

海底物理探査の統合解釈：
岩石物理モデルによる資源量推定の試み

大田 優介・後藤 忠徳・石須 慶一・小池 克明・笠谷 貴史

海底物理探査の統合解釈：
岩石物理モデルによる資源量推定の試み大田 優介^{1*}・後藤 忠徳²・石須 慶一²・小池 克明³・笠谷 貴史¹

Integrated Interpretation of Subseafloor Geophysical Exploration: Resource Quantification through Rock Physics Models

Yusuke OHTA^{1*}, Tada-nori GOTO², Keiichi ISHIZU², Katsuaki KOIKE³ and Takafumi KASAYA¹¹Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka 237-0061, Japan²University of Hyogo, Hyogo 671-2280, Japan³Graduate School of Engineering, Kyoto University, Kyoto 615-8540, Japan**Key words:** Seafloor hydrothermal deposits, Geophysical exploration, Electrical and electromagnetic surveys, Rock physics model, Seafloor resource engineering

1. 緒 言

海底熱水鉱床の規模推定には、物理探査手法、特に電気・電磁探査が効果的である。これらの手法は、海底熱水活動域一般にみられる黄鉄鉱、黄銅鉱、方鉛鉱に代表される導電性硫化鉱物が示す顕著に低い比抵抗^{1,2}のため、海底熱水鉱床のマッピングに適している。本研究では Ishizu et al. (2019) による、中部沖縄トラフ伊平屋北海丘の熱水活動域における電気探査の成果として得られた比抵抗断面図³に焦点を当てる。海底下の低比抵抗構造 (Fig. 3. In; Ishizu et al., 2019) は、海底表層面だけでなく海底下約 20 m にわたって分布しており、海底下埋没鉱床の胚胎が期待される。

地質構造、特に金属資源の胚胎構造および品位の推定にあたっては、海底熱水活動の影響が重要な考慮事項である。伊平屋北海丘では、既存研究によって熱水噴出孔周辺の海水の最大温度が 311°C に達することが報告されている^{4,5}。NaCl を含む水溶液の高温高压下での電気伝導率が顕著に高いことは既知の事実である^{6,7}。したがって、海底下の低比抵抗異常は硫化鉱物ではなく熱水流体の分布にも原因する可能性がある。このため、低比抵抗異常帯は、少なくとも高温熱水と硫化鉱物の複合作用によるものと解釈するのが妥当である。

しかしながら、比抵抗のみを情報源として目標物の物理的、化学的特性を二種の因子に定量的に分離推定する

ことは難しい。この課題に対処するためには、岩石物理モデルの構築およびそのパラメータの研究が有効である。本研究では岩石物理モデルを用いて、熱水と硫化鉱物の両方を含む岩石の電気伝導度を計算し、観測された比抵抗構造を再現することにより、鉱床の構造と品位を定量的に評価する。

2. 手 法

海底資源量推定対象は伊平屋北海丘 North Big Chimney (NBC) 西側斜面の等深線に沿った NS 方向の比抵抗断面³である。推定には Eqs. (1), (2) に示す岩石物理モデルを用いた。このモデルは海底熱水鉱床で採取された岩石試料に対する複素導電率測定結果に基づく経験式^{8,9}に倣い構築された。

$$\left| \sigma_r^* \right| = \left| \left[(1-x) \frac{F}{\sigma_w} + \frac{xF}{\sigma_w + xF(j\omega\varepsilon)^c} \right]^{-1} \right| \quad (1)$$

$$\text{SMEC} [\text{mol} / \text{cm}^3] = 0.0004 \exp(3.39x) \quad (2)$$

ここで、 σ_r^* は複素導電率の振幅 [S/m] である。 F は Archie の式¹⁰ ($F = \phi^m$) のフォーメーションファクター、 σ_w は間隙水電気伝導度 [S/m] を示す。 ω は観測周波数の角周波数 [Hz] に相当し、今回は便宜上、電気探査の交代直流電流の交代周波数 0.067 Hz を周波数として用いた ($\omega = 2\pi \times 0.067$)。 ε は無次元の比誘電率、 c は Cole-Cole 乗数である。基礎モデルでは岩石に含有される粘土鉱物の表面電気二重層の拡散層に関与するパラ

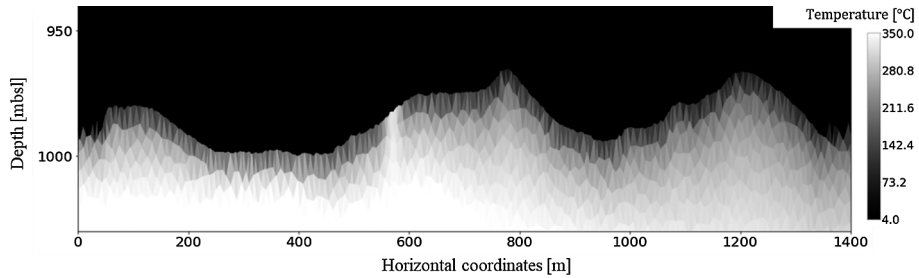


Fig. 1 Assumed temperature structure of the seafloor. (mbsl: m below sea level)

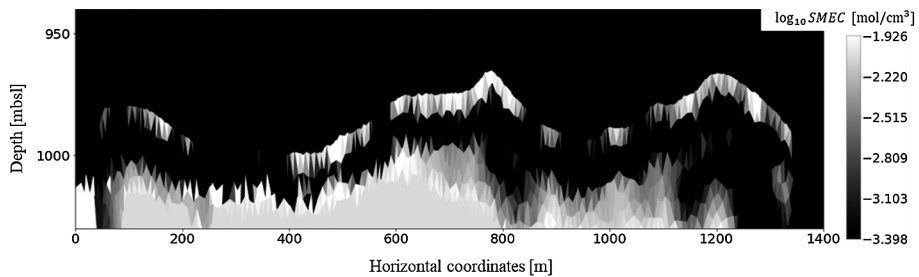


Fig. 2 Calculated subseafloor metal element concentration cross section. The bright color region requires the presence of metallic elements (metal sulfide minerals) to explain the observed resistivity. (mbsl: m below sea level)

メータが含まれるが、本研究では岩石を不導体、間隙水、導電性硫化鉱物の三相に簡易化することで、このパラメータを省略している。関連して、Eq. (2) の SMEC (Summation of Metal Element Content : 金属元素濃度の合計値) $[\text{mol}/\text{cm}^3]$ の回帰式も修正されている。

Eq. (1) の x を除くパラメータを定め、逆計算によって $|\sigma_R^*|$ の観測値を再現する x の値を求めることで、Eq. (2) から SMEC が推定される。ただし、電気探査によって取得された海底下の比抵抗 ρ に対し、 $\rho = 1/|\sigma_R^*|$ と見做す。また、SMEC は Fe, Cu, Pb の合算値となる⁸。形状数 n は、Archie の式¹⁰ を用いて、間隙率 ϕ と膠結係数 m の推定に基づいて計算された。間隙率 ϕ は解析領域と同一海域で実施された掘削研究の結果得られた間隙率の深度プロファイル¹¹ を参照し、以下のように計算された。

$$\phi = \begin{cases} 0.5 & (z \leq 10) \\ 0.5 - 0.03(z - 10) & (10 < z < 25) \\ 0.2 & (z \geq 25) \end{cases} \quad (3)$$

ここで、 z は海底下の深さ [mbsf: m below sea floor] である。間隙水電気伝導度 σ_w は、Watanabe et al. (2021) の式⁷ によって決定された。ただし、圧力条件として静水圧条件、海底海水の塩濃度は一様 3.5 wt% を与えた。Watanabe et al. (2021) の式⁷ において、 σ_w の計算には温度も要求される。適切な分析を行うためには、分析全域にわたって適切な温度を設定することが非常に重要であ

る。本研究では、これまでに伊平屋北フィールドで行われた流体熱力学的研究¹² の参照により温度構造を設計した。Fig. 1 に温度構造図を示す。ただし、熱水噴出孔の存在が知られている中央部^{11,13} では、熱水流動経路を表現するため一律に温度の高い孔部が設けられている。

ε と c の値は Ohta et al. (2018) における海底熱水鉱床岩石サンプルに対するモデルフィッティング結果を参考に、簡単のためそれぞれ 10, 0.55 とした。以上により、計算対象 (Ishizu et al. 2019) の比抵抗断面の各メッシュの SMEC が計算された。

x の値の算出には x の値域 ($0 \leq x \leq 1$) を制約条件とした再急降下法を用いた。ただし、温度構造から得られる σ_w によって十分に低い比抵抗が得られる場合、すなわち元の比抵抗構造の再現に硫化物鉱床の胚胎を必要としない場合、 x の値は 0 となり、ただちにそのメッシュの SMEC は 0 と計算された。

3. 結果と考察

Fig. 2 に、計算された海底下金属元素濃度断面を示す。海底面に相当する表層数メートルの計算要素に高濃度の金属元素が集積していることが確認された。この最大濃度を記録した海底面の高なりでは、実際に海底面観察により熱水鉱床マウンドの形成が確認されている。次に重要な結果として、海底下約 25 m 以深においても均一に

金属元素の存在が確認できたことが挙げられる。この結果は、伊平屋北海丘 NBC 西部 NS 測線 (Fig. 1. In: Ishizu et al. 2019) における海底熱水鉱床が海底面鉱体と海底下埋没鉱体の二層構造を為していることを定量的に示すものである。

SMEC の計算結果から、0 より大きい SMEC を持つメッシュ (観測された比抵抗の説明のために、硫化鉱物を必要とする領域) 中での SMEC の中央値は 0.0067 mol/cm^3 であった。この品位を重量に換算すると、導電性硫化鉱物がすべて黄鉄鉱である場合、 1 m^3 あたり約 372 kg の Fe 元素を含むと計算された。黄銅鉱の場合は約 212 kg の Cu 元素と約 186 kg の Fe 元素をそれぞれ含み、方鉛鉱の場合は約 1383 kg であった。仮に代表的な間隙率を 0.2、脈石鉱物の密度を 2650 kg/m^3 とすれば、この品位は黄鉄鉱 (5000 kg/m^3) のみの場合で Fe 約 15 wt%、黄銅鉱 (4300 kg/m^3) のみの場合で Fe 約 8.0 wt% かつ Cu 約 9.0 wt%、方鉛鉱 (7500 kg/m^3) のみの場合で Pb 約 44 wt% と計算できる。

ただし、これらの値を算出するための Eq. (1) の計算は推定パラメータに依存しており、Eq. (2) は回帰データセットに依存している。観測された比抵抗構造自体の不確実性だけでなく、これらのパラメータの推定値に含まれる不確実性も定量評価の精度に影響を及ぼす。

4. 結 言

本研究では、岩石物理モデルと比抵抗構造を用いて、海底下金属資源量を定量化した。結果として、伊平屋北海丘における海底熱水鉱床が、海底面鉱体と海底下埋没鉱体の二層構造を形成していることが定量的に示され、高濃度の金属元素が海底面近くに集積していることも確認された。本研究は海底資源の探査・開発に新たな手法を提供する。また、本研究手法の洗練によって、物理探査データの解釈結果が、海底資源開発における基礎データとしてより広く活用されることが期待される。ただし、本研究で用いた物理モデルの各パラメータは、限られた実験データを元に仮定された推定値である。統合解釈モデルにはパラメータごとの不確実性が内包されている。今後、サンプル情報をさらに拡充すること、同時に理論的裏付けに基づく回帰モデルを構築することによって、不確実性を組み込んだ岩石モデルの構築と、資源量推定の高精度化を行う予定である。また、電磁気学的手法に

より検出が困難な絶縁性の硫化鉱物 (閃亜鉛鉱など) を対象とした、重力探査や反射法地震探査といった他の物理探査手法との連携、統合的な物理モデルの構築も求められる。

References

1. G. Spagnoli, M. Hannington, K. Bairlein, A. Hördt, M. Jegen, S. Petersen, T. Laurila: *Geo. Marine Letters*, **36**, pp. 235–245 (2016)
2. S. Komori, Y. Masaki, W. Tanikawa, J. Torimoto, Y. Ohta, M. Makio, L. Maeda, J.I. Ishibashi, T. Nozaki, O. Tadai, H. Kumagai: *Earth Planets and Space*, **69**, 114 (2017)
3. K. Ishizu, T. Goto, Y. Ohta, T. Kasaya, H. Iwamoto, C. Vachirastienchai, W. Siripunvaraporn, T. Tsuji, H. Kumagai, K. Koike: *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 20, pp. 11025–11034 (2019)
4. S. Kawagucci, H. Chiba, J.I. Ishibashi, T. Yamanaka, T. Toki, Y. Muramatsu, Y. Ueno, A. Makabe, K. Inoue, N. Yoshida, S. Nakagawa, T. Nunoura, K. Takai, N. Takahata, Y. Sano, T. Narita, G. Teranishi, H. Obata, T. Gamo: *Geochem. J.*, **45**, 2, pp. 109–124 (2011)
5. S. Kawagucci, J. Miyazaki, R. Nakajima, T. Nozaki, Y. Takaya, Y. Kato, T. Shibuya, U. Konno, Y. Nakaguchi, K. Hatada, H. Hirayama, K. Fujikura, Y. Furushima, H. Yamamoto, T. Watsuji: *Geochem., Geophys., Geosystems*, **14** pp. 4774–4790 (2013)
6. R. Sinmyo and H. Keppler: *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **172**, 1 (2017)
7. N. Watanabe, Y. Yamaya, K. Kitamura, T. Mogi: *Fluid Ph. Equilibria*, **549**, 113187 (2021)
8. Y. Ohta, T. Goto, K. Koike, K. Kashiwaya, W. Lin, O. Tadai, T. Kasaya, T. Kanamatsu, H. Machiyama: In *Proceedings of the 13th of The Society of Exploration Geophysicists of Japan International Symposium*, Tokyo (2018)
9. Y. Ohta, T. Goto, K. Koike, K. Kashiwaya, W. Lin, O. Tadai, T. Kasaya, T. Kanamatsu, H. Machiyama: In *Proceedings of the 15th International Symposium on Mineral Exploration*, Kyoto (2018)
10. G.E. Archie: *Trans. AIME*, **146**, pp. 54–62 (1942)
11. K. Takai, M.J. Mottl, S.H. Nielsen: *The Expedition 331 Scientists*, In *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program (Vol. 331)*, Washington, DC (2011)
12. S.A. Tomita, K. Koike, T. Goto, K. Suzuki: *Geophys. Res. Lett.*, **47**, 20, e2020GL088681 (2020)
13. Y. Masaki, M. Kinoshita, F. Inagaki, S. Nakagawa, K. Takai: *JAMSTEC Report of Research and Development*, **12**, pp. 1–12 (2011)