

Sign Method를 이용한 쓰나미파의 모의실험 — 동해에서의 적용 —

정종률 · 김성대 · V. V. Ivanov*

서울대학교 해양학과

*러시아 해양지질 및 지구물리 연구소

Tsunami Wave Simulation by Sign Method — Its application in the East Sea —

J. Y. JUNG, S. D. KIM AND V. V. IVANOV*

Dept. of Oceanography, Seoul National University

**Institute of Marine Geology and Geophysics, Russia*

쓰나미파에 의한 피해를 줄이기 위해서는, 쓰나미파를 재현할 수 있는 방법의 개발이 필요하다. 본 논문에서는 Sign Method를 도입하여 김조기에 기록된 쓰나미파를 분석하고 재현해 봄으로써, 쓰나미파 분석에서의 Sign Method의 사용가능성을 검토하였다. 쓰나미파의 시계열자료 $Y(t)$ 는 각 쓰나미의 발생특징을 반영하는 함수인 source evolution function $E(t')$ 와 파가 전파되는 지역의 특징을 나타내는 함수인 wave propagation function $K(t-t')$ 의 convolution 적분에 의해 나타낼 수 있다.

$$Y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} E(t')K(t-t')dt'$$

일본의 6개 지점과 한국의 9개 지점에서 기록된 1940년, 1964년, 1983년의 쓰나미파를 분석하여 source function들과 wave function들을 구하고, 두 함수를 이용하여 기록자료도 재현해 보았다. 우리나라 동해안처럼 쓰나미의 진원지로부터 멀리 위치한 지역에서는 Sign Method가 효과적인 방법임을 알 수 있었다. 또한, 기록되지 않은 쓰나미파도 인접지점의 source function과 다른 시기의 쓰나미에 대한 wave function을 이용하여 추정할 수 있다.

To reduce tsunami hazards, it is necessary to develop the methods which can simulate tsunami wave signals of coastal areas. In the present paper, it is attempted to use Sign Method for analyzing and simulating recorded tsunami signals. A tsunami record $Y(t)$ can be represented as the convolution integral of a source evolution function $E(t')$ and a wave propagation function $K(t-t')$.

$$Y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} E(t')K(t-t')dt'$$

A source function contains the peculiarities of a tsunami generator. A wave function is a kind of transfer function which contains the characteristics of a wave propagation path. The source functions and the wave functions of 9 Korean coast points and 6 Japan coast points are estimated, and the tsunami wave signals are simulated by the convolution integrals of the source functions and the wave functions. According to the results of analysis, the Sign Method is an effective method for simulating tsunami wave signals of Korean coast points which are located far from tsunami source areas. Furthermore, if the source function of a neighboring point and the wave function of another tsunami are given, unrecorded tsunami wave also can be estimated.

서 론

1. 쓰나미

쓰나미는 순간적인 해수면의 대규모 변동에 의해 형성되는 중력파시스템이라고 정의할 수 있다(Murty, 1977). 해저지진, 해저화산분출, 그리고 최근에는 해양에서의 원자폭탄 폭발에 의해서 쓰나미가 발생한다(Lisitzin, 1974). 대부분의 쓰나미는 지진활동 동안 발생하는 경사단층(dip-slip fault)에 의해 발생한다. 때로는, 주향단층(strike-slip fault)에 의해서도 쓰나미가 발생하지만, 국지적이며 장거리까지 전파되지는 않는다(Isack et al., 1968). 또한, 얇은 대륙붕을 통과하는 지진표면파(seismic surface wave, Rayleigh wave)에 의해 쓰나미가 발생하기도 한다(Murty, 1977).

풍파(wind wave)와 비교하면, 쓰나미파는 높은 파고를 갖고 매우 빨리 전파하는 장파이다. 외해에서는 진폭이 1 m 내외이며, 파장은 수백 km, 속도는 수백 km/hr에 이른다. 한편, 쓰나미가 큰 섬이나 해안가에 도달하면, 속도는 감소하지만, 굴절, 간섭, 공명 등의 현상에 의해 파고가 크게 증가한다(Lisitzin, 1974).

2. 동해에서의 쓰나미

쓰나미를 동반하는 지진은 환태평양지진대의 주변에서 자주 발생한다. 쓰나미파가 해협을 통과할 때 파에너지가 크게 감소하므로, 태평양에서 발생하는 쓰나미는 동해연안에 큰 영향을 주지 못한다. 따라서, 동해연안은 동해내에서 발생하는 쓰나미에 의해서만 영향을 받는다고 할 수 있다. 지진의 진원지가 동해내에 있을 때, 지진강도가 6을 초과하면 쓰나미가 발생하며, 지진강도가 7을 초과하면 동해의 모든 연안에서 쓰나미를 관측할 수 있다.

701년부터 1983년까지 동해에서 발생한 쓰나미들의 원인을 검토해 보면(Lida et al., 1967; Soloviev and Go, 1974; Hatori, 1983), 동해에서 발생한 거의 모든 쓰나미는 지진에 의해 발생했음을 알 수 있다. 비교적 큰 규모의 쓰나미들이 최근에 동해에서 발생했다; 1940년의 Hokkaido 쓰나미($M=7.5$, $m=1$), 1964년의 Niigata 쓰나미($M=7.5$, $m=2$), 1983년의 동해중부지진-쓰나미($M=7.9$, $m=3$). 특히 1983년의 쓰나미는 일본연안뿐 아니라, 한국연안의 동해

(목호), 삼척, 임위에도 큰 피해를 주었다(Ysui et al., 1985).

3. 쓰나미파의 모의실험

쓰나미는 해안지역의 주민및 구조물에 매우 위험하므로, 연안지역에 구조물들(특히, 원자력발전소)을 건설할 때는 쓰나미에 의한 범람파고(innundation height)도 고려하여야 한다. 쓰나미에 의한 재해를 예방하기 위해서는 충분한 역사적 쓰나미자료를 이용하여 경보체계를 세워야 한다. 그러나, 우리나라의 동해안에서는 기록된 과거 자료가 충분하지 않으며, 미래의 쓰나미파를 기록할 수 있는 검조기도 충분하지 않다. 따라서, 관측되지 않은 쓰나미자료를 재구성할 수 있는 방법의 개발이 필요하다.

쓰나미 연구를 위해, 쓰나미파에 대한 수치실험이 여러차례 시도되었다(Aida, 1969a, b; Hwang and Divoky, 1970; Tsuji, 1986). 그리고, Shuto(1990)는 다음과 같은 측면에서 쓰나미 수치실험에 관련된 문제점들을 지적하였다: (1) 발생 (2) 전파 (3) 해안근처에서의 운동및 육지로의 범람 (4) 기파. 한편, 위의 각 측면에 관련된 문제점들 중 어느 것도 확실하게 해결되지 않았기 때문에 수치실험을 성공적으로 수행하는 것은 쉽지 않다.

본 논문에서는 검조기에 의해 기록된 쓰나미자료를 분석하고, 이를 이용하여 관측되지 않은 쓰나미 파까지도 예측할 수 있는 방법으로 Sign Method를 도입하고자 한다. 이를 통해, 쓰나미파의 재현을 위한 Sign Method의 사용가능성을 알아보하고자 한다.

자 료

쓰나미파를 위한 별도의 기록기가 없으므로, 일반적으로 검조기에 기록된 조위자료를 쓰나미자료로 사용한다. 1964년 쓰나미는 일본의 여러 지점들에서 기록되었지만, 한국동해안에서는 부산에서만 기록되었다. 1983년 쓰나미는 한국, 일본, 러시아의 여러 지점들에서 기록되어서, 동해의 전 연안을 따라 충분한 자료가 있다. 본 논문에서는 일본의 6개 지점과 한국의 9개 지점에서의 자료를 사용하였다. 1940년 쓰나미는 한국동해안의 두 지점에서 기록된 자료만 이용하였다 (Fig. 1, Table 1).

조위자료 중 불필요한 부분을 없애기 위해 필터를

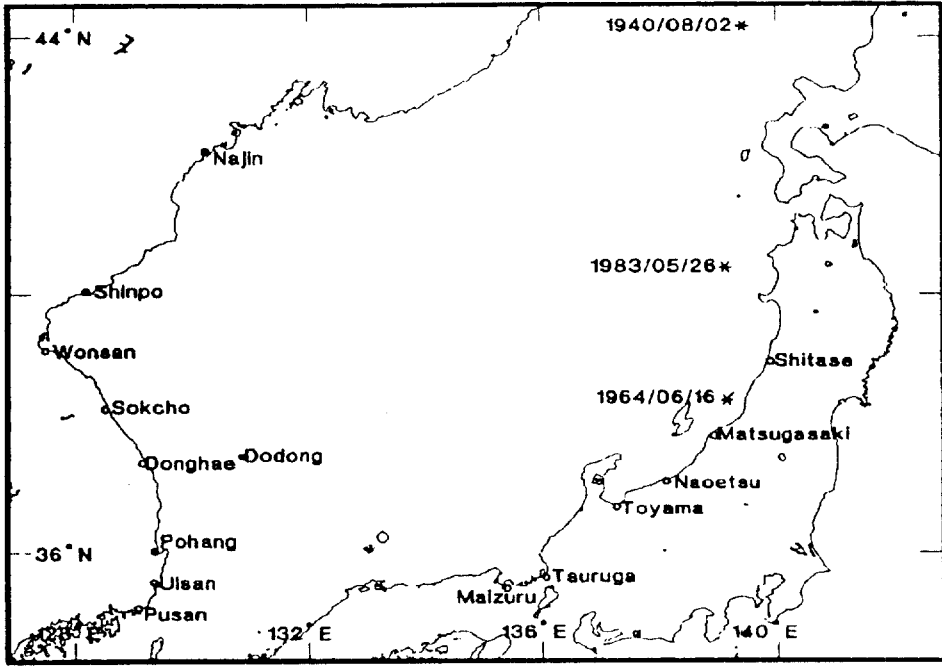


Fig. 1. Points whose records are analysed.

Table 1. Tsunami records used in analyzing (○-present, ×-absent)

Korea	Tsunami			Japan	Tsunami	
	1940	1964	1983		1964	1983
Najin	○	×	×	Shitase	○	○
Shinpo	×	×	○	Matsu-	○	○
Wonsan	×	×	○	gasaki	○	○
Sokcho	×	×	○	Naoetsu	○	○
Donghae	○	×	○	Toyama	○	○
Ulleungdo	×	×	○	Maizuru	○	○
Pohang	×	×	○			
Ulsan	×	×	○			
Pusan	×	○	○			

사용하였다. 필터의 종류가 본 연구의 결과에는 큰 영향을 주지 않으므로, 일차회귀직선을 이용하는 간단한 필터를 이용하였다(Benat and Piersol, 1986). 필터를 3번 사용하여, 주기가 2시간 이상인 성분과 24분 미만인 성분을 조위기록으로부터 제거하고, 나머지 성분을 쓰나미파라고 가정하였다(Fig. 2).

특히, 본 논문에서는 기존에 알려지지 않았던 북한지역의 신포, 원산에서 기록된 1983년의 조위자료를 포함하고 있다 (Fig. 3).

Sign Method

1. 이론

본 논문에서는 검조기에 기록된 쓰나미파를 분석하고 재현하기 위해 Sign Method를 이용한다. 이 방법은 Ivanov(1985)가 디지털 기록의 분석을 위해 도입한 방법으로 순간적인 충격으로 발생하는 쓰나미파를 재현하는데 적당한 방법이다. 여러 해안지역의 쓰나미 기록을 이용하며, 쓰나미의 발생 특징을 나타내는 source evolution function과 쓰나미파가 전파되는 경로의 특징을 나타내는 변환함수(transfer function)로써 wave propagation function을 도입한다.

한 지점에서 관측된 쓰나미의 시계열자료 $Y(t)$ 는 source evolution function $E(t')$ 와 wave propagation function $K(t-t')$ 의 convolution적분으로 나타낼 수 있다(Ivanov, 1985).

$$Y(t) = \int_x E(t')K(t-t')dt' \tag{1}$$

위의 식은 입력함수 $E(t')$ 가 변환함수 $K(t-t')$ 에 의해

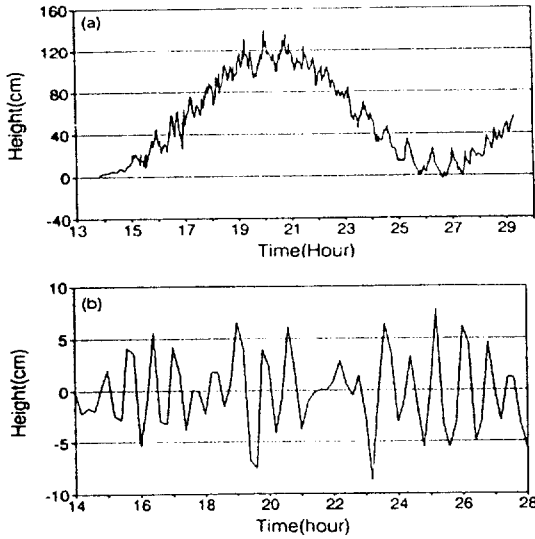


Fig. 2. Tidal record at Pusan on 26 May, 1983. (a) before filter. (b) after filter.

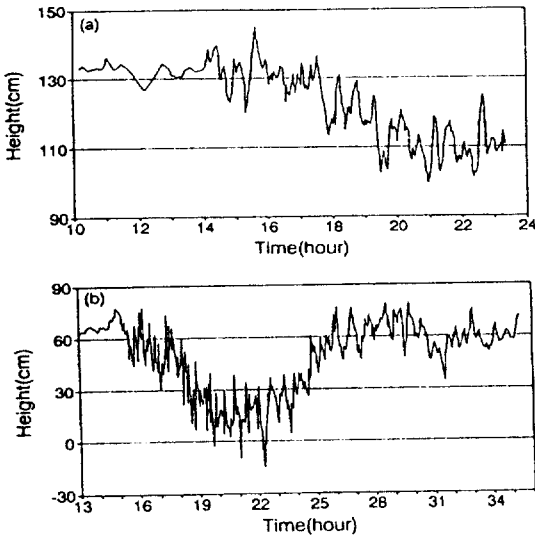


Fig. 3. Tidal records at Shinpo (a) and Wonsan (b) on 26 May, 1983.

변형되어서 출력함수인 $Y(t)$ 를 생산하는 것으로 해석할 수 있다(Arken, 1985). 여기서, source function은 각 쓰나미의 발생특징에 따라 그 모양이 변한다. 한편, wave function은 쓰나미파를 변형시키는 전파경로의 지형적 물리적 특징 및 조위계가 설치된 항만의 특징을 반영하므로, 쓰나미의 전파경로가 크게 다르지 않다면 서로 다른 쓰나미에 대한 한 지점의 wave function들은

서로 비슷할 것이다.

(1)식은 Fourier변환에 의해 다음과 같이 된다.

$$\int_{-\infty}^{\infty} Y(t) \cdot e^{i\omega t} dt = \int_{-\infty}^{\infty} E(t') \cdot e^{i\omega t'} dt' \cdot \int_{-\infty}^{\infty} K(t'') \cdot e^{i\omega t''} dt'', \quad (t'' = t - t')$$

그리고 $Y(t)$, $E(t')$, $K(t'')$ 가 구간 $0 \leq t \leq T$, $0' t' \leq T_1$, $0 \leq t'' \leq T_2$ 에서만 각각 0이 아니라면, 위의 식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\int_0^T Y(t) \cdot e^{i\omega t} dt = \int_0^{T_1} E(t') \cdot e^{i\omega t'} dt' \cdot \int_0^{T_2} K(t'') \cdot e^{i\omega t''} dt'',$$

또한, 불연속적인(discrete) 자료를 처리하기 위해, 각 적분 및 함수들은 다음과 같이 바꿀 수 있다.

$$\begin{aligned} & \sum_0^N Y(n) \cdot e^{i\omega n \Delta t} \Delta t \\ &= \sum_0^{N_1} E(n) \cdot e^{i\omega n \Delta t} \Delta t \cdot \sum_0^{N_2} K(n) \cdot e^{i\omega n \Delta t} \Delta t \end{aligned} \quad (2)$$

여기서, $Y(n) = Y(n\Delta t)$ ($n=0, 1, 2, \dots, N$)
 $E(n) = E(n\Delta t)$ ($n=0, 1, 2, \dots, N_1$)
 $K(n) = K(n\Delta t)$ ($n=0, 1, 2, \dots, N_2$)
 $N = N_1 + N_2$ 이다.

또한, $e^{i\omega \Delta t}$ 를 z 로 치환하면, (2)식은 다음과 같이 간단한 형태로 바뀐다.

$$Y(z) = E(z) \cdot K(z) \Delta t \quad (3)$$

여기서, $Y(z) = \sum_0^N Y(n) \cdot z^n$

$$E(z) = \sum_0^{N_1} E(n) \cdot z^n$$

$$K(z) = \sum_0^{N_2} K(n) \cdot z^n \quad \text{이다.}$$

위의 식을 살펴보면, 분석에 사용되는 쓰나미자료는 다항식 $Y(z)$ 의 계수가 되며, source function과 wave function도 각각 $E(z)$, $K(z)$ 의 계수들임을 알 수 있다.

한편, 방정식 $Y(z)=0$ 의 모든 근들은 $E(z)=0$ 의 근이거나 $K(z)=0$ 의 근이어야한다. 이런 성질을 이용하여 관측된 쓰나미자료로부터 source function과

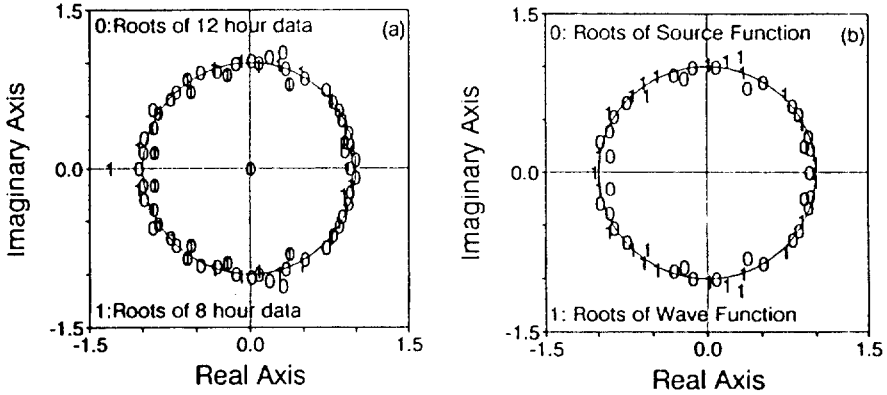


Fig. 4. Roots of transformed wave signal at Maizuru on 26 May, 1983. (a) Roots of 12 hours data and 8 hours data (b) Separated roots of 12 hours data.

wave function을 구하며, 이때의 복소수근들은 frequency와 관련된 정보(징후, 신호)를 포함하므로 본 방법을 Sign Method라 부른다. 결국, $Y(z)=0$ 를 만족하는 모든 근들을 구한 후, 이 근들을 $K(z)=0$ 와 $E(z)=0$ 의 근들로 분리하고, 이 근들을 이용하여 $E(z)$ 와 $K(z)$ 를 계산할 수 있다. 그 다음, 이렇게 추정된 source function과 wave function의 convolution적분을 계산하여서 쓰나미파의 형태를 재현할 수 있다.

2. 자료분석을 위한 Sign Method의 적용방법

실제자료 분석을 위한 Sign Method는 다음의 4 단계로 나눌 수 있다.

- 1) 변형된(transformed) 쓰나미파 기록인 $Y(z)$ 에 대하여, $Y(z)=0$ 인 모든 근을 찾는다.
- 2) $Y(z)=0$ 의 모든 근을 $E(z)=0$ 의 근들과 $K(z)=0$ 의 근들로 분리한다.
- 3) 위에서 분리된 근들을 이용하여 source function과 wave function을 각각 추정한다.
- 4) 위에서 추정된 source function과 wave function의 convolution적분을 계산하여 쓰나미파를 재현한다.

우선, 수치해석법을 이용하여 $Y(z)=0$ 의 모든 근을 구하였다. 즉, 일정한 규칙 아래에서 복소수들을 $Y(z)$ 에 차례로 입력하고, $Y(z)$ 의 값이 $1.0E-9$ 보다 작게 되는 경우의 복소수들을 $Y(z)=0$ 의 근으로 간주하였다.

다음 단계를 수행하기 위하여, 기록된 쓰나미파의 시계열자료로부터, 처음 8시간 동안의 자료와 처음

12시간 동안의 자료를 선택하였다. 8시간 자료로부터 구한 근들($z_{1,i}$)과 12시간 자료로부터 구한 근들($z_{2,i}$)을 Fig. 4(a)에 각각 1과 0으로 표시하였다. 그 다음, 모든 $z_{1,i}$ 로부터 모든 $z_{2,i}$ 까지의 거리를 계산하여서, 각 $z_{1,i}$ 에 가장 가까운 $z_{2,i}$ 를 구하였다. 설명을 위해, $z_{2,5}$ 가 $z_{1,1}$ 과 가장 가까운 근이라고 가정하자. 한편, 쓰나미는 단기간의 해수면변동에 의해 발생하므로 source function이 6시간 이상 지속되지는 않는다고 가정할 수 있다. 결국 8시간 자료에 포함된 source function과 12시간 자료에 포함된 source function은 서로 같아야 한다. 이런 개념에서 볼 때, $z_{1,1}$ 과 $z_{2,5}$ 가 서로 같으면, $z_{1,1}$ 과 $z_{2,5}$ 는 source function의 근이며, 그렇지 않으면 두 근을 wave function의 근으로 간주할 수 있다(Fig. 4(b)). 이때 두 근의 거리가 일정한 크기의 판별계수(discrimination value)보다 작으면 두 근이 서로 같은 것으로 취급한다.

위와 같이 분류된 근들을 다음의 간단한 방정식에 대입하여 source function과 wave function을 구할 수 있다.

$$\sum_0^{N_1} E(n) \cdot z^n = A_1 \cdot \prod_1^{N_1} (z - z_i),$$

(z_i : source function의 근들)

$$\sum_0^{N_2} K(n) \cdot z^n = A_2 \cdot \prod_1^{N_2} (z - z_i),$$

(z_i : wave function의 근들)

위의 식의 오른쪽항에서 계산되는 계수들이 결국 source function과 wave function이 된다. 이렇게 구한 source function과 wave function을 (3)식에 대입하면, 기록된 쓰나미파를 재현할 수 있다.

관별계수의 크기에 따라 source function과 wave function의 모양이 크게 변하므로, 이상의 과정을 실제자료에 적용하기 위해서는 상당히 많은 경우를 고려하여야 한다.

3. 보기(Example)

Sign Method와 그 계산과정의 타당성을 검증하기 위해 가정된 조위자료를 분석하였다. 지진에 의한 쓰나미파의 source function E(t)와 wave function K(t)가 다음과 같다고 가정하자.

$$E(t) = \sin(\pi t) \cdot e^t \quad 0 \leq t \leq 2$$

$$K(t) = \sin(\pi t), \quad 0 \leq t \leq 4$$

위의 두 함수의 convolution적분을 이용하여 쓰나미자료를 구하였다.

위에서 기술된 방법을 이용하여 source function과 wave function을 계산하였다. 원래의 source function과 계산된 source function간의 상관계수는 0.96이었고, 원래의 wave function과 계산된 wave function간의 상관계수는 0.97이었다(Fig. 5(a), 5(b)). 계산된 두 함수를 이용해 wave signal을 추정해본 결과 비록 파고는 일치하지 않지만, 원래의 wave signal과 추정된 wave signal의 모양이 아주 흡사하다(Fig. 5(c)).

이상의 결과로 볼 때, Sign Method는 쓰나미파를 추정하는데 충분히 사용할 수 있음을 알 수 있다.

결 과

1. 일본연안에서의 결과

일본의 동해쪽 연안에 위치한 6개 지점에서, 1964년 쓰나미와 1983년 쓰나미에 대한 source function과 wave function을 추정하였다. 또한, 각 source function과 wave function을 이용하여 쓰나미파들을 재현하였다. 기록된 자료와 추정된 자료에 대하여, 4시간 30분이상 경과 후의 최대 상관계수와 전체 쓰나미파에 대한 상관 계수는 Table 2와 같다.

Table 2에서 볼 수 있듯이, 1964년 쓰나미와 1983

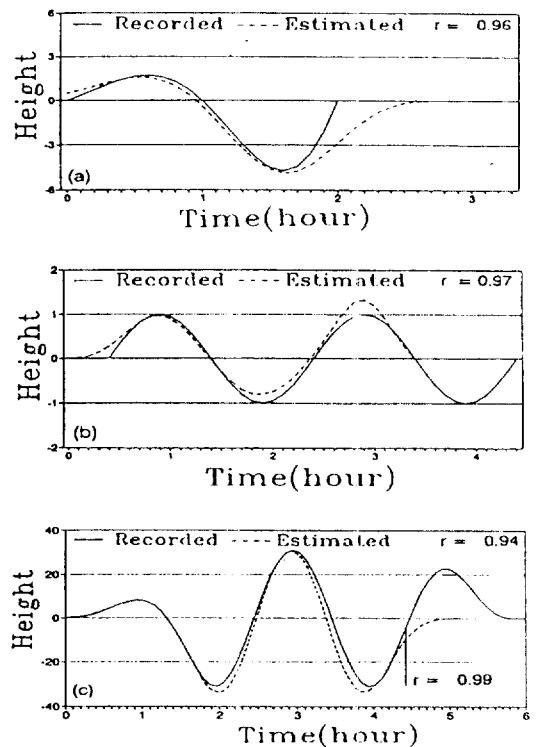


Fig. 5. Comparison between estimated signal and example wave signal (a) source function (b) wave function (c) wave signal.

년 쓰나미에 대한 결과가 공통적으로 좋은 지점들 (Toyama, Tsuruga, Maizuru)은 각 쓰나미의 진원지로부터 상당히 먼 곳에 위치한다. 1964년 쓰나미에 대한 Maizuru에서의 결과와 1983년 쓰나미에 대한 Naoetsu에서의 결과는 Fig. 6과 같다.

2. 한국연안에서의 결과

한국연안의 9개의 지점에서도 마찬가지로 방법으로, 1940년 쓰나미, 1964년 쓰나미, 1983년 쓰나미에 대한 source function과 wave function을 구한 후 쓰나미파를 추정해 보았다. 불행히도, 울릉의 자료는 자료의 결함으로 결과를 얻을 수 없었으며, 다른 지역에서의 결과는 Table 3과 같다.

한국연안지점들은 일본연안지점에 비해서, 쓰나미의 진원지와 상대적으로 먼 위치에 있으며, 1983년의 부산과 속초를 제외하면 전반적으로 높은 최대상관계수를 보인다. 1964년 쓰나미의 부산자료와 1983년 쓰나미의 동해자료를 Fig. 7에 나타내었다.

Table 2. Results at the Japan coast (Correlation coefficients)

Point	1964 Tsunami		1983 Tsunami	
	Max.	Whole	Max.	Whole
Shitase	0.75	0.65	0.76	0.61
Matsugasaki	0.75	0.62	0.81	0.63
Naoetsu	0.68	0.50	0.91	0.85
Toyama	0.86	0.84	0.88	0.88
Tsuruga	0.80	0.63	0.81	0.58
Maizuru	0.90	0.77	0.91	0.69

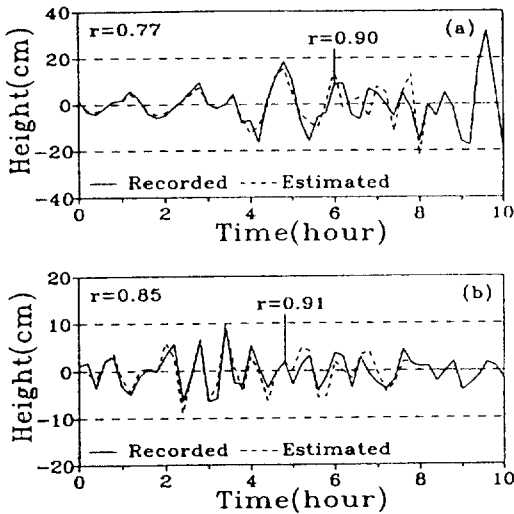


Fig. 6. Comparison between estimated wave signal and recorded wave signal. (a) Maizuru, 1964 (b) Toyama, 1983.

이상의 결과로 볼 때, 지진이 일본연안 근처에서 발생한다면 Sign Method는 진원지로부터 멀리 있는 한국의 연안지역에서 효과적인 방법이 될 것이다.

3. 기록되지 않은 쓰나미 자료의 추정가능성

Convolution적분의 개념에 의하면, 서로 다른 쓰나미파에 의한 한 지역의 wave function들은, 그 접근경로만 같다면, 서로 같을 수 있다. 이런 성질을 검토하기 위하여, Maizuru에서 1964년 source function과 1983년 wave function의 convolution적분을 이용하여 1964년 쓰나미기록을 재현해 보았으며, 1983년 source function과 1964년 wave function의 convolution적분을 이용하여 1983년 쓰나미파를 재현해 보았다. 한국연안의 경우에는, 동해에 대하여

Table 3. Results at the Korean coast (Correlation coefficients)

Point	1940 Tsunami		1964 Tsunami		1983 Tsunami	
	Max.	Whole	Max.	Whole	Max.	Whole
Pusan	.	.	0.87	0.82	0.72	0.65
Ulsan	0.83	0.73
Pohang	0.80	0.80
Donghae	0.83	0.74	.	.	0.85	0.85
Sokcho	0.72	0.72
Wonsan	0.81	0.67
Shinpo	0.85	0.72
Najin	0.82	0.58

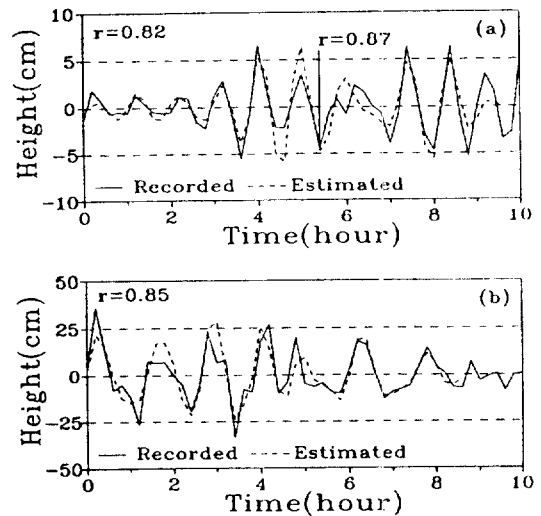


Fig. 7. Comparison between estimated wave signal and recorded wave signal. (a) Pusan, 1964 (b) Donghae, 1983.

1940년 쓰나미파와 1983년 쓰나미파, 그리고 부산에 대하여는 1964년 쓰나미파와 1983년 쓰나미파를 같은 방법으로 재현해 보았다. 결과 최대 상관계수가 0.70~0.94의 범위를 보였다(Table 4, Fig. 8). 한편, 각 쓰나미의 inverse refraction diagram을 살펴보면 (강 등, 1985; 추, 1987), Maizuru, 동해, 부산은 각 쓰나미파의 접근 경로가 비슷함을 알 수 있다. 결론적으로, 쓰나미파의 접근경로만 비슷하다면, 다른 쓰나미파의 wave function을 이용하여 그 지역의 쓰나미파를 재현할 수 있다.

한편, 두 지점사이의 거리가 가깝고, 두 지점에 쓰나미파가 도달하는 시간이 비슷하다면, 두 지점의

Table 4. Results when wave functions of other tsunamis are used.

Sour. Func.	Wave Func.	Estimation	Max. Corr.
'64 Maizuru	'83 Maizuru	'64 Maizuru	0.71
'83 Maizuru	'64 Maizuru	'83 Maizuru	0.94
'40 Donghae	'83 Donghae	'40 Donghae	0.71
'83 Donghae	'40 Donghae	'83 Donghae	0.81
'64 Pusan	'83 Pusan	'64 Pusan	0.70
'83 Pusan	'64 Pusan	'83 Pusan	0.79

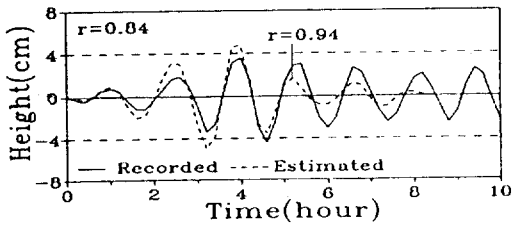


Fig. 8. Comparison between estimated wave signal and recorded wave signal at Maizuru on 26 May, 1983. The wave function of 1964 tsunami is used.

Table 5. Results when the source functions of neighbor points are used

Sour. Func.	Wave Func.	Estimation	Max. Corr.
'64 Tsuruga	'64 Maizuru	'64 Maizuru	0.60
'83 Tsuruga	'83 Maizuru	'83 Maizuru	0.81
'83 Donghae	'83 Sokcho	'83 Sokcho	0.66
'83 Donghae	'83 Pohang	'83 Pohang	0.78
'83 Pohang	'83 Sokcho	'83 Sokcho	0.74
'83 Sokcho	'83 Pohang	'83 Pohang	0.72
'83 Pusan	'83 Ulsan	'83 Ulsan	0.83
'83 Ulsan	'83 Pusan	'83 Pusan	0.69

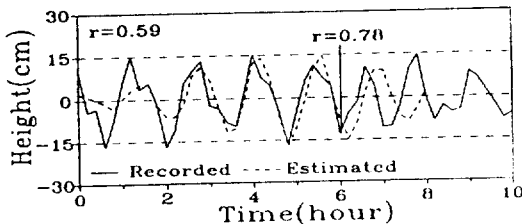


Fig. 9. Comparison between estimated wave signal and recorded wave signal at Pohang on 26 May, 1983. The source function of Donghae is used.

source function들은 서로 같을 수 있다. 이런 특징을 점검하기 위해서, 지역적으로 서로 가깝고 쓰나미 파의 도달시간도 서로 비슷한 Maizuru와 Tsuruga의

Table 6. Results when the source functions of neighbor points and the wave functions of other tsunamis are used

Sour. Func.	Wave Func.	Convolutiob	Max. Corr.
'64 Tsuruga	'83 Maizuru	'64 Maizuru	0.67
'83 Tsuruga	'64 Maizuru	'83 Maizuru	0.78

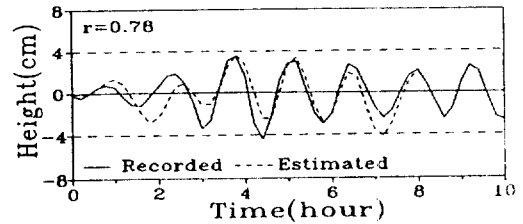


Fig. 10. Comparison between estimated wave signal and recorded wave signal at Maizuru on 26 May, 1983. The source function of Tsuruga and the wave function of 1964 tsunami are used.

자료를 분석하였다. Tsuruga의 1964년 source function과 1983년 source function을 이용하여, Maizuru의 1964년 쓰나미파와 1983년 쓰나미파를 각각 재현해보았다. 한국 연안에서는, 1983년 쓰나미에 대하여, 동해의 source function을 이용하여 속초와 포항의 쓰나미파를 재현하였다. 또한, 포항과 속초의 source function를 이용하여 각각 속초와 포항의 쓰나미파를 추정해보았으며, 울산과 부산에 대하여도 같은 방법을 사용하였다. 결과 최대 상관계수는 0.60~0.83의 범위였다(Table 5, Fig. 9). 결국, 인접 지역의 source function을 사용하여 쓰나미파를 재현하는 것도 가능함을 알 수 있다.

마지막으로 Tsuruga의 1964년 source function과 Maizuru의 1983년 wave function의 convolution적분을 계산하여서 Maizuru의 1964년 쓰나미파를 재현하였다. 또한 Maizuru의 1983년 쓰나미파를 Tsuruga의 1983년 source function과 Maizuru의 1964년 wave function의 convolution적분으로 구하였다. 최대 상관계수는 각각 0.67과 0.78이었다(Table 6, Fig. 10). 이상의 결과로 판단할 때, 인접지역의 source function과 다른 쓰나미에 의한 wave function이 주어진다면, 기록되지 않은 쓰나미자료도 추정할 수 있다.

토 의

이전의 단원들에서는 검조기에 기록된 쓰나미파를 재현하기 위해 Sign Method를 사용하였으며, 기록되지 않은 쓰나미파의 모의를 위한 source function과 wave function의 이용 가능성도 검토하였다.

우선, 일본 및 한국의 여러지점에서, 다른시기의 wave function을 이용하여 쓰나미파를 재현하는 방법으로 다른 쓰나미에 대한 wave function들의 유사성을 고찰하였다. Shitase의 경우에는, 1964년 쓰나미파와 1983년 쓰나미파의 접근 경로가 확실히 서로 다르므로, 두 쓰나미의 wave function들이 확연히 서로 다르다. 한편 Matsugasaki와 Naoetsu는 1964년 쓰나미의 진원지에 너무 가깝기 때문에, 1964년 wave function들이 지역적인 전파특징들을 모두 포함하지 못하는 것으로 여겨진다. 따라서, 두 지역에서의 wave function들을 비교하는 것은 무의미한 것으로 생각된다.

또한, 다른 지점의 source function을 이용하여 쓰나미파를 재현하는 방법으로 각 지점의 source function들의 유사성을 조사하였다. Tsuruga와 Maizuru에서는 한 지점의 source function을 사용하여 다른 지점의 쓰나미파를 재현할 수 있었다. 한국연안의 경우, 동해의 source function을 속초와 포항의 쓰나미파를 재현하기 위해 사용할 수 있었다. 신포와 원산은 동해로부터 멀리 떨어져 있지 않고 쓰나미파의 도착시간도 동해와 비슷하므로, 동해의 source function이 신포와 원산의 쓰나미파를 재현하기 위해 사용될 수 있을 것으로 기대되었으나, 동해의 source function을 이용하여 신포와 원산의 쓰나미파를 재현하는 것은 실패하였다. 이것은 신포와 원산의 wave function이 잘못 추정되었기 때문인 것으로 생각되며, 이런 잘못된 추정은 방법론적인 오류에 기인하는 것으로 사료된다. 몇몇 작은 처리방법과 매개변수들을 변경시키면, 이런 문제들이 해결될 것이다.

이상에서 source function 및 wave function의 이용가능성은 검토되었지만, 각 function의 물리적 개념에 대한 분석이 부족하다. 각 function에 대한 보다 상세한 분석은 차후에 이루어질 것이다.

본 논문의 자료처리과정 중 가장 어려웠던 점은 판별계수를 결정하는 것이었다. 고정된 값의 판별

계수를 구할 수 없었기 때문에, 각 지점의 쓰나미자료가 처리될 때마다 각기 다른 판별계수가 사용되었다.

또한, source function의 근을 구하기 위해서는 기하학적인 보통거리를 사용하였으나, wave function의 근을 구하기 위해서는 복소평면상의 근의 위치를 고려하여 가중치를 주는 상대적거리로 normalized distance를 사용하였다. 결과적으로 보통거리와 상대거리의 차이로 인하여, 몇몇 근들은 두 함수에 동시에 포함되었다. 이러한 애매함이 분석의 질을 크게 낮추었을 것이다.

위에서 언급한대로, Sign Method의 자료처리 과정에서의 문제점은 주로 판별계수 및 거리와 관련되어 있다. 이러한 문제점들은 두 function의 근들을 분류하는데 사용할 수 있는 새로운 거리개념의 도입으로 해결할 수 있을 것이다. 새로운 거리개념이 도입되고 고정된 크기의 판별계수가 얻어진다면, $Y(z)=0$ 의 모든 근들을 두 부류로 정확하게 분리할 수 있을 것이다.

이런 문제가 해결되고, 몇몇 방법적인 수정이 더해진다면, Sign Method는 진원지로부터 먼 거리에 있는 지역의 쓰나미파를 재현할 수 있는 훌륭한 방법이 될 것이다.

결 론

본 논문에서는 한국의 9개 지점과 일본의 6개 지점에서의 쓰나미기록들을 Sign Method에 의해 분석하고 재현해 보았다. 여러가지 분석을 통하여 다음과 같은 결론을 얻었다.

(1) 한 지역에서 기록된 쓰나미파를 자신의 source function과 wave function들의 convolution적분으로 재현할 때, Sign Method는 쓰나미파의 진원지로부터 먼 지역에서 보다 효과적이다. 따라서, 쓰나미가 동해의 일본쪽 근해에서 발생한다면, Sign Method는 한국연안지역의 쓰나미파의 재현을 위해 효과적이다.

(2) 한 지점에 두 쓰나미파가 비슷한 전파경로로 접근한다는 가정 아래, 한 쓰나미파의 wave function을 다른 쓰나미파의 추정에 사용하는 것이 가능하다.

(3) 인접한 두 지점에 도달하는 쓰나미파의 도착

시간이 비슷하다면, 한 지점의 source function을 이용하여 다른 지점의 쓰나미파를 재현할 수 있다.

(4) 만약 1964년 쓰나미파가 A지점에서 관측되지 않았다면, 인접한 B지점의 1964년 source function과 A지점의 1983년 wave function의 convolution적분을 이용하여 기록되지 않은 자료도 추정할 수 있다.

본 논문에서는 순간적인 충격으로 발생하는 쓰나미파의 분석 및 재현을 위한, Sign Method의 사용 가능성을 충분히 보여주었다.

참고문헌

- 강시환 등, 1985. 해난, 재해예보시스템 연구(1). 과학기술처, 216-237.
- 추교승, 1987. 한국연안에서 발생한 폭풍, 지진해일 현상에 대하여. 교통부 수로국, 53-88.
- Arfken, G., 1985. *Mathematical Methods for Physicists*. Academic Press. 810-812, 820-823.
- Aida, I., 1969a. Numerical Experiments for Tsunami Propagation-The 1964 Niigata Tsunami and the 1968 Tokachi-Oki Tsunami. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **47**: 673-700.
- Aida, I., 1969b. Numerical Experiments for Tsunamis caused by Moving Deformations of the Sea Bottom. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **47**: 849-862.
- Benat, J.S. and Piersol, A.G., 1986. *Random Data*, John Wiley & Sons, 362-365.
- Hatori, T., 1983. Tsunami Magnitude and Source Area of the Nihonkai-Chubu Earthquake in 1983. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **58**: 723-734 (In Japanese).
- Hwang, L.S. and Divoky, D., 1970. Tsunami Generation. *J. Geophys. Res.*, **75**: 6802-6817.
- Iida, K., Cox, D.C., and Pararas-Carayannis, G., 1967. Preliminary Catalog of Tsunamis occurring in the Pacific Ocean, University Hawaii Institute Geophysics, 300pp.
- Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new Global Tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**: 5855-5899.
- Ivanov, V.V., 1985. The Sign Method for Digital Record. *Radiotechnics and Electronics*, **30**: 1941-1948 (In Russian).
- Lisitzin, E., 1974. Sea-Level Changes, Elsevier Oceanography Series 8, Elsevier Scientific Publishing Company, 197-202.
- Murty, T.S., 1977. Seismic Sea Waves Tsunamis. Department of Fisheries and the Environment Fisheries and Marine Service, 1-2, 43-46.
- Soloviev, S.L. and Go, C.N., 1974. Catalog of Tsunamis in the West Coast of Pacific Ocean. Moscow Science, 137-166 (In Russian).
- Shuto, N., 1990. Numerical Simulation of Tsunami-Its Present and Near Future. International Tsunami Symposium, Proceedings, Novosibirsk, 35-39.
- Tsuji, Y. et al., 1985. Report of the 1983 Nihonkai Chubu Earthquake-Tsunami along the East Coast of the Republic of Korea, National Research Center for Disaster Prevention Science and Technology Agency, 97pp (In Japanese).
- Tsuji, Y., 1986. Comparison of Observed and Numerically Calculated Heights of the 1983 Japan Sea Tsunami. *Sci. Tsunami Hazards*, **4**: 91-110.