction, Easterly(a), Westerly(b), Southerly(c) and Northerly(b) of 10 m/sec wind speed and 3m significant wave height,	74
Fig. 4.33 Same as Fig. 4.32 expert for input wave direction,	75

표 목 차

Table 2.1 The classes of parameters for data quality control	9
Table 4.1 Statistical summary for significant wind speed, U and V-component wind speed in Fig 4.1.	24
Table 4.2 Statistical summary for significant wave height in Fig. 4.2.	25
Table 4.3 The coefficient of correlation between wind speed, U-component and V-component of the wind speed and significant wave height in the Dukjukdo, Gadaeam and Seosudo.	31
Table 4.4 The coefficient of correlation between wind speed, U-component and V-component of the wind speed in the Dukjukdo and significant wave height in the Gadaeam and Seosudo.	32
Table 4.5 The period of waves and wind data for time-series analysis.	32



I. 서론

1.1 배경

바람에 의해 발생하는 해수면의 상하운동인 파랑은 불규칙한 형태로 나타나는데, 이는 무수히 많은 규칙적인 파들의 합성으로 나타나는 것이다. 이러한 파고는 풍속, 취주거리 그리고 시간 등에 의해 발생하며, 파장과 수심과의 관계에 따라 심해파, 천이파 그리고 천해파로 구분된다. 심해에서 파의 발달과 진행은 주로 바람에 의해 결정되지만 천해역에서는 수심, 지형, 해류 등의 영향과 극지적으로 발생하는 극지풍의 영향에 의해 변화가 심하게 나타난다.

심해에서 발생한 파랑이 천해역으로 전파하면서 해저 및 주변 지역의 지형적인 영향으로 회절, 굴절, 전수현상(Shoaling) 이외에 해저 마찰 및 수심의 변화로 인하여 파랑 성장에 큰 변화가 나타난다. 이러한 영향들은 천해역에서 파고를 감소시키기도 하지만 전행과정에서 에너지가 집중되는 지역에서는 파고가 높게 나타내기도 한다. 연안해역의 파랑 변형은 수심이 25 m 이하인 천해역과 수심 변화가 다양한 해역에서 더욱 복잡하게 나타나게 된다(WMO, 1998).

우리나라 주변 연안해역은 많은 섬들이 분포하고 있고 수심이 낮은 천해역으로 이루어져 있다. 이러한 경우 극지적으로 발생하는 파의 변화에 대한 잘못된 판단과 오해로 많은 문제가 발생할 수 있다. 특히 파랑 감시 및 예측에서 주변 지역의 지형적 특성을 이해하지 못함으로써 관측 자료의 분석에 판단을 잘못할 수가 있는 것이다. 결국, 천해역의 파랑 현상에 대한 조사 및 연구의 부족은 연안 해역에서 발생하는 파랑 현상에 감시 및 예측의 혼돈을 야기하게 될 것이다.

1.2 선행 연구 사례

Sethuraman(1978)은 연안역에서 부이 관측 자료를 이용하여 풍향이 변화할 경우에 파 진행방향, 파 경사, 파의 발달 상태가 함께 변화하는 것을 연구하였다. Perrie와 Toulany(1995)는 육풍이 불 경우, 육상에 의해 취주거리와 취송시간이 제한되어 해풍이 불 때와는 다른 파랑 특성을 나타냄을 밝혔다. Perrie와 Toulany(1995)는 10 km 연안역에서 취주 거리가 감소하면 파고가 감소하게 된다고 하였다. 이러한 결과는 해안 지형이 복잡하고 수심이 낮은 전해역에서는 외해에서 발생한 파랑 에너지의 감쇠, 굴절 및 회절 등의 영향으로 변형된 파랑 특성이 나타나는 결과를 제시하고 있는 것이다. Geernaert 등(1986)은 풍속계와 전해역에 설치된 파고계를 이용하여 풍속 15m/sec 이상일 경우 바람응력은 대양에서 보다 전해역에서 더 높게 나타나고 있음을 밝힌 바 있다.

해양에서 파랑에 대한 연구는 장기간의 실측 자료의 부족으로 파랑 수치모델의 검증 및 활용에 지나지 않고 있으며, 전해역과 주변 지형이 복잡한 연안해역의 파랑 변형 연구는 주로 해안 공학적인 연구가 주를 이루고 있다. 이러한 연구도 실측 자료의 부족으로 수치 모델을 이용한 역학적인 계산이나 해석학적인 연구에 지나지 않고 있다. 윤(1996)은 3세대 파랑 모델(WAM: Wave Model)을 이용하여 풍향에 따른 파랑 스펙트럼의 변형 현상을 연구하였는데, 바람에 의해 파랑이 발달하는 과정에 있어 풍향의 변화가 60° 이내에서는 파랑 에너지 스펙트럼의 변화 및 감소가 뚜렷하지 않지만 90° 일 경우 파고의 감쇠 효과와 방향이 변한다. 또한 120° 이상의 풍향 변화는 스펙트럼의 변화 및 파고 감쇠가 뚜렷하게 나타나서 파고가 낮아지는 현상을 실험하였다. Young 등(1987)과 Holthuijsen 등(1987)도 연안 해역 파의 발달과 성장에 있어 극지적인 바람이 지배적이라는 것을 밝혔다. 이러한 결과들은 전해역에서의 파랑 현상은 지역적인 바람의 영향이 지배적으로 작용하고 있다는 것이다.

윤(1992, 1994)은 다양한 전해파의 모형을 이용하여 20 m/sec 해상풍 조건에서 수심에 따른 파의 굴절현상과 수심에 따른 파랑 현상을 비교하였다. 그러나 20 m/sec 이상의 해상풍은 아주 강한 바람장으로써 파고도 아주 높게 발달하게 될 것이다. 연안

해역에서 이러한 강한 바람의 조건은 태풍 또는 강한 폭풍에 의해서 발생할 수 있기 때문에 수치 실험의 결과로써 이론적인 연구에 지나지 않게 된다. 유와 김(2001), 유와 이(1992)는 전해파와 흐름장이 공존하는 조건에서 수리모형을 이용한 해저 마찰 효과를 역학적으로 계산 한 바 있으나, 이러한 결과도 여러 수치모델의 수치적 해석 결과일 뿐이다.

현장에서 관측된 파랑 자료를 이용한 연구로는 해양연구원(1994), 류 등(1988), 김 등(2002), 안과 천(2004), 손(1990) 등이 있는데, 이들 연구는 통계적 기법을 적용하였으며, 관측 지점도 항내에서 관측된 결과이거나 1개월 이내의 관측 자료를 이용하였다. 김 등(2004 a)과 Kumar 등(2003)은 외해역에서 장기간 관측된 파랑 자료를 분석하여 서해상의 불규칙한 해상상태를 조사한 바 있다. 또한 기상연구소(1998)는 해양기상관측부 이 자료를 이용하여 경기만 주변 해역의 파랑 특성을 조사한 바 있으며, 장 등(2003)은 부이자료의 파랑 인자 특성을 분석하였다. 또한 김 등(2004 b)은 파고 관측 자료를 이용하여 지형조건이 다른 연안 지역의 파고 특성을 조사한 바 있다.

그러나 이러한 연구 결과들은 대부분 해석학적 또는 통계적 접근 방법을 이용하여 분석한 것이다. 결국 우리나라 연안 해역처럼 많은 섬들이 산재되어 있고, 수심 변화가 심한 전해역에서 발생하는 파랑 현상에 대한 연구가 부족한 실정이다.

1.3 목적

경기만 주변 해역은 아주 복잡한 지형적 조건을 갖추고 있다. 태안반도 북단과 용진반도 남단을 잇는 연장선의 안쪽에 위치해 있는 경기만 해역은 20 m 이하의 전해역으로 되어 있으며, 해저 경사도 아주 완만하게 이루어져 있다. 태안반도 앞바다 해역은 동~서 방향의 수심 경사가 급격하게 이루어져 있으며, 이들 해역을 제외한 외해쪽은 30~60 m의 비교적 평탄한 지형 분포를 보이는 해역이다(Fig. 1.1). 경기만에는 크고 작은 많은 섬들이 산재되어 있고 조석이 크게 작용하는 지역이다(이, 1992). 이러한 섬들은 파랑에 너지의 진행 과정에서 방파제 역할을 하면서 연안지역의 파랑을 변형시킨다. 강한 조석

현상은 조류 및 조차에 따라 파고의 분포 결과를 변형시키게 된다(유와 김, 2000).

외해에서 발생한 파랑 에너지가 전해역으로 전이할 경우 해저 마찰에 의한 감쇠 효과, 주변 지형에 따른 변형 그리고 국지적인 바람장에 따른 파의 성장과 소멸등이 발생한다. 경기만 주변 해역은 해저지형에 의한 파의 변형과 국지적 바람에 의해 발생하는 파랑 현상에 대한 연구를 수행하기에 적합한 환경을 갖추고 있다. 수심이 복잡할 뿐 만 아니라 덕적군도, 격렬비열도 등 많은 섬들이 산재되어 있고, 태안반도가 돌출된 해안 지형을 갖추고 있다. 또한 덕적도 근해에는 해양기상관측부이가 설치되어 있고, 경기만의 안쪽에 위치해 있는 서수도와 태안반도 근해의 가대암에는 압력식 파고계가 설치되어 장기간 파랑 관측을 하고 있다. 이와 같이 서로 다른 지형 조건에서 관측하고 있는 파고 자료는 분명히 국지적인 차이를 나타내게 될 것이다.

따라서 이 연구는 경기만에서와 같이 복잡한 해저 지형조건을 갖춘 해역에서 주변의 지형 조건에 따른 파의 변형과 풍계에 따른 파의 분포를 조사·분석하고자 한다. 이러한 전해 및 연안해역의 파랑 변형에 대한 분석으로 파랑 관측 자료의 해석을 정확하게 할 수 있을 뿐 아니라 파랑 감시 및 예측의 혼돈을 방지할 수 있을 것이다.



제주대학교 중앙도서관
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

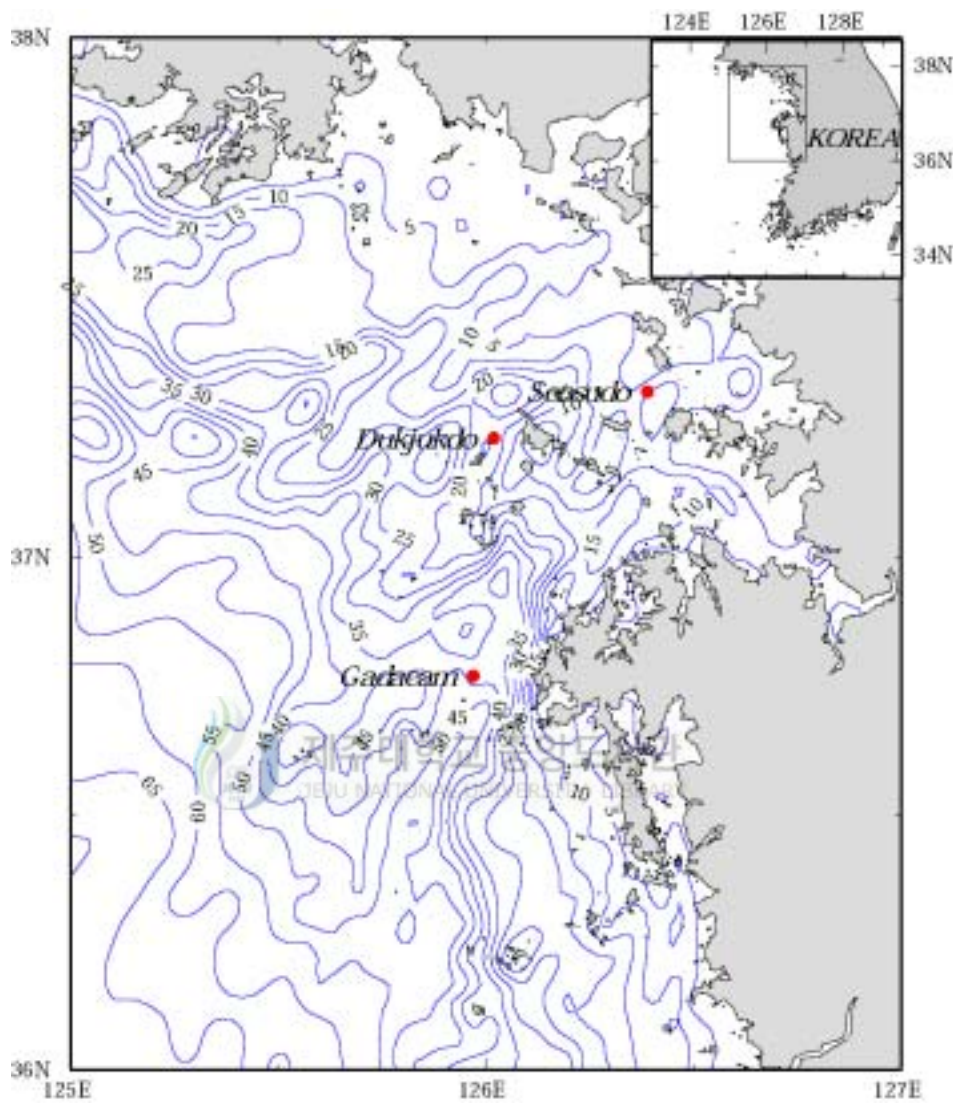


Fig. 1.1 Bathymetry of Gyeonggi bay and the locations of Seosudo, Dukjukdo and Gadaeam. Contours are given in meter.

II. 연구 방법

2.1 관측 방법

본 연구에 사용된 파랑 관측 자료는 덕적도 근해에 설치되어 있는 해양기상관측부이(Model : 3 M DISCUS), 태안반도 앞바다에 위치해 있는 가대암 및 경기만 내에 위치해 있는 서수도 지점에 설치된 압력식 파고계(Model : WTR-9)에서 관측된 자료이다. 설치 지점은 Fig. 1.1에 나타내었다. 덕적도 근처에 설치되어 운영되고 있는 부이는 3 m 원반형 부이로서 덕적도 서방 15 km 지점(37° 14' N, 126° 01' E)에 설치되어 있다. 두 개의 풍향, 풍속계가 4.9 m, 3.7 m에 설치되어 있으며, 매시간 10분 동안 바람이 관측되며, 이것을 벡터 평균하여 바람자료를 산출한다. 파고는 가속도계를 이용하여 약 17분 동안 2,048개의 자료를 취득하여 유의파고(H_{m0}) 등의 파랑 자료를 산출한다(Fig. 2.1 a). 서수도의 지리적 위치는 37° 20' N, 126° 24' E이며, 주변에 무의도, 영흥도, 자월도 등 크고 작은 섬들에 의해 둘러싸여 있다. 풍향·풍속계 설치 높이는 약 11 m이며, 파고계는 수심 약 10 m의 교각에 설치되어 있다(Fig. 2.1 b). 가대암은 태안반도 앞바다(36° 46' N, 125° 58' E)에 위치하고 있으며, 풍향·풍속계는 약 17 m에 설치되어 있으며, 파고계는 해저면(수심 약 10 m)에 설치하였다(Fig. 2.1 c). 서수도 와 가대암에 설치되어 있는 파고 자료도 부이와 마찬가지로 스펙트럼 분석으로 자료를 처리하고 있다.

해양기상관측부이는 가속도계 원리를 이용하여 해수면 위에서 수직 및 수평적인 움직임의 가속도를 측정하여 파고 자료를 산출하고, 압력식 파고계는 수정압력센서에 의한 압력의 변화에 의해 산출한다. 이들 관측 장비는 관측 방법은 다르지만 자료 처리 방법은 동일한 zero-up crossing을 이용하여 파랑 에너지 스펙트럼 방법으로 처리하고 있다.



Fig. 2.1 The configuration of ocean data buoy in Dukjukdo(a), automatic ocean observation system at Seosudo(b), automatic ocean observation system at Gadaeam(c).

파랑스펙트럼은 파장 또는 주파수와 파향에 대한 해면 변위의 분포를 나타낸다. 그러므로 파랑 스펙트럼은 스펙트럼의 운동량으로 표현된다. 스펙트럼의 n 번째 운동량을 다음과 같이 정의된다.

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n E(f) df \quad (2.1)$$

여기서 $E(f)$ 는 주파수 f 에 대한 변위 밀도이므로 $E(f)df$ 는 f 번째 f 와 $f+df$ 사이의 변위 $a_i^2/2$ 로 표현된다. 식(2.1)의 $f_i = i df$ 까지의 합은 다음과 같다.

$$m_n = \sum_{i=0}^N f_i^n \frac{a_i^2}{2} \quad (2.2)$$

m_n 의 정의에서 zero-order의 운동량 m_0 는 스펙트럼의 영역으로 다음과 같다

$$m_0 = \sum_{i=0}^N \frac{a_i^2}{2} = \frac{a^2}{2} \quad (2.3)$$

결국, 전체 파의 변위는 각 스펙트럼 성분 변위의 합으로 계산된다. 스펙트럼 영역의 물리적 의미는 스펙트럼에서 유도되는 파고 변수로 정의될 수 있는 것이다. 즉,

단위 면적당 파랑 에너지 E 는 파고와 관계가 있다는 일반적인 의미와 동일한 것이다.

$$E = \frac{1}{8}\rho_w g H^2 \quad (2.4)$$

만일 하나의 정현파에 의한 실제 해상 상태는 동일한 에너지가 나타날 것이고, 동등한 파고의 높이는 식(2.5)와 같이 표현된다.

$$H_{rms} = \sqrt{\frac{8E}{\rho_w g}} \quad (2.5)$$

이것은 최소자승법에 의한 파고 값(root-mean-square wave height)이고, E 는 해상 상태에 대한 단위 면적당 총에너지로 표현된다.

통계적 이론으로부터 이러한 모멘트를 이용하여 목적 관측(H_c)과 유사한 유의파고($\bar{H}_{1/3}$)를 스펙트럼 결과에서 유도하기 위해 H_{rms} 에 $\sqrt{2}$ 를 곱한다. 그러면 스펙트럼에 의해 계산된 파고 변수 m_0 는 관측 결과에서 유도되고 스펙트럼 커브는 다음과 같다.



$$H_{m0} = \sqrt{2}\sqrt{\frac{8E}{\rho_w g}} = 4\sqrt{m_0} \quad (2.6)$$

전체 에너지에 대해 해상상태는 총 변위 m_0 로 표현되지만, 전체 에너지 E 는 $\rho_w g m_0$ 이다. 이러한 이론으로부터 H_{m0} 와 $H_{1/3}$ 사이의 차이는 스펙트럼에서는 아주 좁은 스펙트럼으로 나타나고, 그 차이는 $H_{m0} = 1.05\bar{H}_{1/3}$ 정도이다. 이러한 파랑 자료 처리방법을 파랑 에너지 스펙트럼밀도(energy spectrum density) 또는 주파수 스펙트럼(frequency spectrum)이라고 한다.

2.2 자료 분석

본 연구에 사용된 자료는 2002년 1월에서 2002년 12월까지 1년간 풍향, 풍속, 유의파고 관측 자료를 사용하였다. 가대압에서 관측된 자료는 2월에서 5월까지 결측되어 분석에서 제외되었다. 관측된 자료를 이용하기 위해서는 품질검사 과정을 거쳐야 한다. 본 연구에 사용된 자료검사는 NDBC(2003)의 Hard Flag 검사 방법을 사용하였다. Hard Flag 검사는 관측에 있어 물리적인 오류 자료라고 판단되는 자료를 제거하는 방법이다. Hard Flag 검사에는 10가지 종류가 있으나 적용 가능한 시연속성 검사, 범위 검사, 내부일관성 검사, 누락 검사 등을 실시하였다(Table 2.1).

Table 2.1 The classes of parameters for data quality control.

Classes Parameters	Time continuity(V)	Range check(L)	Statistical parameter(S)	Missing sensor(M)
Wind direction(°)	-	0 ~ 360	-	○
Wind speed(m/s)	14.5($\sigma=25.0$)	0 ~ 75	wind speed > GUST → (L)	○
GUST(m/s)	-	0 ~ 75	GUST < 0.5m/s → (M)	○
Wave height(m)	3.48($\sigma=6.0$)	0 ~ 30	Max, >Sig, >Avg, → (S)	○
Wave period(sec)	17.98($\sigma=31.0$)	1.6 ~ 33	-	○
Wave direction(°)	-	0 ~ 360	-	○

품질검사과정을 수행한 관측 자료를 이용하여, 각 지점별 유의 파고에 대하여 풍속, 풍속의 U, V 성분에 대한 RMSE(Root mean square error), BIAS, 상관계수와 같은 통계적 방법을 사용하였다. BIAS는 관측자료가 평균값으로부터 벗어난 정도이며, RMSE는 통계학에서 표준편차의 의미, 즉 예상한 값과 실제 관측 결과가 평균적으로 얼마나 큰 떨어졌는가를 나타낸다. 상관계수는 하나의 변수가 다른 변수와 어느 정도 밀접한

관련성을 갖는지 알아보기 위해 사용된다. 이 방법들은 주로 모델결과와 관측자료 검증에 사용되며 식은 다음과 같다.

RMSE(Root mean square error):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - B_i)^2}$$

BIAS:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - B_i)$$

Correlation coefficient:

$$S_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2 \quad S_y = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (B_i - \bar{B})^2$$

$$S_x S_y = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B})$$

$$COEF = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_x} \sqrt{S_y}}$$

우리나라는 몬순계절풍으로 인해 계절에 따라 바람장이 변화하며, 연구 지역의 지형이 복잡하므로 바람장에 의한 파고가 다양하게 나타난다. 그러므로 바람장에 대한 파고의 변화를 분석하기 위해 풍속을 U, V 성분으로 나누어 U, V 성분에 대한 유의파고의 상관도를 분석하였다.

U, V-component of wind speed:

$$U \text{ wind} = u \cdot \cos \alpha$$

$$V \text{ wind} = u \cdot \sin \alpha$$

u : wind speed(m/s)

α : wind direction(0~360°)

유의파고 및 풍속에 대한 시계열 분석은 계절에 따른 변화를 보기 위하여 여름철과 겨울철 자료의 연속성이 유지되는 기간을 선택하여 사용하였다. 관측 자료 중 표준편차의 3배가 넘는 자료를 관측 오차로 간주하여 제거한 후 다시 표준 편차를 구한 후 반복적으로 오차를 제거하여 분석하였다. 풍파는 해상풍에 의해 파의 생성과 변형이 크게 좌우된다. 관측 자료의 유의파고와 바람의 상관성을 비교하기 위하여 자료의 평균과 표준편차를 각각 0과 1로 산정하는 정규화과정(normalization)을 실시하여 상관분석을 하였다.

2.3 천해파랑 수치 실험

천해역에서 주변 지형 및 해저 조건에 따른 파랑 변형을 분석하기 위해 천해파랑 수치 실험을 수행하였다. 이 연구에 사용된 수치 모델은 SWAN (Simulation Waves Nearshore) 모델로써, 초기 입력 조건으로는 바람과 개방경계역에서 유입되는 파랑 에너지에 모델을 수행한다. 또한 해저지형 및 해류 조건에서 연안역, 호수 및 하구역 등의 천해역에 대한 파랑 현상을 진단할 수 있는 수치모델이다. 이 모델의 기본방정식은 파랑작용의 평형방정식(wave action balance equation)을 적용하고 있으며, 모듈화를 기본으로 천해역 또는 국지 지역의 파랑 예측을 위한 현업용으로 사용하고 있는 이미 검증된 수치모델이라 할 수 있다.

SWAN(Simulation Waves Nearshore) 모델은 수치 파랑 모델로서 주어진 바람, 해저 지형 및 해류 조건에서 연안역, 호수 및 하구역의 천해 파랑을 계산한다. 이 모델의 기본방정식은 파랑작용의 평형방정식(wave action balance equation)이다. Kobayashi(2004)는 SWAN을 이용하여 관측 결과와 비교하여 모델의 성능을 시험하였으며(Fig. 2.2), Park 등(2004)은 부산항에 대한 모델 결과를 부이 자료와 비교하였다. SWAN 모델은 이미 검증된 파랑 모델로써 천해 파랑 예측 및 분석에 직접 활용되고 있는 수치 모델이다.

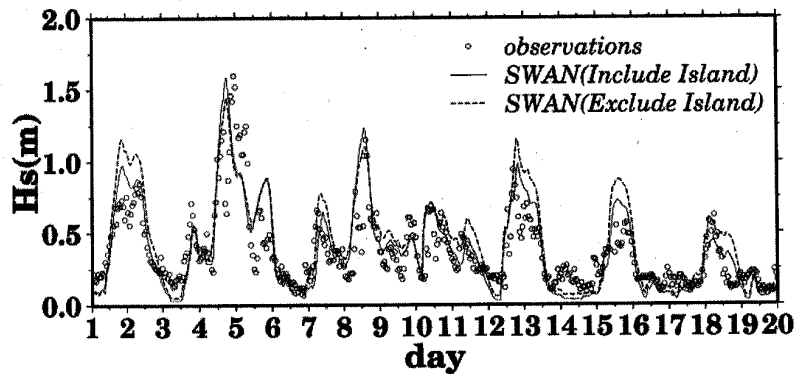


Fig. 2.2 Comparison evaluated and observed significant wave height(from Kobayashi, 2004)

전해역에서 장애물에 의한 파랑 변형과 해저 수심 및 바람에 따른 파랑 변형 현상에 대해 실험하였다. 또한 경기만 지역에서 실제 지형 조건을 고려하여 풍속 및 풍향에 따른 경기만에서 발생할 수 있는 파고의 분포와 지형에 따른 차이를 실험하였으며, 개방경계역에서 유입되는 파고에 의해 나타날 수 있는 파고의 변화에 대해서도 실험하였다. 초기에 적용되는 바람은 일정한 풍속과 풍향이 유지되며, 파고는 모델 영역내에서 최대로 발달할 수 있도록 98%의 안정상태에 도달하도록 모델을 수행하였다.

III. 천해파랑모델

3.1 모델의 개요

SWAN 모델에서 파의 전달과정은 이류현상, 굴절현상, 천수현상 그리고 파랑의 블록 및 반사 현상을 고려한다. 또한, SWAN 모델에서 파랑에너지는 바람에 의해 생성되고, 백파, 쇄파 그리고 2차 또는 3차 비선형작용에 의한 에너지 교환과정으로 파랑에너지가 소산된다.

SWAN Cycle 2는 비정상 또는 정상 모드의 파랑 현상을 모의할 수 있다. 정상 모드는 모델 해역 내에서 파랑의 도달시간이 바람이나 조석의 시간 규모보다 작은 경우에 사용한다. 해저 수심과 흐름은 모델의 초기 입력 자료이므로 파랑에 의한 wave set-up 및 연안류는 계산되지 않는 단점이 있다.



3.2 천해파랑모델의 이론

쇄파대 등에서는 비선형성이 강하지만 SWAN 모델에서의 파랑 현상은 2차원 스펙트럼에 의해 표현된다. 비선형성이 강한 조건에서 스펙트럼을 사용하는 이유는 스펙트럼 조건이 파랑 자료의 통계적 분석이 충분하게 표현될 수는 없지만, 스펙트럼 분포는 파랑 기록에서 파랑 예측이 가능하기 때문이다. 여기서 사용하는 방법은 파랑 에너지 스펙트럼 $E(\sigma, \theta)$ 이 아니라 파랑 작용 스펙트럼(wave action spectrum) $N(\sigma, \theta)$ 이다. 만일, 흐름이 존재할 경우는 작용 스펙트럼이 보존되지만 에너지 스펙트럼은 보존되지 않기 때문이다(Whitham, 1974). 여기서 독립변수 σ 는 상대주파수이고, θ 는 파향을 의미한다. 작용스펙트럼은 에너지스펙트럼을 상대주파수로 나누기 때문에 동일한 결과가

되어 다음과 같은 관계가 성립된다.

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (3.1)$$

천해파랑모델에서 파랑 스펙트럼의 발달은 스펙트럼 작용 평형 방정식에 의하여 다음과 같이 기술된다(Hasselmann 등, 1973).

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (3.2)$$

식(3.2)에서 좌변 제1항은 시간에 따른 작용 밀도의 극지 변화율, 제2항과 제3항은 각각 x 방향과 y 방향에서의 전파, 제4항은 해저 수심과 흐름의 변화에 대한 상대 주파수의 전이 그리고 제5항은 해저 수심과 흐름에 따라 나타나는 굴절항을 나타낸다. 파랑 전파속도는 선형파 이론으로부터 취급된다(Whitham, 1974; Dingemans, 1997). 작용 평형 방정식의 우항인 $S(= S(\sigma, \theta))$ 는 파랑의 생성, 소산, 비선형적 파랑에너지 상호작용 등의 효과로 표현되는 에너지 밀도항의 원천항이다.



3.3 바람(S_{in})

SWAN에서 바람 에너지의 전이에 의한 파랑 생성은 공명현상의 메카니즘(Phillips, 1957)과 feed-back(Miles, 1957)으로 모사된다.

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (3.3)$$

여기서, A는 파 주파수와 방향의 함수이고, B는 풍속과 풍향에 관계된다. SWAN 모델은 곧 10 m에서의 풍속 U_{10} 에 의해 구동한다. 풍속 A는 Pierson-Moskowitz 주파수보다 저주파 성분을 제거하기 위하여 Cavaleri와 Malanotte-Rizzoli(1981)의 식을 사용하였다(Tolman, 1992). Komen 등(1984)에 의한 마찰 속도 U_* 의 항력계수는 10 m 고도의 풍속에서 유도된다(Wu, 1982).

식 (3.3)에서 B는 해면 거칠기의 길이와 대기 경계층을 고려하여 바람과 해파 사

이의 상호작용에 대한 것을 표현한다. 마찰속도 U_* 는 10m 고도 U_{10} 에서 풍속이다.

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2$$

C_D 는 Wu(1982) 의 항력계수이다.

$$C_D(U_{10}) = \begin{cases} 1.2875 \times 10^{-3} & \text{for } U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ (0.8 + 0.065 \text{ s/m} \times U_{10}) \times 10^{-3} & \text{for } U_{10} \geq 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad (3.4)$$

식 (3.4)의 A항에서 선형적 파의 발달은 Cavaleri와 Malanotte-Rizzolo (1981)의 Pierson-Moskowitz 신호 보다 낮은 파랑 발달 신호를 사용한다(Tolman, 1992).

$$A = \frac{1.5 \times 10^{-3}}{g^2 2\pi} (U_* \max(0, \cos(\theta - \theta_w)))^4 H, \quad (3.5)$$

$$H = \exp(-(\sigma/\sigma_{PM}^*)^{-4}) \text{ with } \sigma_{PM}^* = \frac{0.13g}{28U_*} 2\pi$$

θ_w 는 바람의 방향이고, H는 filter 이고 σ_{PM} 는 Pierson과 Moskowitz(1964)에 따라 완전히 발달된 해상상태일 경우의 최고 주파수이다.

바람에 의한 파의 지수함수적인 발달은 두가지로 표현된다. Komen 등. (1984)은

$\frac{U_*}{C_{ph}}$ 의 함수를 사용하였다.

$$B = \max\left(0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(28 \frac{U_*}{C_{ph}} \cos(\theta - \theta_w) - 1\right)\right) \sigma, \quad (3.6)$$

C_{ph} 는 위상 속도이고, ρ_a 와 ρ_w 은 공기와 물의 밀도이다. Janssen(1989, 1991)은 준선형 바람-파랑(quasi-linear wind-wave)이론으로 식 (3.7)과 같이 나타내었다.

$$B = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{U_*}{C_{ph}}\right)^2 \max(0, \cos(\theta - \theta_w))^2 \sigma \quad (3.7)$$

β 는 Miles의 상수이다. Janssen(1991)이론에서 Miles 상수는 무차원 파고 λ 에 의해 추정된다.

$$\begin{cases} \beta = \frac{1.2}{K^2} \lambda \ln^4 \lambda, & \lambda \leq 1 \\ \lambda = \frac{gz_e}{c_{ph}^2} e^r, & r = kc / |U_* \cos(\theta - \theta_w)| \end{cases} \quad (3.8)$$

Von Karman 상수 K 는 0.41과 같다. Z_e 는 효과적인 해면 거칠기, 무차원 파고 " λ "이면 Miles 상수 β 는 0 이 된다. Janssen(1991)은 수직적인 바람의 단면을 다음과 같다고 가정하였다.

$$U(z) = \frac{U_*}{K} \ln \left(\frac{z + z_e - z_0}{z_e} \right) \quad (3.9)$$

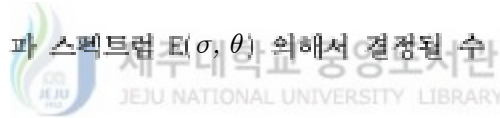
$U(z)$ 는 평균 해수면 높이 $z(10 \text{ m})$ 에서의 풍속이다. Z_0 은 해면거칠기 길이 이다. 효율적인 해면거칠기 Z_e 는 거칠기의 길이 Z_0 , 바다의 상태를 야기하는 응력 T_w 와 총 표면응력 T 에 좌우된다.

$$Z_e = \frac{Z_0}{\sqrt{1 - \tau_w/T}} \quad \text{and} \quad z_0 = \alpha \frac{U_*^2}{g} \quad (3.10)$$

α 는 0.01이다. 파의 응력 t_w 벡터는 다음과 같다.

$$\tau = \rho_w = \int_0^{2\pi\infty} \int_0 \sigma B E(\sigma, \theta) \frac{k}{k} d\sigma d\theta \quad (3.11)$$

U 값은 풍속 U_{10} 과 파 스펙트럼 $E(\sigma, \theta)$ 의해서 결정될 수 있다.



3.4 파랑 에너지의 소산(S_{ds})

파랑 에너지 소산은 다음 3가지 항으로 표현된다. 즉, 백파($S_{ds, w}(\sigma, \theta)$), 해저 마찰($S_{ds, b}(\sigma, \theta)$) 그리고 수심 감소에 따른 쇄파($S_{ds, br}(\sigma, \theta)$)이다.

백파($S_{ds, w}(\sigma, \theta)$)

백파의 과정은 Hasselmann(1974)의 pulse-based mode에 근거한다. 파 수에 의해 공식화 하면 한정된 수심에 적합하게 된다.

$$S_{ds, w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \sigma \frac{k}{k} E(\sigma, \theta) \quad (3.12)$$

$\hat{\nu}$ 와 \hat{k} 는 평균 주파수와 평균 파수를 나타낸다. 계수 Γ 는 파의 첨도에 달려있다. 이 첨도는 WANDI group(1988)에 의해 주어지는데, 이는 Gunther 등(1992)에 의해 받아들여졌다.

$$\Gamma = \Gamma_{KJ} = C_{ds} \left((1 - \delta) + \delta \frac{k}{k} \right) \left(\frac{s}{s_{PM}} \right)^p \quad (3.13)$$

C_{ds} , δ , m 계수는 조율계수이고 ξ 는 파의 첨도, ξ_{PM} 은 Pierson과 Moskowitz(1964) ξ 의 값이다. 파의 첨도 ξ 은 다음과 같다.

$$\xi = k \sqrt{E_{tot}} \quad (3.14)$$

평균 주파수 $\bar{\nu}$, 평균 파수 \bar{k} , 총 파랑 에너지 E_{tot} 는 다음과 같이 정의된다.

$$\bar{\nu} = \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sigma} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-1} \quad (3.15)$$

$$\bar{k} = \left(E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{k}} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-2}$$

$$E_{tot} = \left(\int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{k}} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right) \quad (3.16)$$

이 모델에서 불안정 계수 C_{ds} , δ 그리고 p 는 Komen 등(1984)이 심해역의 이상적인 파 성장 조건의 에너지 균형에서 계산된다.

해저 마찰($S_{ds, b}(\sigma, \theta)$)

SWAN에서 사용된 저층마찰모델은 JONSWAP(Hasselmann 등, 1973)과 Madsen(1988) 와도 점성 모델(eddy-viscosity model)의 경험식 모델이다. 이러한 저층 마찰 모델은 다음과 같이 표현된다.

$$s_{ds, b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (3.17)$$

C_{bottom} 은 해저마찰계수로 이는 U_{rms} 로 표현되는 저층 귀적 운동에 의해 결정된다.

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{\sigma^2}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (3.18)$$

Bouws와 Komen(1983)은 천해역에서 완전히 발달한 파랑 조건에서 $C_{JON} = 0.067 m^2 s^{-3}$ 의 해저마찰계수를 사용하였다. Collins(1972)은 무작위적인 파랑 상태에서 주기적인 파에 대한 보전방정식에 기초하여 소산비율을 해저마찰계수 $C_f = 0.015$ 과 함께 $C_{bottom} = C_f g U_{rms}$ 를 이용하여 계산하였다.

Madsen(1988)에 의한 저층 마찰 모델은 저층의 거칠기 크기와 파랑 작용 조건 함수로 해저마찰계수는 다음과 같다.

$$C_{bottom} = f_w \frac{g}{\sqrt{2}} U_{rms} \quad (3.19)$$

f_w 는 무차원 마찰 요소인데 이는 Jonsson(1966)의 공식을 사용하여 계산된다.

$$\frac{1}{4\sqrt{f_w}} + \log_{10} \left(\frac{1}{4\sqrt{f_w}} \right) = m_f + \log_{10} \left(\frac{a_b}{K_N} \right) \quad (3.20)$$

$m_f = -0.08$ 과 a_b 는 저층근처에서 나타나는 황복운동의 진폭을 나타낸다.

$$a_b^2 = 2 \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (3.21)$$

K_N 은 해저 거칠기 길이의 크기이다. a_b/K_N 은 1.57 보다 작으며, 마찰요소 f_w 는 0.30이다. (Jonsson, 1980).

수심 감소에 따른 쇄파($S_{ds, br}(\sigma, \theta)$)

불규칙한 파랑의 에너지 소산은 수심 감소에 따른 쇄파 현상에 기인한다. 파의 쇄파 D_{tot} 에 기인하는 단위 면적당 에너지의 평균 소산율은 다음과 같다.

$$D_{tot} = -\frac{1}{4} \alpha_{BJ} \Omega_b \left(\frac{\sigma}{2\pi} \right) H_m^2 \quad (3.22)$$

$\alpha_{BJ} = 1$ 이고, Ω_b 는 다음과 같다.

$$\frac{1 - \Omega_b}{\ln \Omega_b} = -8 \frac{E_{tot}}{H_m^2} \quad (3.23)$$

H_m 은 최대 파고 높이로서 주어진 깊이와 \bar{h} 로 나타난다. 이는 평균 주파수로 정의된다.

$$\bar{h} = E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \sigma E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (3.24)$$

Eldeberky와 Battjes(1995)은 이를 방향스펙트럼까지 확장하여 파 에너지의 소산을 다음과 같이 계산하였다.

$$S_{ds, br}(\sigma, \theta) = D_{tot} = \frac{E(\sigma, \theta)}{E_{tot}} \quad (3.25)$$

최대 파고 H_m 은 $H_m = yd$ 로 결정된다. 여기에서 y 는 breaker parameter이고 d 는 전체의 수심이다. breaker parameter y 는 상수이거나 해저 경사의 함수 또는 파의 첨도로 표현된다.

3.5 비선형 파 상호작용(S_{ni})



4파 비선형 상호작용

4파 비선형 상호작용(quadruplet wave-wave interactions)은 스펙트럼의 첨두 주파수를 저주파 쪽으로 이동시키는 것이다(Hasselmann, 1962). 이 방법은 무수히 많은 4파 상호작용 중에서 가장 영향이 큰 하나만을 고려하는 것이다. 4파의 주파수는 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \sigma_2 = \sigma \\ \sigma_3 &= \sigma(1 + \lambda) = \sigma^+ \\ \sigma_4 &= \sigma(1 - \lambda) = \sigma^- \end{aligned} \quad (3.26)$$

여기서, $\lambda = 0.25$ 이며, 첫번째 두 개의 파수 벡터 주파수는 동일하다. 반면에 다른 두 파는 상대적으로 $\theta_3 = 11.5^\circ$, $\theta_4 = -33.6^\circ$ 의 각을 갖는다. 한편 두번

제에서는 $\theta_3 = -11.5^\circ$, $\theta_4 = 33.6^\circ$ 가 된다. 심해에서의 이산상호작용 근사는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$S_{n\ell}(\sigma, \theta) = S_{n\ell}^*(\sigma, \theta) + S_{n\ell}^{**}(\sigma, \theta) \quad (3.27)$$

위 식 우변 1항은 비선형상호작용이며, 제2항은 비선형항으로 아래와 같이 계산된다.

$$S_{n\ell}^*(\sigma, \theta) = 2\delta S_{n\ell}(a_1\sigma, \theta) - \delta S_{n\ell}(a_2\sigma, \theta) - \delta S_{n\ell}(a_3\sigma, \theta) \quad (3.28)$$

여기서 $a_1 = 1$, $a_2 = 1 + \lambda$, $a_3 = 1 - \lambda$ 이다.

$$\begin{aligned} \delta S_{n\ell}(a_i\sigma, \theta) = C_{n\ell} (2\pi)^2 g^{-4} \left(\frac{\sigma}{2\pi} \right)^{11} \\ \left[E^2(a_i\sigma, \theta) \left\{ \frac{E(a_i\sigma^+, \theta)}{(1+\lambda)^4} + \frac{E(a_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda)^4} \right\} \right. \\ \left. - 2 \frac{E(a_i\sigma, \theta) E(a_i\sigma^+, \theta) E(a_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda^2)^4} \right] \quad (3.29) \end{aligned}$$

여기서, $C_{n\ell} = 3 \times 10^7$ 이다. 한편 $S_{n\ell}^{**}(\sigma, \theta)$ 는 위 식에 정상 배치의 상대파향을 대입하여 구한다. Hasselmann과 Hasselmann(1981)은 JONSWAP 스펙트럼에 대하여 천해에서의 4파 상호작용을 계산하였다. 이 계산에서 천해역의 상호작용을 심해파에 대한 값으로 표현하는 방법을 도출하여 WAM모델에 적용하였고, 천해파랑모델인 SWAN모델에서도 동일한 방법으로 천해역의 4파 상호작용을 계산한다.

$$S_{n\ell}(\text{finite depth}) = R(k_p d) S_{n\ell}(\text{deep water}) \quad (3.30)$$

k_p 는 JONSWAP 스펙트럼의 첨두파수이며, d 는 수심이다. SWAN 모델에서 $k_p d$ 는 $0.75 \bar{k} d$ 로 대체된다.

3파 비선형 상호작용

파장과 파고에 비해 수심이 얇아지면 3파 비선형 상호작용(triad interactions)의 영향을 무시할 수 없다. 이 상호작용은 파랑 에너지를 저주파 영역에서 고주파 영역으로 이동시키는 것이다. Eldeberky와 Battjes(1996)는 LTA (lumped interaction

approximation)라고 하는 근사법으로 3파 비선형 상호작용을 계산하였다.

$$S_{nB}(\sigma, \theta) = s_{nB}^-(\sigma, \theta) + S_{nB}^+(\sigma, \theta) \quad (3.31)$$

$$S_{nB}^+ = \max \left\{ 0, \alpha_E 2\pi c c_g J^2 |\sin \beta| \left[E^2 \left(\frac{\sigma}{2}, \theta \right) - 2E \left(\frac{\sigma}{2}, \theta \right) E(\sigma, \theta) \right] \right\} \quad (3.32)$$

$$S_{nB}^-(\sigma, \theta) = -2S_{nB}^+(2\sigma, \theta) \quad (3.33)$$

α_E 는 비례상수이며,

$$\beta = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \tanh \left[\frac{0.2}{U_r} \right] \quad (3.34)$$

$$U_r = \frac{g}{8\sqrt{2}\pi^2} \frac{H_s \bar{T}^2}{d^2} \quad (3.35)$$

$$J = \frac{k_{\sigma/2}^2 (gd + 2c_{\sigma/2}^2)}{k_{\sigma} d \left(gd + \frac{2}{15} gd^3 k_{\sigma}^2 - \frac{2}{5} \sigma^2 d^2 \right)} \quad (3.35)$$

여기서, $\bar{T} = \frac{2\pi}{\sigma}$ 이고, 3파 비선형 상호작용은 $0.1 < U_r < 10$ 인 경우에만 계산한다.

IV. 결 과

4.1 연안 파랑 관측 자료 분석

4.1.1 해양기상자료 상호비교

파고의 발달 및 성장에 영향을 주는 요소는 풍속, 취주 거리, 취주 시간 등이 있다. 이 중 정량적인 관측 자료가 산출될 수 있는 풍속이 세 지역 사이 어떤 연관성이 있는지 분석하였다. Fig. 4.1은 풍속의 상관도이고 Table 4.1은 통계 결과이다. Fig. 4.1 a, b와 c는 각 지역에서 관측된 풍속의 지역별 상관도이다. 세 지점 사이 상관계수는 덕적도와 가대암 사이에서 0.836으로 가장 높고, 덕적도와 서수도, 서수도와 가대암에서도 각각 0.826, 0.808로 높게 나타난다. 덕적도와 가대암 사이에 상관계수는 가장 높지만 RMSE와 BIAS가 2.402와 -1.276으로 편차가 가장 크며, Fig. 3a에서 가대암 방향으로 비교적 많이 치우쳐 있다. 덕적도와 서수도의 RMSE와 BIAS는 각각 1.863과 -0.489로 비교적 작은 편차와 편향을 나타내고 있다(Table 4. 1).

Fig. 4.1 d, e와 f는 각 지역 사이 풍속 U성분의 상관도이다. 상관계수는 덕적도와 서수도 사이에서 0.807로 가장 높고, 서수도와 가대암은 0.759, 덕적도와 가대암은 0.724이다. BIAS는 덕적도와 서수도가 -0.017, 서수도와 가대암이 0.011로 작은 값을 나타내 평균값을 중심으로 대칭적으로 분포하고 있음을 알 수 있다. 서수도와 가대암, 덕적도와 가대암 사이 RMSE가 3.204로 가대암이 두 지역과 큰 편차를 나타낸다.

Fig. 4.1 g, h와 i는 각 지역사이 풍속 V성분의 상관도이다. 세 지점 사이 상관도는 서수도와 가대암, 덕적도와 서수도 사이에서 각각 0.603, 0.597이며, 덕적도와 가대암은 0.440으로 풍속 U성분의 상관도에 비해 낮은 값을 나타낸다. 덕적도와 서수도 사이 BIAS가 0.078로 평균값을 중심으로 대칭적으로 분포하며, 덕적도와 가대암 사이 BIAS는 -1.141로 덕적도 자료 속으로 편향되어 나타난다. 덕적도와 가대암 사이 RMSE가 4.468로 편차가 가장 크며, 덕적도와 서수도, 서수도와 가대암도 3.265, 3.918로 U 성분에 비해 비교적 큰 편차를 나타내고 있다.

덕적도와 서수도는 동일 위도상에서 약 10 km 정도 동서방향으로 떨어져 있다. 가대압은 덕적도보다 약 25 km 남쪽의 태안반도 앞바다에 위치해 있다. 이러한 관측 지점간의 거리 차이와 주변 지역의 지형적 특성으로 인하여 가대압과 덕적도 풍속의 비교 값은 덕적도와 서수도의 비교 값보다 편차 및 편향이 크게 나타나는 것으로 판단된다.

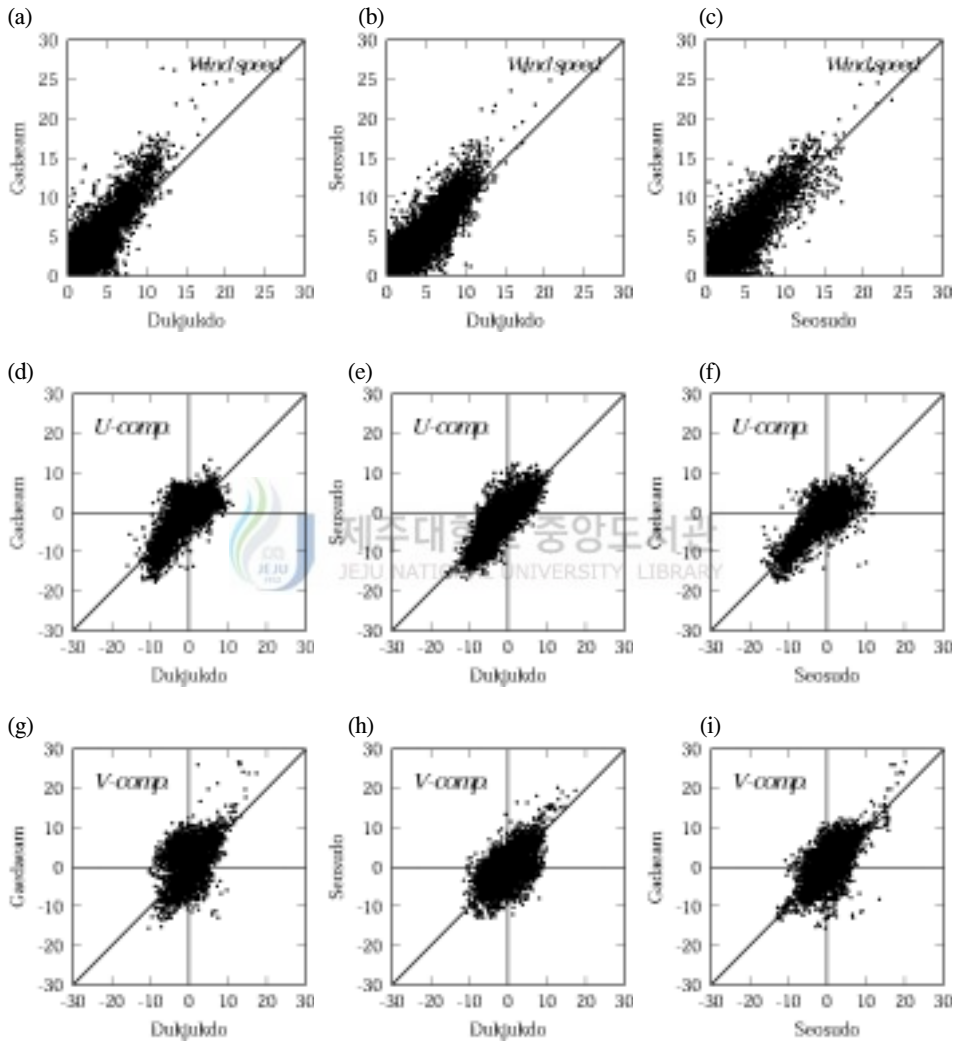


Fig. 4.1. The relationships of wind speed (a~c), U-component of wind speed (d~f) and V-component of wind speed (g~i) among Gadaeam, Dukjukdo and Seosudo.

Table 4.1. Statistical summary for significant wind speed, U and V-component wind speed in Fig. 4.1.

Variable	A_i vs B_j	NUM	RMSE	BIAS	COEF
Wind sp. (m/s)	Dukjuk vs Seosudo	6701	1,863	-0,489	0,826
	Dukjuk vs Gadaeam	4705	2,402	-1,276	0,836
	Seosudo vs Gadaeam	4326	2,310	-0,546	0,808
U-wind sp. (m/s)	Dukjuk vs Seosudo	6701	2,687	-0,017	0,807
	Dukjuk vs Gadaeam	4705	3,204	0,056	0,724
	Seosudo vs Gadaeam	4326	3,222	0,011	0,759
V-wind sp. (m/s)	Dukjuk vs Seosudo	6701	3,265	0,078	0,597
	Dukjuk vs Gadaeam	4705	4,468	-1,141	0,440
	Seosudo vs Gadaeam	4326	3,918	-0,580	0,603

Fig. 4.2는 각 지역에서 관측된 유의파고의 상관도이고, Table 4.2는 세 지역에서 관측된 파고 자료로부터 계산된 각 지역 사이 RMSE, BIAS, 상관계수이다. 덕적도와 가대암의 유의파고 상관분포는 45°의 기울기를 중심으로 가대암 쪽으로 치우쳐 높은 상관도를 나타내고 있다. 덕적도와 서수도의 유의파고 분포는 덕적도 방향으로 기울어진 경향의 분포 양상을 보이고 있고, 가대암과 서수도의 유의파고 분포는 가대암 쪽으로 크게 기울어져 있다. 이러한 결과는 서수도에서 유의파고가 1 m 이내로 파고의 변화가 거의 나타나지 않기 때문이다. 세 지점 사이 상관계수는 덕적도와 가대암 사이에서 0.858로 가장 높게 나타났고, 서수도와 가대암 사이에서는 0.538로 가장 낮게 나타났다.

상관계수가 가장 높은 덕적도와 가대암 사이에서 BIAS와 RMSE가 -0.039, 0.327로 가장 낮고, 상관계수가 가장 낮은 서수도와 가대암 사이에서 BIAS와 RMSE가 -0.413, 0.715로 가장 높게 나타났다. 파고는 주로 바람에 의해 발생하므로 유의파고의 상관도는 풍속의 상관도와 유사하게 나타나야 할 것이다. 그러나 Fig. 4.1과 Fig. 4.2를 비교해 보면, 덕적도와 가대암 풍속의 상관도와 파고의 상관도 분포 경향은 비교적 유사하게 나타나고 있지만, 덕적도와 서수도, 가대암과 서수도의 상관도는 다르게 나타나고 있다. 서수도는 주변의 수심이 아주 완만한 전해역이며, 주변 지형은 섬들로 둘러 싸여있다. 그러므로 서수도에서 관측되는 유의파고는 주변의 지형적 요인과 완만한 수심의 영향에 의한 파랑

에너지의 감쇠 효과 등이 중첩되면서 파고가 높게 발달하지 않는 지형적 영향이 잘 나타나는 결과이다. 가대암의 서쪽 해역에는 파랑 에너지의 진행을 방해할 수 있는 장애물이 없으므로 관측된 결과는 바람에 의해 파랑이 충분히 발달할 수 있는 지형적 특성을 반영한 결과이다.

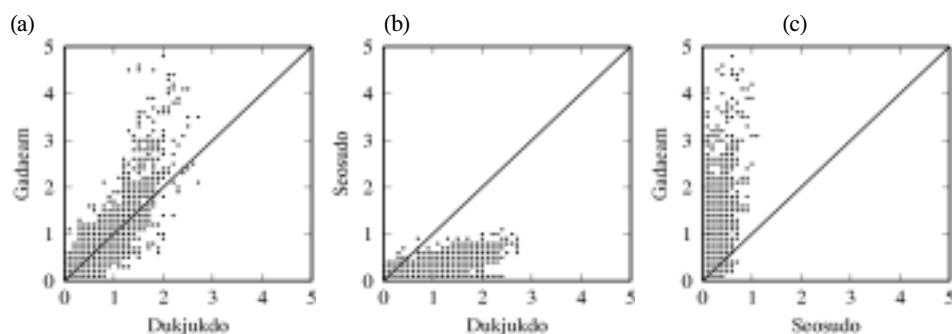


Fig. 4.2. The relationship of the significant wave height among Gadaeam, Dukjukdo and Seosudo (unit: m).



Table 4.2. Statistical summary for significant wave height in Fig. 4.2.

Variable	A_r vs E_r	NLM	RMSE	BIAS	COEF
Sig. W. H. (m)	Dukjuk vs Seosudo	6701	0.528	0.359	0.644
	Dukjuk vs Gadaeam	4705	0.327	-0.039	0.858
	Seosudo vs Gadaeam	4326	0.715	-0.413	0.538

4.1.2 풍속 U, V성분에 대한 유의파고의 변화

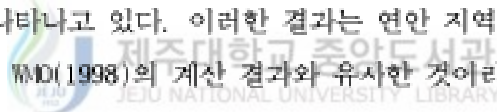
바람이 강하게 불어도 주변의 섬이 방파제 역할을 하게 되면 파고는 발달할 수 없다. 세 지역 사이 풍속은 높은 상관도를 나타냈지만 파고는 덕적도와 서수도, 서수도와 가대암 사이에 낮은 상관도를 나타냈다. 덕적도, 가대암 그리고 서수도 주변 해역은 서로 다른 지형적 특성을 갖고 있으므로 풍향에 따라 파랑 발생도 다르게 나타날 것이다. 풍향에 따라 발생하는 파고를 살펴보기 위해 풍속 U, V 성분에 대한 유의파고의 상관도

를 분석하였다. 상관도가 유사한 유형을 구분하기 위해 덕적도 자료는 봄(3~5월), 여름(6~8월), 가을(9~11월), 겨울(12~2월) 등 계절별로 분류하였고, 가대압 자료는 1월과 10-12월, 6-8월로 동계와 하계로 분류하였다. 서수도는 파고가 1 m 이상이 관측되기 쉽지 않으므로 계절별로 분류하지 않았다.

Fig. 4.3은 덕적도에서 풍속 U성분에 대한 V 성분의 상관도와 풍속 U, V 성분 각각에 대한 유의파고 상관도를 나타낸 것이다. 풍속의 U 성분과 V 성분에서 (+) 방향은 각각 동풍과 북풍을 의미하며, (-)는 서풍과 남풍을 의미한다. 겨울철에는 U 성분중 서풍계열(-)의 바람에 의해 2.0 m 이상의 유의 파고가 발생하며, V 성분 중 북풍계열(+)의 바람에 의해 약 2.5 m 이상의 높은 유의 파고가 발생한다(Fig. 4.3 a~c). 동풍계열의 바람과 남풍계열의 바람에 의해서는 2.0 m 이상의 유의파고가 발생하지 않는다. 덕적도 동쪽은 경기만이라는 지형과 한반도가 접해 있고 남쪽으로는 굴업도 등 섬들이 산재되어 있어 동풍과 남풍계열에 의해 강한 바람장이 형성되어도 취주 거리와 시간이 짧아 파랑이 충분히 성장할 수 없게 된다. 봄철에는 계절적으로 북서계절풍이 약화되고 남동계절풍으로 전환되는 시기이므로 10 m/s 이상의 풍속이 나타나지 않으며, 유의 파고도 2 m를 넘지 않는다. 풍속의 U와 V 성분에 대한 유의파고의 분포는 유사한 경향으로 나타나고 있다. 1~2 m의 유의파고 분포는 동풍이나 북풍계열에 비해 서풍과 남풍 계열의 바람에 의해 발생 빈도수가 많은 것으로 보인다. 파랑이 바람에 의해서만 발생하게 되면 남풍계열의 바람에 의해서는 높은 파고가 발생하지 않아야 한다. 그럼에도 불구하고 봄철에 1~2 m의 비교적 높은 파고가 발생하는 것은 강한 바람장에 의해 형성되는 파랑 현상이 아니라 남서류의 저기압장에 의해 외해에서 연안으로 접근해 오는 파랑 현상이기 때문일 것이다(Fig. 4.3 d~f). 여름철에 서풍과 남풍 계열의 바람은 5 m/s 내외로 비교적 약한 바람장이 나타나고 있으며 유의파고도 대체로 1 m 내외로 형성되고 있다. 동풍과 북풍이 10 m/s로 발생하여도 유의파고는 1.5 m를 넘지 않고 있다. 이는 Fig. 4.3(d~f)에서 언급하였듯이, 취주거리와 취주시간이 짧게 형성되기 때문이다(Fig. 4.3 g~i). 가을철은 서풍계열의 바람이 동풍계열의 바람보다 비교적 강하게 나타나고 있다(Fig. 4.3 j~l). 2 m 이상의 유의파고는 서풍과 남풍에 의해 발생하고 있다. 동풍계열의 바람은 풍속이 서풍에 비해 약하며 유의파고도 대체적으로 1 m 넘지 않고 있다. V 성분에 대한 유의파고의 분포에서도 북풍계열의 바람장에 비해 남풍계열의 바람장에서 비교적 높은 파고가 발생하고

있다(Fig. 4.3 j~l). 북풍에 의한 파고 분포가 대체로 1 m 이내로 나타나고 있고, 남풍에 의해서는 2 m 이상의 높은 파고가 발생하는 등 Fig. 4.3(i)은 Fig. 4.3(c)와는 다소 다른 결과를 보여주고 있다. 이는 계절적인 특성으로 유추할 수가 있다. 겨울철(Fig. 4.3 a~c)에는 강한 북서계절풍에 의해 북풍에 의해서 높은 파고가 발생되고 있지만, 가을철(Fig. 4.3 j~l)은 서해 남부해상에서 전달되어 오는 파랑에너지의 효과와 충분한 취주거리와 시간의 영향이 증첩되면서 높은 파고가 발생할 수 있다는 결과일 것이다. Gröen과 Dorrestein(1976) 등은 파랑예보를 위하여 풍속, 취주거리 및 지속시간을 이용하여 파랑 예보를 도식화한 바 있으며, 이에 따르면 취주거리 및 시간이 길수록 파고가 높게 나타나고 있다. 또한 WMO(1998)는 연안지역에서 취주거리, 시간 등에 따른 파고를 계산한 바 있다.

덕적도에서 관측되는 파랑 현상은 서풍계열의 바람의 바람에 의해 비교적 높은 파고가 발생하고 있으며, 동풍, 남풍 그리고 북풍계열의 바람장에 의해서는 지형적 영향으로 높은 파고가 발달하지 않는다. 특히 동풍 계열의 바람장에 의해서는 1 m 이상의 유의파고 발생이 희박하게 나타나고 있다. 이러한 결과는 연안 지역에서 외해로 갈수록 따라 파고가 높게 나타나는 WMO(1998)의 계산 결과와 유사한 것이라 할 수 있다.



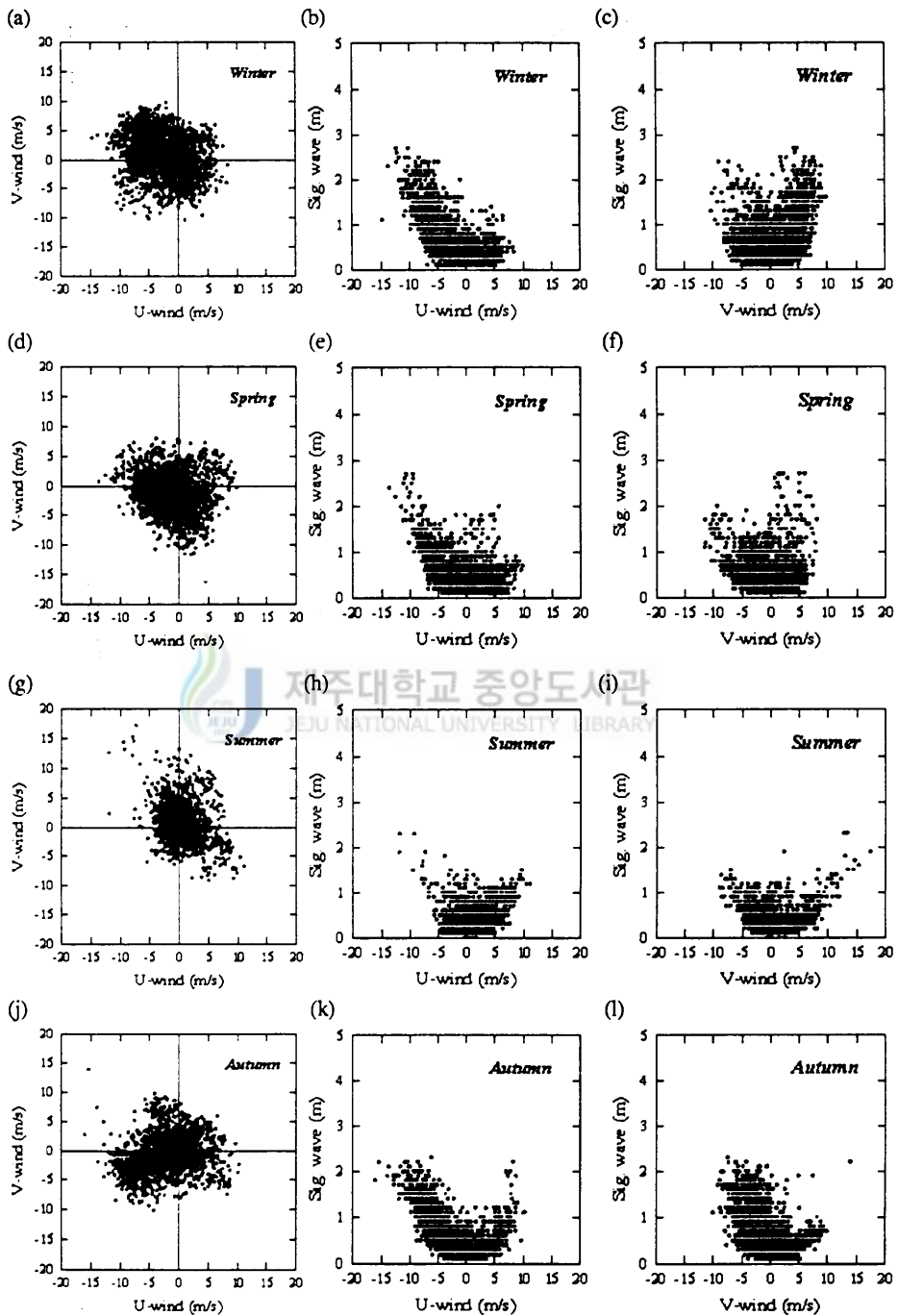


Fig. 4.3. The relationships of U-component vs V-component wind speed(left), U-component wind speed vs significant wave height(middle) and V-component wind speed vs significant wave height(right) for Dukjukdo buoy data on Winter(a~c), Spring(d~f), Summer(g~i) and Autumn(j~l), 2002.

Fig. 4.4는 가대압에서 풍속 U성분에 대한 V 성분의 상관도와 풍속 U, V성분에 대한 유의파고의 상관도를 나타낸 것이다. 동계에는 서풍 계열의 풍속이 17 m/s까지 나타나고 있고, 동풍계열은 10 m/sec 이하로 서풍에 비해 약하게 나타나고 있다(Fig. 4.4 a~c). 덕적도에서는 3 m 이상의 유의파고가 발생하지 않았다. 그러나 가대압에서는 북풍계열인 경우 5~10 m/sec의 바람장에 의해서도 5 m이상의 높은 파고가 발달하고 있다. 이처럼 약한 바람장에 의해서도 높은 유의파고가 발생할 수 있다는 것은 풍속은 약하지만 취주 거리와 취주시간이 충분히 길기 때문에 파랑 에너지의 발달이 충분히 일어난다. 10 m/sec 이상의 남풍이 나타날 경우 유의파고는 대체로 1.5 m 이내로 형성되고 있으며, 동풍 계열의 바람장에서도 낮은 유의파고가 형성되고 있다. 가대압은 동쪽으로 태안반도를 인접하고 있고, 남쪽으로는 가의도, 용도 등이 위치해 있어 동풍이나 남풍에 의해 강한 바람장이 형성되더라도 취주 거리와 시간이 짧고 섬의 영향으로 파랑에너지가 감소하게 된다. 여름철 U 성분과 V 성분의 상관도는 10 m/sec 이상의 바람이 분산되어 나타나고 있고, 동풍 계열의 바람이 서풍계열의 바람에 비해 자주 발생하고 있다. U 성분에 대한 유의파고의 분포는 일시적으로 높은 파고를 나타내는 것을 제외하고는 대체적으로 1 m 이내의 유의파고가 형성되고 있다. V 성분과 유의파고는 10 m/sec 이상의 바람이 불어도 1.5 m 이상의 파고 발생 비율이 낮게 나타나고 있다.

Fig. 4.5는 서수도에서 풍속 U 성분에 대한 V 성분의 상관도와 풍속 U, V성분에 대한 유의파고의 상관도를 나타낸 것이다. 서수도는 덕적도나 가대압에 비해 연안역에 위치하고 있어 15 m/sec 이상의 강풍이 불어도 파고가 1 m를 넘지 않고 있다. 서수도는 주변이 육지나 섬들로 둘러싸여 있으며, 수심은 아주 완만하게 경사를 이루는 20 m 이내의 천해역이다. 이러한 해역은 바람장이 강하게 형성되어도 취주거리와 취주시간이 짧게 영향을 미치며, 수심에 의한 파랑 에너지의 감쇠, 육지나 섬들에 의한 에너지의 소실 등으로 높은 파고가 형성될 수 없는 지형적 특징을 갖고 있기 때문에 1 m 이상의 파고가 형성되지 않고 있는 것이다.

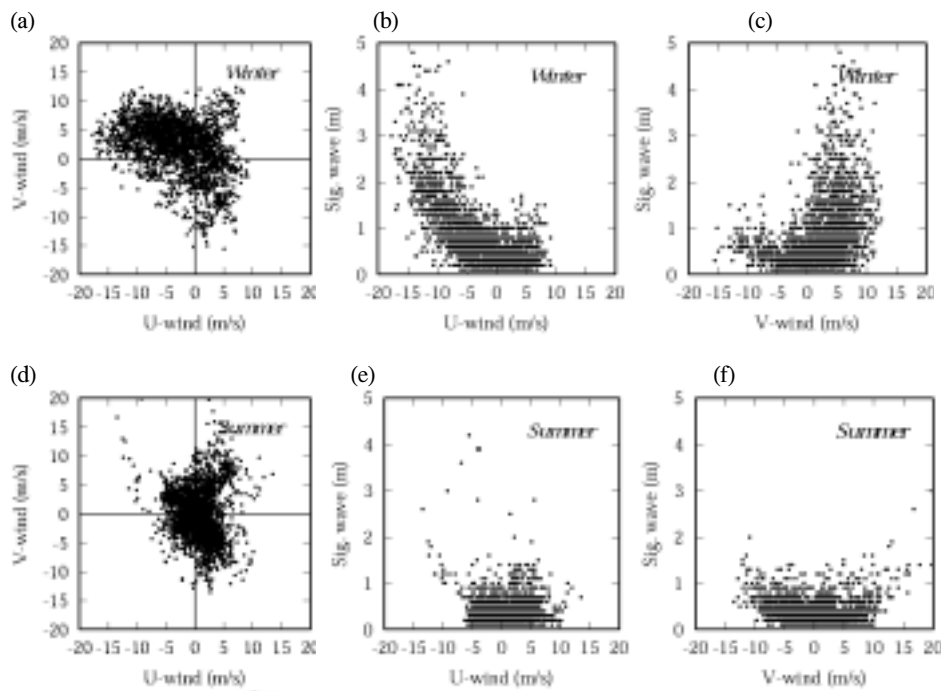


Fig. 4.4. The same as Fig. 4.3 except for Gadagam AWS data on winter(a~c) and summer(d~f), 2002.

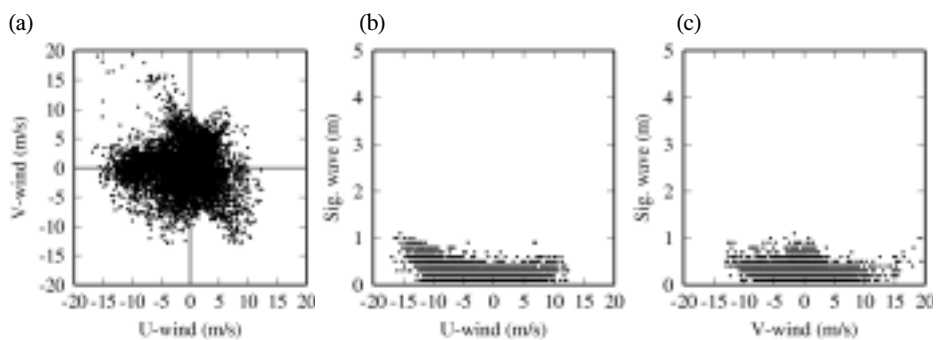


Fig. 4.5 The same as Fig. 4.3 except for Seosudo AWS data on all year, 2002.

Table 4.3. The coefficient of correlation between wind speed, U-component and V-component of the wind speed and significant wave height in the Dukjukdo, Gadaeam and Seosudo.

	Wind Speed	U-Component		V-Component	
		(-)	(+)	(-)	(+)
		(Westerly)	(Easterly)	(Southerly)	(Northerly)
Dukjukdo	0.577	0.589	0.198	0.199	0.184
Gadaeam	0.455	0.557	0.062	0.174	0.137
Seosudo	0.349	0.399	0.077	0.080	0.009

Table 4.3은 덕적도, 가대암, 서수도에서 풍속 및 풍속의 U, V 각 성분에 대한 유의 파고의 관계를 나타낸 것이다. 풍속에 대한 유의파고의 상관계수는 덕적도와 가대암에서는 각각 약 0.577과 0.455로 나타나고 있으나, 서수도에서는 풍속과 유의파고의 상관계수가 0.349로 상관성이 약하게 나타나고 있다. 풍속의 각 성분에 따른 상관계수는 풍속 U 성분의 (-)값에 대해서는 세 지점에서 상관계수가 다소 높게 나타나고 있으며, V 성분의 풍속에 대해서는 상관성이 거의 나타나지 않고 있다. 이는 연안지역에서의 파랑은 지형적 효과 때문에 취주거리와 시간이 다르게 작용하여 파고 발생이 지역적으로 다르게 발생하고 있다는 결과이다. 서쪽 성분의 바람은 외해에서 전달되어 오기 때문에 파랑 발생에 취주거리와 시간이 충분히 작용하고 있으므로 상관계수가 비교적 높게 나타나는 결과이다.

Table 4.4는 덕적도에서 관측된 풍속 및 U, V성분과 가대암과 서수도에서 관측된 유의파고의 상관성을 나타낸 것이다. 이 결과는 Table 4.3과 유사한 결과를 보여주고 있다.

Table 4.4 The coefficient of correlation between wind speed, U-component and V-component of the wind speed in the Dukjukdo and significant wave height in the Gadaeam and Seosudo,

Wind Speed	U-Component		V-Component	
	(-) (Westerly)	(+) (Easterly)	(-) (Southerly)	(+) (Northerly)
Dukjukdo/Gadaeam	0.422	0.542	0.166	0.155
Dukjukdo/Seosudo	0.344	0.362	0.072	0.076

4.1.3 바람과 파고의 시계열 분석

해상에서 파고가 발생하기 위해서는 1차적으로 바람이 불어야 한다. 또한 바람과 파고는 시연속성이 유지되고 있는 자료이므로 바람과 파고에 대해 시간에 대한 관련성을 분석하였다. Table 4.5는 시계열 분석에 사용된 자료의 기간이다. 자료 기간은 시연속이 유지 되어야 하므로, 2시간 이상 결측된 자료는 제외하였다.

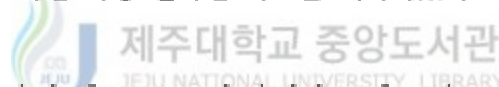


Table 4.5 The period of waves and wind data for time series analysis,

	Summer	Winter
Dukjukdo	7. 23. 19:00 ~ 8. 26. 23:00	11. 20. 01:00 ~ 12. 31. 23:00
Gadaeam	7. 1. 00:00 ~ 8. 26. 23:00	11. 15. 11:00 ~ 12. 31. 23:00
Seosudo	7. 1. 00:00 ~ 8. 26. 23:00	-

Fig. 4.6은 덕적도 해양기상관측부이의 여름철 결과를 이용한 상관성 분석 결과이다. Fig. 4.6 (a)는 풍속과 유의파고의 상관성을 나타낸 것으로 풍속이 강할 경우 파고가 높아지고 있고 약할 때는 파고가 낮아지는 일반적인 경향이 잘 나타나고 있다. 이는 주로 지역풍에 의해 파고가 발달하고 있음을 의미하며, 풍속과 유의파고의 교차상관계수는 약 3시간의 시간 지연을 두고 최대 0.61로 계산되고 있다. 이 결과는 바람이 분 다음 3시간 후에 파고가 발달하고 있다는 사실을 의미하는 것이다. 이러한 결과는 기상연구소(1998), 김 등(2004 a), 장 등(2003)의 결과와 동일한 결과이다. 풍속과

유의파고의 편차에 대한 분석 결과는 Fig. 4.6 (c)에 나타내었는데, 편차의 변동성에 대한 주기를 분석하기 위해 FFT를 이용한 주기분석도 병행하였다(Fig. 4.6 d). FFT 결과, 고주파수(단주기)의 영역이 지배적으로 나타나고 있음을 알 수 있다. 2시간 주기의 스펙트럴 밀도값이 크게 나타나고 있는데, 이는 바람에 변동이 심하게 나타남으로써 이에 따른 반응으로 파고의 변동이 발생하는 결과라 할 수 있다. 또한 6~7시간 주기의 스펙트럴 밀도 값도 크게 나타나고 있다. 경기만 주변 해역은 만일주조의 성분이 아주강한 해역이다. 12시간 50분 주기의 만일주조 조석 주기에서 낙조류와 창조류는 약 6시간 마다 방향이 바뀌는데, 조류의 변화에 대한 파랑에너지의 변화가 반영되어 6~7시간의 주기에서 강한 스펙트럴 밀도를 나타내는 것이다.

Fig. 4.7은 덕적도 해양기상관측부이의 겨울철 자료 분석 결과이다. 바람에 의한 유의파고의 발생은 여름철과 유사한 결과를 보여주고 있으며, 풍속과 유의파고의 교차 상관계수는 2시간의 시간 지연을 두고 최대 0.81로 여름철에 비해 높게 나타나고 있다. 편차의 변동성과 주기분석 결과도 여름철과 유사한 결과를 보여주고 있다.

Fig. 4.8은 태안반도 앞바다에 위치해 있는 가대암에서 관측된 결과를 이용한 상관성 분석 결과이다. 풍속이 강하게 나타날 다음 높은 파고가 발생하고 있는 것을 알 수가 있다. 이는 지역적인 바람이 지배적으로 나타나고 있지만 주변의 해저 지형과 외해에서 유입되는 파랑 에너지의 전달에 의해 파고가 발생하고 있다는 결과이다. 풍속과 유의파고의 교차 상관계수는 9시간의 시간 지연을 두고 최대 0.58로 계산되고 있다. 기상연구소(1998), 장 등(2003)은 해양에서의 파고는 바람이 분 후 2~3시간의 시간 지연이 있을 후 파고가 높게 발생한다고 하였는데, Fig. 4.8의 결과는 9시간의 시간 지연이 나타나고 있다. 2002년 여름철에 서해상에 직·간접적으로 영향을 미친 태풍은 제8호 태풍 나크리(NAKRI)와 제9호 태풍 펑셴(FENGSHEN)이다. 태풍이 발생할 경우, 태풍 주변에는 강한 바람장이 형성되며 또한 태풍의 간접영향권은 200~300 km에 이른다. 동중국해상에 태풍이 발생하면 우리나라 주변 해역은 태풍의 간접 영향에 의해 바람이 강하게 발생하게 된다. 그러므로 태풍 발생하면 우리나라 주변 해역은 강한 바람장이 형성된 후 파랑에너지의 전달에 의해 높은 파고가 발생하게 된다. Fig. 4.8에서 9시간의 시간 지연은 태풍의 간접 영향에 의해 강한 바람장이 형성된 후, 외해에서 전달되는 파랑에너지의 전달로 9시간의 시간 지연이 나타나는 것이다. Fig. 4.6에서는 3 시간의 시간 지연이 나타나고 있

었다. 이러한 결과는 외해에서 발달한 파랑에너지의 전달이 덕적도 주변에 산재되어 있는 섬들의 영향에 의해 감소되고 있기 때문에 여름철 태풍에 의한 파랑에너지의 영향이 가대암에 비해 약하게 되는 것을 의미한다.

시간 지연은 9시간 차이가 나타나지만, 스펙트럼 분석 결과는 2~3시간 주기에서 강한 스펙트럴 밀도값을 보여주고 있다. 또한 장주기의 스펙트럴 밀도값이 크게 나타날 가능성이 있음을 보여주고 있다. 가대암은 연안 가까이에 있으므로 지역풍의 변화가 심하게 나타나는 결과에 따른 파랑 에너지 밀도의 변화를 보여주는 결과이며, 장주기의 스펙트럴 밀도가 나타날 수 있는 가능성은 외해에서 밀려오는 파랑에너지의 영향에 따른 결과인 것이다.

Fig. 4.9는 가대암에서의 겨울철 자료를 이용하여 분석한 결과이다. 바람이 강하면 파고가 높고 약해지면 파고도 약해지는 일반적인 현상을 보여주고 있다. 이 결과는 덕적도의 겨울철 결과와 유사한 결과를 보여주고 있다. 겨울철은 북서계절풍이 지배적으로 작용하고 있고 경기만 주변 해역에서의 파랑 발생 현상도 북서계절풍에 의해 발생하고 있다는 사실이다. 또한 바람과 유의파고의 시간 지연도 2시간이고 최대 교차상관계수도 0.76으로 덕적도 겨울철의 결과와 유사하게 나타나는 결과도 이를 반증하는 것이다. 스펙트럴 분석 결과는 조류의 영향에 의한 스펙트럴 밀도 값이 뚜렷하게 나타나지는 않지만 2시간 주기의 스펙트럴 밀도 값이 높게 나타나고 있다.

Fig. 4.6 ~ Fig. 4.9에서 바람이 강하면 파고가 높고 약하면 파고가 낮아지는 일반적인 현상은 전해역의 파고는 지역적인 바람이 지배적으로 작용한다는 것이다. 이러한 결과는 Geernaert 등(1986)이 밝힌 바 있는 전해역의 바람응력이 심해역보다 크게 작용하고 있는 결과와 바람응력의 분포가 파랑 발생에 영향을 준다는 결과가 이를 뒷받침 해 준다(Yoshiaki, 1990).

Fig. 4.10은 서수도에서 관측된 자료의 상관성 분석 결과이다. 이 지역은 바람이 강하게 나타나도 높은 파고가 발생하기 어렵다는 사실은 Fig. 4.2와 Fig. 4.5에서 이미 밝힌 바 있다. 풍속과 유의파고의 상관성 분석에서도 바람이 강하게 나타나도 높은 파고의 발생은 거의 나타나지 않고 있고 항상 잔잔한 해상상태를 유지하고 있다. 또한 바람에 대한 유의파고의 시간 지연도 1시간이며 교차상관계수도 0.55에 지나지 않는다. 이러한 결과들은 서수도는 이미 언급하였듯이 수심이 아주 완만하고, 주변에 많은 섬들이 산재

되어 방파제 역할을 하고 있을 뿐 아니라 강한 조류에 의해 파랑 에너지의 발달이 억제되고 있기 때문이다. 스펙트럴 밀도 값도 6시간 주기의 값이 가장 강하게 나타나고 있고 다른 시간의 주기에서는 스펙트럴 밀도 값이 약하게 나타나고 있다.



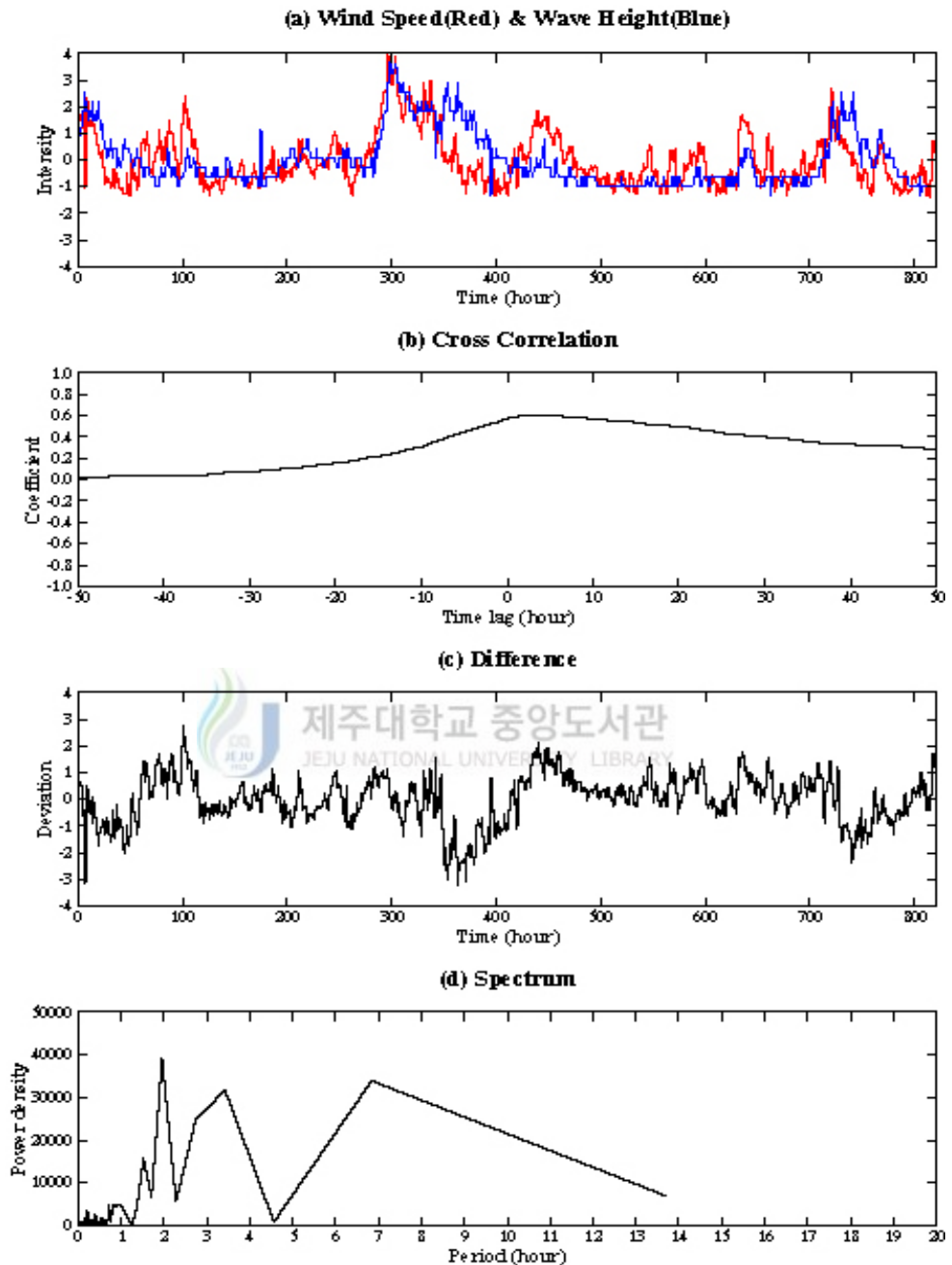


Fig. 4.6 Time series of the normalized wind speeds and significant wave height (a), cross correlation results between two parameters(b), difference between two parameters(c) and power spectrums(d) in summer at the Dukjukdo

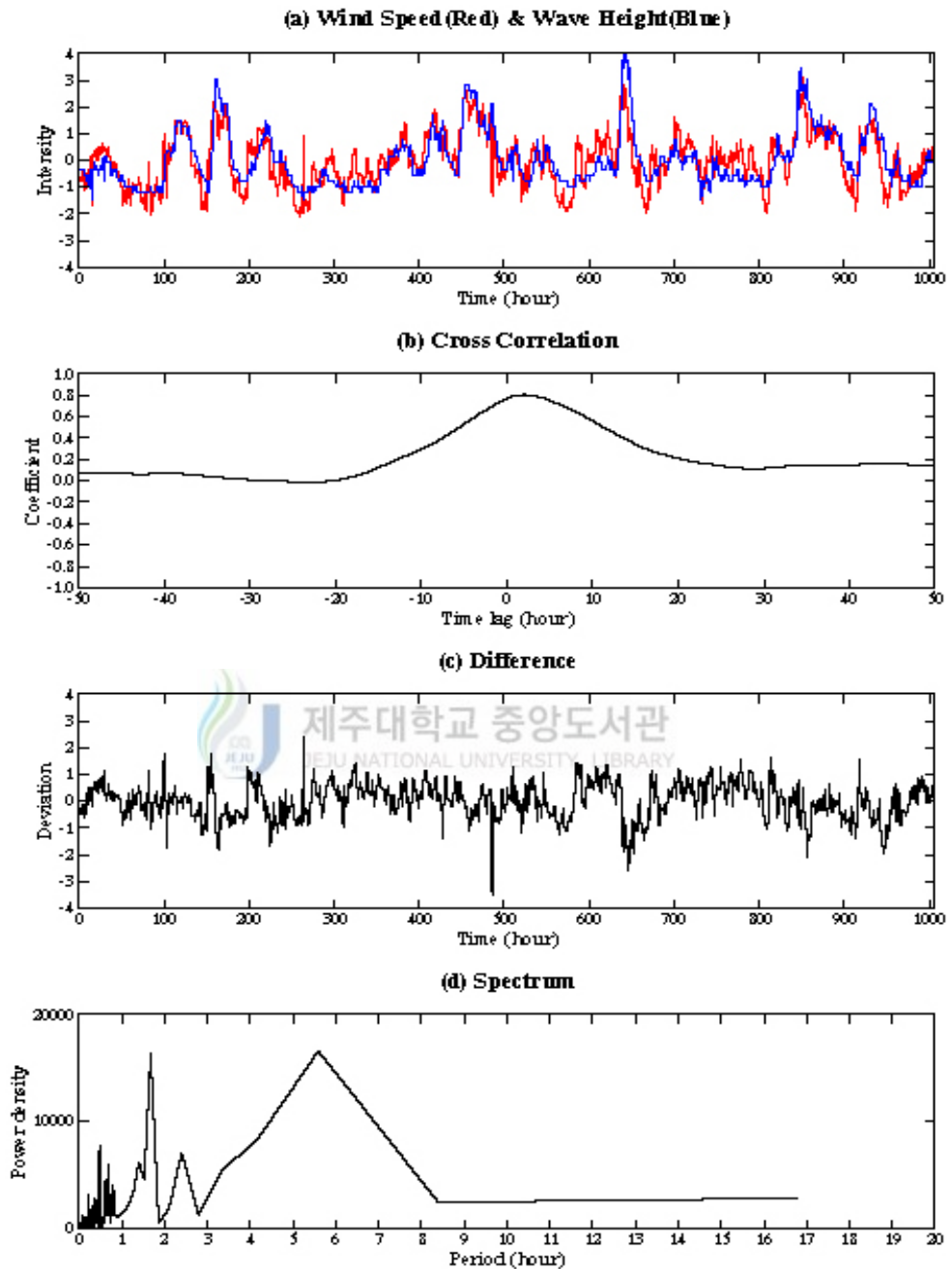


Fig. 4.7 Same as Fig. 4.6 except for winter at the Dukjukdo.

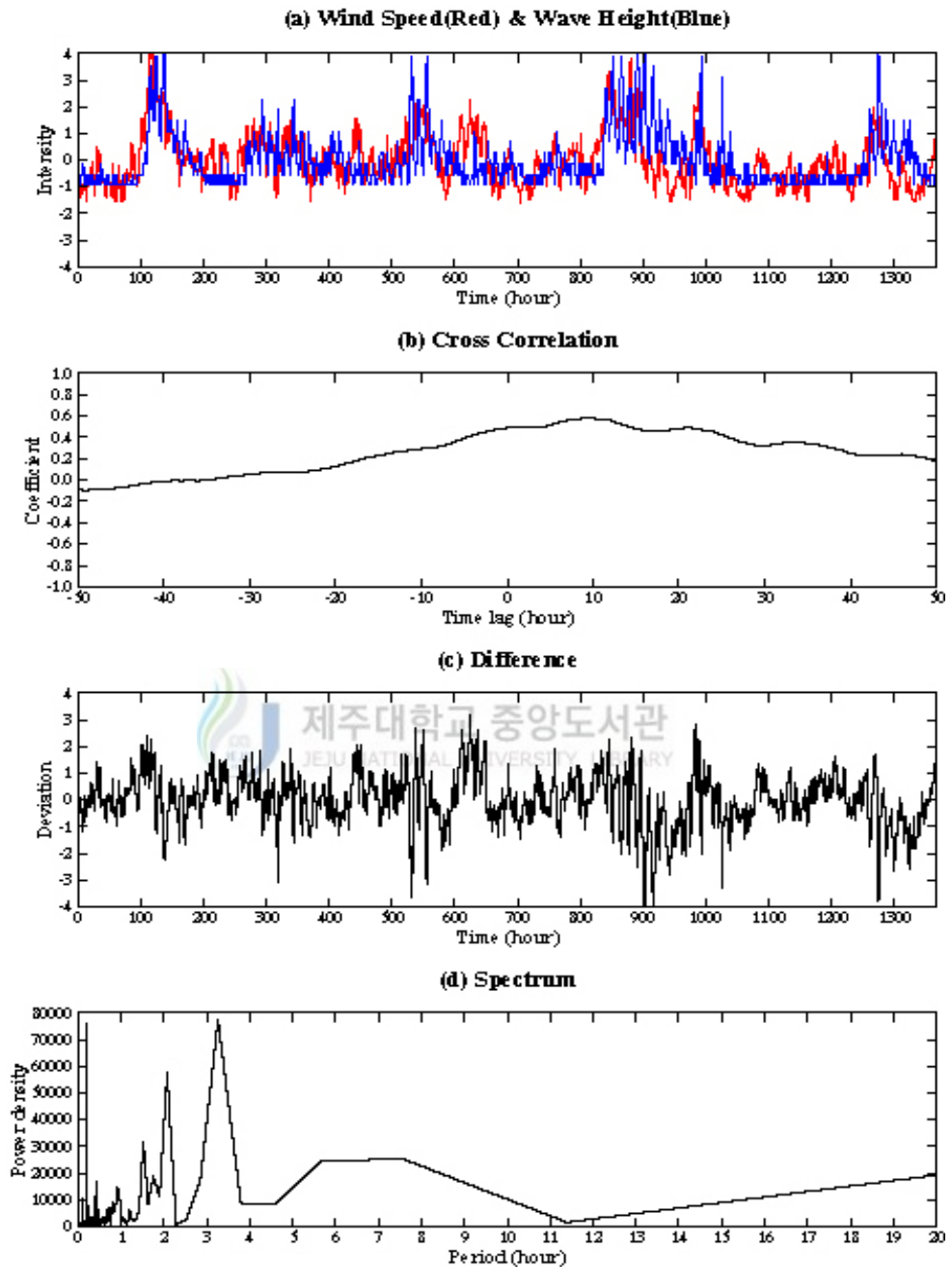


Fig. 4.8 Same as Fig. 4.6 except for summer at the Gadaeam.

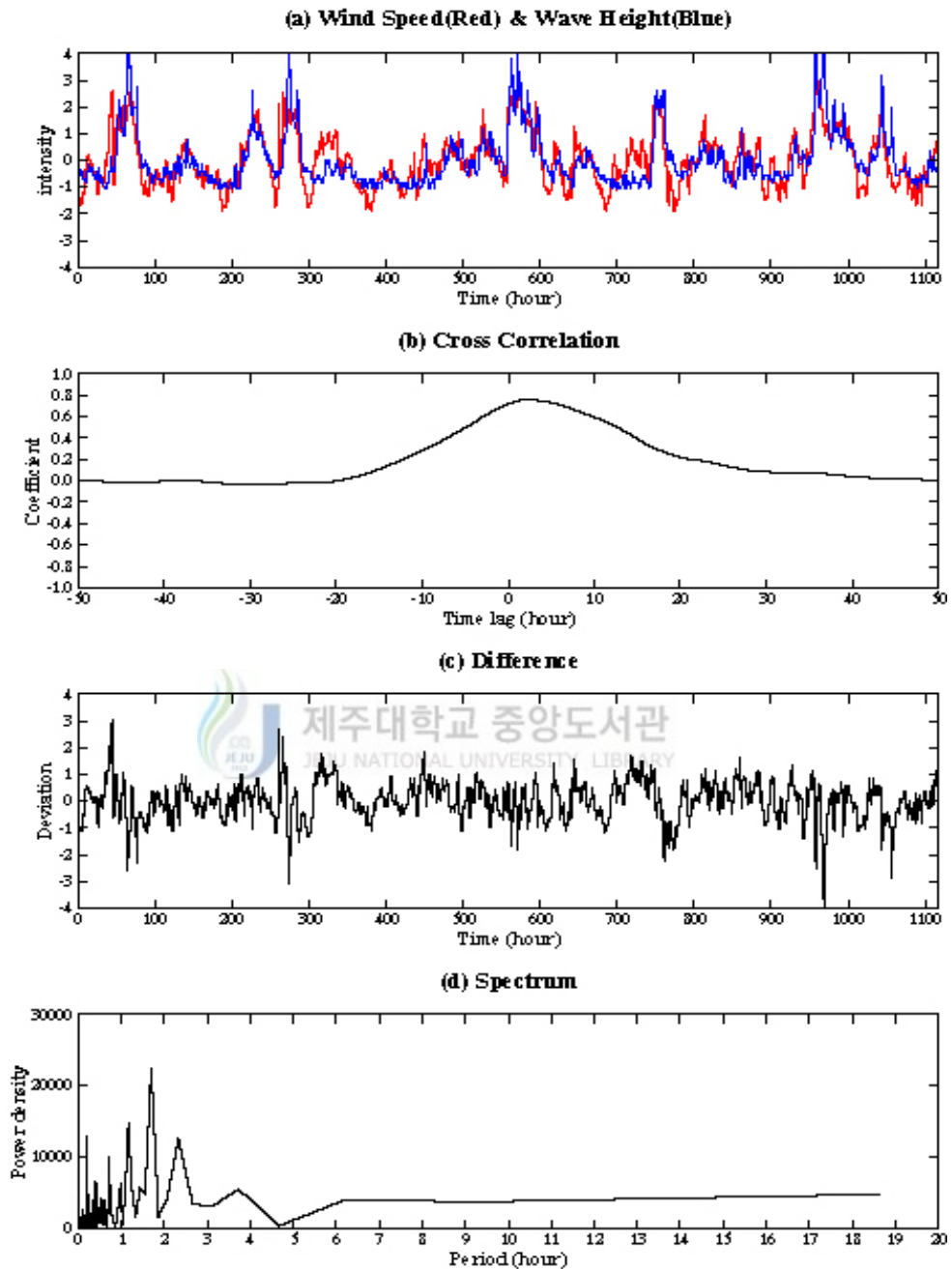


Fig. 4.9 Same as Fig 4.6 except for winter at the Gadaeam.

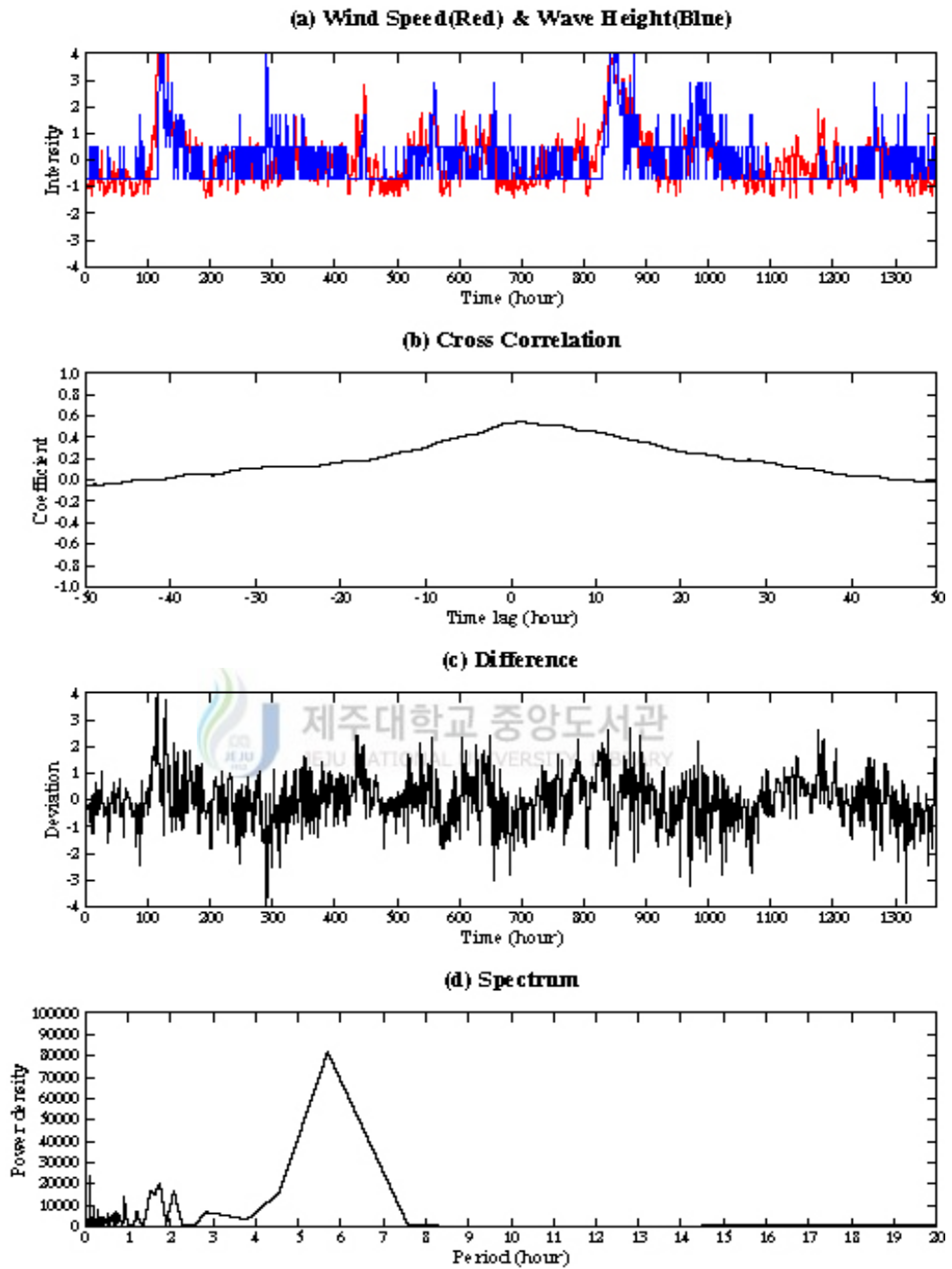


Fig. 4.10 Same as Fig. 4.6 except for summer at the Seosudo.

지형적으로 환경이 다른 세 지점에서 파고 관측 자료를 분석하였다. 가대암은 태안 반도 서부에 위치하여 있으므로 주변 지형으로 인한 파고 감소가 서수도와 덕적도에 비해 작다. 그러므로 통계에 풍속이 5~10 m/s 바람장에 의해서도 5 m 이상의 유의파고가 발달한다. 하계에는 바람이 10 m/s 이하로 감소하며, 그 중 파고를 발달시키는 서풍이 5 m/s 이하로 감소되어 파고는 1.5 m까지 낮게 형성된다. 덕적도 부어는 동쪽으로는 덕적도에 의해 남쪽으로는 굴업도, 선갑도 등 크고 작은 섬들에 의해 둘러싸여 있으므로 주변 지형의 영향으로 남동풍에 의한 파고 발달이 둔화된다. 서풍이 강하게 불 경우에는 파고가 3 m 까지 상승하나 동풍이 강하게 불 때는 파고가 1.5 m를 넘지 않는데 이는 가대암과 마찬가지로 서쪽에 파를 감소시킬 지형이 적기 때문이다. 한편, 서풍이 불 경우 가대암에 비해 파고가 덜 발달하는데 이는 덕적도 주변 해역의 수심 경사가 비교적 완만하고 수심이 낮은 천해역이기 때문에 나타나는 해저 마찰에 의한 효과 때문일 것이다. 서수도는 경기만 안쪽에 위치해 있고, 주변 지역의 수심이 아주 낮고 경사도 완만하기 때문에 년 중 1 m 이상의 파고가 나타나지 않고 있다.



4.2 지형 변화에 따른 파랑 변형 실험

파랑 관측 자료의 분석 결과, 전해역에서의 파랑 현상은 주변의 지형적 특성과 해저 수심 조건에 따라 다르게 나타나고 있음을 살펴보았다. 이러한 관측 자료는 장애물에 의한 영향이 나타나는 현상을 정량적으로 분석하기 어렵다. 수심이 낮고 복잡한 해저지형을 갖는 전해역에서 해저 지형 및 주변의 지형에 따른 파랑 변형을 분석하기 위해서는 수치 모델을 이용한 실험이 필요하다. 파랑 수치 모델은 WAM, Wave WatchIII 등 다양한 수치모델이 있으나, 전해 해역의 파랑 현상을 다루기 위해서는 공간적으로 세밀한 분해능을 수용할 수 있는 파랑 모델이어야 한다. 전해파랑수치모델(SWAN : Simulation Waves Nearshore)은 연안 전해역에서 파랑 예측 및 분석 등을 위하여 개발되었고, 오랜 시험 기간을 거쳐 모듈(Module)화된 수치 모델이다.

4.2.1 전해파랑 수치 실험



제주대학교 중앙도서관
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

전해역에서 지형의 변화에 대한 파랑 변형을 전해파랑수치모델(SWAN : Simulation Waves Nearshore)을 이용하여 실험하였다. SWAN 모델은 전해 파랑의 수치 실험을 위해 개발되었으며, 최근에는 이 모델을 이용하여 전해 및 연안역의 파랑 모의 실험 및 연구에 활용하고 있다(Monbaliu, 2003). 모델 영역은 $10,000 \times 10,000$ m이며, x와 y 방향의 격자 간격은 각 50 m이다(Fig. 4.11). 파의 발생은 바람에너지에 의해서만 발생하도록 하였으며, 모델의 개방경계역에서 파랑에너지의 유입은 제한하였다. 바람의 방향과 풍속은 각각 서풍과 10 m/sec가 일정하게 유지되도록 하였으며, 모델 영역 내에서 파랑 발달은 98%의 정상상태가 될 때까지 모델을 수행하였다.

전해파랑모델의 주요 상수들은 다음과 같다.

중력가속도 : 9.81 m/sec^2

해수의 밀도 : 1.025 kg/m^3

해저 항력 계수 JONSWAP : $0.067 \text{ m}^2/\text{sec}^3$

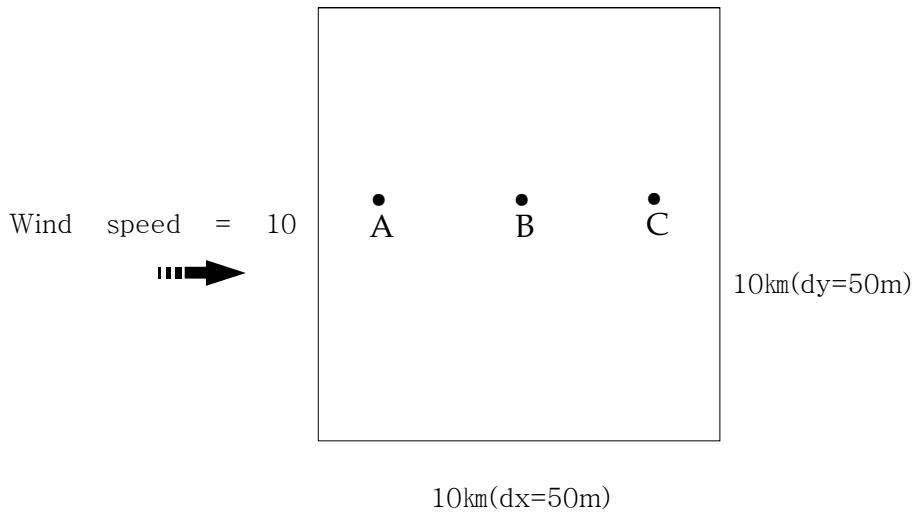


Fig. 4.11 Model domain for idealized shallow water wave simulation.

4.2.2 평탄한 해저지형의 수치실험

일정한 바람이 지속될 경우 수심에 따른 파랑 발달을 살펴보기 위해 수심 5 m, 10m, 15 m 그리고 20 m로 나누어 실험하였다(Fig. 4.12). 평탄한 해저 지형을 가정하였기 때문에 파고의 감쇠는 해저 마찰 효과만 고려할 수 있다. 파의 진행 방향은 평탄한 해저 지형을 가정하였기 때문에 파의 진행 방향을 방해하거나 굴절 및 회절 요인이 없어 파의 변형은 발생하지 않는다.

Fig. 4.12에서 수심의 변화에 관계없이 파향은 동일한 방향으로 나타나고 있으나, 파고는 수심 조건에 따라 다르게 나타나고 있다. Fig. 4.12(a)와 Fig. 4.12(b)는 각각 5m 와 10m의 평탄한 해저 지형 조건을 가정 하였을 경우의 파고 분포이다. 수심 5 m의 조건에서는 취주 거리에 따른 파고의 차이가 크지 않지만, 10 m의 조건에서는 취주 거리에 따른 파고의 차이가 다소 나타나고 있는 것으로 보인다. 또한 수심 15 m와 20 m의 조건일 경우 파고의 분포는 거의 동일한 결과를 보여주고 있다(Fig. 4.12 (c) and Fig. 4.12 (d)). 이러한 결과는 수심의 변화에 따라 해저 마찰에 의한 파의 감쇠가 다르게 나타나기 때문에 수심이 증가함에 따라 파고는 증가하는 것은 해저 마찰에 의한 감쇠효과가 약하게 작용하는 것이다.

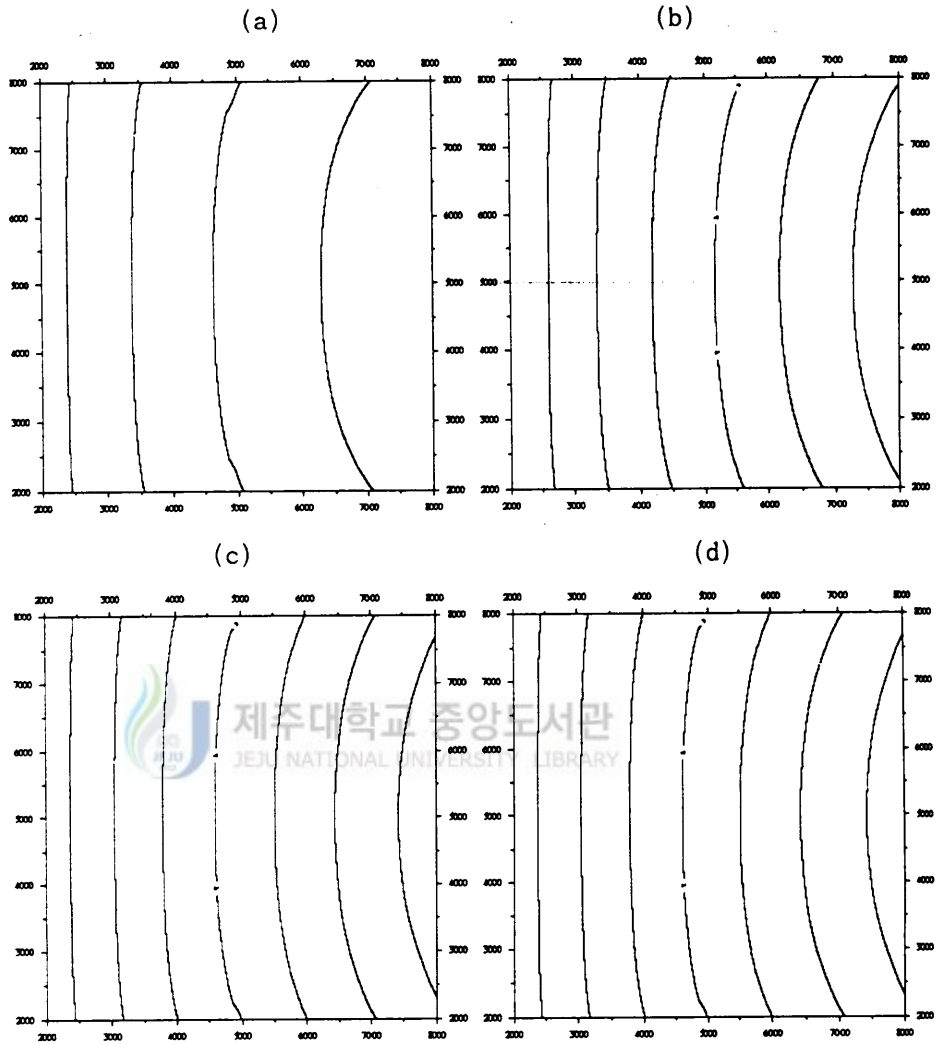


Fig. 4.12 Distribution of significant wave height about 5 m case(a), 10 m case(b), 15 m case(c) and 20 m case(d) in flat bottom.

Fig. 4.13은 수심 조건에 따른 파고의 변화를 파악하기 위하여 모델영역에서 A(3000, 5000), B(5000, 5000), C(7000, 5000) 등 세 지점의 파고를 나타낸 것으로 수심의 변화는 5~20 m까지 1 m씩 증가하는 평탄한 해저 지형 조건을 가정하여 실험하였다. A, B 그리고 C 지점은 Fig. 4.11에 표시하였다.

수심 10 m이하에서의 파고는 수심에 따라 파고 변화가 크게 나타나고 있고, 수심

이 15 m 이상에서는 파고 변화가 아주 완만하게 나타나고 있다. 또한, 취주 거리가 긴 C 지점에서 수심에 따른 파고 변화가 크게 나타나고 있음을 알 수가 있다. 그러나 15 m 이상의 수심에 따른 파고 변화는 취주 거리에 상관없이 완만하다. 이러한 결과는, 10 m/sec의 풍속 조건일 경우 해저 마찰에 의한 파고 감쇠 효과는 수심 10 m 이하에서 효과적으로 나타나고 있고, 15 m 이상의 수심에서는 마찰에 의한 감쇠 효과가 약하게 작용하는 것이다. 윤(1994)은 20 m/sec의 해상풍과 유속이 있는 조건에서 수심 30 m까지는 해저 마찰에 의해 파고가 감소하는 것을 수치실험으로 밝힌바 있다. Fig. 5.3은 천해역에서 충분히 일어날 수 있는 10 m/sec의 풍속조건을 고려하여 실험한 결과인데, 15 m 이상의 수심에서는 마찰에 의한 파고 감소 효과가 뚜렷하지 않다. 이는 윤(1994)의 실험 조건을 고려할 경우, 유사한 결과라 할 수 있다.

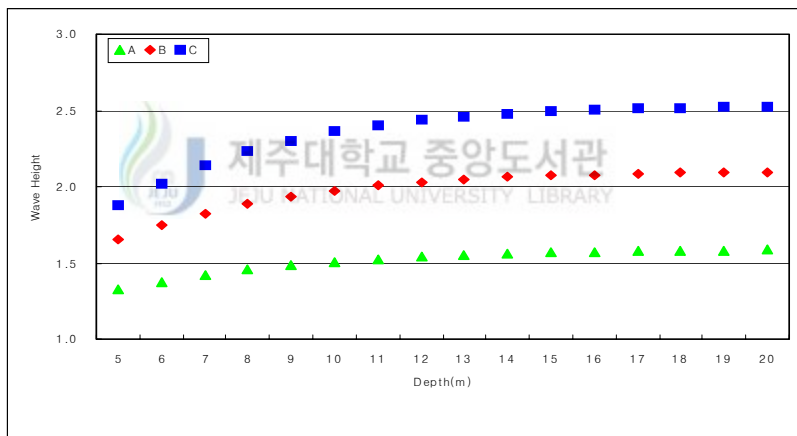


Fig. 4.13 Variations of wave height according to water depth on the SWAN Model.

Fig. 4.14는 수심 10 m의 평탄한 조건에서 풍속에 따른 세 지점의 파고 변화를 나타낸 것이다. 각 지점에서 파고의 변화는 풍속의 크기에 비해 지수함수적으로 나타나고 있다. 취주 거리에 따른 파고의 변화는 풍속 5 m/sec에서는 바람응력이 해면에 에너지를 충분히 전달할 수 없어 파의 발생이 아주 낮게 나타나고 있지만, 풍속 10 m/sec에서 취주 거리에 따른 파고의 차이가 비교적 뚜렷하게 나타나고 있다. 그리고

풍속이 증가함에 따라 파고의 차이도 더욱 증가하고 있다.

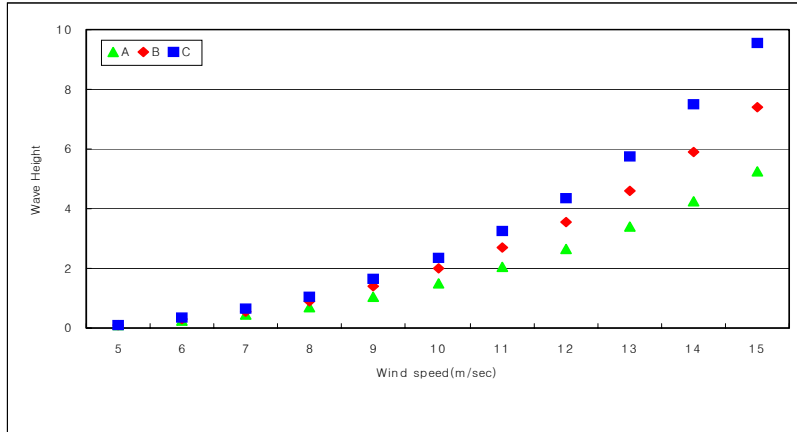


Fig. 4.14 Variations of wave height according to wind speed on the SWAN Model.

한편 WMO(1988, 1998)는 취주거리에 따른 무차원 파고의 높이를 다음과 같이 산출하였다.

$$H^* = A \tanh(\kappa_3 h^* m_3) \tanh\left(\frac{\kappa_1 X^* m_1}{\tanh(\kappa_4 h^* m_4)}\right) \quad (4.1)$$

H^* 는 무차원 유의파고, X^* 은 취주거리, 수심은 h 이고, $H^* = gh/U^2$, $X^* = gX/U^2$, $h^* = gh/U^2$ 이다. CERC(1973)에 따르면 식(5.1)에서의 변수들은 다음과 같다.

$$A=0.283, \kappa_1=0.0125, \kappa_3=0.520, \kappa_4=0.833, m_1=0.42, m_3=0.75, m_4=0.375$$

식 (4.1)에 대한 결과는 Fig. 4.15로 표현된다.

Fig. 4.15는 수심별로 취주거리가 아무리 길더라도 파고는 일정 높이 이상 발달하지 않음을 의미한다. 수심이 10 m이고, 종력가속도 $9.8m/sec^2$, 풍속 10 m/sec의 바람이 일정하게 불 경우 Fig. 4.13에서 h^* 는 약 1이 되므로 취주거리 $X^*=10^4$ 까지는 파고가 약 0.12정도로 발달하지만 취주거리가 아무리 길더라도 파고는 더 이상 발달하지 않는다. 수심 5 m일 경우는 $h^*=0.5$ 이므로 최고 발달할 수 있는 파고는 약 0.08정도이다. Fig. 4.13과 Fig. 4.14의 결과는 모델 영역이 10,000 m이므로 취주거리가 충분하

계 건 모델 영역은 아니지만, Fig. 4.15의 결과와 유사한 결과라 할 수 있다.

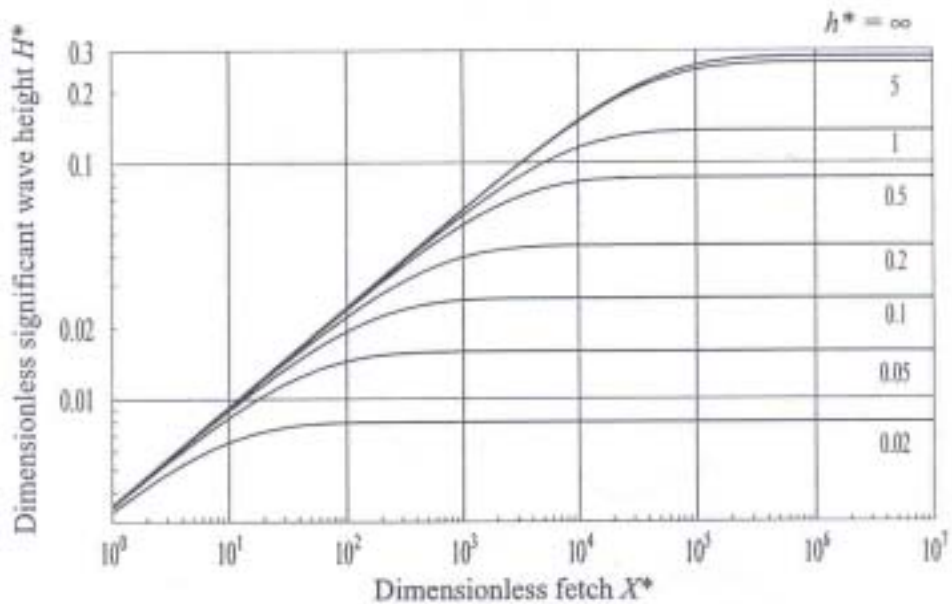


Fig. 4.15 Shallow water growth curves for dimensionless significant wave height as functions of fetch plotted for a range depth(from WMO, 1998).

Fig. 4.13과 Fig. 4.14의 결과에서 수심 10 m와 풍속 10 m/sec는 전해역 또는 연안해역에서 수치실험을 이용하기에 적합한 조건이라 할 수 있다. 이러한 조건에서의 전해 파랑 수치실험은 Johnson and Hansen(2000)도 이와 유사한 조건에서 해저면의 거칠기에 따른 마찰 계수를 산정하고 있다.

4.2.3 장애물의 영향

파의 진행에 대하여 방파제 등 장애물이 있을 때 이로 인하여 파의 중단, 새로운 파의 형성과 전파로 파의 회절현상이 나타난다.

Fig. 4.16은 수심 10 m의 평탄한 해저에서 섬의 형태에 따른 파의 변형을 실험한 결과이다.

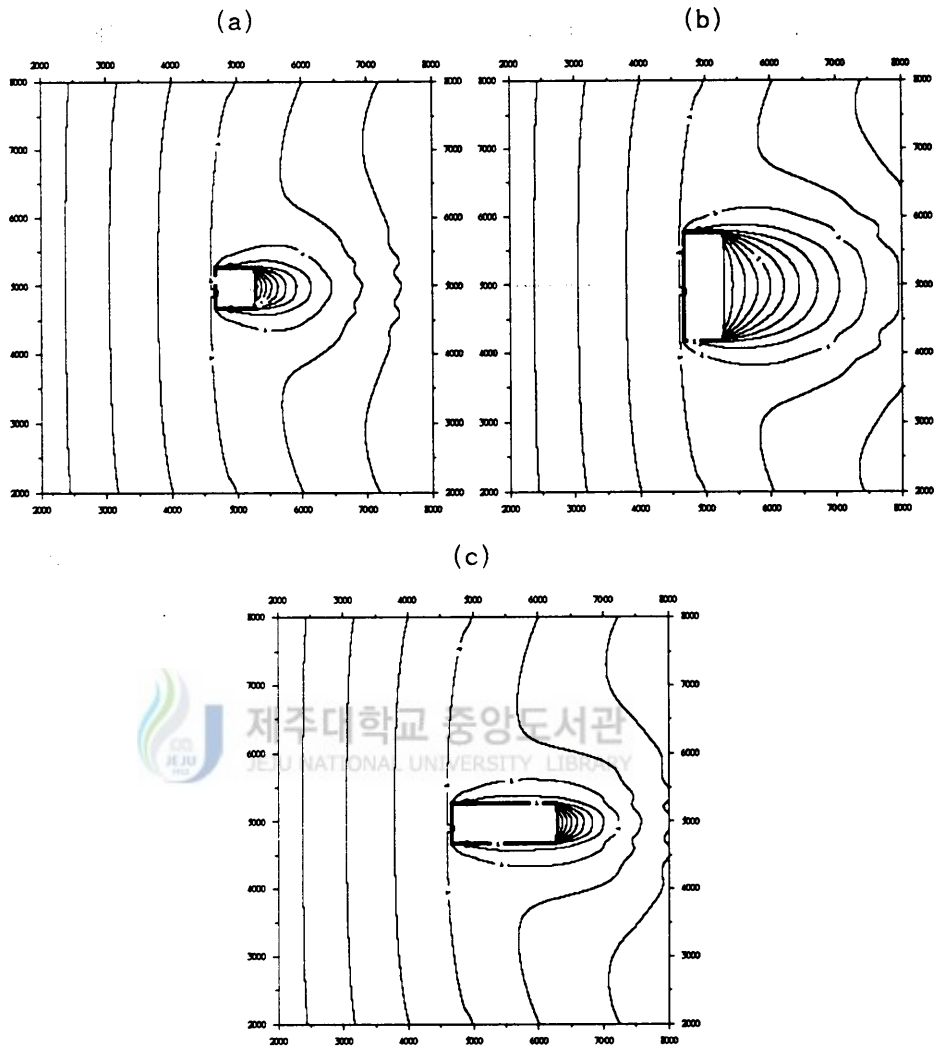


Fig. 4.16 Distribution of simulated significant wave height according to the island structures.

Fig. 4.16(a)에서 섬의 크기는 500×500 m를 가정하였다. 파가 유입되는 섬의 전면에서의 파고는 약 2 m이다. 이때, 섬의 후면에서 2 m의 파고가 나타나는 지점은 섬에서 약 1,300 m 떨어진 지점에서 나타나고 있다. 섬의 영향으로 섬의 측면과 후면은 섬이라는 장애물의 영향으로 파의 감쇠가 나타나는 것이다. Fig. 4.16(b)는 섬의 길이를 바람 및 파의 방향에 대해 직각으로 길게 분포할 경우를 가정하여 섬의 크기를

500×, 500 m로 설정하였다. 섬의 전면에서의 파고는 Fig. 4.16(a)와 유사한 2 m 내외의 파고가 발생하고 있다. 섬의 후면에서 2 m의 파고가 나타나는 지점은 섬에서 약 2,300 m 떨어진 지점이며, 섬에서 약 1,300 m 떨어진 지점에서의 파고는 약 1.5m 내외로 나타나고 있다. Fig. 4.16(c)에서의 섬의 분포는 바람 및 파의 방향에 대해 수평적으로 길게 위치하였을 경우이다. 섬의 전면에는 약 2m의 파고가 발생하고 있으며 후면에서 2 m 내외의 파고는 섬에서 약 1,100 m 떨어진 지점에서 나타나고 있다. 섬의 후면에서 파의 변형은 파의 전달 방향에 대해 섬의 폭이 넓을수록 파의 변형 효과는 현저하게 나타나고 있고, 파의 회절 및 굴절 현상이 심하게 나타나고 있음을 알 수가 있다. 파의 방향에 대한 섬의 길이는 파의 변형 효과에 큰 영향을 미치지 않고 있다. 조(2004)는 잠재(Submerged breakwater)를 이용한 파랑 차단 성능 시험 결과에서 잠재의 폭이 넓을수록 파의 차단 효과가 크게 나타나는 사실을 입증하고 있으며, 김 등(1989), Cho와 Lee(2003), Brink(1983)도 이러한 결과를 입증하고 있다.

또한 Fig. 4.17은 섬의 크기에 따른 변화를 살펴보았다. Fig. 4.17 (a)는 Fig. 4.16 (a)와 같은 조건의 실험 결과이다. 바람이 불어오는 섬의 후면에는 파고가 회절 및 굴절 등의 영향으로 파고가 낮게 나타난다. 이러한 형상은 섬의 크기에 비례하고 있다. 즉, 섬이 클수록 섬의 후면에서의 파고는 주변에 비해 파고가 낮게 나타나고 있으며, 섬이라는 장애물의 영향에 따른 범위도 섬의 크기에 따라 다르게 나타나는 것이다. 이러한 결과를 Fig. 4.16과 연계하였을 경우, 장애물의 의한 파의 변형은 장애물이 파의 압력을 받는 면적에 영향을 받고 있음을 알 수가 있다.

Fig. 4.18은 두개의 섬이 나란히 위치하고 있을 경우 섬 사이에서 파의 감쇠와 새로운 파의 발생을 실험하였다. 섬과 섬 사이의 거리를 섬이 크기와 동일한 500 m일 경우(Fig. 4.18 a), 섬의 전면에서 약 2 m 내외의 파고가 섬 사이로 유입되지만 섬의 영향으로 섬 사이에는 약 1.7~1.8 m의 파고가 발생하고 있어 섬의 후면에 비해 다소 높은 파고가 나타나고 있다.

섬과 섬 사이의 거리가 비교적 가까이 있기 때문에 각 섬에 의한 파의 감쇠 현상에 의한 영향과 섬과 섬 사이의 거리가 짧기 때문에 상호 간섭되어 나타나는 결과로 섬의 후면에 비해 비교적 높은 파고가 분포하고 있다. 김 등(1989)도 이와 같은 결과를 입증한 바 있다. Fig. 4.18 (b)는 섬과 섬 사이의 거리를 1,000 m로 섬의 크기보다

클 경우를 가정하였다. 섬의 전면에서 약 2 m 내외의 파고가 섬 사이로 유입되고 있으며, 섬과 섬 사이에도 2 m 내외의 파고가 나타나고 있다. 이것은 각 섬의 영향에 의한 파의 변형이 중첩되어 새로운 파를 형성하고 있고, 섬에 의한 파의 감쇠 현상이 서로 미치지 못하고 있기 때문이다. Fig. 4.18 (c)는 섬 사이의 거리가 충분하게 길 경우를 실험하였다. 이 경우 섬에 의한 감쇠현상이나 파의 중첩 현상이 나타나지 않고 있으며, 각 섬에 의한 영향은 서로 독립적으로 나타나고 있다.

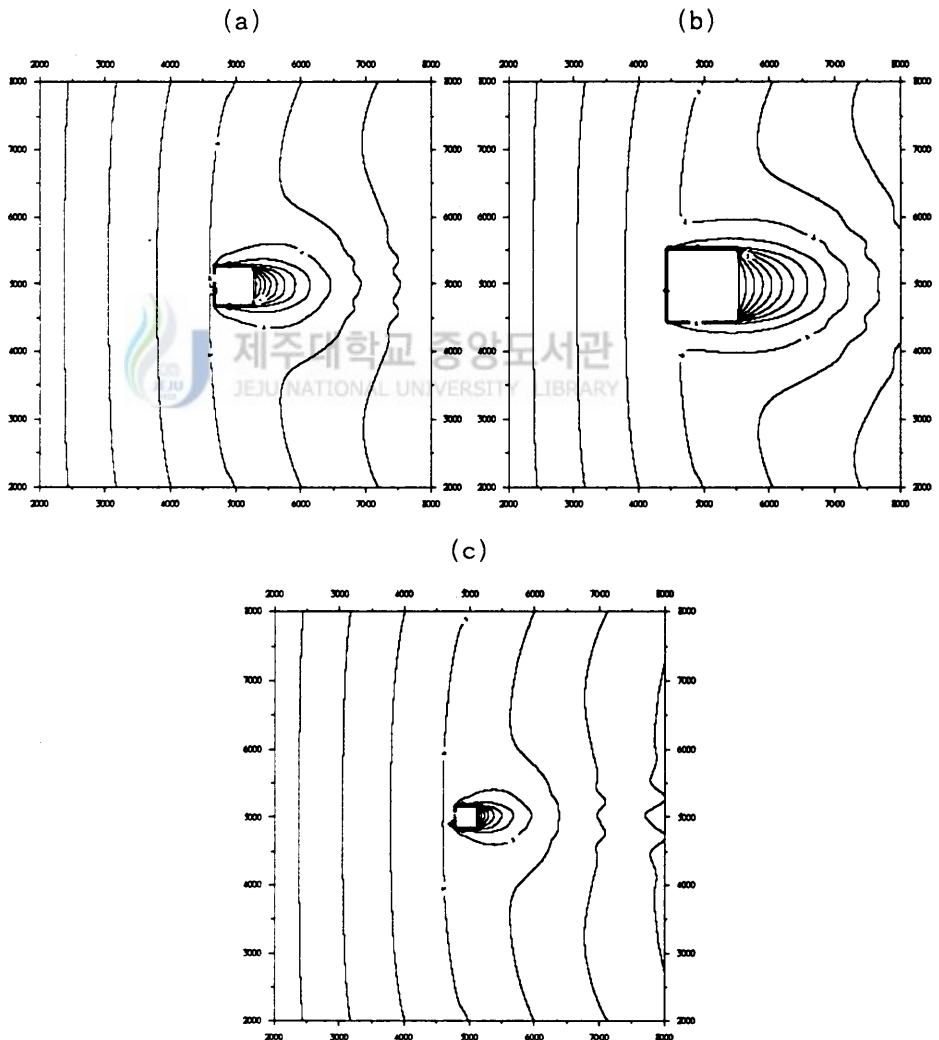


Fig. 4.17 Same as Fig. 4.16 expert for island size.

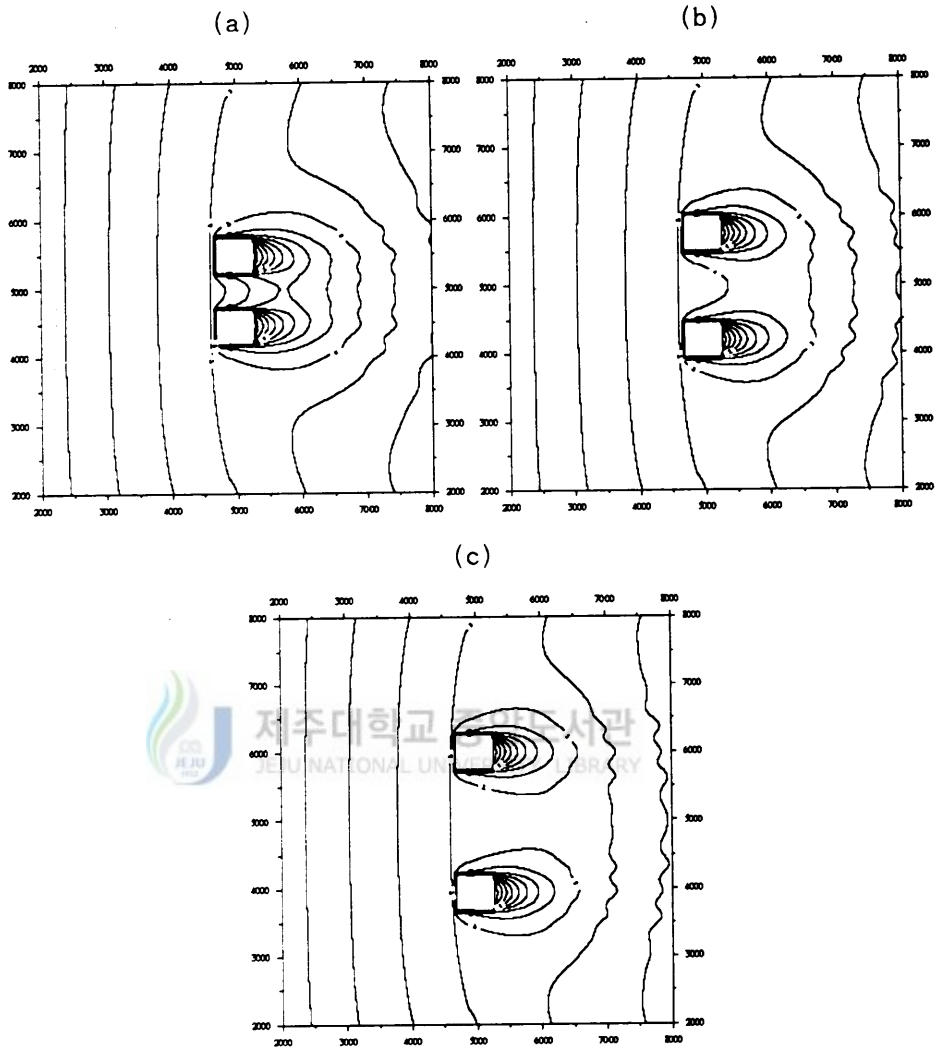


Fig. 4.18 Same as Fig. 4.16 except for array of two islands.

Fig. 4.19는 섬의 분포가 바람의 방향과 동일한 방향으로 두개의 섬들이 분포할 경우이다. 섬과 섬 사이에는 파고가 상대적으로 낮은 파고의 분포를 보이고 있다. Fig. 4.19 (a)는 섬과 섬 사이의 거리가 섬의 크기와 동일한 500 m로 하였다. 이때 섬 사이의 파는 앞쪽에 위치해 있는 섬의 영향에 의한 파의 변형 효과가 섬과 섬 사이에서 나타나고 있으며 섬이 측면에서는 이러한 영향이 후방에 위치해 있는 섬 주위의 파고에 영향을 미치고 있다. 섬과 섬 사이의 거리를 섬의 크기의 2배를 하였을 경우에는

섬에 의한 변형 효과가 후방에 위치해 있는 섬에 영향을 미치지, 후방에 위치해 있는 섬에 의한 파랑 효과는 이와는 다른 새로운 파가 발생하여 변형되고 있음을 알 수 있다. 한편, 섬과 섬 사이의 거리가 충분히 떨어져 있을 경우에는 Fig. 4.18 (c)처럼 서로 독립적인 현상으로 나타나고 있다.

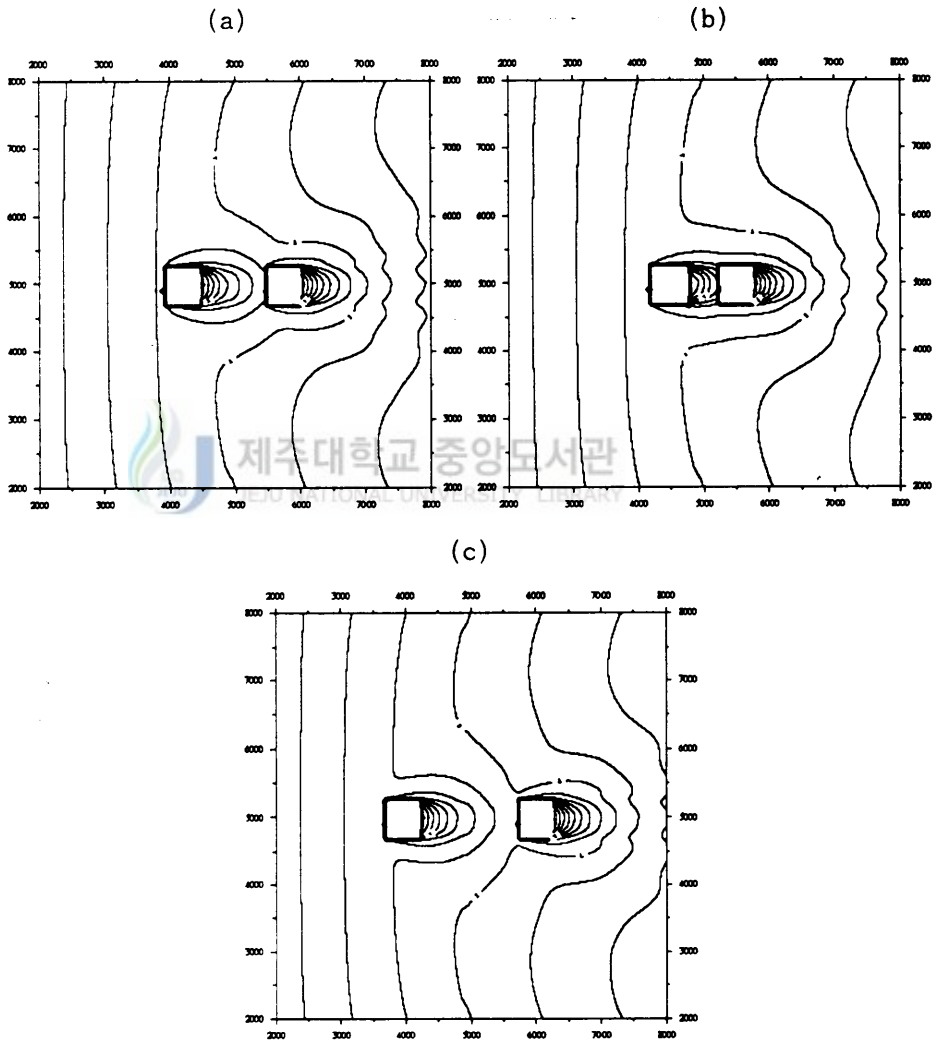


Fig. 4.19 Same as Fig. 4.18 except for array of two islands.

4.2.4 해저면 경사의 영향

Fig. 4.16 ~ Fig. 4.19에서는 방파제 역할을 하는 섬에 의한 파의 변형을 살펴보았으며, 연안 해역의 파고는 해저의 마찰에 의해 감소된다. 이를 알아보기 위하여 Fig. 4.20과 같은 해저 경사각을 달리하였고 풍속 등의 실험 조건은 동일한 조건에서 섬 주위의 해저 경사에 의해 발생하는 영향을 살펴보고자 한다.

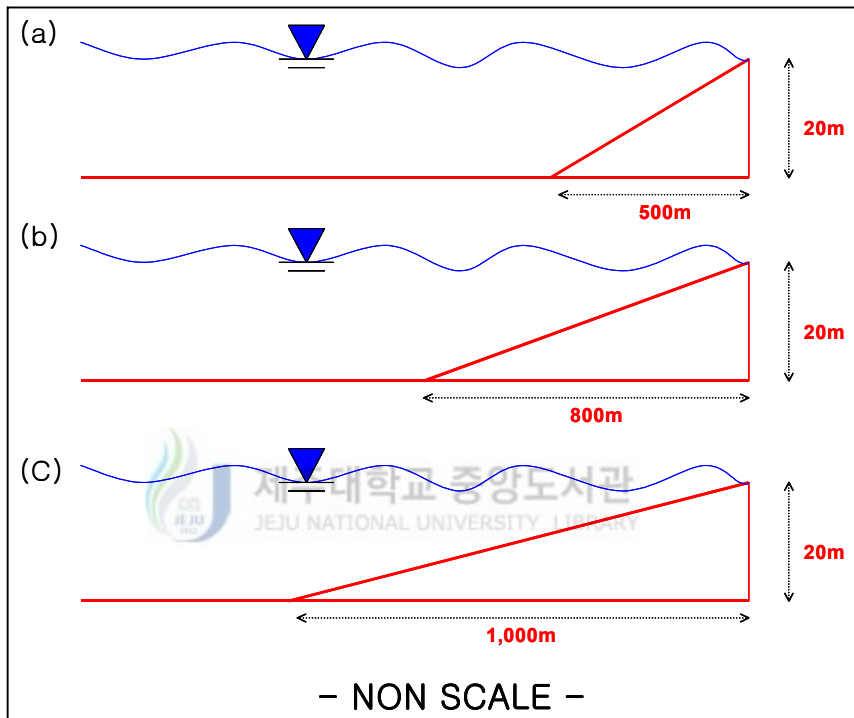


Fig. 4.20 The bottom slope SWAN model simulation are used 1/25(a), 1/40(b) and 1/50(c).

Fig. 4.21은 Fig. 4.20의 해저 지형 조건에서 경사각에 따른 파의 변형을 실험하였다. 섬의 전면에서는 Fig. 4.16~Fig. 4.19의 결과와는 달리 해저 경사에 따른 마찰 효과로 파고가 다소 낮게 나타나고 있다. 그리고 섬의 후면에서 파의 회절에 의해 새로운 파가 발생하는 해역은 섬 주변의 경사각이 완만할수록 넓게 나타나고 있다. 섬의 경사가 급할수록 섬의 주위에는 Fig. 4.16과 Fig. 4.17의 결과와 유사하게 될 것이다.

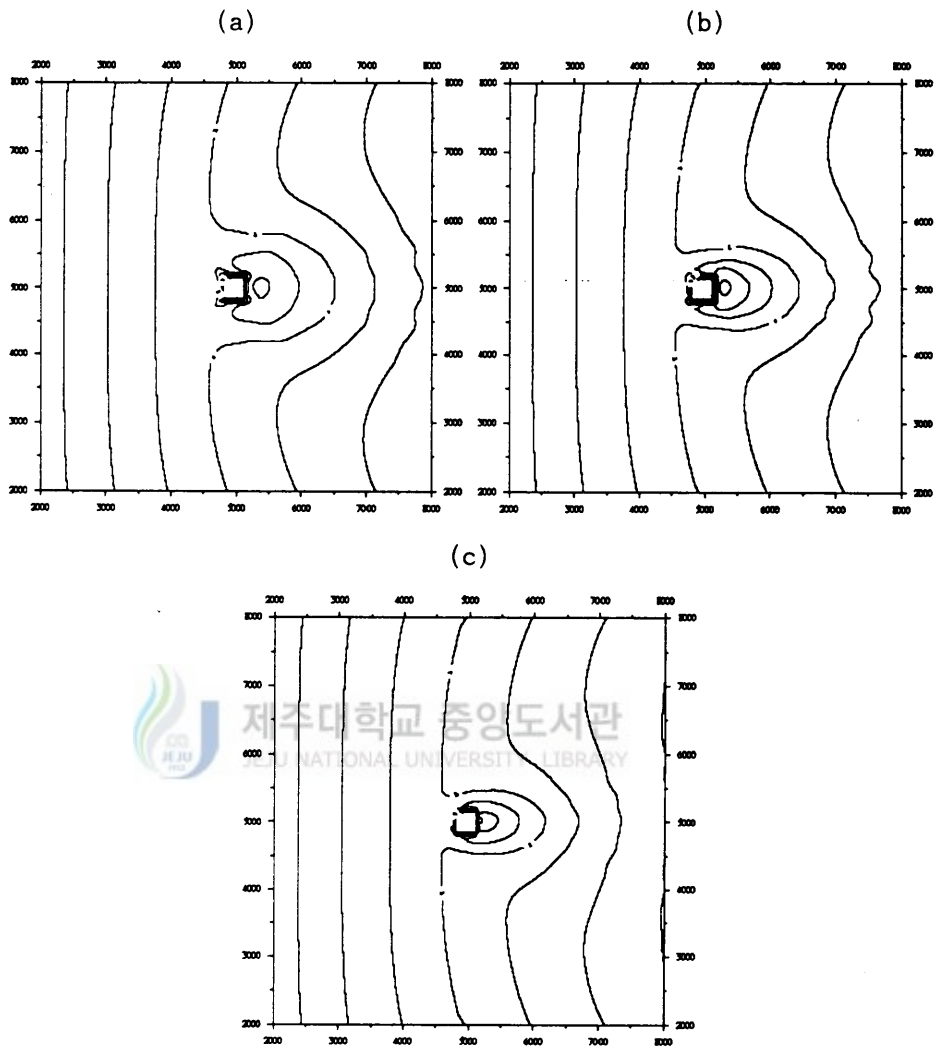


Fig. 4.21 Distribution of simulated significant wave height according to 1/25(a), 1/40(b) and 1/50(c) bottom slope.

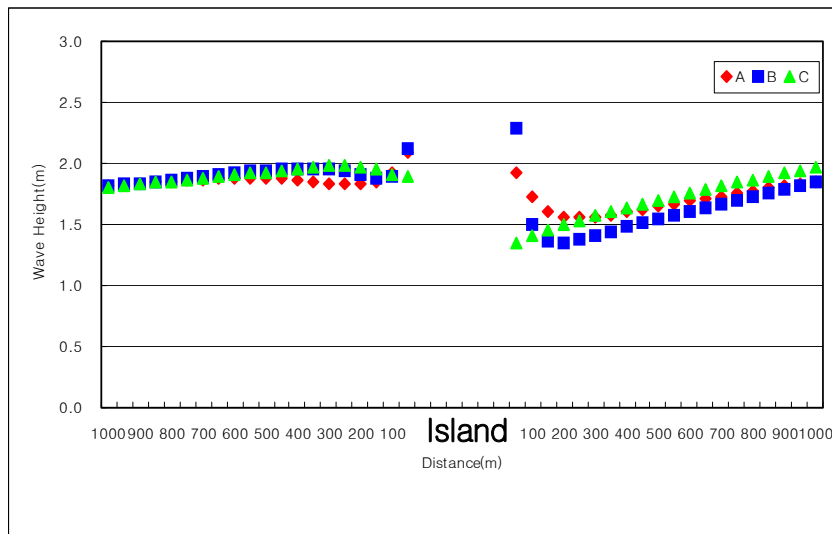


Fig. 4.22 Variations of significant wave height according to distance from island.

Fig. 4.22는 섬의 전면에서 후면까지의 거리에 따른 파고를 나타낸 것이다. 비교적 경사각이 완만한 C인 경우 섬의 전면에서 파고가 낮아지는 경향을 보이고 있으며, 후면에서도 약 1.3 m의 파고가 발생하여 전면의 파고보다 낮게 나타나고 있다. 그런데 경사각이 급한 A와 B인 경우, 섬의 전면에서 유입되는 파고는 수심의 감소와 이에 따른 쇄파 현상으로 높게 나타나고 있다. 또한 후면에서는 파의 회절에 따라 파고가 높아졌다가 낮아지는 현상을 보여주고 있다. 후면에서 나타나는 이러한 결과는 SWAN 모델이 회절 현상을 최적으로 모사하지 못하는 한계 때문에 발생할 수 있을 가능성이 있다. 그렇지만 섬의 전면과 후면에서 파고의 변화에 대한 경향은 충분히 나타나고 있다. 즉 섬 가까이에서 파고 값의 이상으로 나오는 것은 파의 수심이 낮은 해안 지역으로 진행할 때 파고가 높아지는 경향을 보여주는 결과이며, 섬의 주위에서 해저 경사에 따라 파의 변형되는 분포 범위가 다르게 나타나는 것도 충분히 보여주고 있는 것이다.

4.3 경기만 주변 해역에서의 파랑 분포

연안해역에서 섬과 같은 장애물은 파의 진행과 성장을 방해하는 방파재 역할을 하고 있으며, 이상적인 조건일 경우에 대한 전체 해역의 파랑 변형을 실험하였다. 경기만 주변 해역은 전체 파랑 변형을 분석하고 실험하기에 적합한 해역이다. 주변 지형 조건이 서로 다른 3지점에서의 장기 파랑 관측 자료가 있으며, 복잡한 주변 지형 및 해저 수심의 분포 등은 연안 및 앞바다 해역의 파랑 변형과 분포에 대해 실험하기 적합하다. 또한 관측 자료와 수치 결과를 비교·분석하기에도 적합하다.

4.3.1 경기만의 전체 파랑 모형

경기만 주변 해역은 해저지형이 복잡하고 많은 섬들이 산재되어 있다. 기상청은 이 해역에 해양기상관측부이(3M DISCUS) 1기와 압력식 파고계(WTR-9) 2대를 설치 운영 하면서 실시간 해상상태의 감시를 하고 있다. 경기만 해역은 지역간에 파고의 변화가 크게 나타나는 해역으로 해저 지형 조건에 의해 많은 파랑 변화가 발생하고 있다. 이를 공간적으로 분석하기 위해 전체파랑 모델을 이용하여 경기만 주변 해역의 파랑 분포를 실험하였다. 실험에 사용된 모델은 전체파랑수치모델(SWAN : Simulation Waves Nearshore)이다. 수치실험을 위한 모델 영역은 268,500.0 × 430,200.0 m이며, 경기만을 충분히 모사할 수 있는 공간 범위를 선택하였다. x와 y 방향의 격자 간격은 375 m 와 450 m이며, x와 y 방향의 격자수는 720개와 960개이다. 바람의 방향은 4 방향(N, E, S, W)의 조건을 선택하였다. 풍속 조건은 잔잔한 해상상태가 유지되는 5 m/sec, 파고의 변화가 가장 잘 나타날 수 있는 10 m/sec 그리고 기상청의 폭풍주의보 기준 (14m/sec)보다 다소 강한 15 m/sec의 바람 조건을 설정하였다. 이러한 조건 하에서 파랑이 충분히 발달하여 안정상태가 유지될 수 있을 때까지 모델을 수행하였으며, 모델의 안정 상태는 98%에 근사하게 접근하게 된다. 아울러 해저 항력 계수 등은 제 5장에서 실험한 조건과 동일한 조건으로 실험하였다. 수심은 1'x1'의 수심 자료를 내삽하여 사용하였다. Fig. 4.23은 경기만 주변 해역의 전체파랑수치실험에 사용된 모델 영역을

나타낸 것이다. 모델 영역을 Fig. 1.1의 수심도를 참조하여 크게 4 지역으로 구분하였다. 서수도가 위치해 있는 경기만 안쪽 해역을 A해역, 덕적도 부어가 설치되어 있고 태안반도와 용진반도의 연장선 해역을 B해역, 가대암 등표가 위치해 있고 동서방향의 수심경사가 심하게 형성되어 있는 C해역 그리고 경기만 외해역으로 수심의 분포가 비교적 깊고 수심 경사가 완만하게 형성되고 있는 D 해역으로 구분하고자 한다.

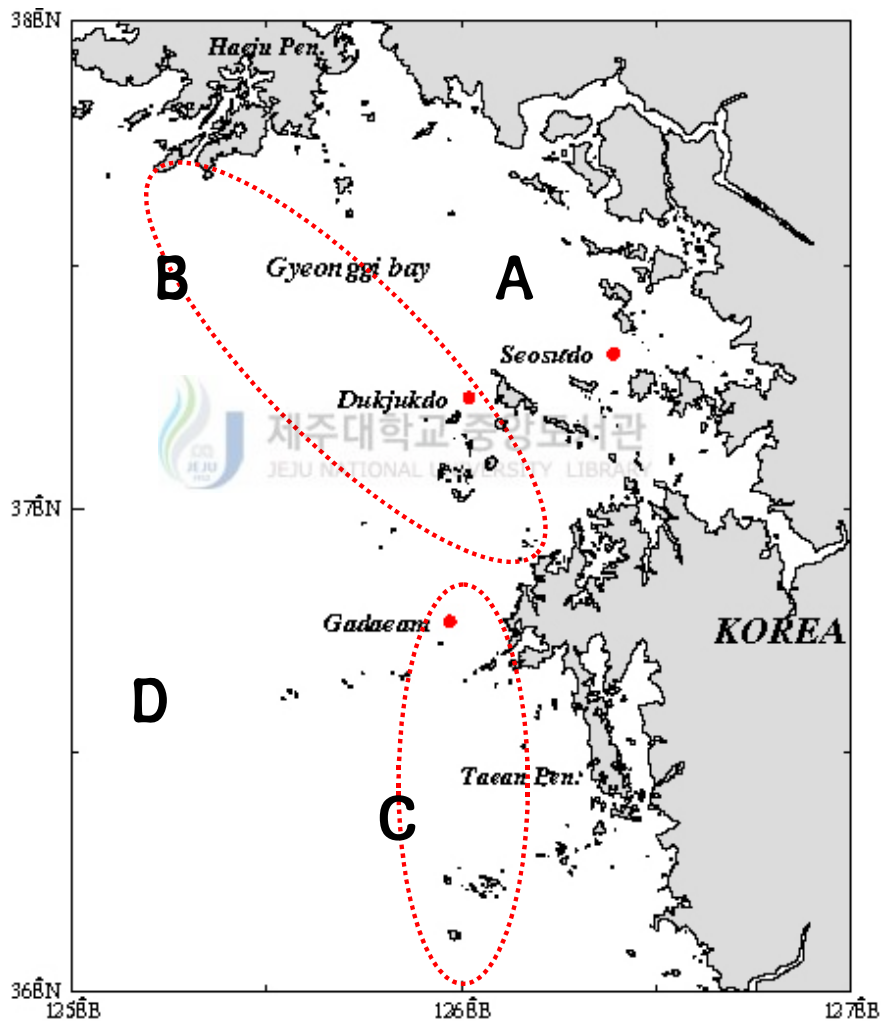


Fig. 4.23 Geographic map in Gyeonggi Bay for model simulation.

4.3.2 평탄한 해저 지형

경기만 주변 해역에서 수심에 따른 영향과 지형적 특성을 살펴보기 위해 평탄한 해저지형에 대하여 실험하였다. 실험 조건은 10 m/sec 풍속일 때, 풍향별로 실험하였으며, 해저 수심은 5 m, 10 m 그리고 15 m로 실험하였다. Fig. 4.24는 수심 5 m의 조건일 경우 풍향에 따른 파고 분포를 나타낸 것으로, 공간적으로 거의 동일한 파고 값을 나타내고 있다.

동풍이 불 경우에는(Fig. 4.24 a) 125.5°E를 기준으로 동부 해역과 서부 해역이 차이를 보이고 있는 것처럼 보이지만 그 차이는 0.1 m에 불과할 정도로 거의 전 해역의 파고가 유사한 결과를 보여주고 있다. 서풍이 불면 125.5°E를 기준으로 "S"자형으로 파고 분포가 구분되고 있는데, 이러한 형태는 돌출되어 있는 태안반도의 직간접적인 영향으로 나타나는 것이다(Fig. 4.24 b). 남풍이 불 경우도 C해역과 D해역은 A해역과 B해역에 비해 0.1 ~ 0.2 m 정도 높은 파고가 분포하는 경향을 보여주고 있다(Fig. 4.24 c). 북풍일 경우, A해역과 D해역의 남부지역에서 0.2 ~ 0.3 m의 아주 낮은 파고 분포를 나타내고 있으며, 대부분의 해역도 0.3 m 내외의 낮은 파고가 분포하고 있다(Fig. 4.24 d).



Fig. 4.13에서 수심 10 m 미만에서는 해저 마찰 효과에 의한 파고 감쇠 효과가 현저하다는 것을 알 수가 있었다. Fig. 4.24는 5 m의 평탄한 해저 지형 조건에 대한 실험 결과이므로 해저 마찰에 의해 높은 파고가 발생하지 않고 있는 것을 모사하고 있다. 결국 수심이 낮은 해역은 해저 마찰 효과 때문에 높은 파고가 발생하기 어렵다는 것이다. 태안반도는 경기만 해역으로 돌출되어 있는 지형적 특성을 갖추고 있다. 이러한 영향은 서풍계열의 바람에 의해 발생하는 파랑 현상에서 공간적 차이는 크지 않지만 지형의 변화에 간접적인 결과가 모사되고 있는 것이다.

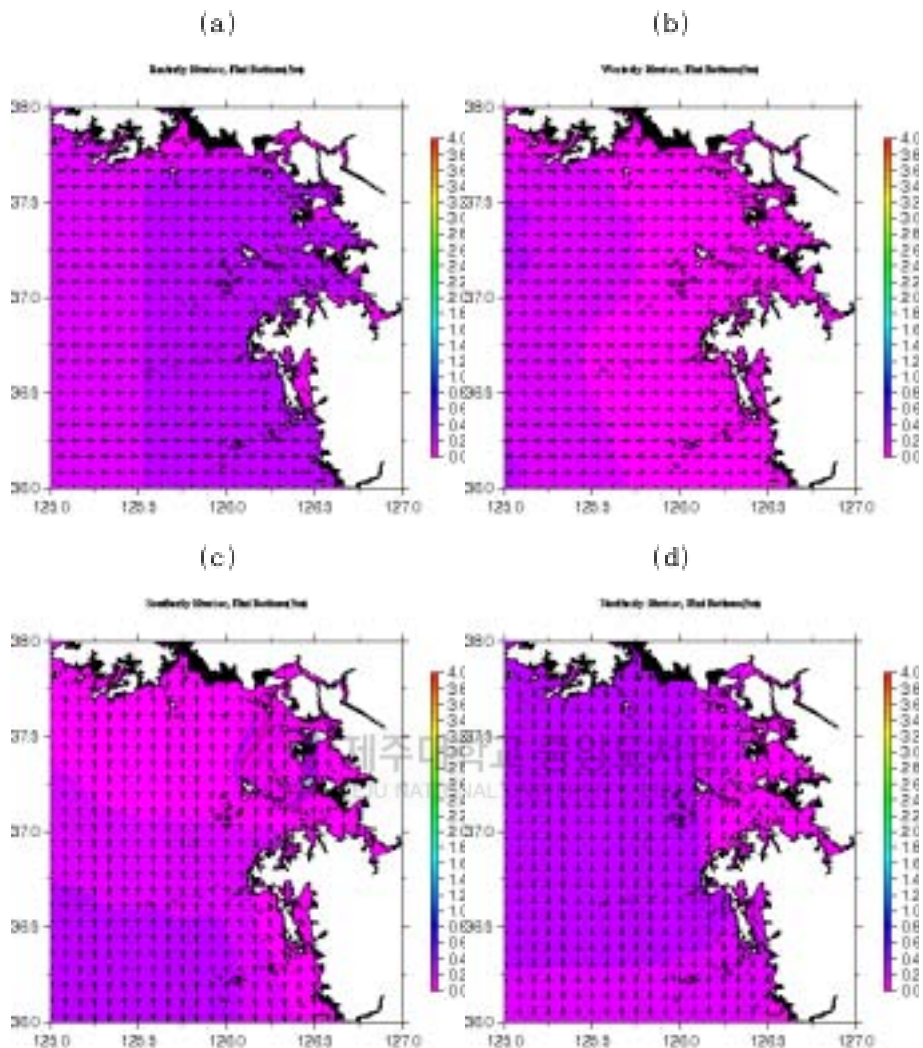


Fig. 4.24 Distributions of significant wave height for the 5m depth flat bottom according to wind direction Easterly(a), Westerly(b), Southerly(c) and Northerly(d) of 10m/sec wind speed.

해저지형을 수심 10m의 평탄한 해저지형이라고 가정했을 경우 풍향에 따른 파랑 분포를 Fig. 4.25에 나타내었다. 동풍에 의한 파고의 발달은 취추거리가 긴 D해역에서 1.4~1.8m로 나타나고 있으며, 125.5°E 동쪽 해역은 1.0~1.2m의 유의파고 분포를 나타내고 있다. 그리고 파고 등치선의 분포는 남북으로 형성되어 있다. 서수도, 덕적도

및 가대암 지역에서의 파고는 1.0 m 내외로 지점간의 차이가 나타나지 않고 있다(Fig. 4.25 a). 동풍에 의해 발생하는 파는 관측 지점에서는 짧은 취주 거리와 주변의 장애물의 영향이 동시에 작용하고 있기 때문에 차이가 나타나지 않고 있는 것이며, 경기만 해역은 동풍에 의한 파고의 높이가 크지 않기 때문인 것이다.

서풍이 불면 외해역에서 바람이 유입되므로 파랑에너지도 외해에서 연안역으로 진행하고 취주거리에 따라 파고도 높게 나타날 것이다. 이러한 결과는 Fig. 4.25(b)에서도 나타나고 있다. 특히 태안반도 앞바다의 가대암 부근 해역에서는 지형적 영향으로 파의 진행이 분리되면서 굴절되는 결과를 보여주고 있다. 또한 돌출되어 있는 지형적 영향으로 유의파고 등치선의 분포 형태가 굴곡으로 나타나고 있는 것이 특징이다. 이는 태안반도의 지형적 효과가 먼바다까지 미세하게 영향을 미치고 있기 때문인 것이다. 취주거리에 따라 파고가 높아지고 있지만 A해역과 C해역에서는 다시 파고가 낮게 분포하고 있다. 한편 파고 관측 지점인 서수도 주변에는 0.2 m 내외의 파고가 발생하고 있으며 덕적도 근처에서는 1.8 m 내외 그리고 가대암 근처의 해역은 1.7 m 내외의 파고가 발생하고 있다. 관측 자료 분석 결과, 서풍에 의해서는 가대암에서 파고가 높게 관측되고 있었으나, Fig. 4.25에서는 덕적도 주변 해역의 파고가 0.1~0.2 m 정도 다소 낮게 나타나고 있다. 이러한 결과는 Fig. 4.25(b)의 실험 조건이 평탄한 해저 지형조건을 고려하였기 때문에 실제 관측된 결과와 다르게 묘사되는 것이라 할 수 있다.

남풍이 불 경우에도 취주 거리에 따라 높은 유의파고가 나타나고 있으나, 37.5°N 이북 해역에서는 다시 파고가 낮게 나타나고 있다. B 해역을 중심으로 2.0m 내외의 높은 유의파고가 나타나고 있는 것은 남쪽에서 유입되는 많은 파랑에너지가 자유롭게 유출되지 못하기 때문에 파랑에너지의 집중되어 나타나는 결과이다. 이러한 결과는 남쪽에서 유입되는 파랑에너지가 지형적 영향으로 자유롭게 유출되지 못하고 특정 해역에 집중되는 경기만의 지형적 조건에 따른 결과이다. 덕적도 주변 지역이 파고가 가대암에 비해 높게 나타나는 이유도 이러한 영향에 의해 파랑 에너지가 집중되고 있기 때문일 것이다.

북풍이 불 경우는 A해역의 파고가 다른 해역과는 달리 비교적 높게 발생하고 있다. 이는 파랑에너지의 진행이 태안반도에 의한 영향으로 방해받고 있기 때문에 파랑에너지가 집중되어 비교적 높은 파고가 나타나는 것이다. 또한 모델 영역에서 남쪽 해

역으로 갈수록 취주거리가 보다 길게 작용하기 때문에 점차 높은 파고가 나타나고 있다.

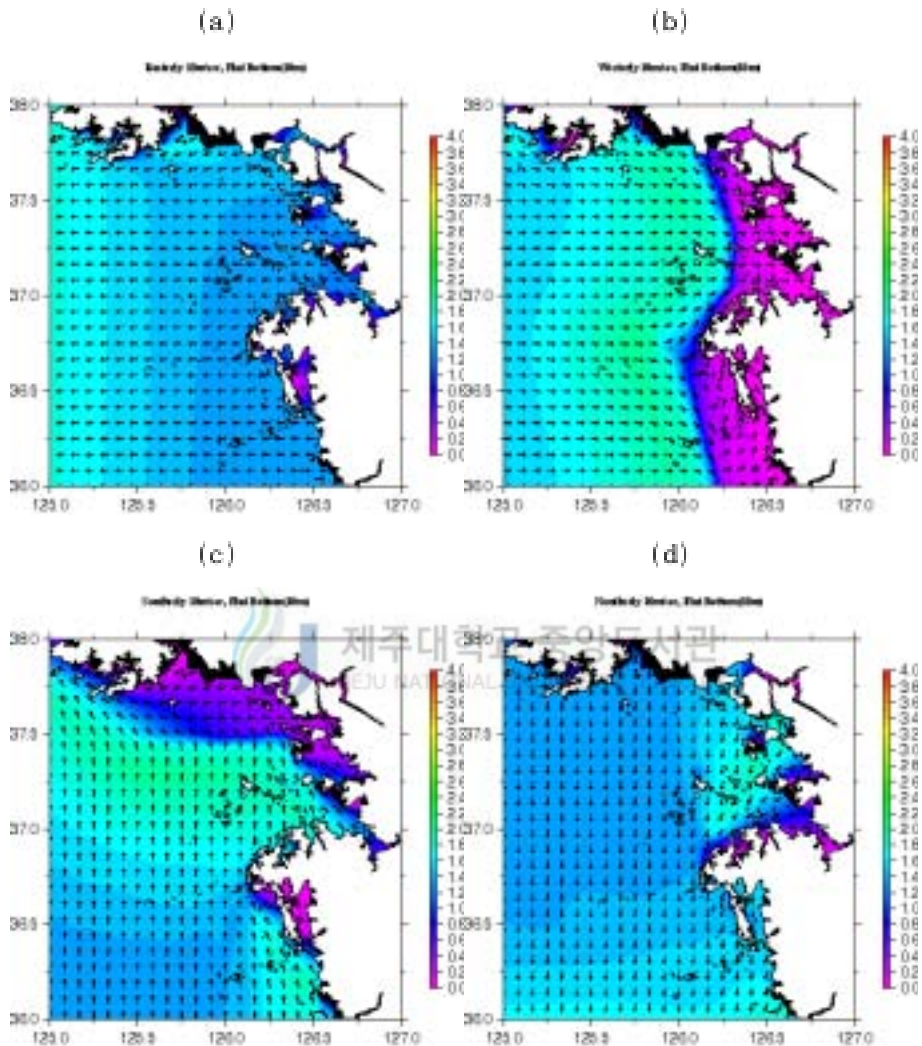


Fig. 4.25 Same as Fig. 4.24 expert for 10 m depth flat bottom.

Fig. 4.25는 10 m의 평탄한 해저지형을 가정하였을 경우의 실험 결과였다. 수심 10 m일 경우는 주변의 지형에 의한 영향이 잘 모사되고 있으며, 이로 인하여 파고의 공간적 차이를 비교적 잘 모사하고 있는 것으로 판단된다. Fig. 4.24에서는 태안반도에 의한 파의 굴절 효과만 나타나는 경향이 있었으나, Fig. 4.25는 이 영향이 더욱 뚜

렸하게 나타나고 있다. 또한 만(灣)이라는 특성은 반 폐쇄성 해역으로 유입된 파 에너지가 유출되지 못할 경우 에너지가 집중되는 지역이 발생할 수 있을 것이다. 이러한 결과는 수심 5 m의 평탄한 해저 지형에 의해서는 마찰 효과에 의해 나타나지 않는 것처럼 보였으나, 수심 10 m에서는 외해에서 불어오는 바람에 의해 발생하는 파랑 현상에 대해서는 뚜렷하게 묘사되고 있다. 수심 5 m인 경우(Fig. 4.24)에는 마찰의 효과가 크게 작용하여 파고가 낮게 나타나지만, Fig. 4.25는 마찰에 의한 파의 감쇠가 적어 모델 영역 전반에 걸쳐 1.3~2.0 m의 비교적 높은 파고가 발달하고 있는 것으로 묘사되고 있다. 또한 해저 지형이 평탄하기 때문에 공간적 차이는 잘 나타나지 않고 있지만, 파랑에너지의 유출이 자유롭지 못할 경우 특정 해역에서 에너지가 축적되어 파고가 높게 나타는 현상을 뚜렷하게 묘사하고 있다.

Fig. 4.26은 수심 15 m의 평탄한 해저 지형 조건을 가정한 결과이다. Fig. 4.13에서 수심 15 m인 경우는 해저 마찰효과가 크게 나타나지 않음을 이미 살펴보았으며, Fig. 4.26도 이러한 결과를 입증하고 있다.

Fig. 4.26에서 북풍, 동풍에 의한 공간적 파고의 차이는 일부 해역을 제외하고는 거의 나타나지 않고 있다. 이 풍계는 바람이 육지로부터 유입되고 외해역이 개방경계가 되고 있으므로 파랑에너지가 집중되거나 지형 효과에 의한 공간적인 파고의 차이가 나타나지 않는 것이다. 그렇지만 남풍과 서풍은 외해에서 파가 유입되고 있고 육지가 폐쇄된 경계역할을 하게 되므로 파랑에너지의 유출이 자유롭지 못해 에너지가 집중되는 해역이 나타나고 있다. 남풍일 볼 경우는 A해역과 B해역의 북쪽 지역에 파랑에너지가 집중되어 높은 파고가 발생하고 있다. 서풍일 볼 경우는 태안반도의 지형에 의한 굴절 현상도 뚜렷하게 나타나고 있으며, 이러한 영향으로 경기만 안쪽에서도 파랑 에너지가 집중되는 경향을 보여주고 있다.

Fig. 4.24 ~ Fig. 4.26은 평탄한 해저 지형 조건일 경우 풍향에 따른 파고의 공간적 분포 및 수심에 따른 영향을 실험한 것이다. 수심이 낮으면 해저 마찰 효과의 영향으로 파고가 높게 발생하지 않게 되고 있음을 알 수 있다. 또한 동일한 조건에도 주변의 지리적 영향으로 굴절현상이 뚜렷하게 나타나고 있고, 이로 인하여 주변 해역의 공간적 파랑 분포 경향이 다르게 나타나고 있다. 한편, 모델 영역은 만(灣)이라는 특성을 갖고 있는데, 이러한 지리적 영향은 파랑에너지의 유출입이 자유롭지 못할 경우

특정 지역에 에너지가 집중되는 경향이 나타나나 높은 파고가 발달할 수 있다는 사실을 알려주고 있다.

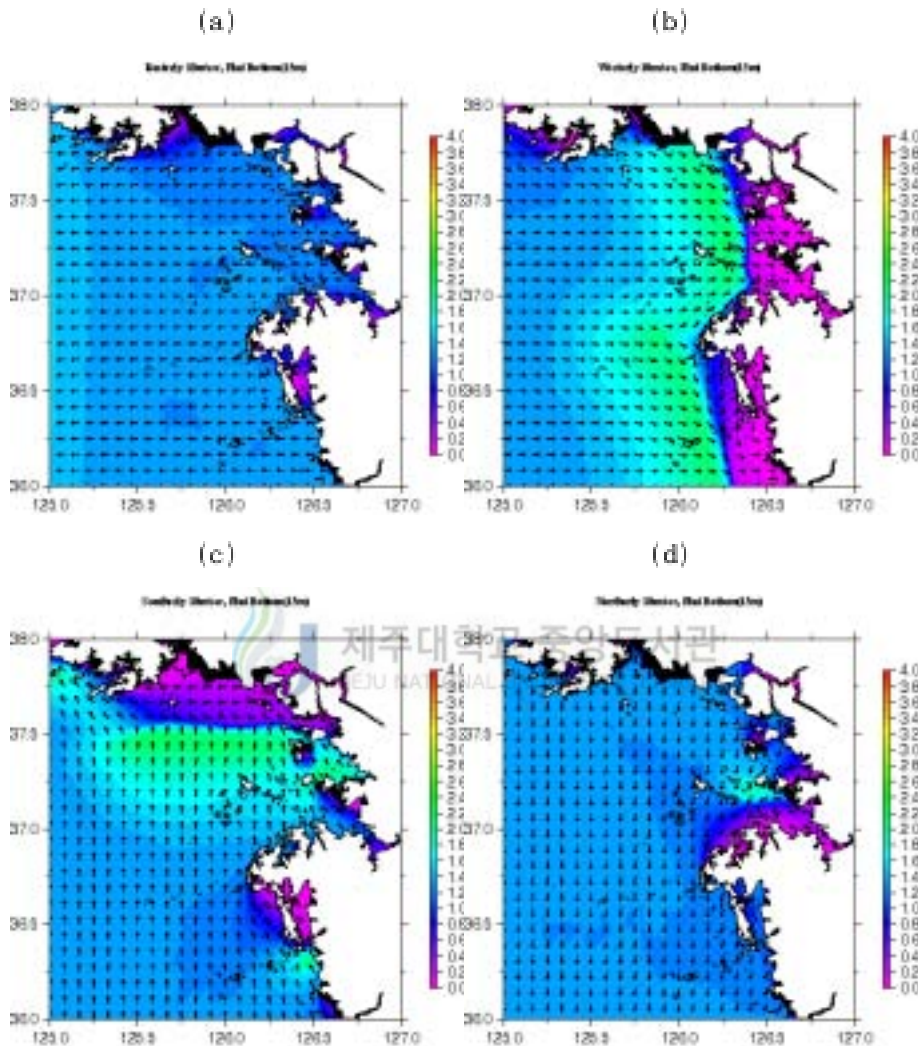


Fig. 4.26 Same as Fig. 4.24 expert for 15 m depth flat bottom.

4.2.3 바람에 의한 파랑 분포

경기만에서 바람에 의해 발생할 수 있는 파고의 공간적 특성과 지형에 따른 변화를 살펴보기 위해 Fig. 1.1의 실제 지형을 고려한 천해파랑모형을 실험하였다. 실험

조건은 5 m/sec, 10 m/sec, 15 m/sec일 경우 각각 4방향의 풍향에 대하여 실험하였다. 풍속 5 m/sec는 풍속이 약하게 발생하고 있을 경우를 고려한 경우이며, 풍속 10 m/sec는 파고를 충분히 발달시킬 수 있는 풍속 조건을 고려한 경우이다. 또한 풍속 15 m/sec는 기상청의 폭풍주의보 발효 기준으로 바람이 불 경우의 파고를 살펴보기 위한 실험이다.

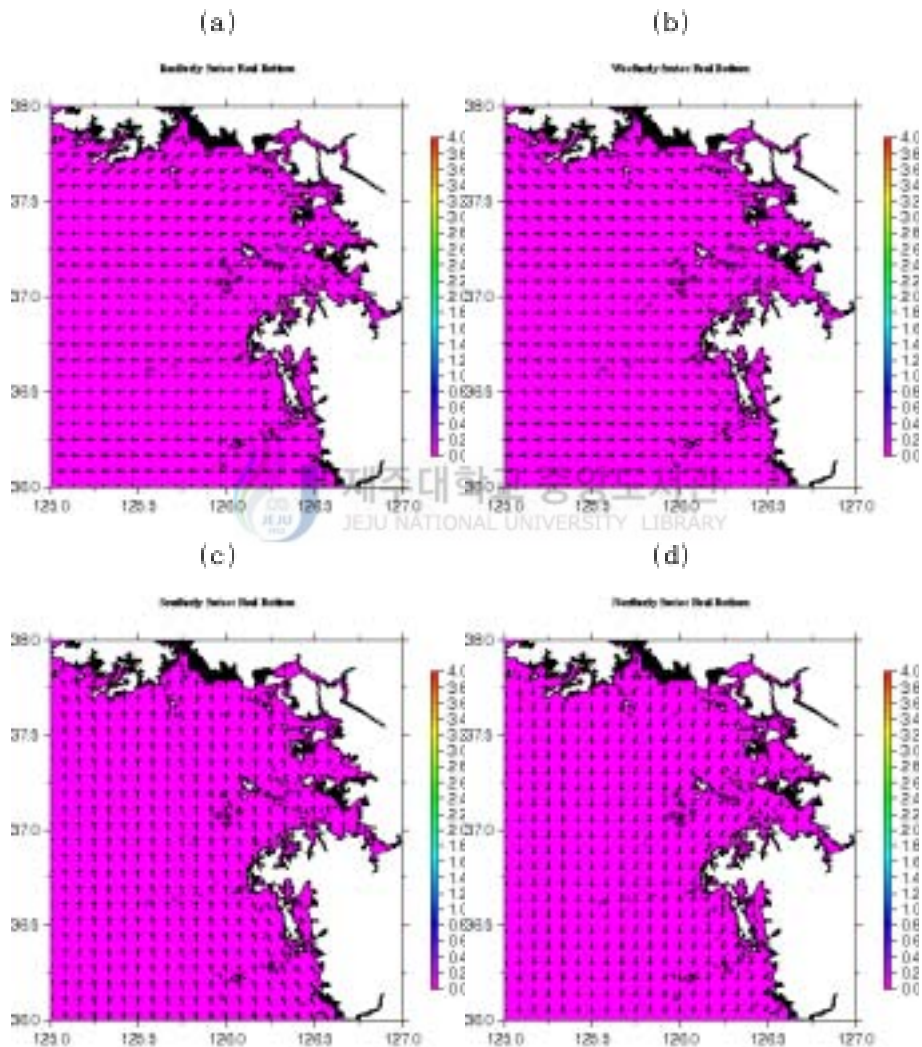


Fig. 4.27 Distribution of significant wave height real bottom according to wind direction, Easterly(a), Westerly(b), Southerly(c) and Northerly(d) of 5 m/sec wind speed.

Fig. 4.27은 경기만의 실제 지형 조건을 고려하여 5m/sec의 풍속에 의해 발달할 수 있는 유의파고의 분포를 나타낸 결과이다. 그 결과, 풍향에 따른 파고의 분포 변화가 나타나지 않고 있으며, 거리에 따른 공간적인 파고의 변화도 나타나지 않고 있다. 이러한 것은 5m/sec의 풍속에 의해 나타나는 바람응력은 취주 거리가 길고 충분한 취송시간에 의해 안정상태에 도달하여도 해양 표면으로 파고를 일으킬 수 있는 에너지의 유입이 약하다는 것이다. 이러한 결과는 Fig. 4.14에서 풍속이 5 m/sec인 경우, 파고가 발생하지 않는 사실에서도 입증되고 있다. WMO(1988)는 천해역에서 수심과 풍속에 대한 파고의 관계를 Fig. 4.28에 나타내고 있다.

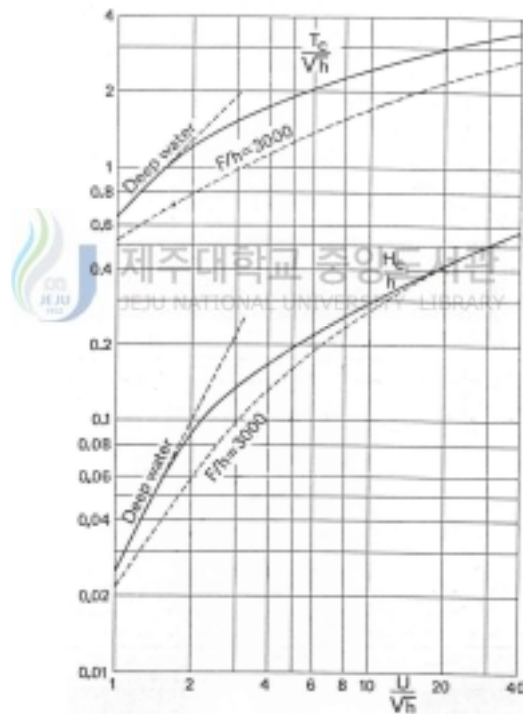


Fig. 4.28 Diagram to estimate characteristic wave heights and period of wind waves in the shallow water of constant depth. Solid lines indicate limiting values for sufficiently long fetches. Broken lines indicate conditions with relatively short fetches, specified by F/h (from WMO, 1998).

여기서, 수심 $h = 10$ m라 할 경우, 풍속 $U = 5$ m/sec이므로 $U/h^{1/2} = 1.58$ 이 된다. 만약 취주거리가 충분히 길다고 가정하여 $F=100$ km라 하면, $F/h = 10000$ 이므로 Fig. 4.28에서 실선에 해당한다. 그러면 $H_C/h = 0.05$, $T_C/\sqrt{h} = 0.9$ 가 되므로 최대 발생할 수 있는 유의파고는 약 0.5 m이고, 파의 주기는 약 2.8초가 된다. 모델 영역에서의 최대 수심은 약 60 m이다. Fig. 4.28에 60 m의 수심 조건을 고려할 경우는 이론적으로 발생할 수 있는 파고는 0.1 m 미만일 것이다. 그러므로 풍속이 약할 경우는 취주거리가 충분히 길게 작용하더라도 최대 발생할 수 있는 유의파고는 높지 않다는 것이다.

Fig. 4.29는 10m/sec의 풍속에 대한 유의파고의 분포 결과를 보여주는 결과이다. 동풍이 불 경우, A 해역에는 1.0m 이내의 유의파고가 발달하고 있으며, 그 이외의 해역은 1.6~1.8m의 유의파고가 분포하고 있다(Fig. 4.29 a). 경기만 안쪽은 수심이 낮고, 동풍에 의한 취주 거리도 짧기 때문에 파고가 발달하기 어려우나, 외해역은 비교적 수심이 깊고 취주 거리도 길기 때문에 높은 파고가 발달하고 있다. 가대암 주변의 파고는 덕적도 주변에 비해 높은 경향을 보여주고 있는데, 이 결과는 평탄한 해저 지형을 고려하여 실험한 결과와는 다른 결과이다. 또한 서수도 주변해역은 0.7 m 이하의 파고가 분포하고 있다. 수심 20 m 천심에서는 해저 마찰에 의한 파고의 감쇠 현상으로 파고가 낮게 되지만 20 m 이심에서는 마찰 효과가 미치지 못하게 된다. 이러한 결과, Fig. 4.29(a)에서 수심이 깊은 지역은 파고가 1.8 m 이상으로 나타나고 있는 것이다. 가대암 주변의 파고가 덕적도 주변에 비해 다소 높게 나타나고 있는 것은 덕적도 주변 해역은 많은 섬들이 장애물 역할을 하고 있기 때문에 파고가 상대적으로 낮게 형성되고 있는 것이고, 가대암은 취주거리가 짧음에도 불구하고 비교적 높게 나타나는 것은 Fig. 1.1에서 보듯이 주변의 해저 지형 변화가 복잡하기 때문에 나타나는 결과일 것이다.

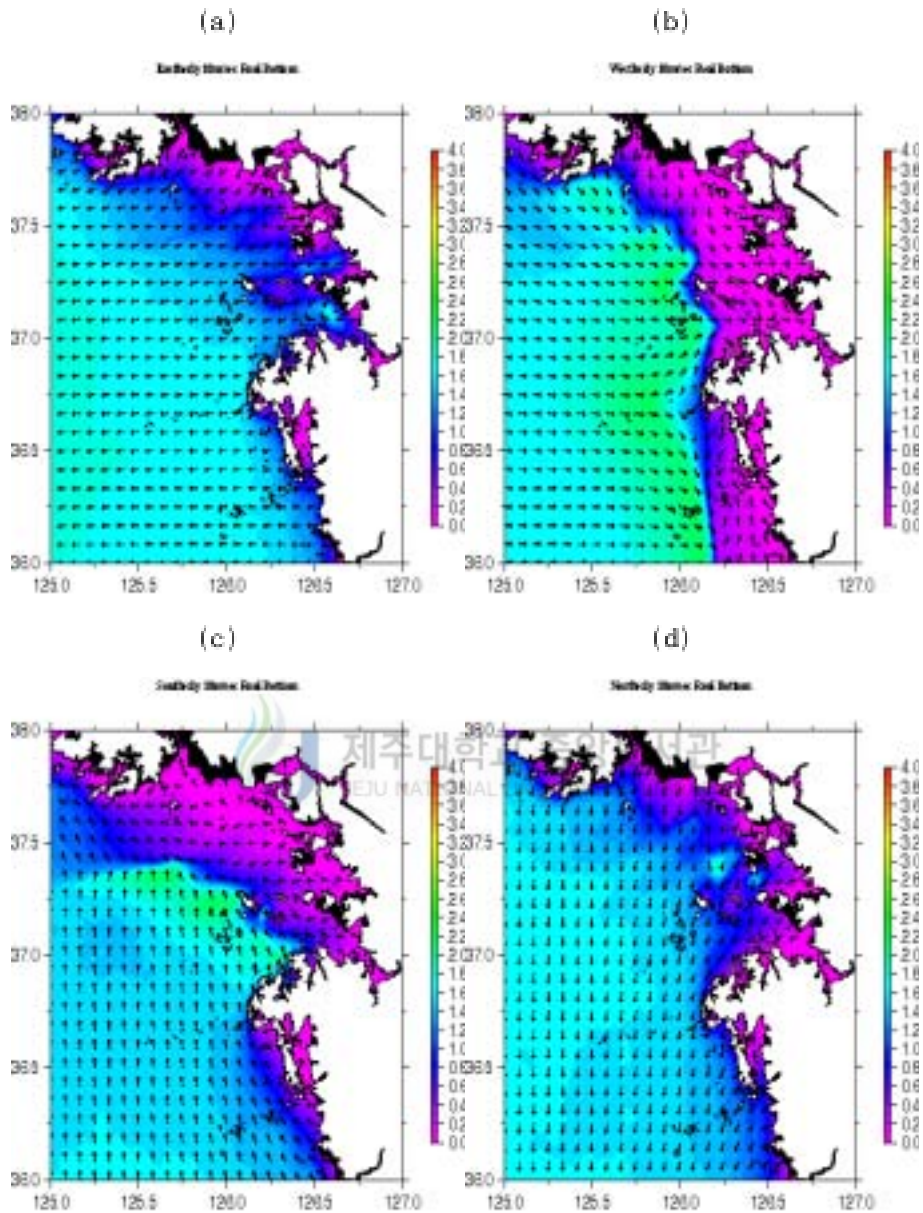


Fig. 4.29 Same as Fig. 4.27 expert for 10 m/sec wind speed.

겨울철에는 주로 서풍계열의 바람이 지배적이다. Fig. 4.29 (b)는 10 m/sec의 서풍에 의해 충분히 발달할 수 있는 파고의 분포를 나타낸 것이다. 외해역의 파고 분포는 해저지형의 분포와 유사한 형태를 보여주고 있다. 서수도 주변 해역에는 취주거리

가 길지만 파의 진행을 방해하는 장애물들이 산재되어 있고 수심에 의한 해저 마찰 효과로 인하여 0.2 m 내외의 아주 낮은 파고의 분포를 보이고 있다. 덕적도 주변해역은 1.2~1.4 m 내외의 파고 분포를 보여주고 있지만 가대암 근처에서는 1.6 m 이상의 높은 파고가 분포하고 있다. 이러한 결과는 이미 실제 관측된 결과에서도 잘 나타나고 있는 것이다. 결국, 가대암은 태안반도 앞바다에 위치해 있지만 해저지형과 태안반도의 지형 효과에 의해 덕적도에 비해 상대적으로 높은 파고가 발생하고 있는 것이다. 덕적 부이가 위치해 있는 지역은 주변의 섬들에 의한 장애물로 인해 다소 낮은 파고가 형성되고 있으며, 수심에 따른 영향으로 파고가 높게 발달하지 못하고 있는 것이다. 전해파랑모델에 의해 모사된 경기만 주변 해역의 파랑 분포 결과는 현장에서 관측 자료 분석 결과와 유사한 결과를 모사하고 있다. 제2장에서 살펴보았던, 가대암에서의 관측된 결과가 덕적도에서 관측된 결과보다 높게 나타나는 것은 주변에 산재되어 있는 장애물의 영향과 주변 해역의 수심에 따른 영향이다. 따라서 겨울철에는 가대암이 덕적도 보다 상대적으로 높은 파고가 발생하고 있는 것이다.

여름철에 태풍이 서해를 따라 북상할 경우에는 남풍 현상이 나타날 것이다. Fig 4.29 (c)는 남풍에 의해 발생할 수 있는 파고의 분포를 보여주고 있다. 태안반도에서 용진반도를 잇는 경계선 안쪽에는 1.0m 이내의 유의파고가 발달하고 있지만, 덕적도 서쪽 해역은 취주거리가 길고 파랑에너지의 집중으로 2 m 이상의 높은 파고가 발달하고 있다. 태안반도에서 용진반도를 잇는 경계선 바깥 해역에는 1.4 m 내외의 파고가 분포하고 있다. 이러한 결과는 Fig. 4.25(c)과 Fig. 4.26(c)의 결과에서도 나타나듯이 이 경계선을 중심으로 파고의 발달이 다르게 나타나고 있음을 알 수 있다. 서수도 주변 해역이 파고는 남풍이 불 경우에도 0.5 m 이상 발달하지 못하고 있다. 가대암과 덕적도 주변의 파고를 비교하면, 가대암 주변 해역은 1.5 m 내외로 나타나고 있으나 덕적도 주변 해역은 2.0 m 내외로 아주 높은 파고가 발생하고 있다. 이러한 결과는 덕적도 주변은 남풍이 불 경우 취주거리가 길고 파의 에너지가 유출되기 어려워 집중되고 있기 때문에 파가 발달이 활발하게 나타나는 결과이다. 가대암은 취주거리가 덕적도에 비해 짧고, 가대암 남쪽의 해저지형의 등수심선 분포가 남북으로 되어 있어 해저지형 효과에 의한 파의 변형이 서풍이나 동풍에 비해 약하기 때문에 파고가 다소 낮게 나타나는 결과이다.

Fig. 4.29 (d)는 북풍에 의해 발달할 수 있는 파고의 공간적 분포이다. 서수도 주변 해역은 북풍에 의해서도 0.5 m 내외의 낮은 파고가 나타나고 있다. 태안반도에서 용진반도를 잇는 경계선 안쪽의 A 해역에서는 1 m 이하의 파고가 분포하고 있고, 외해 쪽은 1.5~1.7 m의 비교적 높은 파고가 분포하고 있다. 덕적도 부근에서도 1.2 m 내외의 파고가 나타나지만 가대압 부근은 1.5 m의 파고가 발생하고 있다. 북풍이 불 경우에는 덕적도에 비해 가대압 주변 해역의 취주 거리가 길기 때문이며, 이러한 결과는 관측 자료의 분석 결과와도 유사한 결과를 보여주고 있다.

Fig. 4.30은 기상청 폭풍주의보 기준 이상의 바람(15m/sec)이 불 경우 경기만 주변해역에서 발달할 수 있는 파고의 분포를 보여주고 있다. Fig. 4.30 (a)는 동풍이 15 m/sec로 일정하게 불 경우 발달할 수 있는 파고의 분포이다. 태안반도 북단과 용진반도 남단의 연장선 안쪽에서는 10 m/sec의 경우와 유사한 분포 경향을 보여주고 있다. 그러나 125.25° ~126.00°E 해역에는 비교적 높은 파고가 발생하는 경향을 보여주고 있다. 가대압 주변에서는 3.4 m 내외의 높은 파고가 발생하고 있으나 덕적도 근해에는 2.4 m 내외의 파고가 발생하고 있다.

강한 서풍이 불게 되면 경기만 안쪽을 제외한 대부분의 해역은 2 m 이상의 높은 파고가 나타나게 된다(Fig. 4.30 b). Fig. 4.29(b)에서는 수심 및 주변의 지형적 영향으로 126°E를 중심으로 "S"자형의 분포 경향이 나타나고 있었지만, 15 m/sec의 풍속이 강하게 불 경우에는 이러한 파고의 분포는 해안으로 더욱 진행하여 나타나고 있다. D 해역은 3 m이상의 아주 높은 파고를 모사하고 있다.

남풍이 부는 경우는 풍속에 따라 다른 경향이 나타난다. Fig. 4.29 (c)의 10 m/sec의 풍속에 의해서는 B 해역에서 2.0 m 내외의 비교적 높은 파고가 발생하고 있었다. 그렇지만, 15 m/sec의 풍속에서는 주변 해역에 비해 높은 파고가 나타나지 않고 있다(Fig. 4.30 c). 10m/sec의 바람에 의해서는 경기만 안쪽에 위치해 있는 파고가 용진반도를 향해 진행하는 경향을 보이면서 이 지역에 파랑에너지가 중첩되어 높은 파고가 형성되었다. 그러나 15 m/sec의 경우 바람이 강하기 때문에 경기만 안쪽의 파향은 북쪽을 향하면서 파랑에너지의 중첩 현상이 나타나지 않고 있기 때문이다. 모델 해역의 남서쪽은 취주거리가 짧음에도 불구하고 높은 파고가 발달하고 있는 것은 이 해역의 수심이 60 m 이상으로 깊기 때문에 해저마찰에 의한 파고 감쇠현상이 나타나지 않

15 m/sec의 풍속은 폭풍주의보 기준보다 1 m/sec 강한 풍속이다. 이러한 바람에 의한 파고는 A 해역을 제외하고는 2 m 이상의 높은 파고가 발생하고 있음을 알 수가 있다. 그러나 A 해역의 서수도 부근에서는 강한 바람장에 의해서도 1 m 이상의 파고가 발생하지 않고 있다. 이러한 결과는 현장 관측 결과에서도 잘 나타나고 있었다. 결국, 서수도 주변 해역은 해저 수심에 의한 감쇠 현상과 주변의 지형적 영향에 의해 1m 이상의 파고가 발생하기 어려운 지형적 특성을 갖추고 있는 해역인 것이다.

Fig. 4.27, Fig. 4.29 및 Fig. 4.30은 경기만 주변 해역의 실제 지형 조건을 고려하여 풍속 및 풍향에 의해 발생할 수 있는 유의파고의 변화와 공간적 차이를 실험하였다. Fig. 4.14에서 풍속이 약할 경우에는 파고가 발생하기 어렵다는 것을 실험하였는데, 경기만의 실제 지형 조건에서도 이러한 현상이 나타나고 있다. Fig. 4.28에서 풍속 5 m/sec일 경우 취주 거리가 충분히 길게 작용한다고 하더라도 최대 발생할 수 있는 유의파고는 약 0.5 m 내외로 잔잔한 해상상태가 나타나게 되는 것이다. 유의파고가 낮기 때문에 공간적 변화나 해저 지형에 따른 파의 감쇠 등이 나타나지 않는 것으로 묘사되고 있다. 풍속 10 m/sec도 충분히 파고를 발생시킬 수 있는 바람을 가지고 있다. 이러한 것으로 Fig. 4.14에서 거리에 따른 파고의 변화가 나타나고 있으며, Fig. 4.29는 풍속 및 풍향에 따른 전해파의 현상을 잘 묘사하고 있는 것이다. 태안 반도 주변에서의 파의 굴절, 해저 마찰에 따른 파의 감쇠 현상, 파랑 에너지의 집중 현상, 풍향에 따른 파고의 공간적 차이 등 경기만에서 나타날 수 있는 파랑 현상을 대부분 잘 묘사하고 있다. 한편 풍속 15 m/sec는 기상청의 폭풍주의보 기준(14m/sec) 보다 약간 강한 풍속이다. 이러한 풍속이 불 경우, 경기만 주변 해역은 1 m 이상의 파고가 발생하기 어렵다.

Fig. 4.24 ~ Fig. 4.30의 실험 결과, 전해역에 발생하고 있는 파고는 국지적인 바람의 영향이 지대하게 나타나고 있음을 알 수가 있다. 또한 해저 수심에 따른 마찰 효과가 수심 5 m 내외에서는 아주 강하게 작용하고 있고, 경기만 외해쪽은 수심이 비교적 깊기 때문에 마찰에 의한 감쇠 효과가 약하게 작용하고 있다. 전해역의 해안 지형이나 섬들은 방파제 역할을 하면서 파랑 현상을 변형시키게 되므로 주변의 지형적 조건에 의한 파고 발생도 차이가 크게 나타나는 것으로 묘사되고 있다.

4.2.4 개방경계역의 파고 유입에 의한 파랑 분포

외해역에서 유입되는 파고에 의해 경기만에서 발생할 수 있는 파랑 분포의 특성을 살펴보기 위한 전해파랑모형을 실험하였다. 실험 조건은 모델 영역의 남쪽과 서쪽을 개방경계역으로 설정하였으며, 개방경계역에서는 기상청의 파랑주의보 기준인 3m의 유의파고를 입력하여 수행하였다.

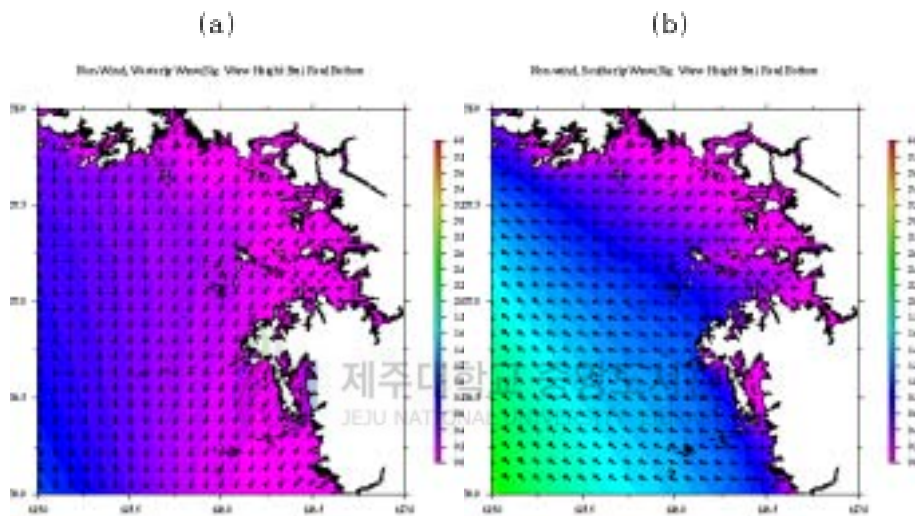


Fig. 4.31 Distribution of significant wave height real bottom according to wave direction, Westerly(a) and Southerly(b) of 3m significant wave height.

Fig. 4.31(a)는 서쪽에서 3 m의 파고가 유입될 경우 경기만 해역에서의 파고 분포이고, Fig. 4.31(b)는 모델의 남쪽해역에서 파가 유입될 경우의 실험 결과이다. 이때 바람의 조건은 없는 경우를 가정하였다.

서쪽 경계역에서 파가 유입될 경우 모델 영역으로 유입된 파는 남쪽의 개방경계역을 통해 유출된다. 파고의 분포는 서쪽 해역에서 연안해역으로 갈수록 점차 파고가 낮게 형성되고 있으며, 파의 발달을 유지할 수 있는 바람이 없기 때문에 파고는 유입되는 파고보다 낮게 나타나고 있다(Fig. 4.31 a). 파고의 분포 경향은 동~서 방향의 분포 경향을 나타내고 있으며, 외해역일 수록 높은 파고가 발달하고 있다. 경기만 주변

해역이 관측 지점인 덕적도와 가대암의 파고는 큰 차이를 보이지 않고 있으며, 서수도 주변 해역은 0.2~0.3 m의 아주 낮은 파고가 형성되고 있다.

남쪽 해역에서 파가 유입될 경우(Fig. 4.31 b), 유입된 파랑에너지는 서쪽의 개방 경계역으로 유출되고 있다. 파고의 분포는 남서~북서 방향의 분포 경향을 나타내고 있으며, D해역에서는 2 m 이상의 높은 파고가 발생하고 있다. 경기만 안쪽에 위치해 있는 서수도 주변 해역은 0.2 m 내외의 파고가 발생하고 있지만 덕적도와 가대암 주변 해역은 1 m 내외의 파고가 발생하고 있다. 이러한 결과들은 이미 관측 자료의 분석과 바람에 의한 파의 발생에서도 나타나는 유사한 결과이다.

Fig. 4.32는 모델의 서쪽 해역에서 3 m의 파가 유입될 경우와 바람의 방향에 따른 유의파의 분포를 실험한 결과이다. 풍속은 10 m/sec의 조건을 선정하였다. Fig. 4.32의 결과는 Fig. 4.29의 결과와 아주 유사한 유의파고의 분포를 보여주고 있지만, 외해에서 유입되는 파의 영향과 바람에 의해 발생하는 파고가 중첩되면서 Fig. 4.29보다는 높은 파고 분포를 보여주고 있다.

Fig. 4.33은 모델의 남쪽 해역에서 3 m의 파가 유입될 경우와 바람의 방향에 따른 유의파의 분포를 실험한 결과이다. 동풍이 불 경우(Fig. 4.33 a)은 Fig. 4.29나 Fig. 4.32의 경우와 유사한 결과를 모사하고 있다. 그러나 서풍, 남풍 그리고 북풍일 경우는 또 다른 결과를 모사하고 있다.

서풍이 불 경우(Fig. 4.33 b), D 해역에서는 파의 진행방향이 바람에 의해 서해안 쪽으로 변형되어 나타나고 있는 현상을 모사하고 있다. Fig. 4.33(C)는 Fig. 4.29와 4.33에서 에너지가 집중되어 높은 파고가 발생하는 해역이 범위가 줄어드는 경향을 보여주고 있으며, 북풍인 경우 파의 진행 방향은 B해역과 D해역에서 변형되어 외해를 향하고 결과를 모사하고 있다.

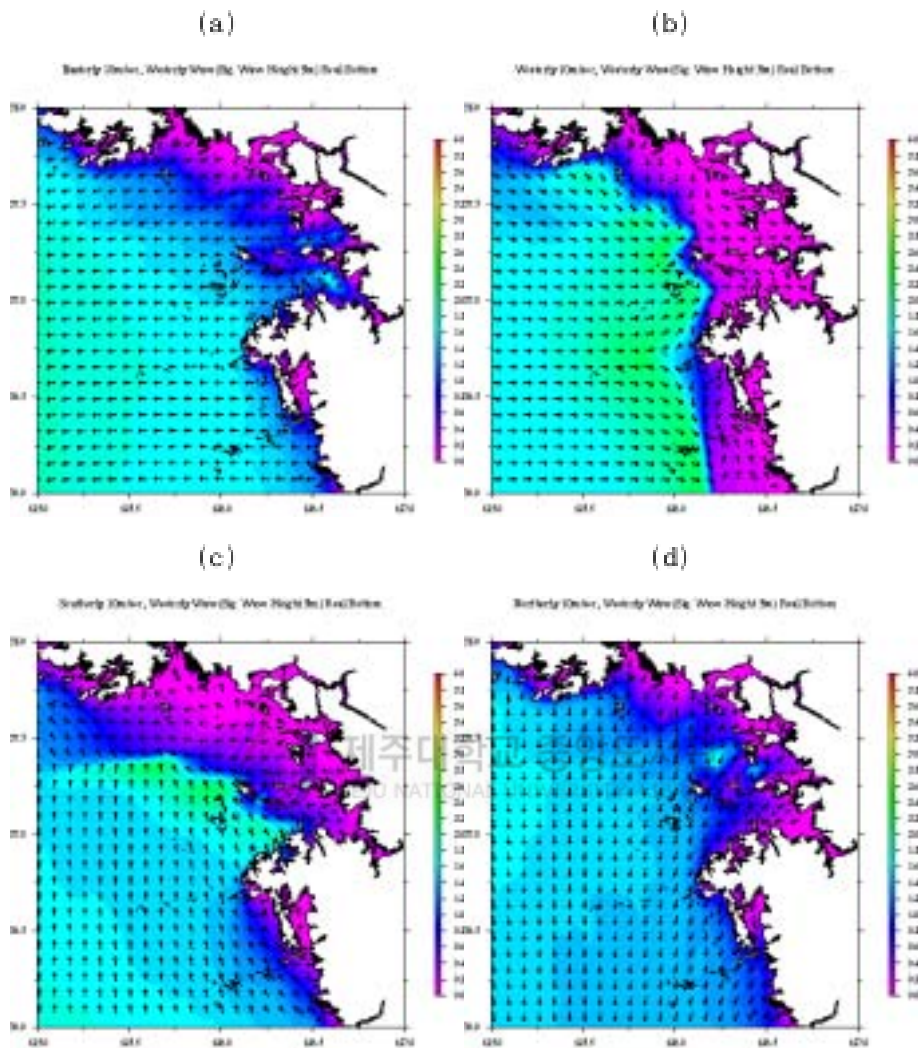


Fig. 4.32 Distribution of significant wave height real bottom according to wind direction, Easterly(a), Westerly(b), Southerly(c) and Northerly(b) of 10 m/sec wind speed and 3m significant wave height.

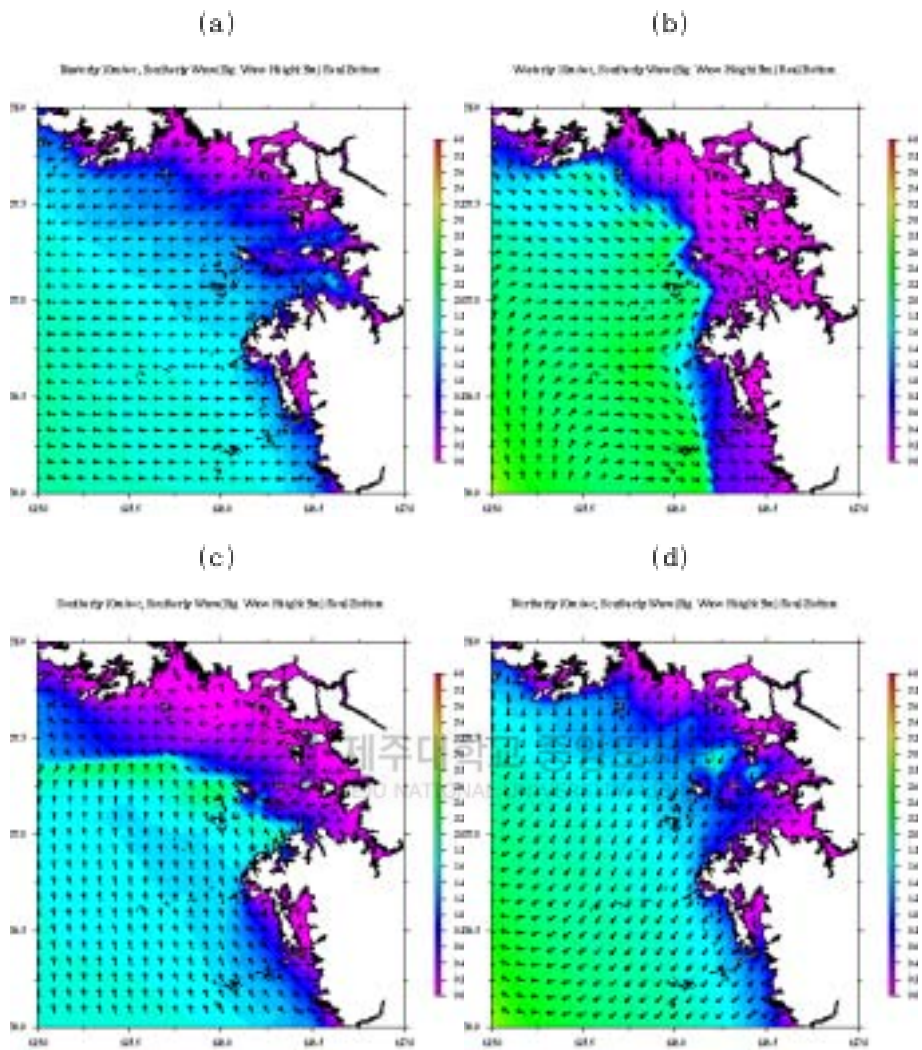


Fig. 4.33 Same as Fig. 4.32 expert for input wave direction.

V. 결론

해저 지형이 복잡한 경기만 주변 해역에 대하여 지형에 따른 파랑 변형을 분석하였다. 경기만 주변 해역에서 파고를 발생시킬 수 있는 주된 바람 성분은 서풍 계열의 바람이다. 이 해역의 주변에는 많은 섬들이 산재되어 있고, 연안역을 접하고 있어 주변 지형에 의한 영향으로 취주 거리에 영향을 미치고 있기 때문이다. 서풍계열의 바람은 외해에서 불어오기 때문에 파고를 발생시킬 수 있는 충분한 취주 거리가 유지되지만, 그 이외의 풍계에서 부는 바람은 취주 거리가 짧게 작용하여 파랑을 발생시키기 어렵기 때문이다. 이는 10 km 연안역에서는 취주 거리가 짧기 때문에 파고가 감소하게 된다는 Perrie와 Toulany(1995) 결과에서도 나타난다. 가대압과 서수도의 파고와 덕적도의 바람과의 상관성에서도 이러한 결과는 잘 나타나고 있다. 결국, 연안지역에서 발생하는 파고는 취주 거리가 지형적 영향을 받게 되므로 주변의 지형 및 수심의 분포에 따라 극지적으로 다른 파랑 현상이 나타나게 된다.

FFT 시계열 분석 결과에서도 서수도를 제외하고는 이러한 결과가 잘 나타나고 있다. 바람이 강하게 불 경우에는 파고도 높게 발생하고 있고 바람이 낮을 경우에는 파고도 낮은 지역적인 바람의 영향이 지대하게 나타나고 있다는 것이다. 또한 바람과 파고의 관계는 2~3시간의 시간 지연을 두고 0.6~0.8의 교차 상관성을 띄고 있는 것을 알 수가 있다.

전해역에서 파의 진행에 있어 섬은 방파제 역할을 하게 되고 섬 주위에는 굴절, 회절 및 마찰에 의한 감쇠 현상 등으로 파의 변형이 일어난다. 파가 변형되어 나타나는 범위는 섬의 크기와 폭에 크게 영향을 받고 있음을 알 수 있다. 파의 진행 방향에 대해 마주해 있는 장애물 폭의 약 2배의 거리에 해당하는 장애물 후면의 해역에서는 섬에 의한 파랑에너지 감소로 파고가 낮게 나타나게 된다. 그러나 이러한 현상은 이론적인 실험에서는 나타날 수 있지만, 실제의 현상에서는 풍향의 변화, 해저 수심의 변화 등 다양한 원인에 의해 다른 결과가 야기될 수 있을 것이다. 또한 전해역에서 해저 마찰 효과에 따른 파의 변형을 나타낼 수 있는 수심은 약 10 m 내외로 나타나고 있으며, 충분히 발달할 수 있는 파고를 유발할 수 있는 풍속은 최소 5m/sec 이상의 바람이

지속되어야 할 것이다.

전해파랑수치모델(SWAN : Simulation Waves Nearshore)을 이용하여 경기만 주변 해역에서 풍향 및 풍속에 따른 전해파를 실험하였다. 경기만의 실제 지형 조건을 이용한 실험에서, 파고의 공간적 분포 경향은 해저 지형의 분포와 유사하게 나타나고 있다. 이러한 결과는 전해역의 파고는 해저 수심의 분포 및 주변 지역의 지형적 영향이 상당한 영향을 받게 되는 것이다.

전해역은 해저 마찰에 의한 감쇠 효과가 크게 작용하여 파고가 높게 발생하지 않는다. 만(灣)이라는 지형적 특성은 파랑에너지의 유출이 자유롭지 못해 특정 해역에서 에너지가 축적될 경우 높은 파고가 발달할 수도 있다. 경기만 주변 해역은 수심 경사가 완만하고 수심이 낮은 연안해역이라는 지형적 특성을 갖추고 있다. 이러한 연안 해역에서의 파랑 현상은 극지적인 바람에 의해 파랑 현상이 발생하고 공간적 차이가 나타난다. 아울러 주변의 산재되어 있는 섬들은 파의 진행을 방해하는 방파제 역할을 하여 파를 변형시키고 있으며, 수심에 따른 해저 마찰의 차이에 의해서도 파고의 발달이 다르게 된다. 또한 파고의 공간적 차이는 해저 지형 분포와 주변의 지형적 특성에 의해 크게 영향을 받고 있는 것이다.

극지풍에 의해 발생한 전해 또는 연안 해역의 파랑 현상은 주변의 해저지형과 섬들에 의해 영향을 받게 된다. 심해 해역 또는 외해에서는 바람의 방향과 풍속 등에 의해 파랑 현상을 예측할 수 있지만, 전해 또는 연안해역은 다양한 주변 상황에 대한 정보가 있어야 정확한 파랑 현상을 관찰할 수 있고 분석할 수가 있는 것이다.

해양기상관측부이는 해양의 주변 환경에 제약을 받지 않고 관측할 수 있는 최고의 해양기상 관측 장비이다. 이러한 장비는 외해에 설치할 수도 있으며, 연안에 설치할 수도 있다. 그러나 부이를 제외한 다른 대부분의 관측 장비들은 설치 환경의 제약을 받게 되므로 연안 해역에 설치할 수밖에 없다. 따라서 해양기상관측부이의 관측 자료를 제외한 다른 관측 장비에 의해 관측되는 파랑 관측 자료를 분석하고 해석하고자 할 때는 반드시 주변 환경에 대한 정보가 있어야 정확하게 분석 및 해석이 가능할 것이다.

참고문헌

- 기상연구소, 1998. 서해안바다 해양기상특성 연구: 경기만 해역을 중심으로, 95pp.
- 김규한, 김덕중, 류형석, 2002. 현장관측에 의한 장주기파의 전이특성, 한국해양·해양공학회지, 14(1), pp.34~40.
- 김성득, 이성대, 박종배, 1989. 연직 해양구조물로 인한 파랑회절의 경계요소해석, 한국해양·해양공학회지, 1(1), pp.63~70.
- 김태희, 방익찬, 이호만, 2004a. 저기압 및 태풍 통과시 서해상의 해상상태 사례분석, 한국지구과학회지, 25(4), pp.277~288.
- 김태희, 오희진, 윤용훈, 2004b. 경기만 주변 해역의 국지 파랑 관측 자료 비교, 한국기상학회지, 40(4), pp.485~495.
- 류청로, 김현주, 김종육, 1988. 해양파랑의 통계적 변동성 해석, 한국수신학회지, 22(1), pp.41~47.
- 손정근, 1990. 불규칙파랑의 통계적 제거방법, 한국해양·해양공학회지, 2(2), pp.83~95.
- 안경모, 전제호, 2004. 장기 파랑관측자료를 이용한 평상파 산정 방법론, 한국해양·해양공학회지, 16(3), pp.178~189.
- 유동훈, 김인호, 2001. 천해파와 해류의 해저면 마찰력, 한국해양·해양공학회지, 13(2), pp.177~188.
- 유동훈, 김지웅, 2000. 경기만 조석 조건에서의 파랑 변이, 한국해양·해양공학회지, 12(2), pp.87~95.
- 유동훈, 이동수, 1992. 이동판 해저면에서의 마찰력, 한국해양·해양공학회지, 4(2), pp.63~71.
- 윤종태, 1992. 천해파 추정 모형, 한국해양·해양공학회지, 4(2), pp.83~90.
- 윤종태, 1994. 흐름과 수심을 고려한 파랑 추정 모형, 한국해양·해양공학회지, 6(1), pp.72~80.
- 윤종태, 1996. 풍향변화에 따른 파랑 스펙트럼 반응에서의 비선형 효과, 한국해양·해양

- 공학회지, 8(2), pp.151~160.
- 이석우, 1992. 한국근해해상지, 집문당, 334pp.
- 장유순, 서장원, 김태희, 윤용훈, 2003. 파랑모델과 부어 자료를 이용한 파랑인자 특성 분석, 한국해양학회지 『비디』, 8(3), pp.274~284.
- 조원철, 2004. 폭 변화에 따른 잠재의 파랑 차단 성능, 한국해양·해양공학회지, 16(4), pp.206~212.
- 해양연구원, 1994. 해저지형변화에 따른 파랑 스펙트럼 변형에 관한 현장관측 및 수치실험, 74pp.
- Bouws, E. and G.J. Komen, 1983. On the balance between growth and dissipation in an extreme, depth limited wind-sea in the southern North Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, pp.1653~1658.
- Brink, K. H., 1983. Low-Frequency Free Wave and Wind-Driven Motions Over a Submarine Bank, *J. Phys. Oceanogr.*, 13(1), pp.103-116
- Cavaleri, L. and P. Malanotte-Rizzoli, 1981. Wind wave prediction in shallow water. Theory and applications, *J. Geophys. Res.*, 86(No. C11, 10), pp.961~973.
- CERC, 1973. Shore protection manual, Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers.
- Cho, Won Chul and Lee, Jin Won 2003. Wave Screening Performance Using Floating and Submerged Breakwaters, *J. Korean Soc. Coastal and Ocean Eng.*, 15(4), pp.224~231.
- Collins, J.I. 1972. Prediction of shallow water spectra, *J. Geophys. Res.*, 77(15), pp.2693~2707.
- Dingemans, M. W., 1997. Water wave propagation over uneven bottoms, Part 1 -linear wave propagation, Advanced Series on Ocean Engineering, 13, World Scientific, 471pp.
- Eldeberky, Y. and J.A. Battjes, 1995. Parameterization of triad interactions in wave energy models, *Proc. Coastal Dynamics Conf. '95, Goosvik, Folen*, pp.140~148.

- Geernaert, G.L., K.B. Katsaros and K. Richter, 1986, Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state, *J. Phys. Oceanogr.*, 16, pp.20, 531 ~20, 434.
- Gröen P. and R. Dorrestein, 1976, Zeegolven, KMI Opstellen op Oceangrafisch en Maritiem Meteorologisch Gebied, 11, pp.124pp
- Gunther, H., S. Hasselmann and P.A.E.M. Janssen, 1992, The WAM model Cycle 4(revised version), *Leutsch, KIM, Rechenzentrum, Techn. Rep. No. 4*, Hamburg, Germany.
- Hasselmann, K, 1962, On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum, Part 1: General theory, *J. Fluid Mech.*, 12, pp.481-500.
- Hasselmann, S. and K. Hasselmann, 1981, A symmetrical method of computing the non-linear transfer in a gravity-wave spectrum, *Hamburger Geophys. Einzelschr.*, Series A., 52, 8p.
- Hasselmann, K., 1974, On the spectral dissipation on finite-depth gravity waves due to turbulent bottom friction, *J. Mar. Res.*, 26, pp.1-12
- Hasselmann, K., T.P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D.E. Cartwright, K. Enke, J.A. Ewing, H. Gienapp, D.E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Müller, D.J. Olbers, K. Richter, W. Sell and H. Walden, 1973, Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project(JONSWAP), *Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl.*, Vol. 12, A8.
- Holthuijsen, L. H., A. J. Kuik and E. Mosselman, 1987, The Response of Wave to Changing Wind Directions, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, pp.845~853.
- Janssen, P.A.E.M., 1989, Wave induced stress and the drag of air flow over sea waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, pp.745-754.
- Janssen, P.A.E.M. 1991, Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, pp.1631-1642.
- Jonsson, I. G., 1966, Wave boundary layers and friction factors, Proc. 10th Int. Conf. Coastal Engineering, 7, pp.109-152

- Johnson, I. G, 1980, A new approach to rough turbulent boundary layers, *Ocean Engineering*, 7, pp.109-152.
- Johnson, H. K, and H. K, Hansen, 2000, Influence of Bottom Friction on Sea Surface Roughness and Its Impact on shallow Water Wind Wave Modeling, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, pp.1743~1756.
- Kobayashi, T, 2004, Near Wave Estimation and Observation -Current Research in Gifu University, Japan-, *Wave, Tide Observations and Modelings in the Asian-Pacific Region, ACECC-TCI Workshop Proceeding*, pp.111~126.
- Komen, G. J., S. Hasselmann, and K. Hasselmann, 1984, On the existence of a fully developed wind-sea spectrum, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, pp.1271-1285.
- Kumar, B. P., Ig-Chan Pang, A. D. Rao, Tae-Hee Kim, Jae-Cheol Nam and Chang-Su Hong, 2003, Sea State Hindcast for the Korean Seas With a Spectral Wave Model and Validation with Buoy Observation During January 1997, *J. Korean Earth Sci. Soc.*, 24(1), pp.7-21.
- Madsen, O, S. Y. -K, Poon and H. C, Graber, 1988, Spectral wave attenuation by bottom friction, Theory, *Proc. 21th Int. conf. Coastal Engineering, ASCE*, pp.492-504.
- Miles, J.W, 1957, On the generation of surface waves by shear flows, *J. Fluid Mech.*, 3, pp.185-204.
- Moubaliu, J., 2003, Spectral Wave Model in Coastal Areas, *Advance in Coastal Modelling, ed., V. C. Lakhan*, pp.133-158.
- NDBC, 2003, Hand book of automated data quality control checks and procedures of the national data buoy center, NDBC Technical Document 03-03, 44pp.
- Park Sangwook, Hyo-Soon Park and Kicheon Jun, 2004, Operational Wave Forecast and Verification at KMA and New Implementation Plan for 2nd phase KMA Supercomputer, *Wave, Tide Observations and Modelings in the Asian-Pacific Region, ACECC-TCI Workshop Proceeding*, pp.227~240.
- Perrie, W, and B. Toulany, 1995, Relating Friction Velocity to Spectral Wave

- Parameters, *J. Phys. Oceanogr.*, 25(2), pp.266~279.
- Pierson, W. J. and L. Moskowitz, 1964. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similiarity theory S.A. Kitaigorodskii, *J. Geophys. Res.*, 69(24), pp.5181-5190.
- Phillips, O. M. 1957. The dynamics of the upper ocean, Cambridge University Press, 336pp.
- SethuRaman, S., 1978. Influence of Mean Wind Direction on Sea Surface Wave Development, *J. Phys. Oceanogr.*, 8(5), pp.926~929.
- 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.
- WAMI group, 1988. The WAM model -a third generation ocean wave prediction model, *J. Phys. Oceanogr.*, 18, pp.1775-1810.
- Whitham, B.W., 1974. Linear and nonlinear waves, wiley, New York, 636pp.
- WMO, 1988. Guide to Wave Analysis and Forecasting, No. 702
- WMO, 1998. Guide to Wave Analysis and Forecasting, 2nd ed., No. 702, 159pp.
- Wu, J. 1982. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane, *J. Geophys. Res.*, 87(12), pp.9704-9706.
- Yoshiaki Toba, 1990, Wave Dependence of Sea-Surface Wind Stress, *J. Phys. Oceanogr.*, 20(5), pp. 705-721.
- Young, I. R., S. Hasselmann, and K. Hasselmann, 1987. Computations of Response of a Wave Spectrum to a Sudden Change in Wind Direction, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, pp.1317~1338.

감사의 글

오랜 시간동안 변함없는 관심과 따듯한 조언으로 이끌어 주신 방익찬 교수님께 깊은 감사를 드립니다. 이 논문을 마무리할 수 있도록 세심한 지적을 해주시고 보다 나은 논문이 될 수 있도록 아낌없는 조언을 해주신 윤정수 교수님과 조일형 교수님께도 감사드립니다. 또한 바쁘신 와중에도 본 논문이 완성되도록 충고와 조언을 해주신 남재철 박사님, 윤홍주 교수님께도 깊은 감사를 드립니다.

오랜 시간 끈임없는 지도와 격려를 해주신 고유봉 교수님, 최영찬 교수님께 감사드리며, 아울러 이준백 교수님과 윤석훈 교수님께도 감사드립니다.

이 연구를 할 수 있도록 아낌없는 배려와 끈임없는 자극을 해주신 조주영 과장님께는 더 없는 감사를 드립니다. 그리고 항상 격려를 해주신 홍 윤 국장님, 엄원근 관리관님, 양진관 서기관님, 최홍연 사무관님께도 감사드리며, 관측담당관실 직원 여러분에게도 감사드립니다. 이찬구 사무관님의 많은 격려와 자극에 대해서 감사드립니다.

바쁜 시간을 쪼개면서 허심탄회한 토론과 도움을 준 황승언, 이호만, 장유순씨에게 이 지면을 빌어 고마움을 전하고 싶습니다. 또한 현업의 바쁜 와중에서도 자료 처리에 많은 도움을 준 오희진 씨에게도 고마운 마음을 전하고 싶습니다. 이 분들의 도움과 토론이 없었다면 아마 이 논문의 마무리는 요원했을지도 모릅니다. 멀리 남극에서 추위를 이겨내며 고독을 삼키고 있을 서태건씨에게 이 소식을 전하고 싶습니다. 오랜 기간 같이 근무하였던 해양기상연구실의 윤용훈 실장님 이하 실원들에게도 고마움을 전하고 싶습니다.

따뜻한 남쪽의 고향에서 후배의 마무리를 계속 독려해주신 고기원 형님, 송시대 형님, 그리고 박원배 후배에게 고마움을 전하고 싶습니다.

선배이자 동료로서 격려를 해주신 문재인 선배에게 감사한 마음을 전하고 싶고, 아울러 하고 있는 연구의 좋은 결과를 기대해 봅니다. 또한 잡다한 요구사항들을 불평 없이 도와 준 고희종 후배, 문제홍 후배에게 고맙다는 말을 하고 싶습니다. 그리고 지금은 직업 전선에서 삶의 무게를 느끼고 있는 이재호, 오창훈 등 해양물리연구실 출신의 많은 후배들에게 그 간의 고마움을 전하고 싶습니다. 지금도 연구에 매진하고 있는 오경희, 문정언, 홍창수 후배들에게도 좋은 결실이 있기를 기대해 봅니다.

한 평생 자식 위한 고생과 자식 잘 되기를 바라는 마음으로 가슴조이며 지내고 계신 어머니께 어떤 고마움을 다 할 수 있겠습니까? 다 큰 자식 걱정에 밤잠을 지새우며 걱정과 열려하고 계신 어머니, 아버지께 이 한권의 책을 올리고 싶습니다.

언제나 든든한 버팀목으로 계신 큰 형님과 형수님께 이 작은 선물을 드리고 싶습니다. 어릴때 부터 항상 이끌어 주시고 삶의 길을 가르켜 주신 작은 형님과 형수님, 이제는 아프지 말았으면 하는 누나와 몸이 약한 누나를 보살피는 고마우신 매형, 사연이 많은 동생 태형이와 제수씨에게도 미안하고 고마움을 전합니다. 아울러 장인어른과 장모님께도 고마움과 감사의 말을 전하고 싶습니다.

무슨 말로 고마움을 표현해야할지 모를 아내에게 지금까지 지내온 날보다 앞으로 같이 가야할 길이 더 많은 만큼 우리 두 손 꼭 잡고 같이 가자는 말을 하고 싶습니다.

사랑하는 우리 아들 병철이, 현철이.

항상 건강하고 정정당당하게 커 가기를 바라는 사랑의 마음을 주고 싶고, “친구같은 아빠, 아빠같은 친구”가 되도록 노력하겠다는 약속을 해 봅니다.



제주대학교 중앙도서관
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY