

海底變動에 의한波浪의 시간에 따른變化 Propagation of Transient Waves due to Bottom Disturbances

徐承男*
Seung Nam Seo*

要旨: 海底變動에 의해 一定水深 위를 進行하는 三次元 波浪의 時間에 따른 變化에 대한 式을 提示하였다. 徐(1993)의 解를 基礎로 하여 誘導된 解析解가 海底變位 函數의 convolution 積分形態로 表示된다. 세개의 상이한 海底變位 函數에 대한 解析解는 海面의 初期條件을 만족함을 보였고 誘導한 解를 數值積分하여 波浪 分散效果에 의한 波高 減少에 대한 一般의인 特性을 圖示하고 分析하였다.

Abstract □ Three dimensional linear transient wave propagation over a constant depth due to bottom disturbances is presented. Present solution based on Seo(1993) is expressed in terms of a convolution integral of source function. For three cases of different source functions, each solution is proved to satisfy the corresponding initial condition. The general feature of wave height attenuation resulted from the dispersion effect is shown and discussed by numerical results of the solutions.

1. 緒 論

우리나라 東海岸에 影響을 끼친 地震海溢으로써 최근 發生한 것을 들면 1983년 5월 26일 東海中部地震과 1993년 7월 22일 日本 北海道地震이다. 두 地震의 震央은 혼수北端과 북해도 南端으로 우리나라 東海岸의 檢潮所 記錄을 分析하면 地震 發生後 약 2時間 정도에 影響을 미치는 것으로 나타났다(추, 1987; 韓國海岸 海洋工學會, 1993). 地震海溢은 暴風海溢과 比較할 때 그 發生頻度가 적으나 東海岸 沿岸에 影響을 주는 災害因子로 점차 浮刻되어 오고 있다. 東海岸 지방의 地震海溢에 대한 災害減少를 위해서는 迅速한 警報 및 地震海溢에 의한 特性이 알려져야 한다. 이는 韓國海岸 海洋工學會 消息에서 指摘되었듯이 “地震警報 打電 後 오히려 港口로 歸還하던 船舶들이 港口의 심한 渦流 때문에 多數 破損되는 狀況이 巨津에서 發生”하여 地震海溢로 인한 被害를 줄이기 위해서 學界에서도 그 特性을 政府關聯 部處 및 國民들에게도 적극 알려야 한다고 判斷된다. 本論文에서는 地震海溢에 대한 既存 研究를 整理하였

으며 一般의인 特性을 살펴보고자 한다.

東海와 같이 그 크기가 비교적 작고 심들로 둘러 쌓여 複雜한 水深을 갖는 地域에 대한 地震海溢 豫報는 數值모델에 의한 豫報가 必需的이다. 또한 傳播時間도 비교적 짧아 두 時間 정도이므로 迅速한 警報用 模型을 使用해야할 것으로 判斷된다. 한편 東海岸에 대한 數值모델에 관한 既存 研究는 비교적 활발히 이루어져 오고 있으며 主要한 結果로는 科學技術處(1985), Liu와 Yoon(1991), Choi, *et al.* (1993) 등이 있다. 地震海溢을 正確히 豫報하기 위해서는 精密한 水深資料, 震源에 대한 地震學的인 資料, 沿岸의 海面 實測資料 分析 그리고 數值모델의 特性에 대한 研究가 相互 補完的으로 이루어져야 한다. 특히 地球物理學 分野인 震源에 대한 地震學的인 資料는 數值모델의 初期條件으로 使用되어 最終 結果에 큰 影響을 주기 때문에 地震海溢을 研究하는 海岸工學者에게는 이 分野에 대한 共同研究 參與가 時急한 課題로 認識되어 있다(Shuto, 1991).

本 研究에서는 地震海溢의 傳播特性을 나타내기 위하여 보다 單純한 境遇를 對象으로 정해 既存의

*韓國海洋研究所 海洋工學研究部 (Ocean Engineering Division, Korea Ocean Research and Development Institute, P.O. Box 29, Ansan 425-600, Korea)

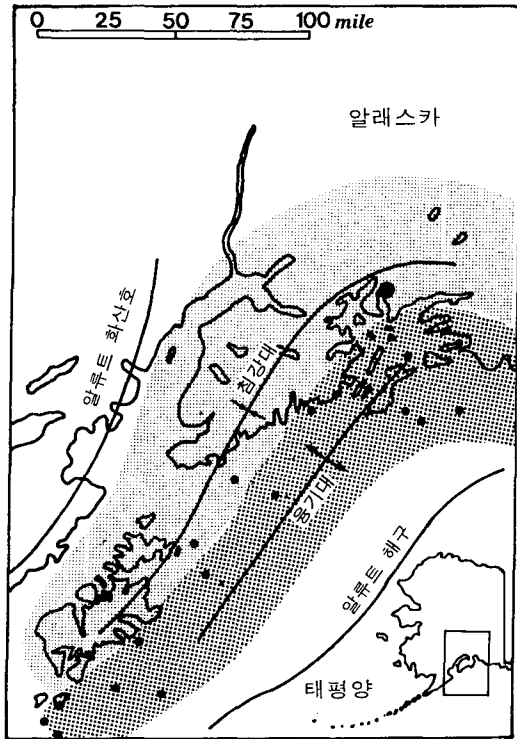


Fig. 1. Alaska Earthquake, 1964 (Time-Life, 1985).
Big dot denotes primary epicenter and small dots denote secondary epicenters

理論을 整理하고자 한다. 海水는 分散效果가 있어 波長이 길수록 빨리 傳播하는 特性을 가지며 地震海溢의 경우 波長이 크기 때문에 淺海波의 式을 主로 使用한다. 그러나 水深이 海底面 變位の 크기에 비해 상당히 작지 않은 경우에는 地震海溢에 의해 生成되는 波浪을 淺海波의 式으로만 近似시킬 수 없음을 보이 고자 한다. 徐(1993)가 誘導한 一定 水深 위를 進行 하는 波浪變化의 一般的인 式을 基本式으로 삼는다. 海底面의 變位를 이용하여 垂直 流速成分으로 表示 하고 이에 따른 波浪의 時間에 따른 變化를 나타내어 地震海溢에 의한 波高 變化를 時 空間的 變化로 나타내어 波浪 傳播特性을 밝히고자 한다.

2절에서 地震海溢에 대한 支配方程式을 定式化하고 解를 구했으며 海水面에서 初期條件이 주어진 경우와 地震海溢의 경우에 대한 相異點을 분석하였다. 제 3 절에서는 地震海溢을 數學的으로 模型化하는 既存 方法에 대해 檢討한 후 相異한 初期條件을 갖는 境界 境遇에 대해 제 2절에서 誘導한 解로부터 海面 變位

式을 求하고 이 解析解를 數值方法으로 計算하여 海 水面의 變位를 時間에 따라 나타내었다.

대규모의 地震은 本震(primary epicenter)이외에도 십 여개의 副震(secondary epicenter)이 發生하며(Fig. 1 참조) 이를 模寫하기 위한 方法으로 두 개의 相異한 震央에 의해 生成되는 海面 變位를 또한 圖示하였 다.

本 論文에서 導出된 地震海溢의 傳播特性에 대한 結論을 제 4절에 記述하였다.

2. 支配 方程式

本 節에서는 地震海溢에 의해 生成되는 波浪이 傳 播하면서 變形되는 過程을 數式化하고 既存의 理論과 比較하여 그 特性을 論하기로 한다. 대부분의 海底 地震은 水深이 수 km의 깊이에서 發生하며 初期 海面의 波高는 水深은 10m 내외이므로 沿岸 附近을 除外하면 波浪의 傳播를 支配하는 式은 線形化할 수 있다. 또한 本 論文에서는 波浪이 發生하여 大洋으로 傳播될 때의 波高의 變化를 主안점으로 삼기 때문에 海底面은 一定한 것으로 假定한다.

靜止 狀態의 一定 水深(h)의 海水面에 瞬間的인 外力인 海底面의 湧기에 의해 生成된 海面 變位の 傳播과정에 대한 支配方程式은 速度 포텐셜 ϕ 을 使用하여 나타낼 수 있다. 靜止 狀態의 水面에 x, y축을 놓고 z축은 海面 위쪽을 향하는 座標系를 使用하면 支配 方程式은 式 (1)로 나타낼 수 있다.

$$\nabla^2 \phi(x, y, z, t) = 0 \tag{1}$$

線形화된 海水面의 境界條件은 式 (2)가 된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} &= \frac{\partial \phi}{\partial z} \\ \frac{\partial \phi}{\partial t} + g\zeta &= 0, z=0 \end{aligned} \tag{2}$$

여기서 ζ 는 海面 變位, g 는 重力 加速度를 각각 나타낸다. 海底面의 變位를 $\eta(x, y, t)$ 라 하면 海底面의 식은 $z = -h + \eta$ 가 된다. 海底面의 境界條件은 靜力學的 條件으로부터 구할 수 있다.

$$\frac{D(z+h-\eta)}{Dt} = 0 \tag{3}$$

여기서,

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial z}$$

海底面의 變位가 水深에 비해 작으면 式 (3)을 線形化하여 이를 海底面 速度의 垂直成分 $W(x, y, t)$ 로 나타내면 式 (4)를 얻는다.

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t} \equiv W(x, y, t), z = -h \quad (4)$$

마지막으로 外力의 크기가 限定되었기 때문에 外力에 의해 發生된 波浪의 크기도 限定되므로 다음과 같은 條件을 만족한다.

$$\phi(x, y, z, t) \rightarrow 0, \text{ as } r = \sqrt{x^2 + y^2} \rightarrow \infty \quad (5)$$

式 (1)-(5)로 構成되는 境界值 문제를 풀어 海水面의 時間에 따른 變位를 얻게 된다. 解의 誘導過程은 徐(1993)에 자세히 記述되어 있어 여기서는 그 細部過程을 省略하고 主要한 結果만을 記述하기로 한다. 必要한 初期條件을 糾明하기 위해 Laplace變換을 한 후 이에 대한 Green函數 문제를 구한다. Green函數 문제는 徐(1993)에서와 同一하며 구한 Green函數를 代入하여 Laplace逆變換을 하여 速度 포텐셜을 나타내면

$$\begin{aligned} \phi(r, \theta, z, t) = & \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty r_0 dr_0 \int_0^{2\pi} d\theta_0 W(r_0, \theta_0, t) \\ & \int_0^\infty dk J_0(k|\vec{r} - \vec{r}_0|) \frac{\sinh kz}{\cosh kh} \\ & - \frac{g}{2\pi} \int_0^\infty r_0 dr_0 \int_0^{2\pi} d\theta_0 \int_0^\infty dk \\ & J_0(k|\vec{r} - \vec{r}_0|) \frac{k}{\omega} \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh^2 kh} \\ & \int_0^t \sin \omega(t-\tau) W(r_0, \theta_0, \tau) d\tau \quad (6) \end{aligned}$$

여기서 J_0 는 第1種 0次 Bessel函數이고 $\omega^2 = gk \tanh kh$ 으로 주어진다. 그리고 Fig. 2에 圖示된 것과 같이 \vec{r} 은 變數를 구하고자 하는 點의 位置이며, \vec{r}_0 은 Green函數 問題의 單位 外力이 位置하는 點이다.

式 (6)에 포함된 Green函數는 Mei(1989)의 제2장에서 구한 式과 同一한 式임을 보일 수 있으며 海底面의 流速이 時間의 函數이므로 速度 포텐셜은 convolution 形態로 表示된다. 速度 포텐셜은 物理的 變

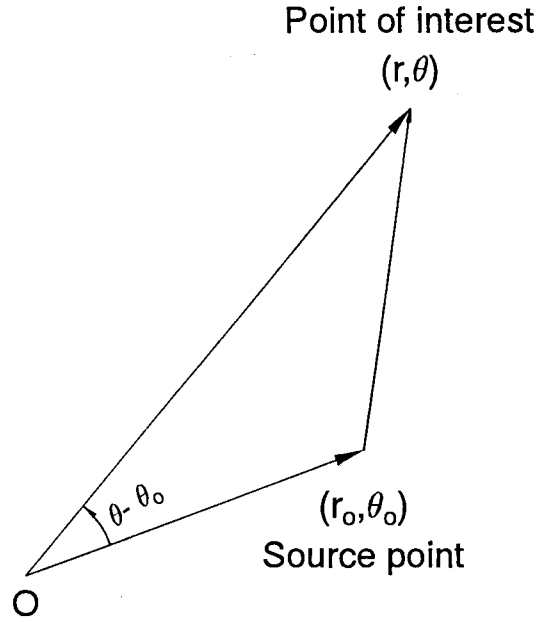


Fig. 2. Schematic sketch of vectors r and r_0 .

數가 아님으로 式 (6)의 物理的 意味을 나타내기 위해 動力學的 海面條件을 使用하여 海面 變位로 나타내면 式 (7)이 된다.

$$\begin{aligned} \zeta(r, \theta, t) = & -\frac{1}{g} \frac{\partial \phi(r, \theta, 0, t)}{\partial t} \\ = & \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty r_0 dr_0 \int_0^{2\pi} d\theta_0 \int_0^\infty dk \frac{k J_0(k|\vec{r} - \vec{r}_0|)}{\cosh kh} \\ & \int_0^t \cos \omega(t-\tau) W(r_0, \theta_0, \tau) d\tau \quad (7) \end{aligned}$$

여기서 時間 t 에 대해 微分할 때 Leibnitz公式이 使用되었다. 式 (6) 右邊의 첫 項은 海面 變位로 轉換할 때 없어지며 海底面의 變化에 의해 生成되는 波浪은 海水面에 가해진 外力에 의해 生成되는 波浪과는 달리 $1/\cosh kh$ 項이 있어 生成된 高周波數의 波浪을 減衰시키는 效果를 나타낸다(Fig. 3 참조). 이 現象은 水壓式 計器를 海底에 繫留할 때 高周波의 波浪을 計器가 感知할 수 없는 現象과 같다(Dean과 Dalrymple, 1984). 式 (7)의 Bessel函數 因數는 Graf 公式(Abramowitz와 Stegun, 1972)에 의해 式 (8)로 나타낼 수 있다(Fig. 2 참조).

$$\begin{aligned}
 J_0(k|\vec{r}-\vec{r}_0|) &= \sum_{n=-\infty}^{\infty} J_n(kr) J_n(kr_0) \cos n(\theta-\theta_0) \\
 &= J_0(kr) J_0(kr_0) + 2 \sum_{n=1}^{\infty} J_n(kr) \\
 &\quad J_n(kr_0) \cos n(\theta-\theta_0) \quad (8)
 \end{aligned}$$

式 (8)을 式 (7)에 代入하여 整理하면 式 (9)를 얻게 된다.

$$\begin{aligned}
 \zeta(r, \theta, t) &= \\
 &\frac{1}{2\pi} J_0(kr) \int_0^{\infty} r_0 J_0(kr_0) dr_0 \int_0^{2\pi} d\theta_0 \int_0^{\infty} dk \frac{k}{\cosh kh} \\
 &\quad \int_0^t \cos \omega(t-\tau) W(r_0, \theta_0, \tau) d\tau \\
 &+ \frac{1}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} J_n(kr) \int_0^{\infty} r_0 J_n(kr_0) dr_0 \int_0^{2\pi} \cos n(\theta-\theta_0) d\theta_0 \int_0^{\infty} dk \\
 &\quad \frac{k}{\cosh kh} \int_0^t \cos \omega(t-\tau) W(r_0, \theta_0, \tau) d\tau \quad (9)
 \end{aligned}$$

3. 海面 變位

海底地震에 의해 生成된 波浪의 變位는 式 (9)에 表示된 바와 같이 時·空間的으로 變한다. 海面 變位를 計算하기 위해서는 適切한 海底面의 變位가 提示되어야 한다. 그러나 海底面의 變位에 대한 具體的인 形態는 本 論文의 範疇을 넘어 이를 다루고자 하지 않으나 이에 대한 一般的인 特性을 簡略하게 記述하고자 한다. 震源의 特性은 震源의 깊이, 斷層 方向, 地震 모멘트 그리고 持續時間 등을 媒介 變數化하여 나타내나 複雜하고 大規模의 地震을 媒介 變數化하기가 容易하지 않다. 이 變數로부터 海底面의 變位를 計算할 수 있으며 Barker와 Langston(1982)는 7-10秒의 持續時間을 갖는 것으로 推定하였다. 1964년 알래스카의 地震 境遇에는 初動으로 부터 72秒內에 6회의 震動이 發生한 것으로 보고되었다(타임-라이프, 1985). 그러나 最近 1992年 9월에 發生한 니카라구아 地震은 持續時間이 比較적 길어 100秒 정도에 이르는 것으로 推定하고 있다(Abe et al., 1993). 持續時間이 긴 地震海溢의 境遇에는 海底變位에 대한 時間函數가 明示되어야 式 (9)로부터 海面 變位를 計算할 수 있게 된다.

한편 既存의 地震海溢 研究(Mei, 1989)는 持續時間을 Delta函數로 假定하여 사용하고 있음으로 이

Table 1. Three cases of vertical velocity function of ground motion

Symmetric Case		Antisymmetric Case
Case a	Case b	Case c
$Ae^{-(r_0/a)^2} \delta(t)$	$A \left(1 + \left(\frac{r_0}{a}\right)^2\right)^{-3/2} \delta(t)$	$A \left(1 - \left(\frac{r_0}{a}\right)^2\right)^{1/2} \cos \theta_0 \delta(t)$
$-\infty < r_0 < \infty$	$-\infty < r_0 < \infty$	$-a \leq r_0 \leq a$

假定에 대한 妥當性을 檢討하기 위해 다음과 같은 無次元 變數를 導入하기로 하자.

$$ak = k^*, \quad \frac{r}{a} = r^*, \quad \frac{\sqrt{ght}}{a} = t^*, \quad \frac{h}{a} = h^*, \quad \frac{\zeta}{A} = \zeta^* \quad (10)$$

여기서 a 는 地震의 代表的인 길이이며 A 는 初期 海底面의 최대 높이를 나타내고 첨자 *는 無次元 變數를 가리킨다. 만일 水深 1 km, a 를 5 km, t 를 10秒로 취하면 t^* 는 약 0.2가 된다. 本 論文은 發生된 波浪이 遠距離를 傳播할 때의 波浪의 變化에 초점을 두어 (無次元 時間 60 이상) 無次元한 持續時間에 비해 매우 크기 때문에 本 研究에서는 既存의 假定인 Delta函數를 사용하고자 한다. 그러나 持續時間이 긴 地震의 경우에는 持續時間에 대한 函數를 使用하여 積分함으로 海面 變位를 구하여야 한다.

海底面의 垂直 流速을 Table 1에 나타낸 것과 같은 세 境遇에 대해 각각 海面 變位式을 誘導하기로 하자.

Table 1에 提示된 各 境遇를 式 (10)의 無次元 變數를 使用하고 積分하여 海面 變位를 나타내면 式 (11)-(13)이 된다. 여기에 使用된 積分은 Erdelyi 등 (1954)과 Abramowitz와 Stegun(1972)에 收錄된 값을 使用하였다.

$$\zeta^* = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \frac{k J_0(kr^*)}{\cosh k^* h^*} e^{-(k^*/2)^2} \cos(\omega^* t^*) dk^*, \text{ Case a} \quad (11)$$

$$\zeta^* = \int_0^{\infty} \frac{k J_0(kr^*)}{\cosh k^* h^*} e^{-k^*} \cos(\omega^* t^*) dk^*, \text{ Case b (12)}$$

$$\zeta^* = \frac{\pi}{2} \cos \theta \int_0^{\infty} \frac{J_1^2\left(\frac{k^*}{2}\right) J_1(kr^*)}{\cosh k^* h^*} \cos(\omega^* t^*) dk^*, \text{ Case c} \quad (13)$$

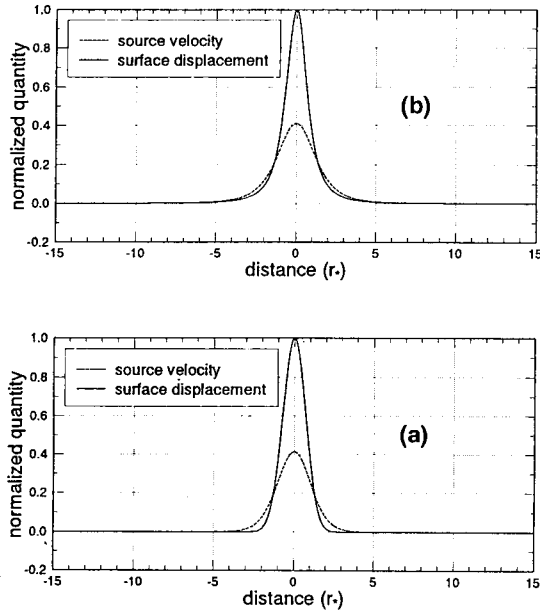


Fig. 3a. Spatial distributions of source velocity and free surface displacement for $h^*=1$.

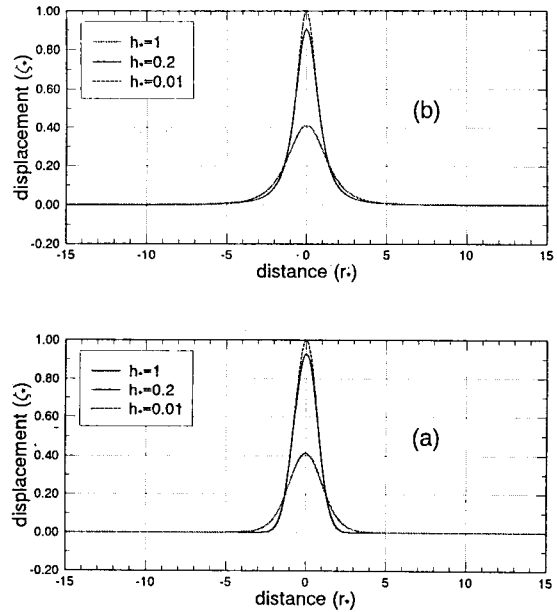


Fig. 3b. Initial free surface displacements for different depths; $h^*=1, 0.2$ and 0.01 .

여기서 $\omega_* = \frac{\sqrt{k \cdot h \cdot \tanh k \cdot h}}{h}$ 이며 J_1 은 第1種 1次 Bessel函數이다.

式 (11)-(13)은 式 (1)-(5)의 境界值 問題의 解로 Table 1에 주어진 初期條件도 滿足해야 한다. Fig. 3에서 보인 바와 같이 淺海인 境遇에는 各 式의 分子인 cosh項이 1로 되어 海底面의 變位 速度가 海面의 變位와 같게 된다. 初期條件이므로 $t=0$ 을 各 式에 代入하여 積分하여 Table 1에 주어진 條件을 滿足하는 가를 檢討할 수 있다. 즉 式 (11)에 대해 GradshTEyn과 Ryzhik(1980)의 式(6.631.4)를 式 (12)에는 GradshTEyn과 Ryzhik(1980)의 式(6.623.2)를 使用하면 이를 쉽게 證明할 수 있다. 한편 式 (13)은 Mei(1989)의 式 (2.41)에 주어진 海底面의 垂直 速度式과 同一한 式이나 海面 變位式 (13)의 係數 $\pi/2$ 에서 差異를 보 이고 있다. Erdelyi 등(1954)의 式(8.11.30)을 使用하면 式 (13)으로부터 表 1의 初期條件을 구할 수 있어 Mei 式 (2.42)는 本 論文 式 (13)의 係數로 바뀌어져야 한다.

제 2절에서 言及한 것과 같이 海底 地震의 경우에는 高周波數의 波浪이 減衰되어 初期 海面은 水深과 波長의 比率에 의해 變한다. 이를 나타내기 위해 Fig. 3a에 海底面에서 無次元한 垂直 速度에 대한 距離에

다른 分布로 水深 $h^*=1$ 인 境遇에 生成되는 初期 海面의 空間的 分布를 “경우 a”와 “경우 b”에 대해 各 各 圖示하였다. 또한 水深 $h^*=1, 0.2$ 그리고 0.01 에 대한 初期 海面의 形態를 나타내기 위해 Fig. 3b에 圖示 하였다. 이로 부터 初期 海面의 減衰는 水深이 깊을 수록 뚜렷하나 初期條件인 垂直 速度의 形態에 의해 影響을 받게 되므로 境遇에 따라서는 이를 勘案해야 한다. z축에 對稱인 “경우 a”와 “경우 b”의 初期條件은 Fig. 3a에 圖示된 것과 같이 거의 비슷하므로 Fig. 4a에는 “경우 b”에 대한 3次元 그림만을 나타내 였고 Fig. 4b에는 z축에 非對稱인 “경우 c”에 대한 것을 나타내었다.

式 (13)으로 表示된 “경우 c”에는 式 (11)과 (12)와 달리 積分 變數인 波數의 指數 減少項이 存在하지 않아 波數가 상당히 큰 값을 가질 때까지 數值積分을 해야한다. 한편, 本 論文에서와 같이 時間에 따른 海面의 變位를 求하는 境遇 特別한 方法을 使用하지 않으면 보통의 數值積分法으로 구하기에는 어려움이 있어 “경우 c”에 대한 海面 變位는 計算하지 않았다.

大洋에서 發生하는 大規模 海底地震(1960년 칠레 地震은 水深 4 km, 폭 200 km이며 本 模型에서 地震의 폭을 5α 로 취한 境遇)에 該當하는 水深 $h^*=0.2$ 인 境遇에 대한 時間別($t=10, 60, 120$ 과 200) 海面 變

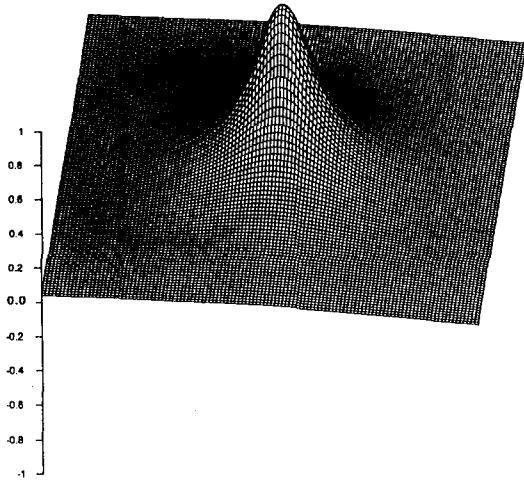


Fig. 4a. Initial condition of spatial velocity distribution for a symmetric case (Case b).

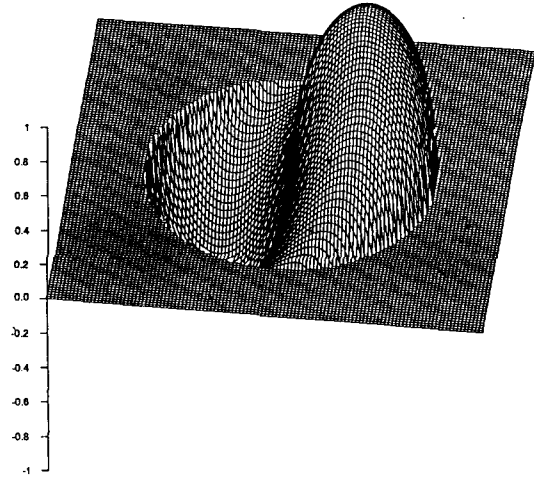


Fig. 4b. Initial condition of spatial velocity distribution for an antisymmetric case (Mei, 1989).

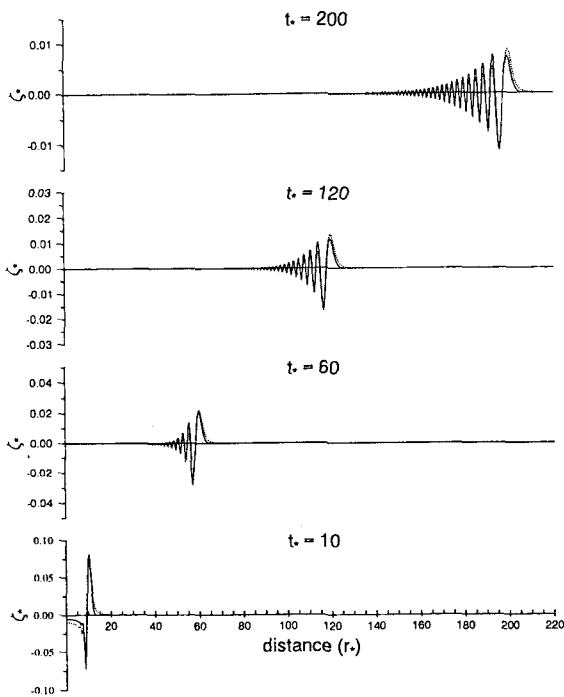


Fig. 5a. Surface displacements due to a bottom disturbance for $h^*=0.2$; Solid line (case a), Dot line (case b).

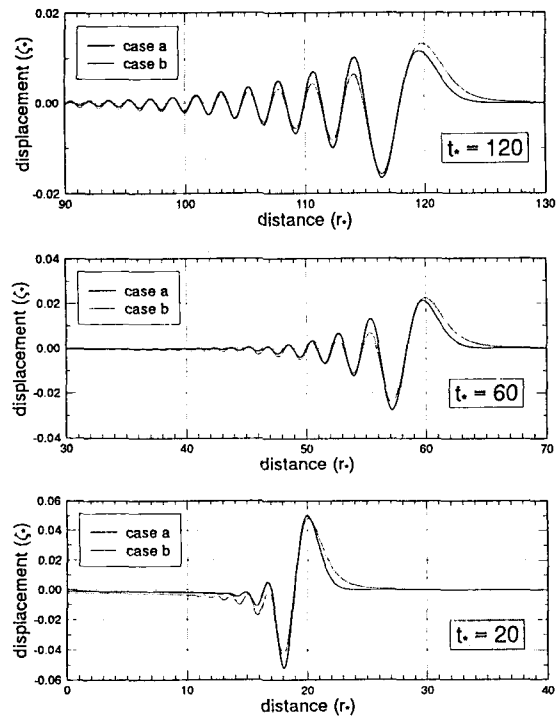


Fig. 5b. Blowup of Surface displacements due to a bottom disturbance for $h^*=0.2$; Solid line (case a), Dot line (case b).

位를 Fig. 5a에 “경우 a”와 “경우 b”에 대해 各各圖示하였다. 點線은 “경우 a”의 海面 變位이고 實線은 “경우 b”의 變位로, 波長이 큰 先端部 波浪은 “경우

a”가 크나 波長이 짧아질수록 波高가 작아짐을 보이고 있다. 이는 “경우 a”의 式 (11)은 波數 제곱의 指數的인 減少를 보이는 데 반해 “경우 b”는 波數의 指

數的인 減少를 보여 波數가 커짐에 따라(즉 波長이 작아짐에 따라) “경우 a”의 波高가 빨리 減少하는 것으로 사료된다. Fig. 5b에서는 Fig. 5a와 同一한 조건에서 $t=20, 60$ 과 120 에 대한 海面 變位를 擴大하여 該細部의 波形을 나타내었다. 波浪이 發生地域으로부터 멀리 진행함에 따라 波浪 分散效果에 의해 점차 새로운 波浪이 生成되어 지는 것을 뚜렷이 알 수 있다. 이 경우($h^*=0.2$)는 徐(1993)에서 밝힌 것과 같이 波高 減少는 geometric spreading에 의해서만 이루어지는 것이 아니라 分散에 의해서도 減少되는 것을 알 수 있어 大洋을 지나는 경우와 같이 遠距離를 進行하는 地震海溢의 波高 豫測에는 波浪 分散效果가 고려되어야함을 보여주고 있다. Fig. 5b의 縱軸은 각 그림에서 그 크기가 다른 것에 注意하기 바라며 이 경우에는 geometric spreading에 의한 波高 減少가 優勢한 것으로 判斷된다.

波浪이 發生地域으로부터 進行하여 陸地 沿邊部인 淺海에 到達하기 전까지 비교적 水深이 일정한 지역을 지나는 동안에는 위에 言及한 原因에 의해 波高가 減少하여 發生地域의 初期 波高보다 훨씬 작게되는 것을 쉽게 類推할 수 있다. 그러나 전파된 波浪이 水深의 變化가 複雜한 육지 沿邊部를 통과하면서 屈折과 淺水作用에 따라 地域에 따라 그 크기가 相異하나 波浪이 커지는 것이 일반적인 現象이다. 대부분의 地震海溢에서 發生되는 代表的인 波浪 週期는 수 십분 정도인 것으로 알려져 왔다(Mei, 1989). 따라서 이러한 波浪이 港內에 進入하면 共振現象에 의해 크게 增幅되는 경우가 發生하므로 港內의 繫留된 선박은 심한 振動을 느끼게 된다. 이러한 共振現象은 本 論文의 範圍에 벗어나므로 이를 다루지 않으며 Carrier와 Shaw(1969), Risser(1976)의 研究를 參考하길 바란다.

緒論에서 言及한 바와 같이 대규모 地震에서는 本震이외에 여러개의 副震이 發生하여 매우 복잡한 波形을 만들게 된다. 本 論文은 線形波 理論이므로 이러한 波形을 重疊 理論을 使用하여 쉽게 나타낼 수 있다. 예를 들면 水深을 1 km, a 를 5 km로 취하고 처음 地震이 發生한 곳으로부터 40 km 떨어진 곳에서 12秒後에 또 다른 같은 크기의 地震이 發生하여 生成된 波浪의 變形過程을 Fig. 6에 圖示하였다. 그림에서 點線은 “경우 a”의 海面 變位이고 實線은 “경우 b”의 變位로, 同一한 조건이나 하나의 地震에 의해

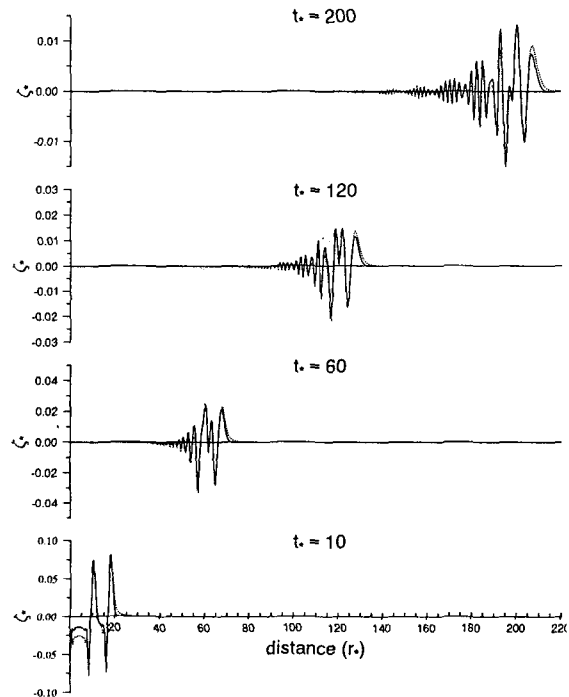


Fig. 6. Surface displacements due to two bottom disturbances for $h^*=0.2$; Solid line (case a), Dot line (case b).

生成되는 시간별 波形의 變형을 나타낸 그림 5a의 경우와 比較할 때 Fig. 6은 實際 地震海溢의 記錄과 類似한 점을 발견할 수 있다. 그리고 大規模 地震의 경우에는 이러한 방법에 의해 여러개의 生成 波浪을 重疊시킴으로 實際에 보다 가까운 波形을 再現할 수 있다.

地震의 發生 機構에 관한 板構造論에 의하면 地殼은 여러개의 큰 판으로 構成되어 있고 지구 중심부의 熔融된 물질의 힘에 의해 이 板들이 움직이며 판과 판의 境界面에서 서로 衝突하거나 잡아당김으로 地震이 發生하는 것으로 설명한다(鄭, 1983). 太平洋을 둘러싼 고리 모양의 環太平洋 地震帶도 이러한 地震帶에 屬하며 震央은 대륙에 隣接한 곳에 위치하게 된다. 이러한 지역에서 發生된 波浪은 陸地의 境界에서 反射하게 되어 반사파가 처음 生成된 波浪과 重疊되어 複雜한 波形을 이루게 된다. Fig. 6은 이와 같은 境遇를 單純化시킨 模型으로 볼 수도 있다.

本 論文에서 다룬 地震海溢의 傳播問題는 Carrier (1991)가 提示한 방법에 따라 發生區域을 y 축에 대해 積分함으로써 發生地域의 形態를 時상태로 쉽게 擴張할

수 있으며 이러한 방법을 사용하면 實際 海底地震의 形態에 보다 類似한 初期條件과 波形變形 結果를 얻을 수 있다.

4. 結 論

海底地震에 의해 生成되는 波浪의 變形過程을 解析解로 表示하고 遠距離를 進行하면서 變形되는 波形을 圖示하였다. 海底地震에 의해 生成되는 初期海面은 外力가 海水面에 가해져 生成되는 波形과 달리 高周波數의 波浪이 減衰되어 나타나지 않는다. 칠레 地震海溢(1960)과 같은 大規模의 海溢에서도 波浪의 分散效果에 의한 波高 減少가 重要함을 나타냈으며 여러개의 副震(secondary epicenter)이 存在하는 경우에 대한 重疊 波形을 模型化하기 위해 두 개의 같은 크기의 震源으로부터 生成되는 海面 變位를 圖示하였다.

本 論文에서 유도된 海面 變位式은 convolution 形態로 표시되어 地震의 持續時間이 긴 경우에도 海底面 垂直 速度의 時 空間的 形態를 代입하면 海面 變位를 계산할 수 있다. 그러나 持續時間이 짧은 單一 震源에 의해 大洋에서 發生된 地震海溢의 傳播를 豫測할 때 持續時間을 Delta函數로 假定하는 既存 方法의 妥當性을 分析하여 이를 糾明하였다. 誘導된 海面 變位式에 淺海條件에서 $t=0$ 을 代入하여 주어진 初期條件을 滿足하는 가를 檢討함으로 本 解析解를 檢證하였다.

典型的인 地震海溢이 遠距離를 進行할 때 波高 減衰는 geometric spreading에 의해 주로 좌우되나 波浪分散에 의해 波形 및 副次的인 波高 減衰는 地震海溢 豫測에 包含되어져야 함을 밝혔다.

謝 辭

本 研究는 1993년 韓國海洋研究所에서 실시한 基本研究事業의 研究結果이며 研究費 支援에 感謝를 드립니다. 그리고 本 論文에서 引用한 參考 文獻을 提供해 주신 서울대 박창업 교수님과 성균관대 최병호 교수님께 感謝드립니다.

參考文獻

- 科學技術處, 1985. 海難 災害豫報시스템研究 I, 海洋研究所 BSPE00056-87-1.
- 徐承男, 1993. 一定 水深 위를 進行하는 波浪의 時間的 變化, 韓國海岸·海洋工學會誌, 第5卷 第4號.
- 鄭昌熙, 1983. 新地質學 概論, 박영사.
- 추교승, 1987. 韓國沿岸에서 發生한 暴風 地震 海溢現象에 대하여, 대성출판사.
- 타임-라이프, 1985. 地震-라이프 地球 再發見, 韓國日報.
- 韓國海岸 海洋工學會, 1993. 韓國海岸 海洋工學會 消息 제 93-07.
- Abe, K., Abe, K., Tsuji, Y., Imamura, F., Katao, H., Iio, Y., Satake, K., Bourgeois, J., Noguera, E. and Estrada, F., 1993. Survey of the Nicaragua Earthquake and Tsunami of 2 September 1992, *Proc. of the IUGG/IOC Inter. Tsunami Sym.*, Wakayama, Japan, 803-813.
- Abramowitz, M. and Stegun, I.A., 1972. Handbook of mathematical functions, *Dover Publications, Inc.*, New York.
- Barker, J.S. and Langston, C.A., 1982. Moment tensor inversion of complex earthquakes, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, Vol 68: 777-803.
- Carrier, G.F., 1991. Tsunami propagation from a finite source, *Proc. of 2nd UJNR Tsunami Workshop*, NGDC, Honolulu, Hawaii, 101-115.
- Carrier, G.F. and Shaw, R.P., 1969. Tsunami in the Pacific Ocean, edited by W.M. Adams, *East West Center Press*, Honolulu, 377-398.
- Choi, B.H., Lee, H.J., Imamura, F. and Shuto, N., 1993. Computer Animation of Marine Process-Tsunami Events, *J. of Korea Soc. of Coastal and Ocean Engrg.*, Vol 5: 1, 19-24.
- Dean, R.G. and Dalrymple, R.A., 1984. Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists, *Prentice-Hall, Inc.*, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Erdelyi, A.(ed). 1954. Tables of Integral Transform, I, *Batesman Manuscript Project, McGraw-Hill*, New York.
- Gradshteyn, I.S. and Ryzhik, I.M., 1980. Table of Integrals, Series and Products, *Academic Press Inc.*, Orlando, Florida.
- Liu, P.L.-F. and Yoon, S.B., 1991. Estimation of Tsunami Wave Heights along South-Eastern Korean Shoreline. *Technical Report, School of Civil and Environmental Engrg.*, Cornell Univ.
- Mei, C.C., 1989. The applied dynamics of ocean surface waves, *World Scientific Publishing Co.*, Singapore.
- Risser, J.F., 1976. Transient Response in Harbors, *Master of Science Thesis*. Dept. of Civil Engineering, M.I.T.
- Shuto, N., 1991. Numerical Simulation of Tsunamis-Its Present and Near Future, *Natural Hazards*, Vol. 4: 171-191.