

지상 송신원 항공 전자 탐사 1차원 모델링

조인기^{1*} · 김래영¹ · 이명종²

¹강원대학교 지질 · 지구물리학과

²한국지질자원연구원 광물자원연구부

One-dimensional Modeling of Airborne Transient Electromagnetic using a Long Grounded-wire Source

In-Ky Cho^{1*}, Rae-Yeong Kim¹, and Myeong-Jong Yi²

¹*Division of Geology and Geophysics, Kangwon National University*

²*Mineral Resources Research Division, Korea Institute of Geosciences and Mineral Resources*

요약: 항공 전자 탐사법은 지하 천부의 전도성 광체 탐사를 위하여 이미 수십년 전에 도입되었다. 그러나 통상적인 시간 영역 항공 전자 탐사(ATEM) 시스템은 신호가 미약하여 가탐 심도에 한계가 있다. 최근 이러한 문제점을 극복하기 위하여 지상 송신원 시간 영역 항공 전자 탐사법(GREATEM)이 개발되었다. GREATEM은 지상에 설치된 긴 전선을 송신원으로 사용하는 준 항공 전자 탐사법이다. 항공 전자 탐사에서는 방대한 자료가 획득되므로, 계산 시간의 절감을 위하여 대개 1차원 해석 방법이 사용되고 있다. 그러나 GREATEM은 1차원 모델링의 경우에도 긴 전선을 따라 수치 적분이 필요하므로 루프 송신원을 사용하는 ATEM의 1차원 모델링에 비하여 계산 시간이 많이 걸린다는 문제점이 있다. 이 논문에서는 일반적인 1차원 모델링보다 비교할 수 없을 정도로 계산 속도가 빠른 ABFM법을 도입하여 ATEM 1차원 모델링을 수행하였다. 통상적인 모델링과 ABFM 결과를 비교한 결과, ABFM법은 GREATEM 1차원 모델링에도 적용 가능할 것으로 확인되었다.

주요어: 1차원 모델링, ATEM, GREATEM, ABFM

Abstract: Airborne transient electromagnetic (ATEM) surveying was introduced several decades ago in the mining industry to detect shallow conductive targets. However, conventional ATEM systems have limited depth of investigation because of weak signal strength. Recently, the grounded electrical source airborne transient electromagnetic (GREATEM) system was proposed to increase the depth of investigation. The GREATEM is a semi-airborne transient electromagnetic system because a long grounded wire is used as the transmitter. Traditionally, ATEM sounding data have been interpreted with 1D earth models to save the computing time because modern ATEM systems generally collect large data sets. However, the GREATEM 1D modeling requires numerical integration along the wire, so it takes much more time than the 1D modeling of conventional ATEM. In this study, the adaptive Born forward mapping (ABFM) was applied to the ATEM 1D modeling because the ABFM is incommensurably faster than the ordinary GREATEM 1D modeling. Comparing the results from ordinary and ABFM 1D modeling, it was confirmed that the ABFM can be applied to the 1D modeling of GEATEM.

Keywords: 1D modeling, ATEM, GREATEM, ABFM

Received: 13 November 2015; Final version Received: 23 November 2015;

Accepted: 25 November 2015

*Corresponding author

E-mail: choik@kangwon.ac.kr

Address: Division of Geology and Geophysics, College of Natural Sciences, Kangwon National University, Chuncheon, Kangwondo, 200-701, 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.

서론

전자 탐사(Electromagnetic (EM) survey)는 지난 수십 년간 주로 육상에서 지하 광물 자원 및 지하수 자원 탐사를 위하여 전 세계적으로 널리 적용되어 왔다. 전자 탐사는 지속적인 이론 및 측정 기술의 발달에 힘입어 더욱 정밀하게 지하의 전기 전도도 분포 양상을 파악할 수 있는 기술로 나날이 발전하고 있다. 특히 지표에 노출된 광물 자원이 소진되면서 심부에 부존하는 대형 광상의 탐사는 국제적인 관심사가 된지 오래다. 전자 탐사법은 이와 같이 심부 대형 광상 및 그동안 접근이 쉽지 않은 오지에 발달한 광상의 탐사에 매우 효과적인 방법으로 신속한 광역 탐사를 위한 항공 탐사, 심부 탐사를 위한 고출력 전자 탐사, 시추공을 이용한 정밀 전자 탐사 등으로 확대 발전되어 가고 있다. 최근에는 해상 석유 탐사에도 전자 탐사의 효용성이 부각되고 있다.

시간 영역 항공 전자 탐사(Airborne Time-domain EM, ATEM)는 넓은 지역을 신속하게 탐사할 수 있는 광역 물리 탐사법으로 천부 광물 탐사에 주로 사용되었다. 그러나 최근에는 강력한 송신원의 개발로 가탐 심도가 확보되면서 잠두 광체의 탐사에 널리 사용되고 있다. 그러나 ATEM 자료의 해석은 아직도 여러 가지 문제점을 가지고 있다. 최근 컴퓨터의 급격한 발달로 인하여 2차원 및 3차원 모델링 및 역산 기법이 개발되고 있으나 아직도 ATEM과 같이 대량의 자료를 처리하기에는 한계가 있다. 따라서 현재 ATEM 자료의 해석은 주로 계산 속도가 빠른 1차원 모델링 및 역산에 의존하고 있는 실정이다.

한편 대부분의 ATEM 시스템에서는 송신기를 모두 항공기에 탑재하는 방식을 채택하고 있다. 그러나 송신기를 항공기에 장착할 경우에는 어쩔 수 없이 작은 크기의 송신기를 사용하게 된다. 따라서 송신 신호의 크기가 작으며, 결과적으로 가탐 심도에 한계를 가지게 된다. 이러한 문제점의 해결을 위하여 지상에 설치된 대형 송신원을 사용하여 강력한 신호를 발생시켜 신호대 잡음비 및 가탐 심도의 향상을 목적으로 하는 준 항공 탐사 시스템(semi-airborne system)이 도입되었다.

FLAIRTEM (Elliot, 1998)과 TerraAir (Smith *et al.*, 2001) 시스템은 지표에 설치된 대형 루프를, GREATEM (GRounded Electrical-source ATEM) (Mogi *et al.*, 1998; Mogi *et al.*, 2009)은 수 km의 긴 전선을 송신원으로 사용하는 지상 송신원 항공 전자 탐사법이다.

이 논문에서는 지상 송신원을 사용하는 ATEM 자료의 효과적인 해석 방법을 제시하고자 하였다. 이를 위하여 최근 국내에 적용되고 있는 GREATEM법의 1차원 모델링을 수행하고 그 반응 특성을 분석하였다. 또한 신속한 자료 처리가 요구되므로 ABFM (Adaptive Born Forward Mapping) 법을 사용하 는 TEM 1차원 모델링 기법을 함께 개발하였다.

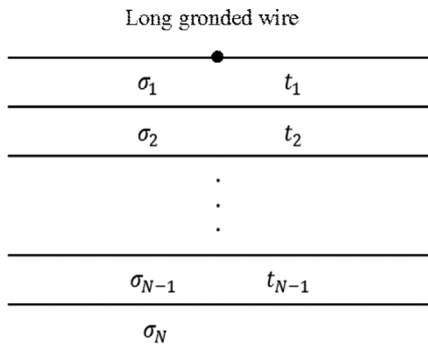
GREATEM 1차원 모델링

GREATEM 탐사에서는 강력한 1차장을 확보하기 위하여 양 끝이 접지된 긴 전선(long grounded wire)을 송신원으로 사용한다(Mogi *et al.*, 2009). 이 경우 생성되는 1차장은 전선을 따라 흐르는 전류와 접지점에서 지하로 흐르는 전류에 의해 생성되는 전자기장을 모두 고려해야 한다. 따라서 긴 전선 송신원에 의한 1차장의 계산은 루프 송신원에 비하여 복잡하며, 이론해가 존재하지 않기 때문에 수치적인 방법에 의존해야 한다.

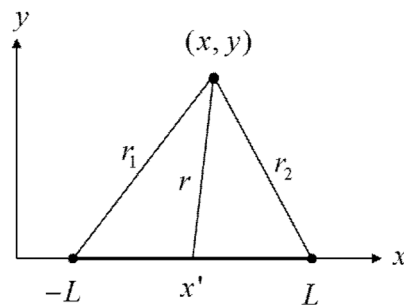
Fig. 1에 나타낸 바와 같이 i 번째 층의 전기전도도가 σ_i , 두께가 t_i 인 수평 다층 구조 모델을 가정하자. 이제 지표면에 x -축을 따라 $[-L, L]$ 구간에 설치된 긴 전선에 시간에 따라 변하는 교류 전류 $Ie^{i\omega t}$ 를 흘려주면 지표면 혹은 공기 중에서의 자기장의 각 성분은 다음과 같이 주어진다(Ward and Hohmann, 1987).

$$H_x(\omega) = \frac{1}{4\pi} \int_0^\infty (\gamma_{TM} + \gamma_{TE}) e^{u_0 z} \left[\frac{y}{r_1} J_1(\lambda r_1) - \frac{y}{r_2} J_1(\lambda r_2) \right] d\lambda, \quad (1-1)$$

$$H_y(\omega) = -\frac{1}{4\pi} \int_0^\infty (\gamma_{TM} + \gamma_{TE}) e^{u_0 z} \left[\frac{x+L}{r_1} J_1(\lambda r_1) - \frac{x-L}{r_2} J_1(\lambda r_2) \right] d\lambda - \frac{I}{4\pi} \int_{-L}^L \int_0^\infty (1-\gamma_{TE}) e^{u_0 z} \lambda J_0(\lambda r) d\lambda dx', \quad (1-2)$$



(a)



(b)

Fig. 1. (a) Layered earth model and (b) long grounded-wire source.

$$H_z(\omega) = -\frac{I}{4\pi} \int_{-L}^L \frac{1}{r} \int_0^\infty (1+\gamma_{TE}) e^{u_0 z} \frac{\lambda^2}{u_0} J_1(\lambda r) d\lambda dx'. \quad (1-3)$$

$$\frac{dh(t)}{dt} = -\frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Im} H(\omega) \sin \omega t d\omega. \quad (5)$$

(1)식에서

$$r = [(x-x')^2 + y^2]^{1/2}, r_1 = [(x+L)^2 + y^2]^{1/2}, r_2 = [(x-L)^2 + y^2]^{1/2}.$$

J_0, J_1 은 Bessel 함수이며, 반사 계수 γ_{TE} 와 γ_{TM} 은

$$\gamma_{TE} = \frac{Y_0 - \hat{Y}_1}{Y_0 + \hat{Y}_1}, \hat{Y}_n = Y_n \frac{\hat{Z}_{n+1} + Y_n \tanh(u_n t_n)}{Y_{n+1} + \hat{Z}_n \tanh(u_n t_n)}, Y_n = \frac{u_n}{\hat{z}_n}, \hat{Y}_N = Y_N, \quad (2)$$

$$\gamma_{TM} = \frac{Z_0 - \hat{Z}_1}{Z_0 + \hat{Z}_1}, \hat{Z}_n = Z_n \frac{\hat{Z}_{n+1} + Z_n \tanh(u_n t_n)}{Z_{n+1} + \hat{Z}_n \tanh(u_n t_n)}, Z_n = \frac{u_n}{\hat{y}_n}, \hat{Z}_N = Z_N. \quad (3)$$

여기서 $\hat{z}_n = i\omega\mu_n, \hat{y}_n = \sigma_n + i\omega\epsilon_n, u_n = \sqrt{\lambda^2 - k_n^2}, k_n^2 = \omega^2\mu_n\epsilon_n - i\omega\mu_n\sigma_n \approx -i\omega\mu_n\sigma_n$ 이다.

(1)식에 주어진 자기장은 주파수 영역(frequency domain) 반응이므로 푸리에 변환을 통하여 시간 영역으로 변환할 수 있다. TEM 탐사에서는 다양한 파형의 신호원이 사용되며, 수신 코일에 유도되는 측정값(유도 기전력 혹은 자기장)은 충격 반응(impulse response) 혹은 계단 반응(step response)과 송신 파형(source waveform)을 시간에 대해 미분한 함수의 곱말기(convolution)로 표현된다. 따라서 주파수 영역에서 충격 혹은 계단 반응을 계산할 수 있다면, 다음의 푸리에 변환을 사용하여 임의의 송신 파형에 대한 TEM 반응을 계산할 수 있다. 시간 영역에서의 계단 반응은

$$h(t) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \frac{\text{Im} H(\omega)}{\omega} \cos \omega t d\omega, \quad (4)$$

충격 반응은 이를 미분하여 구할 수 있다.

1차원 모델링 결과

지표상에 설치된 긴 전선 송신원에 의한 시간 영역 전자 탐사 1차원 모델링 프로그램을 개발하였다. (1)식을 사용하여 주파수 영역에서의 자기장을 계산한 다음, (4) 및 (5)식을 사용하여 시간 영역에서의 계단 반응 및 충격 반응을 계산하였다. 이때 푸리에 변환은 Anderson (1975)의 필터링 방법을 적용하였다.

개발된 1차원 모델링 프로그램의 타당성을 검토하기 위하여 30 ohm-m 만무한 공간에 길이 1 km의 긴 전선 송신원이 위치할 경우의 지연 시간 1 ms, 10 ms 및 100 ms 에서의 TEM 계단 반응을 계산하고 Gunderson *et al.* (1986)의 결과와 비교하였다. Fig. 2는 지표면에서의 $h_z(t)$ 의 분포 양상을 나타낸 것으로 모든 지연 시간에서 Gunderson *et al.* (1986)의 결과와 거의 유사한 형태를 보이고 있다. 절대적인 값이 약간의 차이를 보이는 이유는 내삽 과정에 발생한 오차로 보인다. 송신원에서 수직 방향으로 먼 거리에서 나타나는 음의 자기장은 땅속으로 흐르던 전류(return current)에 의한 영향이다. 즉 송신원인 긴 전선에서 가까운 지점에서는 전선을 따라 흐르던 전류에 의해 크게 영향을 받으며, 거리가 멀어지면 땅속으로 흐르는 전류의 영향이 지배적임을 알 수 있다.

Fig. 3은 동일한 모델에 대하여 송신원에서 1.4 km 및 3.0 km 떨어진 지점에서의 지연 시간에 따른 자기장의 수직 성분(h_z)을 계산하고 이를 Gunderson *et al.* (1986)의 결과와 비교한 것이다. 그림에 나타난 바와 같이 두 결과가 매우 정확하게

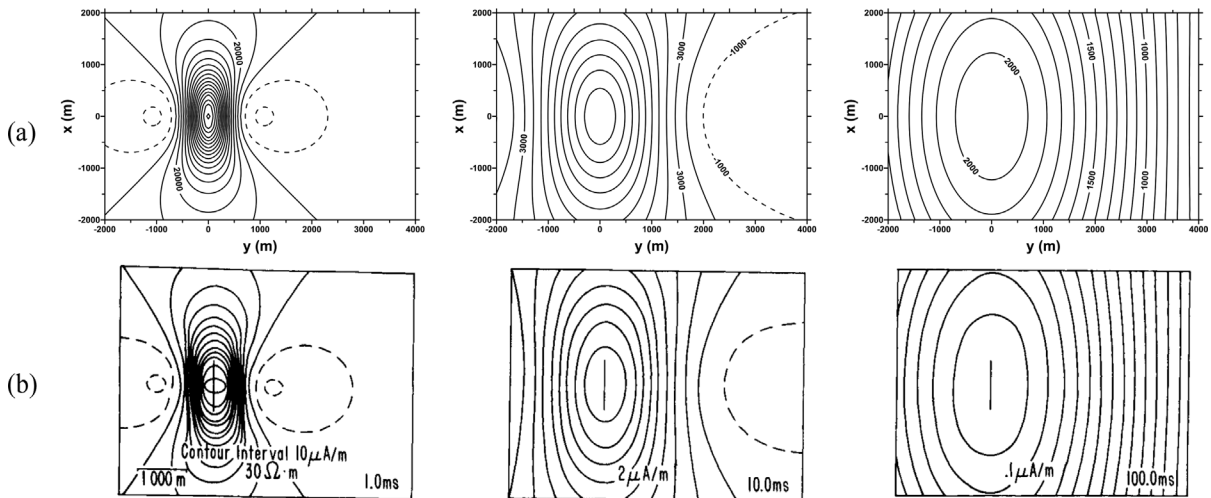


Fig. 2. Plan view showing horizontal magnetic field (h_z) contours around a 1 km long grounded-wire transmitter on a 30 ohm-m homogeneous half-space from 1 to 100 ms after the current is turned off. Solid and dashed contours indicate positive and negative values, respectively: (a) This study and (b) Gunderson *et al.* (1986).

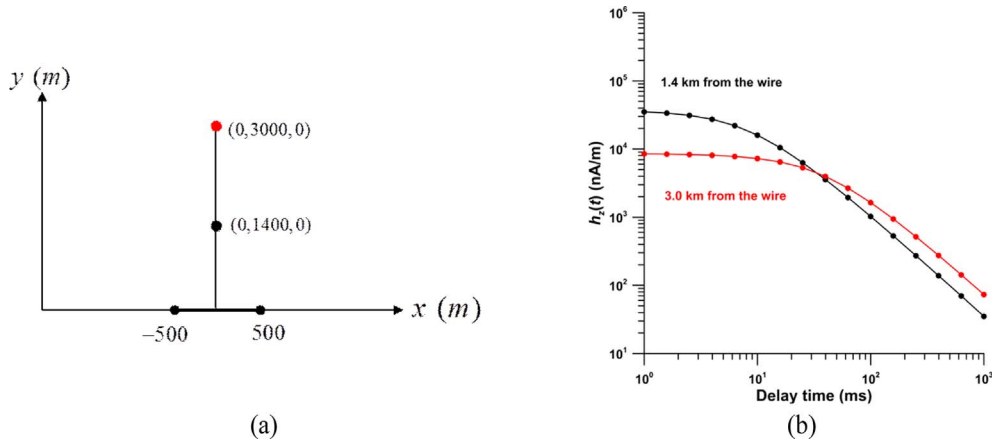


Fig. 3. (a) Source-receiver position and (b) vertical magnetic field transients 1.4 km and 3 km from the wire for a homogeneous half-space of 30 ohm-m. Solid lines represent the TEM response from Gundersen *et al.* (1986) and solid circles in this study.

일치하고 있어 이 연구에서 개발된 1차원 모델링 프로그램이 적정함을 알 수 있다.

일반적으로 ATEM 탐사에서는 송·수신기를 모두 항공기에 탑재하는 방식을 채택하고 있다. 따라서 수신 신호의 크기는 비행 고도에 크게 좌우되며, 가능하면 낮은 고도로 비행하는 것이 양질의 자료 획득에 유리한 것으로 알려져 있다. 한편 지상에 설치된 긴 전선 송신원을 사용하는 GREATEM 탐사법은 비행 고도에 덜 민감한 것으로 알려져 있다(Mogi *et al.*, 2009). Fig. 4는 측정 고도에 따른 수직 자기장의 변화 양상을 알아보기 위하여 100 ohm-m 반무한 균질 공간에 대한 GREATEM 1차원 모델링 결과이다. 송신원은 1 A의 전류가 흐르는 길이 1 km의 긴 전선이며, 긴 전선의 중심에서 수직 방향으로 100 m 및 1000 m 지점에서 수신기의 고도가 0 ~ 100 m까지 변화할 경우 수직 자기장의 변화 양상을 분석하였

다. Fig. 4에 나타난 바와 같이 후기 시간대의 경우 송신원으로부터 거리나 고도에 관계없이 거의 일정한 값을 보이고 있어 GREATEM이 비행 고도에 민감하지 않은 탐사 방법임을 알 수 있다. 물론 10 ms 이전의 초기 시간대의 경우 송신원으로부터 거리가 가까운 100 m 지점의 측정값이 거리가 먼 1000 m 지점의 측정값에 비하여 수신기 고도에 따른 변화량이 증가하지만 그 크기는 미미한 것으로 판단된다.

ABFM

TEM 자료는 지연 시간에 따른 자기장(step response) 혹은 자기장의 시간적 변화율(impulse response)이며, 이들 반응은 서로 변환이 가능하다. 즉 TEM 탐사에서는 탐사 시스템에 따라 충격 반응이나 계단 반응을 측정하며, 해석은 이를 걸보기

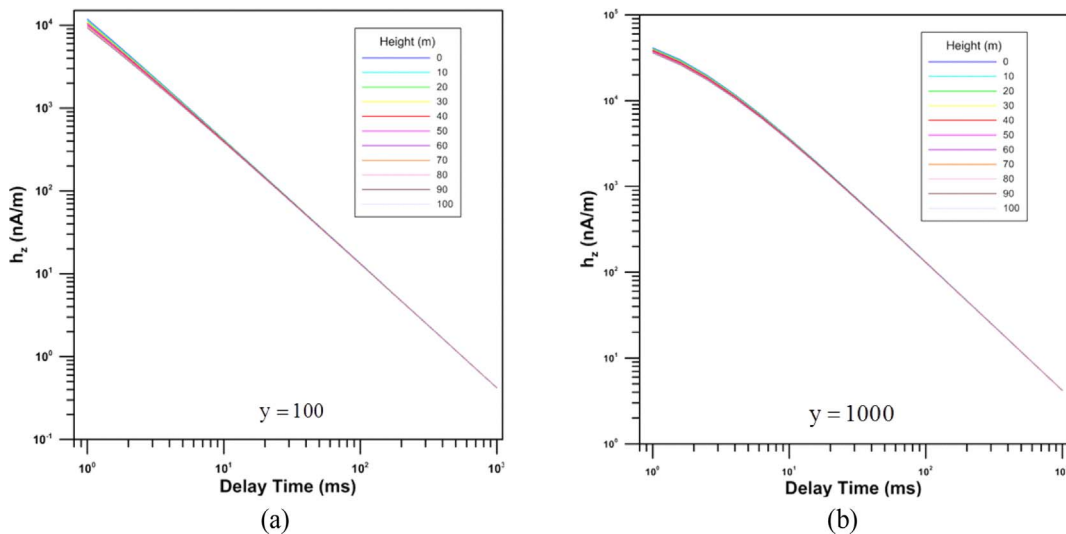


Fig. 4. Decay curves of vertical magnetic fields for various receiver heights in GREATEM: (a) 100 m and (b) 1000 m from the wire for a homogeneous half-space of 100 ohm-m.

전기 전도도(apparent conductivity)로 변환하여 사용한다. 이는 전기 비저항 탐사 자료의 해석에서 측정된 전위차 보다는 송수신 배열에 의한 영향이 보정된 겉보기 전기 비저항(apparent resistivity)을 이용하는 것과 같이 TEM 탐사의 경우에도 겉보기 전기 전도도가 송수신 배열에 의한 영향을 제거된 지하 매질의 전기적 물성에 관한 정보를 제공하기 때문이다. TEM 탐사 자료를 겉보기 전기 전도도로 변환하는 방법에 대해서는 이미 많은 선행 연구 결과가 발표되었다(Spies and Raiche, 1980; Rabb and Frischknecht, 1983). TEM 탐사에서는 신호원이나 시스템에 관계없이 겉보기 전기 전도도를 계산해 낼 수 있으며, 충격 반응 겉보기 전기 전도도보다는 계단 반응 겉보기 전기 전도도가 지하 매질의 전기 전도도 분포를 보다 잘 반영하는 것으로 알려져 있다 (Spies and Eggers, 1986). 한편 지연 시간 t 에서의 TEM 반응 $h(t)$ 는 겉보기 전기 전도도의 정의에 따라 전기 전도도 $\sigma_a(t)$ 인 반무한 공간에 대한 반응이 된다. 즉

$$h(\sigma, t) = h(\sigma_a(t), t)_{\text{half-space}} \quad (6)$$

가 된다. 지하 매질이 균질 반무한 공간일 경우, 대부분의 송수신 배열에 대한 TEM 탐사 반응은 해석적 해가 존재하기 때문에 겉보기 전기 전도도로부터 해당 지연 시간에서의 자기장을 계산해 낼 수 있다.

한편 ATEM 자료와 같이 방대한 자료의 효과적인 해석, 즉 역산을 위해서는 신속한 모델링이 매우 중요하다. Christensen (2002)는 계산 시간이 상대적으로 빠른 ABFM을 제안하였으며, ABFM 법에서 지연 시간에 따른 겉보기 전기 전도도 $\sigma_a(t)$ 는

$$\sigma_a(t) = \int_V f(\mathbf{r}, \sigma_a) \sigma(\mathbf{r}) dv \quad (7)$$

로 나타낼 수 있다. 이때 함수 f 는 겉보기 전기 전도도에 대한 감도 함수 혹은 전기 전도도에 대한 가중 함수로 해석할 수 있다. 감도 함수 f 에는 다양한 함수가 사용될 수 있으며, 송수신 배열에 무관하다. 그러나 감도 함수는 지하 매질에서의 전자기장 분산 특성을 효과적으로 반영하도록 설정되어야 한다. 즉 전도성 매질에서는 분산 속도가 느리고, 비전도성 매질에서는 분산 속도가 빨라야 한다.

Fig. 6은 지하 모델, 겉보기 전기 전도도, 자기장의 관계를 나타낸 모식도이다. Fig. 6에 나타난 바와 같이 ABFM법을 사용한 TEM 탐사 모델링은 (7)식을 사용하여 전기 전도도 분포에 대한 겉보기 전기 전도도를 계산하고, 이 겉보기 전기 전도도를 (6)식에 대입하여 자기장을 계산하는 과정이다. 그러나 (7)식을 사용하여 겉보기 전기 전도도를 계산하기 위해서는 적절한 감도 함수가 설정되어야 한다. 이 감도 함수에는 여러 종류가 제안된 바 있으나 여기서는 Christensen *et al.* (2009)에 의해 제안된 연속성이 뛰어난 다음의 감도 함수를 사용한다.

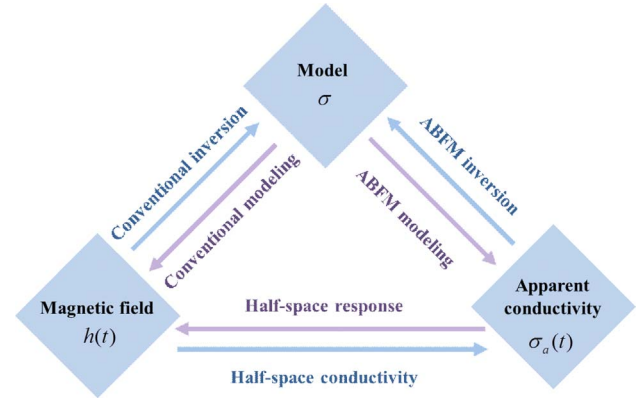


Fig. 6. Relationship between subsurface model, TEM response and apparent conductivity.

$$f(z, t, \sigma_a(t)) = \frac{2\theta}{\sqrt{\pi}} \exp(-\theta^2 z^2), \text{ where } \theta = \sqrt{\frac{\mu_0 \sigma_a(t)}{ct}}. \quad (8)$$

(8)식에서 상수 c 는 시행착오를 통하여 적절한 값을 설정하게 된다. (8)식에 주어진 감도 함수는 Christensen (2002)에 제안된 감도 함수와는 달리 연속적인 변화 양상을 보이면서도 전자기장의 거동 특성을 효과적으로 반영한다는 장점이 있다 (Christensen *et al.*, 2009). (8)식을 적분하면

$$F(z, t, \sigma_a(t)) = \int_z^\infty f(z, t, \sigma_a(t)) dz = \text{dfr}c(\theta z) \quad (9)$$

로 주어지는 적분 감도 함수(integrated sensitivity)를 계산할 수 있으며, 전체 대상 영역 ($0 \leq z < \infty$)에 대한 적분 감도 함수 값은 1이 된다.

N 개의 층으로 이루어진 수평 다층 구조에서 j 번째 층의 전기 전도도를 σ_j , j 번째 층까지의 깊이를 z 라고 하면, (7)식의 겉보기 전기 전도도는 다음과 같이 주어진다.

$$\sigma_a(t) = \sum_j^N F_{ij} \sigma_j \quad (10)$$

F_{ij} 는 j 번째 층에 대한 감도 함수의 적분값으로

$$F_{ij} = \int_{z_j}^{z_{j+1}} f(z, t, \sigma_a(t_i)) dz = F(z_{j+1}, t_i, \sigma_a(t_i)) - F(z_j, t_i, \sigma_a(t_i)) \quad (11)$$

이 된다. 균질 반무한 공간의 경우 (11)식에서 $F_{11} = 1$ 이므로 겉보기 전기 전도도는 반무한 공간의 참 전기 전도도와 같게 된다.

(10)식을 이용하여 겉보기 전기 전도도 $\sigma_a(t_i)$ 를 구할 때 적분 감도 함수 F_{ij} 는 구하고자 하는 $\sigma_a(t)$ 의 함수이기 때문에 비선형(nonlinear) 문제가 된다. 이에 따라 겉보기 전기 전도도는 반복적 Newton법을 사용하여 계산해야 한다. 또한 겉보기 전기 전도도를 계산할 때, 겉보기 전기 전도도가 급변하는 것을 방지하기 위하여 다음과 같은 반복적 방법을 적용하는 것

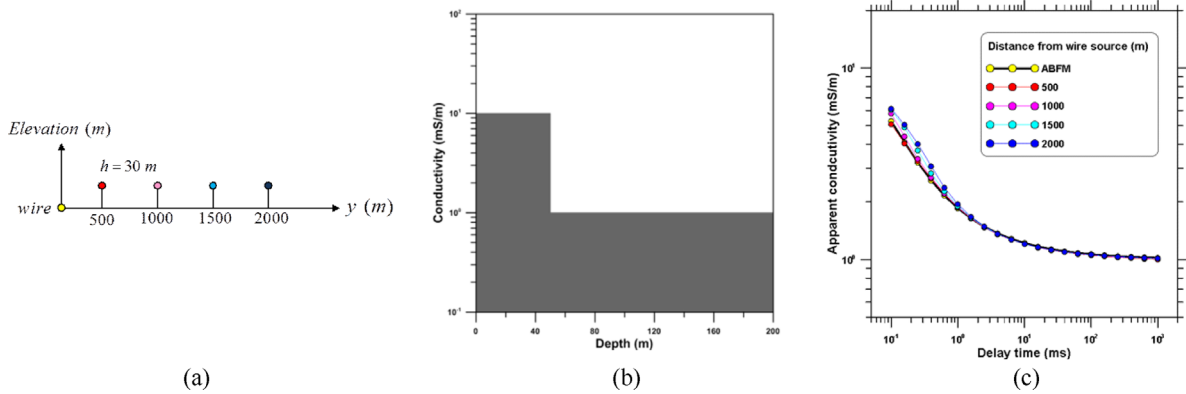


Fig. 7. Apparent conductivity as a function of distance from the wire source: (a) Source and receiver positions, (b) 2-layer model, and (c) apparent conductivity curves.

이 효과적이다.

$$\sigma_a^{k+1} \approx \alpha \sigma_a^{k+1} + (1 - \alpha) \sigma_a^k, \quad 0 < \alpha < 1 \quad (12)$$

이때 초기값은 겉보기 전기 전도도의 추정 시간에 큰 영향을 미친다. 초기값을 참 겉보기 전기 전도도에 근접한 값을 설정할수록 보다 빠른 시간내에 정확한 겉보기 전기 전도도를 추정할 수 있다.

ABFM법에 의한 GREATEM 1D 모델링

ABFM법에 의한 TEM 탐사 모델링은 계산 시간을 획기적으로 절감할 수 있다는 장점이 있다. 또한 송신원 배열에 관계없이 모델링이 가능한 것으로 알려져 있지만 근본적으로 근사법이기 때문에 오차를 수반하게 된다. 이미 루프 송신원의 경우에는 ABFM법에 의한 TEM 1차원 모델링이 비교적 정확한 결과를 보이는 것으로 발표된 바 있지만(Christensen, 2002),

긴 전선을 송신원으로 사용하는 GREATEM의 경우에는 검증이 필요하다. 이는 (8)식에 나타난 바와 같이 ABFM의 감도 함수에 송신원에 관한 항이 없기 때문에 ABFM법이 루프 송신원과 같은 특정 송신원에서만 효과적일 수 있기 때문이다.

Fig. 7은 2층 구조에 대하여 GREATEM의 통상적인 1차원 모델링 결과와 ABFM 모델링 결과에서 얻어진 겉보기 전기 전도도를 비교한 것이다. 송신원은 1 A의 전류가 흐르는 1 km 길이의 긴 전선이며, 송신원 중앙에서 수직으로 500 ~ 2000 m 떨어진 지점의 30 m 상공에서 지연 시간에 따른 겉보기 전기 전도도를 나타낸 것이다. Fig. 7(c)에 나타난 바와 같이 1 ms 보다 이른 지연 시간에서는 어느 정도의 오차를 보이고 있으며, 송신원으로부터 거리가 클수록 오차가 증가하는 것을 알 수 있다. 반면 후기 시간대에는 비교적 양호한 결과를 보이고 있다. 이는 사용된 지하 모델이 2층 구조이기 때문에 후기 시간대에는 거의 반무한 공간과 유사한 반응을 보이며, ABFM법은 근본적으로 반무한 공간의 경우에 정확한 값을 나

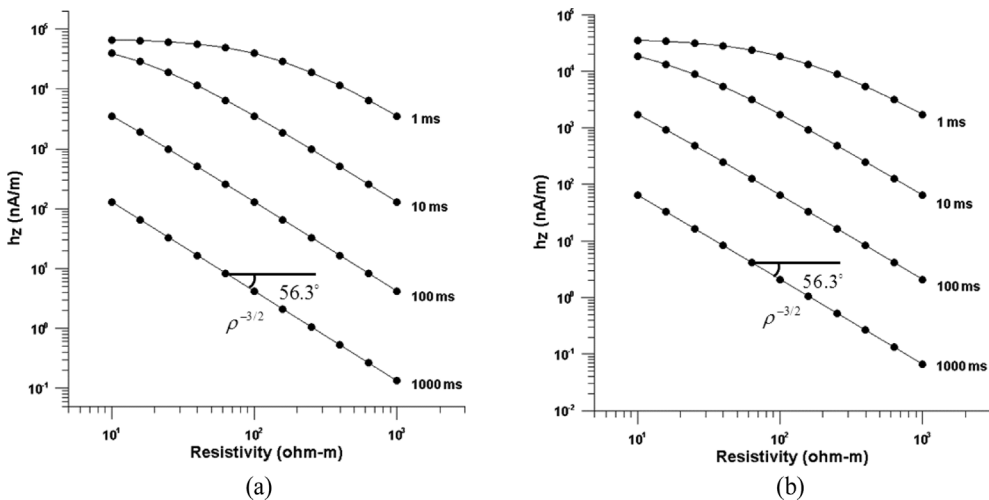


Fig. 8. Curves of vertical magnetic fields with the increase of half-space resistivity at two receiver positions, (a) (0, 1000, 30), and (b) (1000, 500, 30).

타내기 때문인 것으로 해석된다. 이와 같이 초기 지연 시간에서의 오차에도 불구하고 ABFM법에 의한 겉보기 전기 전도도를 해석에 사용해도 큰 문제는 없을 것으로 판단된다. 따라서 ABFM법은 GREATEM 탐사의 1차원 모델링에도 적용 가능하며, 확대 해석하면 ABFM법은 송수신 배열에 관계없는 신속한 TEM 모델링 기법인 것으로 판단된다.

한편 ABFM법을 적용하기 위해서는 지연 시간에 따른 겉보기 전기 전도도를 추정해야 한다. (6)식에 주어진 바와 같이 겉보기 전기 전도도는 지하 매질이 균질 반무한 공간일 경우 참 전기 전도도와 같은 값을 나타낸다. 겉보기 전기 전도도를 구하기 위해서는 반복적 Newton법이 사용되므로 초기값을 참값에 근접하게 설정할수록 계산 시간을 단축할 수 있다. Fig. 8은 GREATEM에서 균질 반무한 공간의 전기 전도도 변화에 따른 자기장의 수직 성분의 변화 양상을 나타낸 것이다. Fig. 8에 나타난 바와 같이 후기 시간대의 경우 자기장의 수직 성분은 σ^2 에 비례한다. 이 점을 이용하여 반무한 공간에 대한 1회의 모델링으로 참 전기 전도도값에 근접한 겉보기 전기 전도도 초기값을 추정할 수 있다.

결론 및 토의

최근 한국지질자원연구원에서는 긴 전선을 지상 송신원으로 사용하는 GREATEM 탐사 시스템을 도입하고 현장 자료 획득 및 해석 기술의 개발에 주력하고 있다. GREATEM 탐사법은 통상적인 루프 송신원을 사용하는 ATEM 탐사법에 비하여 신호가 강력하다는 장점이 있다. 따라서 GREATEM 탐사법은 국내에서와 같이 전자기적 잡음 수준이 높은 지역의 ATEM 탐사에도 적용 가능성이 높을 것으로 기대된다. 이 연구에서는 우선 긴 선 전류원에 의한 GREATEM 1차원 모델링 프로그램과 계산 시간을 획기적으로 절감할 수 있는 ABFM법에 의한 TEM 1차원 모델링 프로그램을 개발하였다. 또한 두 모델링 결과를 비교하여 GREATEM 1차원 모델링에 ABFM법을 적용 가능성을 타진하였다.

GREATEM법은 일반적인 ATEM 방법과는 달리 송신원을 지상에 설치하는 특이한 방법이다. 이 방법은 비록 지상 송신원을 사용하지만 항공 탐사법이므로 자료의 수가 많기 때문에 신속한 자료 처리 및 해석 기술의 개발이 필요하다. 그러나 GREATEM법은 일반적인 항공 전자 탐사와는 달리 유한 길이의 긴 선 전류원에 의한 자기장을 수치적으로 계산해야 하므로 1차원 모델의 경우에도 시간 영역은 물론 주파수 영역에서의 해석적인 해가 존재하지 않는다. 따라서 해석적인 해가 존재하는 일반적인 ATEM에 비하여 GREATEM 1차원 모델링은 상당한 계산 시간이 요구된다. 결과적으로 GREATEM의 경우 계산 시간을 절감하기 위하여 1차원 해석을 수행한 효과가 반감될 수밖에 없다. 이 연구에서는 근사법이긴 하지만 신속한 TEM 모델링이 가능한 ABFM법을 대안으로 제시하였다.

비록 ABFM법은 초기 시간대에서 어느 정도의 오차를 보이긴 하지만 GREATEM 1차원 모델링에 큰 무리없이 적용 가능한 것으로 판단된다. 또한 ABFM법을 역산에 적용할 경우 계산 시간을 크게 절감할 수 있으므로 GREATEM 자료의 1차원 역산에도 효과적으로 사용 가능할 것으로 기대된다.

감사의 글

이 연구는 2013년도 강원대학교 학술연구조성비(과제번호 C1009760-01-01) 및 2015년도 한국지질자원연구원 주요사업의 지원을 받아 수행되었다.

References

- Anderson, W. L., 1975, *Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals*, NTIS Rep. PB-242-800, National Technical Information Service, U.S. Dep. of Commerce, Springfield, Va.
- Christensen, N. B., 2002, A generic 1-D imaging method for transient electromagnetic data, *Geophysics*, **67**, 438-447.
- Christensen, N. B., Reis, E., and Halkjær, M., 2009, Fast, laterally smooth inversion of airborne time-domain electromagnetic data, *Near Surface Geophysics*, **7**, 599-612.
- Elliott, P., 1998, The principles and practice of FLAIRTEM, *Exploration Geophysics*, **29**, 58-60.
- Gunderson, B. M., Newman, G. A., and Hohmann, G. W., 1986, Three-dimensional transient electromagnetic responses for a grounded source, *Geophysics*, **51**, 2117-2130.
- Mogi, T., Kusunoki, K., Kaieda, H., Ito, H., Jomori, A., Jomori, N., and Yuuki, Y., 2009, Grounded electrical-source airborne transient electromagnetic (GREATEM) survey of Mount Bandai, north-eastern Japan, *Exploration Geophysics*, **40**, 1-7.
- Mogi, T., Tanaka, Y., Kusunoki, K., Morikawa, T., and Jomori, A., 1998, Development of grounded electrical source airborne transient EM (GREATEM), *Exploration Geophysics*, **29**, 61-64.
- Rabb, F., and Frischknecht, F., 1983, *Desktop computer processing of coincident and central loop time domain electromagnetic data*, USGS Open-File Report 83-240.
- Smith, R. S., Annan, A. P., and McGowan, P. D., 2001, A comparison of data from airborne, semi-airborne and ground electromagnetic systems, *Geophysics*, **66**, 1379-1385.
- Spies, B. R., and Eggers, D. E., 1986, The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic method, *Geophysics*, **51**, 1462-1471.
- Spies, B. R., and Raiche, A. P., 1980, Calculation of apparent conductivity for the transient electromagnetic (coincident loop) method using an HP-67 calculator, *Geophysics*, **45**, 1197-1204.
- Ward, S. H., and Hohmann, G. W., 1987, *Electromagnetic theory for geophysical applications, in Electromagnetic method in Applied Geophysics*, SEG, 1-132.