

## 엇격자 유한차분법을 이용한 극지해역 지진파 모델링

오주원<sup>1</sup> · 민동주<sup>1,\*</sup> · 이호용<sup>2</sup> · 박민규<sup>3</sup>

<sup>1</sup>서울대학교 공과대학 에너지시스템공학부, 151-744, 서울시 관악구 관악로 599

<sup>2</sup>한국석유공사 신규사업처, 431-711, 경기도 안양시 동안구 관양동 1588-14

<sup>3</sup>극지연구소 극지지구시스템연구부, 406-840, 인천광역시 연수구 갯벌로 12

### Earthquake Wave Propagation Using Staggered-grid Finite-difference Method in the Model of the Antarctic Region

Ju-Won Oh<sup>1</sup>, Dong-Joo Min<sup>1,\*</sup>, Ho-Yong Lee<sup>2</sup>, and Minkyu Park<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Department of Energy Systems Engineering, Seoul National University, Seoul 151-744, Korea

<sup>2</sup>New Ventures & Exploration Group, Korean Ocean Oil Corporation, Gyeonggi 431-711, Korea

<sup>3</sup>Division of Polar Earth-System Sciences, Korea Polar Research Institute, Incheon 406-840, Korea

**Abstract:** We simulate the propagation of earthquake waves in the continental margin of Antarctica using the elastic wave modeling algorithm, which is modified to be suitable for acoustic-elastic coupled media and earthquake source. To simulate the various types of earthquake source, the staggered-grid finite-difference method, which is composed of velocity-stress formulae, can be more appropriate to use than the conventional, displacement-based, finite-difference method. We simulate the elastic wave propagation generated by earthquakes combining 3D staggered-grid finite-difference algorithm composed of displacement-velocity-stress formulae with double couple mechanisms for earthquake source. Through numerical tests for left-lateral strike-slip fault, normal fault and reverse fault, we could confirm that the first arrival of P waves at the surface is in a good agreement with the theoretically-predicted results based on the focal mechanism of an earthquake. Numerical results for a model made after the subduction zone in the continental margin of Antarctica showed that earthquake waves, generated by the reverse fault and propagating through the continental crust, the oceanic crust and the ocean, are accurately described.

**Keywords:** time domain, staggered-grid finite-difference method, elastic wave modeling, earthquake source, Polar region

**요약:** 이 연구에서는 기존의 탄성과 모델링 알고리즘에 지진 송신원을 적용하고, 음향-탄성과 결합 매질을 구현하여 남극대륙 주변과 같은 극지해역에서 발생할 수 있는 지진파의 거동을 모사한다. 기존의 변위근사 유한차분법과 달리 속도-응력 식으로 구성되는 엇격자 유한차분법의 경우 다양한 송신원을 구현하는데 적합하므로 변위-속도-응력 식에 기초하여 개발된 3차원 엇격자 유한차분법 알고리즘과 이중 우력(Double Couple Forces)을 이용하여 구현한 지진 송신원을 접목시켜 지진파의 거동을 모사한다. 좌수향 주향이동단층, 정단층, 역단층 형태의 지진 송신원에 대해서 개발된 알고리즘을 검증한 결과 이론적으로 예측되는 P파의 초동을 정확히 모사할 수 있었고, 섭입대 모델에 대한 수치모형실험 결과 섭입대에서 역단층에 의해 발생된 후 대륙지각, 해양지각 및 해양에서 전파되는 지진파의 거동양상이 정확하게 모사되는 것을 확인할 수 있었다.

**주요어:** 시간영역, 엇격자 유한차분법, 탄성과 모델링, 지진 송신원, 극지

\*Corresponding author: spoppy@snu.ac.kr

Tel: +82-2-880-2633

Fax: +82-2-871-8938

## 서론

최근 전 세계적으로 대규모 지진으로 인한 피해사례가 증가하면서 지진에 관한 관심이 높아지고 있으며, 이러한 분위기에 발맞추어 지진파 해석을 통한 지진발생 과정에 대한 연구(백진주 외, 2011; Yunga et al., 2005; Adamova and Sileny, 2010), 지진으로 인한 피해를 줄이기 위한 연구(Lin and Baker, 2011; Gaspar-Escribano and Iturrioz, 2011), 지진 전조현상에 관한 연구(양준모 외, 2009; 오석훈, 2009; Fulbert et al., 2011; Silva et al., 2011) 등 지진과 관련된 연구들이 활발히 진행되고 있다.

지진발생 과정 및 지진파 해석을 위한 연구 방법 중 하나는 모델링에 기초한 연구가 될 수 있다. 매질에서의 파의 전파를 모사하기 위해 다양한 모델링 방법들이 개발되었으며(Kelly et al., 1976; Kosloff and Baysal, 1982; Marfurt, 1984), 모델링 알고리즘의 정확성이나 계산의 효율성을 증대시키기 위한 목적으로 다양한 기법들이 개발되었다(Virieux, 1986; Fomberg, 1987, Min et al., 2004). 또한 해양이나 대륙주변부에서의 탄성과 탐사를 모사하기 위해 음향-탄성과 결합 매질에 대한 모델링 알고리즘도 꾸준히 개발되어져 왔으며, 현재까지 엇격자 유한 차분법을 이용한 2차원 시간 영역 모델링(신성렬 외, 1997), 3차원 시간 영역 모델링(Symons et al., 2006), 유한요소법을 이용한 2차원 주파수 영역 모델링(최윤석, 2007), 셀기반 유한차분법을 이용한 2차원 시간 영역 모델링(Lee et al., 2009) 등이 수행되어져 왔다.

지진에 의해 발생하는 파와 탄성과 탐사에서 발생된 파들은 동일한 파동방정식에 의해 모사되므로 동일한 모델링 알고리즘에 의해 구현될 수 있지만 지진은 주로 복잡한 발생과정을 갖는 단층에 의해 발생하는 반면, 탄성과 탐사에서는 폭발형 송신원을 사용한다는 점에서 큰 차이점이 있다. 폭발형 송신원을 사용하는 경우 기존의 변위기반 유한차분법이나 유한요소법, 변위나 속도와 함께 응력을 정의하는 엇격자 유한차분법 등으로 표현되지만 단층에 의한 송신원은 변위만을 다루는 방법보다는 응력성분을 함께 다루는 엇격자 유한차분법에 의해 구현되기 쉽다. 따라서 지진파 모델링에서는 스펙트럴 요소법(spectral element method)과 함께 엇격자 유한차분법이 많이 이용되고 있다. 엇격자 유한차분법은 정확한 해를 제시한다는

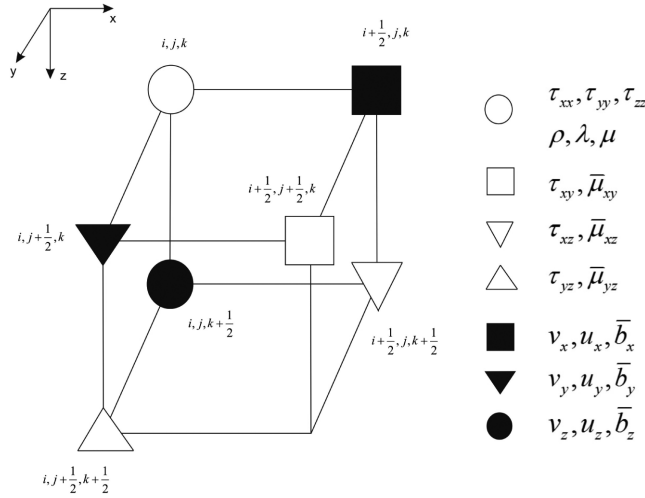
점과 물성 차이가 큰 경우에 대해서도 안정적으로 해를 계산할 수 있다는 장점 때문에 시간영역에서의 탄성과 모델링에서 널리 사용되어져 왔다(조창수와 이희일, 2009). 이 연구에서는 단층에 의해 발생하는 지진파 모델링에 적합한 기존의 3차원 엇격자 유한차분법 알고리즘을 변위-속도-응력 식으로 재구성하고 이를 유체-고체 환경의 다양한 모형에 대하여 적용함으로써 지진파의 거동을 모사하고자 한다. 모델링 알고리즘을 이용하여 간단한 모형에 대하여 구한 수치적인 해를 해석적인 해와 비교함으로써 3차원 엇격자 유한차분법 알고리즘의 정확성을 검증하고, 이중 우력(Double Couple Forces)을 이용하여 기존의 알고리즘에 지진 송신원을 적용한 뒤, 이론적으로 예측되는 결과와 비교함으로써 생성되는 지진파가 각각의 지진 송신원의 특징을 반영하는지 확인한다. 끝으로 남극대륙 주변부를 본뜬 지질 구조에 대한 수치 모형실험을 통해 섭입대에서 역단층에 의해 발생하는 지진에 의한 지진파의 거동을 모사한다.

## 시간 영역 엇격자 유한 차분법

지진은 일반적으로 단층에 의해 발생하므로 지진을 모사하기 위해서는 단층의 동역학적인 움직임을 반영할 수 있어야 한다. 두 쌍의 전단 응력으로 표현되는 지진의 발생기작은 셀기반 유한차분법, 유한요소법과 같은 변위 기반의 모델링 알고리즘보다는 수평 방향의 송신원과 수직 방향의 송신원이 서로 엇갈려서 정의되는 엇격자 유한차분법에 의해 더 쉽게 구현되므로 본 연구에서는 지진파 모델링을 위해 엇격자 유한차분법 알고리즘을 사용한다. 이 연구에서는 기존의 속도-응력 식(Levander, 1988; Virieux, 1984, 1986) 또는 변위-응력 식(신성렬 외, 1997)과 달리 속도 성분과 변위 성분을 모두 고려하기 위하여 식 (1), (2)와 (3)을 이용해서 탄성파의 거동을 모사하였다.

$$\begin{aligned} \partial_t u_x &= v_x \\ \partial_t u_y &= v_y \\ \partial_t u_z &= v_z \end{aligned} \tag{1}$$

$$\begin{aligned} \rho \partial_t v_x &= \partial_x \tau_{xx} + \partial_y \tau_{xy} + \partial_z \tau_{xz} + f_x \\ \rho \partial_t v_y &= \partial_x \tau_{xy} + \partial_y \tau_{yy} + \partial_z \tau_{yz} + f_y \\ \rho \partial_t v_z &= \partial_x \tau_{xz} + \partial_y \tau_{yz} + \partial_z \tau_{zz} + f_z \end{aligned} \tag{2}$$



**Fig. 1.** Grid layout for staggered-grid formulation. A unit cell consists of the wavefield variables and media parameters defined at a specific node (Graves, 1996).

$$\begin{aligned}
 \tau_{xx} &= (\lambda + 2\mu)\partial_x u_x + \lambda(\partial_y u_y + \partial_z u_z) \\
 \tau_{yy} &= (\lambda + 2\mu)\partial_y u_y + \lambda(\partial_x u_x + \partial_z u_z) \\
 \tau_{zz} &= (\lambda + 2\mu)\partial_z u_z + \lambda(\partial_x u_x + \partial_y u_y) \\
 \tau_{xy} &= \mu(\partial_y u_x + \partial_x u_y) \\
 \tau_{xz} &= \mu(\partial_z u_x + \partial_x u_z) \\
 \tau_{yz} &= \mu(\partial_z u_y + \partial_y u_z)
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

이 식에서  $u_x, u_y, u_z$ 는 변위 성분,  $v_x, v_y, v_z$ 는 속도 성분,  $\tau_{xx}, \tau_{yy}, \tau_{zz}$ 는 수직 응력,  $\tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yz}$ 는 전단 응력 성분을 의미하며,  $\rho$ 는 밀도,  $\lambda$ 는 라메상수,  $\mu$ 는 강성률을 의미한다.

2차 미분값을 구하기 위해서 각각의 1차 미분된 값은 두 격자점의 중간에 위치해야 하며 위의 식은 서로 동시에 풀 수 없으므로 시간적으로 서로 엇갈린 상태에서 풀어야 한다. 따라서 Fig. 1과 같은 엇 격자를 사용하여 속도 성분과 응력 성분을 서로 다른 격자점에 정의하고 변위 성분은 속도 성분과 같은 격자점에 정의한다. 각각의 차분식은 부록 A에 정리하였다. 탄성과 모델링에서 정확한 해를 얻고, 원하지 않는 반사파를 제거하기 위해 경계조건을 정확하게 처리하는 것이 중요하다. 본 연구에서는 매질과 대기의 경계인 자유면을 구현하기 위해서 응력 영상 기술(stress imaging technique)을 사용하였고(Narayan et al., 2008; Graves, 1996), 모델링 영역의 경계에서 반사되는 인공적인 반사파를 제거하기 위해서 물 층에 대해서는 Reynolds 흡수 경계 조건(Reynolds, 1978)을, 지각에 대해서는 Clayton과

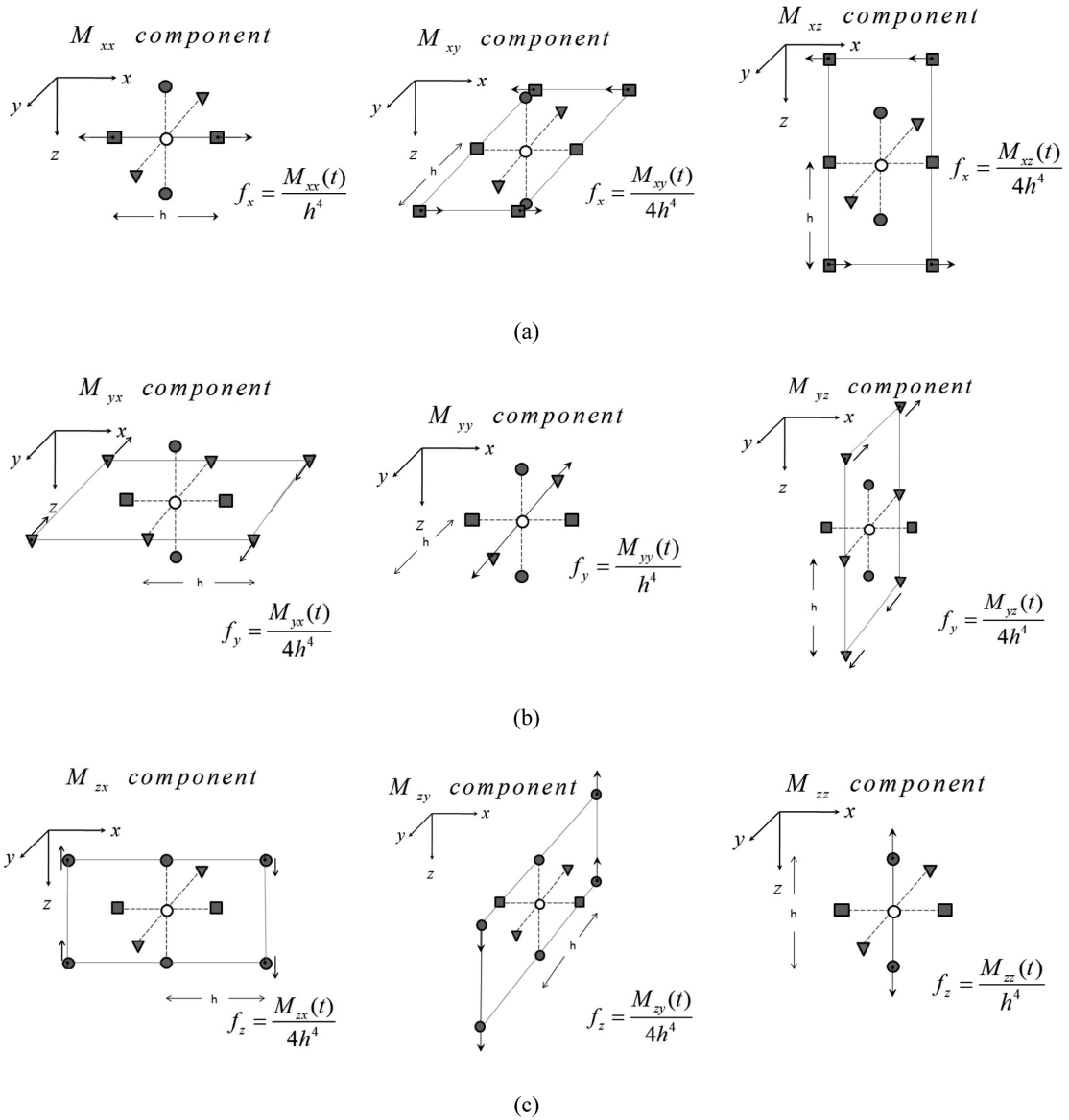
Engquist의 A1 흡수 경계조건(Clayton and Engquist, 1977)을 사용하였다. 자유면 경계 조건에 대한 자세한 식은 부록 B에 정리하였다.

### 지진 송신원

단층의 운동은 단층의 운동 방향을 따라 단층면에 평행하게 작용하는 전단력과 단층면에 수직으로 작용하는 힘인 이중우력을 사용하여 모사한다(Mussett and Khan, 2000). 단층에 의해 발생하는 지진파의 거동은 3차원적인 단층의 운동 형태에 따라 달라지기 때문에 식 (4)와 같은 모멘트 텐서로 표현하는 것이 일반적이며 모멘트 텐서의 각각의 성분은 Fig. 2와 같다.

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}
 \tag{4}$$

이러한 관계를 이용하면 모사하고자 하는 단층의 운동에 대해서 두 쌍의 전단력의 방향을 분석해 모멘트 텐서를 결정하고 이에 해당하는 노드에 값을 할당함으로써 지진 송신원을 모사할 수 있다. 정단층이나 역단층과 같이 모델링 축에 평행하지 않은 방향으로 운동하는 단층의 경우에는 Aki and Richards(1980)의 식을 모델링 좌표축에 맞게 변형시켜 식 (5)로 표현되는 회전 변환식을 이용하여 모멘트 텐서를 계산한다. 단, 좌표축이 회전되면서 남북



**Fig. 2.** Representation of cartesian moment tensor components acting in the (a) x, (b) y, and (c) z directions using the equivalent body-force components. For the  $f_x$ ,  $f_y$  and  $f_z$  components, the forces are applied at the same location as the  $v_x$ ,  $v_y$  and  $v_z$  components of the wavefield. The strength of the body force applied at each point is given by the expression to the right of each diagram, and the force direction is indicated by the vectors shown in each of the diagrams (Graves, 1996).

방향의 부호가 뒤바뀌게 되었기 때문에 측정된 y방향 성분에 (-)를 곱해주어야 한다.

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2(\phi_s-90)+\sin 2\delta\sin\lambda\sin^2(\phi_s-90)) \\
 M_{yy} &= +M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2(\phi_s-90)) \\
 &+ \frac{1}{2}\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2(\phi_s-90)) = M_{yx}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 M_{xz} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos(\phi_s-90)+\cos 2\delta\sin\lambda\sin(\phi_s-90)) \\
 &= M_{zx} \\
 M_{yy} &= +M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2(\phi_s-90)-\sin 2\delta\sin\lambda\cos^2(\phi_s-90)) \\
 M_{yz} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin(\phi_s-90)-\cos 2\delta\sin\lambda\cos(\phi_s-90)) \\
 &= M_{zy} \\
 M_{zz} &= +M_0\sin 2\delta\sin\lambda
 \end{aligned}
 \tag{5}$$

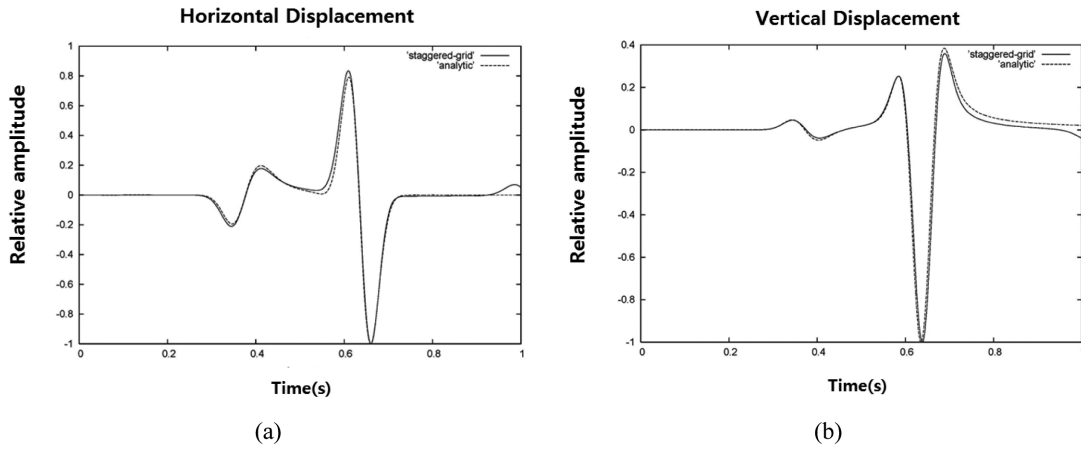


Fig. 3. Comparison of analytic (dashed line) and numerical solutions (solid line) obtained by the 3D staggered-grid FDM (solid line) for 2D elastic media at 500 m from source: (a) horizontal and (b) vertical displacements.

이 때  $M_0$ 는 모멘트 값,  $\phi_s$ 는 주향,  $\delta$ 는 경사,  $\lambda$ 는 레이크(rake)를 의미한다. 모멘트 텐서의 각 성분은 모멘트 값인  $M_0$ 와 시간에 대한 송신원 함수의 곱으로 구성되며 단층의 동역학적인 움직임을 반영하고 모멘트 값을 보존하기 위해 밀면적이 1인 사다리꼴 모양의 함수가 많이 사용되지만 이 연구에서는 식 (6)과 같이 지진의 지속시간이 바뀌어도 밀면적이 1로 유지되는 코사인 형태의 함수를 사용하였다.

$$s(t) = \{1 - \cos(2\pi t/T_0)\}/T_0 \quad (6)$$

### 모사 알고리즘과 지진 송신원의 검증

엇격자 유한 차분법 알고리즘의 정확성을 검증하기 위하여 반무한 균질매질에 대하여 계산된 수치적인 해를 Lamb's problem에 의해 구한 해석적인 해와 비교하였다. 송신원으로는 최대 주파수가 25 Hz인 1차 미분 가우스 함수를 이용하였다. x축, y축, z축의 격자 간격을  $\Delta x = \Delta y = \Delta z = 5$  m, 모형의 크기를  $1500 \text{ m} \times 1500 \text{ m} \times 1500 \text{ m}$ 로 설정하였으므로 필요한 격자수는 x축과 y축, z축 각각 301개씩이다. 총 1.0초에 대하여 해를 계산하였으며 시간 간격은 0.0005초이며 P파의 속도는 2000 m/s, S파의 속도는 1000 m/s, 밀도는  $2.0 \text{ g/cm}^3$ 으로 설정하였다. 축선에 수직인 모든 y값에 송신원을 두어 3차원 효과를 상쇄시켜준 뒤, 2차원에서 구해진 해석적인 해와 비교해보았다. Fig. 3는 송신원으로부터 500 m 떨어진 지점에서의 수치적인 해와 해석적인 해를 보여주는데 3차원 엇격자

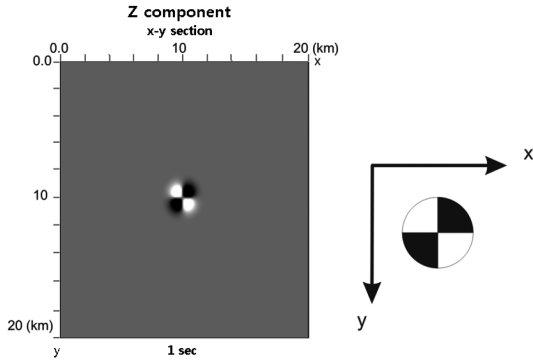
유한 차분법 알고리즘에 의해 구해진 해가 상당히 잘 일치함을 확인할 수 있다.

지진 송신원의 검증을 위하여 주향이동단층, 정단층, 역단층 형태의 지진 송신원에 대해 검증을 하였다. 검증에 사용한 주향 이동 단층은 y축 방향에 평행한 단층면을 가지는 주향 0도, 경사 90도, 레이크(rake) 0도인 좌수향 주향 이동 단층으로 모멘트 텐서는 식 (7)과 같다.

$$M = \begin{pmatrix} 0 & M_{xy} & 0 \\ M_{yx} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (7)$$

Fig. 4는 깊이가 1 km에 위치한 좌수향 주향 이동 단층에 의해 지진파가 발생하는 동안 지표면에서 찍은 스냅샷으로, 검은 영역이 초동(+)로, 흰 영역이 초동이 (-)로 전파하는 영역이다. P파가 생성되는 순간을 포착하기 위해 지진의 지속시간을 2초로 지정하고, 1초일 때의 z방향 성분을 출력하여 지진원 발진에 의해 예측되는 결과(오른쪽)와 비교하였다. 3차원 엇격자 유한차분법에 의해 모사된 지진 송신원이 좌수향 주향 이동 단층에 의해 발생하는 지진파의 거동을 잘 모사하는 것을 확인할 수 있다.

검증에 사용한 정단층의 자세는 주향 0도, 경사 45도, 레이크(rake) -90도이며 역단층의 자세는 주향 0도 경사 45도 레이크(rake) 90도이다. 정단층과 역단층 형태의 지진 송신원은 Aki and Richards(1980)의



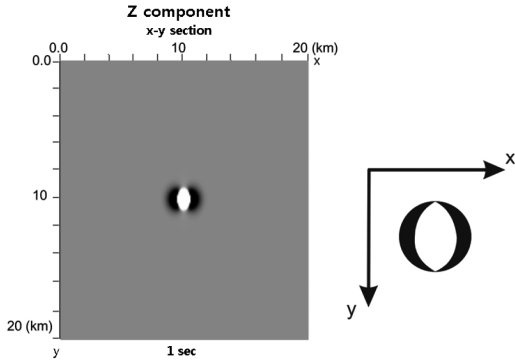
**Fig. 4.** Snapshots (left) obtained by the 3D numerical modeling and focal mechanism results (right) for the left-lateral strike slip fault at 1 sec in the x-y section (surface).

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_{zz} \end{pmatrix} \quad (8)$$

$$M = \begin{pmatrix} -M_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (9)$$

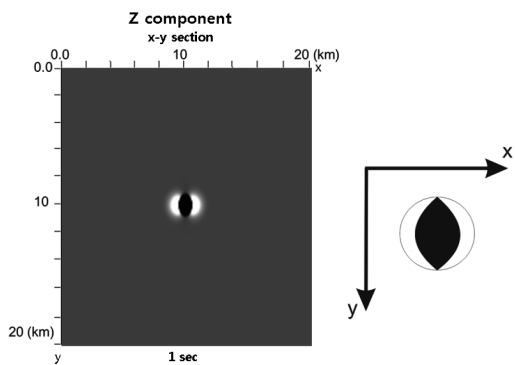
Fig. 5과 Fig. 6은 좌수향 주향 이동 단층에 의한 지진 송신원과 같은 방식으로 정단층과 역단층에 의한 지진 송신원을 검증한 결과이며, 예측되는 결과(오른쪽)와 일치하는 것을 확인할 수 있다.

### 수치모델: 섭입대 모델



**Fig. 5.** Snapshots (left) obtained by the 3D numerical modeling and focal mechanism results (right) for the normal fault at 1 sec in the x-y section (surface).

지진에 의한 송신원을 사용한 3차원 엇격자 유한차분법 알고리즘의 적용성을 검증하기 위해 극지해양 환경에서 쉽게 접할 수 있는 지질구조인 섭입대(subduction zone)를 단순화시킨 지질구조 모형을 설정하고 3차원 엇격자 유한차분법 알고리즘을 사용하여 지진파의 거동을 모사하였다. Fig. 7과 같이 전체 모형의 크기는 30 km×20 km×20 km이며, 격자 간격은 100 m, 시간 간격은 0.005초, 총 측정시간은 10초로 하였다. 해양 표면에서는 밀도, 라메상수, 강성률을 0으로 주어 Dirichlet 경계 조건을, 지각 표면에서는 응력 영상 기술(stress-imaging technique)을 이용하여 자유면 경계조건을 적용하였다. 물 층이 모델링 영역의 좌, 우, 전, 후의 경계와 만나는 면에서는 Reynolds 흡수 경계 조건을, 지각이 모델링 영역의 좌, 우, 전, 후, 바닥의 경계와 만나는 면에서는 Clayton & Engquist A1 경계조건을 적용하였다. 본 연구에서 사용한 엇격자에서는 물성의 평균값을 사용하기 때문에 강성률을 0으로 주어도 해양과 지각의 경계에서 전단응력이 0으로 정의되지 않는다. 따라서 해양에서의 강성률을 0으로 주고, 해양과 지각의 경계에서는 추가적으로 수직 방향과 관련된 전단응력 성분인  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{yz}$  을 0으로 줌으로써 음향-탄성과 결합 매질을 구현하였다.



**Fig. 6.** Snapshots (left) obtained by the 3D numerical modeling and focal mechanism results (right) for the reverse fault at 1 sec in the x-y section (surface).

밀도가 큰 해양지각이 대륙지각 밑으로 섭입되면서 두 지각의 경계면에서는 역단층에 의한 지진파가 빈번히 발생될 수 있기 때문에 (18, 10, 10 km) 지점에 역단층에 의한 송신원을 점 송신원(point source)의 형태로 주고, 지진의 지속시간을 1초로 하였다. 먼저 y축 방향으로 10 km 지점에서 스냅샷(Fig. 8)을 출력

회전 변환식을 이용하여 구할 수 있으며 각각 식 (8), (9)와 같은 모멘트 텐서로 표현된다.

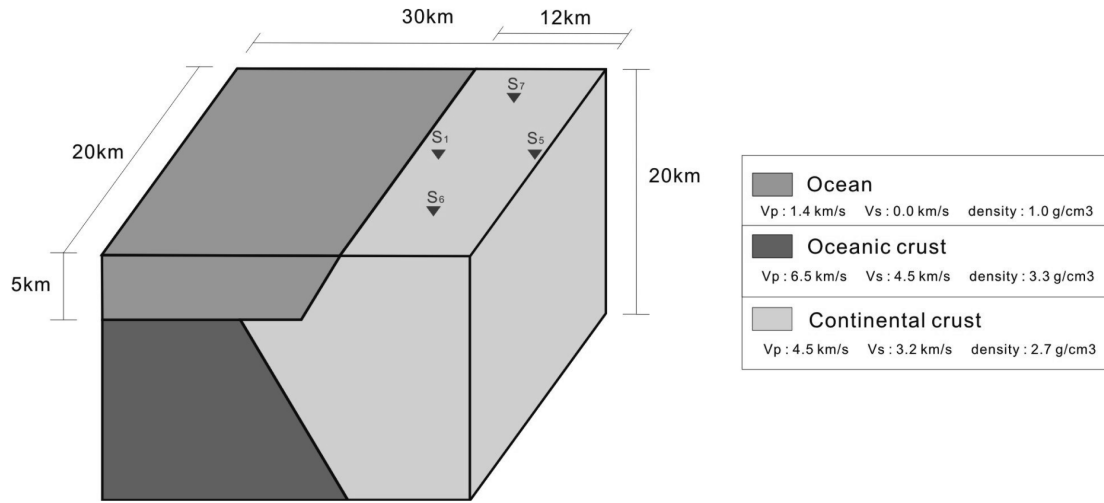


Fig. 7. A geometry of the subduction zone model.

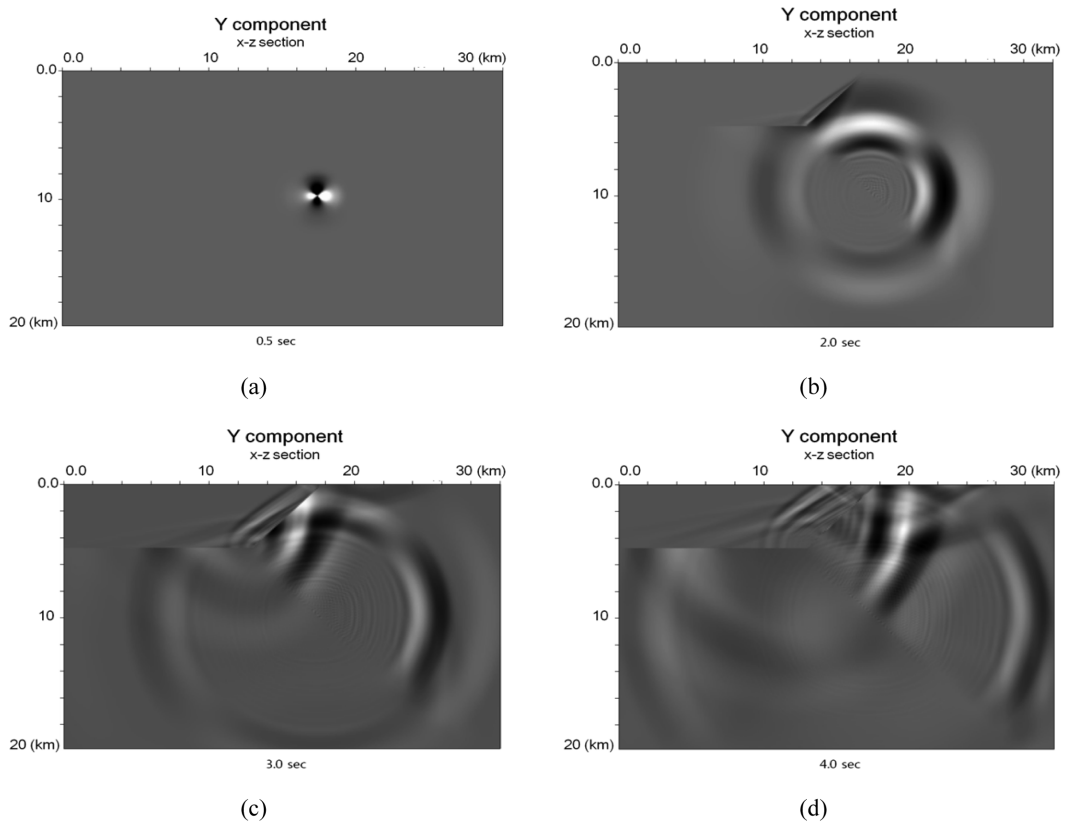


Fig. 8. Snapshots on x-z section obtained for the subduction zone model at (a) 0.5, (b) 2, (c) 3, and (d) 4 sec.

하여 지진파의 거동을 확인하였다. 또한 Fig. 7과 같이 지표에 S<sub>1</sub>, S<sub>5</sub>, S<sub>6</sub>, S<sub>7</sub>로 명명된 4곳의 지진관측소를 가정하여 지진파 트레이스(Fig. 9)를 획득하였다.

Fig. 8a에서 섭입 면에 위치한 역단층에 의한 송신

원에서 지진파가 생성되는 것이 확인되며, (b), (c), (d)에서는 지진파가 섭입 면을 경계로 대륙지각, 해양지각, 해양으로 서로 다른 양상으로 전파되는 것이 확인된다. Fig. 9에서는 역단층에 의한 송신원에 의

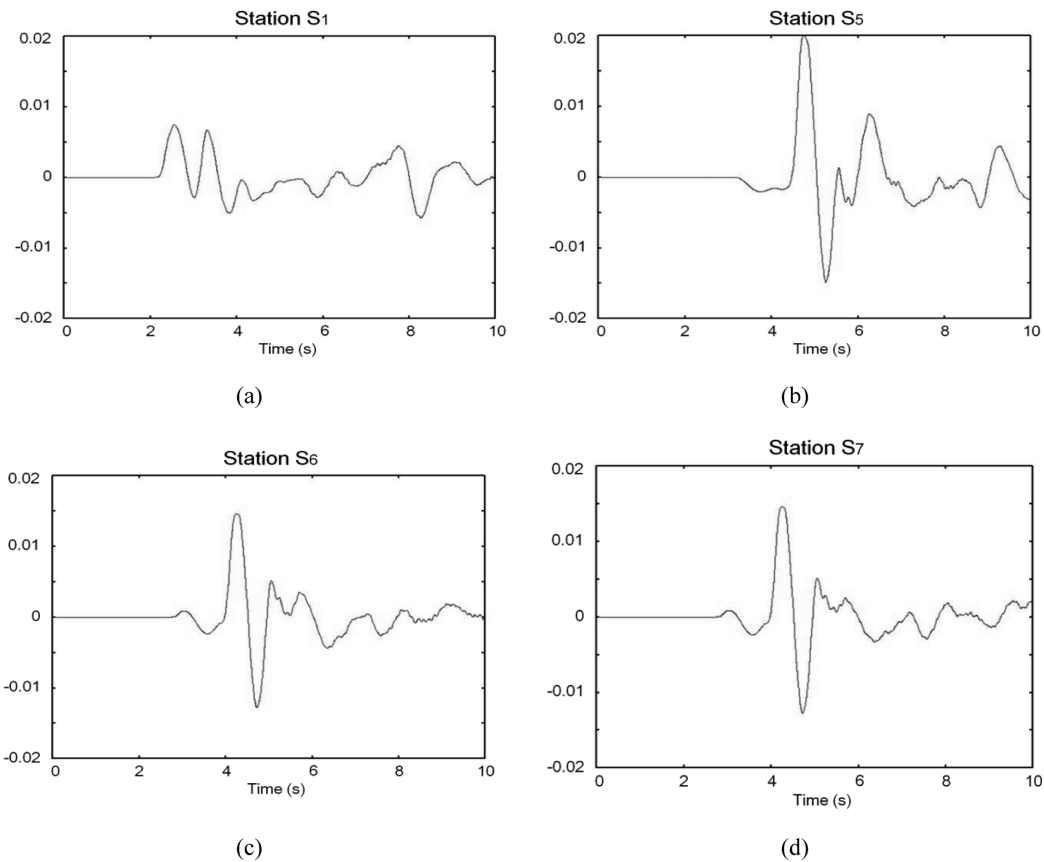


Fig. 9. Seismic traces recorded at each station located shown in Fig. 7.

해 압축영역에 속하는 지진관측소 S<sub>1</sub>, S<sub>6</sub>, S<sub>7</sub>에서는 초동이 (+)로 기록되고 팽창영역에 속하는 지진관측소 S<sub>5</sub>에서는 초동이 (-)로 기록되는 것을 확인할 수 있다.

기존의 2차 엇격자 유한차분법에 대한 분산 해석 결과는 수치적인 분산을 피하기 위해 S파의 경우 위상속도에 대해서는 10 이상(Virieux, 1986), 군속도에 대해서는 10 또는 12 이상(Moczo et al., 2000)의 파장 당 격자수 값을 사용할 것을 제안한다. 섭입대 모델의 경우, 주파수가 0.5 Hz인 단일주파수의 코사인 함수를 송신원으로 사용하였는데 폭발형 송신원을 구현하기 위해 많이 사용되는 1차 미분 가우스 함수의 대부분의 에너지가 최대 주파수의 1/4인 주파수에 집중되어 있다는 점을 고려할 때 분산 해석시 필요한 코사인 함수의 최대주파수는 2 Hz 정도로 생각할 수 있다. 이 경우 S파 속도가 가장 느린 대륙지각에서 S파의 파장당 격자수 값은 16으로 2차 엇격자 유한차분법의 분산 조건을 충족하며, 측정 결과에서 나타

나는 분산은 단일주파수인 코사인 함수를 송신원으로 사용하여 역단층 송신원을 구현하는 과정에서 생긴 것으로 보인다. 광역적인 자연현상인 지진을 3차원적으로 모사하는 데에는 큰 계산 비용이 요구되므로 향후 연구에서는 분산을 피하기 위해 격자 간격을 줄이는 것보다 저주파수 통과 필터를 사용하여 분산에 의해 생긴 고주파수 성분의 파를 제거하는 것이 더 바람직할 것이다.

### 결론

극지는 위치적 특이성에 의해 주변의 여러 판과 인접하고 있는 지역이다. 따라서 남극판과 주변의 판이 만나는 경계는 다양한 판구조론적 특징을 가지게 되며 단층의 운동에 따라 다른 양상으로 전파하는 지진파를 모사하기 위해서는 지진을 유발하는 단층의 동역학적 특성을 고려해야만 한다.

단층에 의한 지진파를 모사하기 위해 먼저 엇격자



유한차분법을 이용하여 기존의 3차원 모델링 알고리즘을 변위-속도-응력 식으로 재구성하였다. 재구성된 3차원 모델링 알고리즘의 정확성을 검증하기 위하여 Lamb's problem에 대하여 수치적인 해와 해석적인 해를 비교하였으며, 해석적인 해와 잘 일치하는 수치적인 해를 구할 수 있음을 확인하였다. 또한 이중우력과 회전변환행렬을 이용하여 좌수향 주향이동단층, 정단층, 역단층에 의한 지진 송신원을 모사한 뒤, 발생하는 지진파의 전파 양상을 지진원 발전에 의해 예측되는 결과와 비교함으로써 지진 송신원 알고리즘의 타당성을 검증하였다. 검증된 3차원 모델링 알고리즘으로 음향-탄성과 결합 매질을 구현하여 남극과 같은 극지 환경을 대표하는 지질구조인 섭입대 모델에 대한 수치 모델링을 수행하였으며 대륙 주변부에서 역단층에 의해 발생하는 지진파의 거동이 정확하게 모사됨을 확인하였다. 이 연구에서 개발된 3차원 탄성과 모델링 알고리즘은 극지해역에서 획득한 지진파 해석시 유용하게 활용될 수 있을 것으로 기대된다.

## 사 사

본 연구는 한국해양연구소 부설 극지연구소 “극지역 광역 관측망 시스템 구축” 사업과 한국해양연구원 “CO<sub>2</sub> 해양지중저장 기술개발 사업”의 위탁연구의 일환으로 수행되었으며, BK21 서울대학교 에너지자원 인력양성 사업과 한국연구재단의 일반연구지원사업 중 신진연구사업에 의해 일부 지원받았으며, 관계 기관에 감사드립니다.

## 참고문헌

백진주, 경계복, 최호선, 2011, 최근 5년간 한반도 중서부 지역에서 발생한 지진의 진원 특성 분석. 한국지구과학회, 32, 161-169.

신성렬, 신창수, 서정희, 1997, Staggered Grid를 이용한 유한차분법 탄성과 모델링. 한국자원공학회지, 34, 168-174.

양준모, 이희순, 오석훈, 2009, 청양 지자기관측소에서 획득된 지자기전달함수와 분극값의 시간변동성에 대한 연구. 한국지구과학회, 30, 824-833.

오석훈, 2009, 안동지진(2009년 5월 2일) 발생 기간 지자기장 자료의 변동성 분석. 한국지구과학회, 30, 683-691.

조창수, 이희일, 2009, 회전된 엇갈린 격자를 이용한 탄성과 모델링에의 CPML 경계조건 적용. 지구물리와 물리탐사, 12, 183-191.

최윤석, 2007, 탄성과 및 음향-탄성과 결합 파동방정식 유

한요소 모델링 기법을 이용한 주파수 영역 파형역산. 서울대학교 공학박사학위논문, 118 p.

Adamova, P. and Sileny, J., 2010, Non-double-couple earthquake mechanism as an artifact of the point-source approach applied to a finite-extent focus. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 447-557.

Aki, K. and Richards, G.P., 1980, Quantitative seismology. University Science Books Sausalito, California, USA, 700 p.

Clayton, R. and Engquist, B., 1977, Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. Bulletin of the Seismological Society of America, 67, 1529-1540.

Fornberg, B., 1987, The pseudospectral method: Comparisons with finite differences for the elastic wave equation. Geophysics, 52, 483-501.

Fulbert, F., Meister, C., Hauf, S., Bonnes, U., Dziendziel, P., and Hoffmann, D.H., 2011, The Darmstadt VLF radiophysical station VADAR for the detection of possible earthquake precursors. EGU General Assembly, 13, p. 2713.

Gaspar-Escibano, J.M. and Iturrioz, T., 2011, Communicating earthquake risk: Mapped parameters and cartographic representation. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11, 359-366.

Graves, W.R., 1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 1091-1106.

Kelly, K.R., Ward, T.W., Treitel, S., and Alford, T.M., 1976, Synthetic seismograms: A finite-difference approach. Geophysics, 53, 1045-1055.

Kosloff, D.D. and Baysal, E., 1982, Forward modeling by a Fourier method. Geophysics, 47, 1402-1412.

Lee, H.Y., Lim, S.C., Min, D.J., Kwon, B.D., and Park, M.K., 2009, 2D time-domain acoustic-elastic coupled modeling: A cell-based finite-difference method. Geoscience journal, 13, 407-414.

Levander, A.R., 1988, Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. Geophysics, 53, 1425-1436.

Lin, T. and Baker, J., 2011, Probabilistic seismic hazard deaggregation of ground motion prediction models. 5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering(5ICEGE), 1-12.

Marfurt, K.J., 1984, Accuracy of finite-difference and finite-element modeling of the scalar and elastic wave equation. Geophysics, 49, 533-549.

Min, D.J., Shin, C.S., and Yoo, H.S., 2004, Free-surface boundary condition in finite-difference elastic wave modeling. Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 237-250.

Moczo, P., Kristek, J., and Bystricky, E., 2000, Stability and grid dispersion of the P-SV 4th-order staggered-grid

- finite-difference schemes. *Studia geoph et geodaet*, 44, 381-402.
- Mussett, E.A. and Khan, M.A., 2000, Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics. Cambridge University Press, NY, USA, 470 p.
- Narayan, J.P. and Kumar, S., 2008, A fourth order accurate SH-wave staggered grid finite-difference algorithm with variable grid size and VGR-stress imaging technique. *Pure and Applied Geophysics*, 165, 271-294.
- Reynolds, C.A., 1978, Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems. *Geophysics*, 43, 1099-1100.
- Silva, H.G., Bezzeghoud, M., Rocha, J.P., Biagi, P.F., Tlemcani, M., Rosa, R.N., Salgueiro da Silva, M.A., Borges, J.E., Caldeira, B., Reis, A.H., and Manso, M., 2011, Seismo-electromagnetic phenomena in the western part of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 241-248.
- Stein, S. and Michael, W., 2003, An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell Publishing, Malden, USA, 498 p.
- Symons, N.P., Aldridge, D.F., and Haney, M.M., 2006, 3d acoustic and elastic modeling with marmousi2, 76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstract, 2171-2175.
- Virieux, J., 1984, SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 49, 1933-1942.
- Virieux, J., 1986, P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51, 889-899.
- Yunga, S., Lutikov, A., and Molchanov, O., 2005, Non double couple seismic sources, faults interaction and hypothesis of self-organized criticality. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 11-15.

---

2011년 6월 22일 접수  
 2011년 7월 28일 수정원고 접수  
 2011년 9월 14일 채택

## 부록 A

이 연구에서 사용한 엇격자를 이용한 3차원 엇격자 유한차분식은 다음과 같다.

■ 변위 성분에 대한 차분식

$$\begin{aligned}
 u_x^{n+1}\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) &= u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) + \Delta t V_x^{n+\frac{1}{2}}\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) \\
 u_y^{n+1}\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) &= u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) + \Delta t V_y^{n+\frac{1}{2}}\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) \\
 u_z^{n+1}\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right) &= u_z^n\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right) + \Delta t V_z^{n+\frac{1}{2}}\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right)
 \end{aligned} \tag{A-1}$$

■ 응력 성분에 대한 차분식

$$\begin{aligned}
 \tau_{xx}^n(i,j,k) &= (\lambda(i,j,k) + 2\mu(i,j,k)) \times \frac{u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) - u_x^n\left(i-\frac{1}{2},j,k\right)}{\Delta x} \\
 &\quad + \lambda(i,j,k) \times \left( \frac{u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) - u_y^n\left(i,j-\frac{1}{2},k\right)}{\Delta y} + \frac{u_z^n\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right) - u_z^n\left(i,j,k-\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} \right) \\
 \tau_{yy}^n(i,j,k) &= (\lambda(i,j,k) + 2\mu(i,j,k)) \times \frac{u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) - u_y^n\left(i,j-\frac{1}{2},k\right)}{\Delta y} \\
 &\quad + \lambda(i,j,k) \times \left( \frac{u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) - u_x^n\left(i-\frac{1}{2},j,k\right)}{\Delta x} + \frac{u_z^n\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right) - u_z^n\left(i,j,k-\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} \right) \\
 \tau_{zz}^n(i,j,k) &= (\lambda(i,j,k) + 2\mu(i,j,k)) \times \frac{u_z^n\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right) - u_z^n\left(i,j,k-\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} \\
 &\quad + \lambda(i,j,k) \times \left( \frac{u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) - u_x^n\left(i-\frac{1}{2},j,k\right)}{\Delta x} + \frac{u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) - u_y^n\left(i,j-\frac{1}{2},k\right)}{\Delta y} \right)
 \end{aligned} \tag{A-2}$$

$$\begin{aligned} \tau_{xy}^n\left(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k\right) &= \bar{\mu}_{xy}\left(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k\right) \times \frac{u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j+1,k\right)-u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k\right)}{\Delta x} \\ &\quad + \frac{u_y^n\left(i+1,j+\frac{1}{2},k\right)-u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k\right)}{\Delta x} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \tau_{xz}^n\left(i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}\right) &= \bar{\mu}_{xz}\left(i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}\right) \times \frac{u_z^n\left(i+1,j,k+\frac{1}{2}\right)-u_z^n\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right)}{\Delta x} \\ &\quad + \frac{u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k+1\right)-u_x^n\left(i+\frac{1}{2},j,k\right)}{\Delta z} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \tau_{yz}^n\left(i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}\right) &= \bar{\mu}_{yz}\left(i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}\right) \times \frac{u_z^n\left(i,j+1,k+\frac{1}{2}\right)-u_z^n\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right)}{\Delta x} \\ &\quad + \frac{u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k+1\right)-u_y^n\left(i,j+\frac{1}{2},k\right)}{\Delta z} \end{aligned}$$

■ 속도 성분 에 대한 차분식

$$\begin{aligned} v_x^{n+\frac{1}{2}}\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) &= v_x^{n-\frac{1}{2}}\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) + \Delta t \times \bar{b}_x \times \left( \frac{\tau_{xx}^n\left(i+1,j,k\right)-\tau_{xx}^n\left(i,j,k\right)}{\Delta x} + \frac{\tau_{xy}^n\left(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k\right)-\tau_{xy}^n\left(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2},k\right)}{\Delta y} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\tau_{xz}^n\left(i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}\right)-\tau_{xz}^n\left(i+\frac{1}{2},j,k-\frac{1}{2}\right)}{\Delta y} + f_x\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} v_y^{n+\frac{1}{2}}\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) &= v_y^{n-\frac{1}{2}}\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) + \Delta t \times \bar{b}_y \times \left( \frac{\tau_{xy}^n\left(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k\right)-\tau_{xy}^n\left(i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k\right)}{\Delta x} + \frac{\tau_{yy}^n\left(i,j+1,k\right)-\tau_{yy}^n\left(i,j,k\right)}{\Delta y} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\tau_{yz}^n\left(i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}\right)-\tau_{yz}^n\left(i,j+\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}\right)}{\Delta z} + f_y\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) \right) \end{aligned}$$

(A-3)

$$v_z^{n+\frac{1}{2}}(i,j,k+\frac{1}{2}) = v_z^{n-\frac{1}{2}}(i,j,k-\frac{1}{2}) + \Delta t \times \bar{b}_z \times \left( \frac{\tau_{xz}^n(i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}) - \tau_{xz}^n(i-\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2})}{\Delta x} + \frac{\tau_{yz}^n(i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}) - \tau_{yz}^n(i,j-\frac{1}{2},k+\frac{1}{2})}{\Delta y} + \frac{\tau_{zz}^n(i,j,k+1) - \tau_{zz}^n(i,j,k)}{\Delta y} + f_z(i,j,k+\frac{1}{2}) \right)$$

물성이 격자점에 정의되어 있지 않는 경우에는 식 (A-4), (A-5)와 같이 주변 물성값의 평균을 사용한다.

$$\begin{aligned} \bar{\mu}_{xy}(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2},k) &= \left[ \frac{1}{4} \left( \frac{1}{\mu(i,j,k)} + \frac{1}{\mu(i+1,j,k)} + \frac{1}{\mu(i,j+1,k)} + \frac{1}{\mu(i+1,j+1,k)} \right) \right]^{-1} \\ \bar{\mu}_{xz}(i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}) &= \left[ \frac{1}{4} \left( \frac{1}{\mu(i,j,k)} + \frac{1}{\mu(i+1,j,k)} + \frac{1}{\mu(i,j,k+1)} + \frac{1}{\mu(i+1,j,k+1)} \right) \right]^{-1} \\ \bar{\mu}_{yz}(i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}) &= \left[ \frac{1}{4} \left( \frac{1}{\mu(i,j,k)} + \frac{1}{\mu(i,j+1,k)} + \frac{1}{\mu(i,j,k+1)} + \frac{1}{\mu(i,j+1,k+1)} \right) \right]^{-1} \end{aligned} \tag{A-4}$$

$$\begin{aligned} \bar{b}_x &= \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\rho(i,j,k)} + \frac{1}{\rho(i+1,j,k)} \right) \\ \bar{b}_y &= \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\rho(i,j,k)} + \frac{1}{\rho(i,j+1,k)} \right) \\ \bar{b}_z &= \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\rho(i,j,k)} + \frac{1}{\rho(i,j,k+1)} \right) \end{aligned} \tag{A-5}$$

## 부록 B

3차원 탄성매질에서 자유면 경계조건은 식 (B-1) 또는 (B-2)로 표현된다.

■ Zero-stress formulation

$$\tau_{zz} = 0, \tau_{xz} = 0, \tau_{yz} = 0 \tag{B-1}$$

■ Vacuum formulation

$$\rho = 0, V_p = 0, V_s = 0 \tag{B-2}$$

Fig. 3과 같은 엇격자에서  $\tau_{zz}$  와  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{yz}$  는  $z$ 축에 대해서 서로 엇갈려 있고 물성도  $\tau_{zz}$  가 위치한 격자에만 정의되었기 때문에 식 (B-1) 또는 (B-2)을 완벽하게 만족시킬 수 없다. 따라서 식 (B-3)과 같이 자유면에서  $\tau_{zz}$  를 0으로 정의하고

$$\begin{aligned} \tau_{zz}(i,j,k) &= 0 \\ \tau_{xz}\left(i+\frac{1}{2},j,k-\frac{1}{2}\right) &= -\tau_{xz}\left(i+\frac{1}{2},j,k+\frac{1}{2}\right) \\ \tau_{yz}\left(i,j+\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}\right) &= -\tau_{yz}\left(i,j+\frac{1}{2},k+\frac{1}{2}\right) \\ v_z\left(i,j,k-\frac{1}{2}\right) &= v_z\left(i,j,k+\frac{1}{2}\right) + \left(\frac{\lambda(i,j,k)}{\lambda(i,j,k)+2\mu(i,j,k)}\right) \times \left(\frac{dz}{dx} \times \left(v_x\left(i+\frac{1}{2},j,k\right) - v_x\left(i-\frac{1}{2},j,k\right)\right)\right) \\ &\quad + \frac{dz}{dy} \times \left(v_y\left(i,j+\frac{1}{2},k\right) - v_y\left(i,j-\frac{1}{2},k\right)\right) \end{aligned} \tag{B-3}$$

전단응력 성분은 부호를 바꾸어 대칭시켜 준 뒤 각각의 조건에서의  $z$ 방향 속도성분의 값을 다시 정의한다. 물성이 각각의 격자점에 서로 다르게 정의되어 있는 엇격자(Levander, 1988, 신성렬 외, 1997)와 달리 이 연구에서 사용한 엇격자에서는 물성이 수직응력이 있는 격자에만 정의되어 전단 응력이 정의된 격자에서는 주변 강성률의 평균값을 사용하게 되기 때문에 유체와 고체의 경계에서 전단 응력이 0이 되지 않는다. 따라서 음향-탄성 결합매질을 구현하기 위해  $\mu=0$  이외에 추가적으로  $\tau_{xz} = 0$ ,  $\tau_{yz} = 0$  의 조건을 적용시켜준다.