

人工信号源電磁探査法の海底熱水鉱床への適用可能性

今村尚人*・後藤忠徳*・武川順一*・三ヶ田均*

要 旨

これまで行われてきた人工電流源海洋電磁探査 (CSEM) 法では調査船と深海曳航体を同軸ケーブルで結び、その後方にケーブルを用いて送信電極を曳航する方式が用いられていた。しかし、この方式では海底熱水鉱床域を調査する際に見られる大小の海底地形の起伏のため、海底面からケーブルを離して曳航する。このため、従来の方式では海底下直下の地下構造の情報を得にくいという問題点がある。本研究では自律型無人探査船 (AUV) を 2 台用いた CSEM 法探査を行い、この問題を克服することを提案する。この方式では、海底地形の起伏に影響されることなく海底面から一定の高度を保ちながら有効な電磁探査を行うことができる。

CSEM 法では、探査方向に対して送受信ダイポールをどのように配置するかにより電磁場の大きさや空間分布は変化する。このため、送信ダイポールと受信器をどのような位置関係にすると低比抵抗体を含む海底下構造を推定しやすいかを予め検討しておく必要がある。本研究では、2.5 次元有限要素法を用いた電磁場解析を行い、AUV を 2 台用いた新しい CSEM 法の実現可能性について検討した。

その結果、送信電極が海底熱水鉱床の直上を通過するときに観測される電磁場は、遠方の観測点を含めて全体的に減少することが明らかとなった。また、遠方の電磁場の減衰量は海底熱水鉱床の厚みと比例関係にあることが明らかとなった。AUV によるノイズの影響を考慮しても、電流源から最大で 200m 離れた位置でも電磁場を検出可能であることがわかった。

以上の結果を踏まえると、(1) 送信源の位置と電磁場の異常を観測することで海底熱水鉱床の存在域を、(2) 電磁場の減衰量を観測することで海底熱水鉱床の厚みを検知できる可能性がある。これにより AUV を 2 台用いた新しい CSEM 法で海底熱水鉱床が作る電磁場の異常を探知可能となることが示唆される。

キーワード : 2.5 次元モデリング・有限要素法・CSEM・海底熱水鉱床・自律型無人探査船

1. はじめに

近年、海洋における詳細な地下比抵抗構造を調べるために、海洋電磁探査法のうち自然界の電磁場変動を観測するマグネトテルリク法 (MT 法) や、人工信号源を用いる電磁探査法 (Controlled Source Electromagnetic 法: CSEM 法) が利用されている。MT 法は自然界の電磁場変動を利用できるというメリットがあるが、海水の比抵抗

抗が小さいために、高周波成分の電磁場変動が海水中で大きく減衰してしまう。このような海水層のスクリーニングのために、MT 法では海底下の数 km より浅部の解像度が大幅に低下してしまい、海底下浅部の詳細な比抵抗構造を決めることは難しい。一方、CSEM 法は人工信号源を用いるので、MT 法のようなスクリーニングの影響を受けることがない。そのため CSEM 法では MT 法では調査することが難しい海底面下浅部の詳細な比抵抗構

造を調査することができる。この手法は近年、海底に存在する石油・天然ガス調査に盛んに用いられている (Constable et al., 2007; 山根, 2008; Constable, 2010)。

石油・天然ガスのみならず、近年は海底下の金属資源へも注目が集まっている。その理由は、近年の世界経済の成長に伴って、金属資源の需要が拡大しているためである。海底金属資源のうち、最も注目されているのは海底熱水鉱床である。海底熱水鉱床とは、マグマ活動などにより熱せられた上昇してきた地下水が、海底面で海水により急速に冷却された結果、地下水中に溶けていた銅・鉛・亜鉛・鉄などの金属が沈殿して生成された鉱床である。これらにはいわゆるレアメタルが含まれており、将来有望な資源とされている。海底熱水鉱床の賦存量を調査するためには、陸上での探鉱と同様に、電磁探査などの物理探査技術による地下情報取得が重要である。実際に海底熱水鉱床においても電磁探査は行われ始めており、ノーティラス社がバブア・ニューギニア沖で行った電磁探査(磁場を人工信号源とする方法: Kowalczyk et al., 2008) が例として挙げられる。しかし海底熱水鉱床への CSEM 法の適用事例はこれまでほとんど報告されておらず、数値計算を行った例は報告されていない。これまで海外の海底熱水鉱床に対しては、大西洋中央海嶺において電気探査やボーリング調査が行われ、部分的な比抵抗値が得られ始めている (Humphris et al., 1995; Von Herzen et al., 1996)。日本の周辺の海底熱水鉱床に対しても、伊豆・小笠原海域や沖縄海域においてボーリング調査等が行われ始めている。これまでの調査から海底熱水鉱床域における比抵抗値は、海域によって比抵抗値の偏りがあるものの、周辺よりも低い値が検出されることが明らかとなりつつある。例えば、Von Herzen et al (1996) によると、海底熱水鉱床の比抵抗値は $0.21\Omega\text{m}$ であるという報告例がある。周辺の玄武岩の比抵抗値は $2.35\Omega\text{m}$ 、海水の比抵抗値は $0.3\Omega\text{m}$ と報告されており、海底熱水鉱床の比抵抗値は周辺より低い比抵抗値を示している。CSEM 法においては、対象とする構造の比抵抗の違いによる受信電磁場の異常減衰・増幅を用いて探査を行う。そのため、海底熱水鉱床域で低比抵抗値が検出されることから、CSEM 法が適用可能であることが示唆される。

これまで行われてきた海中における CSEM 法では、調査船と深海曳航体を同軸ケーブルで結び、その後方にケーブルを用いて送信電極を曳航する方式が用いられていた。しかしこの方式では海底熱水鉱床の周辺に見られるチムニーやカルデラ壁といった大小の海底地形の起伏のために、海底面からケーブルを離して曳航しなければならない。このため、従来の方式では海底下直下の地下構造の情報を得にくいという問題点があった。そこで本研究では自律型無人探査船(AUV)を 2 台用いた新しい CSEM 法探査を行うことでこの問題を克服することを提

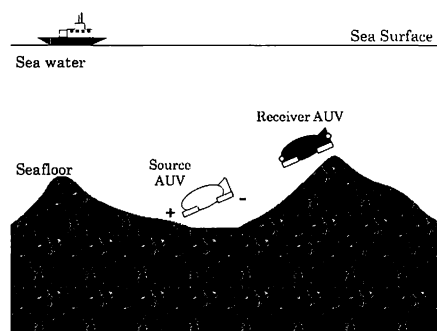


Fig.1. Conceptual diagram of CSEM survey using two AUVs.

案する。すなわち、Fig.1 に示すように 1 台の自律型無人探査船に送信電極を設置し、もう 1 台の自律型無人探査船でその電場を受信するという方式である。この方式によれば、海底地形の起伏に影響されることなく海底面から一定の高度を保つことができるので、有効な電磁探査を行うことができる。

CSEM 法では、探査方向に対して送信ダイポールをどのように配置するかによって、作り出される電磁場の挙動が決定される。このため送信ダイポールと受信器をどのような位置関係にすると対象である低比抵抗体を含む構造を推定しやすいかを予め検討しておく必要がある。さらに観測点近傍で入力信号を発生させるので、ソースの影響を考慮した解析が必要である。本研究の目的は、2.5 次元有限要素法を用いた電磁場解析シミュレーションを用いて、実際の探査時を想定しつつ、自律型無人探査船を 2 台用いた新しい CSEM 法の実現可能性について検討を行うことである。そのため、本稿ではまず新たに開発を行った電磁場解析シミュレーションにより電磁場の解析が正常に行えることを検証する。その後、海底熱水鉱床周辺域を想定したモデルの解析を行うことにより、海底熱水鉱床が電磁場に与える影響を考慮しつつ、電磁探査の実現可能性について検討を行った。さらに、自律型無人探査船に伴うノイズを考慮することにより、実際に探査を行うにあたって、どれほど遠方の観測点まで電磁場が観測可能となるのかについての検討をおこなった。

2. 計算手法

2.1 電磁場解析シミュレーション

本研究では有限要素法に基づく 2.5 次元電磁場解析コードを開発し、数値計算を実施した。2.5 次元解析とは地質構造は 2 次元の広がり仮定し、人工的に発生させた電磁場は 3 次元的に伝搬すると仮定して計算する手法である。実際の地質構造は活断層や貫入構造のように 2 次元的な特徴を示すものも多いため、2.5 次元解析は実用的な方法である。2.5 次元解析のモデル図は Fig.2 のようになる。2.5 次元解析はこのとき y 軸を Fig.2 に示すように紙面垂直

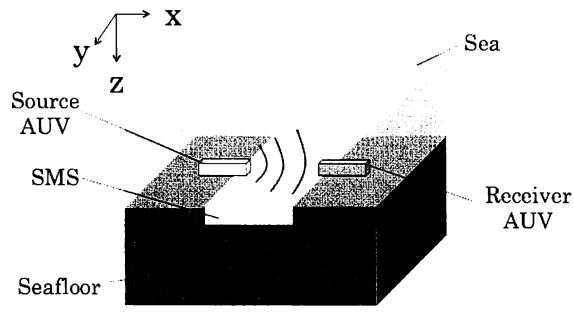


Fig.2. Conceptual diagram of 2.5-D simulation.

方向にとる。電気伝導度 σ 、誘電率 ϵ 、透磁率 μ はそれぞれ y 軸方向で不変であり、 x - z 平面内でのみ変化する。本研究では周波数領域のマクスウェル方程式である式(1)・(2)を用いる。

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\hat{z}H - \hat{z}M_s \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \hat{y}E + J_s \quad (2)$$

M_s と J_s はそれぞれソース源として与える磁場と電場であり、また $\hat{z}, \hat{y}$ はそれぞれ $\hat{z} = i\mu\omega$ 、 $\hat{y} = \sigma + i\epsilon\omega$ である(Ward and Hohmann, 1988)。式(1)・(2)の y 方向に沿って、フーリエ変換を電場 $\mathbf{E}$ と磁場 $\mathbf{H}$ とソース項に對し用いる。ここでフーリエ変換は式(3)のように表せる。

$$\hat{\mathbf{F}}(x, k_y, z, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{F}(x, y, z, \omega) e^{-ik_y y} dy \quad (3)$$

フーリエ変換を用いると、式(1)・(2)は次の式(4)・(5)のように y 方向が波数領域となった式で表せる(Stoyer and Greenfield, 1976)。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\hat{y}}{k_c^2} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\hat{y}}{k_c^2} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} \right) - \hat{y} \hat{E}_y + ik_y \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{k_c^2} \right) \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{k_c^2} \right) \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial x} \right] = \hat{J}_{sy} - ik_y \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{k_c^2} \hat{J}_{sx} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{k_c^2} \hat{J}_{sz} \right) \right] + \\ & \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k^2}{k_c^2} \hat{M}_{sz} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k^2}{k_c^2} \hat{M}_{sx} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\hat{z}}{k_c^2} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\hat{z}}{k_c^2} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} \right) - \hat{z} \hat{H}_y + ik_y \left[-\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{k_c^2} \right) \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{k_c^2} \right) \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial x} \right] = \hat{z} \hat{M}_{sy} - ik_y \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\hat{z}}{k_c^2} \hat{M}_{sx} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\hat{z}}{k_c^2} \hat{M}_{sz} \right) \right] + \\ & \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\hat{z}}{k_c^2} \hat{J}_{sz} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\hat{z}}{k_c^2} \hat{J}_{sx} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

ここで $k^2 = -\hat{z}\hat{y}$ 、 $k_c^2 = k_y^2 - k^2$ である。式(4)・(5)を連立させて解くことで、 $\hat{E}_y, \hat{H}_y$ がそれぞれ得られる。

他の電磁場 $\hat{E}_x, \hat{E}_z, \hat{H}_x, \hat{H}_z$ に関しては、 $\hat{E}_y, \hat{H}_y$ の微分値を用いることで式(6)・(7)・(8)・(9)から計算できる。

$$\hat{E}_x = \frac{1}{k_c^2} \left(-ik_y \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial x} - \hat{z} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} - \hat{z} \hat{J}_{sy} - ik_y \hat{z} \hat{M}_{sz} \right) \quad (6)$$

$$\hat{E}_z = \frac{1}{k_c^2} \left(-ik_y \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} + \hat{z} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial x} - \hat{z} \hat{J}_{sz} + ik_y \hat{z} \hat{M}_{sx} \right) \quad (7)$$

$$\hat{H}_x = \frac{1}{k_c^2} \left(-ik_y \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial x} + \hat{y} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} + k^2 \hat{M}_{sx} + ik_y \hat{J}_{sz} \right) \quad (8)$$

$$\hat{H}_z = \frac{1}{k_c^2} \left(-ik_y \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} - \hat{y} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial x} + k^2 \hat{M}_{sz} - ik_y \hat{J}_{sx} \right) \quad (9)$$

本研究では式(4)・(5)を解くにあたり、二次の四角形要素を用いた有限要素法を用いた(Fig.3)。二次の四角形要素では、要素内の任意の点での電磁場は式(10)のように表せる(久田・野口, 1996)。

$$x = \sum_{i=1}^8 N_i^e x_i, \quad z = \sum_{i=1}^8 N_i^e z_i, \quad F = \sum_{i=1}^8 N_i^e F_i \quad (10)$$

式(10)の N_i^e は要素 e における i 番目の節点での形状関数である。ガラーキン法を用いて、式(4)・(5)を離散化し、数値計算を行った。境界条件には、計算領域の端で全ての場合がゼロとなるようにディリクレ条件で $E_y = H_y = 0$ として与えている。

有限要素法により作成された疎行列を解くには、反復解法を用いると効率が良い。今回の電磁場解析の場合、有限要素法離散化によって得られる係数行列は複素数行列となる。さらにこの係数行列は対称であるがエルミート行列でないために、CG法のようなエルミート行列を対象とした反復法を直接用いることができない。そこで本研究では実非対称行列で用いるようなBiCG法を複素数行列に拡張したCOCG法を用いた。さらに修正不完全コレスキー分解を前処理として適用することで、COCG法の収束性改善を計った(Smith, 1996)。

様々な波数 k_y について電磁場を計算した後、フーリエ逆変換を行うことで実空間での電磁場を求める。本研究ではフーリエ逆変換を行う際、 $y=0$ の xz 断面で計算した。

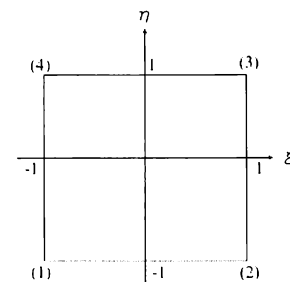


Fig.3. An eight-node isoparametric element.

このときのフーリエ逆変換は式(11)のようにかける。

$$F(x, y=0, z, \omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^z \hat{F}(x, k_y, z, \omega) dk_y \quad (11)$$

本研究で用いる 2.5 次元モデリングはこれまで、油ガスなどを対象とした CSEM 法の解析に用いられている (Everett and Edwards, 1992; Mitsuata, 2002; Abubakar, et al., 2008; F.N. Kong, et al., 2008)。ところが、海底熱水鉱床を対象とする場合、対象とする計算領域のスケールが数百メートル程度であり、油ガスなどの場合で用いられてきた計算領域のスケールが数キロメートルオーダーであったのと比べかなり狭い。そこで、本研究ではフーリエ逆変換の際に使用する y 方向の波数を高次の範囲まで用いることで、特に送信器近傍の計算精度の向上を目指した。具体的には、使用する波数の範囲を 10^{-4} ~0.1 までとし、送信源近傍でのメッシュ幅を 5m と設定した。その結果、後に示すように送信器近傍において計算精度の向上が見られた。具体的には、これまで送受信間距離が 150m の位置で 5% 程度となっていた計算誤差が、送受信間距離 20m の位置で約 5.4% 以下まで改善した。

2.2 ソース配置

CSEM 法の場合、ソース源として一つの節点のみを与えると、電磁場を計算するにあたって、その節点の特異点になるという問題点がある。通常はモデル構造をソース源近傍の一次場とそれ以外の二次場に分離することで、ソース源近傍での特異性を回避することが多い。ところが、モデルが複雑な地質構造となるときはソース源近傍で一次場と二次場に分離することは容易ではない (Mitsuata, 2000)。これは一次場に対しては、半無限均質構造あるいは水平多層構造しか扱うことができないため、海底熱水鉱床周囲のような傾斜した構造や起伏に富んだ構造において適応することが容易ではないためである。そのため、本研究ではソース源での特異性を緩和するために、一次場と二次場に分離することなく、Herrmann の擬似デルタ関数を用いた (Herrmann, 1979)。Herrmann の擬似デルタ関数は次の式(12)のように有限の領域をもつソース源として与えられる。

$$\delta_s(x') = \frac{1}{2\tau} \begin{cases} 0 & x' \leq -2\tau \\ ((x'+2\tau)/\tau)^2/2 & -2\tau < x' \leq -\tau \\ -((x'+2\tau)/\tau)^2/2 + 2(x'+2\tau)/\tau - 1 & -\tau < x' \leq \tau \\ ((x'+2\tau)/\tau)^2/2 - 4(x'+2\tau)/\tau + 8 & \tau < x' \leq 2\tau \\ 0 & 2\tau < x' \end{cases} \quad (12)$$

ここで、 $x' = x - x_0$ である。 τ は要素の一边の長さを表し、 x_0 はソース源の位置を表している。本研究では、xz 平面に

おける電磁場解析を行うため、ソース源の位置を $r_0 = (x_0, 0, z_0)$ とすると、3次元擬似デルタ関数は次の式(13)のように表せる。

$$\delta_s(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) = \delta_s(x - x_0) \cdot \delta(y) \cdot \delta_s(z - z_0) \quad (13)$$

この手法は、石油・天然ガスを対象にした CSEM 法のソース源の特異性を緩和する方法として Mitsuata (2000) で用いられている。

2.3 計算精度確認

数値計算に先立ち、2.1 で作成したシミュレーションコードの計算精度の確認を行った。比較対象のプログラムとしては 1 次元水平成層構造の場合での CSEM 法電磁場解析ソフト EM1D (Kim et al., 1997) を用いた。計算モデル中には海底面と海水を含み、海底面の 20m 上方に y 方向の送信ダイポールを設置したモデルを想定した。海底面と海水の比抵抗値はそれぞれ $2.2\Omega\text{m}$ と $0.33\Omega\text{m}$ を与えた。これらの値は Von Herzen et al. (1996) に基づいて仮定した。計算領域は $3000\text{m} \times 3000\text{m}$ の領域を考え、計算領域の中心に送信源を配置した。計算モデルには、海底面と海水のみを与え、空気層の影響は考慮していない。比較対象となる EM1D については、送信源から海面までの厚みを 1500m とし与えている。なお、送信源には $I=1\text{A}$, $dl=1\text{m}$ を与え、送信周波数は 10Hz とした。送信源の近傍ではメッシュ幅は 5m に設定した。送信源から遠ざかるにつれて、次第にメッシュ間隔が広がるように設定した。計算モデルのメッシュ構成は X 方向に 50 層の要素に分割し、Z 方向にも 50 層の要素に分割した。すなわち要素の数は合計で $50 \times 50 = 2500$ となる (Fig.4)。離散化要素には二次四角形要素を用いているため、節点総数は 7701 となる。それぞれの節点において電場 E_y と磁場 H_y が未知数であるので、自由度は 15402 となる。開発言語には Fortran を使用し、計算機の CPU として Intel Core i7 975 3.33GHz を使用した。このとき全ての波数 k_y を計算する際に要した時間はおおよそ 245 秒であり、使用メモリ量は 50Mbyte 程度となっている。次に計算モデルの詳細について述べる。受信器を送信源と同じ海底面の 20m 上方に設置し、x 方向に対して徐々に送信源から離れていくように配置した。Fig.5 の横軸は送信源と受信器のオフセット距離を表し、縦軸は受信電場強度を表している。また、数値計算で利用できる波数とグリッド間隔には $k_y < 1/\Delta$ の関係があることが指摘されている (Mitsuata, 2000)。ここで、 Δ はメッシュ間隔である。本研究ではこの関係式に従い、波数を 10^{-4} から 0.1 の範囲で使用した。その結果、送信源近傍以外では EM1D と本研究で開発をしたコード (FEM2.5D) の解は概ね一致していることが分かった (Fig.5)。特に送信源から 20m 以上離れた観測点では EM1D と FEM2.5D の計算誤差は 5.4% 以下であった。

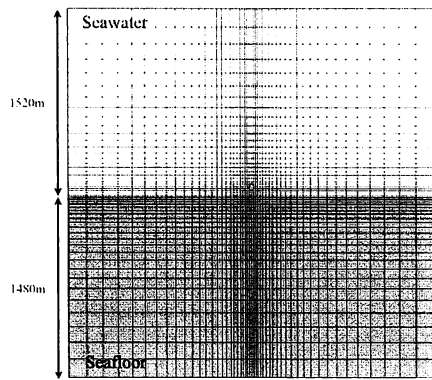
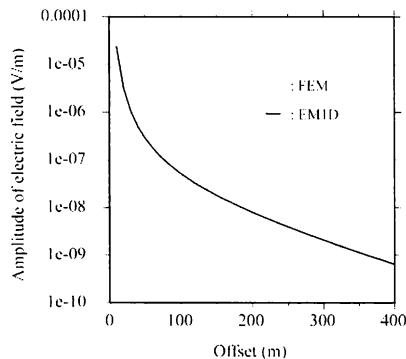


Fig.4. A typical finite-element mesh used for modeling the fields

(a) Amplitude



(b) Phase

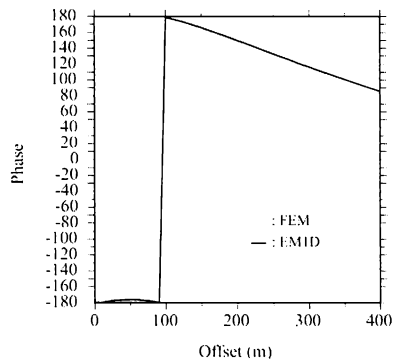


Fig.5. Validation of FEM code comparing with EM1D.

そこで、この範囲において本モデリングが有効であるとして以降の議論をすすめる。なお、今回計算した $y=0$ の断面では、電場の E_x , E_z 成分はゼロとなるため、Fig.5で示している電場強度は E_y 成分である。また、 $y=0$ の断面では、磁場 H_y 成分はゼロとなる。FEM2.5D に関する磁場 H_x , H_z 成分の計算精度についてもそれぞれ検討したところ、やはり送受信距離 20m 以上の場所で EM1D による値と概ね一致した。式(8)・(9)に示したように、 H_x , H_z 成分は E_y 成分から計算されているため、 E_y 成分と同様の計算精度を示したものと考えられる。

2.4 海底熱水鉱床を含む地下構造のモデル化

海底熱水鉱床のモデル化に際して、日本近海や海外において行われてきた熱水地域での海底電磁探査の結果が参考になるとと思われる (例えば, Cairns et al, 1996; Von Herzen et al., 1996; Tada et al, 2005; Kowalczyk, 2008)。しかしこれらは探査スケールが大きすぎて熱水鉱床の構造がはっきりしない場合や、逆に探査深度が数m程度とごく浅い場合(Kowalczyk, 2008)が多く、さらに観測点数が限られている等の制約もあり、これまでに海底熱水鉱床の全体像を示すような比抵抗断面図は得られていない。そこで本論文では、試みに海底熱水鉱床を2次元状に伸びる単純な直方体と考え、その幅を既存の研究を参考にし、幅100mと仮定し(例えばHumphris et al., 1995)、厚みや深度位置、水平位置を変化させ、そのときの電磁場の解析を行った。計算精度の確認を行ったときと同様に、海底面と海水の比抵抗値はそれぞれ $2.2\Omega\text{m}$ と $0.33\Omega\text{m}$ を与えた。さらに、海底熱水鉱床の比抵抗値についても Von Herzen et al.(1996)に基づき、 $0.2\Omega\text{m}$ を与えた。水深は Fig.4のように1520mとした。

探査対象となる海底熱水鉱床には大きく分けて二種類の形態が存在すると思われる。そのひとつは海底熱水鉱床が海底面に露出しており、その存在や平面分布が既知となっている形態である。この形態でははっきりとした資源埋蔵量を求めるために、その層厚を求めることが必要である。もうひとつの形態は、海底面下に埋没した海底熱水鉱床である。これは海底噴出が活動を停止したあと、長い年月をかけて鉱床そのものが海底面下に埋没した場合に相当する。この形態では海底熱水鉱床の存在自体が未確認となっている可能性がある。本論文では後者の形態に特に注目し、モデルを考えて数値計算を行った。なお、ここでは送信源 (Y 方向の送信ダイポール: 2次元的な熱水鉱床の走向と並行) を異常体の片端直上に配置し、出力電流の大きさを 1A, 周波数を 10Hz とした。また、送信ダイポール長は実際に自律型無人探査船に搭載可能な長さを想定して 4m とした。また受信 AUV の高度を 20m と仮定し、送信 AUV も同高度と仮定した。このとき送受信器間距離を変化させたときの電磁場強度を比較する。

3. 数値計算結果

3.1 データ解析法

本研究では、海底熱水鉱床の形状が変化したときの正規化した電磁場強度の変化に注目する。正規化した電磁場強度とは、様々な形状の海底熱水鉱床を含んだモデルで数値計算して得られた電磁場強度を、海底熱水鉱床を含まないモデルで計算して得られた電磁場強度で正規化したものである。本研究ではこのようにして得られた正

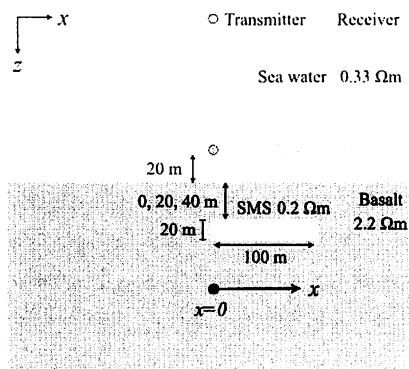


Fig.6. Simulation model changing depth of SMS (submarine massive sulphides).

規化した電磁場強度を用いて解析を行った。

3.2 海底熱水鉱床の深度位置が変化する場合の比較

低比抵抗体の厚みを20mで固定し、深度位置を海底面に対して0m, 20m, 40mと変化させたとき(Fig.6), 受信AUVの位置で得られる電磁場にどのような違いが表れるのかを検討した。深度位置が海底面に対して0mの場合は、海底熱水鉱床が海底面に露頭している様子をモデル化したものである。結果をFig.7に示す。縦軸はそれぞれ観測された正規化された電磁場強度を示し、横軸は送信源からのオフセット距離を示している。Fig.7aはy方向の電場強度であり、Fig.7bはx方向の磁場強度、Fig.7cはz方向の磁場強度である。

これらの結果では、低比抵抗体が存在する場合、受信される電磁場は減衰して得られる傾向が見られる。Fig.7a,b,cを詳しく見ると、低比抵抗体が海底面に露頭している場合、受信される電場強度及び水平方向磁場強度は特に大きく減衰していることがわかる。また、鉛直方向磁場強度で受信した場合、海底熱水鉱床の存在域周辺で磁場強度がわずかに大きくなって受信されることがわかった。Fig.7aに示した結果によると、y方向電場で受信すると、低比抵抗体がない場合に比べて電場強度が18%低下した。またFig.7bに示した結果によると、x方

向磁場で受信すると、低比抵抗体がない場合に比べて磁場強度が52%低下した。さらにFig.7に示した結果から、受信される磁場は低比抵抗体の右端境界で急変することではなく、遠方で受信した磁場であっても全体的に強度が減衰していることが見て取れる。

3.3 海底熱水鉱床の厚みが変化する場合の比較

低比抵抗体の深度を20mで固定し、厚みを10m, 20m, 40mと変化させたとき(Fig.8), 受信AUVの位置で得られる電磁場にどのような違いが表れるのかを検討した。Fig.9に計算結果を示す。縦軸はそれぞれ正規化された電磁場強度を示し、横軸は送信源からのオフセット距離を示している。Fig.9aはy方向の電場強度を示し、Fig.9bはx方向の磁場強度を示し、Fig.9cはz方向の磁場強度を示している。

これらの結果から、低比抵抗体の厚みが増加するに従って、電磁場の減衰量は比例的に増加する傾向があることがわかる。詳しく見ると、Fig.9aに示した結果によると、正規化された電場強度は低比抵抗体の端部すなわちオフセット距離が100mの位置で最も大きく減衰し、それより遠方の観測点では電場強度は減衰したままであった。Fig.9bで示した結果から、正規化された磁場強度は低比抵抗体の端部で最も大きく減衰し、それより遠方の観測点では減衰が弱まる傾向が見て取れる。Fig.9cで示した結果によると、正規化された磁場強度は低比抵抗体の端部付近から減衰をはじめ、十分遠方で減衰量が一定になる傾向が見て取れる。

3.4 AUVが水平に移動する場合の比較

これまで送信AUVを低比抵抗体の左端上方に固定し、受信AUVのみが移動するような状況を考えてが、次に送信AUVと受信AUVは双方とも移動する場合を考える。低比抵抗体の厚みを20m、深度を20m、幅を100mで固定し、受信AUVは送信AUVより右方に80m離れた点にあるとする(Fig.10)。この条件の下、2つのAUVがモデル左方から20m移動する毎に、電流送信と受信を繰り返す

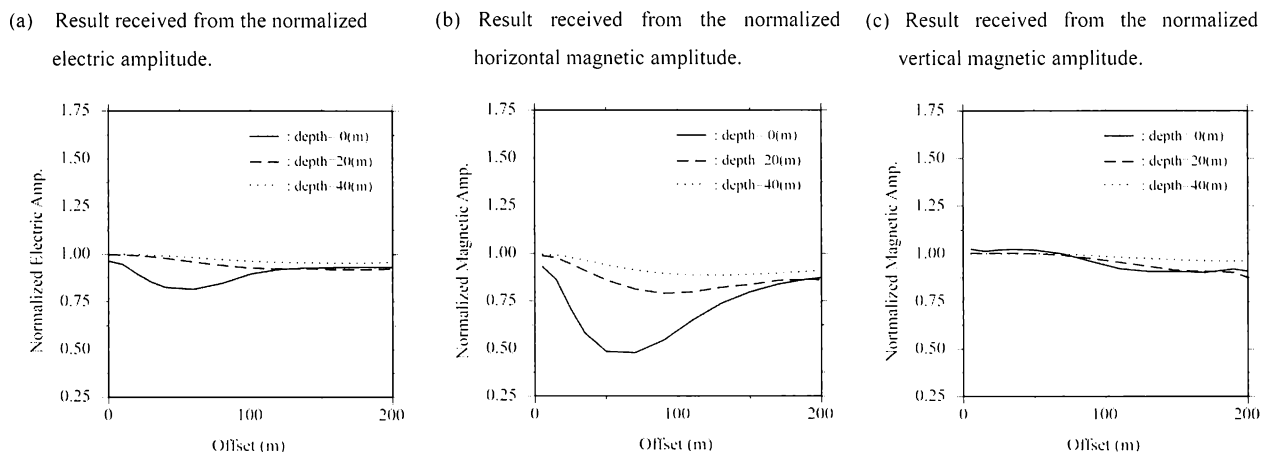


Fig.7. Comparison of results changing depth of SMS for the model of Fig.6.

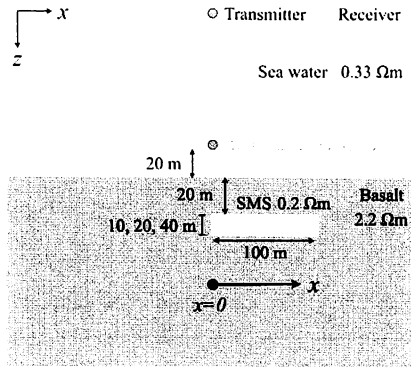


Fig.8. Simulation model changing thickness of SMS.

たとき、得られる電磁場にどのような影響が表れるのかを検討する。具体的に計算するにあたっては、送信源を計算モデルの中心に配置し、Fig.10のように受信点を80m右方に配置する。このとき低比抵抗体の位置をモデル中で20mずつ移動して、送受信AUVが電流送信と受信を繰り返したときに受信される電磁場を計算した。Fig.11a,b,cのグラフの縦軸はそれぞれの受信方向の電磁場強度を示し、横軸は低比抵抗体の左側端部から送信源までのオフセット距離を示している。送信AUVがモデル左方から移動する際に、送信AUVが海底熱水鉱床の左側端部より左方に位置するときはオフセット距離に負号をつけ、左側端部より右方に位置するときにはオフセット距離に正号をつけた。つまり、送信AUVが海底熱水鉱床の左側端部の直上に位置するとき、横軸のオフセット距離はゼロとなる。Fig.11aはy方向の電場で観測された電場強度を示し、Fig.11bはx方向の磁場で観測された磁場強度を示し、Fig.11cはz方向の磁場で観測された磁場強度を示している。

これらの結果から、送信源または受信源のいずれか一方が低比抵抗体の近傍に接近すると、観測される電磁場が減衰することがわかる。Fig.11aに示した結果によると、低比抵抗体が存在しない場合と比べると、最も減衰が大きいときの電場強度の減衰は8%であった。また、Fig.11bに示した結果によると、低比抵抗体が存在しない場合と

比べると、最も減衰が大きいときの磁場強度の減衰は19%であった。また、送信器と受信器が低比抵抗体を挟むようにして配置されるとき最も減衰が大きくなることが確認された。

3.5 ノイズが電磁場に与える影響

実際の探査を行うにあたり、2台のAUVを用いたCSEM法を用いた際に受信される電磁場にどの程度の大きさのノイズが含まれるかを検討する。本研究では、電磁場に影響を及ぼすノイズとして、送信AUVの位置決定誤差によるノイズと受信AUVの航行に伴うノイズ、送受信AUVの姿勢（傾斜）によるノイズの三種類を考慮した。ここで、送信AUVの位置決定誤差によるノイズは、送信源近傍で受信される電磁場に与える影響が大きいと考えられる。そのため、送信源近傍で詳細に検討を行う必要がある。ところが、本研究で作成した2.5次元モデリングコード（FEM2.5D）による数値計算では、使用できる波数が有限であることが原因で送信源近傍（送受信距離20m以内）では誤差が生じてしまう。そのため、送信源近傍のノイズを適切に評価できない可能性がある。そこで、ここでは1次元水平成層構造の場合でのCSEM法電磁場解析ソフトEM1Dを用いて検討する。計算モデル中には海底面と海水を含み、海底面の20m上方にy方向の送信ダイポールを設置したモデルを想定した。海底面と海水の比抵抗値はそれぞれ2.2Ωmと0.33Ωmを与えた。

AUVの場合、海中ではGPSによる位置決定ができず、慣性航法装置などによる位置決定が用いられることが多い（Kasaya, 2011）。AUVの深度についてはCTD(Conductivity Temperature Depth)センサーによる深度情報取得が行われており、送受信AUV2台の相対深度誤差はさほど大きくないことが期待される。ところが水平位置に関しては、慣性航法装置を用いた場合だと、長距離を移動することにより位置誤差が蓄積され、AUVの正しい位置が得られないことがある（海底面に音波を当てて速度を計測するDoppler Velocity Logにより補正がなされる場合もある）。ところで、AUVを2台用いた場合の位

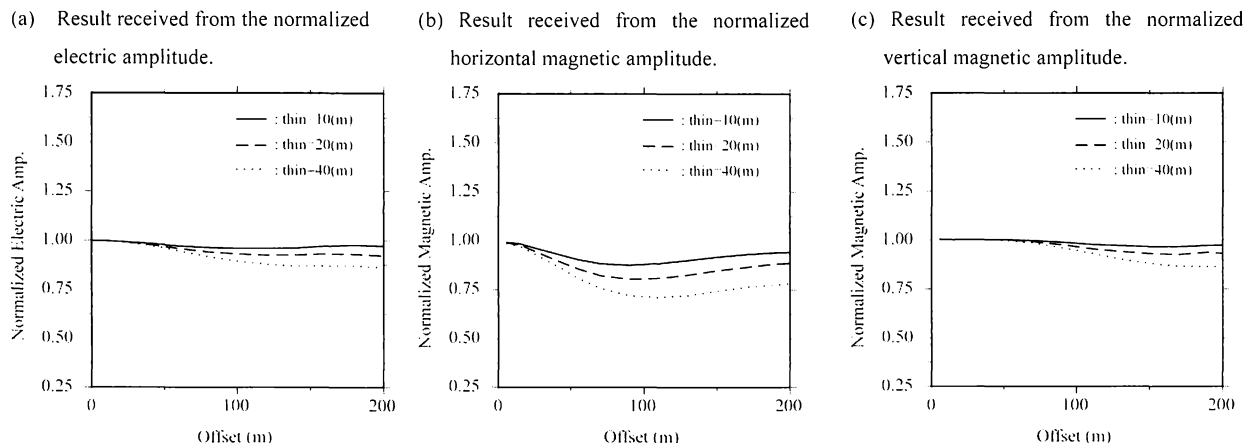


Fig.9. Comparison of results changing thickness of SMS for the model of Fig.8.

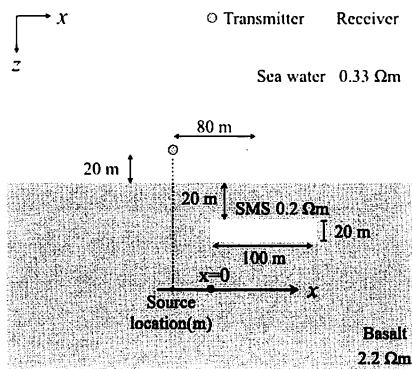


Fig.10. Simulation model for moving two AUVs. "x" indicate the transmitter (source) location.

位置決定技術は現在開発中である。そこで本研究では送受信AUVの水平距離の決定に1mの誤差が生じた場合を仮定し、そのとき観測点で受信される電磁場強度の違いを位置決定誤差によるノイズとして評価を行った(Fig.12)。具体的には、送信AUVが受信AUVに近づく方向に1m水平に移動させてその際に受信される電磁場の差を、送信AUVが移動する前の受信電磁場振幅で正規化し、これを様々なオフセット距離について求めたものを正規化した電磁場ノイズ強度 (Positioning noise) とした。

また、AUVの航行に伴うノイズとしては、AUV自身が航行する際に生じる振動や微傾斜によるノイズが考えられる。そこで、受信電場に表れるノイズレベルを10 μ V、受信電場のダイポール長を4mと仮定し、送信電流値を ± 50 A (送信ダイポール長は前述と同じく4mのまま) とした場合に、1A送信時よりも相対的に小さくなると考えられる受信ノイズレベルを計算した。受信磁場についても同様に、受信磁場に表れるノイズレベルを1nTと仮定した場合に想定される受信ノイズレベルを計算した。その結果、電場の受信ノイズレベルは6.25nV/m (= $10 \times 10^{-6} \text{V} / 4\text{m} / 100\text{A} / 4\text{m}$) となり、磁場の受信ノイズレベルは2 μ A/m (1nT / 100A / 4m = $0.0007958\text{A/m} / 100\text{A} / 4\text{m}$ = 約2 μ A/m) となることが明らかとなった。こうして得られ

た振動によるノイズレベルを、送信AUVから発信したときの受信電磁場振幅で正規化し、オフセット距離ごとの正規化した電磁場ノイズ強度 (Moving noise) として計算した。

以上のAUVの位置決定誤差によるノイズとAUVの航行に伴うノイズをFig.13に示した。Fig.13の縦軸はそれぞれ計算されたノイズを正規化したものであり、横軸は送信源からのオフセット距離を示している。Fig.13aはy方向のノイズ電場強度を示し、Fig.13bはx方向のノイズ磁場強度を示し、Fig.13cはz方向のノイズ磁場強度を示している。ここで、AUVの航行に伴うノイズはランダムノイズであると考えられるため、スタック処理やフィルター処理によるS/N比の改善が期待できる。そこで今回は試みにスタック処理を64回行った場合を想定し、ノイズレベルが1/8になったことを仮定して電磁場に与える影響を考慮した (この間、AUVが2ノットで移動すると仮定すると、2ノットがおおよそ1.0m/sであり、送信周波数は10Hzであるので、 $1.0\text{m/s} \times 6.4\text{秒間} = 6.4\text{m}$ 移動する)。

最後に送受信AUVの姿勢によるノイズとして、送受信AUVの傾きや向きなどの姿勢で生じる誤差が考えられる。本研究では、送信AUVの傾きに5度の誤差が生じた場合を仮定し、そのときに観測点で受信される電磁場強度の違いをAUVの姿勢によるノイズとして評価を行った。具体的には、送受信AUVの高度を海底面から20mの位置に配置し、送信AUVの向きをy方向に与えたときに発生する電磁場と送信AUVの向きをz方向に与えたときに発生する電磁場を計算し、重ね合わせの原理に基づいて送信AUVが5度傾いた場合の電磁場分布を決定した。このとき送信AUVは受信AUVから遠い側を持ち上げ、近い側を下げるようにして5度傾いている。こうして得られた電磁場振幅を傾きが存在しない場合の受信電磁場振幅で正規化し、姿勢ノイズとして計算した。その結果、送信AUVが5度の傾きを持つとき、受信される電磁場は送受信距離にはあまりよらず、約0.4%減衰することが分かった。

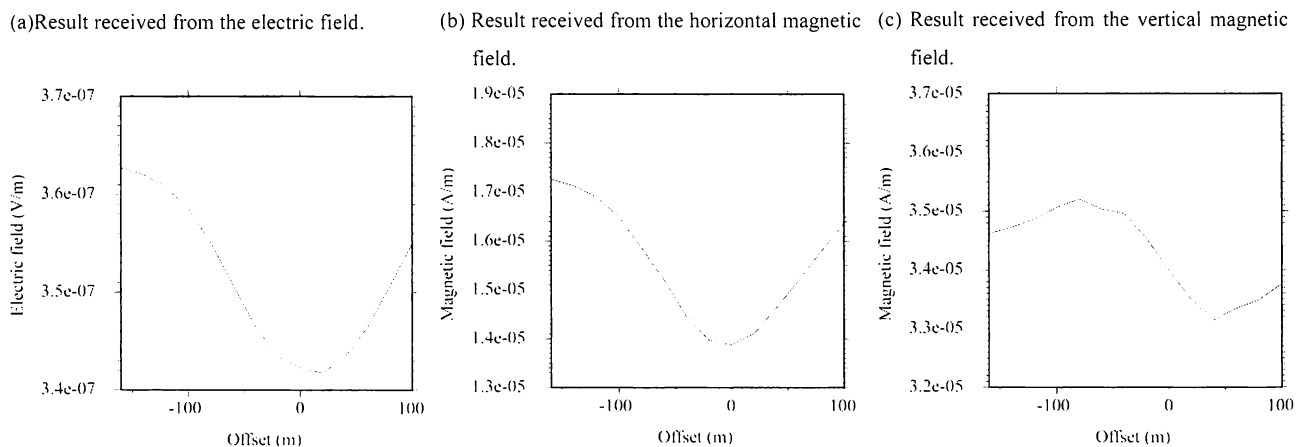


Fig.11. Comparison of results moving two AUVs for the model of Fig.10.

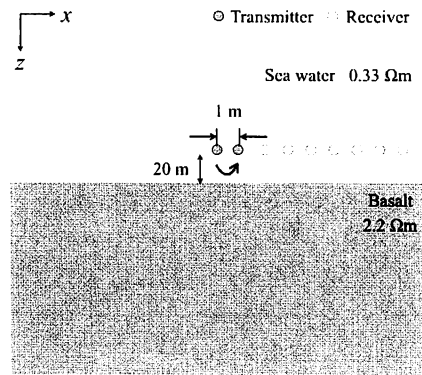


Fig.12. Simulation model considering the bias noise due to positioning error of AUV (positioning noise) and the vibration noise of AUV (moving noise), respectively.

これらの結果から、特に電場水平成分で観測したとき、位置決定誤差に伴うノイズはオフセット距離 70m 付近まで航行に伴うノイズより影響が大きい。さらに磁場鉛直成分で観測したとき、位置決定誤差に伴うノイズはオフセット距離 40m 付近まで航行に伴うノイズより影響が大きいことがわかる。また、磁場水平成分で観測したときは位置決定誤差に伴うノイズの影響はほとんどないことがわかる。一方で、送受信器の距離が離れるほど AUV の航行に伴うノイズは相対的に大きくなる。Fig.13 によると、スタック処理を行わない場合は、水平方向電場では最大で 200m 程度離れた位置でも観測可能であるが、水平磁場・鉛直磁場については 120–140m 程度離れた受信振幅はノイズレベルと同程度になると思われる。ここで、スタック処理を行う場合は、最大で 310m 程度離れた位置でも電磁場を観測できることが分かった (Fig.13 の Moving noise(stack)を参照)。磁場水平成分で観測したとき、送受信 AUV の姿勢によるノイズはオフセット距離 50m 付近まで航行に伴うノイズより影響が大きい。

4. 議論・考察

4.1 海底熱水鉱床が電磁場に与える影響

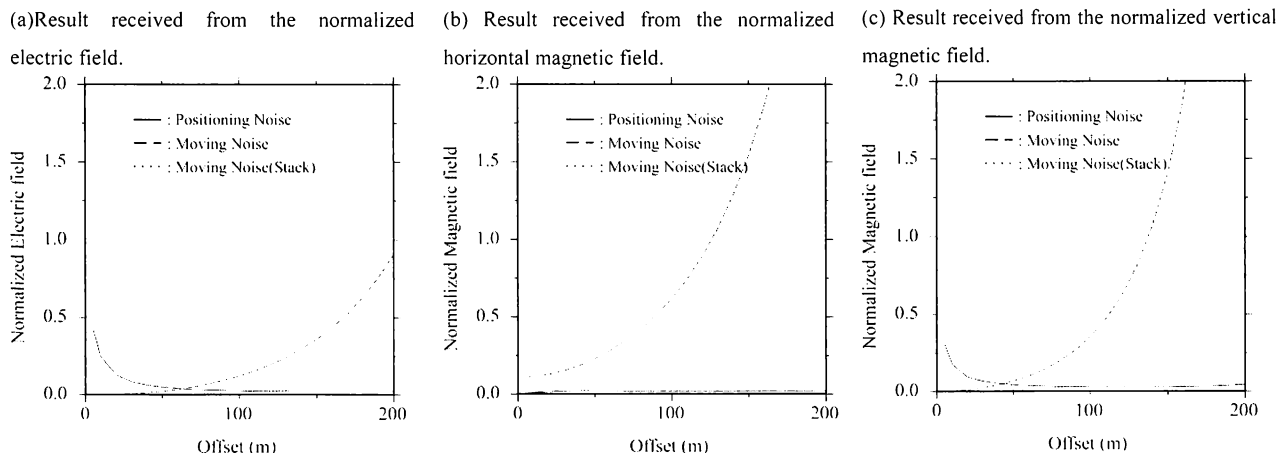


Fig.13. Comparison of positioning noise and moving noise of AUVs changing offset between source AUV and receiver AUV.

ここでは、前項までに見た電磁場強度の変化、つまり海底熱水鉱床が存在する際に電磁場強度が減衰して観測されることの要因について考察する。本研究では、海底熱水鉱床が存在する際の電磁場減衰は発信された電流源からの電磁場が低比抵抗体内部で減衰することに起因すると考える。すなわち、低比抵抗体が存在しないシミュレーションモデルの場合は、低比抵抗体の代わりに地盤が存在するために電磁場の減衰が抑えられるが、低比抵抗体が存在する場合は、低比抵抗体内部で電磁場が減衰しやすいと考えられる。Fig.7a,b,c および Fig.9a,b,c を比較すると、低比抵抗体の厚みが等しい場合は、十分遠方では減衰量が多少の増減はあるものの同程度になる傾向が見られる。ところが低比抵抗体の厚みが大きくなるにつれて、十分遠方における電磁場の減衰量は大きくなる傾向が見て取れる。これは低比抵抗体の厚みが増加する場合、電流の低比抵抗体の内部を通過する範囲が広がるために、送信ダイポールがショートしたような格好となり、遠方においても電磁場の減衰量が大きくなるものと推定される。いったん電磁場強度が海底熱水鉱床の内部で減衰すると、低比抵抗体を飛び越えたさらに遠方においても電磁場強度は減衰したままの状態を保つ。この考察は Fig.7a,b,c および Fig.9a,b,c, Fig.11a,b についても当てはまる。また、Fig.11a に示すように、送信源または受信源のいずれかが低比抵抗体に近づくとき、観測される電場強度が小さくなることがわかる。

4.2 CSEM 法の海底熱水鉱床への適用可能性

受信される電磁場強度と予想されるノイズレベルを比較することで、本研究で提案する新しいCSEM法が実際の熱水鉱床探査へ適用可能かどうかについての考察を行う。本研究では、予想されるノイズレベルとしてAUVの位置決定誤差 (Positioning noise) とAUVの航行に伴うノイズ (Moving noise)、AUVの姿勢 (傾斜) によるノイズの三種類を考えた。本研究の結果から、電場水平成分で観測する場合は、送信源から70m程度離れた位置まではAUVの位置決定誤差のほうが航行に伴うノイズよりも

Table 1. Summary for feasibility study of marine CSEM for SMS explorations. The two moving noises are reported with/without stacking. Hatched areas imply less sensitivity to the SMS under the modeled situations.

Model	Receiver Direction	Maximum Normalized Amp. with the Offset	Positioning Noise	Moving Noise (stack)	Tilt Noise
Thickness 20m	Ey	8% at 200m	1.8%	90% (11%)	0.4%
	Hx	22% at 100m	1.8%	61% (7.7%)	0.4%
Depth 20m	Hx	10% at 200m	4.3%	750% (94%)	0.4%
Thickness 40m	Ey	14% at 200m	1.8%	90% (11%)	0.4%
	Hx	29% at 110m	1.8%	74% (9.3%)	0.4%
Depth 20m	Hx	14% at 200m	4.3%	750% (94%)	0.4%
Thickness 20m	Ey	19% at 60m	4.0%	3.4% (0.4%)	0.4%
	Hx	52% at 70m	2.0%	34% (4.3%)	0.4%
Depth 0m	Hx	10% at 160m	2.9%	187% (23%)	0.4%

影響が大きい。水平方向磁場で観測する場合は、送信源から50m程度離れた位置まではAUVの姿勢によるノイズのほうが航行に伴うノイズよりも影響が大きい。また、鉛直方向磁場で観測する場合は、送信源から40m程度離れた位置まではAUVの位置決定誤差のほうが航行に伴うノイズよりも影響が大きい。それより遠方の位置では受信される電磁場強度は小さくなるために航行に伴うノイズによる影響が大きく、特にスタック処理を行なった場合でも、送受信距離が200m程度以内でないと観測は困難であることが分かった。

次に海底熱水鉱床の有無による電磁場強度の減衰とノイズの大きさについての考察を行う。これまでに議論を行った熱水鉱床モデルのうち、1) 厚さ20mの熱水鉱床が深さ20mに埋没しているモデル、2) 熱水鉱床の厚さが2倍(40m)のモデル、3) 熱水鉱床の厚さは同じ(20m)で海底面に露出させたモデルに注目する。これら3つモデルについて、前述の正規化された受信電磁場変化の最大値とその際のノイズレベルとの比較を行った(Table 1)。例えば厚さ20mの熱水鉱床が海底下に埋没している場合(Table 1の1行目: Fig.9(a)に相当)、オフセット距離200mのときの受信電場変化は約14%と最大値を示すが、その際の種々のノイズレベルは最大で90%であるため、海底熱水鉱床の有無の判別は難しい。しかし、熱水鉱床が海底に露出している場合(Table 1の7行目)、Fig.7(a)に示されたようにオフセット距離60mのときに受信電場の最大変化が19%であり、その際のノイズレベルは最大で4%程度であるため、海底熱水鉱床がつくる異常を観測可能であると思われる。さらにAUVの航行ノイズをスタッキングにより低減できる場合は、厚さ40mの熱水鉱床が埋没している場合も異常を観測可能である(Table 1の4行目)。次に磁場水平成分の場合を考えると、スタッキングなしの場合は、海底に熱水鉱床が露出している場合(Table 1

の8行目: Fig.7(b)) 海底熱水鉱床がつくる異常を観測可能である。他の場合はスタック処理が必要であり、スタッキング後であれば海底熱水鉱床の有無を判別可能と言える。一方、磁場鉛直成分の場合は受信信号変化が小さく、ノイズレベルはスタック処理を適用した場合でも大きい。海底熱水鉱床の有無の判別は難しい。以上の議論を総括すると、AUVに関するノイズの中で受信される電磁場に大きく影響を与える要因は、AUVの航行に伴うノイズであることが分かった。さらに、電場水平成分及び磁場水平成分で観測を行い、5-10秒間程度の受信信号のスタッキングが可能であれば、海底熱水鉱床の有無による電磁場強度の変化を検出可能であること示唆されたとと言える。

今後の展望としては、実データの取得・構造解析がむしろ重要であるが、それに先立ってアイソパラメトリック要素や三角形要素などを用い、実際の海底熱水鉱床周辺に近い起伏の富んだ地形を想定したモデルを作成し、電磁場に与える影響を考慮する予定である。また、海底熱水鉱床周辺の地形は現実的には三次元的な構造を有しているため、三次元モデルによる解析に取り組む予定である。また送信源直近の電磁場解析を行えるよう、有限要素法コードへの改良を加えることも検討したい。

5. まとめ

本研究では2.5次元モデリングを用いた数値計算により、人工電流源電磁探査法を用いて海底熱水鉱床を含んだ構造に適用したときの電磁場の挙動の解析を行った。以下に本研究で得られた知見を示す。

- ・ 海底面下に海底熱水鉱床を含む場合、異常体を含まない場合の電磁場強度と比べ、受信される電磁場強度は小さな値を示す。これは比抵抗が低い海底熱水鉱床内部に送信電流が集中するために、電磁場強度が減衰しやすいためであると考えられる。さらに送信器または受信器のいずれかが海底熱水鉱床の存在域近傍に存在すると、受信される電磁場強度は小さな値を示すことが明らかとなった。
- ・ 海底熱水鉱床の存在による電磁場強度の減衰量を知ること、およそその海底熱水鉱床の形状を知ることができる可能性がある。
- ・ AUVの位置決定誤差・航行ノイズを考慮すると、電磁場強度は送信源から200m程度離れた地点まで観測可能である。また、スタック処理を行うことでより熱水鉱床が検出可能となることが期待される。

本研究では、従来用いられてきたCSEM法を用いるのが

困難であった海底熱水鉱床周辺域において、新たな CSEM 法を提案した。また、この手法が海底熱水鉱床に適用された場合、電磁場にどのような変化が表れるかを数値計算により示すことができた。さらに実際に探査が行われた場合に想定されるノイズレベルと電磁場強度を比較することで、観測が可能となるオフセット距離について考察した。これらにより、実際に AUV を用いた海底熱水鉱床探査を行う際に、どのような送受信装置を開発すべきか、あるいはどのような AUV の航行・位置決定能力が必要なのか明らかとなるため、近い将来に実施が予定されている海底熱水鉱床探査に資する情報を得ることができた。

謝 辞

Ki Ha Lee 博士には、CSEM 法計算コード EMID を使用させて頂いた。海洋研究開発機構の多田訓子博士・筈谷貴史博士には、本提案手法の起案時から多くのご助言を頂いた。2 名の匿名査読者から頂いたご助言は、本原稿改善のために非常に有益であった。また、本研究の一部は文部科学省「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム」(電磁気学的手法を用いた高精度海底地質構造探査ツールの開発)からの支援を受けて実施された。以上の方々に、ここに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- Abubakar, A., Habashy T. M., Druskuin, V. L., Knizhnerman, L. and Alumbaugh D. (2008): 2.5D forward and inverse modeling for interpreting low-frequency electromagnetic measurements, *Geophysics*, **73**, 165-177.
- Cairns, G. W., Evans, R. L. and Edwards R. N. (1996): A time domain electromagnetic survey of the TAG Hydrothermal Mound, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3455-3458, doi: 10.1029/96GL03233.
- Constable, S. and Leonard J. Srnka (2007): An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration, *Geophysics*, **72**, 3-12.
- Constable, S. (2010): Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration, *Geophysics*, **73**, 9-16.
- Everett, M. E. and Edwards, R. N. (1992): Transient marine electromagnetic the 2.5-D forward problem, *Geophys. J. Int.*, **113**, 541-561.
- Kong, F. N., Johnstad, S. E., Røsten T. and Westerdahl, H. (2008): A 2.5D finite-element-modeling difference method for marine CSEM modeling in stratified anisotropic media, *Geophysics*, **73**, 9-16.
- Herrmann, R. B. (1979): SH-Wave generation by dislocation source - A numerical study: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **69**, 1574-1576
- Humphris, S. E., Herzig, P.M., Miller, D.J., Alt, J.C., Becker, K., Brown, D., Brugmann, G., Chiba, H., Fouquet, Y., Gemmell, J.B., Guerin, G., Hannington, M.D., Holm N.G., Honnorez, J.J., Iturrino, G.J., Knott, R., Ludwin, R., Nakamura, K., Pertersen, S., Reysenbach, A.L., Rona, P.A., Smith, S., Sturz, A.A., Tivey, M.K. and Zhao, X. (1995): The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit: *Nature*, **377**, 713-716.
- 久田俊明・野口裕久(1996): 非線形有限要素法の基礎と応用, 丸善株式会社.
- Kasaya T., Kanamatsu T., Sawa T., Kinoshita M., Tukioka S. and Yamamoto F., (2011): Acoustic images of the submarine fan system of the northern Kumano Basin obtained during the experimental dives of the Deep Sea AUV URASHIMA, *Exploration Geophysics*, **42**, 80-87.
- Kim, H. J., Song, Y., and Lee, K. H., (1997): High-frequency electromagnetic inversion for a dispersive layered earth, *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 1439-1450.
- Kowalczyk (2008): Geophysical prelude to first exploitation of submarine massive sulphides, *first break*, **26**, 99-106.
- Mitsuhata, Y. (2000): 2-D electromagnetic modeling by finite-element method with a dipole source and topography, *Geophysics*, **65**, 465-475.
- Mitsuhata, Y. (2002): 2.5-D inversion of frequency-domain electromagnetic data generated by a grounded-wire source, *Geophysics*, **67**, 1753-1768.
- Smith, J. T. (1996): Conservative modeling of 3-D electromagnetic fields, Part II: Biconjugate gradient solution and an accelerator, *Geophysics*, **61**, 1319-1324.
- Stoyer, C. H., and Greenfield, R. J. (1976): Numerical solutions of the response of a two-dimensional earth to an oscillating magnetic dipole source, *Geophysics*, **41**, 519-530.
- Tada, N., Seama, N., Goto, T., and Kido, M. (2005): 1-D resistivity structures of the oceanic crust around the hydrothermal circulation system in the central Mariana Trough using Magnetometric Resistivity method, *Earth Planets and Space*, **57**, 673-677.
- Von Herzen, R. P., Kirklin, J., and Becker, K. (1996): Geoelectrical measurements at the TAG hydrothermal mound. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3451-3454. doi: 10.1029/96GL02077.
- Ward, S. H., and Hohmann, G. W. (1988): Electromagnetic theory for geophysical applications, in Nabighian, M. N., Ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **1**, Theory: *Soc. Explor. Geophys.*
- 山根一修 (2008): 油ガス田探鉱における海洋電磁法の適用可能性, 石油・天然ガスレビュー, **42**, 55-73.

Feasibility study of marine controlled-source electromagnetic sounding for submarine massive sulphides explorations

Naoto Imamura^{*}, Tada-nori Goto^{*}, Junichi Takekawa^{*} and Hitoshi Mikada^{*}

ABSTRACT

In conventional marine controlled source electromagnetic (CSEM) survey, we need a vessel towing an electromagnetic (EM) transmitter near the seafloor using a long cable. However, in practice, we must tow cables at some height from seafloor because of rough topography (e.g. chimneys) around submarine massive sulphides (SMS). Therefore, it is difficult to get information about shallow sub-seafloor structure. In this research, we propose a new marine CSEM method to solve this problem using two autonomous underwater vehicles (AUV). Using this method, we could keep the diving two AUVs much closer to the seafloor than in the conventional marine CSEM, and we can effectively carry out the exploration of the SMS.

In CSEM method, the behavior of electric and magnetic fields are determined by the arrangement of source dipoles against survey target. Therefore, it is important to consider where to place the transmitter and the receivers to the structure including low resistivity anomaly. In this study, we discussed the feasibility of our new two-AUV CSEM method employing a 2.5-D FEM forward program for solving EM propagation near the seafloor.

Our analysis of electromagnetic field has revealed that the received electric and magnetic fields become weakened steeply as the offset from the transmitter to the receiver increases when the source dipole is placed near the SMS. We have also found that the change in the amplitude of electromagnetic anomalies decreases in proportion to the thickness of the SMS. Even in the contamination of noise, we found that it is possible to detect the electromagnetic field for about 200m offset. Our numerical calculations yield the following considerations: (1) the location of source dipole and the change in the amplitude of electromagnetic anomalies could be used to detect the rough horizontal extent of the SMS, and (2) the attenuation in the electromagnetic field could indicate the rough thickness of the SMS. Therefore, our study implies that the proposed two-AUV CSEM method would bring a way to detect the electromagnetic anomalies caused by the existence of the SMS.

Keywords: 2.5-D simulation, finite element method, CSEM, submarine massive sulphides, autonomous underwater vehicles