

공백역 지진에 의한 동해안의 지진해일 산정

Computation of Hypothetical Tsunamis on the East Coast in Korea

최 병 호*
Choi, Byung Ho

홍 성 진**
Hong, Sung Jin

이 제 신***
Lee, Jei Shin

국문요약

본 논문에서는 동해에서의 가상해저지진에 의한 지진해일의 예단적 특성에 대해 논하였는데 재해를 유발시킬수 있는 지진해일의 근원역은 공백역이론으로부터 선택되었다. 선형장파이론에 근거한 수치모형과 구면좌표계상의 파향선방정식에 근거한 파향선추적산정모형을 채택하여 28개의 선정된 가상지진(4 경우 실제지진 포함)에 의한 지진해일 전파를 산정하는 데 적용되었다. 결과로서 동해안에 전파되는 지진해일 특성과 동해안의 해안역위치에서의 지진해일 분포가 산정되어 지진해일 재해위험도가 상대적으로 낮은 지리적 위치를 구획화하였다.

주요어 : 지진해일, 수치모형, 파향선추적모형, 재해위험도 구획화

ABSTRACT

Prognostic characteristics of hypothetical tsunamis in the East Sea are discussed based on numerical model simulations of linear long wave theory and wave ray for 28 source zones of tsunamigenic earthquake selected by the seismic gap theory. As a result, the propagation patterns of tsunamis due to hypothetical earthquake are presented and analyses also lead to selection of the geographical zones with low risk of tsunamis.

Key words : tsunami, numerical model, ray tracing model, risk zoning.

1. 서 론

1983년 5월 26일 동해중부지진에 의한 지진해일에 의한 피해가 한국동해안에 발생한 지 10년이 경과된 후 1993년 7월 12일 13시 17분(GMT), 홋카이도 섬 서쪽 해안과 오키시리 섬(42° 47'N, 139° 12'E)에서 진도(Ms) 7.6의 강력한 지진이 발생하였다. 이로 인한 지진해일 피해지역은 가까운 일본 서해안뿐만 아니라, 러시아의 연해주 지역 및 한반도 동해안이 포함되었는데, 지진해일 발생 1.9-2시간 이후에 동해안에 위치한 강원도내의 64개 어항이 피해를 입었다. 바다의 상태는 17시(GMT)가 되어 안정을 되찾았으며, 20시(GMT)에는 지진해일 경보도 해제되었다. 중앙재해대책본부에 따르면, 33대의 선박이 피해를 입었으며, 그 피해액은 미화 200만불에 달했다. 이 93년 지진해일의 경우는 조사단이 결성되어 신속하게 한반도 동해안 지역의 피해 조사가 수행되었다(쓰나미 조사단⁽¹⁾). 한반도 동해안의 지진해일 위험도 산정의 필요성에 대한 문제는 지난 10년간 논의되어 왔다. 역사지진의 기록은 이미 발생하였던 지진해일이 내습하였던 지역에 대한 지진해일 발생가능성 추정에 사용되었다(Chung et al.⁽²⁾, Chung et al.⁽³⁾). 물론, 사용되었던 역사지진기록의 수는 적으며, 동해안 전체에 대한 지진해일위험도를 산정하기에는 충분치 않다. 이런 경우에는 Curtis와 Pelinovsky⁽⁴⁾의 예에서 보듯이 수치모델의 시뮬레이션이 유용하다. 그 첫번째 단계는 기 발생하였던 역사지진에 대한 시뮬레이션을 통하여 관

측치가 없던 지역의 지진해일의 특성을 알아내는 것이며, 이와 같은 실험은 1983년 사상(Choi and Lee⁽⁵⁾)과 1993년 사상(Choi et al.⁽⁶⁾)에 대하여 수행되었다. 두번째 단계는 발생가능한 지진해일에 대한 시뮬레이션으로(Choi et al.⁽⁷⁾), 한반도 동해안의 해안역에서의 가상지진해일의 특성을 비교, 연구하고 있다.

동해에 연한 해안국의 해안에 지진해일을 유발시킬 수 있는 공백역 가상지진이 최근의 지진해일 연구의 관심사인데, 일본은 특히 이 공백역 가상지진의 추정과 이에 대한 대비 연구를 수행해 오고 있다. 본 연구에서는 일본 연안에 가까운 지진 공백역에서의 가상지진에 의한 한국 동해안에서의 지진해일분포와 이를 활용한 지리적 위험도 분석을 간단한 동수력학적 모형과 파향선추적모형의 예단적 시뮬레이션의 결과로서 검토하였다.

2. 지진 공백역의 추정 및 초기변위 산정

과거의 지진, 오토츠크 판 경계부의 단층대의 지진공백역(Ichikawa⁽⁸⁾, Tohoku University⁽⁹⁾)을 근거로 산정한 6개의 지진 공백역(Lee⁽¹⁰⁾)과 과거 우리나라 동해안에 피해를 주었던 4개의 지진해일(1940년 8월 20일, 1964년 6월 16일, 1983년 5월 26일, 1993년 7월 12일)을 기본으로 하여 10개의 가상지진을 가정하고, 각 지진의 진원지의 위치에서 경도기준 동·서방향으로 0.2°~1° 씩 이동하여 총 28개의 가상지진을 추정하여 본 연구에 사용하였으며(Fig. 1), 공백역 가상지진의 단층 파라미터를 추정하기 위해 아래와 같이 제시한 식 (1)과 (2)를 이용하였다(Sato⁽¹¹⁾). 우선, 가상 지진의 위치, 단층 면적 s , 주향 θ 는 설정한 공백역에 의해 직접 구하고, 지진 모멘트

* 정회원 · 성균관대학교 토목환경공학과, 정교수(대표저자 : bhchoi@yurim.skku.ac.kr)

** 일본 동북대학교 토목공학과, 박사과정

*** 성균관대학교 토목환경공학과, 석사과정

본 논문에 대한 토의를 2002년 8월 31일까지 학회로 보내 주시면 그 결과를 게재하겠습니다. (논문접수일 : 2002. 4. 9 / 심사종료일 : 2002. 5. 13)

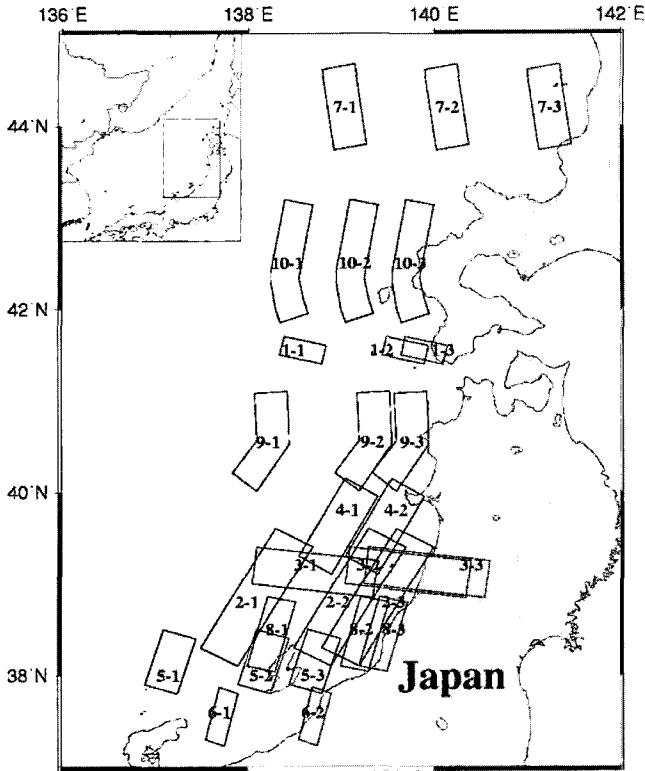


Fig. 1 Locations of the tsunamigenic earthquakes used for numerical experiment(28 cases)

M_o 는 식 (1)을 이용하여 단층 면적으로부터 추정하였다.

$$\log S = \frac{2}{3} \log M_o - 14.9 \quad (1)$$

또한, 변위량 u 는 지진 모멘트 M_o , 단층면의 면적 s (단층 길이 L (m), 단층폭 W (m)), 강성률 μ (dyne/cm)로부터,

$$M_o = \mu \times u \times L \times W \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (2)$$

와 같이 구할 수 있다.

이상으로부터 지진 공백역 모형에 대해 추정된 단층 파라미터를 Table 1에 제시하였으며, 설정한 지진 중 Case 2-1, 2-2, 2-3의 경우는 지진 모멘트가 1.31×10^{28} dyne · cm로서 최대 규모이다. 이 28개의 가상지진(4 경우의 실제지진포함)은 동북대 재해제어센터(Tohoku University⁽⁹⁾)의 보고서에 제시된 가상지진의 제원으로 부터 확장시킨 것이다.

3. 수치모형

3.1 동수력학적 지진해일 시뮬레이션 모형

본 연구에서는 동해에서 발생한 지진해일에 의한 우리나라 동해안에서의 영향을 연구하기 위하여 대상영역을 동해 전역으로 하였으며, 코리올리 효과가 고려되었으며, 좌표는 구면좌표계를 사용하였다. 즉, 지진해일의 거동은 다음과 같은 바다마찰항을 포함하지 않는 선형 장파방정식에 의해 지배 받는다(Shuto et al.⁽¹²⁾).

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mu}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \left[\frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (N \cos \theta) \right] &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \mu}{\partial \lambda} &= fN \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \mu}{\partial \theta} &= -fM \end{aligned} \quad (3)$$

여기서, θ , λ 는 각각 위도와 경도, μ 는 파고이며, M , N 은 각각 위도와 경도방향의 선유량, R 은 지구반경이다. g 는 중력가속도, h 는 정지수면에서의 수심, f 는 코리올리 계수 ($f = 2\omega \sin \theta$)이다.

초기해수면형상은 초기해수면형상이 장파의 유속 보다 빠른 플레이트의 수직변위 속도에 의한 수직변위의 움직임과 같다고 가정하는 Manshinha and Smylie⁽¹³⁾에 의해 제시된 방법을 사용하여 결정하였다. 수심자료는 동해 전역의 재편집, 작성된 1분 격자 수심체계(최병호 등⁽¹⁴⁾)를 사용하였다. 이 모형은 수직벽 연안경계를 가정하므로 산정된 결과는 상대적인 연안역에서 지진해일 파고 크기를 추정하는데 이용되는 간단한 모형이며 실제적인 지진해일 파고는 관측자료에 의한 율파비(Togashi⁽¹⁵⁾), Green's theorem, 해석적 율파모형(Shuto⁽¹⁶⁾), Pelinovsky⁽¹⁷⁾)에 따른다. 모형 시뮬레이션 결과는 영역 전체 및 연안을 따른 최대파 분포로서 제시하였다. 등치선의 밀도가 높은 분포는 지진해일 에너지집중을 제시하며 또한 분포도로부터 지진해일 에너지전파의 방향성(directivity)이 제시된다.

3.2 파향선추적모형

파향선방정식에 근거한 이 모형에서는 지진해일 에너지의 전파경로와 도달시간을 산정함으로써 동해안에서의 지진해일에 의한 에너지 집중 현상이 발생 가능한 지역을 예측할 수 있으므로 본 연구에서는 전철의 동수력학적 지진해일 모형과 파향선추적산정(ray tracing)모형을 이용하여 28개의 가상 지진에 대한 수치실험을 수행하였다. 이에 사용된 지배방정식은 다음과 같다(Sobel and Von Seggern⁽¹⁸⁾, Satake⁽¹⁹⁾).

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{dT} &= \frac{1}{nR} \cos \zeta \\ \frac{d\varphi}{dT} &= \frac{1}{nR \sin \theta} \sin \zeta \\ \frac{d\zeta}{dT} &= -\frac{\sin \zeta}{n^2 R} \frac{\partial n}{\partial \theta} + \frac{\cos \zeta}{n^2 R \sin \theta} \frac{\partial n}{\partial \varphi} - \frac{1}{nR} \sin \zeta \cos \theta \end{aligned} \quad (4)$$

여기서, θ 와 φ 는 각각 시간 T 에서의 파향선(ray)의 위도와 경도이며, n 은 slowness ($= 1/\sqrt{gh}$, \sqrt{gh} =파속)이다. R 은 지구의 반경이며, ζ 는 남쪽으로부터 시계반대방향으로 측정된 파향선(ray)의 방향이다. 모형은 Satake⁽¹⁹⁾에 의해 구면 격자체계에서 적용할 수 있도록 프로그래밍되었으며, generic mapping tools(Wessel and Smith⁽²⁰⁾)로 표출시킬 수 있게 설계되었다. 본 연구에서는 과거의 점원 또는 임의적 타원형 좌원역 설정을 탈피하여 진원모형(Manshinha and Smylie⁽¹³⁾)에 의한 초기수면 변형역에서부터의 파향선추적이 가능하게 하였다.

Table 1 Fault parameters for the hypothetical earthquakes.

Case	Lon(° E)	Lat(° N)	<i>H</i> (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	<i>L</i> (km)	<i>W</i> (km)	<i>u</i> (cm)	<i>M_o</i>	μ
1-1 (1)	138.2	41.7	3	110	45	100	45	25	230	5.87	3.25
1-2 (2)	139.2	41.7	3	110	45	100	45	25	230	5.87	3.25
1-3 (3)	139.3	41.7	3	110	45	100	45	25	230	5.87	3.25
2-1 (4)	137.5	38.3	1	23	35	90	140	50	500	13.1	3.70
2-2 (5)	138.5	38.3	1	23	35	90	140	50	500	13.1	3.70
2-3 (6)	138.7	38.3	1	23	35	90	140	50	500	13.1	3.70
3-1 (7)	138.2	39.4	1	105	45	90	100	50	410	7.92	3.85
3-2 (8)	139.2	39.4	1	105	45	90	100	50	410	7.92	3.85
3-3 (9)	139.3	39.4	1	105	45	90	100	50	410	7.92	3.85
4-1 (10)	138.4	39.3	1	23	45	75	100	50	200	1.17	4.25
4-2 (11)	138.9	39.3	1	23	45	75	100	50	200	1.17	4.25
5-1 (12)	136.9	37.9	1	15	20	90	70	40	320	3.12	3.70
5-2 (13)	137.9	37.9	1	15	20	90	70	40	320	3.12	3.70
5-3 (14)	138.4	37.9	1	15	20	90	70	40	320	3.12	3.70
6-1 (15)	137.8	37.8	1	190	55	90	60	20	190	0.93	4.00
6-2 (16)	138.8	37.8	1	190	55	90	60	20	190	0.93	4.00
7-1 (17)	138.53	43.73	1	347	40	90	100	35	535	2.40	4.50
7-2 (18)	139.53	43.73	1	347	40	90	100	35	535	2.40	4.50
7-3 (19)	140.53	43.73	1	347	40	90	100	35	535	2.40	4.50
8-1 (20)	138.42	38.74	1	189	56	90	80	30	781	4.20	4.00
8-2 (21)	139.42	38.74	1	189	56	90	80	30	781	4.20	4.00
8-3 (22)	139.60	38.74	1	189	56	90	80	30	781	4.20	4.00
9-1 (23)	137.84	40.21	1	22	40	90	40	30	760	3.60	4.00
	138.02	40.54	1	355	25	80	60	30	305	2.20	4.00
9-2 (24)	138.84	40.21	1	22	40	90	40	30	760	3.60	4.00
	139.02	40.54	1	355	25	80	60	30	305	2.20	4.00
9-3 (25)	139.13	40.21	1	22	40	90	40	30	760	3.60	4.00
	139.32	40.54	1	355	25	80	60	30	305	2.20	4.00
10-1 (26)	138.30	42.10	5	163	60	105	24.5	25	1200	0.34	0.46
	138.25	42.34	5	175	60	105	30	25	250	0.46	2.45
	138.40	43.13	10	188	35	80	90	25	571	2.39	1.86
10-2 (27)	139.30	42.10	5	163	60	105	24.5	25	1200	0.34	0.46
	139.25	42.34	5	175	60	105	30	25	250	0.46	2.45
	139.40	43.13	10	188	35	80	90	25	571	2.39	1.86
10-3 (28)	139.40	42.10	5	163	60	105	24.5	25	1200	0.34	0.46
	139.35	42.34	5	175	60	105	30	25	250	0.46	2.45
	139.50	43.13	10	188	35	80	90	25	571	2.39	1.86

H : focal depth(km), *L* : length(km), *W* : width(km), *u* : dislocation(cm), θ : strike angle(°), δ : dip angle(°), λ : slip angle(°), *M_o* : seismic moment($\times 10^{27}$ dyne.cm), μ : rigidity ratio($\times 10^{11}$ dyne/cm²)

Case 7-2(18) is the Shakotan-oki earthquake in August 2, 1940.

Case 8-2(21) is the Niigata earthquake in June 16, 1964.

Case 9-2(24) is the East Sea central region earthquake in May 26, 1983.

Case 10-2(27) is the Southwest off Hokkaido earthquake in July 12, 1993.

4. 결 과

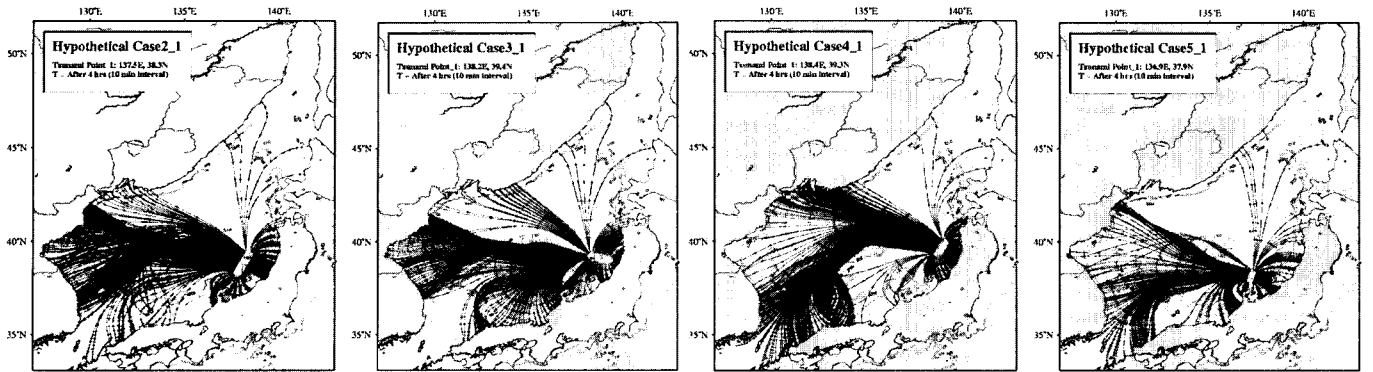
4.1 전파특성

Fig. 2는 파향선추적산정(Ray tracing)모형을 이용하여 산

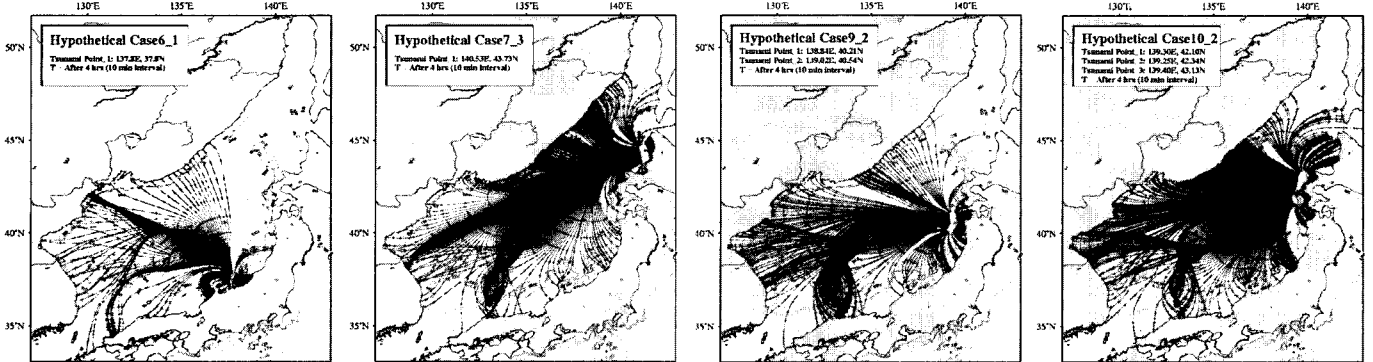
출한 각 유형별 전파도를 나타나고 있다. Case 2-1의 경우에는 서는 단층의 크기와 지진 모멘트가 상대적으로 크고 동해의 중앙부에 위치한 대화퇴의 영향으로 러시아 연안으로 향하던 에너지전파 방향이 우리나라 동해안 전역에 집중하는 것을

보여주고 있으며, 특히 임원, 울진지역에 에너지 집중현상이 크게 나타나는 것을 확인할 수 있었는데 과거의 초기과정의 연구에서는 이 임원항인근의 파집중을 렌즈효과로서 너무

단순화시켜 해석하기도 하였다. 이 Case 2-1의 경우는 역시 동수력학적 지진해일 모형을 이용하여 산정한 동해 연안에 서의 파고와 파고분포(Fig. 3과 Fig. 4)를 통하여 다시 확인

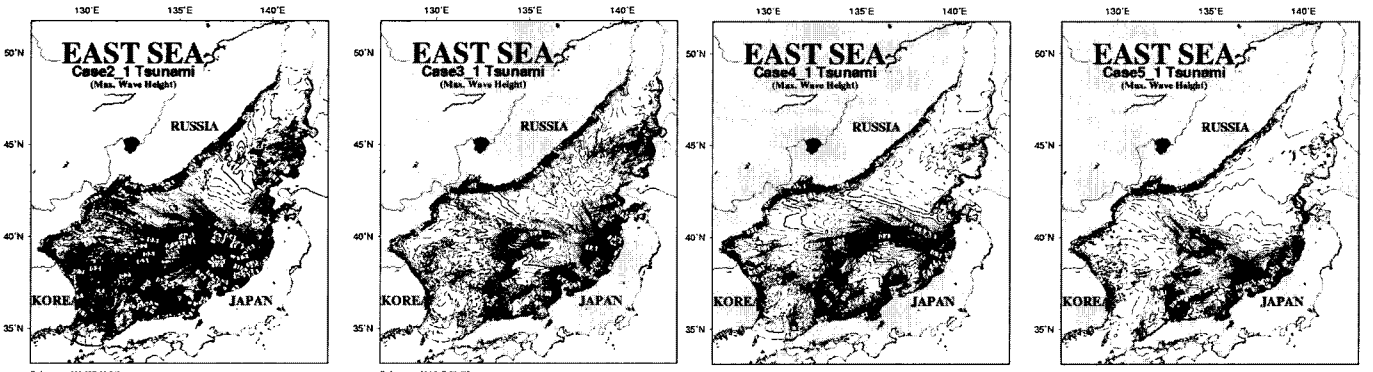


(a) Wave ray diagrams for case 2-1, 3-1, 4-1 and 5-1

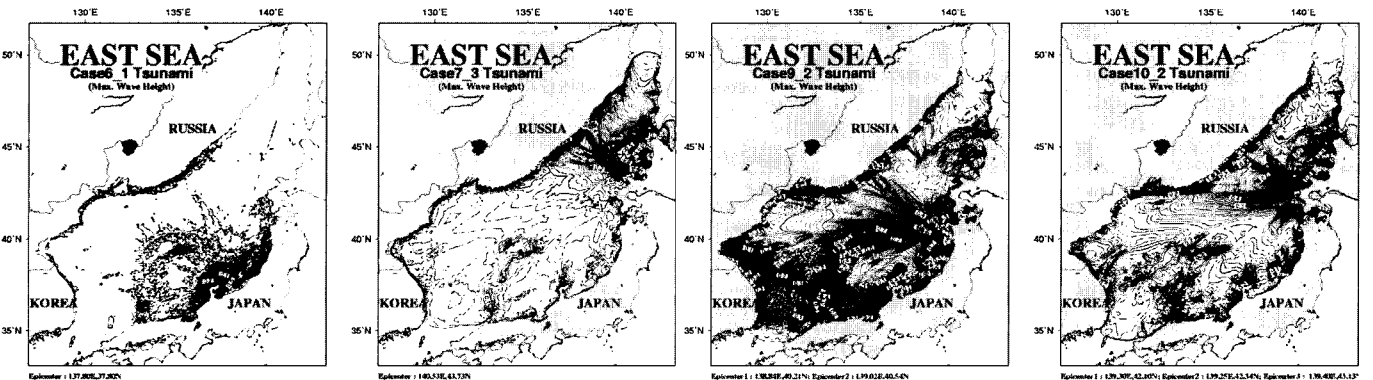


(b) Wave ray diagrams for case 6-1, 7-3, 9-2 and 10-2

Fig. 2 Wave ray diagrams



(a) Maximum height distributions for case 2-1, 3-1, 4-1 and 5-1



(b) Maximum height distributions for case 6-1, 7-3, 9-2 and 10-2

Fig. 3 Maximum height distributions

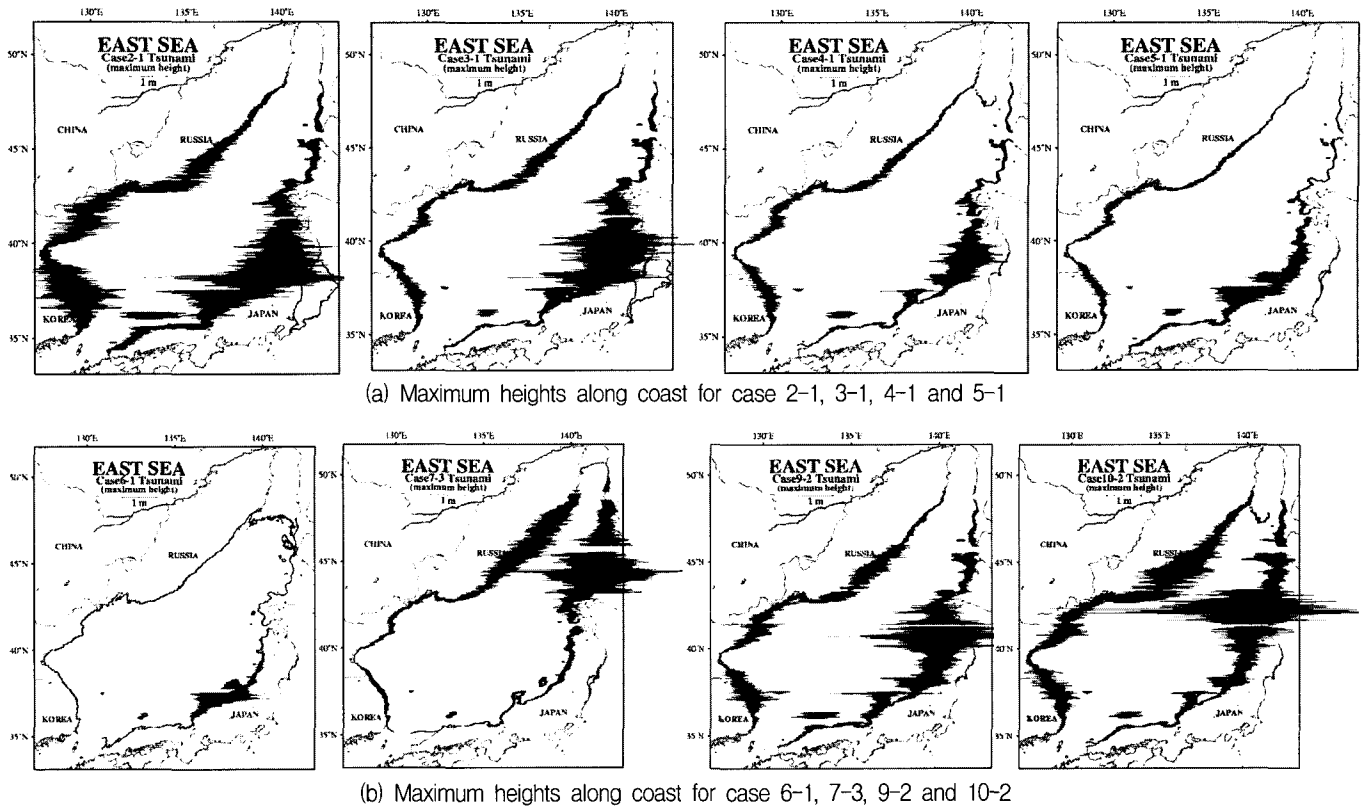


Fig. 4 Maximum heights along coast

할 수 있으며, 연안을 따른 파고의 경우 최대 2m 이상이 산정되었고, 동해 전역의 파고분포도(Fig. 4)를 보면 등치선의 밀도가 한국 동해안전역에서 매우 높은 것을 확인할 수 있었다. Case 4-1의 경우 파향선추적도에서 알 수 있듯이 동해안 북부지역으로 향하던 에너지전파 방향이 대화퇴의 영향으로 인하여 한국 동해안 남부 지역과 일본 토토리 지역으로 변화되어 이 지역에 집중되는 것을 확인할 수 있으며(Fig. 2), 이는 동해 전역과 연안에서의 최대파고 분포를 통하여 다시 확인할 수 있었다. Case 9-2는 1983년에 발생하여 우리나라 동해안에 큰 피해를 주었고, 특히 임원항에서 5m 이상의 파고가 관측(국립방재연구소⁽²¹⁾, 최병호 등⁽²²⁾)된 동해 중부지진의 지진해일 전파도이다. Fig. 2에서 볼 수 있듯이 진원지에서 발생한 에너지전파 방향이 동해연안 특히, 임원항 지역에 집중하는 것을 볼 수 있었으나, 동해안으로 향하는 많은 에너지전파가 Case 2-1과는 다르게 대화퇴의 영향으로 일본 남측의 오키제도와 토토리지역에 집중되는 것도 알 수 있었다(Fig. 5와 Fig. 6). 같은 Case 9-2에 대한 동수력학적 모형의 결과(Fig. 3과 Fig. 4)를 보아도 전파도에서 예측할 수 있듯이 우리나라 동해 연안에서 파고분포의 등치선의 밀도가 높고, 산정된 파고 역시 1.5m 이상의 파고가 산정되었으며 또한, 일본 오키제도 지역에서도 높은 밀도의 파고분포가 산정되었으며, 산정된 파고 역시 1.5m 이상의 파고가 산정되었다.

Case 10-2는 1993년 일본 북해도 남서 외해에서 발생하여 한국 동해안에 영향을 주었고, 특히 부구지역에서 2.57m가 관측(쓰나미조사단⁽⁴⁾)되었던 지진해일에 대한 전파도이다. 대부분의 에너지전파는 일본 서해안과 러시아 연안에 집중

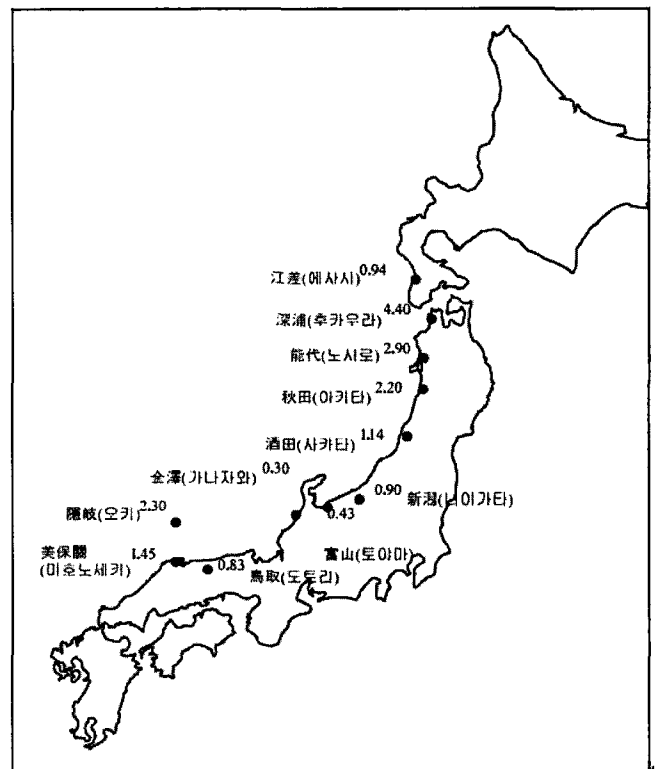


Fig. 5 Observed tsunami runup height along Japan coast for the 1983 tsunami (unit : meter, 국립방재연구소⁽²³⁾)

되는 것을 볼 수 있으나, 한국 동해안으로 향하는 에너지전파 방향이 동해 중앙부에 위치한 대화퇴의 영향으로 변화되어 일본 오키제도지역에 집중되는 것을 확인할 수 있었다(Fig. 7과 Fig. 8). 동수력학적 모형을 이용한 결과에서는 일본

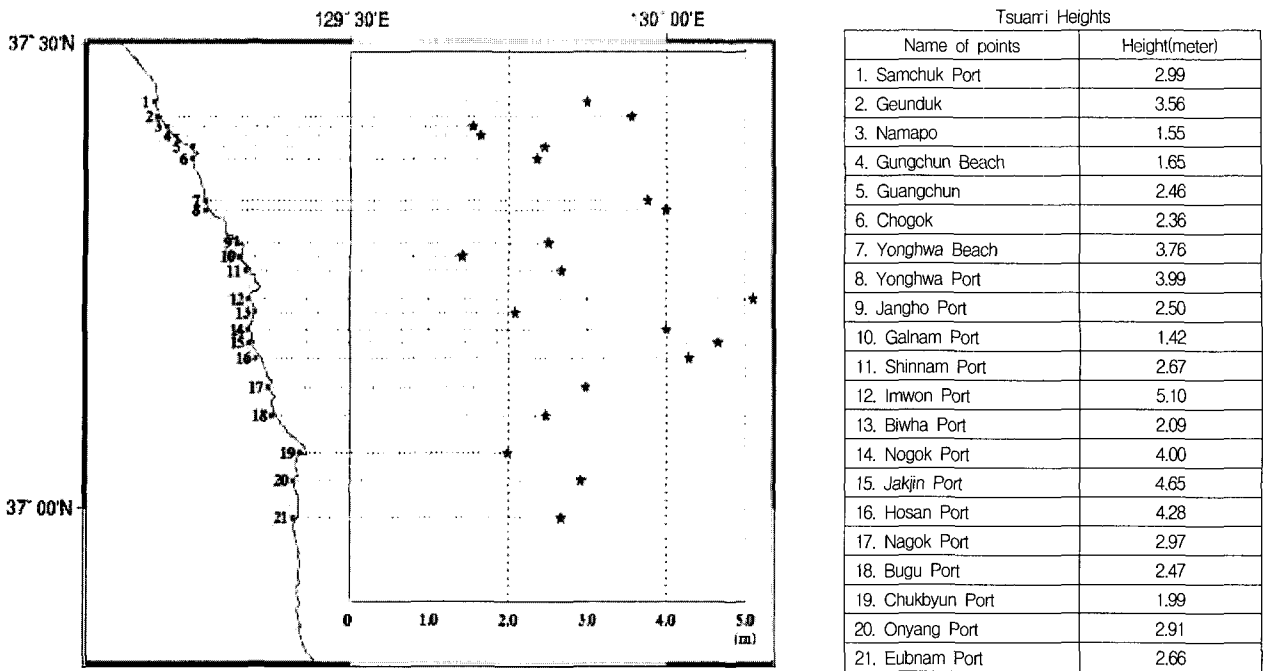


Fig. 6 Observed tsunami runup height along East Korean coast for the 1983 tsunami(국립방재연구소⁽²¹⁾)



Fig. 7 Observation of tsunami height for the 1993 Southwest Hokkaido earthquake(unit : meter, 국립방재연구소⁽²³⁾)

오키제도지역의 경우 전파도의 결과와 비슷한 에너지집중현상을 보이고 있으나, 한국 동해안은 에너지전파 경향과는 달리 1m이상의 파고와 높은 밀도의 파고분포가 이루고 있음을 확인할 수 있었다. 그러나, 전체적인 에너지전파 방향과 파고분포가 비슷한 경향을 나타내는 것을 확인할 수 있었다. Table 2는 가상지진 28개의 경우에 대한 동수력학적 모형과 파향선추적산정(ray tracing)모형에 의한 결과를 비교

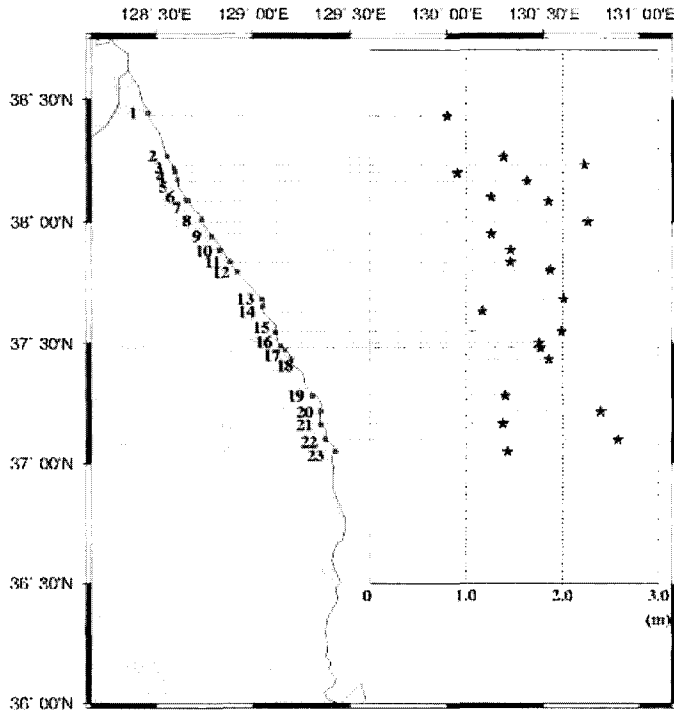
한 것으로 두 모형이 대체적으로 서로 비슷한 결과값을 산출하였다. 또한, Fig. 9는 각각의 가상지진에 대한 파향선추적산정(ray tracing)모형의 결과를 이용하여 에너지전파 방향을 단순화한 그림으로써 에너지전파 방향성에 있어서 대화퇴의 영향이 잘 표현되었고, 한국 동해안에 영향을 미치는 가상지진의 위치 및 에너지전파 특성을 확인할 수 있었다.

4.2 한국동해안의 지진해일 파고 분포

산정된 28개 사상의 최대해일고 추출위치는 Fig. 10에 제시되어 있으며, 최대해일고 값의 공간분포가 Fig. 11에 제시되어 있다. Fig. 11을 보면 분포경향이 동한만 지역(모델격자점 기준 150-200, 위도기준 39° 1'N - 39° 50'N)을 기준으로 두부분으로 나뉘어 있다. 최대해일고의 공간분포도 작성시 각각의 지진해일의 에너지 크기는 다르기 때문에 많은 수의 지진해일을 포함시키는 것이 중요하다. 지진해일사상간 에너지 크기의 상이함을 해결하기 위하여, 각 사상의 최대값(최대해일고)을 산정하고 그 값에 대하여 모든 지점에서의 계산된 해일고를 정규화시킨 값(최대값은 1)에 대한 공간분포도가 Fig. 12에 제시되어 있다. 여기서 정규화는 각 사상별로 추출된 431개의 data중에서 최대값을 산정하고, 431개의 값을 산정된 최대값으로 나누는 것을 말하며, 이를 통해 각 사상의 값들은 모두 0에서 1사이의 값을 가지게 되므로, 지진원의 에너지크기가 다른점을 해결할 수 있다. Fig. 12를 보면 정규화시킨 값들의 공간분포 또한 Fig. 11에 제시된 최대해일고와 같은 공간분포특성을 가짐을 알 수 있다. 이 동한만역에서 공백이 존재하는 것은 동한만 입구의 수심에 따른 렌즈효과 및 반달형 해안형서의 분산굴절특성의 복합과정으로서 지진해일파가 파고가 감소되며, 분기되어 전파된

다. 이 효과는 Fig. 13에 제시된 두 개의 가상지진 경우의 파향선분포를 보면 자명해진다. 초기 결론은 동한만 지역은 동해에서 발생하는 모든 지진해일에 대해서 파의 입사방향과

는 무관하게 안전하며, 이로 인한 피해는 무시될 수 있다. 역사기록을 살펴보아도, 동한만지역에서는 지진해일이 관측된 적이 없으므로, 초기 결론은 타당하다 할 수 있다.



Tsunami Heights	
Name of points	Height(meter)
1. Geojin Port	0.81
2. Ayajin Port	1.39
3. Sajin Port	2.22
4. Sockcho	0.91
5. Daepo Port	1.63
6. Osan Port	1.26
7. Susan Port	1.85
8. Gisamun	2.26
9. Namae Port	1.26
10. Jumunjin Port	1.46
11. Sachunjin Port	1.46
12. Gangmun	1.87
13. Jungdongjin	2.01
14. Gumjin Port	1.17
15. Mukho Port	1.99
16. Donghae Port	1.76
17. Chuam Beach	1.77
18. Samchuk Port	1.86
19. Jangho Port	1.41
20. Imwon Port	2.39
21. Hosan Port	1.38
22. Bugu	2.57
23. Junkbyun Port	1.43

Fig. 8 Observed tsunami runup height along East Korean coast for the 1993 tsunami(쓰나미조사단⁽¹¹⁾)

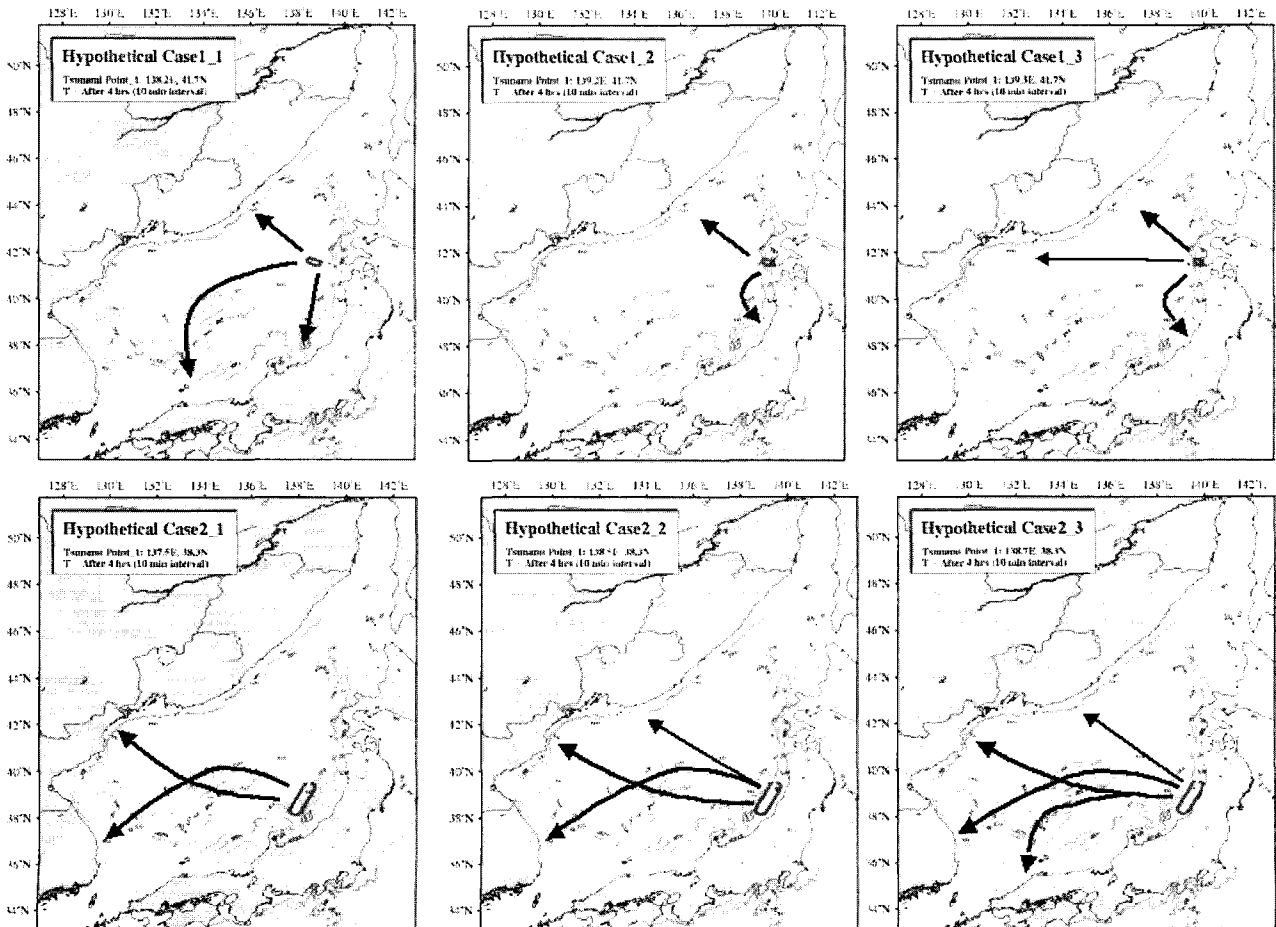


Fig. 9 Directivity of tsunami energy for hypothetical tsunamis from wave ray tracing model(28 cases)(continue)

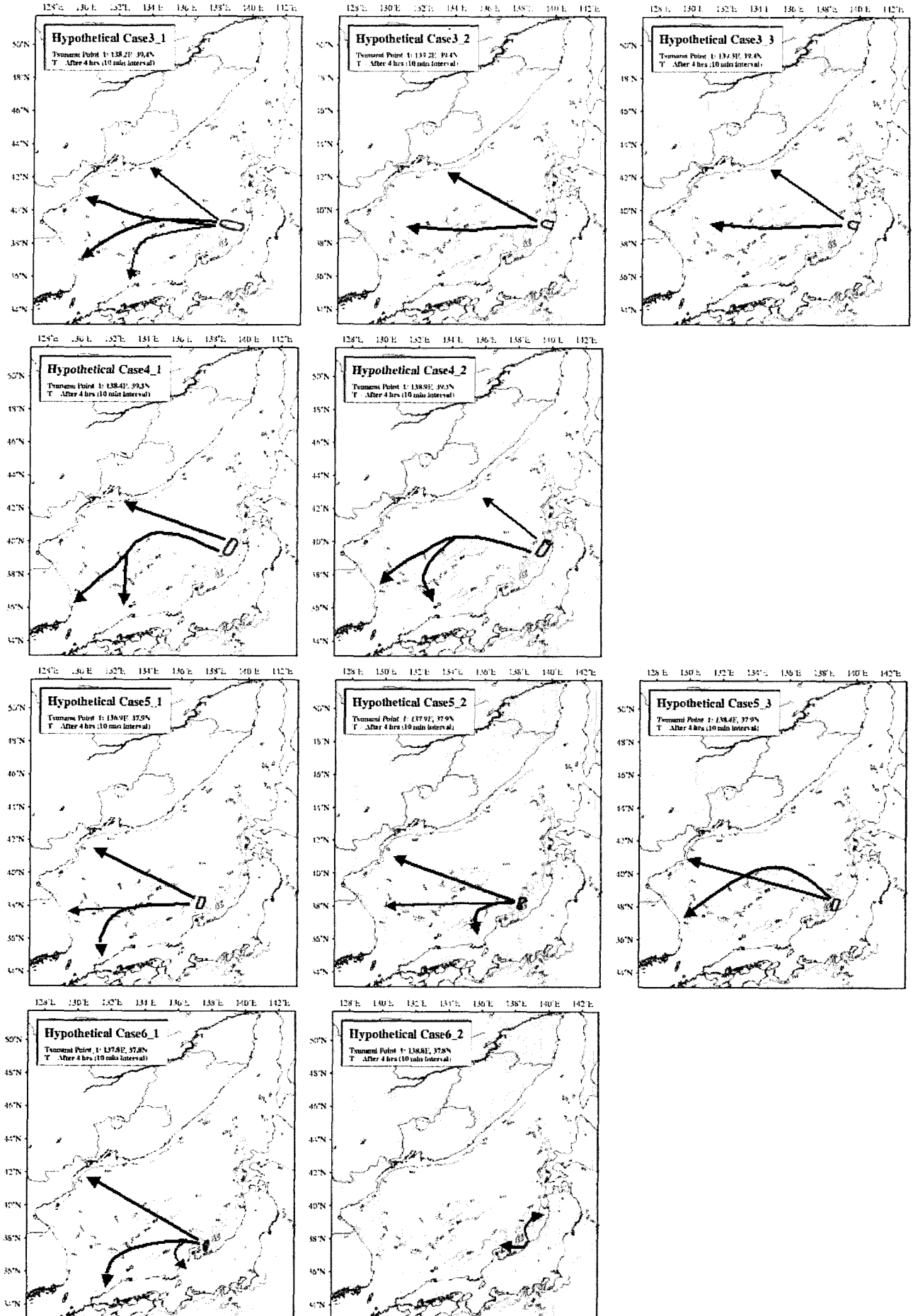


Fig. 9 Directivity of tsunami energy for hypothetical tsunamis from wave ray tracing mode(28 cases)(continue)

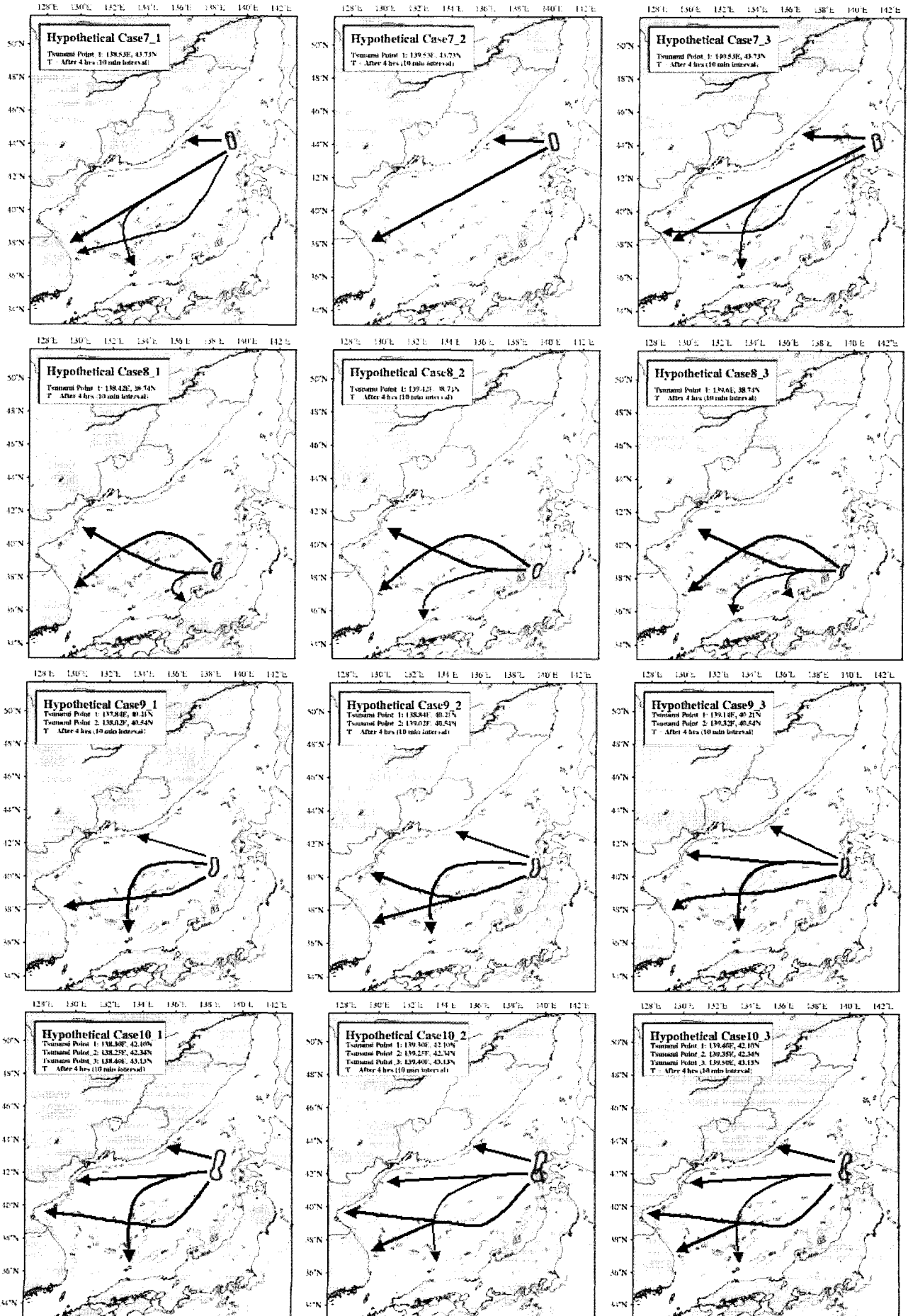


Fig. 9 Directivity of tsunami energy for hypothetical tsunamis from wave ray tracing model(28 cases)

Table 2 Comparison of results between hydraulic tsunami model and ray tracing model(continue)

Case	Tsunami model	Ray tracing model	Comparison
1-1	지진단층크기가 상대적으로 작고 동해연안과의 거리가 상당하여 미치는 영향이 작아 파고가 작게 측정되었다.	에너지흐름이 동해안에 도달하지 않았다.	비슷한 결과값을 갖는다.
1-2	"	"	"
1-3	"	"	"
2-1	단층의 크기가 상대적으로 크고 동해안과의 거리가 가깝고 대화퇴의 영향으로 동해안에서 큰 파고가 측정	에너지 흐름이 대화퇴의 영향에 의해 동해안에 집중되는 것을 확인	비슷한 결과값을 가지며, 동해안에서의 에너지 집중현상이 Tsunami model에서도 잘 표현되고 있다.
2-2	단층의 위치가 동해안에서 가까워 연안에서 상당한 크기의 파고가 측정(동해안 전역)	대화퇴의 영향을 크게 받지않고 에너지 흐름이 동해안 전역 해안에 집중	동해안 북부에서의 에너지 집중현상이 Tsunami model에서도 잘 표현되고 있다.
2-3	단층의 위치가 일본 연안과 근접하였으나 우리나라 동해연안에는 대화퇴의 영향으로 인해 1m이상의 파고가 계산되었다.	동해안에 크게 집중되는 에너지흐름이 산출되었다.	비슷한 결과값을 가지며, 동해안에서의 에너지 집중현상이 Tsunami model에서도 잘 표현되고 있다.
3-1	단층의 크기는 크나 위치적으로 우리나라 동해안에 큰 영향을 주지 않았으나 동해안(속초,강릉)지역에 대체로 큰 파고가 측정	동해안으로의 에너지 흐름이 많지는 않았지만 에너지가 동해안(속초,강릉)지역으로 집중되는 것을 확인	동해안 강릉지역의 에너지집중현상이 tsunami model에서도 잘 표현되는 것을 확인할 수 있다.
3-2	동해안에서 큰 파고를 관측할 수 없었다.	에너지흐름이 동해안 전역에 영향을 주었다.	Ray tracing 모형에서 산출된 동해안에서의 에너지집중현상이 tsunami model에서는 산출되지 않아 두 모형이 상이한 결과값을 산출하였다.
3-3	"	"	"
4-1	동해안에서 아주 큰 파고는 관측되지 않았으나 대체로 큰 파고 측정 (약 1 m)	대화퇴의 영향으로 큰 에너지흐름의 집중이 동해 연안 남부지역에서 관측	비슷한 결과값을 가지며, 동해안에서의 에너지 집중현상이 Tsunami model에서도 잘 표현되고 있다.
4-2	동해안에서 큰 파고가 측정되지 않았다.	대화퇴의 영향으로 에너지흐름이 변화되어 동해연안에 에너지가 집중되는 것을 확인	에너지집중현상이 동해안에서 보이나 tsunami model에서의 큰 파고는 계산되지 않았다.
5-1	"	큰 에너지흐름 또한 동해안에 도달하지 않았다.	비슷한 결과값을 갖는다.
5-2	"	동해안 북부지역(신포)에 에너지집중이 이루어짐	동해안 북부지역의 에너지집중현상이 tsunami model에서는 나타나지 않았다.
5-3	"	에너지 집중 현상이 이루어지지 않음	비슷한 결과값을 갖는다.
6-1	"	"	"
6-2	"	"	"
7-1	단층의 위치가 홋카이도 서측에 위치하여 러시아 연안에서는 큰 영향을 미쳤으나 우리나라 동해연안에서는 약 1m의 파고가 도달하였다.	에너지흐름의 대부분이 러시아연안과 일본연안으로 집중되었으며 우리나라 동해연안에 도달하는 에너지는 동해연안 중부지역(삼척, 강릉)에 집중되었다.	러시아연안에서의 에너지집중현상이 tsunami model에서 잘 표현되며, 동해안에서의 에너지집중 현상 또한, tsunami model에서도 큰 파고가 측정되어 비슷한 결과값을 갖는다.
7-2	"	"	"
7-3	단층이 일본 연안에 근접하여 일본연안에서만 큰 파고가 측정	"	Ray tracing 모형에서는 동해연안에서 에너지집중이 표현되었으나 tsunami model에서는 일본과 러시아연안에 큰 파고가 측정되었을 뿐 동해연안에서는 큰 파고가 측정되지 않았다.
8-1	우리나라 동해안 전역에서 큰 파고가 관측되었다. (최대 2m, 울진, 평해)	에너지흐름이 일본연안과 동해연안 북부지역, 중부지역에 집중(울진, 평해).	동해안전역에서 큰 파고가 측정되었으며, ray tracing model에서도 역시 동해 북부, 중부연안에서 에너지집중현상이 표현되었다.
8-2	동해연안에서 큰 파고가 관측되지 않았다.	동해안으로의 에너지집중이 관측(동해, 울진)	동해안에서 에너지집중현상이 보이나, tsunami model에서는 큰 파고가 측정되지 않았다.

Table 2 Comparison of results between hydraulic tsunami model and ray tracing model

Case	Tsunami model	Ray tracing model	Comparison
8-3	일본연안에서만 큰 파고가 관측될 뿐 우리나라 동해안에서는 큰 파고가 관측되지 않았다.	동해안으로의 에너지집중이 관측(동해, 울진)	동해안에서 에너지집중현상이 보이나, tsunami model에서는 큰 파고가 측정되지 않았다.
9-1	동해연안 전체에서 큰 파고가 측정되었다.	대화퇴의 영향으로 에너지흐름의 방향이 바뀌어 일본 연안쪽으로 집중되었으며, 우리나라 연안에서 도 큰 에너지집중현상이 발생하였다.	동해안과 일본 남측지역의 에너지 집중현상이 tsunami model에서도 잘 표현되었다.
9-2	동해 연안 전체에서 큰 파고가 측정되었다 (삼척, 동해 집중)	9-1과 거의 같은 모습을 보이나 우리나라에 에너지 집중현상이 나타난다.	동해안과 일본 남측지역의 에너지 집중현상이 tsunami model에서도 잘 표현되었다.
9-3	동해안에서 높은 파고가 관측되지 않았다.	에너지 집중현상이 동해안 중부지역에 관측되었다.	동해중부연안에서 에너지 집중현상이 측정되었으나, tsunami model에서는 동해에서 큰 파고가 관측되지 않았다.
10-1	홋카이도와 러시아연안지역에 큰 파고가 측정되었고 동해연안에서의 파고가 1m 이상으로 관측	에너지흐름이 모두 러시아와 일본 연안으로 집중되었으며, 동해연안에는 에너지 집중러시아해안과 일본연안에서의 에너지 집중	현상은 tsunami model에서 잘 표현되었으나, 동해안에서 측정된 큰 파고를 설명하는 에너지집중현상이 표현되지 않았다.
10-2	일본 홋카이도 연안과 러시아연안에서 큰 파고가 관측되었으며 우리나라 동해 북부 연안지역에서 큰 파고가 관측되었다.	에너지흐름이 모두 러시아와 일본 연안으로 집중되었으며, 동해 북부연안의 2 곳에서 에너지 집중현상이 일어났다.	러시아해안과 일본연안에서의 에너지집중현상은 tsunami model에서 잘 표현되었으나, 동해안에서 측정된 큰 파고를 설명하는 에너지집중현상이 표현되지 않았다.
10-3	홋카이도와 러시아 연안지역에 큰 파고가 측정되었고 동해연안에서의 파고역시 1m 이상으로 관측	에너지흐름이 모두 러시아와 일본 연안으로 집중되었으며, 대화퇴의 영향으로 동해북부연안에서 에너지 집중 현상이 보인다.	러시아해안과 일본연안에서의 에너지집중현상은 tsunami model에서 잘 표현되었으나, 동해안에서 측정된 큰 파고를 설명하는 에너지집중현상이 표현되지 않았다.

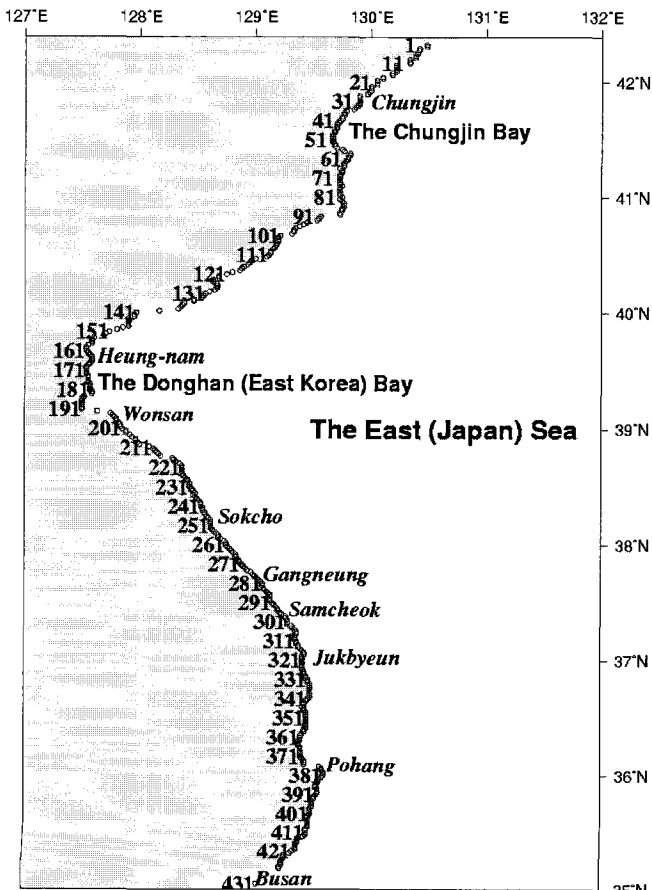


Fig. 10 Sampling position of maximum wave heights

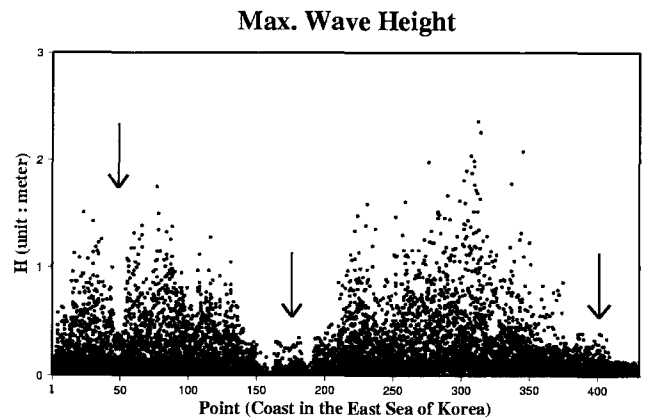


Fig. 11 Spatial distribution of the wave heights

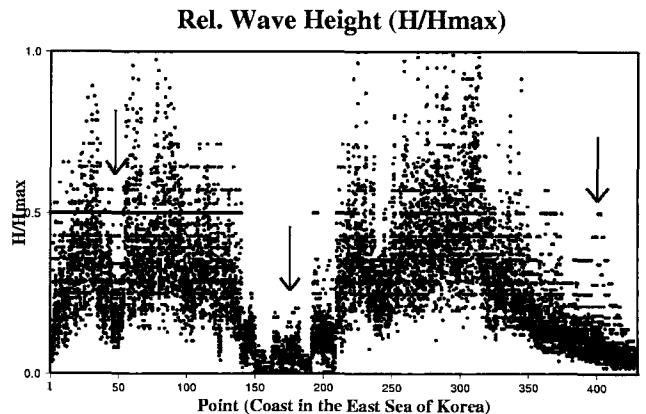


Fig. 12 Spatial distribution of the wave heights normalized by maximum height of each case

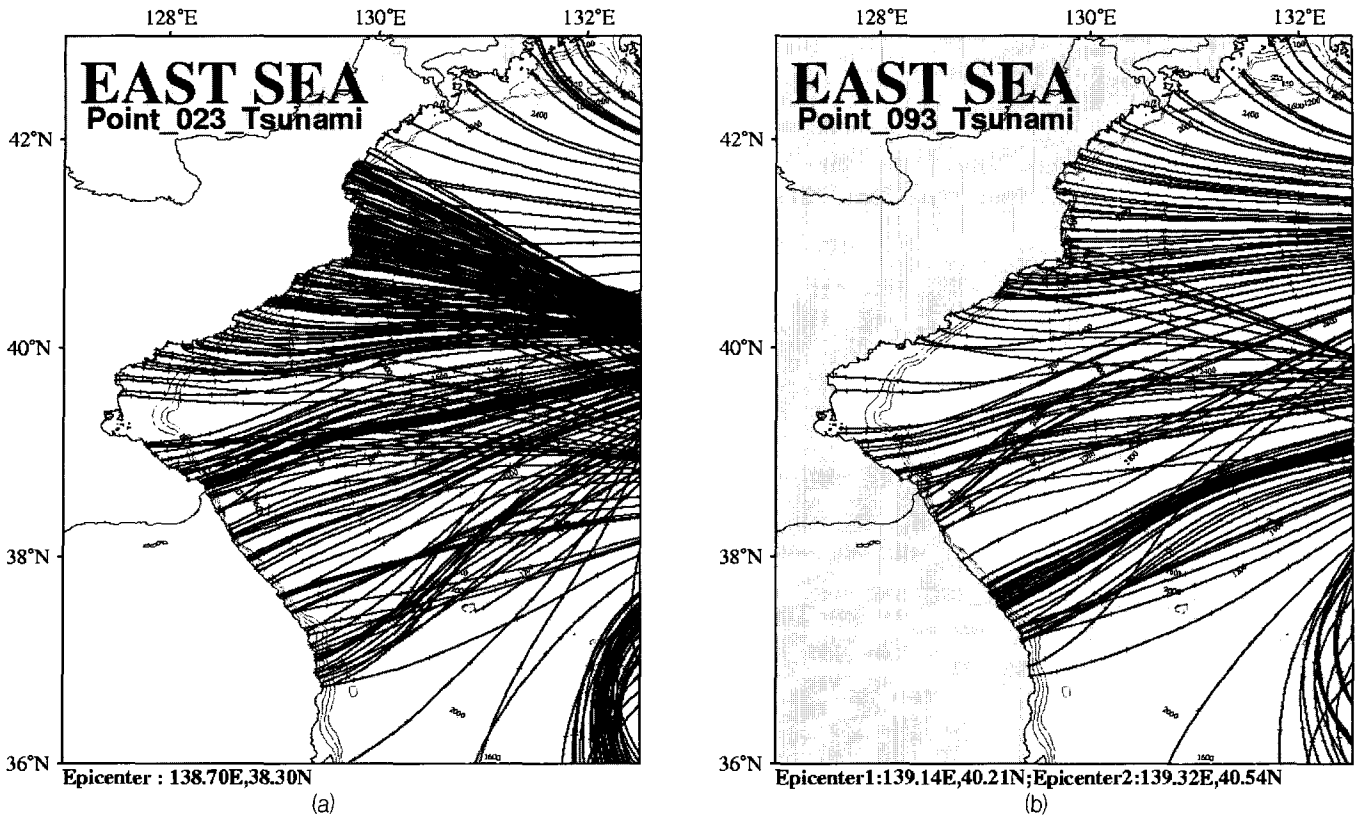


Fig. 13 Ray pattern near the Donghan Bay for two variants of the source location

최대해일고 및 정규화된 값들은 한반도 남쪽에서 감소된다. 이것은 한반도의 남부는 지진해일의 피해가 작다는 것을 의미하며, 1983년과 1993년 지진해일시에 부산의 검조소에서 기록된 경미한 해일고 관측치가 이를 증명한다. 또한, Fig. 11과 12에서 제시된 공간분포에서 보면 청진만의 남부 해안(모델격자점 기준 40-50, 위도기준 40° 31'N - 40° 41'N)에서도 작은 공백이 보인다. 따라서 가상지진해일의 실험결과로부터 한반도 동해안에서 지진해일피해를 무시할 수 있는 안전지역을 추정할 수 있다. 그 지역은 동한만, 청진만 남측해안, 한반도의 동해안 남측이다.

5. 가상해일모의

5.1 발생가능한 지진해일에 의한 최고수위 산정

지금까지의 분석은 한반도에서 각지역의 해일파고의 비교를 하였을 뿐, 발생가능한 지진해일파의 최고수위를 산정한 것은 아니었다. 이미 Chung et al.⁽²⁾에 의해서 관측치에 근거한 한반도 동해안의 지진해일 위험도 산정은 수행되었으나, 그 자료의 수가 부족하여 정확성은 매우 낮다. 우리가 수행한 실험에 의해서 발생가능한 지진해일파고의 상한을 결정할 수 있다. 물론 가상지진이론에 근거한 실험이었고, 단층파라미터 조정에 의해 지진해일파고의 변경이 가능하다. 하지만, 우리가 산정한 결과값이 충분히 많기 때문에 그 결과로부터 개략적인 결론을 내릴 수 있다. 더 많은 자료들이 발생가능한 지진해일파고 상한치 산정에 사용될 수 있다. 다음과 같은 분석방법에 의해 우리는 발생 가능한 지진해일

파고의 상한치를 산정할 수 있다. 최대해일고 추출지점에는 총 28개의 값들이 있으며, 이 값들의 분포는 대수정규분포를 가진다(Choi et al.⁽²⁴⁾). 각 지점에서 최대값인 H_{max} 를 산정한다. 또한, 28개 값들의 평균인 H_{mean} 을 산정한다(28개 값들을 모두 더하여 28로 나눈 평균값이다). H_{mean} 은 H_{max} 에 비하여 통계학적으로 안정하며, 새로운 경우에 수에 대하여 H_{max} 에 비하여 영향을 덜 받는다. 한반도 동해안 431개 지점에서의 H_{max} 와 H_{mean} 의 관계를 Fig. 14에 제시하였다. 거의 모든 점들이 식 (5)의 아래에 위치한다.

$$H_m = 6 H_{mean} \quad (5)$$

이 추정은 Choi et al.⁽²⁴⁾이 30개소의 해안지점을 사용하여 이미 수행한 바 있으며, 본 연구에서 30개소보다 많은 431개소의 해안지점의 값들을 사용하여 재추정하였다. 지진해일의 최대파고가 H_m 을 넘어설 가능성은 거의 없으며 무시할 수 있다. 물론 식 (5)에 사용된 '6'이라는 계수는 이론적인 값이 아니며(가우스 분포에 대한 3 시그마 법칙과 유사하다), 지역적으로 다르게 산정될 수 있다. 예를 들어 한반도 남부에 대하여 40개의 지점을 추출하였을 때(Fig. 15)다음과 식 (6)과 같이 추정할 수 있다.

$$H_{msk} = 4.5 H_{mean} \quad (6)$$

그 결과, 식 (5)와 식 (6)을 추정한 방법에 의해 어떤 지역에서든지 최대해일고의 상한치를 산정할 수 있으며, H_{max} 만을 사용한 경우보다 안정하다. 즉, 새로운 가상지진원이 추정될 경우 H_{mean} 에 영향을 미치겠지만, 그 변화량은 극히 작으며,

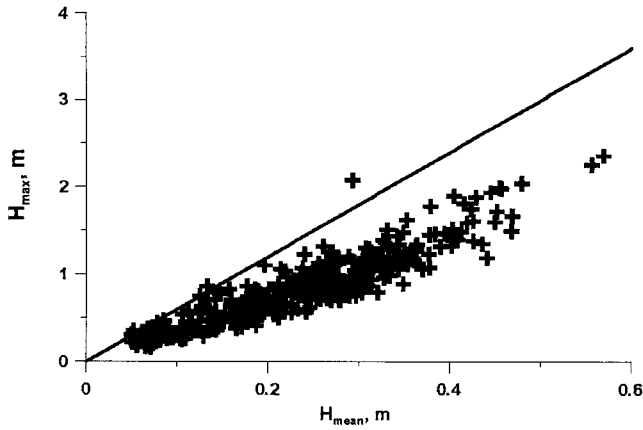


Fig. 14 Relation between max and mean values of the wave heights at different locations

그 결과 우리는 식 (5)와 식(6)에 의하여 산정된 H_m 과 H_{msk} 를 H_{prog} 라 칭할 수 있다. 가능최대해일고인 H_{prog} 은 미래에도 크게 조정되는 일은 없을 것이며, 지진해일위험도 산정에 사용가능하다. Table 3에는 한반도 동해안의 몇 개 지역에 대한 H_{prog} 산정치가 제시되어 있다.

Table 3 Prognostic wave height on the Korean coast

Location	H_{mean}	$H_{prog}^{(5)}$	$H_{prog}^{(6)}$
Sokcho Port	0.16	0.96	0.72
Mukho Port	0.38	2.3	1.73
Imwon Port	0.32	1.95	1.46
Samchuk Port	0.35	2.12	1.59

5.2 발생가능한 범람고의 산정

가능최대해일고는 1분 격자의 범람은 고려되지 않았으나 반사가 고려된 수치모델에 의하여 산정되었다. 이 모델은 해역 또는 검조소에서 가능최대해일고도 산정할 수 있다. 추후에 동적결합모델(Choi et al.⁽²⁵⁾)과 같은 비선형 동수역학 모델을 사용하여 범람고(처울림 높이)를 추정할 필요가 있는데, 이 과업은 매우 필요한 것임에도 불구하고, 계산량이 방대하고, 절차가 복잡하며, 많은 시간이 소요되므로, 다음과 같은 대안적 방법에 의해서도 발생가능한 범람고를 제시할 수 있다.

첫번째 단계로, 해일파고(H)에 대한 처울림 높이(R)의 비인 증폭계수(amplification factor)를 사용하여 범람정도를 모수화한다. 증폭계수는 1983년과 1993년의 관측된 처울림 높이(Choi et al.⁽²⁶⁾)로부터 계산할 수 있다. Table 4는 몇몇 지역의 증폭계수를 제시하고 있다. 증폭계수(처울림비)는 해저지형에 의해 영향을 받으며, 지역에 따라 다양한 값을 가진다. 또한, 파의 비선형성, 파의 입사각 등의 세부적인 요소에 의해서도 영향을 받는다. 하지만, 몇몇 지역에서는 그 편차가 크지 않으며, 삼척에서는 그 편차가 20%정도이다. 예를 들어 삼척지역의 1983년과 1993년의 관측치에 의한 증폭계수의 중간값인 5을 증폭계수로 취했을 경우, 우리는 증폭계수 5, 가능최대해일고(H_{prog}) 1.59m로부터 8m($\approx 1.59 \times 5$)의 가

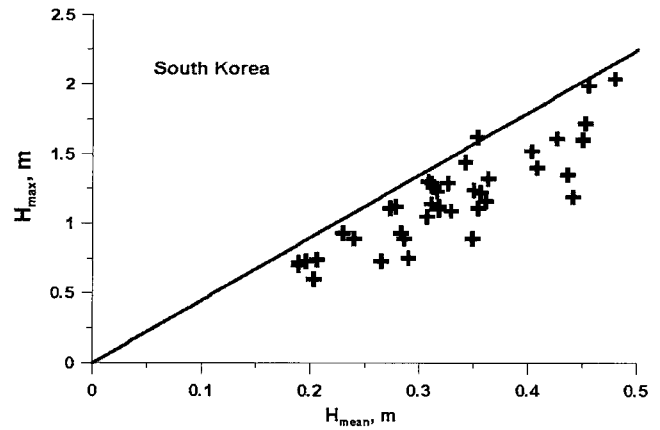


Fig. 15 The same as on Fig. 14 for South Korea only(40 points)

Table 4 Amplification factor

Locations	R/H(1983)	R/H(1993)
Samchuk	5.24	4.21
Jangho	2.85	1.68
Imwon	5.60	3.23
Hosan	2.46	1.97
Bugu	1.69	4.59
Chukbyun	2.83	6.81

능최대범람고를 추정할 수 있다. 삼척의 최대범람고의 관측치는 1983년에 3.5m, 1993년에 1.22m였으며, 우리가 추정하는 가능최대범람고 8m보다 작다. Chung et al.⁽²⁾은 100년 빈도 지진해일에 대한 삼척지역의 가능최대범람고를 2.3 - 2.6m였로 추정하였는데, 1983년의 범람고 3.5m보다 작다. 우리의 연구 결과가 실제사상의 관측치와 비교해 볼 때 보다 합당한 가능최대범람고를 제시한다.

6. 결 론

동해의 과거지진해일 및 지진 공백역의 가상지진에 의한 예단적인 지진해일 시뮬레이션을 수행하였다. 과거지진해일에 대한 시뮬레이션을 통하여 얻은 결과를 통하여 두 모형의 신뢰성을 확인하였으며, 예단적인 지진해일 시뮬레이션을 통하여 한국 동해안에 영향을 미칠 수 있는 가상지진을 추정하였다, 그 결과 Case 2-1, 2-2, 2-3, 3-1, 4-1의 위치에서 일어난 가상지진 즉, 위도 38°~39° 경도 137°~139° 사이에 진원지가 위치한 경우에 한국 동해안에 가장 큰 영향을 미치는 것을 추정할 수 있었다. 가상지진의 에너지전파 특성에 있어서 대화퇴의 영향을 확인할 수 있었다. 대부분의 경우에는 대화퇴의 영향으로 에너지전파 방향이 한국 동해안으로 집중되는 것을 확인할 수 있었으나, Case 1-1 and 9-1과 같은 경우에는 동해안으로 향하던 에너지전파 방향이 대화퇴의 영향으로 일본 남부 지역에 집중되는 것을 확인하였으며, 이를 통하여 에너지전파가 대화퇴의 영향으로 동해안에 집중되는 것이 아니라, 지진해일의 발생위치에 따라 달라 질 수 있음을 확인할 수 있었다. 마지막으로 동수력학

적 지진해일 모형과 파향선추적산정(ray tracing)모형의 비교(Table 2)를 통하여 모형의 신뢰성을 확인함으로써 가상지진의 동해안에서의 영향을 위해서는 파향선추적산정(ray tracing)모형만으로도 에너지집중지역을 예측할 수 있음을 확인할 수 있었으나, 동해안에서의 파고분포를 확인 할 수 없는 단점이 있으며, 이는 동수력학적 지진해일 모형과의 상호 보완으로써 개선할 수 있을 것이다.

또한, 가상지진해일의 실험결과로부터 한반도 동해안에서 지진해일 피해를 무시할 수 있는 안전지역을 추정할 수 있었다. 각 지점의 H_{max} 와 통계학적으로 안정적인 H_{mean} 의 관계에서 가능지진해일고의 상한을 추정하고, 이를 통하여 가능최대지진해일고(H_{prog})를 산정할 수 있었다.

감사의 글

본 연구는 2001년 기상청 기상연구소 특정사업 '지진예지 및 지진해일 예측기술 개발'의 지원으로 수행되었습니다. 동수력학적모형 및 파향선방정식모형은 동북대 재해제어센터의 Fumihiko Imamura 교수 및 일본지질연구소의 Kenji Satake 교수로부터 제공받은 바 이에 사의를 표합니다.

참고 문헌

1. 쓰나미 조사단, "일본 북해도 남서부 지진에 의한 한국동해안 지진조사", 한국해양·해양 공학회지, 제6권, 제1호, 1994, pp. 117-125.
2. Chung, J. Y., Go, C. N., and Kaistrenko, V. M., "Tsunami hazard estimation for eastern Korean Coast," *Proc. IUGG/IOC Int. Tsunami Symp.*, Wakayama, Japan, 1993, 8, pp. 409-422.
3. Chung, J. Y., Kim, S. D., and Ivanov, V. V., "Tsunami wave hindcasting in the Japan Sea tsunami : Progress in prediction, disaster prevention and warning," *Kluwer Academic Publishers*, Netherlands, Vol. 336, 1995, pp. 85-98.
4. Curtis, G. D. and Pelinovsky, E., "Evaluation of tsunami risk for mitigation and warning," *Sci. Tsunami Hazards*, Vol. 17, 1999, pp. 187-192.
5. Choi, B. H. and Lee, H. J., "A numerical simulation of 1983 East Sea tsunami," *Proc. KSCE*, Vol. 13, 1993, pp. 207-209.
6. Choi, B. H., Woo, S. B., and Efim, P., "A numerical simulation of the 1993 East Sea tsunami," *J. Korean Soc. Coastal and Ocean Eng.*, Vol. 6, No. 4, 1994, pp. 404-412.
7. Choi, B. H., Kim, D. H., and Hong, S. J., "Tsunami simulations for Korean coast of the East Sea," *Proc. Natural Disaster Mitigation Workshop*, KSCOE, 1999, pp. 36-46.
8. Ichikawa, Y., "Remaining earthquake vacant region," *Monthly Ocean*, Vol. 7, 1994, pp. 102-104.
9. Tohoku University, "Observation of continuous crustal change in Tohoku area," *Report of Disaster Control Research Center*, 1995.
10. Lee, H. J., "Study on Characteristics of Tsunami Propagation and Hazards in the Japan Sea(East Sea)," Ph. D Thesis, Tohoku University, 1998.
11. Sato, S., *Handbook of Earthquake Fault Parameters*, Kashima Press, 1995.
12. Shuto, N., Suzuki, T., Hasegawa, K., and Inagaki, K., "A study of numerical technique on the tsunami propagation and run-up," *Sci. Tsunami Hazards*, Vol. 4, 1986, pp. 111-124.
13. Mansinha, L. and Smylie, D. E., "The displacement fields of inclined faults," *Bull. of Amer. Seism. Soc.*, Vol. 61, No. 5, 1971, pp. 1433-1440.
14. 최병호, 김경옥, 엄현민, "한국근해의 디지털 수심·표고 데이터베이스," 한국 해안·해양공학회지, 제14권, 제1호, 2002, pp. 41-50.
15. Togashi, H., "Study on Tsunami Run-up and Countermeasure," Ph.D. Thesis, Tohoku University, 1981.
16. Shuto, N., "Numerical simulation of tsunami: Its present and near future," *Natural Hazards*, Vol. 4, 1991, pp. 171-191.
17. Pelinovsky, E., "Criteria of sea wave breaking in basins of complex topography," *J. Korean Soc. Coastal and Ocean Eng.*, Vol. 4, No. 2, 1992, pp. 59-62.
18. Sobel, P. A. and von Seggern, D. H., "Application of surface-wave ray tracing," *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, 1978, pp. 1359-1380.
19. Satake, K., "Effects of bathymetry on tsunami propagation : Application of ray tracing to tsunamis," *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 26, 1988, pp. 27-36.
20. Wessel, P. and Smith Walter, H. F., *The Generic Mapping Tools Verion 3.2, Technical Reference and Cookbook*, 1999. (<http://www.soest.hawaii.edu/gmt>)
21. 국립방재연구소, "동해안에서의 지진해일 피해저감을 위한 연구(I)", 연구보고서, NIDP-99-07, 국립방재연구소, 서울, 1999, p. 207.
22. 최병호, 홍성진, 우승범, 에펴 페리뉴스키, "동적결합 쓰나미모형에 의한 동해 쓰나미 산정", 한국해양·해양공학논문집, 제11권, 2000, pp. 47-54.
23. 국립방재연구소, "동해안에서의 쓰나미 위험도 평가", 연구보고서, NIDP-98-06, 국립방재연구소, 서울, 1998, p. 231.
24. Choi, B. H., Hong, S. J., and Efim, P., "Simulation of prognostic tsunamis on the Korean coast," *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 10, 2001, pp. 2013-2016.
25. Choi, B. H., Efim, P., Hong, S. J., and Woo, S. B., "Computation of tsunamis in the East(Japan) Sea using dynamically interfaced nested model," *Pure and Applied Geophysics*, 2002(Accepted).
26. Choi, B. H., Efim, P., Igor, R., and Hong, S. J., "Distribution functions of tsunami wave heights," *Natural Hazards*, Vol. 25, No. 1, 2002, pp. 1-21.