

工學碩士 學位論文

일본근해에 기원한 지진해일이 동해연안의  
수위변동에 미치는 영향의 평가

**Evaluation of Effect on the Sea Water Level of Eastern  
Coast by Tsunami Originated at the Sea near Japan**

指導教授 金 度 三

2007年 8月

韓國海洋大學校 海事産業大學院

土木環境工學科

梁 金 錫

# Evaluation of Effect on the Sea Water Level of Eastern Coast by Tsunami Originated at the Sea near Japan

by  
**Gum Suk Yang**

*Department of Civil and Environment System Engineering  
Graduate School of Maritime Industrial Studies  
Korea Maritime University*

## *ABSTRACT*

The occurrence frequency of undersea earthquakes is rapidly increasing in the world. Also, scale of tsunami generated by undersea earthquakes becomes larger, and it could cause many losses of life as well as badly property damage. Among them, the 2004 Indian Ocean earthquake occurred December 24, 2004 triggered tsunami that occurred about 380,000 people lost, including dead and missing. The Indian Ocean tsunami of December 24, 2004 is the one of the strongest tsunami in history. It can be known the fact that the fault activity is active from occurrence of earthquake and its damage situation. So, the necessity of the research for tsunami caused by earthquake is emphasized and the interest for its dangerousness is increasing in world.

It is judged that the occurrence possibility of tsunami is few even though earthquake occurs in seafloor around Korea. Because undersea earthquake belt along coast of Korea does not exist. However, by strong undersea earthquake caused by

collision of possible boundary between the Eurasian and North American plates at the west coast of Japan, eastern coast of Korea received an enormous effect of powerful tsunami such as 1983 East Sea central region earthquake and 1993 Southwest outside Hokkaido earthquake. Therefore, it is necessary to develop numerical model for considering accurately various transformations, such as dispersion, refraction, diffraction, reflection, suffer shoaling and run-up as it approach shorelines.

In this study, tsunami generated by 1983 East Sea central region earthquake and 1993 Southwest outside of Hokkaido earthquake, which exerted enormous influence on the coast of Korea, is numerically simulated. And, characteristics of tsunami such as variation of water level and propagation time of tsunami are compared with observed data. Also, maximum water level and time variation of water level at each area along eastern coast of Korea are discussed. Seismic gap in fault zone along west coast of Japan, where the earthquake did not occur or the plenty of time elapsed after the earthquake occurs, is having considerable potential energy. In seismic gap, the possibility of earthquake activity is high, and the big damage is forecast due to occurrence of tsunami generated by earthquake. The present study numerically predicts a potential tsunami by various undersea earthquakes having possibility to occur in seismic gap of Japan, and discuss how coast of Korea is affected by potential tsunami.

# 일본근해에 기원한 지진해일이 동해연안의 수위변동에 미치는 영향의 평가

梁 金 錫

韓國海洋大學校 海事産業大學院  
土木環境工學科

## 요 약

세계적으로 지진발생의 빈도가 급증하고, 이와 더불어 발생하는 지진해일의 규모도 커져 막대한 인명 및 재산피해가 야기되고 있다. 이 중에서 2004년 12월 26일에 발생한 인도양 지진해일은 약 38만 여명의 인명피해를 초래한 역사상 최악의 지진해일이었다. 지진발생과 피해상황으로부터 단층활동이 활발한 것을 알 수 있고, 이로 인해 지진해일에 대한 연구의 필요성이 강조되고 있고, 지진해일의 위험성에 대한 관심이 세계적으로 고조되고 있는 추세에 있다.

우리나라 주변에는 지진대가 존재하지 않아 지진이 발생한다고 해도 지진해일이 발생할 가능성은 거의 없는 것으로 판단된다. 그러나 1983년 동해 중부 지진이나 1993년 북해도 남서 외해 지진과 같이 일본 서부지역에는 유라시아판으로 인해 강진이 발생하고, 그에 의해 생성되는 강력한 지진해일에 의해 동해연안이 막대한 영향을 받아왔다. 따라서 해저지형 변동에 따른 파의 굴절, 회절, 반사 및 분산과정과 해안에 가까워지면서 나타나는 천수 및 처오름 등의 현상을 상세히 고려할 수 있는 수치모형개발이 시급한 실정에 있다.

본 연구에서는 먼저 우리나라의 동해연안에 막대한 영향을 미친 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일에 있어서 동해연안

에서의 수위변동, 전파시간 등과 같은 지진해일의 특성을 수치모형실험으로부터 검토하고, 관측치와 비교한다. 또한 지진해일에 의한 동해연안의 각 지점에서 최대수위상승고과 시간에 따른 지진해일고의 변화 등을 비교·검토한다. 그리고 지진이 발생한지 충분한 시간이 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않은 일본 서측연안의 단층대에 위치하는 지진공백역은 상당한 잠재에너지를 가지고 있기 때문에 향후 지진활동이 발생할 가능성이 높으며, 이에 따른 지진해일의 발생으로 큰 피해가 예상되고 있다. 따라서 일본의 지진공백역에서 발생가능한 여러 종류의 지진에 관하여 수치모형실험으로부터 가상적인 지진해일을 예측하고, 우리나라에 어떠한 영향을 미칠 것인지를 검토한다.

# 目 次

ABSTRACT .....	i
요약 .....	iii
目次 .....	v
사진 목차 .....	vii
그림 목차 .....	viii
표 목차 .....	xi
SYMBOL 목차 .....	xii
<b>제1장 서 론 .....</b>	<b>1</b>
1.1 연구의 배경 .....	1
1.2 연구의 목적 .....	4
1.3 연구의 구성 .....	6
<b>제2장 지진해일의 거동특성과 피해사례 .....</b>	<b>7</b>
2.1 피해사례 .....	7
2.1.1 국외피해사례 .....	7
2.1.2 국내피해사례 .....	10
2.2 지진해일의 거동특성 .....	17
<b>제3장 지진해일의 수치시물레이션 .....</b>	<b>23</b>
3.1 서언 .....	23
3.2 기초방정식 .....	24
3.3 유한차분근사 .....	31
3.4 이동경계조건 .....	34

3.5 단층파라미터 .....	36
<b>제4장 수치해석결과 .....</b>	<b>38</b>
4.1 1983년 동해 중부 지진 .....	38
4.1.1 대상영역 및 계산조건 .....	38
4.1.2 수치해석결과 .....	41
4.2 1993년 북해도 남서 외해 지진 .....	49
4.2.1 계산조건 .....	49
4.2.2 수치해석결과 .....	50
4.3 지진공백역에서의 지진 .....	53
4.3.1 계산조건 .....	53
4.3.2 수치해석결과 .....	54
<b>제5장 결 론 .....</b>	<b>58</b>
<b>&lt;참고문헌&gt; .....</b>	<b>61</b>

## 사진 목차

사진-1.1 인도양 지진해일에 의해 인도네시아 Banda Aceh에서 피해상황 .....	1
사진-1.2 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일로 피해를 입은 임원항의 피해사례 .....	2
사진-2.1 인도양 지진해일에 의해 인도네시아에서 발생한 지진해일의 피해사례 .....	8
사진-2.2 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일로 피해를 입은 동해안의 피해사례 .....	14
사진-2.3 1993년 강원도 삼척 정나항에 있어서 지진해일 전후의 수위 .....	15



## 그림 목차

그림-1.1 우리나라 주위의 지진대 .....	4
그림-2.1 지진해일에 관련된 용어 .....	17
그림-2.2 주파수에 따른 파의 분류 .....	18
그림-2.3 1790년~1990년의 기간에 생긴 해일의 발생 원인별의 발생 회수와 그 비율 .....	19
그림-2.4 해저지진에 의한 지진해일의 발생 모식도 .....	19
그림-2.5 천해에서 지진해일의 변형특성 .....	20
그림-2.6 지진해일의 천수변형 .....	21
그림-2.7 지진해일의 굴절변형 .....	21
그림-2.8 Green정리 .....	22
그림-3.1 Leap-frog법에서 변수의 배치 .....	31
그림-3.2 이동경계의 모식도 .....	34
그림-3.3 월류의 모식도 .....	35

그림-3.4 단층의 종류 .....	36
그림-3.5 단층파라미터의 정의 .....	37
그림-3.6 단층운동과 지반 변위의 모식도 .....	37
그림-4.1 지진해일의 수치모형실험에 적용된 계산영역 .....	39
그림-4.2 동해의 수심공간분포 .....	40
그림-4.3 1983년 동해 중부 지진의 지진해일 전파도 .....	42
그림-4.4 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 최대수위분포 .....	43
그림-4.5 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (속초) .....	44
그림-4.6 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (목호) .....	45
그림-4.7 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (포항) .....	46
그림-4.8 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (울산) .....	47

그림-4.9 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (임원) .....	48
그림-4.10 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일의 전파도 .....	51
그림-4.11 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일에 있어서 최대수위분포 .....	51
그림-4.12 1993년 북해도 남서 외해 지진해일에 있어서 수위변동의 비교 .....	52
그림-4.13 지진공백역의 지진에 의한 지진해일의 전파도 .....	55
그림-4.14 지진공백역의 지진에 의한 지진해일에 있어서 최대수위분포 .....	57

## 표 목차

표-2.1 많은 피해를 발생시킨 지진 .....	9
표-2.2 동해안 주요 항구에서 제 1파의 도달시각 및 지진해일의 특성 .....	10
표-2.3 동해안 주요 항구의 제 1파 도착시각 및 해일의 특성 .....	15
표-2.4 근래에 우리나라 연안에서 발생한 지진 .....	16
표-4.1 계산조건 .....	38
표-4.2 Aida(1984)의 단층파라미터 .....	40
표-4.3 Tada(1984)의 단층파라미터 .....	40
표-4.4 Tanaka(1984)의 단층파라미터 .....	41
표-4.5 Satake(1985)의 단층파라미터 .....	41
표-4.6 Takahashi et al.(1994)의 단층파라미터 .....	49
표-4.7 지진공백역(Ichikawa, 1994; Tohoku university, 1995)의 단층파라미터 .....	53
표-4.8 지진공백역에 의한 지진해일에 있어서 최저 및 최고수위 .....	57

## SYMBOL 목차

$A_h$	수평 와동점성계수
$A_v$	연직 와동점성계수
$b$	만의 폭
$C$	위상의 전파속도
$D$	전수심 ( $h+n$ )
$\delta$	단층면의 경사각
$n$	지진해일에 의한 수면변위
$g$	중력가속도
$H$	수위
$H$	지표면에서 진원까지의 거리
$h$	수심
$L$	단층의 길이
$\lambda$	단층의 미끌어지는 방향
$\lambda_i$	풍상차분에서 주어지는 계수
$M$	$x$ 방향의 유량
$Q$	월류 유량
$N$	$y$ 방향의 유량
$n_n$	manning의 조도계수
$v_i$	풍상차분에서 주어지는 계수
$p$	압력
$\rho_w$	해수의 밀도
$t$	시간
$\tau_x$	해저에서 $x$ 방향으로 전단력
$\tau_y$	해저에서 $y$ 방향으로 전단력

$\theta$	단층의 주향방향
$U$	$x$ 방향의 해저에서 해면까지 평균유속성분
$u$	$x$ 방향의 유속성분
$u'$	단층의 엇갈리는 량
$V$	$y$ 방향의 해저에서 해면까지 평균유속성분
$v$	$y$ 방향의 유속성분
$W$	단층의 폭
$\Delta x$	수평방향의 격자간격
$\Delta z$	연직방향의 격자간격

# 제1장 서론

## 1.1 연구의 배경

세계적으로 지진발생의 빈도가 급증하고 여러 나라에서 지진에 의한 피해가 다수 보고되고 있다. 이 중에서 1883년 8월 28일 인도네시아 Sunda해협에서 Krakatoa섬의 화산 폭발로 인한 지진해일이 발생하여 36,000명이 사망하였고, 1946년 4월 1일 알류산열도에서 발생한 지진해일은 높이가 30m에 달하였으며, 이로 인하여 하와이에도 많은 피해를 입었다. 1960년 5월 22일 칠레에서 발생한 지진해일은 Valowa, Mehuin 및 Isla Mocha 지방에 많은 피해를 입혔으며, 태평양을 전파하여 일본을 비롯한 태평양 연안국가에도 피해를 입혔다. 1964년 3월 27일 Prince William Sound에서 지진해일이 발생하여 알래스카, 캐나다, 미국 서해안 및 하와이에 많은 인명 및 재산피해를 발생시켰으며(한국전력공사 기술연구원, 1991), 2004년 12월 26일에 발생한 인도양 지진해일은 약 38만 여명의 인명피해를 초래한 역사상 최악의 지진해일이었으며, 그 피해상황의 일례를 사진-1.1에 나타내었다.

이상과 같은 지진해일의 발생과 피해상황으로부터 단층활동이 활발한 것을 알 수 있고, 따라서 이로 인한 지진해일의 발생빈도도 증가할 것으로 예측되므로 지진해일에 대한 연구의 필요성이 강조되고 있고, 더불어 지진해일의 위험성에 대한 관심이 세계적으로 고조되고 있는 추세에 있다.



(a) 피해 전

(b) 피해 후

사진-1.1 인도양 지진해일에 의해 인도네시아 Banda Aceh에서 피해상황

지진해일은 태평양 연안을 따라 존재하는 환태평양 지진대에서 발생하는 해저지진에 의한 경우가 대부분이다(Gonzalez, 1999). 일본 북해도 연안을 따라 남북방향으로 길게 발달된 지진대로부터 발생하는 지진해일은 일본의 해안에 치명적인 피해를 입혀왔으며, 동해를 지나 우리나라의 동해안에 전파되어 인명 및 재산피해가 발생되고 있다. 이 중에서 1964년 6월 10일 일본 니가타 외해에서 발생한 리히터 규모 7.5의 강진에 의해 지진해일이 발생하였고, 이로 인하여 일본에서 476명의 인명피해 및 재산피해가 발생하였다. 그러나 이 지진해일은 우리나라에는 피해를 주지 않을 것으로 보고되고 있다(추교승, 1987). 그리고 1983년 5월 26일 일본 아키타 전면 해역에서 발생한 리히터 규모 7.7의 동해 중부 지진에 의해 발생한 지진해일은 일본에서 400여명의 인명피해와 5,000여채의 가옥이 파손되는 재산피해를 발생시켰고, 우리나라에서도 약 3억 7,000여만원의 재산피해와 5명의 인명피해를 입었다. 1993년 7월 12일 일본 북해도 남서 외해에서 발생한 리히터 규모 7.8의 일본 북해도 남서 외해 지진은 일본에서 500여명의 인명피해와 막대한 재산피해를 나았으며, 우리나라에도 많은 재산피해를 주었다. 전술한 두 지진해일을 비교해 보면 1993년 지진의 규모가 1983년 지진보다 더 컸으나, 우리나라 동해안에 미친 영향은 오히려 적은 것으로 보고되고 있다(국립방재연구소, 1998). 사진-1.2는 1983년 동해 중부 지진에 의해 발생한 지진해일에 의해서 임원항 방파제 위로 올라간 어선의 사진을 보여준다(吳林象 등, 1993).



사진-1.2 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일로 피해를 입은 임원항의 피해사례



이상에서와 같이 일본의 연안에 기인하는 지진으로 우리나라의 동해연안에 미치는 지진해일의 구조를 면밀히 분석하고, 동시에 금후 내습할 수 있는 지진해일의 영향을 정확히 예측하기 위해서는 해저지형 변동에 따른 지진해일의 굴절, 회절, 반사 및 분산과정과 해안에 가까워지면서 나타나는 천수 및 처오름 등의 현상을 상세히 고려할 수 있는 수치모형개발이 시급한 실정에 있다. 그리고 이로부터 얻어지는 결과들은 동해안을 위시한 국내 연안에서 원자력 및 화력발전소의 부지고의 결정, 해안 및 항만구조물의 내파설계와 연안방재의 계획 및 정책 등에 주요한 자료로 활용될 수 있다.

## 1.2 연구의 목적

전술한 바와 같이 세계적으로 지진의 발생빈도가 증가 일로에 있고, 이와 더불어 발생하는 지진해일의 규모도 커져 막대한 인명 및 재산피해를 야기시키는 실정이다. 그림 -1.1에서 보는 바와 같이 우리나라 주변에는 지진대가 존재하지 않아 지진이 발생한다고 해도 지진해일이 발생할 가능성은 거의 없는 것으로 판단된다. 그러나 앞서 살펴본 1983년 동해 중부 지진이나 1993년 북해도 남서 외해 지진과 같이 일본 서부지역에는 유라시아판으로 인해 강진이 발생하고, 그에 의해 생성되는 강력한 지진해일에 의해 동해연안이 막대한 영향을 받아왔다.

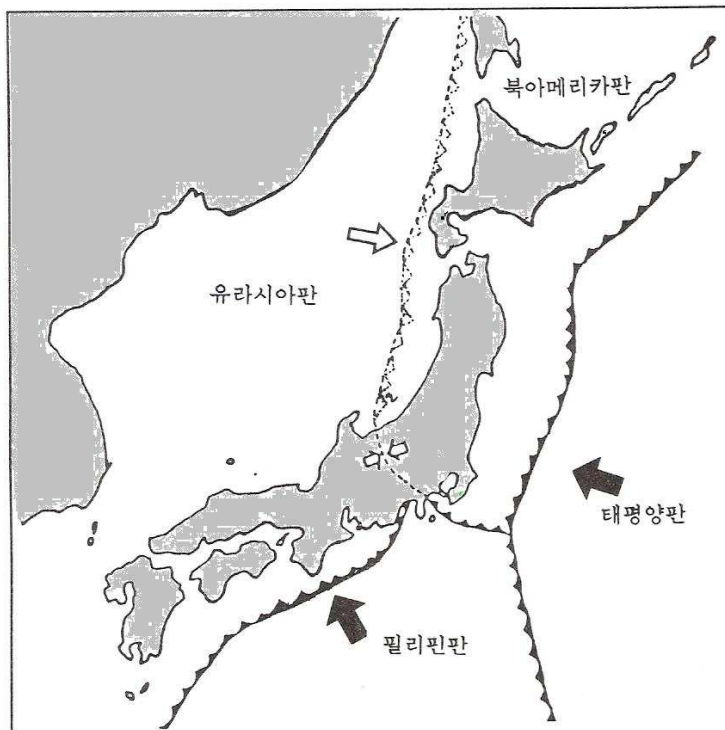


그림-1.1 우리나라 주위의 지진대

본 연구에서는 먼저 우리나라의 동해연안에 막대한 영향을 미친 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일에 있어서 동해연안에서의 수위변동, 전파시간 등과 같은 지진해일의 특성을 수치모형실험으로부터 검토하고, 관측치와

비교한다. 또한 지진해일에 의한 동해연안의 각 지점에서 최대수위상승고과 시간에 따른 지진해일고의 변화 등을 비교·검토한다. 그리고 지진이 발생한지 충분한 시간이 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않은 일본 서측연안의 단층대에 위치하는 지진공백역은 상당한 잠재에너지를 가지고 있기 때문에 향후 지진활동이 발생할 가능성이 높으며, 이에 따른 지진해일의 발생으로 큰 피해가 예상되고 있다. 따라서 일본의 지진공백역에서 발생가능한 여러 종류의 지진에 관하여 수치모형실험으로부터 가상적인 지진해일을 예측하고, 우리나라에 어떠한 영향을 미칠 것인지를 검토한다.

### 1.3 연구의 구성

본 연구는 총 5장으로 구성되며, 각 장에서 기술되는 내용은 다음과 같다.

제1장에서는 본 연구의 배경이 되는 국내·외에서 발생하여 많은 피해를 입힌 지진과 지진해일에 대해 그 경향 및 피해사례 등에 대해 알아보고, 본 연구의 목적에 대해 간략히 요약하며, 다음으로 본 연구의 구성에 대해 간단히 기술한다.

제2장에서는 최근에 가장 많은 인명 및 재산피해를 발생시킨 인도양 지진해일에 대해서 피해사례와 경향 등을 살펴보고, 일본에서 발생하여 우리나라의 동해연안에 큰 영향을 미친 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진의 피해사례와 경향에 대해 서술한다. 그리고 지진해일의 거동특성에 대해 기술한다.

제3장에서는 지진해일의 수치해석에 대한 기존의 연구에 대해 살펴보고, 수치모형실험을 수행하기 위하여 본 연구에서 제안하는 지진해일모델의 기초방정식, 차분식 및 단층파라미터 등 수치해석을 수행함에 있어서 필요한 전반적인 사항을 기술한다.

제4장에서는 본 연구에서 제안하는 모델을 바탕으로 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 대해서 수치모형실험의 결과와 관측치와의 비교·검토를 수행하고, 지진공백역에서 발생가능한 여러 지진에 대한 수치모형실험을 수행하여 그 결과를 제시한다.

제5장에서는 이상으로부터 도출된 중요한 사항을 요약하여 본 연구의 결론으로 하고, 향후 해결과제에 대해서 기술한다.

마지막으로 본 연구에 있어서 참고하고 인용한 주요한 문헌을 제시한다.

## 제2장 지진해일의 거동특성과 피해사례

### 2.1 피해사례

#### 2.1.1 국외피해사례

인도네시아 수마트라 섬 서부해안에서 2004년 12월 26일 오전 7시 59분(현지 시간) 리히터 규모 9.0의 강력한 지진(북위 3.30°, 동경 95.96°)이 발생한 데 이어 동남아시아 일대에서 10여 차례의 여진과 지진해일(인도양 지진해일)이 이어져 사망자 283,106명, 실종자 14,100명이 발생하였고, 지진해일(최대높이 17m)로 인하여 인도네시아는 물론 주변 태국, 인도, 스리랑카, 몰디브, 동아프리카 해안까지 엄청난 피해를 입었다. 이는 20세기 이후 발생한 지진 대참사 중 세 번째 규모(1976년 중국 탕산 대지진의 24만 2000명, 1920년 중국 간쑤 대지진의 18만 명)에 해당할 정도로 엄청난 파괴력을 가졌다. 대참사의 충격이 채 가시지도 않은 2005년 3월 28일에도 진도 8.7의 지진의 발생으로 600여 명의 사망자가 발생했고, 4월 17일에도 수마트라섬에서 220km 떨어진 해저에서 진도 6.3의 지진이 발생했다. 인도네시아 지방에서 지진과 그에 따른 지진해일이 빈발하는 것은 인도네시아의 수마트라, 자바 섬 등이 지질학적인 판구조론상으로 불안정한 유라시아 대륙판과 인도-오스트레일리아 대양판이 충돌하는 지진·화산대 위에 위치하고 있기 때문이다.

일반적으로 지진해일의 파동은 심해에서는 파장과 비교하여 파고가 작아 눈에 잘 띄지 않지만, 해안에 도달하면 그 파고가 수심과 같아지고, 파도의 산이 무너지며 벽 모양이 되어 밀려오면서 해안을 내습하여 큰 피해를 입힌다. 지진해일이 만내에 들어오면 파고가 갑자기 커지게 되며, 특히 리아스식 해안에서는 이 경향이 뚜렷하다. 사진-2.1은 인도네시아 Banda Aceh 지역에서 지진해일에 의한 피해상황을 보여주고 있으며, 표-2.1에 최근 약 100여년 동안 많은 재산 및 인명 피해를 야기시켰던 지진들을 나타낸다.



(a) 육상으로 밀려 올라온 바지선



(c) 표류물



(b) 건물 위로 올라간 선박



(d) 건물들이 파괴되고 남은 잔해

사진-21 인도양 지진해일에 의해 인도네시아에서 발생한 지진해일의 피해사례

표-2.1 많은 피해를 발생시킨 지진

발생일	진 양	지 역	규모	사망자(명)	비교
2005.10.08	34.44°N 73.60E	파키스탄 북부 지역	7.6	86,000	69,000명 부상
2004.12.26	3.30N 95.96E	인도네시아 수마트라	9.0	283,106	14,100명 실종
2003.12.26	29.0N 58.3E	이란 남부 지역	6.6	31,000	30,000명 부상
2001.01.26	23.4N 70.2E	인도 구자라트	7.7	20,085	
1999.08.17	40.7N 30.0E	터키 이즈밋	7.4	15,657	27,233명 부상
1990.06.20	37.0N 49.4E	이란 Rasht	7.7	45,000	60,000명 이상 부상
1988.12.07	41.0N 44.2E	아르메니아 (구소련)	6.8	25,000	19,000명 부상 500,000명 이재민
1978.09.16		이란 Tabas	7.7	15,000	
1976.07.27		중국 Tangshan	7.6	242,000	
1976.02.04		과테말라	7.9	22,000	
1970.05.31		페루	7.8	66,000	
1968.08.31		이란	7.4	11,600	
1962.09.01		이란 Qazvin	7.3	14,000	
1960.02.29		모로코 Agadir	5.9	14,000	
1939.12.27		터 키 Erzincan	8.0	23,000	
1939.01.24		칠레 Chillan	7.8	30,000	
1935.05.31		파키스탄 Quetta	7.5	60,000	
1932.12.26		중국 Kansu	7.6	70,000	
1923.09.01		일본 Kanto	8.2	143,000	
1920.12.16		중국 Kansu	8.5	180,000	
1915.01.13		이탈리아 Avezzano	7.0	30,000	
1908.12.28		이탈리아 Messina	7.5	120,000	

## 2.1.2 국내피해사례

우리나라는 태평양에서 발생한 지진해일의 경우 일본이 가로막고 있어 직접 영향을 받지 않고 있으나, 일본의 서해안에서 지진해일이 일어날 경우 우리나라 동해안에서도 큰 피해를 입을 수 있다.

우리나라에 영향을 미친 대표적인 지진해일은 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의해 발생한 것이다. 1983년에 발생한 일본의 아키타현 중부지진(리히터 규모 7.7)에 의한 지진해일은 우리나라와 일본은 물론 러시아에도 영향을 주었다. 이 때의 최대파고는 일본 아키타현 북측에서 14.93m를 기록하였으며, 검조소에 기록된 자료를 따르면 한국에서 지진해일이 가장 높게 기록된 곳은 울릉도의 서북해안의 현포동으로 3~5m에 달하는 지진해일이 도달하였다. 또한 동해안에서도 묵호 3.9m 이상, 속초 1.56m, 포항 0.62m의 수위상승을 나타내었다. 동해안에서 최대의 피해지는 임원항으로 울릉도행의 쾌속선 터미널의 벽면에 명확한 침수흔적이 남아 해수가 3.6~4.0m 높이만큼 침수되었음이 확인되었다(국립방재연구소, 1998).

동해 중부 지진에 의한 지진해일로 동해연안에서 약 3억 7,000여만원(원덕항 2억 4,300여만원, 삼척항 9,300여만원, 울릉도 2,100여만원, 울진 600여만원 등)의 재산피해를 입었고, 인명피해 5명(사망 1명, 실종 2명, 부상 2명) 및 이재민 405명, 건물피해 44동(전파 1동, 소파 22동, 침수 21동)이 발생하였고, 그리고 81척(전파 47척, 반파 34척)의 선박피해와 62동의 시설물 피해가 보고되었다(국립방재연구소, 1998).

다음의 표-2.2는 1983년 동해 중부 지진에 의해 발생한 지진해일이 동해안 주요 항구에 도달한 제 1파의 도달시각 및 해일의 특성을 나타낸다.

표-2.2 동해안 주요 항구에서 제 1파의 도달시각 및 지진해일의 특성

지명	제 1파의 도달시간(시간)	최대파고/평균수면높이	주기	지속시간
울릉도	13시 17분 (77분)	136cm / 80cm	12분	큰 수위변동 : 3~5시간, 전체 24시간 이상
묵호	13시 35분 (95분)	200cm이상 / 150cm이상	14분	
속초	13시 43분 (103분)	156cm / 123cm	13분	
포항	13시 52분 (112분)	60cm / 52cm	8분	



사진-2.2는 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일로부터 발생한 피해사례를 보여준다(吳林象 등, 1993). 사진-2.2(a)는 지진해일로 인하여 수위가 상승하였을 때의 속초 검조소 주위의 사진이고, 사진-2.2(b)는 수위가 하강하였을 때의 속초 검조소 주위의 사진이다. 사진-2.2(c)는 강원도 동해시의 묵호 검조소에서 지진해일로 인해 수위가 상승했을 때의 사진으로, 최고수위가 되었을 때에는 화살표까지 젖은 흔적이 남아 있다. 사진-2.2(d)는 수위가 내려갔을 때의 검조소 주위 사진이며, 화살표는 최대수위의 위치이다. 사진-2.2(e)는 강원도 삼척군 원덕읍 임원리의 항구에 있는 삼원횃집의 사진으로 입구 처마 있는 곳(오른쪽 점선부분)까지 해수가 상승하였다. 사진-2.2(f)는 임원천을 역상하는 지진해일의 모습과 현재의 모습을 나타내고 있다. 사진-2.2(g)는 해일에 의해 시가지로 어선이 밀려 올라간 모습과 주변 건물의 모습을 나타내고 있고, 사진-2.2(h)는 임원리에 설치된 130,000리터 연료탱크가 콘크리트로 된 기초(사진 오른쪽 아래)로부터 밀려가서 도로 전신주 뒤까지 이동한 것을 보여주는 모습이다. 사진-2.2(i)는 해일에 의해 시가지로 어선이 밀려 올라간 사진이며, 사진-2.2(j)와 (k)는 지진해일에 의한 피해를 입은 후 임원항의 모습이다.



(a) 수위 상승 시 속초 검조소



(b) 수위 하강 시 속초 검조소



(c) 수위 상승 시 목호 검조소



(d) 수위 하강 시 목호 검조소



(e) 삼원희집의 침수 흔적



(f) 임원천을 역상하는 지진해일(우측사진은 현재모습)



(g) 지진해일에 의해 내륙으로 이동된 선박(우측사진은 건물의 현재모습)



(h) 연료탱크의 이동

(i) 내륙으로 이동된 선박



(j) 피해 후 임원항의 모습



(k) 임원항의 피해 후 모습

사진-2.2 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일로 피해를 입은 동해안의 피해사례

1993년 7월 12일 밤 10시 17분에 일본 북해도 남서 외해에서 발생한 지진(리히터 규모 7.8)에 의한 해일은 오키시리섬의 서안에 위치한 모나이에서 31m의 금세기 최고의 run-up을 기록하였으며, 이로 인해 일본에서 185명의 사상자가 발생하였지만, 우리나라에서는 인명피해는 없었고, 어선 33척의 재산피해를 입었다(국립방재연구소, 1998). 피해가 상대적으로 적었던 것은 많은 어선이 야간 오징어잡이를 위해 먼 바다로 나갔기 때문이기도 하지만, 1983년 일본 동해 중부 지진의 지진해일과 달리 기상청에서 22시 50분에 지진해일 특보를 발표하여 신속한 지진해일 대비업무를 수행하였기 때문에 인명피해는 없었으며 재산피해도 줄일 수 있었다고 판단된다. 피해 상황으로는 어망/어구 3,000여통, 선박 35척(소형) 및 시설물 등 약 3억 9,000여만원의 재산피해가 있었으나 인명피해는 없었다.

동해안에서 관측된 파고는 죽변항 위쪽에 위치한 부구에서 2.56m로 가장 높았고, 임원항에서 2.39m, 남매항에서 2.26m이었다. 지진발생 후 우리나라 동해안에 1시간 30분~3시간 동안 10분 주기로 지진해일이 밀려와 많은 피해를 주었고, 울릉도와 속초시 대포항, 장사항의 어선침몰을 비롯하여 동해, 삼척, 임원항에 이르는 강원도와 경상북도 동해안 일원에 최대 2~3m의 지진해일이 발생하였다.

사진-2.3은 1993년 강원도 삼척 정나항에 지진해일 발생 전의 수위와 해일발생 후의 수위가 상승한 모습을 보여준다. 그리고 다음의 표-2.3은 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의해 발생한 지진해일이 동해안 주요 항구에 도달한 제 1파의 도달시각 및 지진해일의 특성을 나타내고, 표-2.4에 근래에 우리나라 연안에서 발생한 지진을 나타낸다.



(a) 지진해일 발생 전 (b) 지진해일 발생 후  
 사진-2.3 1993년 강원도 삼척 정나항에 있어서 지진해일 전후의 수위

표-2.3 동해안 주요 항구의 제 1파 도착시각 및 해일의 특성

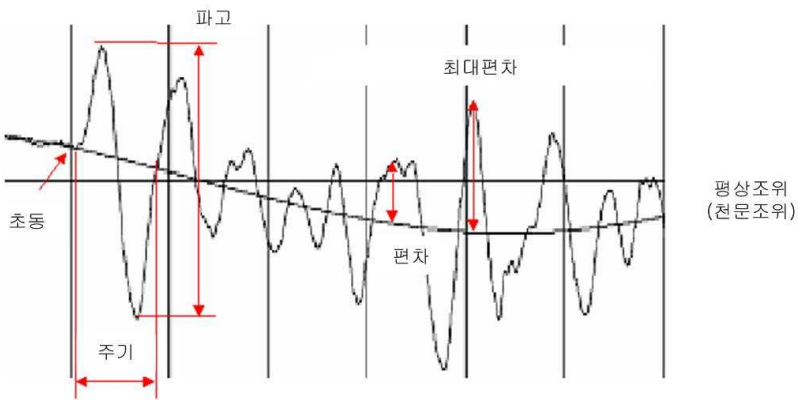
지명	제 1파의 도달시간(시간)	최대파고/평균수면높이	주기	지속시간
울릉도	23시 47분 (90분)	119cm/89cm	10분	큰 수위변동 : 2~4시간, 전체 24시간 이상
속초	00시 00분 (103분)	203cm이상/130cm이상	10분	
동해	00시 09분 (112분)	276cm/213cm	6분	
포항	01시 18분 (181분)	92cm/76cm	8분	

표-2.4 근래에 우리나라 연안에서 발생한 지진

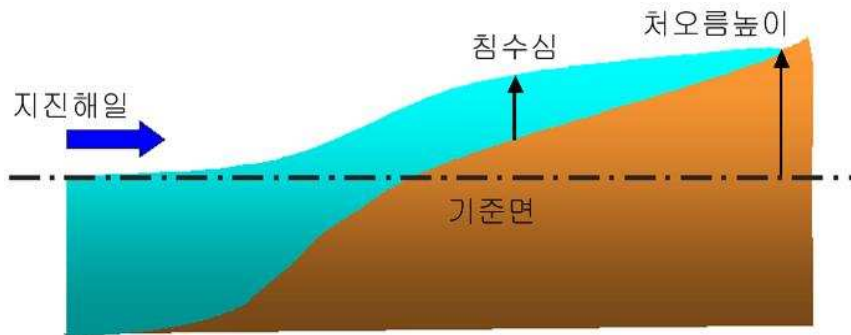
진앙일	규모	지진명	위치
2004년 05월 29일	5.2	울진 해역 지진	경북 울진 동쪽 약 80km 해역
2003년 03월 30일	5.0	백령도 해역 지진	인천광역시 백령도 서남서쪽 약 80km 해역
2003년 03월 23일	4.9	홍도 해역 지진	전라남도 홍도 북서쪽 약 50km 해역
2001년 11월 24일	4.1	울진 해역 지진	경상북도 울진 동남동쪽 약 50km 해역
1999년 01월 11일	4.2	속초 해역 지진	강원도 속초시 북동쪽 약 15km 해역
1997년 06월 26일	4.2	경주 해역 지진	경상북도 경주 남동쪽 9km 지역
1996년 12월 13일	4.5	영월 지진	강원도 영월 동쪽 약 20Km 지역
1996년 01월 24일	4.2	양양 해역 지진	강원도 양양 동쪽 약 80km 해역
1995년 07월 24일	4.2	백령도 해역 지진	서해 백령도 북서쪽 약 30km 해역
1994년 07월 26일	4.9	홍도 해역 지진	전라남도 홍도 서북서쪽 100km 해역
1994년 04월 23일	4.5	울산 해역 지진	경상남도 울산 남동쪽 약 175km 해역
1994년 04월 22일	4.6	울산 해역 지진	경상남도 울산 남동쪽 약 175km 해역
1992년 12월 13일	4.0	울산 해역 지진	경상남도 울산 동남동쪽 약 70km 해역
1992년 01월 21일	4.0	울산 해역 지진	경상남도 울산 남동쪽 약 50km 해역
1985년 06월 25일	4.0	영흥도 해역 지진	서해중부 영흥도 부근 해역
1982년 08월 29일	4.0	덕전도 해역 지진	서해중부 덕적군도 서쪽 해역
1982년 03월 01일	4.7	울진 해역 지진	경상북도 울진 북동쪽 약 45km 해역
1982년 02월 14일	4.5	사리원 지진	황해도 사리원 남서부 지역
1981년 04월 15일	4.8	포항 해역 지진	경상북도 포항 동쪽 약 65km 해역
1980년 01월 08일	5.3	의주 지진	평안북도 서부 의주-삭주-귀성 지역
1978년 11월 23일	4.6	재령 지진	황해도 재령지역
1978년 10월 07일	5.0	홍성 지진	충청남도 홍성읍
1978년 09월 16일	5.2	속리산 지진	충청북도 속리산 부근 지역

## 2.2 지진해일의 거동특성

지진해일(tsunami)은 해저지진이나 해저지반의 sliding, 해저화산활동 등으로 말미암아 지층의 수직이동(단층활동)으로 생기는 대단히 긴 주기를 갖는 해양파를 말한다. 지진해일은 만이나 항구에서 상당한 수위상승 또는 진동을 유발시켜 해안지역을 침수시키거나 해안 및 항만구조물에 심각한 피해를 준다. 그림-2.1에 지진해일에 있어서 진동폭을 정의하고 있다. 그리고 그림-2.2에 주파수에 따른 파의 분류, 에너지 및 기동력 등을 나타내고 있다.



(a) 조위와 편차



(b) 침수심과 처오름높이

그림-2.1 지진해일에 관련된 용어

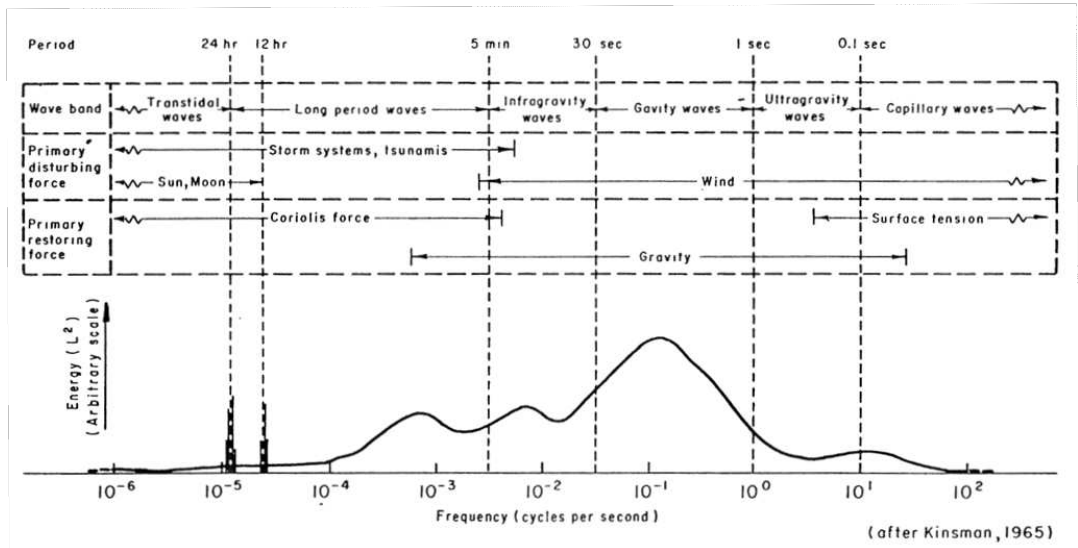


그림-2.2 주파수에 따른 파의 분류

지진해일의 발생원인은 암석권에 있는 판(plate)의 움직임에 있으며, 직접 지진을 일으키기도 하고, 다른 형태의 지진 에너지를 제공하기도 한다.

판을 움직이는 힘은 다양한 형태로 나타날 수 있으며, 침강지역에서 판이 암석권 밑의 상부맨틀에 비해 차고 무겁기 때문에 이를 뚫고 들어가려는 힘, 상부 맨틀 밑에서 판이 상승하여 분리되거나 좌우로 넓어지려는 힘, 지구내부의 열대류에 의해 상부맨틀이 판의 밑부분을 끌고 이동하는 힘이 있지만 이것들이 어느 정도의 비율로 작용하는지는 정확히 알 수는 없다. 암석권(lithosphere)은 지표에서 100km 정도 두께의 딱딱한 층이며, 그 밑에는 암석권에 비해 덜 딱딱하고 온도도 높아 쉽게 변형될 수 있는 상부 맨틀층이 존재하고, 지진이 일어날 수 있는 깊이의 한계는 지표로부터 약 700km이다.

해저지반이 연직방향으로 변위를 일으키면 그 위에 놓여진 해수는 수평방향으로는 이동할 시간도 없이 같은 방향인 연직방향으로 변위가 생기고 주위와 수위차를 갖게 된다. 수면변위는 다시 중력에 의해 반복적으로 상하운동을 하면서 대양으로 전파된다. 대양에서 지진해일이 발생하기 위한 전제조건은 규모 7.0 이상의 대형 지진이 수심 1,000m 이상의 해저면에서 발생하여야 하는 것으로 알려져 있다(국립방재연구소, 1998).

전술한 바와 같이 지진해일의 발생 원인으로는 해저지진에 의한 해저면의 융기·침강, 화산분화, 해저 sliding, 연안지역에 있어서의 절벽붕괴, 운석의 낙하 등이 있다. 그림-2.3은 지진해일의 발생원인별 발생횟수와 비율을 나타낸 것으로, 지진에 의한 발생비율이



가장 높으며, 화산폭발과 해저 sliding의 순으로 많이 발생한 것을 알 수 있다. 그리고 그림-2.4는 해저지진에 의한 지진해일의 발생 모식도를 나타내고 있다.

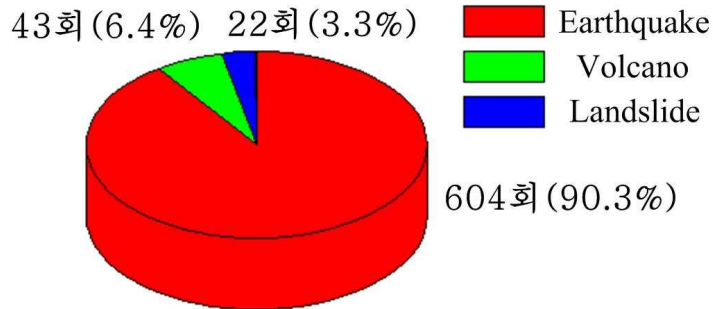


그림-2.3 1790년~1990년의 기간에 생긴 해일의 발생 원인별의 발생 회수와 그 비율

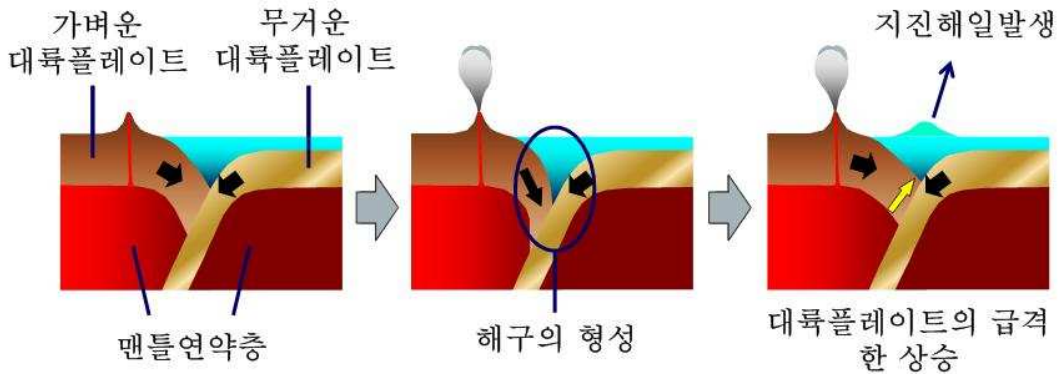


그림-2.4 해저지진에 의한 지진해일의 발생 모식도

이상과 같이 발생된 지진해일은 연안에 가까워짐에 따라 천수, 굴절, 반사, 회절, 공진(부진동) 등에 의해 변형되며, 그림-2.5에 이러한 지진해일의 변형특성을 나타내고 있다.

지진해일이 발생하는 해역의 수심이 1,000m 이상인 경우 대부분 심해에 해당하며, 심해를 횡단하는 중의 지진해일은 파고의 증폭은 없고, 지진해일의 전파속도는  $C = \sqrt{gh}$ 로 수심에 비례하여 전파된다(여기서  $C$ 는 위상전파속도,  $g$ 는 중력가속도,  $h$ 는 수심). 지진해일이 천해에 도달하면 파장이 감소하고 일반적으로 파고는 높아진다. 이 때의 해일의 높이는 천수효과(그림-2.6)에 의해  $h^{1/4}$ 에 반비례하여 증폭되고, 굴절(그림-2.7)에 의

해  $b^{1/2}$ 에 반비례하여 증폭된다. 이의 관계가 Green정리(그림-2.8)로 알려져 있고, 다음의 식(2.1)로 주어진다.

$$\frac{H_2}{H_1} = \frac{1}{\left(\frac{b_2}{b_1}\right)^{1/2} \left(\frac{h_2}{h_1}\right)^{1/4}} \quad (2.1)$$

식(2.1)에 따르면 수심의 감소가 1/10배 되면 파고는 1.8배 증가되며, 폭이 1/10배 감소되면 파고는 3.2배 증가하게 된다. 풍파와는 달리 지진해일의 파장은 수 십 km에 이르기 때문에 지진해일이 파원을 출발하여 해안에 접근하면서 수 십 km나 되는 파동의 선단부가 천해역에 도달했을 때에 그 후단은 아직 심해역에 위치하고 있는 경우가 많다. 장파의 전달속도가 수심의 함수이기 때문에 연안에 접근하는 해일의 선단은 진행이 지체되고 후단이 빠르게 진행되어 그 사이에서 응축된 에너지가 높은 파고로 전환되게 된다.

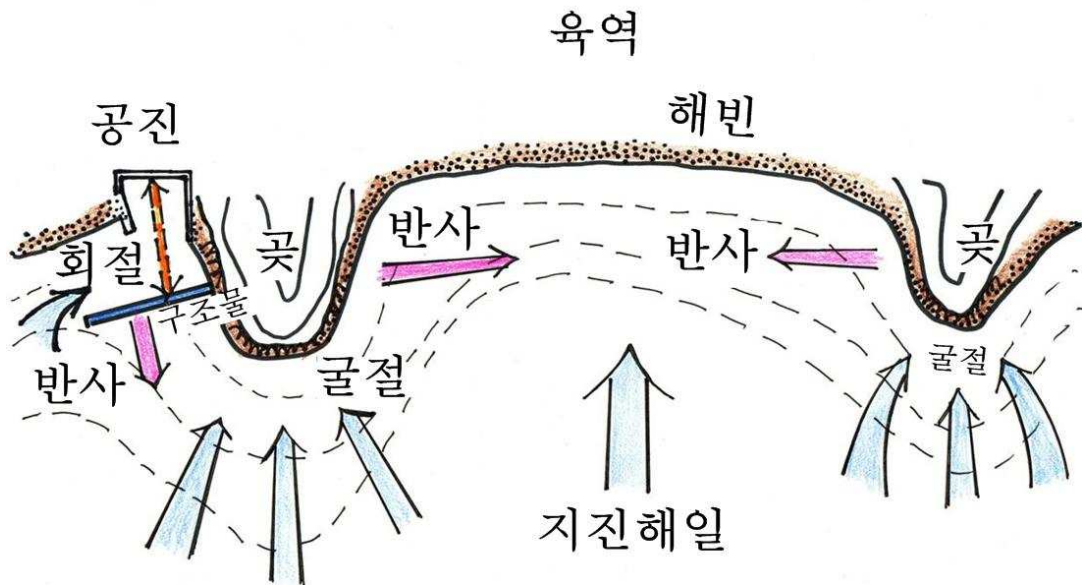


그림-2.5 천해에서 지진해일의 변형특성

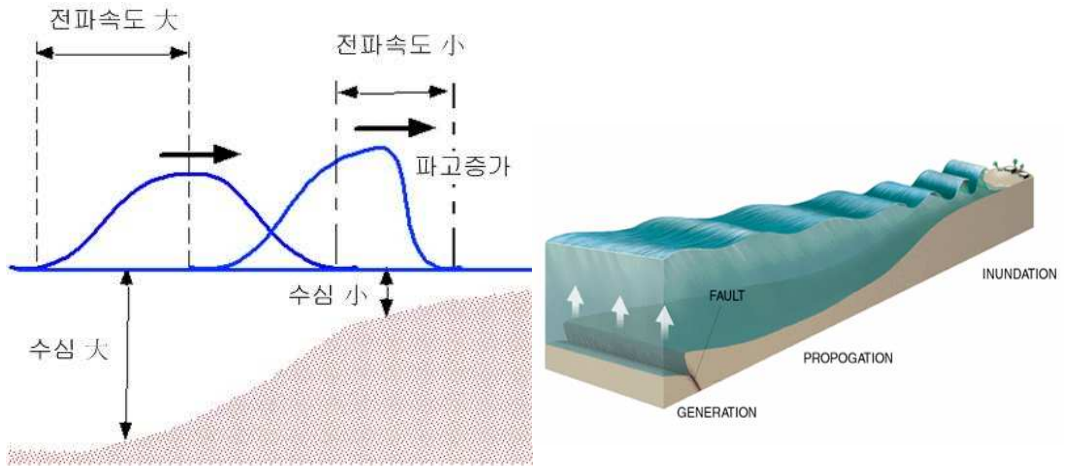


그림-2.6 지진해일의 천수변형

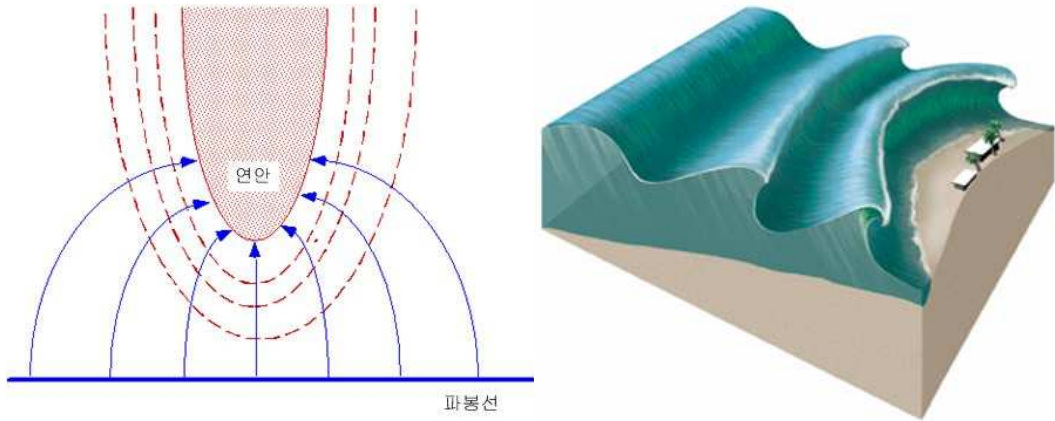


그림-2.7 지진해일의 굴절변형

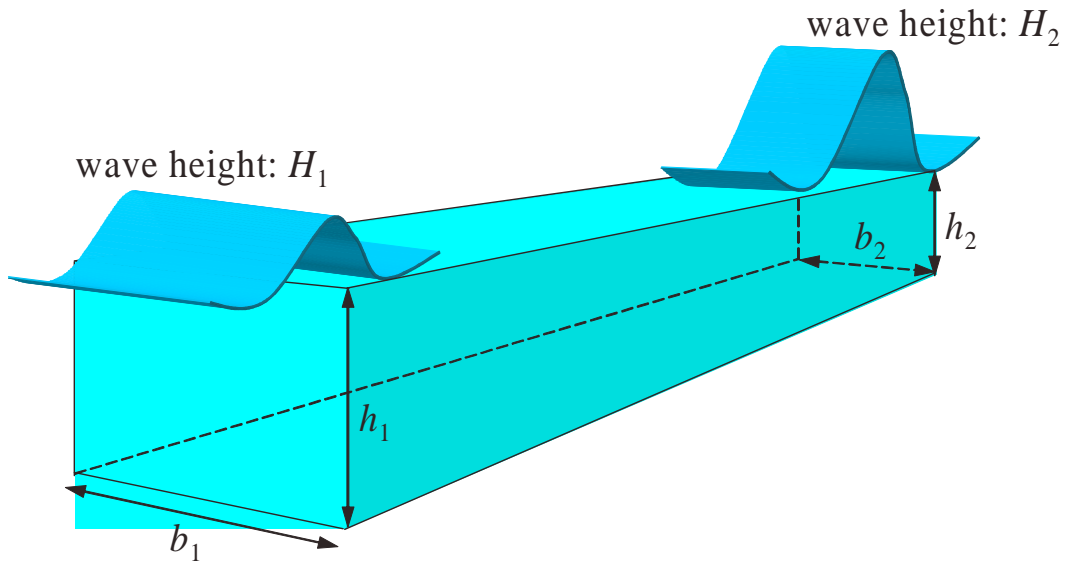


그림-2.8 Green 정리

해안에 도달한 지진해일의 선단이 가파르게 증폭되는 전경화현상이 발생하면 그 전면의 수위와는 층을 이루게 된다. 일반적인 풍파의 경우 전경화가 일어나 산이 형성되어도 그 배면의 수위는 낮아지게 되나, 지진해일은 주기가 충분히 길기 때문에 전경화된 부분의 배면은 수위가 하강하지 않고 선단을 경계로 수위에 계단을 형성하게 된다. 이러한 파동을 단파라 한다.

쇄파형 단파는 전경화된 파의 전면이 파도처럼 되는 경우이며, 이 원리는 천해역에서 파의 진행속도에 비해 물입자가 진행하는 속도 즉, 관성이 크기 때문이다. 쇄파가 발생하여도 파고는 거의 일정하게 유지된다. 쇄파되지 않고 단파 선단으로부터 단주기의 파군이 발생하는 경우를 파상 단파라 한다.

단파의 배후에서 파동은 상하로 원운동을 하면서 산을 형성하게 된다. 위로 볼록한 원운동을 하면서 해면을 상승시키고 배후로 돌아갈 때는 다시 아래로 볼록한 원운동을 하면서 해면이 하강한다. 이러한 원운동 가운데 원심력에 의해 산은 점차 높아지고 곡은 낮아지게 된다. 곡률이 클수록 원심력 효과는 커지게 되는 현상을 파의 곡률효과라 한다. 또한, 이러한 과정 속에서 단주기의 파 성분이 점차 분리되어 나가며, 이를 천해역에서의 파동분산현상이라 한다.

## 제3장 지진해일의 수치시물레이션

### 3.1 서언

지진해일의 수치시물레이션에 관한 연구는 지진해일의 피해를 자주 입는 하와이, 알래스카, 캘리포니아 등의 미국과 캐나다 및 일본에서 활발히 진행되어 오고 있으며, 우리나라와 러시아에서도 동해안의 주요 항구에 대해 예상 범람지도를 작성하는 등의 상당한 수준에 이르고 있다.

일본의 경우에 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일을 수치적으로 해석하면서 연구가 본격화되었으며, 천수방정식과 leap-frog의 유한차분기법을 사용한 수치모형으로 일본 근해에서 발생하는 지진해일을 해석하였다(Goto and Shuto, 1983). Imamura et al.(1988)은 칠레지진해일을 수치해석하였으며, 장거리를 전파하는 지진해일의 물리적 분산효과의 중요성을 인지하고 수치분산효과를 이용하여 물리적 분산효과를 고려하는 방법을 제시하였으나 수심이 변하는 지역에 대해서는 정도가 높지 않은 단점이 있다.

Yoon and Liu(1992)는 완변수심에서 물리적 분산효과를 고려할 수 있는 유한요소모형을 제시하여 1983년 일본 중부 지진에 적용하였으며, 우리나라 동해안에 내습하는 지진해일의 전파에 대화퇴가 미치는 영향을 확인하였다. 최병호 등(1993, 1994, 1995, 1997)은 일본 동북대학 TIME(Tsunami Inundation Modeling Exchange) 프로그램의 일환으로 유한차분모형을 적용하여 1983년 일본 중부 지진해일과 1993년 북해도 남서 외해 지진해일, 1992년 이카라구아 지진해일, 1994년 필리핀 민도로스섬의 지진해일을 산정하였다. 국립방재연구소(1998)는 우리나라 동해안에 영향을 미친 지진해일에 대한 광범위한 조사와 함께 지형의 fractal차원을 도입하여 대화퇴의 중요성을 재확인하였으며, 정도 높은 수치해석을 위한 격자간격에 대해 제시하였다. 윤성범 등(2002)는 균일한 격자와 계산시간간격을 사용하면서 수심이 완만하게 변하는 지형상을 전파하는 지진해일의 국부적인 분산관계를 만족시키기 위해 2차원 완변 수심상 분산보정 유한차분기법을 제시하였으며, 유한차분모형 대신에 병렬유한요소모형(ADCIRE)으로 수치해석을 실시하였다. 본 연구에서도 비선형장파방정식과 leap-frog의 유한차분기법을 사용하여 수치해석을 수행하고자 한다.

### 3.2 기초방정식

지진해일과 같은 유체운동을 지배하는 기초방정식은 운동량보존식과 질량보존식으로 구성되며, 각각 운동방정식, 연속방정식에 의해 기술된다. 지진해일의 거동은 초기조건으로써 해면의 변위분포를 주고 2개의 방정식을 시간의 경과에 따라 해석함으로써 지진해일의 거동특성을 수치적으로 표현할 수 있다.

지진해일과 같이 파장이 긴 파의 운동은 천수장파이론에 의해 표현되며, 천수장파이론은 파고  $H$ 와 파장  $L$ 의 비인  $H/L$  및 수심  $h$ 와 파장  $L$ 의 비인  $h/L$ 중에 어느 하나라도 작은 것으로 하여 유도된다. 이 근사에서 압력은 정수압분포로 가정되고, 수평유속  $(u, v)$ 는 연직방향으로 균등한 분포로 된다. 즉 해저에서 수면까지를 연직방향으로 적분한 방정식으로 기술할 수 있다. 지진해일의 지배방정식은 연속식과 해수의 마찰을 고려한 Navier- Stokes의 운동방정식으로 주어진다.

비압축유체에 대한 3차원 질량보존식은 다음의 식으로 표현된다.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.2)$$

여기서  $x, y$ 는 수평방향으로,  $z$ 는 연직방향으로 각각 취한 좌표계이고,  $u, v, w$ 는 각각  $x, y, z$ 방향의 유속성분이다.

식(3.2)를 해저  $z = -h$ 에서 해면  $z = \eta$ 까지 적분하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz \\ = \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz + u(x, y, \eta) - u(x, y, -h) = 0 \end{aligned} \quad (3.3)$$

여기서  $h$ 는 수심이다.

식(3.2)의 우변에 Leibniz의 적분공식을 적용하면 다음의 식(3.4)을 얻는다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^n u dz - u(x, y, n) \frac{\partial n}{\partial x} - u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial x} + u(x, y, n) - u(x, y, -h) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^n v dz - u(x, y, n) \frac{\partial n}{\partial y} - u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \end{aligned} \quad (3.4)$$

또한  $U, V$ 를 해저에서 해면까지의 평균유속으로 정의하면 다음의 식이 성립된다.

$$(h+n)U = \int_{-h}^n u dz \quad (3.5)$$

$$(h+n)V = \int_{-h}^n v dz \quad (3.6)$$

식(3.5)와 (3.6)을 식(3.4)에 적용하면 다음의 결과식(3.7)을 얻는다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} [U(h+n)] + \frac{\partial}{\partial y} [V(h+n)] - u(x, y, n) \frac{\partial n}{\partial y} - u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial y} \\ - u(x, y, n) \frac{\partial n}{\partial x} - u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial x} + u(x, y, n) - u(x, y, -h) = 0 \end{aligned} \quad (3.7)$$

운동학적 자유수면경계조건과 시간에 대해 고정면의 바닥경계조건은 다음의 식(3.8)과 (3.9)로 표현된다.

$$\frac{\partial n}{\partial t} + u(x, y, n) \frac{\partial n}{\partial x} + v(x, y, n) \frac{\partial n}{\partial y} = u(x, y, n) \quad (3.8)$$

$$u(x, y, -h) = -u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial x} - v(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.9)$$

식(3.8)과 (3.9)를 식(3.7)에 적용하면 식(3.2)는  $z$ 방향으로 적분된 연속식(3.10)로 귀착된다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \{(\eta + \eta)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(\eta + \eta)V\}}{\partial y} = 0 \quad (3.10)$$

비선형장과방정식의 운동방정식은 다음과 같다.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (3.11)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (3.12)$$

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3.13)$$

여기서  $\rho_w$ 는 해수의 밀도,  $p$ 는 압력,  $A_h, A_v$ 는 수평 및 연직와동점성계수,  $g$ 는 중력가속도,  $\eta$ 는 지진해일에 의한 수면변위이다.

이 운동방정식의 Lagrange미분표시를 Euler미분표시로 기술하면 다음과 같이 분리될 수 있다.

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (3.14)$$

여기서  $dw/dt$ 가 다른 항과 비교하여 미소하기 때문에 생략하고,  $z$ 방향의 운동방정식을 수심방향으로 적분하면, 압력  $p$ 는 다음의 식으로 된다.

$$p = -\rho g z + \mathcal{A}(x, y) \quad (3.15)$$

해면이 평균해면상  $\eta$ 의 높이에 있고, 해면의 기압을 0으로 하면 다음과 같이 된다.

$$p = \rho g(\eta - z) \quad (3.16)$$



식(3.16)으로부터  $\partial p/\partial x$ ,  $\partial p/\partial y$ 를 계산하고, 운동방정식(3.11)과 (3.12)에 대입하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + A \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (3.17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + A \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (3.18)$$

연속식이 성립하는 것을 고려하여 운동방정식의 Lagrange미분을 엄밀히 변형하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + u \left[ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(u^2)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.19)$$

$y$  방향에 대해서도 동일하게 표현된다.

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} \quad (3.20)$$

식(3.19)와 (3.20)의 국소항 및 관성항을 연직방향  $z$ 에 대해서 적분하면 Leibniz의 적분공식으로부터 다음과 같이 된다.

$$\int_{-h}^n \frac{\partial u}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^n u dz - u \frac{\partial n}{\partial t} - u \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.21)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial u^2}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^n u^2 dz - u^2 \frac{\partial n}{\partial x} - u^2 \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3.22)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial uv}{\partial y} dz = \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^n uv dz - uv \frac{\partial n}{\partial y} - uv \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.23)$$

$$\begin{aligned} \int_{-h}^n \frac{\partial uv}{\partial z} dz &= (uv)_{z=n} - (uv)_{z=-h} \\ &= u \left( \frac{\partial n}{\partial t} + u \frac{\partial n}{\partial x} + v \frac{\partial n}{\partial y} \right) + u \left( u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (3.24)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial v}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^n v dz - v \frac{\partial n}{\partial t} - v \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.25)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial uv}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^n uv dz - uv \frac{\partial n}{\partial x} - uv \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3.26)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial v^2}{\partial y} dz = \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^n v^2 dz - v^2 \frac{\partial n}{\partial y} - v^2 \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.27)$$

$$\begin{aligned} \int_{-h}^n \frac{\partial vw}{\partial z} dz &= (vw)_{z=n} - (vw)_{z=-h} \\ &= v \left( \frac{\partial n}{\partial t} + u \frac{\partial n}{\partial x} + v \frac{\partial n}{\partial y} \right) + v \left( u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (3.28)$$

또한 식(3.17)과 (3.18)에서 연직외동점성계수를 포함하는 항에 전단응력을 적용하면 다음의 관계를 나타낼 수 있다. 여기서 연직외동점성계수  $A_v$ 는 공간 및 시간에 대해 일정한 것으로 가정한다.

$$A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz = A \left\{ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z=\eta} - \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z=-h} \right\} = - \frac{\tau_x}{\rho w} \quad (3.29)$$

$$A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} dz = A \left\{ \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=\eta} - \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=-h} \right\} = - \frac{\tau_y}{\rho w} \quad (3.30)$$

여기서  $\tau_x$ 와  $\tau_y$ 는 해저에서  $x$ ,  $y$ 방향으로 전단력이며, 각각 식(3.31)과 (3.32)로 나타내어진다.

$$\tau_x = \frac{\rho u g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (3.31)$$

$$\tau_y = \frac{\rho v g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (3.32)$$

여기서  $M, N$ 은 다음의 식(3.33), (3.34)에 정의되는 바와 같고,  $n_n$ 은 Manning의 조도 계수,  $D$ 는 기본수심  $h$ 와 지진해일에 의한 수면변위  $\eta$ 를 합한 전수심이다.

유속  $u, v$ 를 해저  $z = -h$ 에서 해면  $z = \eta$ 까지 적분하여 그 유량을  $M, N$ 으로 하면 다음의 식을 나타낼 수 있다.

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \quad (3.33)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (3.34)$$

이상으로부터 수심방향으로 적분된 운동방정식은 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) \\ = -gD \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho_w} + A \left( \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (3.35)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) \\ = -gD \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho_w} + A \left( \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (3.36)$$

식(3.9)에 유량  $M$ ,  $N$ 에 관한 식(3.35)와 (3.36)을 적용하면 다음의 연속식을 얻을 수 있다.

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3.37)$$

지진해일의 전달에서 육지에서의 run-up을 제외할 경우 해저면 마찰에 비하여 수평 와동점성의 효과는 무시될 수 있으므로 식(3.35)와 (3.36)을 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{gn_n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3.38)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{gn_n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3.39)$$

이상과 같은 지진해일의 추정이론으로부터 수치해석을 실시하기 위해서는 연속식 (3.37)과 비선형장파방정식(3.38) 및 (3.39)를 동시에 수치적으로 풀어야 하며, 이에 수치 기법으로 본 연구에서는 유한차분법을 적용한다.

### 3.3 유한차분근사

본 연구에서 사용하는 지진해일의 수치해석모델에서는 연속방정식 및 운동방정식을 차분형식으로 변환한다. 공간차분에는 엇갈림격자를 사용하고, 시간차분에는 leap-frog법을 사용한다. leap-frog법의 차분격자에서는 그림-3.1에 나타내는 바와 같이 수위  $\eta$  수평유량 ( $M, \mathcal{M}$ )의 계산점을 각각 다른 위치에 정의한다. 그림에서 직각좌표계  $(x, y, z)$ 에 대응하는 이산화량을 첨자  $(i, j, k)$ 로 나타낸다. 또한 연직방향의 유속  $v$ 는 수위  $\eta$ 와 같은 위치에서 정의된다.

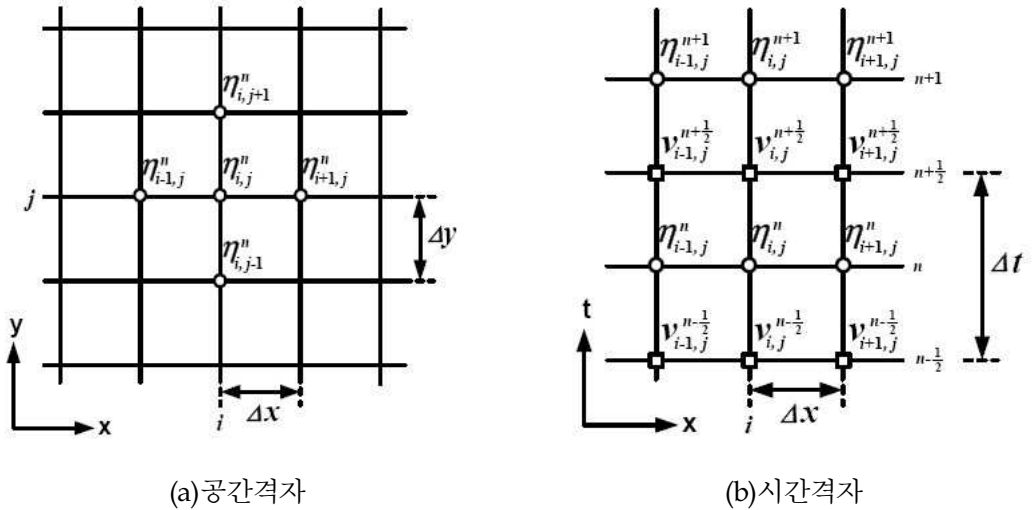


그림-3.1 Leap-frog법에서 변수의 배치

연속식(3.37)에서 각 항의 차분식은 중앙차분으로부터 다음의 식과 같이 표현된다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} [\eta_{i,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^k] \quad (3.40)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}] \quad (3.41)$$

$$\frac{\partial N}{\partial y} = \frac{1}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}] \quad (3.42)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= \frac{1}{\Delta t} [n_{i,j}^{k+1} - n_{i,j}^k] + \frac{1}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}] \\ &\quad + \frac{1}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}] \end{aligned} \quad (3.43)$$

운동방정식의 차분화에서는 표시를 간단히 하기 위하여 비선형항을 분리하여 고찰한다.  $(x, y)$  방향의 선형항은 각각 다음의 식과 같이 표현된다.

$$M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = M_{i+1/2,j}^{k-1/2} - gD_{i+1/2,j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} [n_{i+1,j}^k - n_{i,j}^k] \quad (3.44)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k+1/2} = N_{i,j+1/2}^{k-1/2} - gD_{i,j+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} [n_{i,j+1}^k - n_{i,j}^k] \quad (3.45)$$

비선형항에 풍상차분을 적용하면 다음의 식과 같이 주어진다.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[ \lambda_{11} \frac{\{M_{i+3/2,j}^{k-1/2}\}^2}{D_{i+3/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{21} \frac{\{M_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{31} \frac{\{M_{i-1/2,j}^{k-1/2}\}^2}{D_{i-1/2,j}^{k-1/2}} \right] \quad (3.46)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) &= \frac{1}{\Delta y} \left[ v_{11} \frac{M_{i+1/2,j+1}^{k-1/2} N_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}} \right. \\ &\quad \left. + v_{21} \frac{M_{i+1/2,j}^{k-1/2} N_{i+1/2,j}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + v_{31} \frac{M_{i+1/2,j-1}^{k-1/2} N_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}} \right] \end{aligned} \quad (3.47)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) &= \frac{1}{\Delta x} \left[ \lambda_{12} \frac{M_{i+1,j+1/2}^{k-1/2} N_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}} \right. \\ &\quad \left. + \lambda_{22} \frac{M_{i,j+1/2}^{k-1/2} N_{i,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{32} \frac{M_{i-1,j+1/2}^{k-1/2} N_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}} \right] \end{aligned} \quad (3.48)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[ v_{12} \frac{\{N_{i,j+3/2}^{k-1/2}\}^2}{D_{i,j+3/2}^{k-1/2}} + v_{22} \frac{\{N_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + v_{32} \frac{\{N_{i,j-1/2}^{k-1/2}\}^2}{D_{i,j-1/2}^{k-1/2}} \right] \quad (3.49)$$

여기서 식(3.46)~(3.49)에 주어진 계수  $\lambda_i, v_i (i=1,2,3)$ 는 유량의 방향에 의해 다음의 값이 취해진다.

$$M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & \lambda_1=0 & \lambda_2=1 & \lambda_3=-1 \\ < 0 & \lambda_1=1 & \lambda_2=-1 & \lambda_3=0 \end{cases} \quad (3.50)$$

$$N_{i+1/2,j}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & v_1=0 & v_2=1 & v_3=-1 \\ < 0 & v_1=1 & v_2=-1 & v_3=0 \end{cases} \quad (3.51)$$

$$M_{i,j+1/2}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & \lambda_1=0 & \lambda_2=1 & \lambda_3=-1 \\ < 0 & \lambda_1=1 & \lambda_2=-1 & \lambda_3=0 \end{cases} \quad (3.52)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & v_1=0 & v_2=1 & v_3=-1 \\ < 0 & v_1=1 & v_2=-1 & v_3=0 \end{cases} \quad (3.53)$$

운동방정식 중의 해저전단력항은 다음과 같이 표현된다.

$$\frac{\tau_x}{\rho_w} = \frac{gn_n^2}{\{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^{7/3}} \cdot \frac{1}{2} \times [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j}^{k-1/2}] \sqrt{\{M_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^2 + \{N_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^2} \quad (3.54)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho_w} = \frac{gn_n^2}{\{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^{7/3}} \cdot \frac{1}{2} \times [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} + N_{i,j+1/2}^{k-1/2}] \sqrt{\{M_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^2 + \{N_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^2} \quad (3.55)$$

### 3.4 이동경계조건

육상으로 초오름을 해석하는 경우에는 岩崎·眞野(1979)에 의한 이동경계의 방법이 적용될 수 있다. 이것은 그림-3.2에 나타내는 바와 같이 파선단부에서의 지형을 계단상으로 고려하고, 육측격자점의 지반고  $z$ 보다 해측격자점의 수위  $\eta$ 가 높은 경우에 그 차를 실수심  $D$ 로 하여 기초방정식을 사용하여 유량계산을 수행한다.  $D > 10^{-5}m$  를 계산최소수심으로 하며, 이 값 이상의 격자점에 대해서 계산한다.

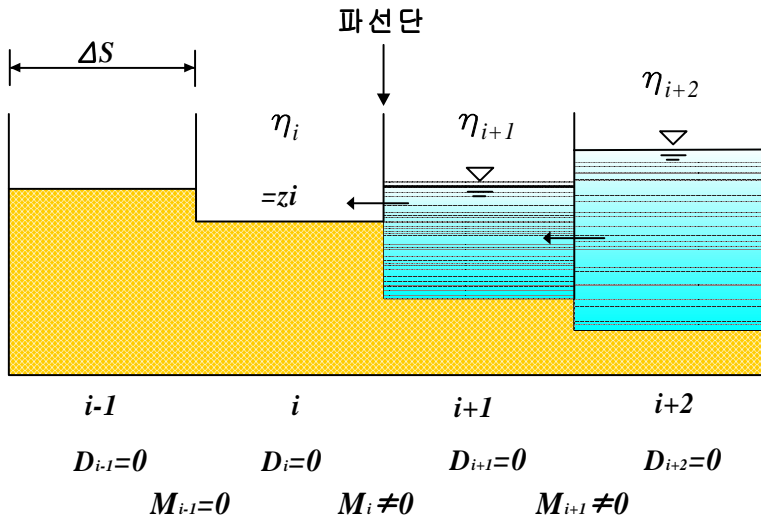


그림-3.2 이동경계의 모식도

계산영역내의 방파제·제방 등에 있어서 수위가 그 천단고를 넘는 경우에는 다음의 공식을 사용하여 단위폭당의 월류량  $Q$ 를 계산한다(井上, 1986).

$$Q = 0.35 H_1 \sqrt{2gH_1}, \quad H_2 \leq \frac{2}{3} H_1 \quad (\text{완전월류}) \quad (3.56)$$

$$Q = 0.91 H_1 \sqrt{2g(H_1 - H_2)}, \quad H_2 > \frac{2}{3} H_1 \quad (\text{수중월류}) \quad (3.57)$$



여기서  $H_1, H_2$ 는 천단고를 기준으로 한 방파제·제방 전후의 수심으로  $H_1 > H_2$ 이다. 그림-3.3에 월류에 관한 모식도를 나타낸다.

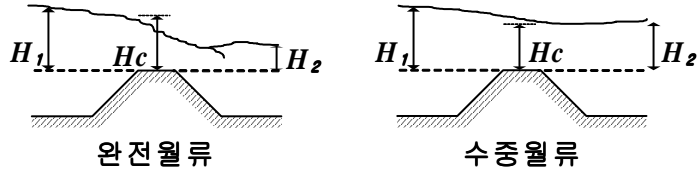


그림-3.3 월류의 모식도

본 연구에서는 처오름을 고려하지 않기 때문에 연안경계조건으로 내륙부로의 처오름을 고려하지 않고, 섬과 호안 등 및 정선을 연직벽으로 고려하여 그 법선방향의 유량을 0으로 한다. 또한 계산의 안정성을 위하여 정선으로부터 1개 해측격자의 수심을 지진해 일고에 따라 2.0m~3.0m 이상으로 취하고 해저의 노출이 발생하지 않도록 한다.

### 3.5 단층파라미터

지진해일의 수치계산에서 초기조건으로 지진단층모델을 사용하여 계산되는 해저지각 변동의 연직성분을 해면상에 주는 방법을 사용하고 있다.

그림-3.4에 나타내는 단층운동 자체는 미세하게 보면 대단히 복잡한 과정을 갖지만 운동자체를 거시적으로 보면 간단한 모델로 나타낼 수가 있다. 가장 간단한 모델은 그림-3.5에 나타내는 바와 같은 길이  $L$ , 폭  $W$ 를 갖는 직사각형의 단층면이 평균적으로 미끌어지는 량 또는 엇갈리는 량  $u$ 만큼 서로 어긋나는 것을 고려한다. 이 때 단층의 기학적 특성은 미끌어지는 방향  $\lambda$ , 단층의 주향(走向)  $\theta$ , 단층면의 경사각  $\delta$ 에 의해 표현된다. 이상의 6개가 단층파라미터이며 지진과 해석으로부터 추정된다.

상기의 단층파라미터가 주어지면 단층근방의 해저면(지표면)에서 연직변위분포는 탄성론을 기초로 한 Mansinha and Smylie(1971)의 방법에 의해 계산으로 구해질 수 있다.

그림-3.6에 단층의 운동과 지표변위의 개념을 나타낸다. 이 연직변위를 해면의 수위로 사용하여 지진해일의 수치계산에서 초기조건으로 준다.

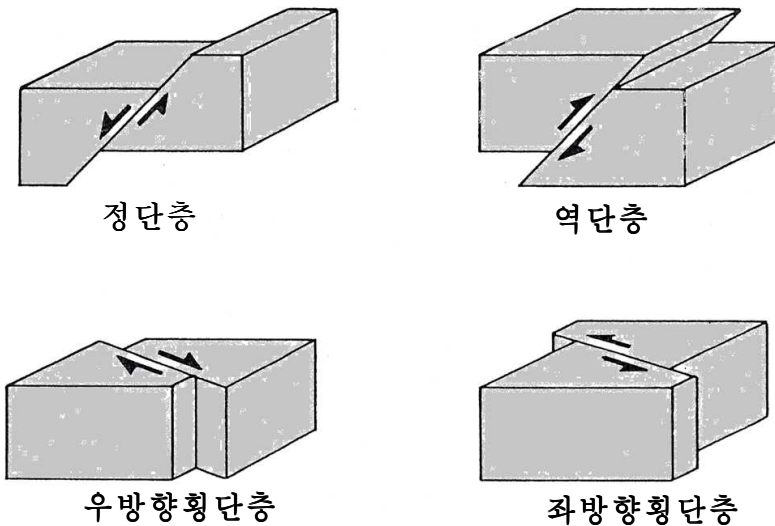


그림-3.4 단층의 종류

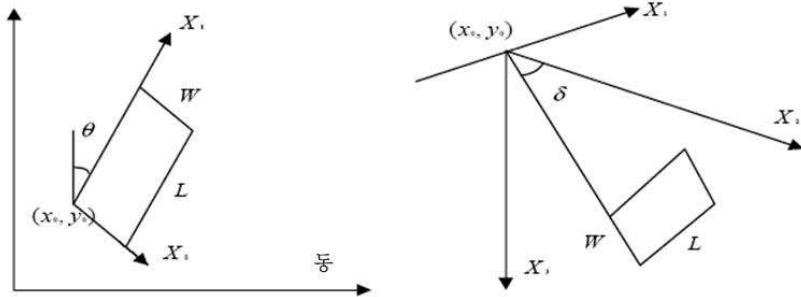
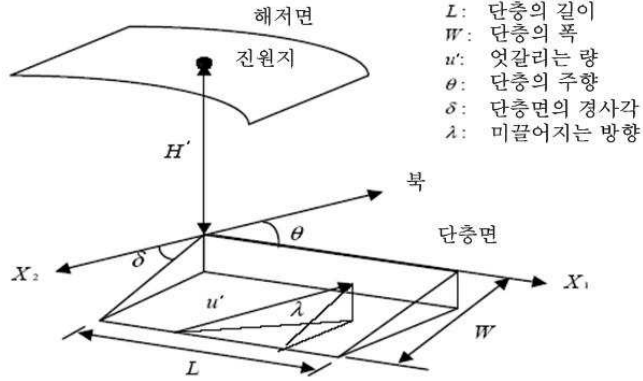


그림-3.5 단층파라미터의 정의

통상 해저변위를 해면상으로 줄 때에는 변동전체가 순간적으로 완료되는 것으로 하고 있다. 실제의 지진단층운동에 있어서 변동은 순간적으로 발생하는 것이 아니라 수 초에서부터 100초 정도의 지속시간을 갖는 것으로 알려져 있지만 지진해일 발생시의 수위변동으로써는 순간적으로 해면상에 변화가 발생한 경우와 1~2분의 상승시간으로 완료시킨 경우와는 거의 차이가 없는 것이 Aida(1969)의 연구에 의해 확인되어 있다.

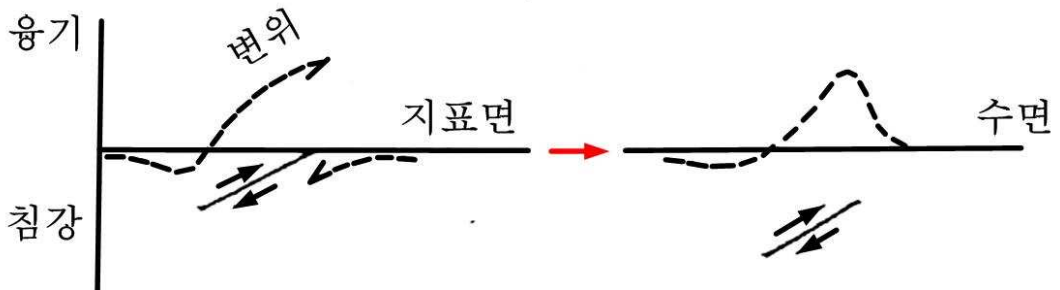


그림-3.6 단층운동과 지반 변위의 모식도

## 제4장 수치해석결과

### 4.1 1983년 동해 중부 지진

#### 4.1.1 대상영역 및 계산조건

전술한 기초방정식과 후술하는 단층파라미터를 기초로 1983년 5월 26일에 발생하여 동해안에 상당한 피해를 야기한 1983년 동해 중부 지진 지진해일에 대한 수치해석을 수행한다. 대상영역은 지진이 발생하여 그로 인한 지진해일이 충분히 재현될 수 있도록 하기 위해 그림-4.1에 나타내는 바와 같이 좌하측 격자점(약 경도 124°, 위도 30°), 우상측 격자점(약 경도 143°, 위도 47°)을 취하였고, 계산시간은 지진해일의 영향을 충분히 고려할 수 있도록 지진의 발생시간부터 6시간 동안 모의하였다. 지진해일의 계산에 있어서 수치모형의 상세한 계산조건을 표-4.1에 나타낸다. 육지경계조건을 완전반사로 결정한 것은 연안에 도달한 지진해일의 파고가 연직방향으로 두 배가 되는 것이 해안 사면을 쳐오르는 지진해일의 처오름높이와 유사하다는 경험적 논리를 바탕으로 하였다(都司와 小西, 1985).

표-4.1 계산조건

격자간격 (km)	계산시간간격 (sec)	격자수		지진해일의 전파시간 (hr)	육지경계 조건	외해경계 조건
		Imesh	Jmesh			
1.8	4	900	1,100	6	완전반사	자유투과

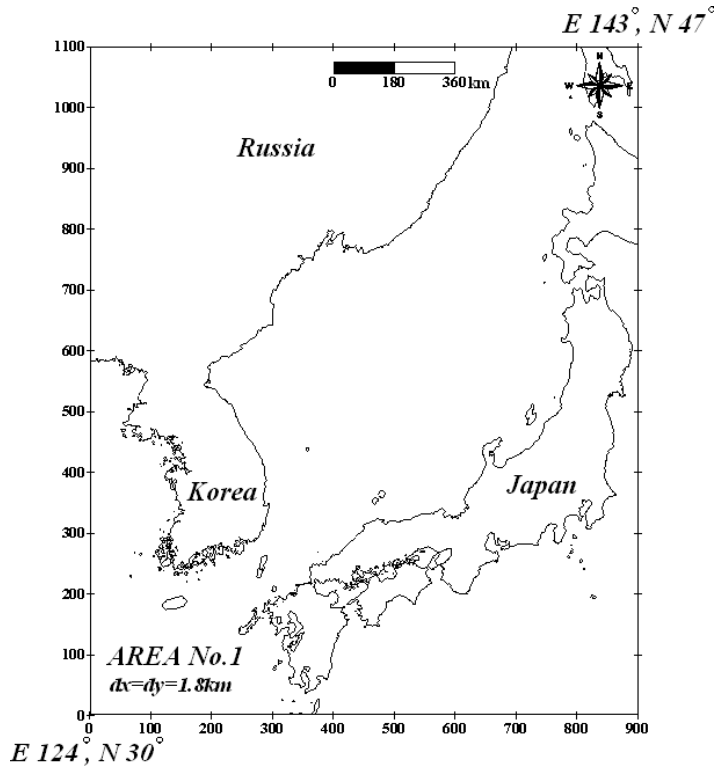


그림-4.1 지진해일의 수치모형실험에 적용된 계산영역

그림-4.2에 대상영역 수심의 공간분포를 제시하며, 이는 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 제공하는 1' 데이터(약 1.8km 간격)를 사용하여 결정하였다. 수심은 지진해일의 전파에서 가장 큰 변수로, 동해상에는 최고 3.5~4km의 수심 분포가 나타나며, 해저에 퇴적물질이 퇴적되어 형성된 얇은 구릉인 대화퇴(大和堆)의 수심이 약 200~500m 정도의 상대적으로 아주 얇은 부분도 존재하고, 이로 인한 파의 천수, 회절 및 굴절변형으로 지진해일의 전파 양상이 상당히 변하게 된다. 1983년 동해 중부 지진에 대한 여러 가지 단층모델이 제안되어 있지만, 본 연구에서는 표-4.2~3.5에 제시하는 4개의 모델에 대해서 검토하고자 한다. 표-4.2~4.5에 초기조건의 산정에 사용되는 1983년 동해 중부 지진에 대한 단층파라미터를 제시한다.

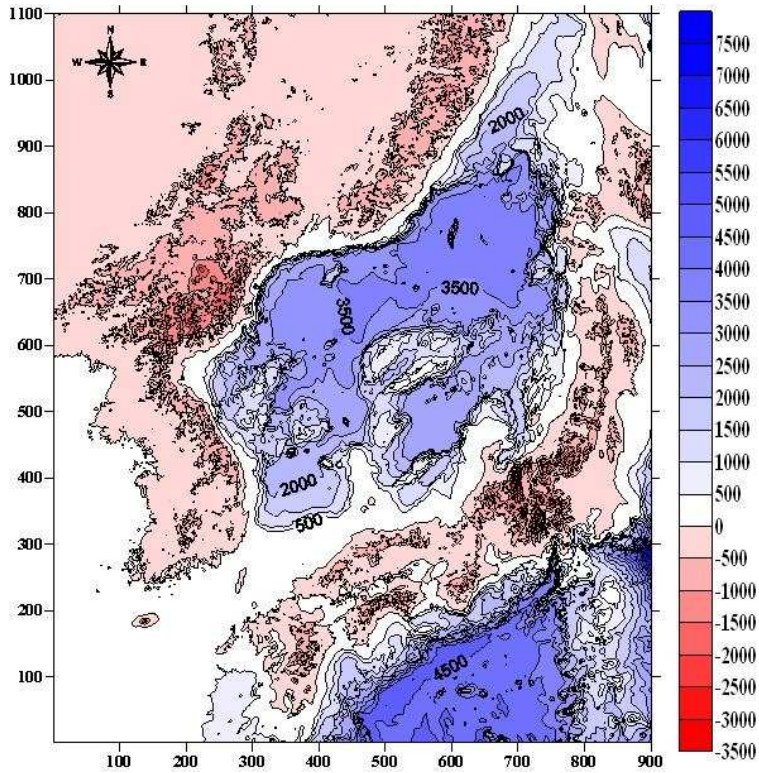


그림-4.2 동해의 수심공간분포

표-4.2 Aida(1984)의 단층파라미터

모델 1	Latitude (°N)	Longitude (°E)	H (km)	$\Theta$ (deg)	$\delta$ (deg)	$\lambda$ (deg)	L (km)	W (km)	U (km)
단층 1	40.21	138.84	2	22	40	90	40	30	7.60
단층 2	40.54	139.02	3	355	25	80	60	30	3.05

표-4.3 Tada(1984)의 단층파라미터

모델 2	Latitude (°N)	Longitude (°E)	H (km)	$\Theta$ (deg)	$\delta$ (deg)	$\lambda$ (deg)	L (km)	W (km)	U (km)
단층 1	40.20	138.80	0	13	20	90	60	40	3.50
단층 2	40.73	138.96	0	335	20	90	60	30	3.50

표-4.4 Tanaka(1984)의 단층파라미터

모델 3	Latitude (°N)	Longitude (°E)	H (km)	$\Theta$ (deg)	$\delta$ (deg)	$\lambda$ (deg)	L (km)	W (km)	U (km)
단층 1	40.37	138.87	0	15	20	120	30	35	6.00
단층 2	40.61	139.06	0	350	20	90	60	40	4.00

표-4.5 Satake(1985)의 단층파라미터

모델 4	Latitude (°N)	Longitude (°E)	H (km)	$\Theta$ (deg)	$\delta$ (deg)	$\lambda$ (deg)	L (km)	W (km)	U (km)
단층 1	40.21	138.80	1	20	30	90	60	40	5.00
단층 2	40.67	139.18	1	340	30	90	60	40	4.00

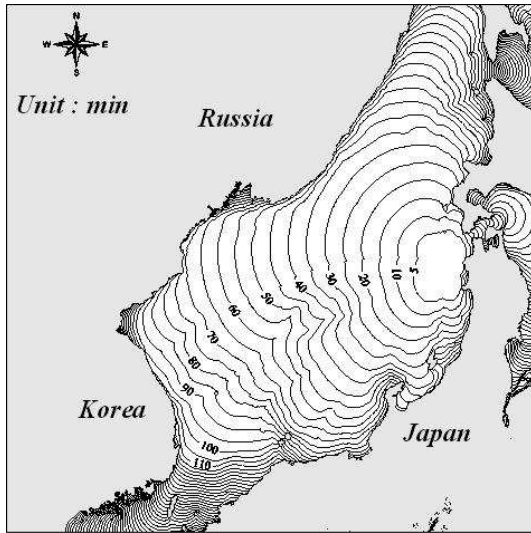
#### 4.1.2 수치해석결과

그림-4.3은 표-4.2~4.5에서 제시된 단층파라미터를 사용하여 도출된 수치해석의 결과 중 지진해일의 전파속도에 대한 결과를 나타내고 있다. 검토된 4개 모델 모두 대화퇴 부근에서 굴절 및 회절되는 현상을 확인할 수 있으며, 전파되는 양상이 다소 상이하지만 모두 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 내습하는 것을 알 수 있다. 여기서 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도로 북에서 남의 순서로 도달하는 것을 알 수 있고, 이는 관측치와 상당히 일치함을 알 수 있다.

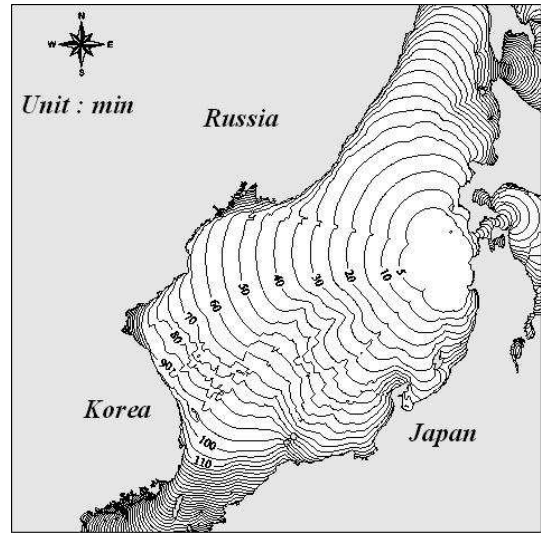
그림-4.4는 각 모델에 의한 지진해일의 계산결과에서 영역내의 최고수위를 나타내며, 이는 에너지의 전파과정을 설명하는데 사용된다. 그림을 살펴보면 에너지의 대부분은 러시아 방향으로 전파하는 것을 확인할 수 있고, 대화퇴 부근에서 일본의 남쪽으로 굴절되는 성분이 있음을 알 수 있다. 동해안은 수심이 상당히 깊기 때문에 영역내에서 수위는 모델에 따라 다른 양상을 보이지만, 공해상에서는 0.1m~1.0m 정도의 분포를 확인할 수 있고, 진원지 부근의 초기수위는 최고 4m 이상의 값이 나타나는 것을 알 수 있다.

전반적으로 그림-4.4(a)와 그림-4.4(d)가 그림-4.4(b)와 그림-4.4(c)에 비해 상대적으로 높은 수위분포를 보이는 것을 확인할 수 있다. 이는 전술한 Mansinha and Smylie(1971)에

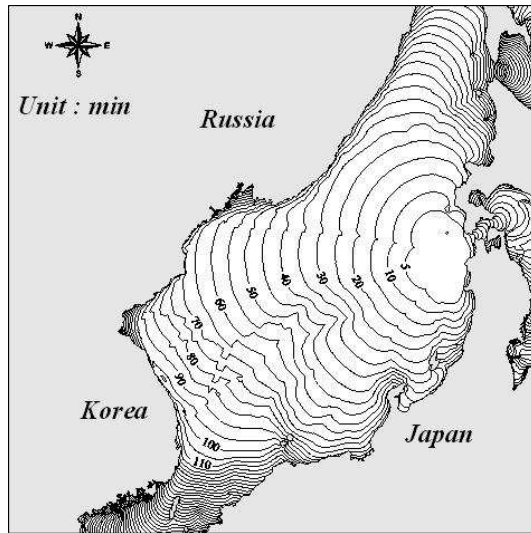
의해 주향과 미끌어지는 방향에 의해 초기수위가 영향을 받기 때문이다.



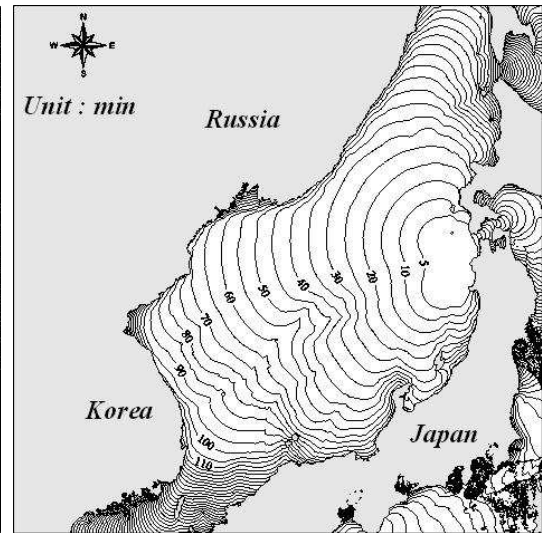
(a) 모델 1



(b) 모델 2



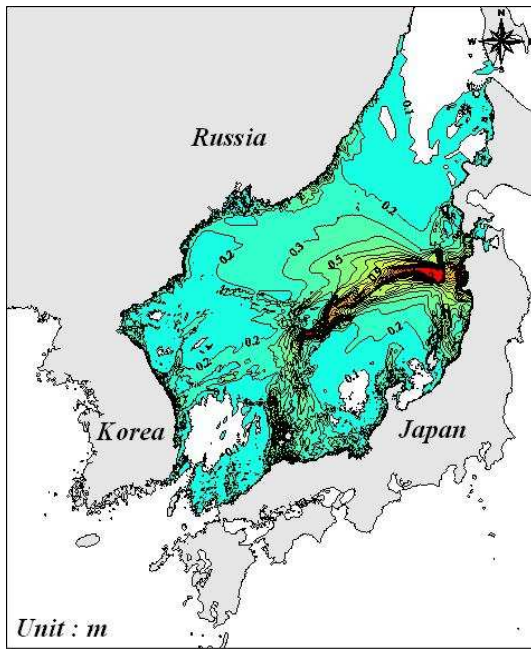
(c) 모델 3



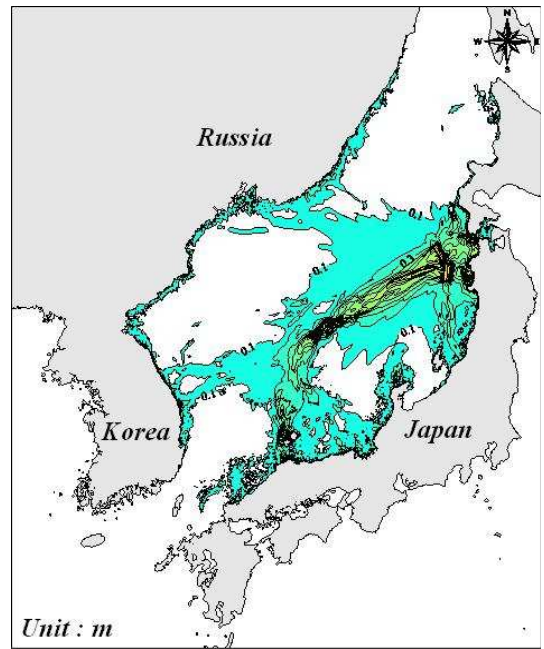
(d) 모델 4

그림.4.3 1983년 동해 중부 지진의 지진해일 전파도

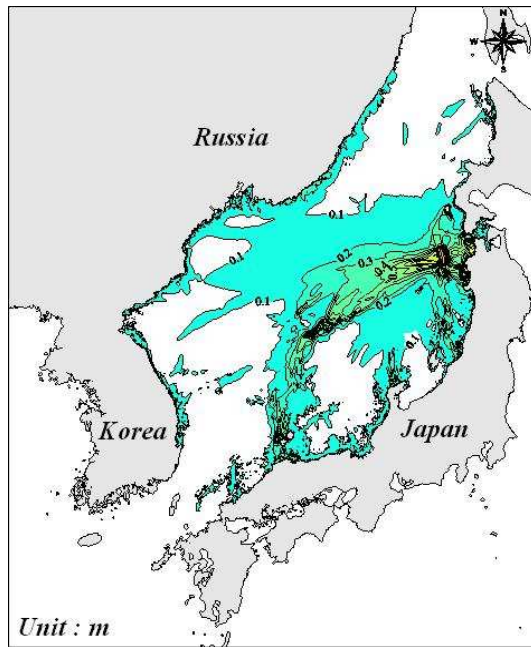




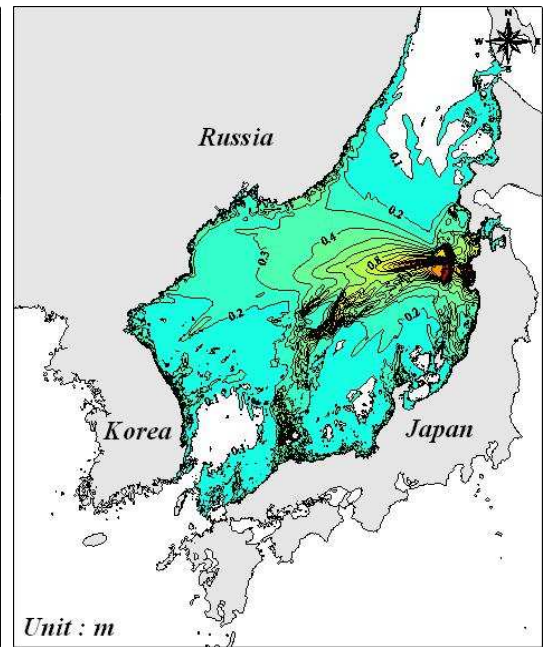
(a) 모델 1



(b) 모델 2



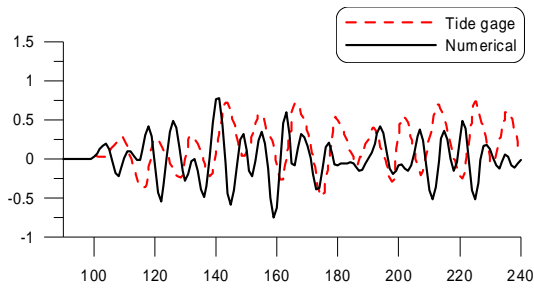
(c) 모델 3



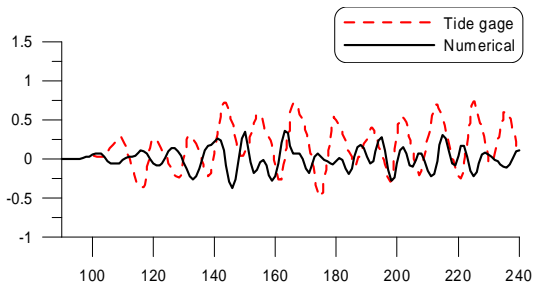
(d) 모델 4

그림-4.4 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 최대수위분포

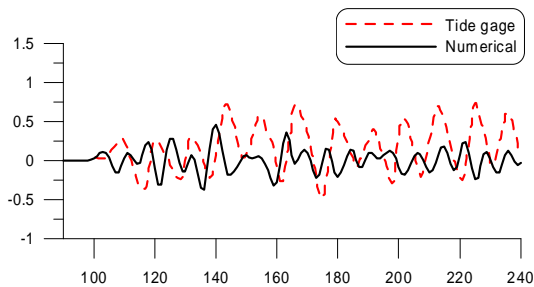
그림-4.5는 속초지역에서 수치해석결과와 관측치와의 시간에 따른 수위변화를 비교한 그림이다. 4개의 모델 모두 지진 발생 후 약 100분 후에 제 1파가 도달하는 양상은 일치하지만 그림-4.5(b)와 그림-4.5(c)는 그림-4.5(a)와 그림-4.5(d)의 결과와 비교해서 상대적으로 계산치가 관측치보다 과소평가되는 것을 알 수 있다. 그림-4.5(a)를 살펴보면 시간에 따른 수위변화의 최고치가 수 분의 차이를 두고 발생하고, 부분적으로 일치하지 않는 시간도 존재하지만, 정성적인 관점에서는 관측치와 일치하는 경향을 확인할 수 있다. 그림-4.5(b)는 관측치와 비교하여 최고치와 0.5m 정도의 수위차이를 내며 과소평가하고 있고, 그림-4.5(c)도 그림-4.5(b)와 마찬가지로 관측치를 과소평가하고 있지만 수위분포의 형상은 그림-4.5(b)보다는 관측치에 보다 일치하는 것을 알 수 있다. 그림-4.5(d)의 수위분포는 최고치가 관측치의 수위고를 재현하지만 수위분포의 형상이 수 분 늦게 나타나는 경향이 있음을 알 수 있다. 이상으로부터 정량적으로는 일치하지 않는 부분도 있지만 정성적 관점에서 그림-4.5(a)의 Aida모델이 속초의 관측치를 가장 잘 재현하고 있다고 판단된다.



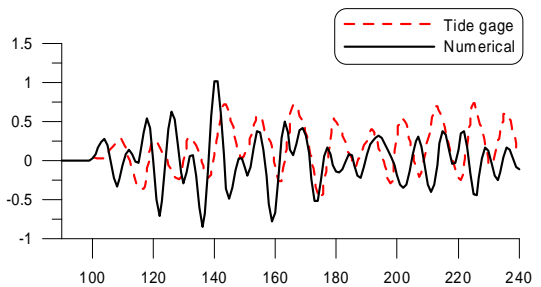
(a) 모델 1



(b) 모델 2



(c) 모델 3

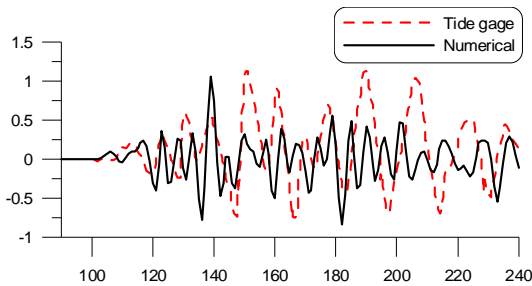


(d) 모델 4

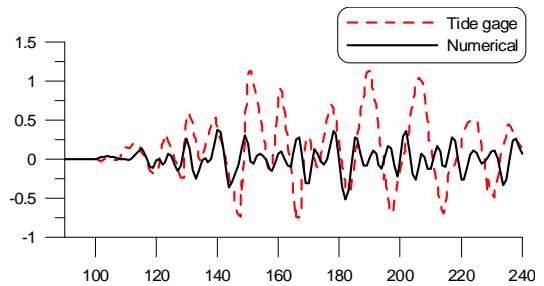
그림-4.5 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교

(속초)

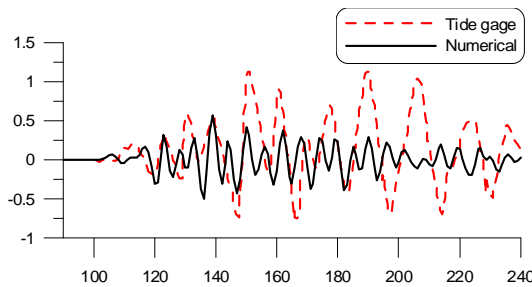
그림-4.6은 묵호지역에서 관측치와 계산치를 비교한 그림으로, 속초와 마찬가지로 약 100분에 제 1파가 도달하는 양상을 확인할 수 있으며, 관측치와도 상당히 일치한다. 그림-4.6(a)를 살펴보면 수치해석결과의 초기파형은 관측치보다 크게 나타나지만 150분 이후의 파형에서는 관측치가 높게 나타남을 알 수 있으며, 그림-4.6(b)는 제 1파의 수위변동은 관측치와 비슷한 경향을 보이지만 이후의 수위변동의 분포는 관측치를 과소평가하고 있다. 그림-4.6(c)의 초기파형은 관측치와 비슷한 양상을 보이지만 시간이 지날수록 관측치를 과소평가하며, 전반적인 지진해일고의 높이는 그림-4.6(b)와 비교할 때 약간 높게 나타난다. 그림-4.6(d)는 초기에는 관측치의 수위고를 잘 재현하고 정성적인 관점에서는 잘 일치하지만 역시 시간이 흐를수록 관측치를 과소평가하고 있다. 이상으로부터 상대적으로 그림-4.6(a)와 그림-4.6(d)의 모델이 그림-4.6(b)와 그림-4.6(c)의 모델보다는 관측치를 잘 재현하고 있다고 판단된다.



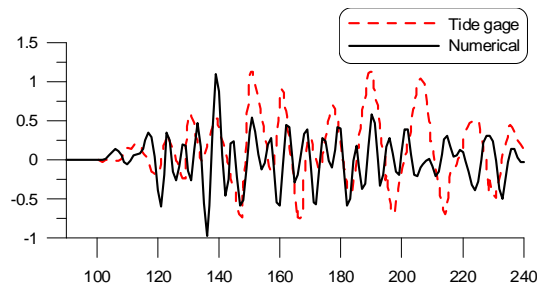
(a) 모델 1



(b) 모델 2



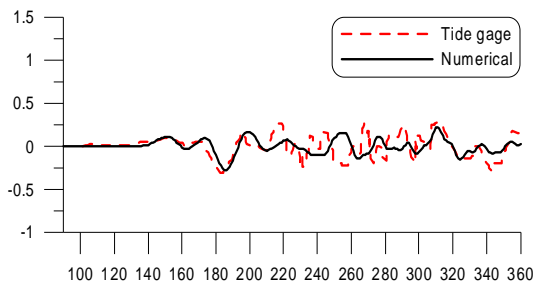
(c) 모델 3



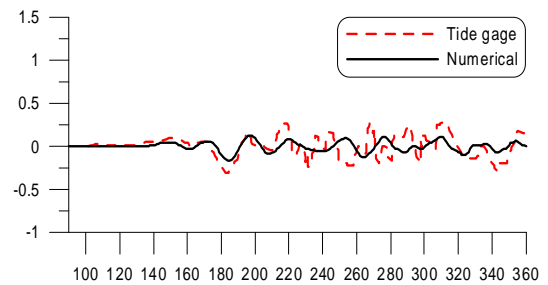
(d) 모델 4

그림-4.6 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (묵호)

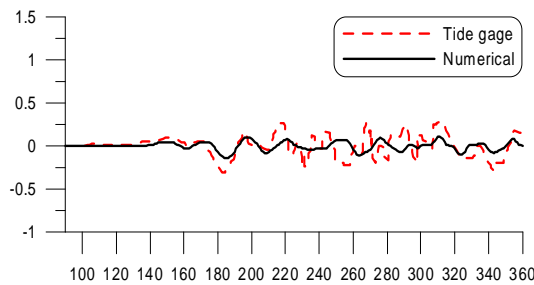
그림-4.7은 포항지역에서 수치해석결과와 관측치와의 시간에 따른 수위변화를 비교한 그림이다. 제 1파의 도달시간이 약 140분으로 그림상의 관측치와 거의 일치하는 경향을 확인할 수 있다 그림-4.7(a)를 살펴보면 약 200분까지는 관측치와 계산치가 상당히 잘 일치하는 경향을 보이지만 이 후로는 수위의 최고치와 파형이 다소 상이한 변동을 나타내며, 그림-4.7(b)는 약 180분에서 최저치가 조금 작게 나타나고 약 210분까지 관측치와 계산치가 잘 일치하는 경향을 보이지만 이 후로는 그림-4.7(a)와 마찬가지로 최고치와 파형이 다소 상이한 변동을 나타낸다. 그림-4.7(c)는 수위변동의 양상은 그림-4.7(b)와 다르지만 관측치와 비교하면 그림-4.7(b)와 비슷한 경향을 보이고, 그림-4.7(d)는 그림-4.7(a)와 비슷한 양상을 나타내면서 진행하고 약 300분 이후에 관측치와 상당히 일치하는 것을 확인할 수 있다. 수위변동의 초기는 그림-4.7(a)가 상당히 일치하지만 전반적인 경향은 그림-4.7(d)가 관측치에 보다 일치한다고 판단된다.



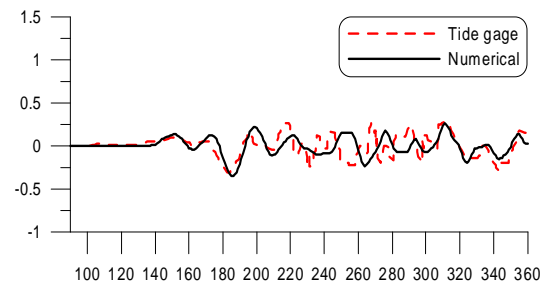
(a) 모델 1



(b) 모델 2



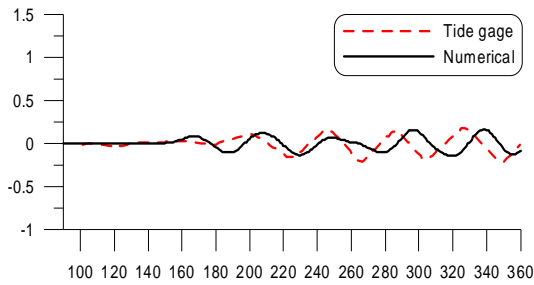
(c) 모델 3



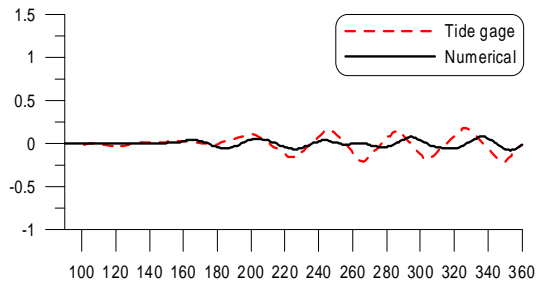
(d) 모델 4

그림-4.7 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교  
(포항)

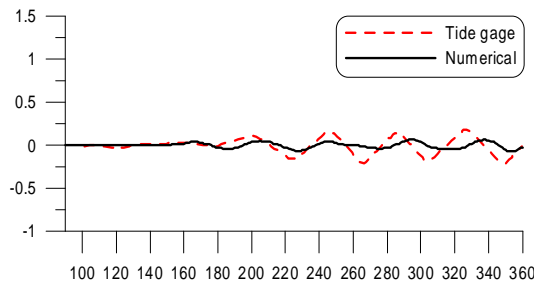
그림-4.8은 울산지역에서 관측치와 계산치를 비교한 그림으로, 약 150분에 제 1파가 도달하는 양상을 확인할 수 있으며, 그림상의 관측치와도 상당히 일치한다. 그림-4.8(a)는 시간에 따른 전반적인 수위변동 양상이 관측치보다 10여분 정도 늦게 나타나지만 정성적으로는 상당히 일치함을 알 수 있다. 그림-4.8(b)와 그림-4.8(c)는 전반적인 수위변동이 관측치보다 과소평가되고 수위변동이 거의 없음을 확인할 수 있으며, 이는 전술한바와 같이 초기수위를 결정하는 조건인 단층파라미터의 차이에 의해 야기된 결과라고 판단된다. 그림-4.8(d)는 수위변동의 최고치와 최저치를 잘 재현하고 있지만 그림-4.8(a)와 마찬가지로 위상의 차이가 약 10분 정도 발생한다. 그러나 정성적 관점에서 상당히 일치함을 알 수 있다. 울산지역 역시 이전의 지역과 동일하게 그림-4.8(a)와 그림-4.8(d)의 결과가 그림-4.8(b)와 그림-4.8(c)의 결과보다 관측치에 보다 일치하는 것으로 판단된다.



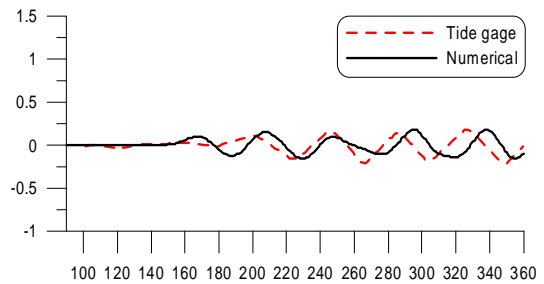
(a) 모델 1



(b) 모델 2



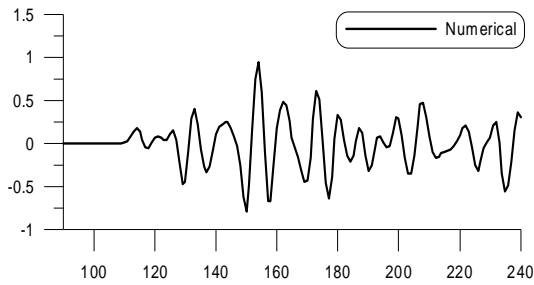
(c) 모델 3



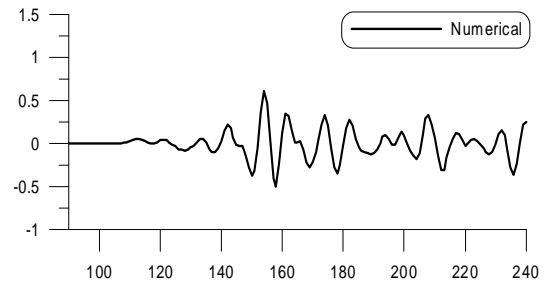
(d) 모델 4

그림-4.8 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교 (울산)

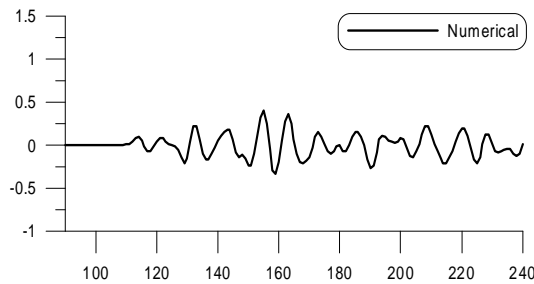
그림-4.9는 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일로부터 가장 많은 피해를 입은 임원지역에 대한 계산치이다. 임원지역은 사후조사에 의해 침수의 흔적 높이로 최고수위를 추정할 수 있지만 수위변동의 관측치는 존재하지 않아 계산치만 나타내었다. 그림-4.9(a)~(d)는 각각의 모델에 대해서 속초, 묵호, 포항 및 울산에 비해서는 높은 수위분포를 나타내지만 모두 사후 조사에서 얻어진 최고수위(5m)에는 미치지 못하는 것을 알 수 있으며, 이는 천해역에서 수심이 얇아지면서 발생하게 되는 천수효과를 본 연구의 수치해석수법에서 충분히 재현을 할 수 없었기 때문인 것으로 판단된다. 향후 격자점속기법 등의 도입을 통해 계산격자의 간격을 작게 설정하여 천해의 수심을 정확히 고려한다면 해결될 수 있는 과제라고 판단된다.



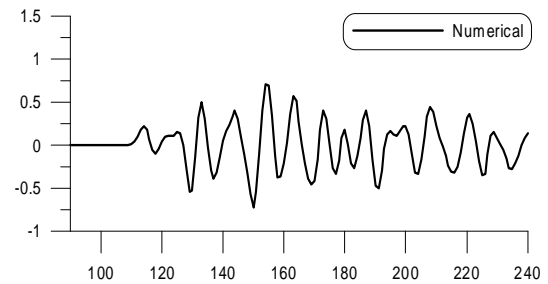
(a) 모델 1



(b) 모델 2



(c) 모델 3



(d) 모델 4

그림-4.9 1983년 동해 중부 지진에 의한 지진해일에 있어서 모델별 수위변동의 비교  
(임원)

## 4.2 1993년 북해도 남서 외해 지진

### 4.2.1 계산조건

전술한 기초방정식과 표-4.6의 단층파라미터를 기초로 1993년 7월 12일에 발생하여 동해안에 상당한 피해를 야기한 1993년 북해도 남서 외해 지진해일에 대한 수치해석을 수행한다. 1983년 동해 중부 지진을 수치모의한 대상영역(그림-4.1)과 수심(그림-4.2)을 동일하게 적용하였으며, 수치해석에 필요한 상세한 계산조건은 표-4.1에 나타난 바와 같다. 초기조건의 산정에 사용되는 1993년 북해도 남서 외해 지진에 대한 단층파라미터를 표-4.6에 나타낸다.

표-4.6 Takahashi et al.(1994)의 단층파라미터

모델 1	Latitude (°N)	Longitude (°E)	H (km)	$\Theta$ (deg)	$\delta$ (deg)	$\lambda$ (deg)	L (km)	W (km)	U (km)
단층 1	42.10	139.30	5	163	60	105	24.5	25	12
단층 2	42.34	139.25	5	175	60	105	30	25	2.5
단층 3	43.13	139.40	10	188	35	80	90	25	5.71

## 4.2.2 수치해석결과

그림-4.10은 표-4.6에 제시된 단층파라미터를 사용하여 도출된 수치해석의 결과 중 지진해일의 전파속도에 대한 모식도를 나타내고 있다. 수심이 깊은 심해에서는 전파속도가 빠르고 천해로 전파됨에 따라 전파속도가 상대적으로 줄어드는 양상을 알 수 있고, 대화퇴 부근에서 굴절 및 회절이 되는 현상을 확인할 수 있다. 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 내습하는 되는 것을 알 수 있다. 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도에 각각 도달하는 것을 확인할 수 있고, 이는 관측치와 상당히 일치함을 알 수 있다.

그림-4.11은 에너지의 전파과정을 설명할 수 있는 계산영역내의 최고수위를 나타내고 있다. 그림을 살펴보면 대부분의 에너지가 러시아 방향으로 전파하는 것을 확인할 수 있고, 대화퇴 부근에서 일본 남쪽으로 굴절되는 성분이 있음을 알 수 있다. 동해안의 수심이 상당히 깊기 때문에 영역내에서 수위는 공해상에서 0.1m~1.0m정도의 분포를 확인할 수 있고, 진원지 부근의 초기수위는 최고 7m 정도의 값이 나타나는 것을 알 수 있다.

그림-4.12는 계산된 수치해석결과와 관측치와의 시간에 따른 수위변화를 나타낸 그림이다. 그림-4.12(a)는 속초지역에서 관측치와 계산치의 결과를 비교한 그림이다. 지진 발생 후 약 100분 후에 제1파가 도달하는 양상을 관측치와 일치하지만 시간에 따른 수위변화를 살펴보면 제1파부터 최고치를 잘 재현하고 있지만 수 분의 차이를 두고 발생한다. 그림-4.12(b)는 묵호지역에서 관측치와 계산치를 비교한 그림으로, 속초와 마찬가지로 약 100분에 제1파가 도달하며, 전반적으로 관측치보다 과소평가하고 있음을 알 수 있다. 그림-4.12(c)는 포항에서의 비교결과로, 정성적 관점에서는 관측치와 계산치가 상당히 잘 일치하는 경향을 보이지만 그림-4.12(b)에서와 마찬가지로 부분적으로 불일치하는 경향을 확인할 수 있다. 그림-4.12(d)는 울산지역에 대한 결과의 비교 그림으로 전반적인 수위변동 양상이 계산치와 관측치가 상당히 일치함을 알 수 있다. 그림-4.12(e)는 임원지역에 대한 계산결과를 나타낸 그림으로 임원지역에 대한 수위변동의 관측치가 존재하지 않아 계산치만 나타내었다. 임원의 경우는 사후 조사에서 얻어진 최고수위(2.39m)에는 못 미치는 것을 알 수 있으며, 이는 수심에 의한 영향을 상당히 많이 받는 지진해일의 특성상 천해역에서의 수심분포를 본 수치해석수법에서 충분히 재현할 수 없기 때문인 것으로 판단된다. 이는 차후 격자접속기법의 도입으로 해결할 수 있을 것으로 판단된다.



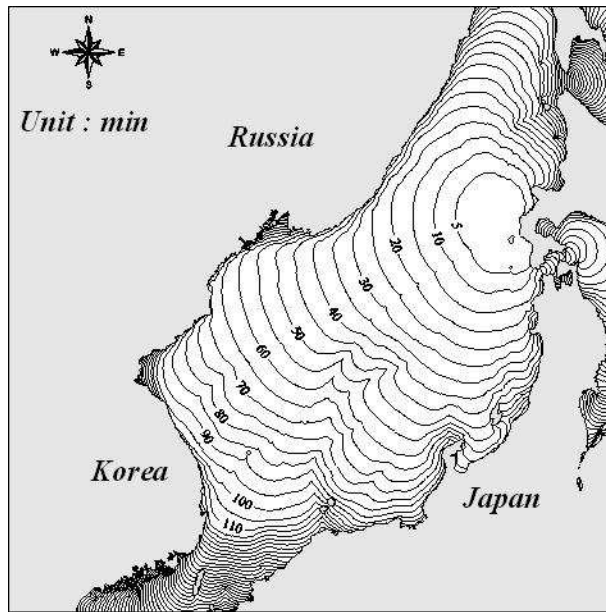


그림-4.10 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일의 전파도

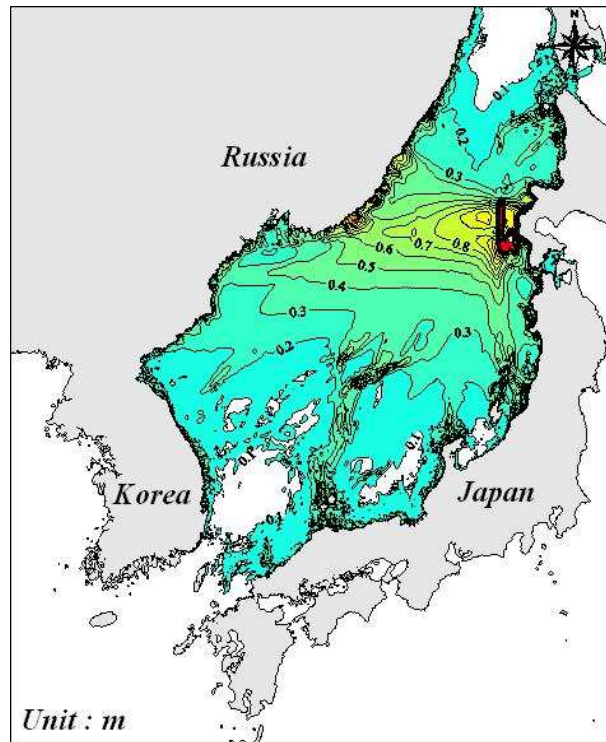
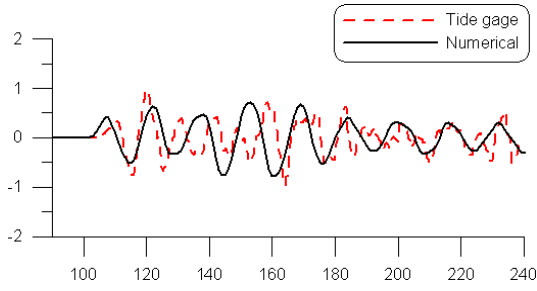
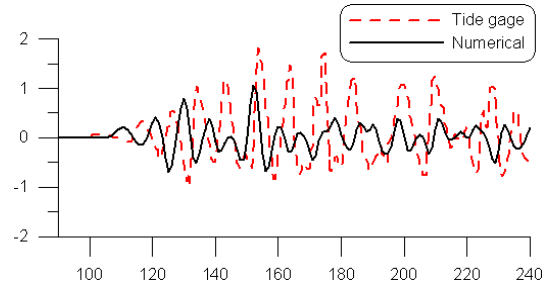


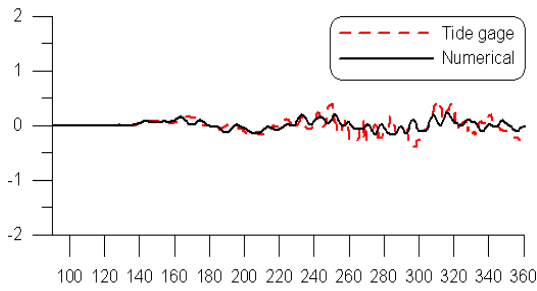
그림-4.11 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일에 있어서 최대수위분포



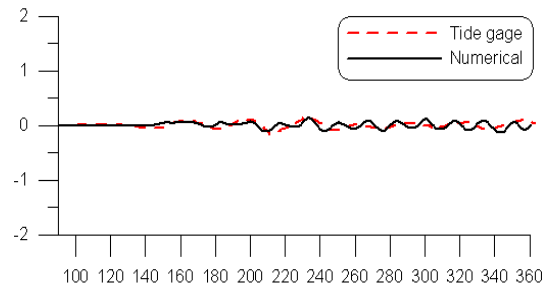
(a) 속초



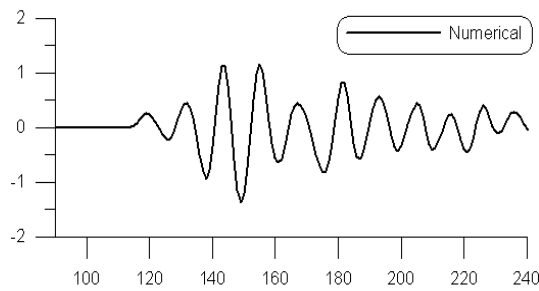
(b) 묵호



(c) 포항



(d) 울산



(e) 임원

그림-4.12 1993년 북해도 남서 외해 지진해일에 있어서 수위변동의 비교

## 4.3 지진공백역에서의 지진

### 4.3.1 계산조건

전술한 기초방정식과 표-4.7의 단층파라미터를 기초로 일본의 서측 연안을 지나는 단층대에서 지진이 발생한지 충분한 시간이 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않아 상당한 잠재적인 에너지를 가지고 있는 지진공백역에 대해서 발생 가능한 여러 종류의 지진에 의한 지진해일을 수치적으로 모의한다. 이 지진공백역은 향후 지진이 발생할 가능성이 높고, 이로 인한 지진해일 역시 상당할 것으로 판단되므로 가상적인 지진에 대한 지진해일을 예측하여 우리나라의 연안에 어떠한 영향을 미칠 것인지 검토한다.

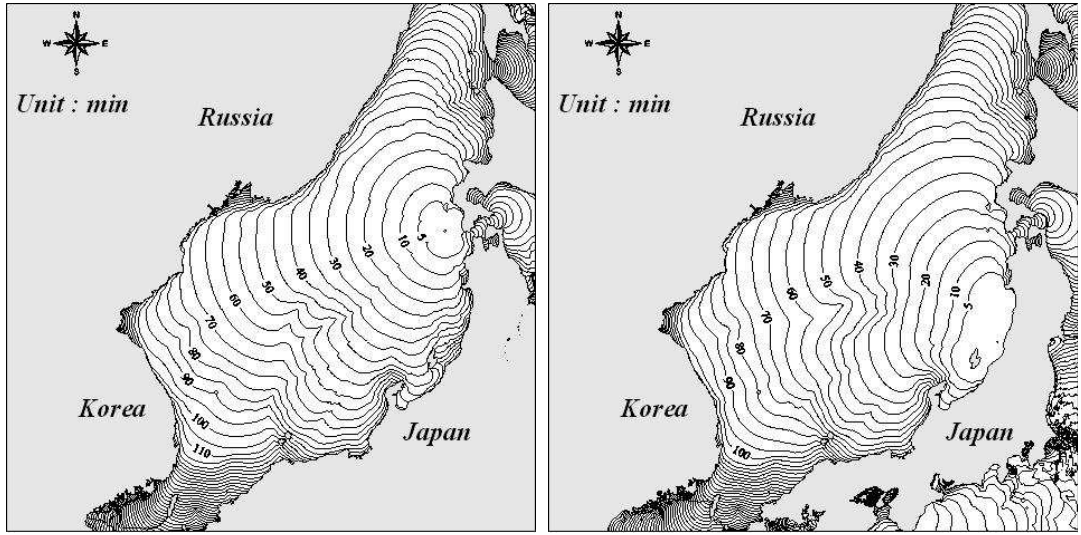
대상영역은 전술한 수치해석에 사용된 그림-4.1을, 수심은 그림-4.2를 적용한다. 계산시간은 지진해일의 영향을 충분히 고려할 수 있도록 지진의 발생 시작시간부터 6시간 동안 모의하고, 표-4.1의 조건들을 적용하며, 표-4.7에 지진공백역에서 가정된 단층파라미터의 값들을 제시한다.

표-4.7 지진공백역(Ichikawa, 1994; Tohoku university, 1995)의 단층파라미터

	Latitude (°N)	Longitude (°E)	H (km)	$\Theta$ (deg)	$\delta$ (deg)	$\lambda$ (deg)	L (km)	W (km)	U (km)
모델 1	41.7	139.2	3	110	45	100	45	25	2.3
모델 2	38.3	138.5	1	23	35	90	140	50	5.0
모델 3	39.4	139.2	1	105	45	90	100	50	4.1
모델 4	39.3	139.9	1	105	45	90	100	50	4.1
모델 5	37.9	137.9	1	15	20	90	70	40	3.2
모델 6	37.8	138.8	1	190	55	90	60	20	1.9

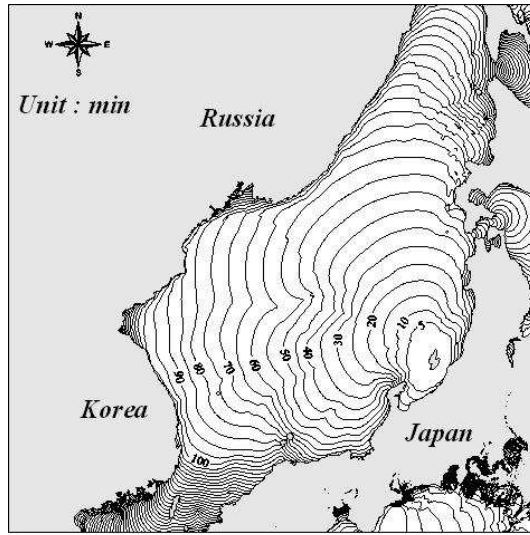
### 4.3.2 수치해석결과

그림 4.13은 표 4.7에 제시된 단층파라미터를 사용하여 도출된 수치해석의 결과 중 3개의 경우에 대한 지진해일의 전파속도에 대한 모식도를 나타내고 있다. 발생한 지진의 단층에 따라 대화퇴 부근에서 굴절 및 회절되는 현상을 확인할 수 있으며, 전파되는 양상이 다소 상이하지만 3개의 모델 모두 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 내습하는 것을 알 수 있다. 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도로 그 전파속도는 이전에 발생한 지진에 대한 해석결과와 동일하게 나타나는 것을 알 수 있다.



(a) 모델 1

(b) 모델 2



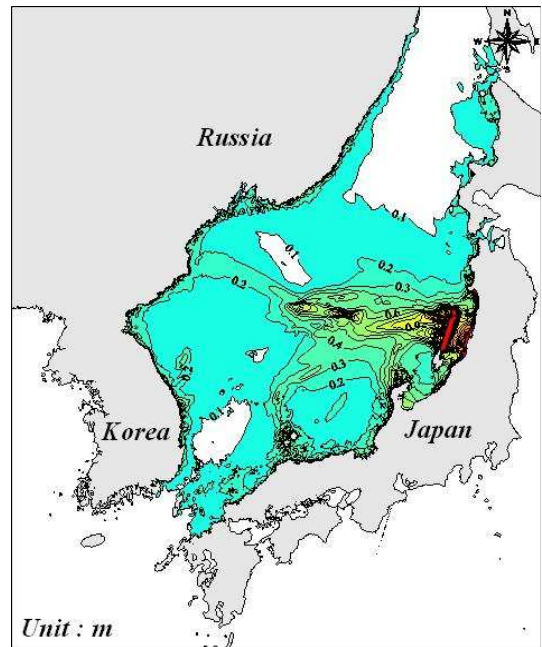
(c) 모델 5

그림-4.13 지진공백역의 지진에 의한 지진해일의 전파도

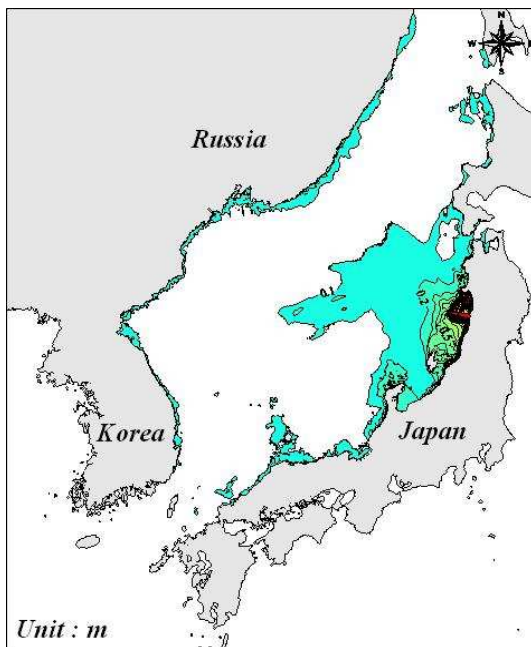
그림-4.14는 각 모델의 지진에 의한 지진해일에 있어서 영역내의 최고수위분포를 나타낸다, 그림을 살펴보면 에너지의 대부분이 러시아 방향으로 전파하는 것을 확인할 수 있고, 대화퇴 부근에서 발생하는 회절현상으로 일본 남쪽으로 전파되는 성분이 있음을 알 수 있다. 단층파라미터의 차이에 따라 각 모델의 경우에 상당한 수위분포의 차이를 나타내며, 모델 1, 모델 4, 모델 6은 상대적으로 동해안에 거의 영향을 미치지 않음을 알 수 있다. 모델 3은 일본 연안에는 상당한 해일고를 발생시키지만 우리나라에는 그 영향이 비교적 적다고 할 수 있고, 모델 5의 경우 역시 상대적으로 우리나라 연안에 미치는 영향이 적다는 것을 알 수 있다. 모델 2의 경우가 가장 높은 수위분포를 나타내며, 동해안에도 상당한 해일고를 발생시킨다. 이때 최저 및 최고수위를 표-4.8에 제시한다.



(a) 모델 1



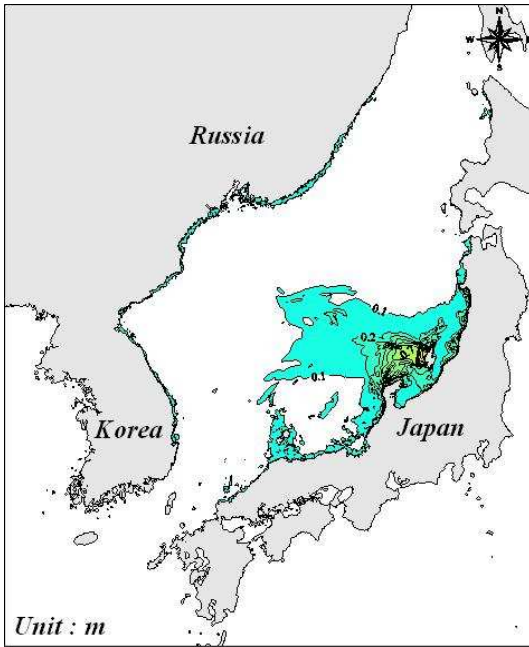
(b) 모델 2



(c) 모델 3



(d) 모델 4



(e) 모델 5



(f) 모델 6

그림-4.14 지진공백역의 지진에 의한 지진해일에 있어서 최대수위분포

표-4.8 지진공백역에 의한 지진해일에 있어서 최저 및 최고수위

지명	속초		목호		포항		울산		임원	
	최저 수위	최고 수위	최저 수위	최고 수위	최저 수위	최고 수위	최저 수위	최고 수위	최저 수위	최고 수위
모델 1	-0.14	0.14	-0.12	0.11	-0.05	0.06	-0.02	0.02	-0.18	0.19
모델 2	-0.95	0.75	-0.66	0.70	-0.67	0.75	-0.38	0.48	-1.00	1.59
모델 3	-0.16	0.17	-0.14	0.18	-0.42	0.40	-0.20	0.13	-0.36	0.44
모델 4	-0.06	0.06	-0.04	0.03	-0.12	0.11	-0.05	0.05	-0.07	0.05
모델 5	-0.17	0.18	-0.15	0.16	-0.26	0.26	-0.14	0.16	-0.37	0.40
모델 6	-0.03	0.04	-0.02	0.02	-0.06	0.06	-0.03	0.04	-0.05	0.04

## 제5장 결 론

본 연구에서는 수치모형실험을 통해 우리나라에 막대한 영향을 미친 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일의 내습시에 동해안의 각 지역에서 전파양상, 수위변동 등을 관측치와 비교하여 그 특성들을 평가하였다. 그리고 상당한 잠재적인 에너지를 가지고 있고 향후 지진활동이 발생할 가능성이 높은 일본 서측 연안의 단층대에 존재하는 지진공백역을 대상으로 여러 종류의 지진에 의한 가상지진해일을 수치모형실험을 통해서 그의 거동특성을 예측하고 우리나라에 미치게 될 영향을 살펴보았다. 이와 같은 과정에서 얻어진 중요한 사항을 본 논문의 결론으로 하여 아래에 기술한다.

(1) 본 연구에서 제안하는 수치해석기법을 통해 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일의 전파속도에 대한 계산치와 관측치를 비교·검토함으로써 본 연구의 타당성을 검증할 수 있었다.

(2) 1983년 동해 중부 지진의 수치해석결과에서 4개의 단층모델 모두 거의 동일한 전파속도와 양상을 나타내었으며, 지진 발생 후 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 내습하며, 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도로 북에서 남의 순서로 도달한다. 1993년 북해도 남서 외해 지진해일의 수치해석결과에서 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 동해안을 내습하며, 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도에 각각 지진해일이 도달한다.

(3) 1983년 동해 중부 지진과 1993년 북해도 남서 외해 지진에 의한 지진해일 에너지의 대부분이 러시아 방향으로 전파되는 양상을 확인하였고, 대화퇴 부근에서 일본 남쪽으로 굴절되는 성분이 있음을 알 수 있었다. 공해상에서는 0.1m~1.0m정도의 분포가 나타나며, 진원지 부근에서 1983년 동해 중부 지진의 Aida모델에 의해 최고 4m 이상이 나타났고, 1993년 북해도 남서 외해 지진에 대해서 영역내 최고수위는 공해상에서 0.1m~1.0m정도의 분포가, 진원지 부근에서 7m 정도의 수위변화가 발생하였다. 그리고,



단층파라미터 가운데 주향과 미끌어지는 방향은 초기수위에 영향을 준다는 사실을 확인할 수 있었다.

(4) 1983년 동해 중부 지진해일과 1993년 북해도 남서 외해 지진해일에 의한 속초, 묵호, 포항, 울산 및 임원지역에서 수위변동의 관측치와 수치모형실험 결과를 비교한 결과, 제1파가 도달하는 시간은 관측치와 일치하지만 최저 및 최고수위의 값과 그의 변동양상은 정성적으로는 일치하지만 정량적인 관점에서는 다소 불일치를 나타낸다.

(5) 지진 공백역에서 발생한 지진의 경우도 지진해일의 전파속도는 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 도달하며, 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도로 그 전파속도는 이전에 발생한 지진에 대한 해석결과와 동일하게 나타난다.

(6) 지진공백역에서 지진해일은 1983년 동해 중부 지진해일과 1993년 북해도 남서 외해 지진해일의 경우와 동일하게 에너지의 대부분이 러시아 방향으로 전파되며, 대화퇴 부근에서 발생하는 회절현상으로 일본 남쪽으로 상당한 에너지가 전파되는 것을 알 수 있었다. 단층파라미터의 차이에 따라 각 모델에서 상당한 수위분포의 차이를 나타내며, 모델 1, 모델 4, 모델 6은 상대적으로 동해안에 거의 영향을 미치지 않음을 알 수 있다. 모델 3과 모델 5는 일본 연안에는 상당한 해일고를 발생시키지만 우리나라에는 그 영향이 비교적 적고, 모델 2의 경우가 가장 높은 수위분포를 나타내며 동해안에도 상당한 해일고를 발생시킨다.

(7) 수위변동의 최고치, 최저치 및 변동양상에 대한 수치해석의 결과와 관측치와의 차이는 천해역에서 수심이 얕아지면서 발생하게 되는 천수효과를 본 연구의 수치해석수법에서 충분히 재현할 수 없기 때문인 것으로 판단된다. 이는 향후 격자접속기법 등의 도입을 통해 계산격자의 간격을 작게 설정하여 천해에서 수심을 정확히 고려하면 해결될 것으로 판단된다.

(8) 연안에서 경계조건이 완전반사일 경우에 동해에서 지진해일이 발생하면 에너지의 일부만 개경계로 방출되고 나머지는 동해에서 해면을 진동시키게 되며, 이로 인해 러시아

나 일본 연안에서 완전반사된 파가 다시 동해안으로 내습할 경우 실제보다 큰 에너지를 가진 파가 나타나게 된다. 이와 같은 현상은 향후 연안에 이동경계조건을 적용하여 지진해일의 에너지를 감쇠시켜 해결하고자 한다.

## 〈 참고문헌 〉

- [1] 국립방재연구소, 1998 : 동해안에서의 쓰나미 위험도 평가, 국립방재연구소 연구보고서 NIDP-98-06.
- [2] 윤성범, 임채호, 조용식, 최철순, 2002 : 지진해일 전파 분산보정 유한차분모형의 정밀도 평가, 한국해양해양공학회지, Vol.14, No.2, pp.116-127.
- [3] 추교승, 1987 : 한국연안에서 발생한 폭풍·지진해일 현상에 대하여, 교통부 수로국.
- [4] 최병호, 김덕구, 노상준, 이호준, 1997 : 1994년 필리핀 민도로스섬의 쓰나미 산정, 한국해양해양공학회지, Vol.9, No.3, pp.140-154.
- [5] 최병호, 우승범, Pelinovsky, E., 1994 : 1993년 동해 쓰나미의 산정, 한국해양해양공학회지, Vol.6, No.4, pp.404-412.
- [6] 최병호, 이호준, 1993 : 1983년 동해 쓰나미의 산정, 대한토목학회논문집, Vol.13, No.3, pp.207-219.
- [7] 최병호, 정홍화, 1995 : 1992년 니카라구아 쓰나미의 범람 산정, 한국해양해양공학회지, Vol.7, No.1, pp.24-32.
- [8] 한국전력공사 기술연구원, 1991 : 발전소구조물에 미치는 지진해일의 영향연구.
- [9] Aida, I., 1969 : Numerical experiments for tsunami caused by moving deformations of the sea bottom, Bull. Earthquake Res. Inst., Vol.47, pp.673-700.
- [10] Aida, I., 1984 : A source models of the 1983 Nihonkai-earthquakes tsunami, Proc. Symp. Nihonkai Chubu Earthquake Tsunami, JSCE, pp.9-21.

- [11] Gonzalez, F.I., 1999 : Tsunami, Scientific American, May, pp.56-65.
- [12] Goto, C. and Shuto, N. 1983 : Numerical simulation of tsunami propagations and run-up, tsunami-Their Science and Engineering, edited by Iida and Iwasaki, Terra Science Publishing Company, Tokyo, pp.439-451.
- [13] Ichikawa, Y. 1994 : Remaining earthquake vacant region, Monthly Ocean, Vol.7, pp.102-104.
- [14] Imamura, F., Shuto, N., and Goto, C., 1988 : Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis. Proc. of 6th Congress Asian and Pacific Regional, IAHR, Japan, pp.975-987.
- [15] Mansinha, L. and Smylie, D.E., 1971 : The displacement of earthquake fault model, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol.61, pp.1400-1433.
- [16] Satake, K., 1985 : The mechanism of the 1983 Japan sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunami, Phys. Earth Planet. Inter., Vol.37, pp.249-260.
- [17] Takahashi, T., Shuto, N., Imamura, F. and Ortis, M., 1994 : Fault model to describe Hokkaido Nansei offshore Earthquake for tsunami, JSCE, Vol.41, pp.251-255.
- [18] Tohoku University, 1995 : Observation of continuous crustal change in Tohoku area, Report of Disaster Control Research Center.
- [19] Yoon, S.B. and Liu, P.L.-F. 1992 : Numerical simulation of a distant small-scale tsunami, Recent Advances in Marine Science and Technology, PACON92, Pacific Congress on Marine Science & Technology, Kona, Hawaii, pp.67-78.

- [20] 岩崎敏夫, 眞野 明, 1979 : オイラー座標による二次元津波面上の数値計算, 第26回  
海岸工学講演會論文集, 土木學會, PP.70-74.
- [21] 多田 堯, 1984 : 日本海中部地震と地殻變動, 月刊地球, Vol.6, pp.18-21.
- [22] 田中和夫, 佐藤魂夫, 小菅正裕, 佐藤裕 1984 : 日本海中部地震の特性 1983年日本海  
中部地震による災害の総合的調査研究, pp.39-45.
- [23] 都司嘉宣, 小西達男, 1985 : 日本海に發生した地震津波と数値計算結果, 国立防災  
科學技術センター研究報告, No.35, pp.277-297.
- [24] 井上和也, 1986 : 開水路非正常流の数値解析法とその水工学への応用に関する研究,  
京都大學學位論文, pp.172-177.
- [25] 吳林象 安希洙, 秋教昇, 高昌男, 1993 : 韓國 近海의 海底地震과 地震海溢, 한림원.