

## 海底電気探査を用いた海底熱水鉱床探査の試み

石須 慶一\*・Chatchai Vachiratienchai\*\*・Weerachai Siripunvaraporn\*\*・後藤 忠徳\*

# Exploration test of marine DC resistivity method around seafloor massive sulfide

Keiichi Ishizu\*, Chatchai Vachiratienchai\*\*, Weerachai Siripunvaraporn\*\*, and Tada-nori Goto\*

\* 京都大学工学研究科 Graduate School of Engineering, Kyoto University, Kyoto daigaku-katsura, Nishikyo-ku, Kyoto 615-8530, Japan. E-mail: ishizu.keiichi.77z@st.kyoto-u.ac.jp

\*\* Mahidol 大学理学部 Faculty of Science, Mahidol University, Rama VI Rd., Rachatawee, Bangkok 10400, Thailand. E-mail: scwsp@mahidol.ac.th

キーワード: 電気探査, 海底資源, 海底熱水鉱床, 比抵抗

Key words: Direct current resistivity survey, Resistivity, Seafloor resources, Seafloor massive sulfide deposits,

### 1. はじめに

海底熱水鉱床は、近年新たな海底資源として注目されている。海底熱水鉱床とは、マグマ活動などにより熱せられ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。海底熱水鉱床の開発については、世界各国が技術開発を始めつつあり、カナダの企業等はパプアニューギニアの領海などで鉱床探査をすでに開始している。世界6番目の経済開発可能海域面積を誇る日本も、国として新しい探査・開発技術の開発に乗り出し始めている。しかしながら、海底熱水鉱床の形状や分布などは、明らかになっておらず海底での資源探査技術の開発が求められている。

海底熱水鉱床の調査では、電磁探査を用いた分布調査が注目されている。Kowalczyk (2008)はパプアニューギニア沖の海底熱水鉱床地域において、ROV (遠隔操作型無人探査機)を用い、海底地形の調査と海底面の比抵抗の測定を行った。その結果、熱水チムニー分布域と低比抵抗の地域がよく対応していることが分かった。このことは、この地域に金属鉱床が広がっている可能性がある事を意味する。しかしながら、この電磁探査では、探査深度が海底下数m程度に限定されており、新たな探査手法を用いて、海底熱水鉱床の全体の形状を明らかにする必要がある。そこで本研究では海底電気探査に注目する。

電気探査は現在まで多くの分野に活用されており、陸上探査だけではなく、海上探査にも使用されてきた(Inoue,2005)。Von Herzen et al.(1996)は、海底熱水鉱床の探査に海底電気探査を用い、10m以下の比較的浅いところでの硫化物の比抵抗を見積もった。Goto et al.(2008)は、曳航型海底電気探査システムを低比抵抗や高比抵抗異常体に感度が高い新たな探査ツールとして開発しメタンハイドレートの検出に適用した。そこで、本研究では海底熱水鉱床の比抵抗分布をより深く・より詳細に明らかにするために、新たな物理探査手法として曳航型海底電気探査が適用可能であるかどうかを議論する。

### 2. 理論

#### 2.1 海底電気探査フォワードモデリング

数値計算誤差が小さく、効率的な2次元海底電気探査フォワードモデリングを作ることは、逆解析(取得されたデータに合い、また地質学的にも解釈できる最良のモデルを求めること)にとって重要である。本研究では、電極間の電位差を解くために有限差分法を用いたフォワードモデリングを適応した。また、境界条件としてノイマン条件とディリクレ条件を混合させた境界条件を用いた(Dey and Morrison, 1979)。ここで海底電気探査の見かけ比抵抗は以下のようになる。

$$\rho_a = 4\pi \frac{V}{I} \left( \frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{21}} + \frac{1}{r_{22}} \right) \quad (1)$$

$\rho_a$  は見かけ比抵抗( $\Omega\cdot m$ )、 $I$  は電流(A)、 $V$  は電位差(V)、 $r_{11}$  は電極 C1 と電極 P1 との距離、 $r_{12}$  は電極 C1 と電極 P2 の距離、 $r_{21}$  は電極 C2 と電極 P1 の距離、 $r_{22}$  は電極 C1 と電極 P2 の距離である(ただし C1 と C2 は電流電極、P1 と P2 は電位電極)。

#### 2.2 Occam's 逆解析法

Constable et al.(1987)は Occam's 逆解析法を magnetotelluric (MT) 法に対して適用した。Occam's 逆解析は、観測されたデータに合った最も滑らかなモデルを探すこと手法である。Occam's 逆解析法では以下の線形方程式を繰り返し、モデルを更新していく。

$$\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_0 = \left[ \lambda \mathbf{C}_m^{-1} + \mathbf{J}_k^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{J}_k \right] \mathbf{J}_k^T \mathbf{C}_d^{-1} \hat{\mathbf{d}}_k \quad (2)$$

$$\hat{\mathbf{d}}_k = \mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k) + \mathbf{J}_k (\mathbf{m}_k - \mathbf{m}_0) \quad (3)$$

ここで  $\mathbf{m}$  は  $M$  次元の比抵抗モデル、 $\mathbf{m}_0$  は prior モデル、 $\mathbf{m}_k$  は  $k^{\text{th}}$  反復計算時のモデル、 $\mathbf{C}_m$  はモデル共分散行列、 $\mathbf{d}$  は  $N$  次元の取得されたデータ、 $\mathbf{F}(\mathbf{m}_k)$  は、フォワードモデリング計算結果、 $\mathbf{C}_d$  はデータ共分散行列、 $\mathbf{J}_k$  は感度行列、 $\lambda^{-1}$  ラグランジェ未定乗数を表す。取得されたデータに合い、また地質学的にも解釈できる最良のモデルを求めるまでこ

の方程式を更新していく、また本研究で、海水の比抵抗には固定値を用いるため、逆解析のプロセスでは海底下の部分の比抵抗のみを更新する。海水の比抵抗は、Goto et al.(2008)によると、調査中に観測された平均の海水の比抵抗は  $0.3415\Omega\cdot\text{m}$  となっており、最大値は  $0.3417\Omega\cdot\text{m}$  は、最小値は  $0.3413\Omega\cdot\text{m}$  である。最大値と最小値の差は極めて小さく、固定された比抵抗を用いることは理にかなっていると考えられる。

### 2.3 感度行列

逆解析法のプロセスには感度行列  $\mathbf{J}_k$  は、不可欠である。電気探査の感度行列を計算するためには様々な方法がある。本研究では、感度行列を計算するために Adjoint Green's function (McGillivray and Oldenburg 1990) を使用した。この方法では、フォーワードモデリング計算をデータの数だけ行う必要があるが、その他の方法を用いた場合はモデルパラメータ数だけフォーワードモデリング計算を行う必要がある。この海底電磁探査では、データの総数に比べてモデルパラメータ数が極めて多いため、計算時間を削減するためにこの方法を用いることは有効である。

### 2.4 モデル共分散行列

本研究で用いられる Occam's 逆解析では、モデル共分散逆行列は逆解析プロセスを制御するために使われ、ラフネスパラメータとして呼ばれる (e.g. Constable et al., 1987; deGroot-Hedlin and Constable, 1990)。

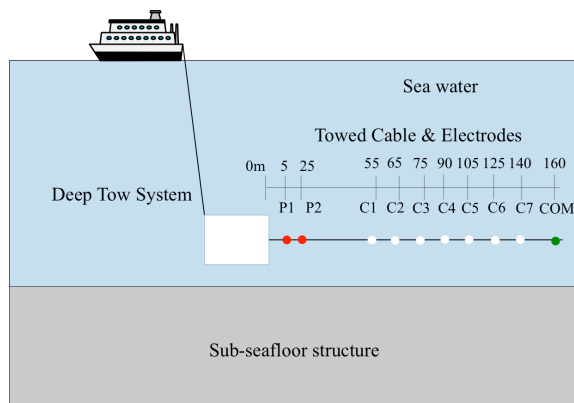
### 2.5 ラグランジェ未定乗数

最小の Root mean square(RMS) misfit を探すためのログスケールで変化する  $\lambda$  を用いた Successive Parabolic Interpolation (SPI) を使用した。最初に3つの初期値を設定する。例えば、1, 2 と 3 などとする。SPI は、前回の RMS misfit より小さな RMS misfit になるように新たな  $\lambda$  を見積もる。  $\lambda$  の更新量が小さくなった場合、その点で収束したとみなす。

## 3. 数値計算結果

### 3.1 フォーワードモデリング

この章では、我々が開発したコードの数値計算結果を解析解と比較する。まずは、層状のモデルを仮定する。上部の層は、海水であり比抵抗は  $0.3415\Omega\cdot\text{m}$ 、層厚は無限、下層は、 $\rho_s$  の海底下層の比抵抗を表す。また、曳航型システムは海底面に置かれていると仮定する、すなわち高度  $0\text{m}$  とする (図 1)。式(4)は2層モデルの場合の解析解を表す。



第1図 曳航型海底電気探査の模式図。C1-C7 と COM はソース電極。P1 と P2 は受信電極。

$$\rho_a = \left( \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\rho_s} + \frac{1}{\rho_w} \right) \right)^{-1} \quad (4)$$

この曳航型システムは  $160\text{m}$  のケーブルから成り立つ。C1 から C7 と COM は電流電極を表し、COM は COMMON を意味する。また P1 と P2 は電位電極であり、 $20\text{m}$  のダイポール長で電位差を計測する。すなわち、C1 から C7 の7つから選ばれた一つの電極と COM とを電流電極として使い、P1 と P2 で電位差を計測し、見かけ比抵抗を求める。表 1 は見かけ比抵抗の数値計算値と解析解値との比較を表す。まず、海底下の比抵抗 ( $\rho_s$ ) が海水の比抵抗に比べて高い場合、 $\rho_s$  の値を変化させたとしても見かけ比抵抗は僅かにしか変化しない。これは、電流の多くが海水に流れるのが原因である。このため、海底電気探査においては電位計算精度を高める必要がある。平均見かけ比抵抗は、C1 から C7 のうちの1つを用いた図 1 の電極配置から求められる7つの見かけ比抵抗の平均値を意味する。解析値と平均見かけ比抵抗の誤差は、すべての場合で  $1.36\%$  であった。

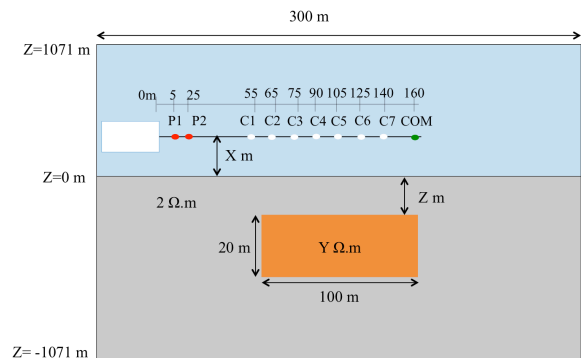
第1表 数値計算結果と解析解との比較

	解析 $\rho_a (\Omega\cdot\text{m})$	平均 $\rho_a (\Omega\cdot\text{m})$
$\rho_s=1 (\Omega\cdot\text{m})$	0.519	0.524
$\rho_s=10 (\Omega\cdot\text{m})$	0.676	0.685
$\rho_s=100 (\Omega\cdot\text{m})$	0.698	0.706

### 3.2 逆解析

本研究の主要な目的は、海底熱水鉱床をターゲットにした2次元海底電気探査逆解析の適用の実現可能性を調べることである。そこで、海底熱水鉱床を模した比抵抗異常体を含むモデルから得られる人工的なデータを用いて、我々の2次元海底電気探査逆解析コードを調査した。

今回の調査では、3つの要素について着目した。1つ目は曳航型システムの海底からの高度の変化、また2つ目は異常体の比抵抗変化に対して、逆解析結果がどのように異なるかを調査した。さらに3つ目として、どのくらいの深さの異常体をイメージすることができるかも調査した。2次元的な比抵抗異常体 (断面) は  $20 \times 100 \text{ m}^2$  の大きさであり、海底面から  $Z (\text{m})$  の深さに位置し、比抵抗は  $Y (\Omega\cdot\text{m})$  と仮定する。また曳航システムは海底から  $X (\text{m})$  の高度に位置すると考える。海水の比抵抗は  $0.3415\Omega\cdot\text{m}$  を使い、海底下の半無限体の比抵抗は  $2\Omega\cdot\text{m}$  とする (図 2)。このシステムを曳航した場合、570個の見かけ比抵抗としてのデータが得られるとする。データのノイズとしては、Goto et



第2図 人工的なモデル。X は曳航型システムが海底から  $X (\text{m})$  の高度にあることを表す。Y は電導異常体の比抵抗  $\Omega\cdot\text{m}$  を示し、Z は、異常体の上面が海底から  $Z (\text{m})$  の深さに位置することを示す

al.(2008)を参考にし、C1では、1.3%、C7で3.5%のようにC1を用いた場合ノイズが最も小さく、C7を用いた場合ノイズが最も大きいようにノイズを加えた。初期モデルとしては、比抵抗が $2.0\Omega\cdot\text{m}$ な均質モデルを仮定した。

まず始めに、曳航型システムの海底からの高度  $X$  を  $X=5\text{m}$ ,  $X=10\text{m}$ ,  $X=15\text{m}$  と変化させた。異常体の比抵抗  $Y=0.2\Omega\cdot\text{m}$  であり、その上面深度  $Z=10\text{m}$  とする。図3は逆解析結果を示し、(a)は曳航型システムの海底からの高度  $X=5\text{m}$ , (b)  $X=10\text{m}$ , (c)  $X=15\text{m}$  と仮定した。ここで、目標とする RMS misfit は 1 とし、つまり RMS misfit が 1 以下となった時に逆解析の過程を終了(収束)する。図3(a)では、初期 RMS misfit は 4.71 であり、2回の反復計算の後に収束しており、(b)では初期 RMS misfit は 3.65、1回の反復計算で収束、(c)では初期 RMS misfit は 3.01 であり、1回の反復計算の後に収束した。逆解析結果としては曳航型システムが最も海底近い図3(a)が最も異常体を明確にイメージした。

次に、異常体の比抵抗の値を  $Y=0.1\Omega\cdot\text{m}$ ,  $Y=0.2\Omega\cdot\text{m}$ ,  $Y=20\Omega\cdot\text{m}$  と変化させた。曳航型システムの海底からの高度を  $X=5\text{m}$  とし、またその上面は海底から  $Z=10\text{m}$  の深さと仮定した。図4は逆解析結果を示し、(a)異常体の比抵抗  $Y=0.1\Omega\cdot\text{m}$ , (b)  $Y=0.2\Omega\cdot\text{m}$ , (c)  $Y=20\Omega\cdot\text{m}$  と仮定する。(a)では初期 RMS misfit は 4.70 (2回の反復計算で収束)、(b)では初期 RMS misfit は 4.71 (2回の反復計算で収束)、(c)では初期 RMS misfit は 11.7 であり、2回の反復計算の後に RMS misfit は 1 程度に収束した。どのモデルも、比抵抗異常体をイメージしたが、コントラストが大きいほど逆解析結果が明確になった。

この海底電磁探査システムの探査深度を把握することは重要である。そこで、比抵抗異常体の上面の深さを  $Z=10\text{m}$ ,  $Z=20\text{m}$ ,  $Z=30\text{m}$  と変化させた。曳航型システムの海底からの高度を  $X=5\text{m}$  とし、異常体の比抵抗  $Y=0.2\Omega\cdot\text{m}$  と仮定した。図5は逆解析結果を示し、比抵抗異常体の上面の深さ  $Z=10\text{m}$ , (b)  $Z=20\text{m}$ , (c)  $Z=30\text{m}$  と変化させている。(a)では、初期 RMS misfit は 4.71 (2回の反復計算で収束)、(b)では初期 RMS misfit は 6.42 (2回の反復計算で収束)、(c)では初期 RMS misfit は 7.49 であり、2回の反復計算の後、RMS misfit は 1 程度に収束した。比抵抗異常体が最も浅く位置する場合、すなわち図5(a)の際に最も異常体を明確にイメージできた。

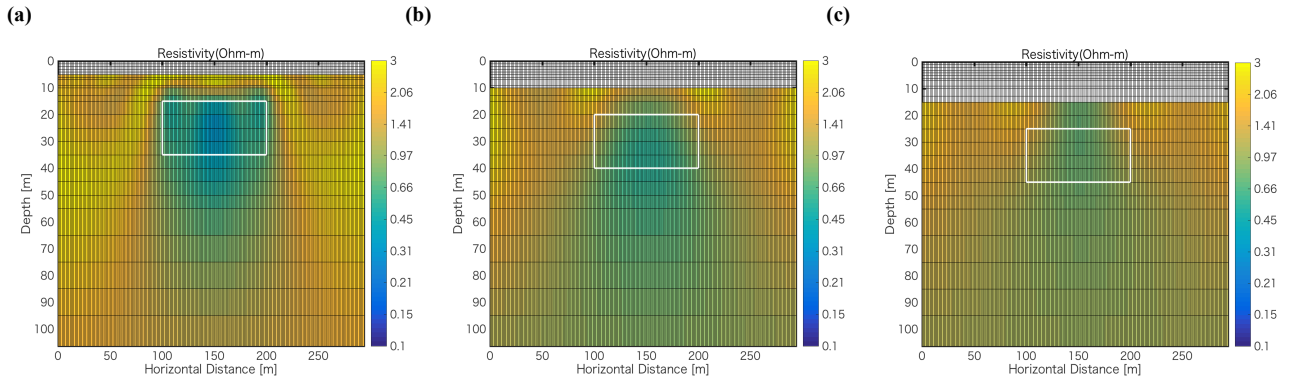
#### 4. 結論

海底電磁探査の2次元逆解析法ソフトウェアを開発し、その逆解析モデルは、比抵抗異常体を明確にイメージできた。図3を見ると、得られる信号(異常体周辺で発生する2次の電場)が海底近傍では強いいため、曳航型システム高度をなるべく海底面に近づけるべきであることがわかる。また図4の(a)と(b)を比較してみると、比抵抗のコントラストが大きいほど逆解析結果はより明確に異常体をイメージできていた。また図4(c)のように、比抵抗が堆積層に比べて大きい場合でも、逆解析結果は比抵抗異常体をイメージすることができた。図5では、異常体が地下浅くに位置する場合が最も明確にイメージできた。これは、多くの電流が海水に流れるため海底深く浸透しないからであると考えられる。従って海底下のより深い部分を探査するためには、本研究よりも長い曳航型システムを開発する必要がある。しかしながら、海底電気探査は、比較的浅い部分に高い解像度を持つため、より深い所を探査する必要がある場合は CSEM や MT といった海底電磁探査と組み合わせることが効果的であると考える。今後は、海底熱水鉱床や

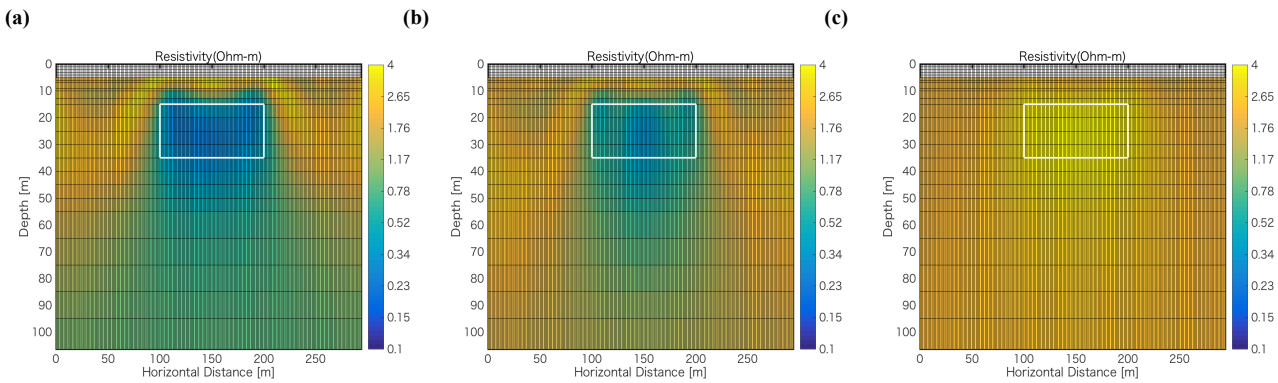
メタンハイドレートターゲットとして行われた海底電気探査の実データを解析する予定である。

#### 文 献

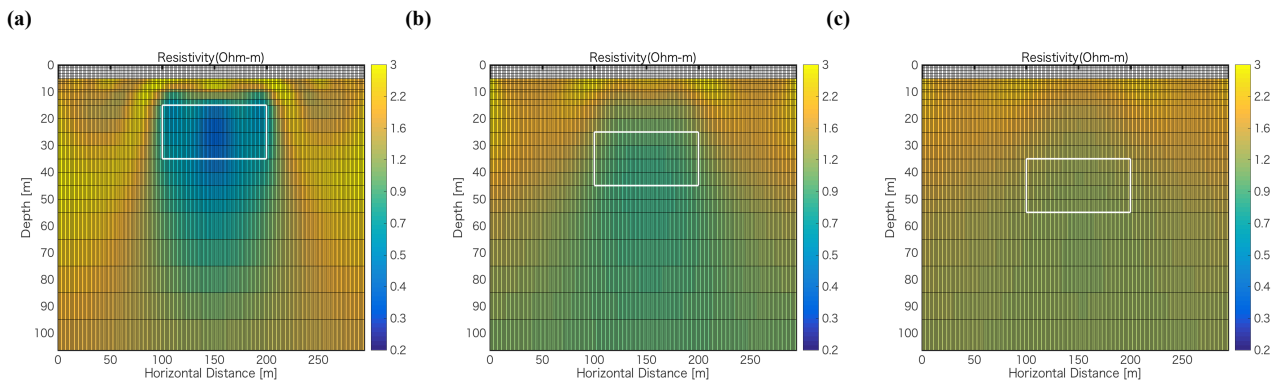
- Constable, C.S., Parker, R.L., Constable, C.G.(1987) Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data: *Geophysics*, 52, 289-300.
- deGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data: *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Dey, A., Morrison, H.F.(1979) Resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures: *Geophysical Prospecting*, 27(1), 106-136.
- Goto, T. N., Kasaya, T., Machiyama, H., Takagi, R., Matsumoto, R., Okuda, Y., ... & Sanada, Y.(2008) A marine deep-towed DC resistivity survey in a methane hydrate area, Japan Sea: *Exploration Geophysics*, 39(1), 52-59.
- Inoue, M.(2005) Development and case studies of the new submarine electric sounding system: *Geophysical Exploration*, 58, 241-250.
- Kowalczyk, P.(2008) Geophysical prelude to first exploitation of submarine massive sulphides. first break, 26(11).
- McGillivray, Oldenburg, (1990), Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: a comparative study: *Geophysical Prospecting*, 38(5), 499-524.
- Von Herzen, R. P., Kirklin, J., & Becker, K.(1996). Geoelectrical measurements at the TAG hydrothermal mound. *Geophysical research letters*, 23(23), 3451-3454.



第3図 逆解析結果( $Y=0.2 \Omega \cdot m, Z=10m$ ) (a) 曳航型システム高度  $X=5m$ , (b)  $X=10m$ , (c)  $X=15m$ . Depth 0m は曳航型システムの位置を示す.



第4図 逆解析結果( $X=5m, Z=10m$ ) (a) 比抵抗  $Y=0.1 \Omega \cdot m$ , (b)  $Y=0.2 \Omega \cdot m$ , (c)  $Y=20 \Omega \cdot m$ . Depth 0m は曳航型システムの位置を示す.



第5図 逆解析結果( $X=5m, Y=0.2 \Omega \cdot m$ ) (a) 異常体の上面の深さ  $Z=10m$ , (b)  $Z=20m$ , (c)  $Z=30m$ . Depth 0m は曳航型システムの位置を示す.