

양해법을 이용한 일차원 지진해일 전파 유한요소모형의 분산보정 Dispersion-Correction of 1-D Finite Element Model for Tsunami Propagation Using Explicit Scheme

윤성범* · 임채호* · 윤기승** · 최병호***

Sung Bum Yoon*, Chae Ho Lim*, Ki Seung Yoon** and Byung Ho Choi***

요 지 : 지진해일파는 조석에 비하면 파장이 짧아 상대적으로 분산성이 강하므로, 먼거리를 전파하는 경우에는 분산성을 고려하여 해석하여야 한다. 본 연구에서는 파동방정식에 기초한 일차원 유한요소모형을 이용하여 지진해일 전파를 수치모의할 때 시간단계를 2단계로 나누어 양해법을 사용하면서도 분산효과를 고려할 수 있는 능동적인 분산보정기법을 개발하였다. 제안된 기법을 이용하여 계산한 수치해와 파의 분산효과를 고려한 해석해의 비교를 통해 본 연구에서 제안한 분산보정기법의 타당성을 확인하였다.

핵심용어 : 지진해일, 분산효과, 유한요소모형, 능동적인 분산보정, 양해법

Abstract : Wave lengths of tsunamis are shorter than those of tides, and the dispersion effect of tsunamis is relatively strong. Thus, it should be properly considered in the numerical simulation of distant tsunami propagation for better accuracy. In the present study an active dispersion-correction scheme using explicit scheme is developed to take into account the dispersion effect in the simulation of tsunami propagation using one-dimensional finite element method based on wave equation. The validity of the dispersion-correction scheme proposed in this study is confirmed through the comparison of numerical solutions calculated using the present scheme with analytical ones considering dispersion effect of waves.

Keywords : tsunamis, dispersion effect, finite element model, active dispersion-correction, explicit scheme

1. 서 론

지진해일은 장주기파에 속하여 분산의 영향이 매우 작고 여겨지나 조석에 비하면 상대적으로 단주기파이므로 분산에 의한 효과를 고려하여 해석해야 한다. 특히 동해에서 발생하는 지진해일의 경우 파원이 작고 수심이 깊어 단주기파 성분이 강하게 나타나고, 또한 먼거리를 전파해 오기 때문에 그 물리적인 분산효과가 매우 중요하다.

Imamura et al.(1988)은 leap-frog 유한차분기법에 대해 일정 수심에서 수치적인 분산오차가 실제적인 분산오차를 대신하기 위한 수심, 공간격자간격 및 계산시간간격 간의 관계식을 유도하였다. 이 방법은 Boussinesq 계열의

수치모형과 달리 분산효과를 따로 계산하지 않고, 다른 항들을 계산하는 도중 자연스럽게 발생하는 수치분산오차를 이용하므로 계산시간이 크게 단축되는 장점이 있다. 그러나 유한차분모형은 수심이 변하는 실제 지형에 대해서는 이러한 개념의 적용이 곤란하다. 이에 윤성범(1999)과 윤성범 등(2002)은 Imamura et al.(1988)의 유한차분모형을 개선하여 수심이 변하는 지역에 대해서도 균일격자상에서 분산을 고려할 수 있는 유한차분모형을 개발하고, 동해에서 발생했던 1983년 동해중부 지진해일에 적용하였다. 그러나 항내 지진해일고 산정시 복잡한 항만형상을 제대로 표현하기 위해 아주 작은 격자를 필요로 하므로 여러 단계에 걸쳐 외부의 큰 격자에 접속시키는 과정에서

*한양대학교 토목·환경공학과(Corresponding author: Sung Bum Yoon, Department of Civil & Environmental Engineering, Hanyang University, Ansan, Kyunggi 426-791, Korea. sbyoon@hanyang.ac.kr)

** (주)한동E&C(Department of Harbor Engineering, HanDong E&C Co., Ltd.)

***성균관대학교 토목·환경공학과(Department of Civil & Environmental Engineering, Sungkyunkwan University)

수치해의 정도가 낮아지는 경향이 있었다. 한편 Yoon and Liu(1992)는 Imamura et al.(1988)의 분산보정 유한차분 모형이 가진 격자간격에 대한 제약을 개선하기 위해 천수방정식을 지배방정식으로 하는 양해법의 유한요소모형을 개발하고, 수치계산에서 발생하는 분산오차를 이용하여 물리적인 분산효과를 대신하기 위한 요소크기에 대한 조건식을 제시하였다. 그러나 일반적으로 천수방정식에 대한 유한요소모형은 leap-frog 유한차분모형에서의 같은 공간교호격자(staggered mesh)를 사용할 수 없으므로 $2\Delta x$ 파장의 파가 발생할 가능성이 높다. 이는 유한요소모형의 큰 약점으로 지적되기도 한다. 그러므로 요소의 크기를 자유롭게 조절할 수 있는 유한요소기법의 장점을 살리면서도 $2\Delta x$ 파의 발생 가능성이 낮은 유한요소모형의 개발이 필요하다. 이에 윤성범 등(2003)은 Luetich et al.(1992)의 ADCIRC 유한요소모형과 같이 연속방정식과 운동방정식이 합성된 파동방정식을 지배방정식으로 하는 1차원 분산보정 유한요소모형을 개발하였는 바, 분산보정을 위해 요소크기에 제약을 받지 않으나 연립방정식을 풀어야하는 음해법과 요소의 크기를 주어진 조건에 따라 조정해야 하는 양해법의 2가지 기법을 개발하였다. 그러나 유한요소의 크기선정에 있어서 유연성이 있으면서도 신속하게 해를 구할 수 있는 양해법을 채용하는 분산보정 유한요소모형의 개발은 지진해일 전파 수치모의에 있어서 필수적이라 할 수 있다.

본 연구에서는 이러한 개념의 능동적 분산보정 유한요소모형을 개발하기 위한 기초연구로서 우선 1차원 파동방정식에 대해 Krenk(2001)가 제안한 수치분산 제거기법을 일반화하여 요소크기 선정의 유연성과 계산의 신속성을 동시에 갖춘 1차원 분산보정 유한요소모형을 개발하고자 한다.

2. 지배방정식

동해에서 발생하는 지진해일파는 주기가 10분~30분으로 주기가 약 12시간인 조석에 비하여 파장이 상대적으로 짧아 분산성이 강하므로 먼 거리를 전파하는 경우에는 분산성을 고려하여 해석하여야 한다. 또한 수심이 매우 작은 해안 인접해역을 제외하면 대부분의 해역에서 수심에 비해 수면변위가 매우 미소하므로 비선형성을 무시할 수 있다. 천수역에서 약한 분산효과를 고려한 식으로는 Boussinesq 방정식이 있다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) - \frac{h^3}{6} \frac{\partial^3}{\partial t \partial x^2} \left(\frac{P}{h} \right) \quad (2)$$

여기서 ζ 는 정수면으로부터의 수면변위(m), P 는 x 방향의 단위폭당 유량(m^2/s), g 는 중력가속도(m/s^2), h 는 정수면으로부터 바닥까지의 수심(m)이다.

운동방정식(2)는 식의 우변에 물리적인 분산효과를 고려하기 위한 분산항을 포함하고 있다. 이 분산항은 시간과 공간에 대한 미분이 동시에 나타나 양해법(explicit scheme)을 적용할 수 없으며, 수치분산오차를 줄이기 위해 매우 작은 요소간격을 사용해야 하므로 2차원 해석시 계산시간이 과도하게 증가된다. 이로 인해 지진해일 전파 수치모형은 일반적으로 Boussinesq 방정식 대신 수치해석이 비교적 단순한 다음과 같은 천수방정식을 사용하고, 수치해석시 발생하는 수치분산오차를 이용하여 분산효과를 고려하고 있다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0 \quad (4)$$

식 (3)과 (4)에 제시한 선형 천수방정식은 일정 수심상에서 다음과 같은 선형 파동방정식(wave equation)으로 합성될 수 있다.

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0 \quad (5)$$

여기서 $C_0(=\sqrt{gh})$ 는 천해역에서 미소진폭파의 전파속도(m/s)이다.

한편 Boussinesq 방정식은 수심이 일정할 때 다음과 같은 식 (6)으로 합성된다. 여기서 k 는 파수(wave number)이며, 3번째 항은 물리적인 분산항을 의미한다.

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} - \frac{gh^3}{3} \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^4} = O(k^6 h^6) \quad (6)$$

3. 양해법에 의한 유한요소식

순수 양해법은 행렬을 풀 필요가 없어 기억용량과 계산시간을 대폭 줄일 수 있는 장점이 있다. 순수 양해법에 의한 수치분산 제거는 지배방정식에 인위적인 분산항을 추가하고 분산항의 계수를 조정하여 달성할 수 있다. 이를 위해 Krenk(2001)는 다음과 같이 파동방정식에 인위적인

분산보정항을 추가하였다.

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - C_0^2 \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} - \gamma \Delta x^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^4} \right) = 0 \quad (7)$$

여기서 γ 는 수치분산을 제거하기 위한 분산보정계수이다. 식 (7)은 4차 미분항을 포함하므로 선형보간함수를 사용할 수 없는 단점이 있다. 그러므로 선형보간함수를 사용하기 위해 식 (7)을 다음과 같이 2단계로 나누어 해석한다.

$$\frac{\partial v}{\partial t} = C_0^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = v - \gamma \Delta x^2 \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \quad (9)$$

여기서 v 는 임시변수이다. 식 (9)를 시간에 대해 1차 미분하고, 미분된 식에 식 (8)을 대입하여 정리하면 식 (7)을 얻을 수 있으므로 식 (8)과 (9)의 해는 식 (7)의 해와 같아지며, 식 (7)과는 달리 공간미분항이 2차이므로 선형보간함수를 사용할 수 있는 장점이 있다. 식 (8)과 (9)에 선형보간함수를 사용하고 Galerkin 가중잔차법을 이용하여 유한요소식으로 표현하면 다음과 같다.

$$\int_a^b \frac{\partial v}{\partial t} \phi^* dx - C_0^2 \int_a^b \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} \phi^* dx = 0 \quad (10)$$

$$\int_a^b \frac{\partial \zeta}{\partial t} \phi^* dx - \int_a^b \left(v - \gamma \Delta x^2 \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \right) \phi^* dx = 0 \quad (11)$$

여기서 $\phi^* = [(1-x/\Delta x)\zeta_a^* + (x/\Delta x)\zeta_b^*]$ 는 가중함수(weighting function)로 본 연구에서는 선형함수를 사용하며, 보간함수(interpolation function)는 가중함수와 같은 형태를 사용한다. 또한 하점자 $a, b (a < b)$ 는 요소 내 양 끝점을 의미하며, 요소의 크기 $\Delta x = b - a$ 이다. 식 (10)과 (11)의 공간미분항을 부분적분의 원리를 이용하여 정리하면 다음과 같다.

$$\int_a^b \frac{\partial v}{\partial t} \phi^* dx + C_0^2 \int_a^b \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial \phi^*}{\partial x} dx + C_0^2 \left(\phi_a^* \frac{\partial \zeta}{\partial x} \Big|_a - \phi_b^* \frac{\partial \zeta}{\partial x} \Big|_b \right) = 0 \quad (12)$$

$$\int_a^b \frac{\partial \zeta}{\partial t} \phi^* dx - \int_a^b v \phi^* dx - \gamma \Delta x^2 \int_a^b \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \phi^*}{\partial x} dx - \gamma \Delta x^2 \left(\phi_a^* \frac{\partial v}{\partial x} \Big|_a - \phi_b^* \frac{\partial v}{\partial x} \Big|_b \right) = 0 \quad (13)$$

수면변위 $\zeta(x, t)$ 를 보간함수 $\phi_\alpha(x)$ 와 절점에서의 수면

변위 값 $\zeta_\alpha(t)$ 를 이용하여 나타내면 다음과 같다.

$$\zeta = \phi_\alpha \zeta_\alpha \quad (\alpha = 1, 2) \quad (14)$$

여기서 첨자 α (또는 β)는 요소 내 절점번호를 표시하며, 첨자의 반복은 Einstein의 index notation rule으로 첨자가 반복된 항들의 총합을 의미한다. 이를 식 (12)와 (13)에 대입하여 적분을 수행하여 한 요소내에 대한 유한요소식을 유도한 다음, 원질량행렬(consistent mass matrix) 대신 질량집중행렬(lumped mass matrix)을 사용한 유한요소식은 다음과 같다.

$$M_{\alpha\beta}^l \frac{\partial v_\beta}{\partial t} + C_0^2 K_{\alpha\beta} \zeta_\beta = 0 \quad (15)$$

$$M_{\alpha\beta}^l \frac{\partial \zeta_\beta}{\partial t} - M_{\alpha\beta}^l v_\alpha - \gamma \Delta x^2 K_{\alpha\beta} v_\beta = 0 \quad (16)$$

여기서는 영역 내부에 위치하는 내부요소내에 대한 식만을 다룰 예정이므로, 경계에서의 기울기 항은 무시되었다. 또한 $M_{\alpha\beta}^l$ 는 질량집중행렬, $C_0^2 K_{\alpha\beta}$ 는 강성행렬로 다음과 같다.

$$M_{\alpha\beta}^l = \frac{\Delta x}{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (17)$$

$$K_{\alpha\beta} = \frac{1}{\Delta x} \begin{bmatrix} 1 & -1 \\ -1 & 1 \end{bmatrix} \quad (18)$$

하나의 유한요소내에 대한 식 (15)와 (16)을 전체 요소내에 대해 조합하면 다음과 같은 절점에 대한 계산식을 얻는다.

$$\frac{v_i^{n+1/2} - v_i^{n-1/2}}{\Delta t} - C_0^2 \left(\frac{\zeta_{i+1}^n - 2\zeta_i^n + \zeta_{i-1}^n}{\Delta x^2} \right) = 0 \quad (19)$$

$$\frac{\zeta_i^{n+1} - \zeta_i^n}{\Delta t} - v_i^{n+1/2} + \gamma (v_{i+1}^{n+1/2} - 2v_i^{n+1/2} + v_{i-1}^{n+1/2}) = 0 \quad (20)$$

여기서 ζ 와 v 는 시간단계가 엇갈려 배치된다. 이 계산식에 포함된 분산효과를 파악하기 위해 식 (19)와 (20)이 합성된 변형방정식을 구하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} - C_0^2 \Delta x^2 \left(\frac{1 - C_r}{12} - \gamma \right) \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^4} \\ & = O(\Delta x^3, \Delta t \Delta x^2, \Delta t^2 \Delta x, \Delta t^3) \end{aligned} \quad (21)$$

여기서 $C_r (= C_0 \Delta t / \Delta x)$ 은 Courant number이다. Krenk는

식 (21)에서 수치분산오차인 3번째항을 제거하기 위해 γ 를 $1/12$ 로 결정하였으나 실제로는 $(1-C_r^2)/12$ 를 사용하여야 함을 알 수 있다.

4. 분산보정계수 γ 의 결정

본 연구에서는 Krenk(2001)가 제안한 수치분산 제거기법을 역으로 이용하여 약한 분산성을 포함하고 있는 Boussinesq 방정식과 같은 정도의 분산효과를 나타내고자 한다. 이를 위해 식 (6)의 3번째항과 식 (21)의 3번째항을 같게 하여 정리하면 분산보정계수 γ 에 대하여 다음과 같은 식을 얻을 수 있다.

$$\gamma = \frac{\Delta x^2 - 4h^2 - gh\Delta t^2}{12\Delta x^2} \quad (22)$$

본 연구에서 사용한 분산보정계수 γ 는 다음과 같이 변형할 수 있다.

$$\gamma = \frac{1}{12} \left(1 - \frac{4h^2 + gh\Delta t^2}{\Delta x^2} \right) = \frac{1}{12} \left\{ 1 - \left(\frac{\Delta x_{im}}{\Delta x} \right)^2 \right\} \quad (23)$$

여기서 Δx_{im} 은 Imamura et al.(1988)의 분산보정을 위한 요소간격으로 식 (24)와 같다.

$$\Delta x_{im} = \sqrt{4h^2 + gh\Delta t^2} \quad (24)$$

식 (23)에서 요소크기 Δx 를 Δx_{im} 로 선정하면 Imamura et al.(1988) 및 윤성범(1999)이 제시한 분산보정 조건과 같아지며 γ 는 자동적으로 0이 되므로 분산보정항이 불필요하게 된다. 이와 같이 종래의 분산보정 수치모형이 요소크기를 조정하여 분산효과를 얻고 있으나, 이 방법은 현실적으로 적용이 거의 불가능하다. 본 연구에서 제안한 방법은 임의로 선정된 요소크기 Δx 에 대해 분산보정계수 γ 를 구하고, 이를 지진해일 전파 유한요소모형에 적용하여 요소크기가 Imamura에 의한 요소크기보다 크거나 작아도 분산보정이 이루어짐을 알 수 있으며, 요소구성에 있어서 훨씬 유연성이 크다고 할 수 있다.

본 연구에서 제안한 분산보정기법의 안정성 검토는 일정 수심상을 전파하는 균일한 파에 대한 Fourier 안정성 분석에 의해 수행되었고, 제안된 분산보정기법의 안정조건은 다음과 같다.

$$C_r \leq \frac{1}{\sqrt{1+4\gamma}} \quad (25)$$

분산보정계수 γ 의 값에 따라 안정조건이 변하며, $\gamma > 0$ 인 범위에서 증가하면 C_r 의 값이 작아지므로 작은 Δt 를 사용하여야 한다. 또한 각각의 수치해는 γ 가 영(zero)보다 작은 경우에는 Courant number가 1보다 큰 범위까지 안정하다. 하지만 γ 가 -0.25보다 작은 경우에는 식 (25)의 분모부분이 허수가 되므로 안정조건에 위배된다. γ 가 -0.25보다 큰 범위에서 다음과 같이 정리된다.

$$-0.25 \leq \frac{1}{12} \left\{ 1 - \left(\frac{\Delta x_{im}}{\Delta x} \right)^2 \right\} \quad (26)$$

이때 분산보정을 위한 유한요소망의 요소크기는 다음과 같이 제한된다.

$$\Delta x \geq \frac{\Delta x_{im}}{2} \quad (27)$$

5. 분산보정 지진해일 수치모의

5.1 초기조건

Krenk(2001)가 제안한 기법을 토대로 파동방정식에 대한 수치분산오차를 제어하여 지진해일 전파 수치모의에 대한 적용성을 검토하기 위하여 초기수면이 Gauss 분포를 갖는 1방향 진행파를 대상으로 수치모의를 실시하였다. 초기 수면변위로 주어진 Gauss 분포는 Fig. 1과 같다.

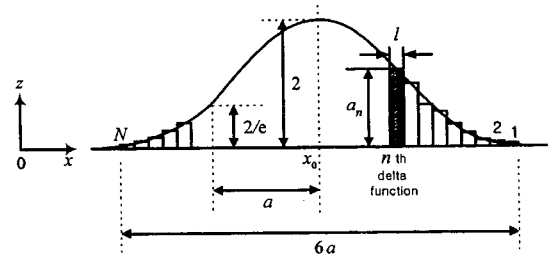


Fig. 1. Initial free surface profile of Gaussian hump.

Gauss 분포의 초기파형은 다음 식으로 주어진다.

$$\zeta(x, t=0) = \begin{cases} 2e^{-((x-x_0)/a)^2} & \text{if } -3a \leq x-x_0 \leq 3a \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (28)$$

또한 수치계산에 이용된 각종 상수 및 변수값은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} g &= 9.81 \text{ m/s}^2, h = 1000 \text{ m}, a = 7500 \text{ m}, x_0 = 0, \\ N &= 300, l = 6a/N = 150 \text{ m} \end{aligned} \quad (29)$$

여기서 a 는 높이가 2인 Gauss 분포의 중심으로부터 $\zeta = 2e^{-1}$ 인 곳까지의 거리이며, Gauss 분포의 상대적인 폭을 나타낸다. Gauss 분포는 중심부에서 최대값 $\zeta = 2$ 을 가지며, 중심부에서 멀어질수록 그 값이 감소하여 중심으로부터의 거리가 $3a$ 가 되면 최대값의 0.01%로 감소하므로, 본 연구에서는 초기의 수면변위가 중심으로부터의 거리가 $3a$ 보다 작은 구간에만 존재하는 것으로 보았다.

5.2 KdV 방정식의 해석해

선형 Boussinesq 방정식의 1방향 전파시 이론적인 KdV 방정식을 구하기 위해 Gaussian hump가 Fig. 1과 같이 N 개의 delta 함수로 구성되어 있다고 가정하면, 선형 미분방정식의 경우에는 해의 중첩원리가 성립하므로 각각의 델타함수에 대한 해석해(Yeh, 1991)를 모두 더하여 다음과 같은 해를 얻을 수 있다(Yoon and Liu, 1992).

$$\zeta(x, t) = \sum_{n=1}^N a_n l S^{1/3} A_1 \{ (X_n - \sqrt{gh}t) S^{1/3} \} \quad (30)$$

여기서

$$S = \frac{2}{\sqrt{gh}h^2 t} \quad (31)$$

이고, A_1 는 Airy 함수, a_n 는 n 번째 delta 함수의 높이, l 은 delta 함수의 폭, 그리고 X_n 은 Fig. 2에 제시한 바와 같이 delta 함수의 중심으로부터 좌표가 x 인 점까지의 거리로서 다음과 같이 주어진다.

$$X_n = \left(n - \frac{N+1}{2} \right) l + x - x_0 \quad (32)$$

여기서 n 은 좌형 선단으로부터 n 번째 delta 함수의 번호를 나타내며, x_0 는 좌표원점으로부터 좌형 중심까지의 거리이다.

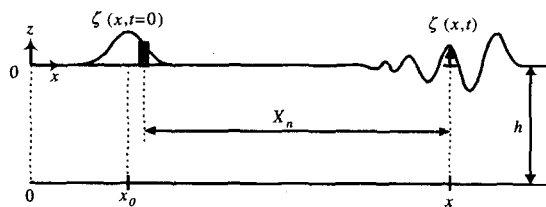


Fig. 2. Schematic sketch to calculate analytical solution.

5.3 분산보정 수치모형의 검증

본 연구에서 제안한 기법의 타당성을 확인하기 위해 초기 Gauss 분포 형상으로 주어진 수면변위가 일정한 수심 상을 전파하는 경우에 대해 본 연구의 분산보정기법을 이용하여 수치계산하고, 그 결과를 파의 분산효과를 고려한 해석해와 비교한다.

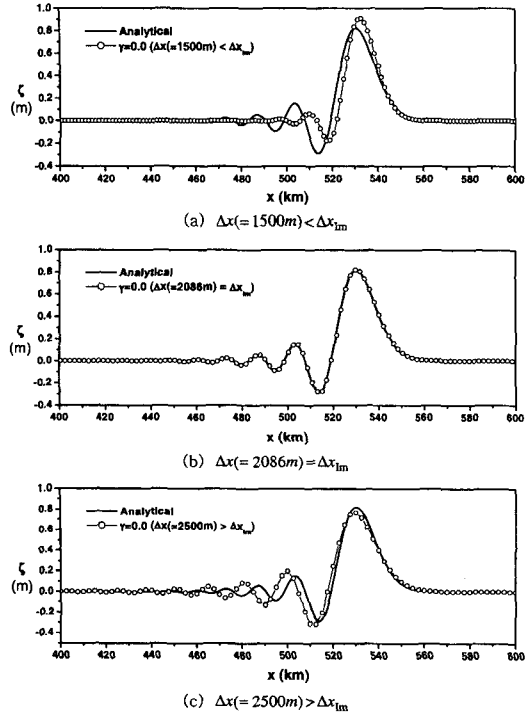


Fig. 3. Comparison of calculated and analytical free surface displacements in the case of using $\gamma = 0.0$.

Fig. 3은 분산보정항을 의도적으로 무시($\gamma = 0$)하고, 주어진 수심($h = 1000$ m), 시간간격($\Delta t = 6$ s)과 서로 다른 요소크기를 사용하여 수치모의한 다음, 90분 후의 수면형상에 대한 수치해를 해석해와 비교한 것으로 $\Delta x_{lm} (=2086$ m)과 같은 Δx 를 사용한 경우는 수치분산이 물리적 분산과 잘 일치하고 있지만, $\Delta x_{lm} (=2086$ m)보다 작은 $\Delta x (=1500$ m)를 사용한 경우 수치분산이 물리적 분산보다 적게 나타나고, 큰 $\Delta x (=2500$ m)를 사용한 경우는 수치분산이 물리적 분산보다 많이 나타남을 알 수 있다.

Fig. 4는 주어진 수심($h = 1000$ m), 시간간격($\Delta t = 6$ s)과 3가지 균일요소($\Delta x = 1500$ m, 2086 m, 2500 m)에 대해 식 (23)에 의해 계산된 분산보정계수($\gamma = -0.0779, 0.0, 0.0253$)를 각각 적용하여 수치모의한 결과와 물리적인 분산효과를 포함하는 해석해를 비교한 것으로, 분

산효과가 옳게 고려되고 있음을 보여주고 있다. 이는 유한요소망 생성에 있어서 어느 정도의 유연성이 부여됨을 의미한다.

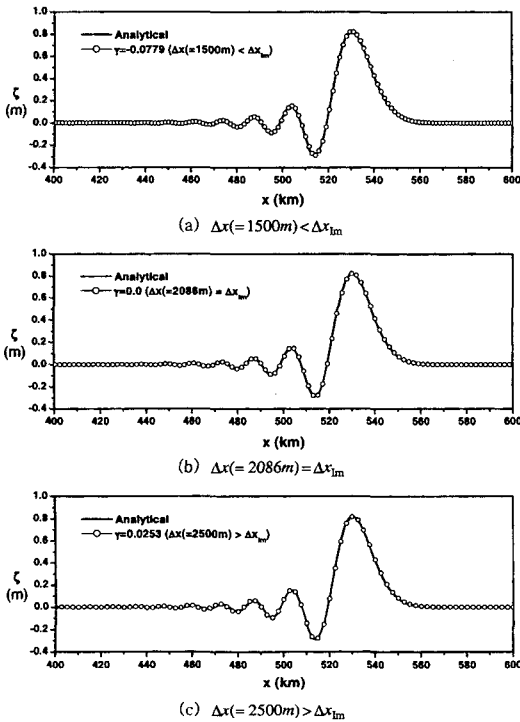


Fig. 4. Comparison of calculated and analytical free surface displacements in the case of using γ determined by uniform Δx .

Fig. 5는 Δx 가 한 영역내에서 1500 m에서 2500 m까지 변하는 가변요소를 사용하는 경우 각각의 요소크기에 대해 계산한 분산보정계수 γ 를 적용하여 수치모의한 결과로서 해석해와 매우 잘 일치하고 있다. 이는 순수양해법을 사용하고, 임의 크기로 구성된 유한요소망을 그대로 사용하면서도 물리적인 분산효과를 정도 높게 고려할 수 있음을 의미한다.

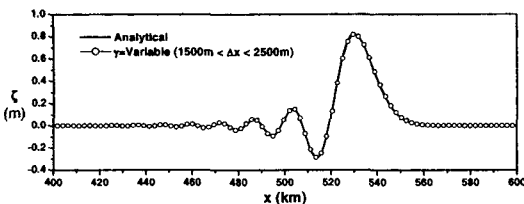


Fig. 5. Comparison of calculated and analytical free surface displacements in the case of using γ determined by variable Δx .

6. 결 론

종래의 수치모형은 요소크기를 조정하여 분산효과를 얻을 수 있으나 현실적으로는 적용이 거의 불가능함을 인식하고, 요소크기에 구애를 받지 않는 좀 더 능동적인 분산보정기법을 개발하기 위해 본 연구에서는 시간단계를 2 단계로 나누어 양해법을 사용하면서도 정도 높은 분산보정 능력을 가질 수 있는 분산보정기법을 제안하였다. 본 연구의 새로운 기법은 Krenk(2001)가 제안한 수치분산 제거기법을 역으로 이용하여 지진해일 전파 수치모형의 일차원 분산보정 유한요소모형을 개발하였는바, 약한 분산성을 포함하고 있는 Boussinesq 방정식과 같은 정도의 분산효과를 주는 분산보정계수를 결정함으로써 정도 높은 분산보정을 이루어 낼 수 있었다. 향후 2차원 확장시에도 정도 높은 분산보정을 유지하면서도 요소크기의 선정에 있어서 좀 더 유연한 수치모형을 개발하기 위한 연구가 필요하다.

감사의 글

본 연구는 기상청 기상연구소의 특정사업 ‘지진해일 및 지진해일 예측기술 개발’의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

윤성범 (1999). 완변수심상 지진해일 전파 2차원 유한차분 모형의 분산보정. 대한토목학회논문집, 19(II-6), 695-703.

윤성범, 임채호, 윤기승, 최병호 (2003). 지진해일 전파 수치모의를 위한 ADCIRC 유한요소모형의 일차원 분산특성 분석. 한국해양·해양공학학회지, 15(2), 108-115.

윤성범, 임채호, 조용식, 최철순 (2002). 지진해일 전파 분산보정 유한차분모형의 정밀도 평가. 한국해양·해양공학학회지, 14(2), 116-127.

Imamura, F., Shuto, N., and Goto, C. (1988). Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis. Proc. of 6th Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR, Japan, 265-271.

Krenk, S. (2001). Dispersion-corrected explicit integration of the wave equation. Computer methods in applied mechanics and engineering, 191, 975-987.

Luetlich, R.A., Westerink, J.J. and Scheffner, N.W. (1992). ADCIRC: An advanced three-dimensional circulation model for shelves, coasts and estuaries, report 1: theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL. Dredging

Research Program Technical Report DRP-92-6, U.S. Army Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 137p.

Yeh, H. (1991). Lecture note. University of Washington, Seattle, WA(private communication).

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 and Technology, Kona, Hawaii, 67-78.

Received January 8, 2004

Accepted February 25, 2004