

EGS 지열 저류층 유체 유동에 의한 SP 반응 모델링

송서영¹ · 김빛나라¹ · 남명진^{1*} · 임성근²

¹세종대학교 에너지자원공학과
²한국농어촌공사

Modeling of SP responses for geothermal-fluid flow within EGS reservoir

Seo Young Song¹, Bitnarae Kim¹, Myung Jin Nam^{1*}, and Sung Keun Lim²

¹Department of Energy and mineral Resources Engineering, Sejong University

²Korea Rural Community Corporation

요약: 자연 전위(SP, self-potential)의 발생에는 여러 요인이 있으나 이 연구에서는 지하수의 유동에 의해 자연적으로 발생하는 유동 전위(streaming potential) 또는 전기역학적 전위(electrokinetic potential)에 대해 주로 논의한다. 유동 전위는 다공질 매질에서의 물의 흐름에 의해 인공적인 전류원 없이 전류가 발생하여 야기된 전위이다. 기존의 유동 전위를 이용한 지열 저류층 해석에서는 지표면 전위 분포 계산을 위해 일반적으로 시추공에서 주입되거나 생산되는 지하수로부터 발생하는 SP 이상만을 고려하였고, 온도 차이가 나는 지열 저류층에서의 지열수 순환에 따라 발생할 수 있는 SP에 대한 수치 모델링에는 한계가 있었다. 이에 따라 사면체 요소를 바탕으로 한 3차원 전기비저항 유한요소법에 기초하여 지열 저류층 내에서의 주입정, 생산정에 의한 SP 이상뿐만 아니라 지열 저류층에서의 지열수 순환에 따른 SP 이상까지 고려할 수 있는 알고리즘을 개발하였다. 본 논문에서는 개발한 알고리즘을 검증 한 후, 간단한 지열 저류층 모델에 지열수 주입과 양수의 효과에 의한 SP 이상대의 SP 반응을 분석하였다. 향후 개발한 알고리즘을 이용하여 지층의 물성을 고려한 지열수 유동 속도 등도 고려함으로써 보다 심도 있게 지열 저류층 SP 반응을 분석하고자 한다.

주요어: 자연 전위, 유한 요소법, 지열 저류층

Abstract: Self-potential (SP) is sensitive to groundwater flow and there are many causes to generate SP. Among many mechanisms of SP, pore-fluid flow in porous media can generate potential without any external current source, which is referred to as electrokinetic potential or streaming potential. When calculating SP responses on the surface due to geothermal fluid within an engineered geothermal system (EGS) reservoir, SP anomaly is usually considered to be generated by fluid injection or production within the reservoir. However, SP anomaly can also result from geothermal water fluid within EGS reservoirs experiencing temperature changes between injection and production wells. For more precise simulation of SP responses, we developed an algorithm being able to take account of SP anomalies produced by not only water injection and production but also the fluid of geothermal water, based on three-dimensional finite-element-method employing tetrahedron elements; the developed algorithm can simulate electrical potential responses by both point source and volume source. After verifying the developed algorithm, we assumed a simple geothermal reservoir model and analyzed SP responses caused by geothermal water injection and production. We are going to further analyze SP responses for geothermal water in the presence of water production and injection, considering temperature distribution and geothermal water flow in the following research.

Keywords: self-potential, finite element method, geothermal reservoir

Received: 22 September 2015; Final version Received: 27 November 2015;

Accepted: 27 November 2015

*Corresponding author

E-mail: nmj1203@gmail.com/nmj1203@sejong.ac.kr

Address: 209, Neungdong-ro, Gwangjin-gu, Seoul, Korea

©2015, Korean Society of Earth and Exploration Geophysicists

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

서 론

자연전위(self/spontaneous potential; SP) 탐사는 인위적인 샘(source) 없이 자연적으로 발생하는 전위 차를 지표면에서 측정하는 수동적인 탐사 방법이다. 산화 환원 반응을 이용한 지층 오염대 파악(Naudet *et al.*, 2004; Jouniaux *et al.*, 2009), 카르스트 지형에서의 싱크홀(sinkholes) 위치 파악(Jardani *et al.*, 2006) 그리고 황화광체 및 구리 광체와 같은 광체를 찾는 광물 탐사(Yüngül, 1954; Zachos, 1963) 등을 포함하여 광범위하게 연구가 진행되어 왔다.

자연전위의 여러 발생 원인 중 다공질 매질에서의 물의 흐름에 의해 발생하는 자연 전위를 전기역학적(electrokinetic) 전위 또는 유동(흐름, streaming) 전위라 한다. 이러한 유동 전위는 지하 매질 내 공극을 통하여 지하수가 흐를 때 전기적 이중층(electrical double layer)과 제타 전위(zeta potential)의 영향으로 지하수에서의 양이온들이 지하 매질의 표면에 흡착하여 상대적으로 음이온들이 공극을 통하여 흐르게 되고 즉, 지하수의 흐름이 마치 전자가 흐르는 양상을 띠므로써 대류 전류를 야기시키기 때문에 발생하게 된다. 이러한 유동전위는 지하 내부의 유체 유동에 밀접한 관계가 있기 때문에, 지하수 흐름의 방향과 위치 및 속도, 대수층의 수리학적 특성 평가에 대한 연구(Song *et al.*, 2003; Revil *et al.*, 2004) 뿐만 아니라 지열 발전 지역에서의 지열수 유동 파악(Ishido *et al.*, 1989), 수리 시설물에서의 누수 탐지 및 누수 지역 유동 파악(Song *et al.*, 2000; Kang *et al.*, 2014) 등 다양한 분야에서 활용되고 있다.

특히 지열 발전 저류층에서의 유체 유동을 탐사하기 위한 SP탐사는 지열 자원이 풍부한 일본 등에서 꾸준히 연구되어 오고 있다(Corwin *et al.*, 1979; Matsushima *et al.*, 2000). 지열 저류층 유체는 각기 다른 온도와 염도를 가지고 존재하게 되며, 이 차이가 클 수록 유동 전위가 높게 나타난다(Cioni *et al.*, 1992). 지열수의 주입(injection)이나 생산(production)은 자연전위를 특히 크게 야기하므로 SP 자료를 통해 주입정과 생산정에 대한 정보를 파악할 수 있을 뿐만 아니라(Ishido, 1989), 지열 저류층 내에서의 지열수 유동도 유동전위를 야기하기 때문에 SP 모니터링을 통해 이러한 지열 저류층의 유동에 대한 정보를 파악할 수 있다. 우리나라에서도 포항 지열 개발 지역에서의 SP 탐사 및 모니터링을 적용한 예가 있다(Lim *et al.*, 2004, 2007).

최근에는 화산 지대에서의 상업적인 지열발전 뿐만 아니라 이러한 지열 에너지원이 없는 지대에서도 4 km 이상 심부 시추 후 인공저류층을 생성하는 기술을 적용하여 지열 발전을 할 수 있는 인공지열저류층(Enhanced Geothermal System, EGS) 지열발전이 이루어지고 있고 우리나라에서도 활발한 연구가 진행 중에 있다. 특히 국제에너지기구(International Energy Agency; IEA)의 지열실행협의(Geothermal Implement

Agreement or Geothermal)에서는 EGS의 “Enhanced”를 “Engineered”로 수정하여, 상업적 가치가 뛰어난 전통적인 지열저류층(2 km 이내 약 200°C 지열수 부존)에도 전력 생산을 높이기 위해 수리자극을 주어 지열수 저류량을 높인 경우도 EGS에 포함할 수 있도록 함으로써 EGS에 대한 정의를 확대하였고 이에 따라 지열 저류층에서의 지열수 유동에 대한 모니터링은 더욱 중요해지고 있다.

이 연구에서는 지열 저류층 내에서 지열수의 주입/생산 및 유동에 의해 발생하는 SP 반응에 대한 수치 모델링을 통하여 지열 저류층의 특성에 대해 분석하고 기초를 다지고자 한다. 지금까지 대부분의 연구에서는 유체 유동에 의한 SP 반응을 계산하기 위한 전위(electrical potential) 포아송 방정식 계산시 전류원(전류밀도의 발산)이 하나의 점에 존재하는 경우를 상정하여 적용하였다. 이러한 점 송신원은 유한요소법에서는 델타 함수로 표현되는데, 이는 지열수 주입 및 양수의 경우에는 물리적으로 큰 문제가 없으나 저류층 내에서 지열수 유동에 의한 전위의 경우에는 오차를 야기할 수 있다. 즉, 주입정이나 양수정은 하나의 점으로 근사할 수 있지만, 저류층 내에서의 지열수의 유동과 상호전류계수의 변화로 인해 야기되는 SP 반응을 계산하기 위해서는 전위 포아송 방정식에서 송신원이 하나의 점이라기 보다는 공간적으로 분포한다고 보아야 한다.

이 연구에서는 주입정이나 생산정 내에서의 유체 흐름에 의한 SP 반응뿐만 아니라 온도 변화가 있는 지열 저류층에서 공간적으로 분포하는 지열유체의 흐름에 의해 야기될 수 있는 전위 분포를 보다 실제에 가깝게 계산할 수 있는 알고리즘을 개발하고자 한다. 즉, 사면체 요소에 기초한 3차원 유한 요소법(Finite Element Method; FEM)을 이용한 전기비저항 탐사 모델링 알고리즘(Sasaki, 1994)을 개선하여, 상호전류계수의 공간적 변화를 일정한 부피로 정의할 수 있도록 전위 포아송 방정식의 전류원이 사면체 부피 내(Volume source)에도 존재할 수 있도록 구현하고 이를 검증하였다. 이 연구에서 개발한 알고리즘을 이용하면 향후 다양한 지열 저류층 내에서의 지열수 생산과 주입 및 이에 따른 저류층 내 지열수 유동의 영향 등을 분석할 수 있을 것이다.

지열수 유동에 의한 자연 전위 (Streaming Self-Potential) 이론

자연전위(Self-potential)는 전위를 발생시키는 요인에 따라 온도 차이에 의한 열전기적인 전위, 화학적인 기울기에 의한 화학 전위, 유체 압력 기울기에 의한 전기역학적 현상인 유동 전위(Streaming-Potential)가 있다. 이 중 열전기적인 효과 및 화학적인 전위는 상대적으로 작아서 SP이상은 주로 전기역학적 현상이 주요하게 작용한다고 가정한다(Perrier *et al.*, 1999; Jouniaux *et al.*, 2000).

지층 공극 내 공극수가 있을 때, 토양 입자 표면과 공극 수

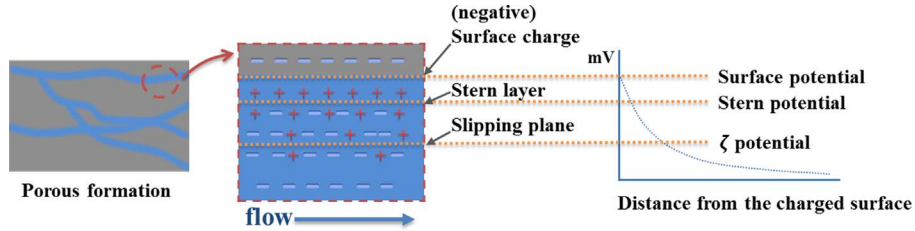


Fig. 1. Electrical double layer and zeta potential.

사이에는 전기 이중층과 제타 전위의 영향(Fig. 1)으로 토양 입자 표면에 양이온이 흡착되어 있게 된다. 따라서 공극 내에 유체의 이동이 있게 되면, 전기 이중층 내의 양이온은 토양 입자 표면에 흡착되어 이동하지 못하게 되며 상대적으로 음이온의 흐름이 많아지게 되어 물의 흐름이 전자의 흐름을 야기하게 된다. 이러한 유체 유동으로 야기되는 대류 전류(convection current; j_{com})로 인해 전기적 교란이 발생하게 되어 결과적으로 전도 전류(conduction current; j_{cond})도 발생하게 된다. 이때, 지층 내의 총 전류(j_t)는 Onsager (1931)의 상반성 이론에 따라 다음과 같이 전도전류와 대류전류의 합으로 나타낼 수 있다.

$$j_t = j_{cond} + j_{com} \quad (1)$$

정상 상태(steady-state)에서 유체, 전기 그리고 열의 흐름을 Γ 라고 할 때, Γ 는 스칼라 포텐셜(ψ)의 그라디언트(gradient)에 비례하므로, 수리전도도나 전기전도도와 같은 매질의 특성에 따라 결정되는 비례 상수 C 를 이용하면 Γ 를 다음과 같이 일반적으로 표현할 수 있다.

$$\Gamma = -C\nabla\psi \quad (2)$$

식 (2)를 식 (1)에 적용시켜 유체의 흐름에 의한 대류 전류와 Ohm의 법칙으로 표현되는 전도 전류를 다시 쓰면, 식 (1)은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$J_t = -L_P\nabla P - \sigma\nabla\phi \quad (3)$$

여기서 L_P 는 압력-전류 상호결합계수(cross-coupling conductivity, $A/(Pa\cdot m)$)이며 P 는 압력(pressure, Pa), σ 는 전기전도도(electrical conductivity, S/m), ϕ 는 전위(electric potential, V)이다. 일반적인 천부 지하수 유동의 경우 P 를 수두(hydraulic head)로 표현할 수 있기 때문에 지하수의 유동에 의한 자연 전위를 측정하면 수두 즉, 지하수면의 높이를 파악할 수 있다(Revil *et al.*, 2004; Jardani *et al.*, 2009).

이 연구에서 고려하고 있는 지열 저류층의 경우 온도 분포가 심도에 따라 다를 수 있고, 또한 지열수의 생산 및 재 주입으로 주입정과 생산정 사이에서 온도 변화도 크기 때문에, 유체 흐름은 천부 지하수 문제처럼 단순하게 수두에 의해서만 결정되지 않고 저류층 내 온도 차이에 의한 유체 대류 현상에

의해서도 발생하게 된다. 이러한 문제를 단순화 하기 위해, Sill (1983)은 유체의 압력 분포가 아닌 유체의 속도 개념을 도입하여 대류 전류를 정의하는 방법을 제시하였다. 이는 지열 저류층과 같이 온도 차이로 인한 유체의 밀도 차이로 부력이 존재하여 유체의 대류가 발생할 때, 전기역학적 흐름에 의한 전류를 압력변화가 아닌 유체 흐름에 의해서 정의되는 함수로 보는 것이다. 이 개념을 도입하여 유체 속도로부터 유도되는 총 전류(J_t)를 다시 쓰면 아래와 같다.

$$J_t = L_V\mathbf{u} - \sigma\nabla\phi \quad (4)$$

여기서 L_V 는 속도-전류 상호결합계수(cross-coupling conductivity, $A\cdot s/m^3$)이며, \mathbf{u} 는 유체의 속도(fluid velocity, m/s)이다.

SP 측정에서는 외부에서 인공적인 전류원을 주지 않기 때문에 총 전류 밀도에 발산을 취하게 되면 0이 되어야 하므로, 식 (4)에 발산을 취하여 정리하면 다음과 같다.

$$\nabla\cdot J_t = \nabla\cdot(-L_V\mathbf{u} - \sigma\nabla\phi) = 0 \quad (5)$$

식 (5)를 전도 전류에 대한 발산을 중심으로 정리하면,

$$\nabla\cdot(\sigma\nabla\phi) = \nabla\cdot(-L_V\mathbf{u}) \quad (6)$$

이 되고, 이는 일반적인 전기비저항 탐사의 지배방정식인 포아송 방정식의 형태임을 알 수 있다. 일반적으로 전기비저항 탐사일 경우, 우변은 전극 위치에서의 주입 전도전류 밀도의 발산($\nabla\cdot j_{cond}$)이고, $\nabla\cdot j_{cond}$ 는 물리적으로 전류 전극에서 지하 매질로 주입되거나 흘러들어가는 전류가 되지만, 식 (6)에서는 유체 유동에 의해 발생하는 대류 전류밀도의 발산 $\nabla\cdot(-L_V\mathbf{u})$ 이 전위 포아송 방정식의 샘인 유체유동 전류원이 된다(일반적으로 SP 이상은 지상에서 측정되는 자연전위 측정값에서의 관측되는 이상값을 말하므로, 이 논문에서 식 (6)의 송신원을 ‘유동전위 전류원’이라 명명하고자 한다). 식 (6)의 유동전위 전류원 부분에 대해서 연쇄 법칙(chain rule)을 적용하면 ($\nabla\cdot(-L_V\mathbf{u}) = -L_V\nabla\cdot\mathbf{u} - \nabla L_V\cdot\mathbf{u}$), 식 (6)은 물리적으로 서로 다른 의미가 있는 2가지의 서로 다른 유동전위 전류원에 의한 포아송 방정식으로 표현된다.

$$\nabla\cdot(\sigma\nabla\phi) = -L_V\nabla\cdot\mathbf{u} - \nabla L_V\cdot\mathbf{u} \quad (7)$$

식 (7) 우변의 첫 번째 항은 유체 흐름 속도의 발산이 0이 아

닌 경우($\nabla \cdot \mathbf{u} \neq 0$), 즉 유체를 주입해주는 샘이나 싱크(sink)가 있는 위치에 발생하는 유체전위 전류원으로 일반적으로 점 전류원으로 생각할 수 있으며 논의의 편의를 위해 유동발산 전류원이라 명명하고자 한다. 두 번째 항은 유체 흐름 방향에서 속도-전류 상호결합계수의 값이 변화하는 곳(서로 다른 결합계수 값을 가지는 매질의 경계 등)에서 0이 아니므로 ($\nabla L_V \cdot \mathbf{u} \neq 0$), 공간적으로 분포하는 유동전위 전류원이다(이 연구에서는 유체유동 전류원이라 하고자 한다). Lim *et al.*, (2007)은 이와 같이 공간적으로 분포하는 유체유동 전류원도 점송신원으로 근사적으로 구현하여 연구를 진행하였으나, 이 연구에서는 물리적 상황에 보다 가깝게 구현하기 위해 공간적으로 분포하는 유체유동 전류원을 유한요소 이산화 셀 부피 내에 존재하는 송신원으로 구현함으로써 공간적으로 분포하는 유체유동 전류원을 유한요소법 이론에 맞도록 이산화 할 수 있도록 하였다.

속도-전류 상호결합계수

매질의 특성이라 할 수 있는 속도-전류 상호결합계수는 동일한 매질 내에서도 온도에 따라 값이 달라지므로, 매질의 온도(T)에 따라 다음과 같이 표현할 수 있다(Sill, 1982).

$$L_V(T) = L_{V0}(1 + C\Delta T), \Delta T = T - T_0 \tag{8}$$

여기서 L_{V0} 는 기준 온도에서 속도-전류 상호결합계수, T_0 는 기준 온도(°C), C 는 °C⁻¹의 단위를 갖는 상수이다. 이 때, 상수 C 는 Morrison *et al.* (1978)과 Ishido and Mizutani (1981)의 실험 결과를 통해 0.01로 설정할 수 있다. 식 (8)에서 볼 수 있는 바와 같이, 매질 내 온도 변화가 매질 내에서 선형적으로 변화한다면 온도 차이는 상수가 되어($\Delta T = \text{Constant}$) L_V 의 값도 상수가 되므로 속도-전류 상호결합계수의 그래디언트는 0이 되며($\nabla L_V = 0$), 매질 내에서 온도 변화가 선형적으로 변화하지 않은 경우는 L_V 값도 공간에 따라 변화하게 되므로 L_V 의 그래디언트도 0이 아니게 된다($\nabla L_V \neq 0$).

지열 저류층에서의 유체 흐름에 의한 전류원 고찰

유체유동 전류원에 대한 분석(식 (7))을 고려했을 때, 지열수를 주입하는 주입정($\nabla \cdot \mathbf{u} > 0$)이나 지열수를 생산하는 생산정($\nabla \cdot \mathbf{u} < 0$)에서의 유체발산 전류원($L_V \nabla \cdot \mathbf{u} \neq 0$; Fig. 2)은 유한요소법 등의 수치분석에서는 점 송신원 형태의 전류원으로 근사할 수 있다. 이러한 점 송신원은 유한요소법에서는 델타(Delta) 함수로 표현하여 쉽게 구현할 수 있다(Lim *et al.*, 2007).

주입정에는 상대적으로 온도가 낮은 물이 주입되어 생산정으로 이동하면서 열을 흡수하여 생산된다는 것을 생각하면, 주입정에서 생산정으로 가면서 지열수의 온도가 증가하는 형태임을 알 수 있다. 그러므로 속도-전류 상호 계수 값은 온도에

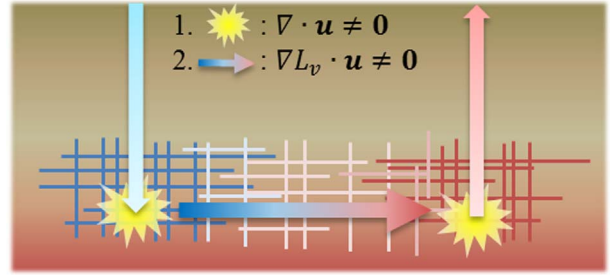


Fig. 2. Types of current source at a geothermal reservoir.

따라 식 (8)과 같이 변화하므로(여기서는 지열 저류층의 온도 변화가 선형적이면, 식 (8)에 의해 L_V 의 값이 상수가 되므로, 저류층의 온도가 공간에 대해서 비선형적으로 변화한다는 가정 하에 논의를 진행한다), 저류층 내에서 속도-전류 상호 계수의 그래디언트 값이 0이 아니게 되고($\nabla L_V \neq 0$) 이러한 저류층에 지열수가 흐르면($\mathbf{u} \neq 0$), 저류층 내에서 유체유동 전류원($\nabla L_V \cdot \mathbf{u} \neq 0$)이 공간적으로 존재하게 된다(Fig. 2). 본문에서 이러한 유체유동 전류원을 유한요소법에서 구현하는 방법에 대해서 논의하고자 한다.

공간적으로 분포하는 유체유동 전류원의 수치 구현 방법 제안

유한 요소법에서 점 송신원은 델타(Delta) 함수로 쉽게 구현할 수 있는 것과는 달리, 속도-전류 상호결합계수의 그래디언트 값과 유체 흐름 속도의 곱으로 표현되는 유체유동 전류원($\nabla L_V \cdot \mathbf{u}$)은 공간적으로 분포하고 있기 때문에 이산화 격자 내에서 하나의 점에 존재한다고 하기에는 어려움이 있다. 즉, 저류층 내에 존재하는 전류원은 하나의 점에 존재하고 있다기 보다는 특정 부피 내에 존재하게 된다. 이러한 유체유동 전류원이 존재하는 부피도 (전기비저항 분포를 이산화하는 것과 같이) 수치 이산화 격자로 이산화할 수 있게 된다. 유체유동 전류원이 존재하는 부피를 적절히 이산화한 뒤에는, 유체유동 전류원을 어떻게 수치적으로 구현할지는 유체유동 전류원의 물리적 특성을 고려하여야 할 것이다. 유체유동 전류원은 속도-전류 상호결합계수(L_V) 값의 분포나 유체유동(\mathbf{u})뿐만 아니라, L_V 값이 식 (8)에서와 같이 온도 변화에 의해 변화하기 때문에 온도도 이산화에 있어 고려해야 한다(논의를 단순화하기 위해 지열 저류층에서 매질의 변화는 없다고 가정함으로써 저류층 내의 L_{V0} 는 일정하다고 생각하고, L_V 값은 순전히 온도 변화에 의해서만 결정되는 것으로 한다).

온도분포

공간적으로 분포하는 온도 자체를 이산화하는 경우와 온도 차이의 분포를 이산화 하는 경우를 고찰해보자. 전자의 경우, 온도 차이는 이산화한 셀(cell)의 경계에만 존재하게 되며, 이산화한 셀의 내부는 온도가 동일하므로 온도 차이는 0이 되고 셀의 한쪽 경계에서 상수 값을 갖게 된다. 그러므로 L_V 의 그

라디언트 값은 셀 중심과 셀 경계 사이에서 차분적으로 계산할 수 있지만, 이에 대한 구현은 매우 어렵다. 이와는 달리 후자의 경우에는 L_V 값은 셀마다 다른 값을 가지게 될 것이며 L_V 의 그래디언트 값은 셀의 경계에 정의될 것이다(L_V 의 그래디언트는 벡터 값이고, 셀 사이의 경계도 각각 면의 방향이 있기 때문에 그래디언트 값의 각 성분도 쉽게 정의할 수 있다). 즉, 온도에 대한 이산화를 고려할 때는 온도 분포 자체의 이산화 보다는 온도 차이의 이산화가 더 효율적일 수 있다. 또한, 식 (8)을 고려했을 때 온도차이의 이산화는 궁극적으로 L_V 값을 공간적으로 이산화한 것과 동일하다. 이 경우 유체 유동의 흐름에 의한 전류원은 유체의 속도와의 내적이므로 유체 속도도 경계에서 정의되어야 하기 때문에 구현에 어려움이 있다.

상호결합계수 분포

일반적으로 매질의 특성 값은 전기전도도의 이산화와 같이 하나의 셀에 정의하게 되므로 온도 분포의 함수인 L_V 값을 셀에 대하여 이산화할 수 있음을 알 수 있다. 그러나 속도-전류 상호계수가 매질의 특성이라고 할 수는 있지만 L_V 값의 그래디언트와 유체 흐름 속도의 내적이 전류원이 되므로, L_V 값에 따라 이산화 했을 때 전류원을 계산하기 위해서는 L_V 값의 그래디언트를 계산하는 과정뿐만 아니라 유체의 속도 분포도 추가적으로 고려하여 이 두 값의 내적도 계산해야 한다는 번거로움이 있다.

유체유동 전류원의 수치적 구현

온도나 상호결합계수 값의 공간적 이산화는 앞서 살펴본 바와 같이 구현이 다변하기 때문에, 상호결합계수의 그래디언트 분포에 기초한 이산화를 감안할 수 있다. 그러나 이 경우 유체 유동에 대한 분포를 고려하여 내적을 계산해야 하는 번거로움이 있다. 이러한 각각의 분포들에 대한 고려를 전위 포아송 방정식 풀이에 반드시 넣어야 할 필요 없이 유체유동 전류원 ($\nabla L_V \cdot \mathbf{u}$)은 그 자체로 하나의 매개변수로 생각하여 공간에 대해 이산화하는 것이 효율적임을 알 수 있다. 즉, 유체유동 전류원에 의한 전위 분포를 계산하는 지배 방정식 내에서 썸에

해당하는 값을 L_V 값이나 L_V 의 그래디언트 값(∇L_V)이 아니고 ∇L_V 와 유체 흐름 속도의 내적 값($\nabla L_V \cdot \mathbf{u}$)으로 정의하는 것이다. 이들 값들은 모두 다 공간적으로 연속적으로 변화하는 함수들이란 점을 감안하면 $\nabla L_V \cdot \mathbf{u}$ 값의 분포를 Fig. 3과 같이 곧바로 이산화 하는 것이 가장 효율적일 수 있다. 또한, 유체 흐름 속도나 L_V 의 그래디언트 값은 벡터 값이지만 이들의 내적은 스칼라 값이므로 풀이를 더욱 단순화할 수 있게 된다.

SP 모델링 알고리즘 개발

이 논문에서는 사면체에 기초한 전기비저항 유한 요소법 알고리즘에 기초하여 SP 모델링 알고리즘을 개발하였다. 구현의 단순화를 위해 사면체 각각에 전기비저항 등의 물성을 주기 보다는 사면체 5개로 구성되는 육면체를 상정하여 공간을 이산화 한 후, 하나의 육면체에 속한 사면체에는 동일한 물성을 가지도록 하였다(Fig. 4). 일반적인 전기비저항 탐사 모델링 알고리즘에서는 전극의 위치를 이산화된 매질의 마디 점에 델타 함수로 구현하므로 이를 그대로 적용하면 지열수의 주입과 양수가 수행되는 위치에 존재하는 유체 유동 전류원(점 샘)은 쉽게 구현할 수 있다. 다시 말해 지열수의 주입과 양수 지점의 노드 점에 정의된 델타 함수와 샘의 세기의 곱이 있다고 생각

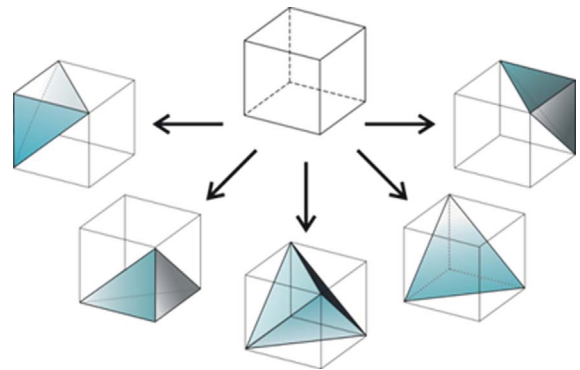


Fig. 4. Discretization of a space by hexahedron consisting of five tetrahedrons.

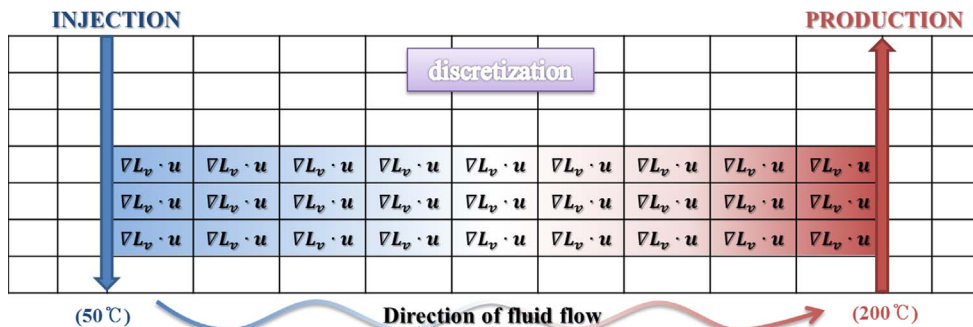


Fig. 3. Schematization of geothermal reservoir and discretization of velocity cross-coupling coefficient by non-linear temperature change of geothermal water.

하면, 이는 유한요소법에서는 전체 시스템 행렬 $\mathbf{Ax} = \mathbf{b}$ 에서 \mathbf{b} 의 해당 노드 점에 샘의 세기 값을 넣은 것과 동일하게 된다.

지열 저류층 유체 유동에 의한 전위 방정식인 식 (7)은 수치적으로 계산이 가능한데, 이 논문에서는 유한 요소법을 사용하였다. 이 논문에서는 수치격자 각 요소에서 형상함수로서 선형의 기저함수를 이용하였으며, 이를 이용하면 전위는 다음 식 (9)와 같이 표현될 수 있다. 여기서 $\tilde{\varphi}_i$ 는 각 절점에서 정의된 형상함수이고, w_i 는 각 형상함수에 곱해지는 가중치이다. 여기서 n 은 전체 모델의 마디 점 개수이다.

$$\varphi = \sum_{i=1}^n w_i \tilde{\varphi}_i \tag{9}$$

식 (9)와 같이 계산하고자 하는 수치해를 표현한 뒤, Galerkin 법에 기초하여 식 (9)에서 유한 요소 변분식 (variational formation)을 유도하면 다음과 같다(부록 1).

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \left\{ \int_{\Omega} \sigma \nabla \tilde{\varphi}_j \cdot \nabla \tilde{\varphi}_i d\Omega \right\} w_j = - \sum_{i=1}^n \int_{\Omega} (L_V \nabla \cdot \mathbf{u}) \cdot \tilde{\varphi}_i d\Omega - \sum_{i=1}^n \int_{\Omega} (\nabla L_V \cdot \mathbf{u}) \cdot \tilde{\varphi}_i d\Omega \tag{10}$$

위 식 (10)에서 우변의 첫 번째 전류원은 양수 및 주입정 위치에서의 점 샘인 유체발산 전류원이며, 두 번째 전류원은 공간적으로 분포하여 이 공간에 포함된 이산화 요소들 각각에 부피 샘으로 존재하는 유체유동 전류원이 된다. 부피 샘의 경우, 식을 수치적으로 간단히 정리하면 각 사면체 요소 내에서 각 기저함수들과 샘의 세기의 곱을 해당 사면체에 대하여 부피 적분하여 계산할 수 있다.

부피 샘 구현 검증

구현한 부피 샘을 검증하기 위하여 간단한 모델을 설정하여 일정한 심도에서 전류원을 델타 함수로 구현하는 점 샘(point

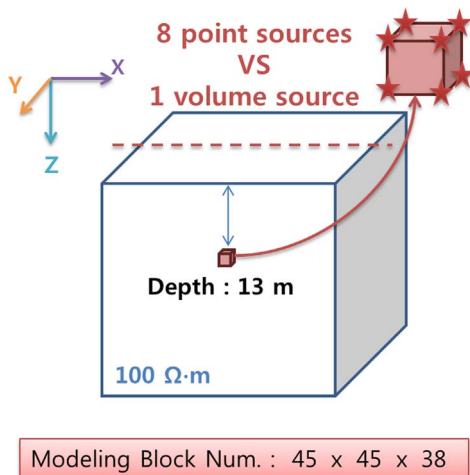


Fig. 5. Comparison between 8 point sources at every node for one cell and 1 volume source at a cell.

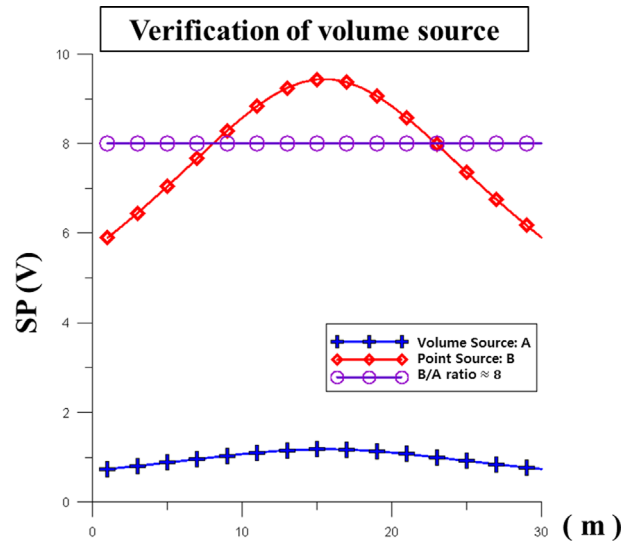


Fig. 6. Verification of the volume source through the correlation of SP values at the surface when the different types of sources are given at the same location. Comparison between potentials for volume source (blue) within one cell and eight point sources (red) at eight nodes, being correlated with a ratio of about 8 (purple).

source)과 부피 샘으로 설정하였을 때 각각의 경우에 대하여 모델링을 하여 지표에서 측정된 전위 값을 비교하였다(Fig. 5). 점 샘의 경우에는 하나의 셀에 있는 8개의 마디 점에 모두 전류원을 주었다.

하나의 셀에 부피 샘을 주었을 때와 8개의 마디 점에 점 샘을 주었을 때의 모델링 결과 전위 값을 비교하여 보면, 후자의 전위 값이 부피 샘을 주었을 때의 전위 값보다 일정하게 약 8 배 차이가 나는 것을 확인하였다(Fig. 6). 이것으로부터 지하에서의 한 마디 점에 점 샘을 주었을 때와 한 셀에 부피 샘을 주고 지표에서의 전위 값을 비교할 경우에는 서로 비슷한 값을 띄게 될 것을 알 수 있다. 이에 따라 부피 샘 구현이 잘 되었음을 증명할 수 있다.

간단한 지열 저류층 모델에서의 SP 모델링

이 논문에서는 지열 저류층에서의 전류원으로 주입과 양수의 영향으로 인한 유동발산 전류원을 점 샘으로 정의하고, 유체 흐름 방향에서의 속도-전류 상호결합계수의 변화로 인한 유체유동 전류원을 공간에 이산화하여 부피 샘으로 정의하였다. 본 연구에서는 유체흐름방향의 지열수의 온도 변화가 선형일 때를 가정하였다($\nabla L_V \cdot \mathbf{u} = 0$). 그리고 점 샘과 부피 샘의 구현은 증명하였지만 유체 특성과 지층의 물성 등에 대한 추가적인 연구를 통해 각각의 전류원의 특성에 타당한 샘의 크기에 대해 분석이 필요하므로 이 논문에서는 지열수의 주입과 양수의 영향으로 발생하는 유동발산 전류원(점 샘)만을 고려하여 Lim (2006)의 모델링 결과와 비교하였다. 간단한 지열

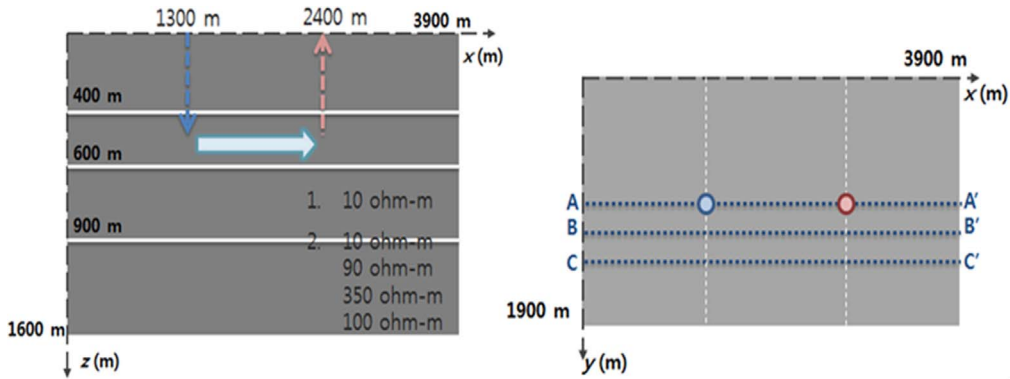


Fig. 7. Simple model for geothermal reservoir (a) x-z section (b) x-y section.

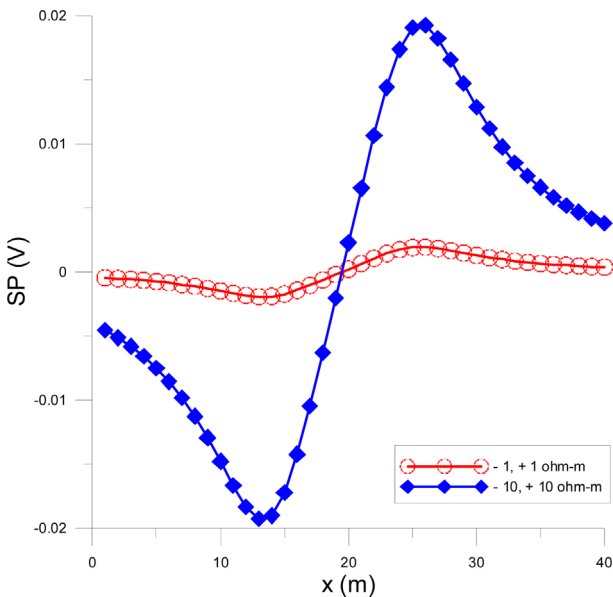


Fig. 8. Modeling results by different intensities about simple geothermal reservoir.

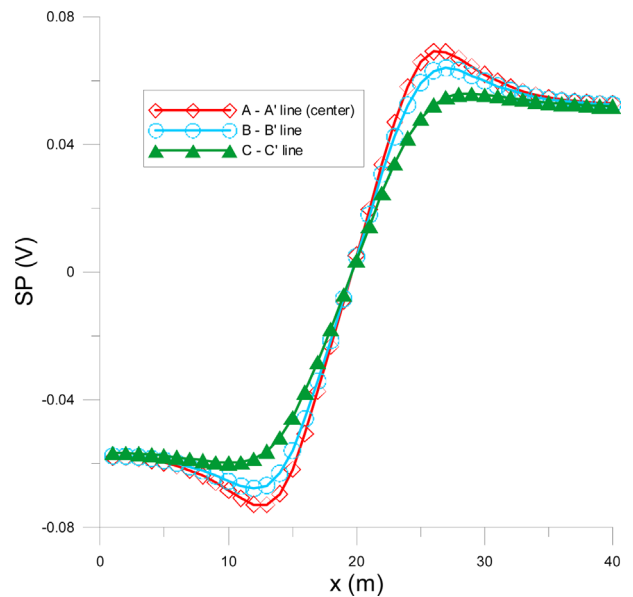


Fig. 9. Modeling result reflecting resistivity structure of Pohang geothermal reservoir.

저류층 모델은 Lim (2006)의 모델을 참조하였다. 모델은 x , y , z 방향으로 각각 3.9 km, 1.9 km, 1.6 km로 하였고, 인위적인 경계에 의한 간섭이 일어나지 않도록 수평방향과 하부 경계를 충분히 확장하였다. 지열 저류층 모델의 x - z 단면에서 보면 총 4개의 층이 있는데 첫 번째 모델링의 경우에는 모델 전체에 전기비저항을 일정하게 10 ohm-m로 설정하였고, 두 번째 모델링의 경우에는 실제 포항 현장 자료에 근거한 전기비저항 값(Lim, 2006)을 적용하였다. 양수 및 주입은 450 m의 동일한 깊이에서 이루어지도록 하였으며 측선은 모델의 지표 가운데부터 200 m 간격으로 3개를 설정하였다(Figs. 7a, b).

첫 번째 모델링의 경우, 저류층의 주입정과 생산정에 각각 -1, +1 그리고 -10, +10의 임의의 크기의 샘을 주고 line A-A'에서 측정된 전위 값을 나타낸 것이다(Fig. 8). 지열 저류층에서의 SP 샘 크기 별 측정 전위 값의 경향성을 뚜렷이 볼 수

있었고, 유체 유동 특성을 반영한 기존의 모델링 결과와도 비슷한 경향성을 띠는 것을 확인하였다(Lim, 2006). 두 번째 모델링의 경우, 실제 포항 지열 저류층의 전기비저항 값을 사용하였다. 첫 번째 층은 전도성 이암층(10 ohm-m), 두 번째 층은 응회암과 이암이 혼재하는 층(90 ohm-m), 세 번째 층은 지하수 유동과 상관성이 높은 유문암(350 ohm-m), 마지막 층은 사암과 이암층에 중성맥암이 일부 관입한 구조(100 ohm-m)로 설정하였다(Lim, 2006). 이와 같은 전기비저항 구조에서 위의 경우와 마찬가지로 주입정과 생산정에 각각의 샘을 임의의 세기인 -10, +10으로 설정하였고, 측선 A-A'부터 C-C'까지의 전위 값을 그래프로 도시하였다(Fig. 9). 기존의 연구에서는 투수율이나 상호결합계수의 값 등에도 차이를 두고 양수 시의 모델링을 하였기 때문에 본 연구 결과와 차이를 보였지만 비슷한 경향성을 확인하였고, 실제 저류층의 정보를 바탕으로 하였을 때의 경우가 전기비저항을 단순하게 가정한 첫 번째 모델

링보다는 SP 이상대가 정확히 보이진 않았다. 향후에 유체 특성을 반영한 물리적으로 의미 있는 점 샘과 부피 샘을 함께 고려한 모델링 및 역산을 수행할 것 이다.

결 론

본 연구에서는 기존의 사면체 요소를 이용하는 유한요소 전기비저항 알고리즘을 개선하여, 부피 샘을 고려할 수 있도록 함으로써, 지열수 생산정이나 주입정에서의 유체 흐름에 의한 SP 이상뿐만 아니라 저류층 내 지열수의 흐름에 의한 SP 이상까지 고려할 수 있는 알고리즘을 개발하였다. 개발한 알고리즘에서의 전류원이 잘 구현되었는지 검증하기 위하여 같은 세기의 부피 샘과 점 샘의 위치를 동일하게 하고 지표에서 SP 값을 측정해 본 결과 서로 선형적으로 비례함을 보였고 이에 따라 부피 샘이 잘 구현되었음을 증명하였다. 추가적으로 간단한 지열 저류층 모델을 적용하여 델타 함수 샘을 주입정과 생산정에 설정하여 지열수의 주입과 양수의 효과에 의한 SP 이상대를 확인하는 수치 실험을 수행하였다. 첫 번째로 전기비저항이 동일한 모델 내에서 SP 샘 크기를 다르게 설정하여 이에 따른 각각의 측정 전위 값의 차이와 뚜렷한 SP 이상대를 확인하였으며, 두 번째로는 실제 포항 저류층의 전기비저항 구조를 적용하고 지표에서 일정 간격의 측선 별로 전위 값을 측정된 것을 비교함으로써 실제 지열 저류층의 환경에서도 주입 및 양수 지점을 나타내는 SP 이상대를 확인할 수 있었다. 지열 저류층에서의 전류원에 대한 본 연구를 토대로 하여, 향후 지하수 유동을 고려하여 매질 내의 유체 속도 분포 등을 구현함으로써 보다 다양하고 실질적인 지열 저류층 환경에 적용하고 역산도 수행하며 다양한 조건 하에서의 SP 양상을 비교 및 분석하고자 한다.

감사의 글

이 논문은 2013년도 산업통상자원부(MOTIE)의 재원으로 한국에너지기술평가원(KETEP)의 지원(No. 20133030000220)을 받아 수행한 연구 논문입니다.

References

- Kang, H. J., Cho, I. K., Kim, J. H., and Yong, H. H., 2014, SP Monitoring at a Sea Dike, *Near Surface Geophysics*, **12**, 83-92.
- Cioni, R., Fanelli, G., and Guidi, M., 1992, Lake Bogoria hot springs (Kenya): geochemical features and geothermal implications, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **50**, 231-246.
- Corwin, R. F., and Hoover, D. B., 1979, The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, **44**, 226-245.
- Ishido, T., and Mizutani, H., 1981, Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water system and its application to geophysics, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763-1775.
- Ishido, T., Kikuchi, T., and Sugihara, M., 1989, Mapping thermally driven upflows by the self-potential method, in *Hydrogeological regimes and their subsurface thermal effects*, 47, IUGG, Vol. 2, A.E. Beck et al. (Eds), AGU, pp. 151-158.
- Lim, S. K., 2006, *A Study on the Geothermal Reservoir Modeling using Three-Dimensional SP Simulator*, Ph.D. Thesis, Chonbuk University, 132p.
- Lim, S. K., Song, Y. H., Lee, T. J., Yasukawa, K., and Song, Y. S., 2007, Three-Dimensional SP Modeling at a Geothermal Site, *Geophysics*, **7**, 164-173.
- Lim, S. K., Lee, T. J., Song, Y. H., Song, S. H., Yasukawa, K., Cho, B. W., and Song, Y. S., 2007, Application of SP Monitoring in the Pohang Geothermal Field.
- Matsushima, N., Kikuchi, T., Tosha, T., Nakao, S., Yano, Y., and Ishido, T., 2000, Repeat SP measurements at the Sumikawa geothermal field, Japan, *Proc. World Geothermal Congress*, Kyushu-Tohoku, Japan, pp. 2725-2730.
- Morrison, F., Corwin, R. F., De Moully, G., and Durand, D., 1978, Electrical signals generated by the collapse of the pillars of a gypsum quarry, *C. R. Acad. Sci.*, **308**, 33-38.
- Naudet, V., Revil, A., Rizzo, E., Bottero, J.-Y., and Bègassat, P., 2004, Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations, *Hydrology and Earth System Sciences*, **8**(1), 8-22.
- Onsager, L., 1931, Reciprocal relations in irreversible processes (1), *Physical Review*, **37**, 405-426.
- Perrier, F., Trique, M., Lorne, B., Avouac, J. P., Hautot, S., and Tarits, P., 1999, Electrical variations associated with periodic spring discharge in western Nepal, *CR Acad. Sci., Paris, serie II* 328, pp. 73-79.
- Sasaki, Y., 1994, 3-D resistivity inversion using the finite-element method, *Geophysics*, **59**, 1839-1848.
- Sill, W. R., 1983, Self-potential modeling from primary flows, *Geophysics*, **48**, 76-86.
- Song, S. H., Lee, K. S., Kim, J. H., and Kwon, B. D., 2000, Application of SP and Pole-pole Array Electrical Resistivity Surveys to the Seawater Leakage Problem of the Embankment, *Econ. Environ. Geol.*, **33**(5), 417-424.
- Song, S. H., and Yong, H. H., 2003, Application of SP monitoring to the analysis of anisotropy of aquifer, *Econ. Environ. Geol.*, **36**, 49-58.
- Jardani, A., Dupont, J. P., and Revil, A., 2006, Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes, *Journal of Geophysical Research*, **111**, B09204.
- Jouniaux, L., Bernard, M. L., Zamora, M., and Pozzi, J. P., 2000, Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelee, *J. Geophys. Res.*, **105**, 8391-8401.
- Jouniaux, L., Mainault, A., Naudet, V., Pessel, M., and Silliac, P., 2009, Review of self-potential methods in hydrogeophysics, *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 928-936.

Revil, A., Naudet, V., and Meunier, J. D., 2004, The hydroelectric problem of porous rocks: inversion of the position of the water table from self-potential data, *Geophys. J. Int.*, **159**, 435-444.

Yasukawa, K., Mogi, T., Widarto, D., and Ehara, S., 2003, Numerical modeling of a hydrothermal system around Waita volcano, Kyushu, Japan, based on resistivity and self-potential survey results, *Geothermics*, **32**, 21-46.

Yüngül, S. H., 1954, Spontaneous-potential survey of a copper deposit at Sariyer, Turkey, *Geophysics*, **19**, 455-458.

Zachos, K., 1963, Discovery of a copper deposit in Chalkidiki Peninsula, northern Greece (in Greek with English summary), *Institute of Geology and Subsurface Research Publication*, **8**, 1-26.

부록 A. 변분식(variational formation) 유도

여기서는 (7)식의 유동 SP에 의한 전위 분포 방정식에 대한 변분식을 유도하고자 한다. 임의의 함수를 구현할 때 기저 함수(형상 함수, $\tilde{\varphi}_j$)와 가중치의 곱으로 구현할 수 있다. 이때 기저 함수의 차수를 높이거나 격자를 더 작게 나누어 임의의 함수와 비슷하도록 근사 함수(수치 해, φ_n)를 만들어 구현한다. 이 때 격자의 개수(n)만큼 미지수가 있다.

$$\varphi_n = \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j \quad (\text{A-1})$$

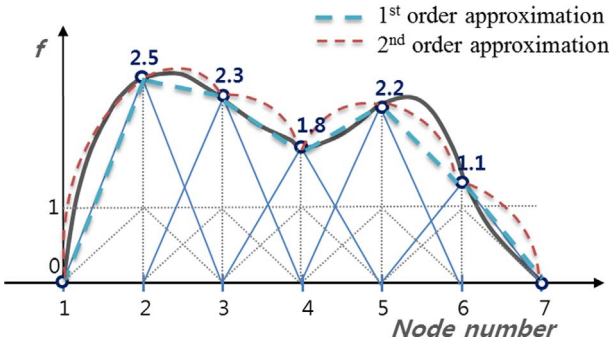


Fig. A1. Example of numerical solution; dashed sky-blue line: linear basis function, dashed red line: quadric basis function. Note that we consider Dirichlet-boundary problem.

(7)식의 근사 해(수치 해, φ_n)의 잔여값(residual, \bar{r})을 정의하면,

$$\begin{aligned} \bar{r} = & (-L_V \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla L_V \cdot \mathbf{u}) - \nabla \cdot (\sigma \nabla \varphi_n) = \\ & -L_V \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla L_V \cdot \mathbf{u} - \nabla \cdot (\sigma \nabla \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j) \end{aligned} \quad (\text{A-2})$$

로 정의할 수 있다. 이 잔여값과 모든 시험 함수(test function) 각각의 내적이 최소 0이 되도록 하고 특히 시험함수를 형상함수와 동일한 함수를 이용하는 Galerkin법을 이용하면 변분식을 유도할 수 있다. 즉, 잔여값과 i 번째 시험을 계산 영역에서 내적하면

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} \bar{r} \cdot \tilde{\varphi}_i d\Omega = \int_{\Omega} \{(-L_V \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla L_V \cdot \mathbf{u} - \nabla \cdot (\sigma \nabla \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j)) \cdot \tilde{\varphi}_i\} \\ d\Omega = 0 \end{aligned} \quad (\text{A-3})$$

가 된다. 형상함수는 총 n 개가 있으므로, 총 n 개의 test function에 대해 내적을 하여 모두 합하면 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$\sum_{j=1}^n \int_{\Omega} ((-L_V \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla L_V \cdot \mathbf{u} - \nabla \cdot (\sigma \nabla \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j)) \cdot \tilde{\varphi}_i) d\Omega = 0 \quad (\text{A-4})$$

위 식에서 이미 알고 있는 값들인 송신원 항을 오른쪽으로 옮겨 정리하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n \int_{\Omega} \{(\nabla \cdot (\sigma \nabla \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j)) \cdot \tilde{\varphi}_i\} d\Omega = \\ -\sum_{i=1}^n \int_{\Omega} \{(L_V \nabla \cdot \mathbf{u} + \nabla L_V \cdot \mathbf{u}) \cdot \tilde{\varphi}_i\} d\Omega \end{aligned} \quad (\text{A-5})$$

위 식의 좌변에 연쇄 법칙(chain rule; $(fg)' = f'g + fg' \rightarrow f'g = (fg)' - fg'$)을 적용하면 아래와 같이 풀어 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n \left\{ \left(\sigma \nabla \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j \right) \cdot \tilde{\varphi}_i \Big|_{\Omega} - \int_{\Omega} \left(\sigma \nabla \sum_{j=1}^n w_j \tilde{\varphi}_j \right) \cdot \nabla \tilde{\varphi}_i d\Omega \right\} \\ = -\sum_{i=1}^n \int_{\Omega} (L_V \nabla \cdot \mathbf{u} + \nabla L_V \cdot \mathbf{u}) \cdot \tilde{\varphi}_i d\Omega \end{aligned} \quad (\text{A-6})$$

이때, 전위 값에 대해 Dirichlet 경계 조건($\tilde{\varphi}_i|_{\partial\Omega} = 0$)을 적용하여 정리하면 (7)식에 대한 변분식을 다음과 같이 얻을 수 있다.

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \int_{\Omega} \{ \sigma \nabla \tilde{\varphi}_j \cdot \nabla \tilde{\varphi}_i d\Omega \} w_j = \\ -\sum_{i=1}^n \int_{\Omega} (L_V \nabla \cdot \mathbf{u} + \nabla L_V \cdot \mathbf{u}) \cdot \tilde{\varphi}_i d\Omega \end{aligned} \quad (\text{A-7})$$