

海底熱水活動域で得られた岩石試料の電気伝導度特性に基づく 岩石物理モデルの構築

大田優介*・後藤忠徳*^{*3}・小池克明*・柏谷公希*・林 為人*・多田井修**・
笠谷貴史*^{*3}・金松敏也*^{*3}・町山栄章*^{*3}

要 旨

近年、中部沖縄トラフをはじめとした海底熱水活動域において、海底熱水鉱床の調査を目的として、様々な物理探査が行われている。物理探査によって電気伝導度・密度などの物性値の地下分布が得られるが、これらの情報に基づいた地質学的な構造推定には限界がある。そのため、鉱床有望地の具体的な絞り込みや鉱床品位の高精度な評価においては、数多くの海底試掘が必要となっているが、掘削コストは高く、コア回収率は低い。したがって、比較的低コストで実施可能な物理探査によって得られる種々の物性情報から海底下地質情報を適切に抽出することが望まれ、新たな技術開発が必要である。そこで本研究では、海底熱水鉱床の胚胎が有望視されている沖縄トラフ内の複数の海域から岩石サンプルを採取し、室内試験によって様々な物性および鉱物組成や元素濃度を測定し、これらの関係性を調べた。さらに、岩石サンプルの電気伝導度については、間隙水などから岩石の電気伝導度を推定する岩石物理モデルの構築を試みた。本研究で構築した岩石物理モデルを岩石サンプルの測定データに適用した結果、これまでの岩石モデルでは説明が不可能であった高い電気伝導度を示す岩石サンプルについて、その電気伝導特性を再現することに成功した。さらに、推定された物理モデルパラメータと岩石サンプルの導電性硫化鉱物の体積含有率との間に明瞭な正の相関関係を見いだした。この結果は、海底熱水活動域岩石サンプルの電気伝導度は本研究で提案する岩石物理モデルによって説明できることを示している。

キーワード：海底熱水鉱床・沖縄トラフ・電気伝導度・岩石物理モデル・Archie の式

1. 緒 言

世界的な金属資源需要の高まりに伴って、海底金属資源が注目を集めている。このうち、特に注目されている場所が海底熱水活動域である。この地域では、海底下のマグマなどによって熱せられた間隙水（熱水）が海底で噴出しているが、深海の高水圧のために沸騰することなく 300 °C 以上の高温状態を維持している。この時、海底付近に到達した熱水が低温の海水と混じり合い急冷されることによって、熱水中に含まれる銅・鉛・亜鉛などの重金属が硫化物として沈殿する。このようにして形成される鉱床は海底熱水鉱床と呼ばれている。海底熱水鉱床

は硫化金属鉱物が高品位で塊状の鉱体として濃集していることが特徴的である。

近年、海底熱水活動域における新たな金属資源鉱床の開発が期待されており、現在までに様々な物理探査が国内外で行われている。例えば Cairns et al. (1996) では、北大西洋中央海嶺において2つの自律型の送受信機ユニットからなるダイポール・ダイポールシステムによって電磁探査を行った結果、11 ~ 16 S/m の高電気伝導度異常を検出した。Cairns et al. (1996) は、この高い伝導性は塊状硫化物および熱水の影響であると結論付けている。しかしながら、物理探査で得られる電気伝導度や密度などの物性値の地下での分布や、反射法地震探査など

2018年3月29日原稿受付；2018年6月3日受理

* 京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻
〒615-8540 京都府京都市西京区京都大学桂 C1-2 号館

** マリンワークジャパン
〒237-0063 神奈川県横須賀市追浜東町 3-54-1

*3 海洋研究開発機構

〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15

による地層境界の位置などは有益な地下情報ではあるが、地質情報を間接的に示すに留まっている。このため、物理探査データを核として、海底熱水活動域周辺における鉱物資源の空間分布を定量的に評価するには至っていない。一方で、陸上掘削と比較すると海底掘削には膨大なコストが必要であり、さらにコア回収率が低いことが知られており、数少ない海底試掘データに基づいて鉱床を評価することも難しい。

このような問題を解決するために、本研究では岩石物理モデルに基づく物理探査の複合解析に着目した。これは、対象地域の岩石に対し複数の室内試験を行い、それらの結果を元に岩石の物性が従うモデルを定めることによって、物理探査によって直接的な取得が困難な情報を推定する手法である。例えば鈴木 (2003) においては花崗閃緑岩の分布域に掘削した 1000 m 級のボーリング孔で行われた物理検層データに対し、地層比抵抗係数と透水係数の関係式 (Katsube and Hume, 1983) を適用することによって、透水係数の深度分布を求めている。したがって、海底熱水鉱床に関しても、岩石中に含まれる金属含有量と諸物性の間にどのような関係があるかを調べ、これを定量的に説明できる岩石物理モデルを作成することが必要であるが、そのような研究はこれまでにない。

海底熱水鉱床の岩石物理モデルを構築するにあたって、本研究では、岩石サンプルの電気伝導度特性に着目した。硫化鉱物は半導体特性を持っており、例えば Mahan et al. (1986) では体積分率で 6.3 % の黄鉄鉱を含有させた人工試料の測定結果が示されており、102 Hz 以上の周波数帯において高い導電性を示している。このような硫化鉱物の特性によって、海底熱水活動域で採取された一部の岩石サンプルは極めて高い電気伝導特性 (10 S/m 以上) を示すことが知られている (例えば Spagnoli et al., 2016)。本研究では電気伝導度以外にも間隙率などの種々の物性を測定するとともに、岩石に含まれる鉱物の組成や元素濃度の測定も実施した。これらの測定結果を互いに比較し、硫化鉱物を含む岩石サンプルの電気伝導特性を説明可能な岩石物理モデルの構築を行うことを目的とした。特に、岩石中に含まれる導電性粒子の含有量と電気伝導度の関係の定量化を目指した。

2. 対象海域と岩石サンプル

対象海域は中部沖縄トラフにおける海底熱水噴出地域である。沖縄トラフはフィリピン海プレートの沈み込み帯によって形成された琉球海溝—琉球弧の背弧側の中国大陸の縁辺域に位置する背弧海盆である。海溝・島弧・背弧系は延長 1200 km におよび、九州西方より台湾沖に達している (浦辺ほか, 2009)。沖縄トラフの海域では、活動的な熱水地帯が複数個所において確認されており、

現在までに物理探査 (例えば, Goto et al., 2013) や海底掘削調査 (例えば, Takai et al., 2012), 掘削後の熱水活動変化の調査などを目的とした人工熱水噴出孔の設置 (高井, 2017) が行われている。

本研究ではこれらの海底熱水噴出地域のうち、(1) 伊是名海穴、(2) 伊平屋島沖 (伊平屋小海嶺)、(3) 伊平屋北海丘、および (4) 久米島西方沖海域とそれぞれ呼称される 4 つの海域に注目し、岩石の採取を実施した。岩石サンプルは海底熱水活動域の海底面にて海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の無人探査機 (ROV) および有人深海潜水調査船「しんかい 6500」によって採取されたものである。岩石サンプルの詳細について Table 1 に示す。1 つの岩石サンプル (Figs. 1, 2) から、実験室内において複数個の岩石コアを採取した。岩石コアは直径 40 mm、長さ約 40 mm の円柱形状 (Fig. 3) に加工した上で、後述する物性測定および鉱物組成や元素濃度の分析に用いた。なお、Table 1 にはそれぞれの岩石サンプルから切り出した岩石コアの総数についても記載してある。



Fig. 1. Photograph at sampling of an exposed rock on the seafloor with the ROV's manipulator.



Fig. 2. Photograph of a rock sample "R4".

Table 1. List of rock samples used in this study. The item named "Number of cores" indicates a number of rock cores which shaped from rock samples and used for electrical conductivity measurement, porosity and density measurement, XRF analysis and XRD analysis in this order.

ID	Research Cruise	Area	Collection method	Size (cm ³)	Weight (kg)	Number of cores	Characteristics
R2	NT15-17	Iheya small ridge	ROV	15×10×5	1.0	1, 1, 2, 1	Silver metallic luster under black coat
R4	NT15-17	Iheya small ridge	ROV	45×40×30	30.0	4, 3, 3, 1	Red rust is observed on the surface
R6	NT15-17	Iheya small ridge	ROV	40×35×20	21.0	2, 2, 2, 1	Red rust, biological trace on the surface
1426R01	YK15-06	Izena hole	Submarine	18×24×32	15.0	4, 2, 1, 1	Confirm gypsum-like white pulse
1427R01	YK15-06	Izena hole	Submarine	28×18×16	12.0	1, 1, 1, 1	Clayey - fine metal gloss
YK12-05#3	YK12-05	Iheya north knoll	Submarine	22×17×13	3.6	2, 2, 3, 1	Less consolidation - fine metal gloss
R02	YK16-12	western area of Kume island	Submarine	28×35×30	39.8	4, 4, 4, 4	Most show metallic luster



Fig. 3. Photograph of an obtained rock core from a sample.

3. 手法

3.1 電気伝導度測定

岩石コアの電気伝導度測定に際して、本研究では西田・川上 (2000) を参考に、4 極法による電極システムを用いた。ただし通常の岩石とは異なり、本研究で用いる岩石コアの間隙率が極めて高く、肉眼で確認できるスケールの孔隙が幾つも存在している (Fig. 3)。このように高い間隙率を持つため、本岩石コアを空气中で測定した場合、測定中に間隙水の大部分が脱離するために、電気伝導度の測定値は時間とともに大きく変化した。完全湿潤状態を保つためには、常に岩石サンプルを溶液中に浸しておく必要があるため、ここでは Fig. 4 に示すようなサンプルホルダーを作成した。岩石コアは、電気伝導度を事前に調整した海水 (NaCl を主成分とする水溶液) で浸した状態で、真空脱気法による強制湿潤状態とした。電気伝導度の測定時には、ゴムジャケット内に完全湿潤状態の岩石コアおよび電極を挿入した。また両端には円筒形ゴムを配置して、岩石コアからの間隙水の漏洩を抑えたとともに、両端から約 10 N の荷重をかけることで電極と岩石サンプルを密着させた。これによって、サンプルホルダー内の岩石コアは規定の電気伝導度の溶液で満たされた状態となる。四極法による測定では真鍮製の

メッシュを合計四枚用いているが、それらの配置の詳細は Fig. 5 の通りである。電極—電極間、電極—岩石コア間にはアクリル製のセパレータを用いて分離しており、これらが互いに直接接触しないように配慮している。これは、電極と岩石サンプル間の接触インピーダンスの発生を避けることに加え、電極部分の形状が全測定において変化しないためである。

岩石コアの複素電気伝導度の測定には Princeton Applied Research 社製の VersaSTAT4 を用いた。測定には交流インピーダンス法を用いており、1 Hz から 100k Hz まで連続的に周波数を変化させながら複素電気伝導度を測定した。測定は定電圧条件で行い、印加電圧は岩石コアおよび間隙水の電気伝導度に応じ、安定して計測が可能な電圧を実験的に判断し、10 mV から 100 mV の範囲で適宜決定した。さらに、岩石コア中の間隙水の電気伝導度を変化させつつ、複数回の電気伝導度測定を行った。鈴木 (2003) などの先行研究に見られる通り、間隙水の電気伝導度の変化に伴う岩石コア全体の電気伝導度の変化を観察することで、岩石サンプルの電気伝導度特性のうち、後述する地層係数や導電性鉱物の影響を明らかにするためである。

本計測システムによって測定されるインピーダンスは電極システム (アクリル製セパレータ内部および電極) のインピーダンスを含む。また、電極システムのインピーダンスは、電極と間隙水との接触部において、間隙水濃度や電圧に応じた電気分解によるインピーダンス変化を生じる恐れがある。したがって、電極システムのインピーダンスを取り除くため、岩石コアの湿潤に用いた間隙水と中空の塩ビ管とをサンプルホルダーに装填した状態での測定を行い、データの較正に利用した。中空塩ビ管の形状は測定可能であるため、インピーダンスの理論値と測定値を比較することによって電極システムのインピーダンスを計算可能である。本研究では岩石コアの各測定前に、岩石コアを湿潤したものと同一濃度の海水を使用した測定から電極システムのインピーダンスを得ており、これを岩石コア測定で得られたインピーダンスから差し引くことで、測定結果から電極システムの影響を取り除いている。さらに、較正後のインピーダンスの振

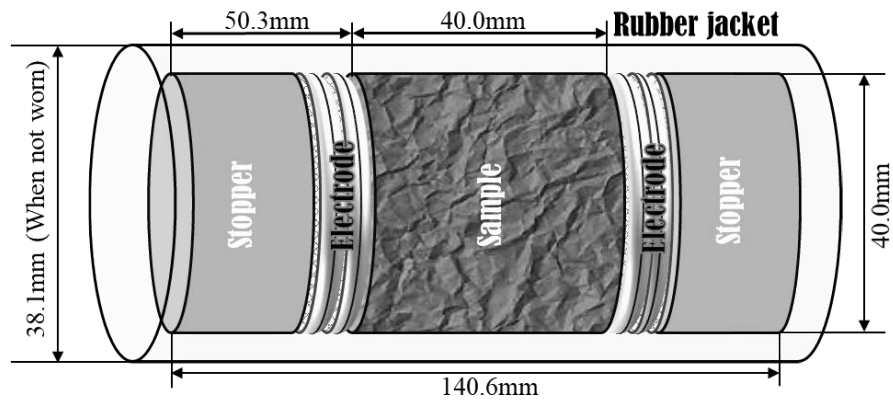


Fig. 4. Schematic image of our sample holder for electrical conductivity measurement.

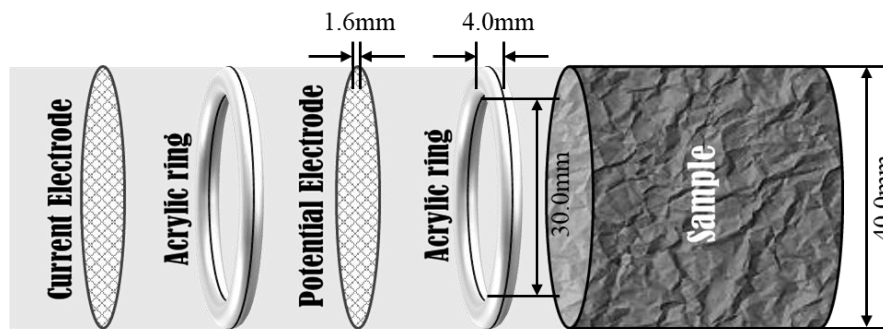


Fig. 5. Layout of electrodes in our sample holder. Each electrode can be separated by acrylic rings.

幅を $|Z|$ とし、岩石コアの断面積を S 、長さを L とすると、

$$\sigma_R = 1/(|Z| \cdot S/L) \quad (1)$$

より岩石コアの電気伝導度 σ_R が求められる。

3.2 間隙率と粒子密度測定

本研究では、間隙率と平均的な粒子密度の測定には、JIS Z 8807 に従って、液中ひょう量法または浮力法と呼ばれる手法を用いた。浮力法は空中湿潤重量と水中重量、および乾燥重量を測定することによって間隙率と粒子密度を算出する方法である。間隙率を ϕ 、サンプルの体積を V 、粒子密度を ρ_d 、水の単位体積重量 ρ_w とすると、空中湿潤重量 W_s 、水中重量 W_w 、乾燥重量 W_d はそれぞれ、

$$W_s = V\{\phi\rho_w + (1 - \phi)\rho_d\} \quad (2.1)$$

$$W_w = V(1 - \phi)(\rho_d - \rho_w) \quad (2.2)$$

$$W_d = V(1 - \phi)\rho_d \quad (2.3)$$

と表すことができ、この連立方程式を解くことで ϕ 、 V および ρ_d が求まる。

3.3 元素濃度分析

元素濃度分析には OLYMPUS 社製の蛍光 X 線分析装置 DELTA Professional (以下 DELTA と略) を用いた。

DELTA は蛍光 X 線分析法 (XRF 法) によって、マグネシウム (原子番号 12) からウラン (原子番号 92) までの元素濃度を分析する携帯型分析計であり、元素濃度を 1 ppm から 100 % の濃度範囲で検出することができる。DELTA には対象のサンプルに応じた複数の測定モードがあるが、本研究では硫化鉱物の定量化が目的であるため、重金属元素を中心とした Soil モードでの測定を行った。なお、この場合の検出可能帯はリン (原子番号 15) 以降の原子量を持つものに狭まる。したがって、酸素、マグネシウム、アルミニウム、ケイ素などリンよりも軽い元素は検出できず、それらの総和は LE (Light Element) として計上される。

XRF 法による元素濃度の定量方法には、検量線 (標準試料) を用いた較正と、ファンダメンタル・パラメータ法 (以下 FP 法) の二種類が存在する。前者は、実際に濃度比のわかっている試料を数点用意し、X 線強度を測定しておくことで、未知濃度の試料の X 線強度から濃度を推定する方法である。一方、後者の FP 法は、未知試料を測定して得られた各元素の蛍光 X 線強度に最も適した組成を推定する方法である。未知の元素組成によって構成されている天然の岩石サンプルを測定する場合、基本的には後者の FP 法が用いられるため、本研究においても FP 法を採用した。

3.4 鉱物同定および定量

鉱物組成の同定にはリガク社製の X 線回折装置 Smart Lab を用いた。X 線回折法 (XRD 法) による鉱物の定量化にはリートベルト法などが用いられているが、この際には予め含有されるすべての鉱物組成を仮定しておくことに注意を要する。リートベルト法では、測定された X 線回折強度のフーリエ変換を、推定された鉱物組成の X 線回折強度のフーリエ変換の線形結合として表現し、その最も適切な含有比を求めている。すなわち、未知鉱物が大量に含まれる岩石サンプルに対しては、推定した鉱物種の含有率が過大に評価される場合がある。また、実際にはサンプル中にはほとんど存在していない鉱物であるにも関わらず、他の鉱物と X 線回折特性が似通っているために、鉱物が誤って検出される可能性がある。すなわち、XRD 法による定量値のうち、推定した鉱物種同士の強度比 (存在比) の推定精度は高いが、含有量の絶対値については注意を要すると考えられる。

したがって本研究においては、XRF 法の測定結果を用いて、XRD 法から求められる鉱物含有量の推定精度の向上方法を提案する。まず岩石コアにおける各鉱物の重量比が明らかであれば、導電性硫化鉱物の体積含有率は式 (3) によって与えられる。

$$\phi_m = \sum \left\{ W_i \cdot \left(\frac{\rho_d}{\rho_i} \right) \right\} \cdot (1 - \phi) \quad (3)$$

ここで、 ϕ_m は岩石コア中の複数種の導電性硫化鉱物の体積含有率の総和であり、 ϕ は岩石コアの間隙率である。 ρ_i はある導電性硫化鉱物の比重であり、 ρ_d は浮力法によって求めた岩石コア全体の平均粒子密度である。また、 W_i は岩石コア中の各鉱物の重量比であり、XRF 法によって定量された各種金属元素の重量比を、XRD 法による定量値を各鉱物に分配することによって得られている。具体的な例を示しながら、重量比の算出方法を説明する。例えば、黄鉄鉱 (FeS_2) と黄銅鉱 (FeCuS_2) の 2 つの導電性鉱物が検出された岩石コアを考える。このコア中では、鉄のほぼ全量は黄鉄鉱および黄銅鉱に含まれており、銅の全量が黄銅鉱として存在していると仮定する。この場合、 W_i (ここでは黄鉄鉱と黄銅鉱の 2 種のみ) は式 (4.1) および (4.2) によって求められる。

$$W_{\text{pyrite}} = \alpha w_{\text{Fe}} + \alpha w_{\text{Fe}} \cdot 32.07 \cdot 2/55.85 \quad (4.1)$$

$$W_{\text{chalcopyrite}} = (1 - \alpha) w_{\text{Fe}} + w_{\text{Cu}} + (1 - \alpha) w_{\text{Fe}} \cdot 32.07 \cdot 2/55.85 \quad (4.2)$$

ここで、 α は XRD 法によって得られる、黄鉄鉱 + 黄銅鉱に対する黄鉄鉱の存在比 (重量比) である。 w_{Fe} および w_{Cu} はそれぞれ鉄および銅の XRF 法による元素濃度比を表す。式 (4.1) の右辺第 2 項 ($\alpha w_{\text{Fe}} \cdot 32.07 \cdot 2/55.85$) および (4.2) の右辺第 3 項 ($(1 - \alpha) w_{\text{Fe}} \cdot 32.07 \cdot 2/55.85$) は、鉄に付随する硫黄の重量を鉄の重量を基準に計算し

たものである。硫黄は XRF 法によって検出可能であり、実際に XRF 法で検出されているが、その一部は黄鉄鉱や黄銅鉱の形ではなく、不導体である硫酸塩鉱物などに分配されていると考えられる。したがって、本研究では、鉄や銅といった重金属元素を基準に、各種導電性鉱物に付随する他の元素の割合を決定している。このようにして、式 (4) から求めた各鉱物の重量比を式 (3) に代入することによって、それらの体積含有率の総和が計算できる。なお、鉱物定量と XRF 法に用いる岩石コアが異なることに留意し、XRF 法による元素濃度としては各コアの平均値 (岩石サンプルごとの平均値) を用いた。そのため、導電性粒子の体積含有率は岩石サンプルごとに 1 つの値を与えてある。

4. 岩石物理モデル

岩石コアの電気伝導度の測定結果については後ほど詳述するが、その特徴を Archie の式 (Archie, 1942) や修正 Archie の式 (Katsube and Hume, 1983) などの岩石物理モデルで説明することは困難であった。これらの既存の岩石物理モデルは、岩石中の間隙が岩石全体の比抵抗に及ぼす影響や、間隙壁面の表面伝導や粘土などの導電性粒子の影響をよく説明することが知られている。しかしながら本研究で対象とする岩石は導電性に富む硫化鉱物を多く含んでおり、既存の岩石物理モデルの改良が必要である。

そこで本研究では、修正 Archie の式 (Katsube and Hume, 1983) を参考として、新たな岩石電気伝導度モデルを構築した。この岩石物理モデルは Fig. 6 に示すような等価回路で表されるモデルであり、以下の式で示される。

$$\sigma_R = \left(\frac{F_2 F_3}{F_3 \sigma_w + F_2 C_e} + \frac{F_1}{\sigma_w} \right)^{-1} + C_s \quad (5)$$

ここで、 σ_R は岩石全体の電気伝導度 (S/m)、 σ_w は間隙水の電気伝導度 (S/m) である。 σ_c は間隙水と鉱物粒

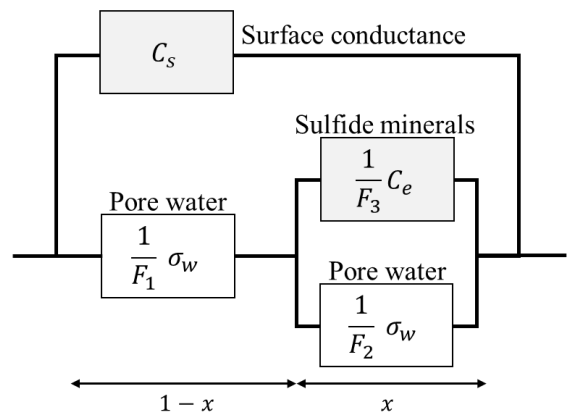


Fig. 6. Equivalent circuit for our new rock physics model.

子の界面に存在する電気二重層などが原因となる過剰導電項（表面伝導項）であり、修正 Archie の式において固体部分の導電性を示す σ_c に相当する（単位は S/m）。 C_e は導電性鉱物による導電項を示している（単位は S/m）。また F_1 、 F_2 および F_3 は形状定数を意味し、それぞれ以下の式で定義される。

$$F_1 = (1 - x)/\phi^m \quad (6.1)$$

$$F_2 = x/\phi^m \quad (6.2)$$

$$F_3 = x \quad (6.3)$$

ここで、 x はポアスロート（細長い間隙）中で導電性鉱物が間隙水と接触している割合（0～1）を示すパラメータであり、 ϕ は間隙率、 m は膠結係数である。 $F_1 \sim F_3$ は Archie の式で用いられている Formation Factor に相当しており、 F_1 は導電性鉱物が隣接していない間隙に対する定数、 F_2 は導電性鉱物が壁面に分布する間隙に対する定数、 F_3 は導電性鉱物に対する定数である（Fig. 6）。

この岩石物理モデルの概念図は Fig. 7 のようである。海底熱水噴出地域では、熱水が海底面付近で冷却されるために、熱水中の重金属元素が析出して海底熱水鉱床ができると考えられている。したがって熱水地域の岩石の微視的構造としては、導電性鉱物を含む粒子の集合体、あるいは導電性鉱物がポアスロート中に分布する形態が妥当であると考えられる。ここで、ポアスロートの一部が導電性粒子と接していると（Fig. 7）、ポアスロート内を流れる電流の一部が、間隙水ではなく導電性粒子側に流れると思われる。本研究ではこれを表現するために、導電性鉱物による項 C_e と関連する回路部分を既存の岩石物理モデルに新たに追加した。なお、このモデルにおいて C_e もしくは x が 0 になると（すなわち間隙に接する導電性鉱物がない場合）、式 (5) は通常の修正 Archie の式と一致する。

岩石モデルの未知パラメータの推定にあたっては、浮力法によって得られた間隙率、間隙水の電気伝導度および岩石コアの電気伝導度の 3 つの測定値を利用した。式 (5) および式 (6) に間隙率と間隙水の電気伝導度を代

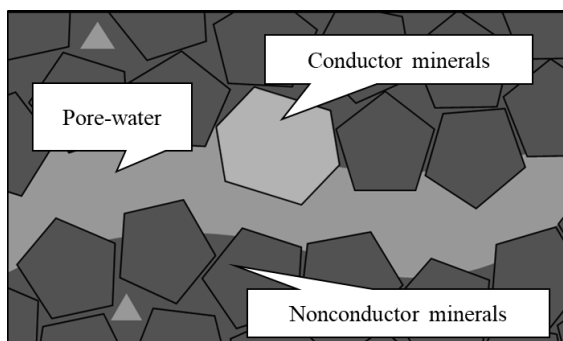


Fig. 7. Conceptual image for our new rock physics model.

入すると、未知数は全部で 4 つとなる。そこで、式 (5) から得られる岩石の電気伝導度値の計算値と、実際の測定結果との残差自乗和を最小化するような未知数の組み合わせを Nelder-Mead 法 (Dennis and Woods, 1987) によって決定した。なお、未知数推定時の条件として、それぞれのパラメータについて妥当と考える値域外を取った場合において残差自乗和を実際より大きくするような拘束を探索アルゴリズムに与えた。たとえば、 m は 1 より小さい値を取ってはならず、間隙率が 20 % を超える岩石において 3 以上の値を取ることは通常ありえないと考えられるため、1～3 を値域として定めた。

一般に、測定周波数によって岩石コアの電気伝導度の測定値は変化することが知られている。また測定時の電流・電圧間の位相にも周波数依存が見られることがある。このような岩石の複素電気伝導度や、その周波数依存性に対しては、これまでに多くの岩石物理モデルが提案されてきた（例えば、Fricke and Morse, 1924; Fricke, 1925; Fricke and Morse, 1926 など）。本研究においてもこのようなモデルの適用が考えられる。しかし実験の結果、電気伝導度の測定が最も安定する周波数帯が 1 kHz 付近であることが示された。また間隙水のみを用いた較正時においても、1 kHz 付近において分極が最も小さくなることが予備実験から明らかになった。

岩石コアおよび間隙水のみに対する実験における位相の周波数特性の一例を Fig. 8 に示す。なお、岩石コアに関しては $\sigma_w = 6.7$ S/m の間隙水で湿潤させた 4 つのコアにおける測定結果、間隙水は $\sigma_w = 6.7$ S/m における較正時の測定結果を記載している。いずれのコアも、概ね 1 kHz より高周波数域で位相は極小値かつ一定値を示している。また、較正時（間隙水のみ）の位相は、岩石コア測定時と比較すると小さい値を示しており、1 kHz より低周波数域において極小値かつ一定値になっている。そこで本研究ではまず、1 kHz での岩石コアの電気伝導度がどの程度の導電性鉱物含有量によって説明可能かを定量的に評価することを試みた。具体的には 1 kHz での電気伝導度測定値にのみ着目し、式 (5) の岩石物理モデルを適用した。後述するように、実際の測定では複素電気伝導度が幅広い周波数帯で得られているために、今後測定値の補正方法の検討・確立をおこなった後に、周波数領域での複素電気伝導度モデルの構築を行う予定である。

5. 結果と考察

5.1 電気伝導度

岩石コアの電気伝導度（1 kHz）と間隙水の電気伝導度の比較について、R02_2-1 の測定結果を Fig. 9a に示す。なお、本文および凡例における表記「R02_2-1」は、岩石サンプル R02 から取り出されたコア 2 本目を切断し成

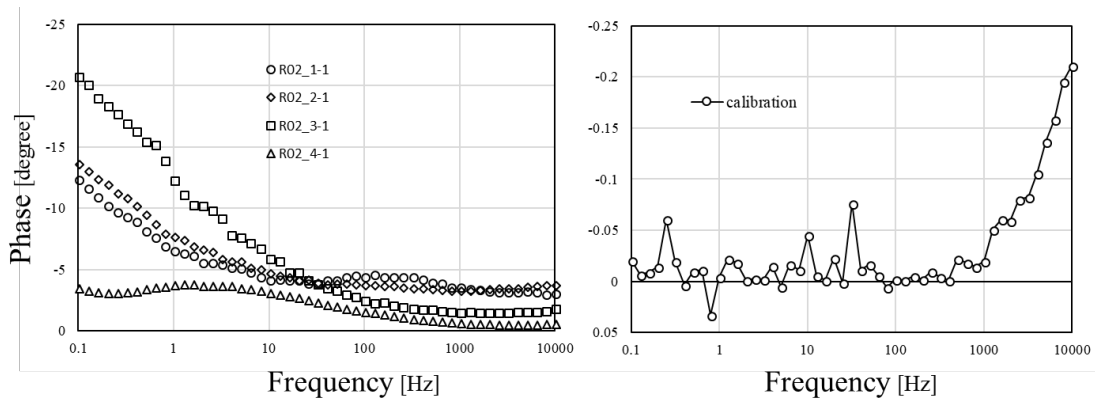


Fig. 8. Phase (as a function of frequency) of rock cores (left) and pore water (right) under the condition of pore water having electrical conductivity of 6.7 S/m.

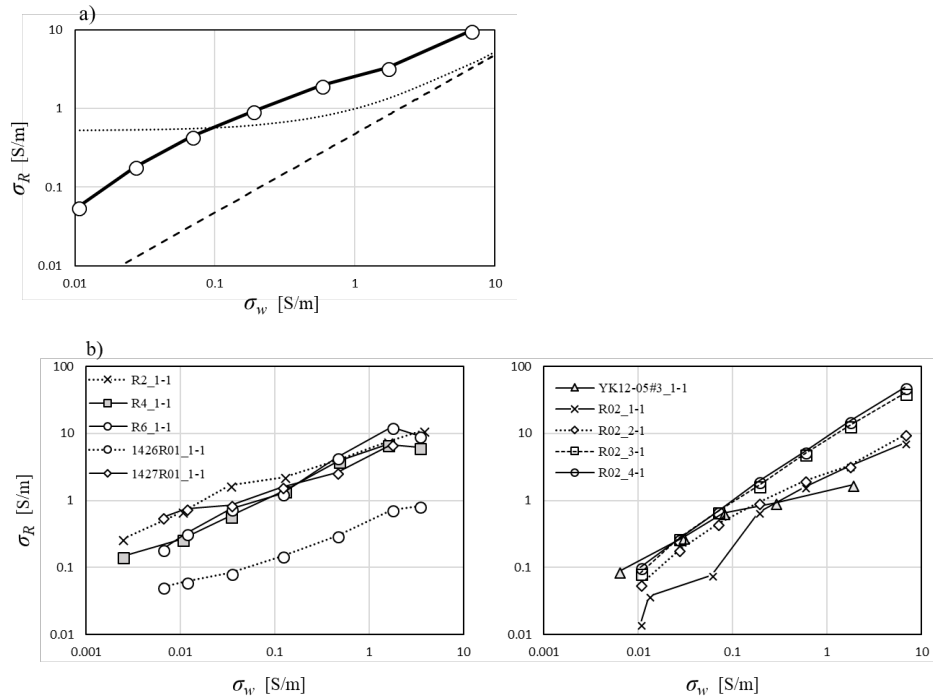


Fig. 9. a) An example of electrical conductivity (1 kHz) of a rock sample at various pore-water conductivity. White circles with solid lines means measurement result of rock sample (R02_2-1). A broken curve means calculated conductivity by using the Archie's law based on the measured porosity. A dotted curve means calculated conductivity by using the modified Archie's law based on the porosity and assumed matrix conductivity (0.5 S/m). b) Measured electrical conductivity (1 kHz) as a function of pore water electrical conductivity of 10 rock cores.

型された岩石コアの1つ目を意味している。Archieの式から予想される岩石の電気伝導度は、膠結係数の取りうる範囲(1~3)が拘束条件となるために、実際のサンプルで測定された電気伝導度よりも極めて小さい値しか再現できなかった。一方、修正Archieの式を用いても測定された傾向を説明できなかった。修正Archieの式において固体部分の導電性を示す σ_c の項は、Fig. 9aではY軸での切片として表現されるのみであり、岩石コアの電気伝導度特性曲線にみられる上方に凸になった特徴からは大きく乖離する様子が見られる。Fig. 9bには岩

石コア10個の測定結果を図示する。電気伝導度が非常に高い岩石コアが複数確認できるほか、YK12-05#3_1-1やR2_1-1ではR02_2-1と同様に上方に電気伝導度特性曲線が凸になる特徴が確認できる。

5.2 密度、間隙率、元素濃度、鋳物組成および鋳物体積含有率

浮力法による間隙率 ϕ および粒子密度 ρ_d の測定結果、元素濃度分析結果および鋳物定量の結果と、それらの平均値をTable 2に示す。本表では、元素濃度分析結果は

重金属元素のうち含有率上位3種までを示しており、鉱物同定結果には上位2種までを示している。なお、各岩石サンプルから採取された複数個の岩石コアの測定値から平均値を算出し、これを各岩石サンプルの値としたため、Table 2にはそれぞれの岩石サンプルに対する測定値の最大値、最小値を併記してある。岩石サンプル R02 に関しては、目視によって観察した岩石中での不均質性が大きいことが目視で確認でき、XRD 法による解析結果からも岩石コアごとの主な含有鉱物に違いが認められる。そこで、岩石サンプル R02 については平均化は行わず、岩石コアの測定値を以後の解析に利用することとした。

いずれのサンプルも間隙率が 20 % を超えており、極めて間隙率の高い岩石サンプル群であると言える。また、粒子密度はすべてのサンプルが 3.3 g/cm^3 以上という高い値を取った。元素濃度分析結果および鉱物定量の結果から、本研究で用いた岩石サンプルの大部分が黄鉄鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱、方鉛鉱といった導電性の鉱物に富むことがわかった。これら導電性硫化鉱物の体積含有率 ϕ_m の推定結果も Table 2 に記した。ここで、黄銅鉱は比重が 4.2 と、比重 5.0 の黄鉄鉱に比べて小さいため、黄銅鉱が支配的に存在するサンプルにおいて粒子密度が比

較的小さい値を取ることが予想される。実際に、Table 2 からは黄銅鉱を多く含むサンプルは小さい粒子密度を示しており、予想と整合的な結果が得られている。

5.3 岩石物理モデルの適用結果とその妥当性検証

岩石コアごとに、岩石物理モデルにおけるパラメータを推定し、これらを平均して各岩石サンプルのパラメータを求めた。ただし、R02 については先述の通り、岩石コアごとに値を求めている。岩石サンプルのパラメータ、各パラメータの平均値および平均二乗誤差平方根 (RMSE) を Table 3 に示す。なお、RMSE の計算に際し、サンプル毎に測定データ値が大きく異なる場合があることに留意し、以下の通り、測定された電気伝導度と岩石物理モデルから推定される電気伝導度との残差を各データの値で除することで規格化してある。

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - y_i}{d_i} \right)^2} \quad (7)$$

N: データ数 d_i : 実験値 y_i : モデルの推定値

全岩石コアの電気伝導度について、測定値と岩石物理モデルからの推定値のクロスプロットを Fig. 10a に示す。

Table 2. Measured physical, chemical, mineralogical properties of rock samples. The maximum value / minimum value is described.

ID	ϕ [%]	ρ_d [g/cm^3]	Pb	Fe	Cu	Main minerals	ϕ_m [%]	
R2	43.55	4.245	1.85	40.14	0.38	pyrrhotite	sphalerite	33.39
	- / -	- / -	2.05 / 1.65	41.34 / 38.94	0.38 / 0.37			- / -
R4	27.54	4.327	1.16	33.68	0.46	pyrite	sphalerite	48.56
	31.80 / 22.45	4.432 / 4.189	1.16 / nd	35.29 / 32.71	0.74 / 0.29			- / -
R6	37.78	4.216	4.94	39.24	0.31	pyrite	pyrrhotite	17.86
	- / -	4.223 / 4.208	6.39 / 3.48	39.50 / 38.99	0.32 / 0.30			- / -
1426R01	48.67	4.206	nd	1.50	0.14	barite	-	1.08
	50.87 / 46.46	4.246 / 4.167	- / -	- / -	- / -			- / -
1427R01	55.75	4.115	3.05	13.35	0.22	pyrite	illite	10.44
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -			- / -
YK12-05#3	43.80	4.455	18.33	11.85	4.93	galena	chalcopyrite	17.70
	45.68 / 41.91	4.457 / 4.447	21.80 / 16.00	13.49 / 10.83	5.73 / 4.28			- / -
R02_1-1	41.95	3.503	0.04	19.97	7.80	pyrite	chalcopyrite	16.74
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -			- / -
R02_2-1	47.53	3.357	0.04	15.88	3.40	pyrite	chalcopyrite	13.16
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -			- / -
R02_3-1	38.39	3.611	0.04	26.51	13.00	chalcopyrite	pyrite	25.28
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -			- / -
R02_4-1	31.54	3.669	0.04	27.47	15.77	chalcopyrite	pyrite	33.40
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -			- / -
Average	41.65	3.971	3.28	22.96	4.641			21.76

Table 3. Estimated parameters by application of our new model to rock samples. The maximum value / minimum value is described.

ID	C_s [S/m]	m	x	C_e [S/m]	RMSE
R2	0.221	1.00	0.986	17.0	0.034
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -
R4	0.111	1.49	0.985	67.7	0.125
	0.151 / 0.081	2.34 / 1.00	0.996 / 0.973	147.8 / 14.5	0.185 / 0.084
R6	0.236	1.44	0.976	55.8	0.193
	0.354 / 0.116	1.88 / 1.00	0.988 / 0.964	74.5 / 37.3	0.198 / 0.186
1426R01	0.021	1.44	0.481	0.3	0.053
	0.046 / 0.002	1.82 / 1.59	0.776 / 0.172	0.71 / 0.01	0.077 / 0.028
1427R01	0.593	1.96	0.947	39.1	0.018
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -
YK12-05#3	0.019	1.00	0.962	2.8	0.056
	0.031 / 0.007	1.00 / 1.00	0.964 / 0.958	2.99 / 2.66	0.008 / 0.003
R02_1-1	0.000	2.06	0.904	111.9	0.049
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -
R02_2-1	0.002	1.00	0.921	10.2	0.026
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -
R02_3-1	0.000	1.00	0.957	268.5	0.012
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -
R02_4-1	0.000	1.38	0.979	932.8	0.004
	- / -	- / -	- / -	- / -	- / -
Average	0.111	1.398	0.939	150.628	0.021

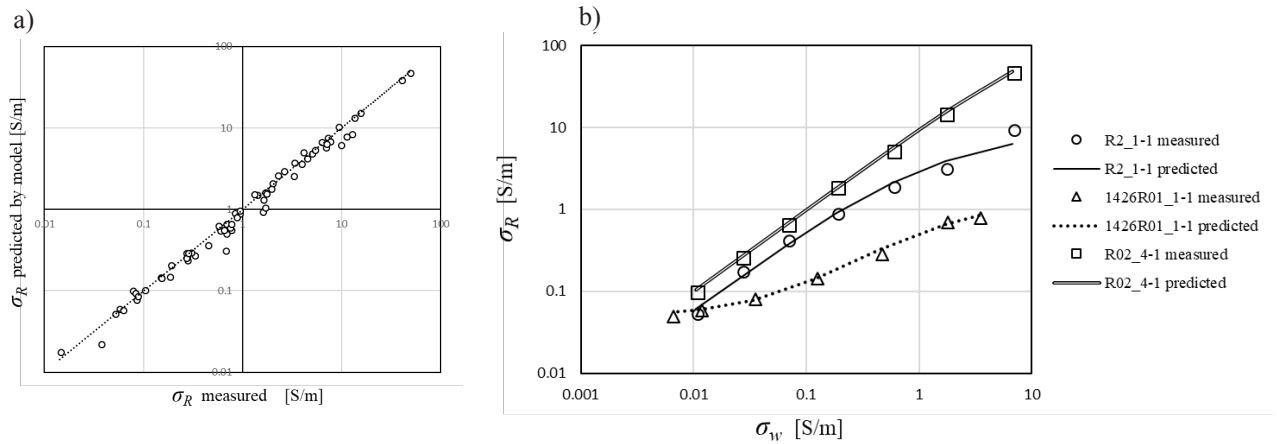


Fig. 10. a) Cross plots of measured and predicted electrical conductivity of rock samples. b) Comparison of the measured electrical conductivity (open circles, open triangles and open squares) with the calculated electrical conductivity from our new rock physics model (solid and dotted lines) for three rock cores.

また、例として3つの岩石コアについての電気伝導度の測定値とモデルによる推定値との比較をFig. 10bに示す。これらの図から、岩石サンプルの電気伝導度特性をモデルが再現できていることが確認できる。

本研究による新たな岩石物理モデル (Fig. 6) で仮定したパラメータのうち、導電性鉱物が岩石コア全体の電気伝導度に与える影響として定めたパラメータ C_e が、導電性硫化鉱物の寄与を適切に表現できているかを検証するため、 C_e と導電性硫化鉱物の体積含有率との比較を行った。パラメータ C_e と導電性硫化鉱物の体積含有率 ϕ_m との相関関係 (クロスプロット) を Fig. 11 に示す。

全体として C_e と ϕ_m の間には正の相関が確認できる。回帰式は $\phi_m = 3.86 \ln(C_e) + 7.82$ であり、 R^2 値は 0.386 である。ただし岩石サンプルのうち、R2, R4 および R6 は他の岩石サンプルとは異なり、 C_e の値に対して大きめの ϕ_m となっている。この原因は明確ではないが、R2・R4・R6 の岩石コアは電気伝導度測定試験の実施時には表面に鉄の酸化物と思われるものが観察されていた。試みに、これらの岩石サンプルを省いた7サンプルに対し、回帰式を求めたところ、 $\phi_m = 3.61 \ln(C_e) + 3.86$ であり、 R^2 値は 0.860 であった。

また Fig. 11 からは、岩石全体の電気伝導度に寄与す

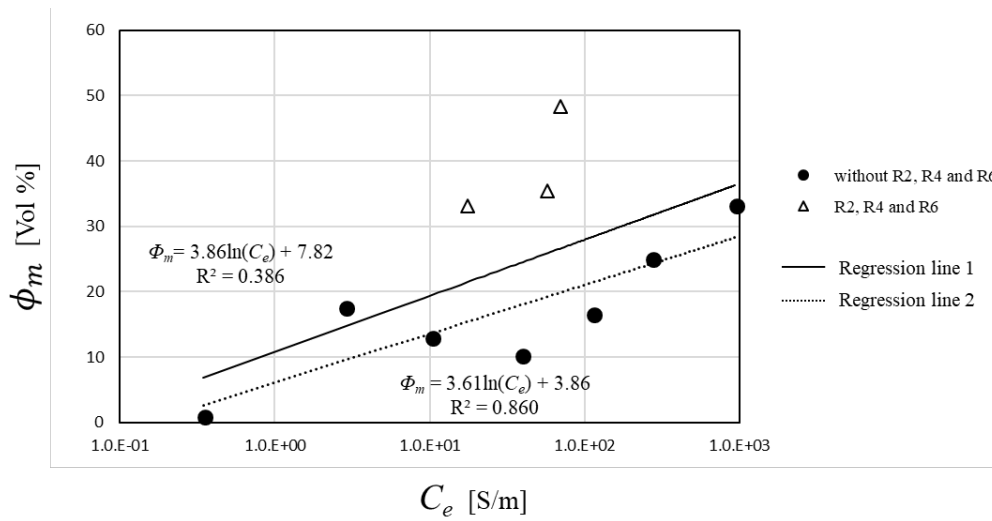


Fig. 11. Relationship between parameter C_e and volume content of conductive sulfide minerals. With all data, the regression equation 1 calculated from all the data has an R-squared value of 0.386. The R-squared value of the regression equation 2 calculated when data of R2, R4 and R6 is excluded is 0.860.

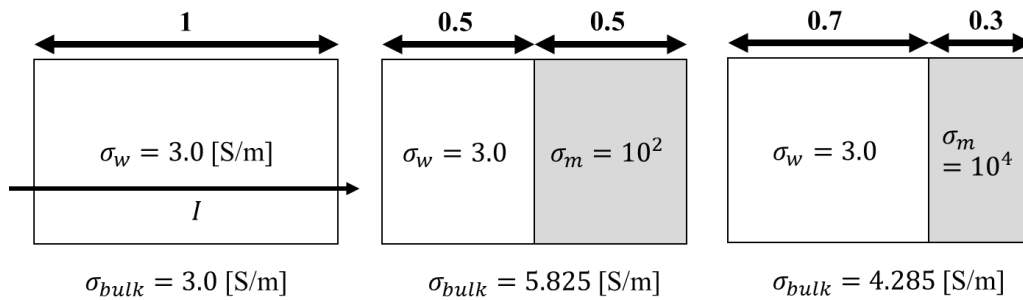


Fig. 12. Conceptual images for simplified rock models including pore water and conductive rock matrix.

るのは各種の導電性鉱物の体積含有率の総和であり、鉱物種の差異が電気伝導度に与える影響は比較的小さいということがわかる。本研究で導電性硫化鉱物として定めた鉱物種それぞれの電気伝導度は、方鉛鉱では $10^2 \sim 10^5$ S/m、黄鉄鉱では $10^1 \sim 10^5$ S/m、また黄銅鉱で $10^2 \sim 10^2$ S/m であることが知られており (Pridmore and Shuey, 1976)、いずれも間隙水として用いた溶液の電気伝導度よりも大幅に高い値である。ここで、極めて電気伝導度の高い素材 (導電性鉱物: 電気伝導度は σ_m) と、それと比較して電気伝導度の低い素材 (間隙水: 電気伝導度は σ_w) が直列接続されている電気回路を考える (Fig. 12)。この試料のうち高電気伝導度部が占める割合を x とすれば、 x の増加に伴って低電気伝導度部の割合は減少するため、結果として物質全体の電気伝導度 (σ_{bulk}) は高くなる。具体的には Fig. 12 の中央のように、 $x = 0.5$ の時は σ_{bulk} は σ_w の約 2 倍になる。また Fig. 12 右のように、 $x = 0.7$ ならば σ_{bulk} は σ_w の約 1.4 倍になる。すなわち、 σ_{bulk} は σ_w の約 $1/x$ 倍になっている。これは、直列回路においては最も導電性の低い部分の影響が全体の導電性

を支配するためであると考えられる。また高電気伝導度側の物質について、 σ_m を変化させても物質全体の電気伝導度には大きな変化は生じない。例えば Fig. 12 中央の場合、 σ_m が 10^4 S/m であっても σ_{bulk} は 5.998 S/m であり、Fig. 12 右の σ_m が 10^2 S/m の時には σ_{bulk} は 4.231 S/m となる。このことは、個々の鉱物種の持つ電気伝導度が違うにも関わらず、Fig. 11 のような導電性鉱物の体積含有量の総和と岩石全体の電気伝導度の相関関係が成立する理由をよく説明している。

本研究で提案した岩石物理モデルでは、岩石サンプル内の一部分において間隙水と導電性硫化鉱物が直列回路を形成するという仮定を設けた。仮に導電性硫化鉱物が間隙水を経由することなく岩石の両端間に電流を流すことができるならば、岩石内部で導電性鉱物が脈状に繋がりを、一本の導線を形成することとなる (Fig. 6 に示した岩石物理モデルのパラメータの一つである C_s が導電性鉱物を示す項となる)。もしこのような状況であれば、間隙水の電気伝導度を低下させても導電性鉱物の存在によって、岩石全体の電気伝導度は高い値を維持するはず

である。しかしながら、実際の岩石サンプルの測定結果においては、間隙水の電気伝導度の低下に伴い、バルクの電気伝導度も低下している様子が確認できる (Fig. 9)。また C_e が岩石全体の電気伝導度と比べて十分に小さい。したがって、これらの岩石サンプル内部を通る電流のほとんどは、間隙水を經由しており、その一部では間隙水と導電性鉱物が直列回路を形成するとした仮定は妥当であると考えられる。

以上の議論から、海底熱水活動域において、間隙水が深海底付近の海水と同程度の電気伝導度である場合は、岩石全体や地層の電気伝導度に最も大きく寄与するのは導電性硫化鉱物の種類ではなく、導電性鉱物の体積含有率の総和であるという結論が導かれる。例えば本岩石物理モデルに基づいて、海底熱水鉱床の有する電気伝導度を推測する。間隙率が 10% の岩石を考え、岩石モデルとして C_e 以外は Table 3 の平均値を用いることとし、間隙水の電気伝導度は 3.0 S/m とする。仮に岩石が導電性鉱物を含まない場合は、この岩石の電気伝導度は約 0.57 S/m であると予測できる。一方、導電性鉱物を体積含有率で 10% 含む場合、全サンプルに対する C_e と ϕ_m の関係 (回帰式 1: $\phi_m = 3.86 \ln(C_e) + 7.82$) を用いれば C_e は約 1.76 S/m であり、岩石全体の電気伝導度は約 1.10 S/m である。また R2・R4・R6 を省いた場合の C_e と ϕ_m の関係 (回帰式 2: $\phi_m = 3.61 \ln(C_e) + 3.86$) を用いれば C_e は約 5.48 S/m であり、岩石全体の電気伝導度は 1.59 S/m となる。体積含有率が 20% に増加すると、回帰式 1 を用いれば C_e は約 23.46 S/m であり、岩石全体の電気伝導度は約 1.94 S/m である。また、回帰式 2 を用いれば C_e は約 87.44 S/m であり、岩石全体の電気伝導度は 2.04 S/m となる。このように、間隙率や間隙水の電気伝導度を海底から採取した岩石や掘削試料によってある程度仮定することができれば、導電性鉱物の体積含有率と岩石全体や地層の電気伝導度との関係が定量的に示される。したがって、測定された地層の電気伝導度から導電性鉱物の含有率が推定できると期待される。

6. 結言

本研究では、海底熱水活動域において採取された岩石サンプルに対し、様々な物性測定および成分分析を行った。さらに、測定された電気伝導度特性に着目した新たな岩石物理モデルを新たに構築し、測定結果に適用することによって、モデルの各パラメータを推定した。その結果、提案を行った岩石物理モデルによって電気伝導度測定結果を精度よく説明できただけでなく、推定されたモデルパラメータと導電性硫化鉱物の体積含有率との間に明瞭な相関関係が見いだされた。このことは、岩石サンプルが含有する導電性硫化鉱物の体積含有率から電気伝導度特性を推定できる可能性を示している。

今後は、岩石物理モデルを周波数領域及び複素領域へと拡張を行う予定である。間隙水および不導体岩石部分が今回の測定周波数帯において周波数特性を持たないと仮定すれば、導電性硫化鉱物の存在を示す項のみを周波数応答の関数に更新することによって、本研究で構築した岩石物理モデルを複素数領域に拡張することが可能であると考えられる。本研究で用いたサンプルは、1 kHz 付近では大きな IP 効果を示さないが、既往研究では、海底熱水鉱床の岩石は高い電気伝導度だけでなく高い IP 効果も示すことが分かっている (Komori et al., 2017)。本岩石物理モデルの汎用性を高め、種々の硫化物鉱床に適用可能とする予定である。

さらに、沖縄トラフの海底熱水鉱床域では、掘削コアによる地質データおよび物理検層データに基づいた、海底下の 3 次元資源地質モデルの構築が進んでいる。本研究の岩石物理モデルを用いれば、3 次元資源地質モデルから海底下 3 次元電気伝導度分布を求めることが可能である。得られた電気伝導度構造を用いて、仮想的に物理探査 (海底電気探査) を行うことによって、どのような観測レイアウトによって想定される鉱体を検出できるかなどの事前検討に活用可能となると思われる。また仮想的な海底電気探査データと実際に取得されるデータを比較することで、資源地質モデルの見直しに役立つものと思われる。

謝 辞

本研究で使用した岩石サンプルは、海洋研究開発機構深海潜水調査船支援母船「よこすか」YK12-05 航海、YK15-06 航海、YK16-12 航海、および海洋研究開発機構海洋調査船「なつしま」NT12-28 航海、NT15-17 航海において取得されたものである。なお、YK15-06、YK16-12 および NT15-17 航海は、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム) 「次世代海洋資源調査技術」(管理法人：海洋研究開発機構) の一環として、海洋研究開発機構の笠谷貴史主任技術研究員の主導により実施されたものである。各調査船の運航と調査に関わる船長・乗組員・観測技術員・陸上支援の方々々に感謝する。本研究は、文部科学省受託研究「海洋鉱物資源広域探査システム開発 (電磁気学的手法を用いた高精度海底下地質構造探査技術の実用化)」および科学研究費補助金 (基盤研究 B) 「日本周辺でのアレイ電磁気観測 (JEMINI 計画) のための基礎的研究」(No. 26289347) からの支援を受けた。

参 考 文 献

- Archie, G.E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans., A.I.M.E.*, **146**, 56-67.
- Cairns, G.W., Evans, R.L., and Edwards, R.N. (1996): A time domain

- electromagnetic survey of the TAG hydrothermal mound, *Geophysical Research Letters*, **23**, 3455-3458.
- Dennis, J. E., and Woods, D. J. (1987): Optimization on microcomputers: The Nelder-Mead simplex algorithm, in Arthur Wouk ed., *New computing environments: microcomputers in large-scale computing*, **11**, 116-122.
- Fricke, H. (1925): A mathematical treatment of the electric conductivity and capacity of disperse systems. II. The capacity of a suspension of conducting spheroids by a non-conducting membrane for a current of low frequency. *Physical Review*, **26**, 678-681.
- Fricke, H., and Morse, S. (1924): A mathematical treatment of the electrical conductivity and capacity of disperse systems. I. The electric conductivity of a suspension of homogeneous spheroids. *Physical Review*, **24**, 575-587.
- Fricke, H., and Morse, S. (1926): The electric capacity of tumors of the breast. *Journal of Cancer Research*, **10**, 340-376.
- Goto, T. N., Takekawa, J., Mikada, H., Kasaya, T., Machiyama, H., Iijima, K., and Sayanagi, K. (2013): Resistivity survey of seafloor massive sulfide areas in the Iheya north area, off Okinawa, Japan. *11th SEGJ International Symposium, proceedings*, 298-301.
- Katsube, T. J., and Hume, J. P. (1983): Electrical resistivities of rocks from Chalk River, Ws. *Geophys. Geosci. Res, At Chalk River, proceedings*, 105-114.
- Komori, S., Masaki, Y., Tanikawa, W., Torimoto, J., Ohta, Y., Makio, M., Maeda, L., Ishibashi, J., Nozaki, T., Tadai, O. and Kumagai, H. (2017): Depth profiles of resistivity and spectral IP for active modern submarine hydrothermal deposits: a case study from the Iheya North Knoll and the Iheya Minor Ridge in Okinawa Trough, Japan, *Earth, Planets and Space*, **69**(1), 114.
- Mahan, M. K., J. D. Redman, and D. W. Strangway (1986): Complex resistivity of synthetic sulfide bearing rocks, *Geophysical Prospecting*, **34**, 743-768.
- 西田 薫・川上英二 (2000) : 間隙水の比抵抗が岩石の比抵抗特性に及ぼす影響と並列回路モデルを用いた検討, *物理探査*, **53**(2), 167-181.
- Pridmore, D. F., and Shuey, R. T. (1976): The electrical resistivity of galena, pyrite, and chalcopyrite, *American Mineralogist*, **61**, 3-4, 248-259.
- Spagnoli, G., Hannington, M., Bairlein, K., Hordt, A., Jegen, M., Petersen, S., and Laurila, T. (2016): Electrical properties of seafloor massive sulfides, *Geo-Marine Letters*, **36**(3), 235-245.
- 鈴木浩一 (2003) : 結晶質岩及び堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究—間隙水比抵抗と表面伝導現象が岩石比抵抗に及ぼす影響について—, *物理探査*, **56**(2), 107-116.
- Takai, K., Mottl, M. J., and Nielsen, S. H. (2012): IODP expedition 331: strong and expansive subseafloor hydrothermal activities in the Okinawa Trough, *Scientific Drilling*, **13**, 19-27.
- 高井 研 (2017) : 沖縄トラフ熱水域の科学掘削 (IODP331 次航海) におけるポストドリリング研究展開, *地質学雑誌*, **123**(4), 225-235.
- 浦辺徹郎・飯笹幸吉・石橋純一郎 (2009) : 最先端地球科学の方向と鉱物資源探査への応用 (その1) —Modern Analogy としての海底熱水鉱床—, *資源地質*, **59** (1), 43-72.

Construction of rock physics model based on electrical conductivity characteristics of rock samples obtained in seafloor hydrothermal areas

Yusuke Ohta^{*}, Tada-nori Goto^{*,*3}, Katsuaki Koike^{*}, Koki Kashiwaya^{*}, Weiren Lin^{*},
Osamu Tadai^{**}, Takafumi Kasaya^{*3}, Toshiya Kanamatsu^{*3} and Hideaki Machiyama^{*3}

ABSTRACT

Various geophysical explorations have been recently conducted in the hydrothermal field of the middle Okinawa trough for exploration of seafloor massive sulfide. The sub-seafloor distribution of physical properties such as electric conductivity, density can be obtained by geophysical explorations, however, the implications of geological structure based on the physical information are restricted. For this reason, currently, a number of seafloor drillings are required to decide the prospect of mineral deposit in detail and to evaluate the quality, while the high drilling costs and low recovery rate of rock cores prevent the application. Therefore, it is necessary to extract the geological information appropriately on substances from the various physical properties obtained by the geophysical exploration, and a new technological development is required. In this study, we obtained rock samples from several seafloor areas in the Okinawa trough where the germination of seafloor massive sulfide is predicted. We measured the various physical properties, mineral composition and element concentration at laboratory, and investigated their relationship. We constructed a rock physics model to estimate the electrical conductivity from the other physical properties such as porosity. As a result of applying our rock physics model to the measurement data, we succeeded in reproducing the electric conduction characteristics of samples showing the high electrical conductivity, which could not be explained by the previous rock models. Furthermore, a clear positive correlation was found between an estimated parameter of the physics model and the volumetric content of conductive sulfide minerals in rock samples. This result indicates that the electrical conductivity of rock samples obtained from the seafloor hydrothermal areas can be explained by new rock physics model proposed in this paper.

Keywords: seafloor hydrothermal deposit, Okinawa trough, electrical conductivity, rock physics model, Archie's law