

プレート内岩石の電気伝導度 —岩石電気伝導度測定実験の意義—

藤田 清士
神戸大学理学部

Electrical Conductivity of Rocks in the Plate

Kiyoshi FUJITA
Fac. of Science, Kobe University

Abstract

Electrical conductivity structures in the earth were obtained by various Electro-Magnetic (EM) sounding methods. Accordingly, we can estimate the properties of rock, tectonics, and physical conditions of the plates. However, a lack of laboratory measurements of electrical conductivity makes evaluations of the results of these soundings difficult. To interpret the conductivity structures of plates, we should consider every possible parameter that affects the electrical conductivity of rocks. In this paper, I emphasize the importance of combining results of EM soundings and those of laboratory measurements. However, careful laboratory measurements under in-situ conditions are not yet sufficient. Therefore, laboratory work on the electrical conductivity of rocks should be encouraged extensively in order to comprehend the plate.

Key words: *Electro-Magnetic (EM) sounding, laboratory measurements of electrical conductivity, conductivity structures of plates*

1. はじめに

広帯域の電磁波を用いた観測・解析技術の進展により、最近では、地球内部の電磁気的な構造が精度良く求められるようになってきた。電磁気探査から得られる電磁気構造は、地震の弾性波の性質から得られる力学的な物理量とは独立に、地球内部を電気伝導度もしくはその逆数の比抵抗で評価する。そのため、浅部から深部までの情報を含む広帯域電磁波による構造探査は、ますますその重要性を高めてきた。このような地球内部の電気伝導度構造の研究については、栗田(1991)がその時点までの進展を多角的に紹介している。

最近の観測によれば、しばしば下部地殻の電気伝導度が高い(比抵抗が低い)ことが明らかにされ、注目を集めている。下部地殻に高電気伝導度層が生じる原因として、水、塩水、あるいは各種の高電気伝導度鉱物などの作用が考えられたが(例えば、HAAK and HUTTON 1986; HYNDMAN 1988), JONES (1992) はさらにその後の議論も踏まえ、1) 様々な流体の存在, 2) 粒子境界のグラファイト皮膜や硫化物等の存在, 3) 部分熔融, 4) 熔融にはいたらぬ高温状態などをその原因の候補として詳しく説明している。又、熱変成作用

を受けた下部地殻に不透水層が形成され、これがコンラッド面に対応しているという解釈も提示されている。このような高電気伝導度層は、日本列島近傍のように、フィリピン海プレートや太平洋プレートが沈み込む複雑な島弧でも検出されている。例えば、東北日本の電磁気探査を行った UTADA (1987) は、島弧の下部地殻と沈み込む海洋プレート上面に高電気伝導度層を見出した。これらは、沈み込むプレートから供給された水が下部地殻へ供給される例であると推定されている。

しかしながら、下部地殻における高電気伝導度層の実態は、まだ十分に解明されたとは言いがたい。これは、温度で 600°C、圧力で 1 GPa (10 kbar) くらいまで達すると思われる高温高圧条件や、水や各種の高電気伝導度物質を混入した状態を実験室で再現して電気伝導度を測定した例がまだあまり蓄積されていないことが大きい。本稿では、電磁気探査によって明らかにされたプレートの電気伝導度構造、特に下部地殻の高電気伝導度層の存在が、実験室で測定された岩石試料の電気伝導度の値とどのように対応しているかを検討し、今後、室内測定実験がますます重要であることや、それ実現するための問題点等について議論する。

2. 岩石の電気伝導度

岩石の電気伝導度 σ (S/m) は、岩石の断面積 A 、岩石の長さ L 及び電位差 V 及び電流値 I で式(1)のように定義される。

$$\sigma = (I/V) \times (L/A) \quad (1)$$

しかし、岩石が水などの高電気伝導度の流体を含んでいると、その流体の影響を大きく受ける。このとき、岩石全体の電気伝導度 σ_t 、空隙中の流体の電気伝導度 σ_w 、空隙率 ω の間には次の関係があり、ARCHIE (1942) の法則と呼ばれる。

$$\sigma_t = a^{-1} \sigma_w \omega^m \quad (2)$$

但し a 、 m は適当な定数で、 m は通常は 1~2 程度とされる。なお、岩石試料の空隙率 ω は、試料の乾燥重量 W_d と含水重量 W_w から式(3)で与えられる。

$$\omega(\%) = (W_w - W_d) / W_w \times 100 \quad (3)$$

しかしながら近年では、電気伝導度に関与する多くのパラメーターを考慮する必要があることがわかってきた。例えば、岩石の電気伝導度は温度依存性も大きく、電気伝導度 σ は活性化エネルギー E 、温度 T (k はボルツマン定数) の関数と考えられる (例えば、DRURY and HYNDMAN, 1979)。

$$\sigma = \sigma_0 e^{-E/kT} \quad (4)$$

3. 電磁気観測と室内実験との比較

地震学では地震波の情報からプレート内やマンツルの速度構造を精度よく求めることができるようになった。一方、室内実験からは様々な種類の岩石の弾性波速度が計測され、比較研究が進展した。さらには地震波速度の異方性が岩石試料の異方性と比較できるようになった。電磁気探査でも、近年では、広帯域周波数の地磁気・地電流法 (MT 法) により浅部から深部までのプレート内の微細構造を捉えられるようになった。解析手法の面でも、インピーダンスの補正計算や逆解析計算手法の向上により、詳しい定量的評価ができるようになった (例えば、OGAWA *et al.*, 1996; OGAWA and UCHIDA, 1996)。しかし、観測

や解析の精度には限界があり、電気伝導度構造を推定しても、室内実験によって各種の岩石電気伝導度の値が確立していないと構造に対する解釈は定性的になり、電気伝導度の値の範囲を限定したり、推定値がどれほど現実的なのかを検証することができない。特に、下部地殻に推定される高電気伝導度層がどうして生じるのかを明らかにすることは大きな課題で、その解釈には地球内部の様々な条件に対応した岩石電気伝導度の指標（岩石電気伝導度のあり得る範囲）を知ることが不可欠である。現状では、次章に記述するように電磁気観測結果と室内実験結果との間には矛盾する点や未解決な問題も少なくない。それ故、電磁気観測や解析の技術が向上した今、筆者は岩石の物性的研究のうち、電気伝導度に影響する因子に関する研究がいっそう必要だと痛感する。

4. 室内における岩石電気伝導度測定実験例

ここでは、過去約20年間における岩石電気伝導度実験の研究例を紹介する。各種の玄武岩や斑れい岩について電気伝導度を測定して比較した例として、DRURY and HYNDMAN (1979) を挙げるができる。それによると、流体を含む岩石の電気伝導度はその空隙率に応じて変わるものの (ARCHIE, 1942), そこに含まれる粘土鉱物の働きによっても、影響を受けること、又、400°C以上の温度では鉱物粒界の電気伝導が大きくなることが指摘された。粘土鉱物の作用はやや複雑で、低温では流体の移動を妨げるために電気伝導度を下げ効果をもつが、温度が上がるとイオンが活性化し、通常よりも大きな割合で電気伝導度を増大させるという。

一方、OLHOEFT (1981) は、花こう岩に関する自らの計測や他の研究者の結果をもとに、電気伝導度を変化させる様々な要因について検討した。岩石試料の電気伝導度は、水を含んでいるかどうかによって劇的に変わる。又、水を含まないか、その含水量がごく少ない時には、温度とともに電気伝導度の値が大きく変わる。こうした関係をもとに OLHOEFT (1981) は、下部地殻の電気伝導度が高い理由として、水で飽和していること、一般に考えられているよりも高温であること、石墨のような良導体の物質を多く含むこと、あるいは、硫黄が関係しているかもしれないまだよくわかっていない仕組みが働くなどの可能性を挙げている。

KARIYA and SHANKLAND (1983) は、下部地殻の電気伝導度を考える参考として玄武岩、斑れい岩、花こう岩をとりあげ、電気伝導度の大小やその温度による変化をコンパイルした。それによると、電気伝導度の値は岩石の種類によって差があり、又、温度を上げるといずれもその値が上昇することがわかる (Fig. 1)。ただし、いずれも乾燥状態での測定値であり、そのまま下部地殻にあてはめることができるかはわからない。実際、観測から推定される電気伝導度との対応を検討した SHANKLAND and ANDER (1983) は、下部地殻の高電気伝導度層を説明するためには、間隙水や高電気伝導度鉱物が存在することが必要であろうとしている。

LEE *et al.* (1983) は数種の片麻岩について、乾燥状態と水で飽和した状態で電気伝導度を測定し、比較した。片麻岩をとりあげたのは、それを下部地殻を構成する物質の候補と考えたからである。測定では温度を室温から300°Cまで、圧力を0.05~0.4 GPaまでとし、間隙水圧を変化させた。その結果、地殻中部の深さ20 km付近の温度・圧力条件では、塩基性の組成で間隙圧が高い時に電気伝導度が高くなることを得た。

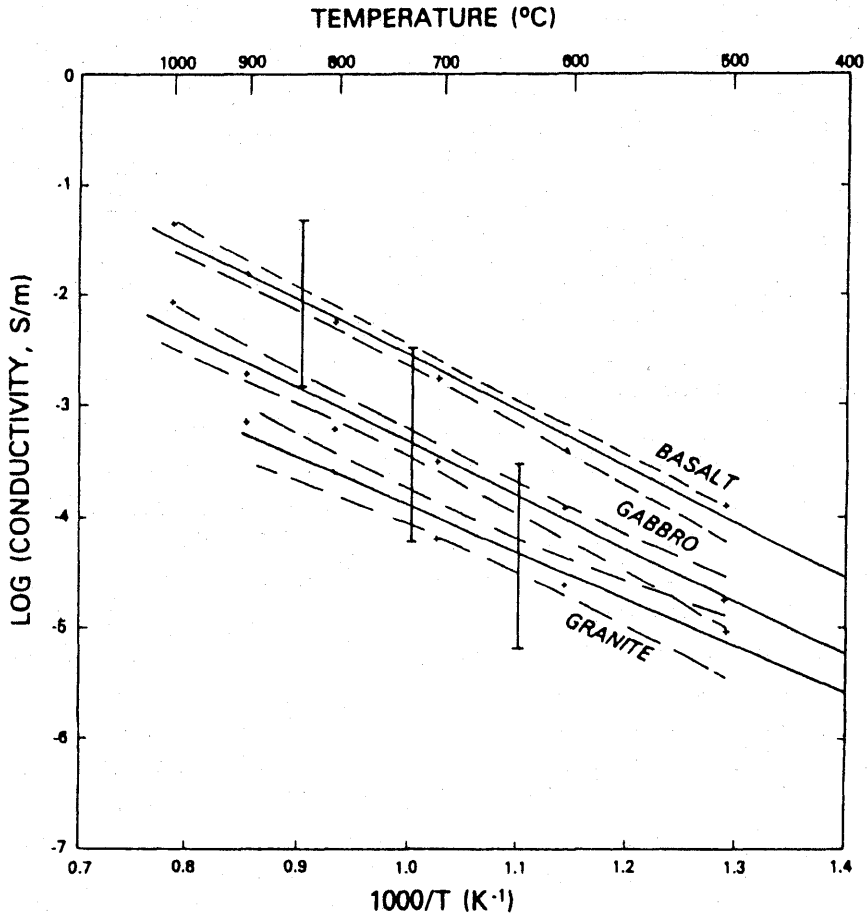


Fig. 1. Best-fitting straight lines for logarithms of conductivity with the temperature range of 500°C to 1,000°C for basalts, gabbros, and granites (500°C to 900°C). Error bars show the standard deviations of all points from each line; dashed lines define the region of 95% confidence for the fits (KARIYA and SHANKLAND, 1983).

LASTOVICKOVA (1991) は MT 法の探査によって得られた観測結果を、室内測定値と比較し検討した。Fig. 2 (ZHAMALETDINOV, 1990, より引用) は深さに対する 4 種類の岩石の乾燥状態での電気伝導度変化である (上図)。これらの結果と、MT 法で得られた電気伝導度構造を比較したものが下図である。両図とも、横軸は地表からの深さ (km) で、縦軸は電気伝導度 (S/m) を対数表示している。図は深さ 30 km から 100 km で観測値と室内測定値が非常に一致する事を示しているが、深さ 30 km 以浅では両者は大きく異なる。この違いは、室内測定では乾燥した岩石を用いているが、地殻内には結晶水や自由水が存在するために生じたものと説明されている。

GLOVER and VINE (1994) は、大陸の下部地殻に高電気伝導度層が存在する原因を説明する実験を試みた。実験では角閃岩、片麻岩、グラニュライト等の岩石を 270-1000°C の温

NE part of the Baltic shield

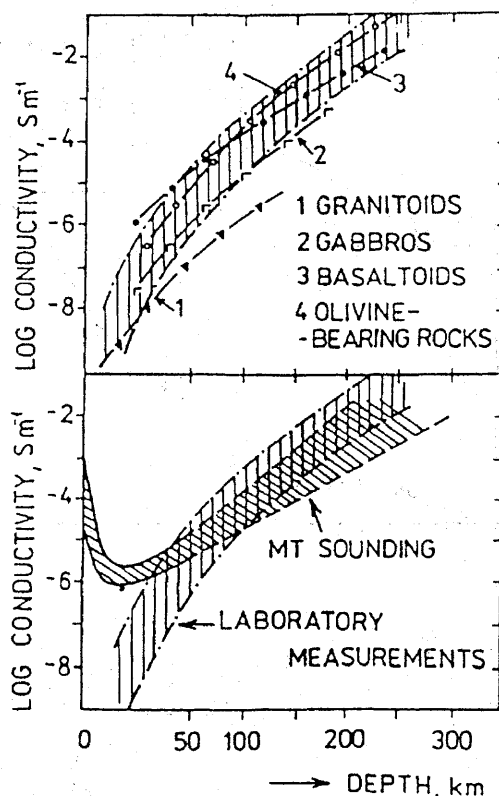


Fig. 2. Comparison of conductivity profile from laboratory measurements with conductivity profile obtained from MT soundings for the Baltic shield. The agreement between these results is best at depths of 30-100 km. However, measurements in the depth range of 0 to 30 km, differences in conductivity between laboratory measurements and profile of Magneto-Telluric sounding (ZHAMALETDINOV, 1990).

度、最大 0.3 GPa の圧力を与えて、地殻中部～下部地殻の状態を再現した。その結果を Fig. 3 に示す。上図 (a) と下図 (b) の陰影は、MT 法の観測から得られた典型的な大陸地殻の電気伝導度構造で、両者とも下部地殻に高電気伝導度層が存在することを示す。それに対して、プロットされたデータは室内実験から得られた岩石の電気伝導度測定値を示す。三角は岩石を 0.5 M の塩水で飽和させたもの、四角は高電気伝導度の炭素を粒子間を含む岩石、菱形は乾燥状態の岩石の電気伝導度データである。これから、下部地殻の高電気伝導度層を説明する候補として、0.5 M の塩水で飽和した岩石（この場合は角閃岩）が考えられるという。

5. 現在までの室内測定実験における諸問題

これまで、室内測定の結果と電磁気観測結果とが比較され、プレート内岩石の電気伝導

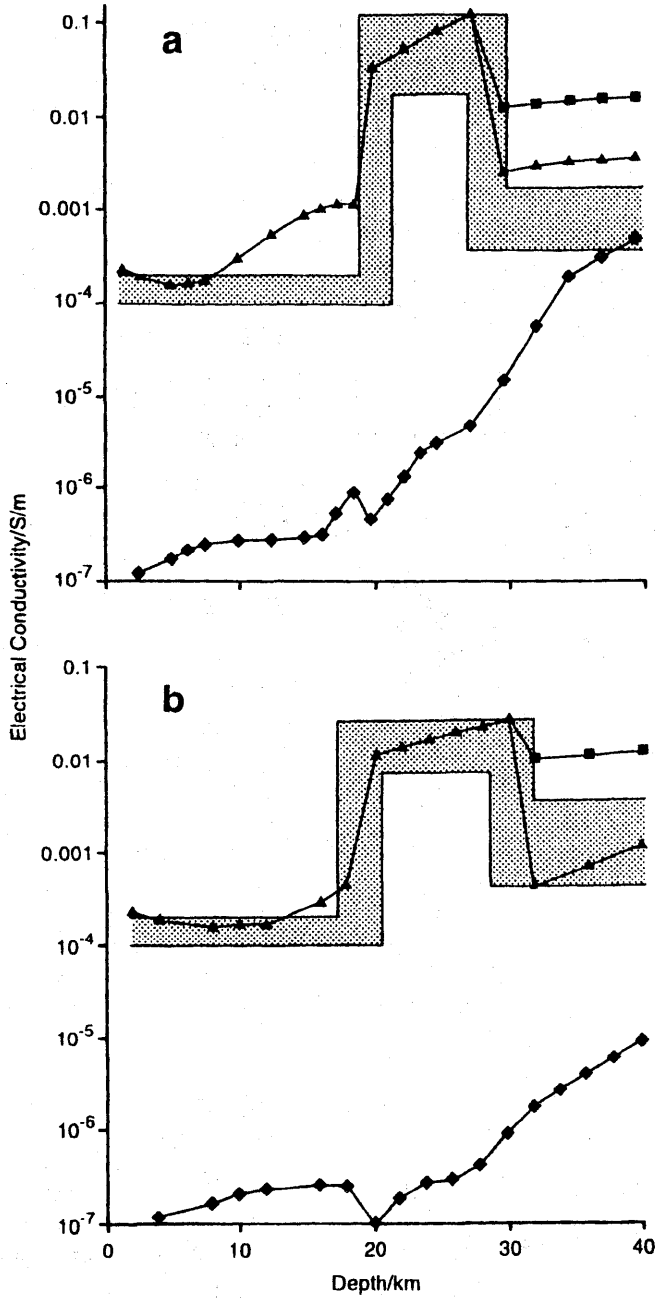


Fig. 3. Conductivity/depth profiles for the Phanerozoic (a) or stable (b) continental crust (GLOVER and VINE, 1994). Shaded zones represent the typical results obtained from MT soundings. Triangles: graphite-free 0.5M NaCl saturated rock. Squares: graphite bearing lower crust. Diamond: graphite free dry rock. The figure suggests that certain rocks can explain the conductivity structure obtained from MT soundings when they are saturated with saline water.

プレート内岩石の電気伝導度

度が検証されてきた。しかしながら、プレートの電気伝導度構造モデルと室内実験の結果が一致する好例が存在するだけではない。例えば DRURY and HYNDMAN (1979) の実験では、岩石内空隙率の影響を十分考慮しているが、温度・圧力の同時制御が充分できていない。KARIYA and SHANKLAND (1983) は多くの岩石電気伝導度の値をコンパイルしているものの、試料は乾燥した岩石に限定されている。KARIYA and SHANKLAND (1983) は試料が初めから固体であるか、粉末試料から焼結したものかにより電気伝導度が大きく異なる事を問題視した。その他にも試料の加熱によって岩石内にクラックが発生して問題になることがあり、また、岩石内の水蒸気や揮発性物質の存在も電気伝導度を変える大きな因子であることが知られている。

LASTOVICKOVA (1987) は、乾燥状態で各種の鉱物の電気伝導度を測定し、温度によってその値が変わることを示したが、測定温度を与えてから電気伝導度の値が落ち着くまで、鉱物種によっては数時間から1日以上もかかることが指摘された。これらは、室内測定の際にいずれも問題になる。

一方、室内実験時に制御が難しい酸素分圧も、岩石電気伝導度の値に影響する。OLHOEFT (1981) は、酸素分圧の影響は花こう岩試料に対しては少ないと述べた。しかし、酸素分圧の影響についても検討が必要であることが認識され、例えば GLOVER and VINE (1994) の塩基的な鉱物を含んだ岩石の測定に対しても酸素分圧の制御が不充分であり、下部地殻の条件下にあるよりも高い電気伝導度値を示しているのではないかという批判が出されている。

ところで、比較的最近まで岩石の電気伝導度は圧力依存性が低いと考えられてきた。又、水を含む岩石では、圧力が上がると空孔に存在する水の連結のしかたが悪くなり、電気伝導度が下がる事も知られていた。しかしながら、SHANKLAND *et al.* (1997) は、圧力の増加によって電気伝導度が増大する岩石があることを示した。彼らは大陸地殻を研究するために掘られたドイツの KTB ホールの深さ 4-5 km に存在した角閃岩や片麻岩を試料とした。実験は常温の下で行われたが、これらの岩石を塩水で飽和させ、50 Mpa と 240 MPa の圧力での電気伝導度を比較した (Fig. 4)。しかし、従来理解されてきたように、圧力の増加によって電気伝導度が減少する例も確かにあり、又、同一試料であっても電気伝導度を計測する方向によって圧力依存性の符号が逆転する例も少なくなかった。圧力の増加に応じて電気伝導度が明瞭に増加する試料は、概して電気伝導度の値が小さいものに見受けられ、電気伝導度の値が大きいものは、圧力の増加とともにその値が低下するかほとんど変わらないものが多かった。SHANKLAND *et al.* (1997) は、電気伝導度の値が大きい試料はそれに含まれる水の作用を反映しており、圧力の増加によって電気伝導度が減少するものと解釈した。これらの実験結果から SHANKLAND *et al.* (1997) はさらに重要な事を提言している。それは、岩石の圧力が増大すると岩石内の粒子相互結合が変化し、固相の分離や再結合が生まれるという考えである。もしそうなら、地殻深部に向かって圧力が増大した時に、電気伝導度にも大きな影響を与えるであろう。この際重要な役割を果たすのは岩石内の炭素の存在であり、炭素の再結合により電気伝導度が高められることが考えられる。さらに酸化鉄、酸化チタンや硫化物の存在も、岩石の粒子間結合を高める可能性がある。この他、岩石電気伝導度を大きく変える因子として酸素分圧や、水-鉱物反応等が存在し、これらの効果も十分に考慮しないといけないかもしれない。

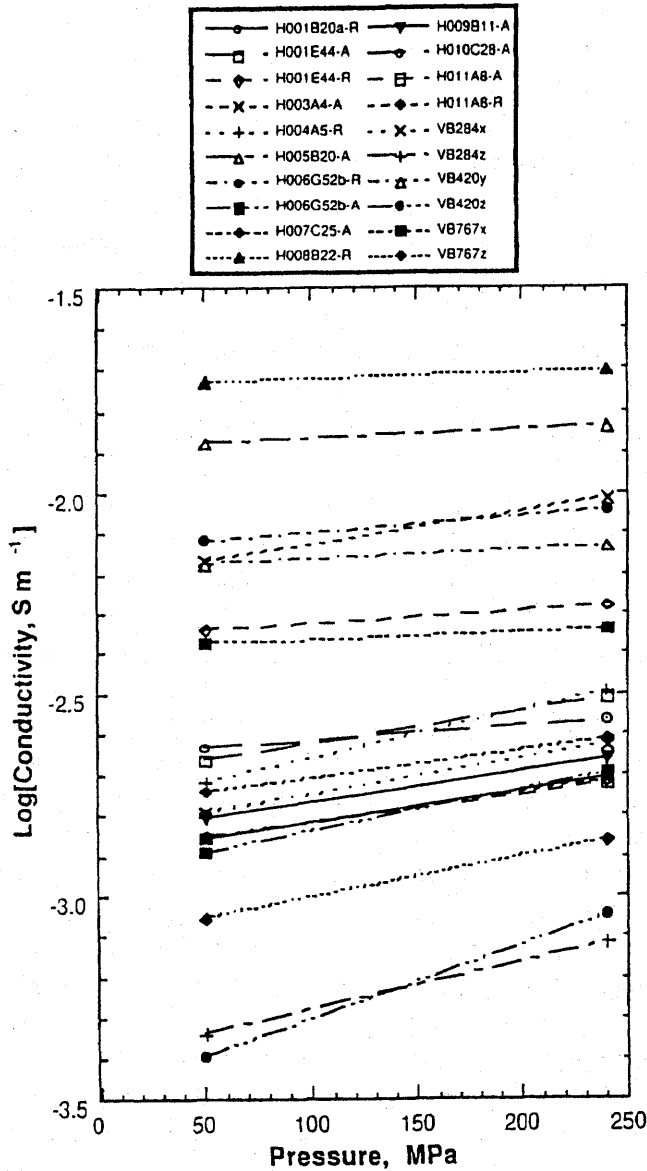


Fig. 4. Logarithms of conductivity at pressures of 50 and 240 MPa for amphibolites and gneisses obtained at 1,858-7,012m in depth at the German continental scientific drilling site KTB. Samples with low conductivity generally have a steeper slope (SHANKLAND *et al.*, 1997).

その他、岩石内電気伝導度の異方性や、岩石内空孔の連結方式や、鉱物の結晶構造の違いによる電気伝導度の差異なども議論されるようになってきた (例えば BAHR, 1997; SHANKLAND *et al.* 1997). 室内実験で難しい点は、例えば、実際に想定したプレート内部の

物理条件を正確に反映しているのか、条件として与えた状態が本当に試料に伝達されているのかを検証できるかなどである。勿論、実験には現実的な制限もあるが、岩石の電気伝導度を変化させる主要な要因や、考え得る限りの条件を考慮する必要がある。これらについては、次節で具体的に議論する。

6. 今後の室内実験における諸問題

岩石の電気伝導度測定実験では、岩石の構造や組織・組成や物理条件を十分に考慮する事が望まれる。

第一は試料サイズの問題である。測定試料に含まれる造岩鉱物の粒径や粒子の不均一性が多くの場合問題となる。純粋な導体である金属材料や半導体の単結晶と異なり、多結晶の岩石の場合はできる限り造岩鉱物が均一な試料を選択しなくてはならない。この際、岩石内の空孔、そこに含まれる空隙水の定量評価をしなくては、真の電気伝導度測定値を得ることはできない。

第二の問題は温度・圧力条件等である。高温・高圧を発生させる際、試料を囲む圧力媒体の選定を慎重にしなくてはならない。試料は圧力により破壊されないことが前提であるが、熱伝導が良く、正確に加熱されることも必要とされる。温度を測定するための熱電対を保護してやることや、温度変化による試料の体積変化をも考慮する必要がある。圧力に関しては、試料に対して等方的に力がかかるように考慮しなくてはならない。具体的には、SHANKLAND *et al.* (1997) に示されるように静水圧を用いる方法か、Multi-Anvil を利用して等方的に試料に固体圧を与えるかを、状況に応じて選択することである。さらに、試料の温度上昇による表面の酸化の進行や膨張なども電気伝導度を変える因子である。実験中の酸素分圧の制御は大変難しく、試料表面にマグネタイト (Fe_3O_4) やヘマタイト ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) などの高電気伝導度皮膜が形成される事がある。電気伝導度を変化させる多数の鉱物が岩石には含まれるため、電流キャリアは内部の様々な元素に依存する (ドミトリーエフ他 1983)。そうした効果を明らかにするためには全ての元素を、X線回折やメスバウア分光などで把握しなくてはならない場合も生じる。

第三に低電気伝導度 (高比抵抗) 測定の難しさである。岩石のように概して電気伝導度が低い物質は、圧力媒体自体の電気伝導度を考慮する必要がある。もし、圧力媒体の電気伝導度が試料より高ければ、圧力媒体が測定電流の経路になり、試料の電気伝導度を正しく測定することができない。つまり、試料と圧力媒体の絶縁効果を気にかけなくてはならない事である。

第四に測定に伴う電気回路の問題である。実際の電気伝導度測定では、発振器および電位測定装置自体のノイズがバイアスとして測定される。さらに、試料自体のレジスタンス、キャパシタンスが電気伝導度の値に影響することにも留意しながら測定を行なう必要がある。又、試料の測定方法を2電極法にするか4電極法にするかも考えなくてはならない。4電極法の優れている点は、2電極法より接触抵抗や空間抵抗などで生じる誤差が少ない点である。4電極法では、電圧はプローブ電極を用いて測定する。この際、電圧計の入力抵抗は、測定器中の電流のもれを少なくするため、プローブ間の試料抵抗の100倍以上の大きさにする必要がある (ドミトリーエフ他 1983)。

この様に、室内の岩石電気伝導度測定の問題は、巨視的なものから微視的なものま

で枚挙にいとまない。しかしながら、KATSURA *et al.* (1998 a, 1998 b) は、対象とする深度がマントルと異なるものの、ilmenite (チタン鉄鉱) や silicate perovskite (珪酸塩-灰チタン石) の電気伝導度測定実験に成功した。これらの実験では、温度・圧力条件で 2000 K, 23 Gpa までの物理条件を安定して発生しており、酸素分圧の問題も克服している。さらに、KATSURA *et al.* (1998 b) の実験から求められた perovskite の電気伝導度は、観測から求められた上部-下部マントルの電気伝導度構造モデルによく一致することが示された。それ故、より温度・圧力が低いプレート内に存在する岩石についても正確な電気伝導度を安定して測定ができる期待が増大している。

7. ま と め

電磁気探査の進展により、プレートの詳細な電気伝導度構造が推定されるようになったが、その推定が妥当かどうかを検証するためには、岩石の電気伝導度測定実験を欠くことができなくなってきた。プレート構造の地球科学的意味を解釈する際には、実在する岩石とそれに含まれる流体や各種の高電気伝導度物質だけでなく、電気伝導度に影響を与える様々なパラメータを十分に考慮することが必要である。測定実験においては、空隙率が低く、流体の含まれない乾燥状態の岩石などをあらかじめ測定しておき、その岩石の電気伝導度の下限を決定する事が望まれる。さらに、温度・圧力条件を正確に発生させ、地球内部と同じ条件をつくることも不可欠である。電磁気探査によるプレート構造調査と室内の岩石電気伝導度測定による電気伝導度の限定(岩石電気伝導度の範囲の限定)は、プレート構造の解釈を進展させる相乗効果をもたらす重要な意義がある。

謝 辞

京都大学大学院理学研究科の中西一郎先生には、東京大学地震研究所で開催された「平成9年度東京大学地震研究所共同利用・研究会集(課題番号:1997-W 2-09)「フィリピン海プレート:その構造とテクトニクス・火山活動との関係」」で、発表の機会を与えて頂いた。岡山大学固体地球研究センターの桂智男先生ならびに米田明先生には岩石伝導度測定実験に関して多くの御教授・御指導を頂いた。東京大学地震研究所の山科健一郎先生には、本稿に関して多くの御指導を頂き、上嶋誠先生と匿名査読者には多数の不備の御指摘とコメントをいただいた。

文 献

- ARCHIE, G.E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Engrs*, **146**, 54-67.
- BAHR, K., 1997, Electrical anisotropy and conductivity distribution functions of fractal random networks and of the crust: the scale effect of connectivity, *Geophys. J. Int.*, **130**, 649-660.
- ドミトリーエフ, ヤムシュチコフ, クジャーエフ, プロタソフ(島田荘平訳), 1983, 高温下の岩石物性, 内田老鶴圃, 176頁.
- DRURY, M.J. and R.D. HYNDMAN, 1979, The electrical resistivity of oceanic basalts, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4537-4545.
- GLOVER, P.W.J. and F.J. VINE, 1994, Electrical conductivity of the continental crust, *Geophysical Research Letters*, **21**, 2361-2364.
- HAAS, V. and HUTTON, V.R S., 1986, Electrical resistivity in the continental lower crust, (Editors:

プレート内岩石の電気伝導度

- J.B. DAWSON, D.A. CARSWELL, J. HALL and K.H. WEDEPOHL, in "The Nature of the Lower Continental Crust", *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **24**, 35-49.
- HYNDMAN, R.D., 1988, Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13391-13405.
- JONES, A.G., 1992, Electrical conductivity of the continental lower crust, in the "Continental Lower Crust" (Editors: D.M. FOUTAIN, R. ARCULUS, and R.M. KAY), Elsevier, 81-143.
- KARIYA, K.A. and SHANKLAND, T.J., 1983, Electrical conductivity of dry lower crustal rocks, *Geophysics*, **48**, 52-61.
- KATSURA, T., K. SATO and E. ITO, 1998 a, Electrical conductivity measurement of minerals at high pressures and temperatures, *Rev. High Press. Sci. Tech.*, **7**, 18-21.
- KATSURA, T., K. SATO and E. ITO, 1998 b, Electrical conductivity of silicate perovskite at lower-mantle conditions, *Nature*, **395**, 493-495.
- 栗田 敬, 1991, 地球の電気伝導度構造, *地震* **2**, **44**, 特集号, 201-216.
- LASTOVICKOVA, M., 1987, Electrical conductivity of some minerals at high temperatures and for extended times, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **45**, 204-208.
- LASTOVICKOVA, M., 1991, A review of laboratory measurements of the electrical conductivity of rocks and minerals, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **66**, 1-11.
- LEE, C.D., F.J. VINE and R.G. ROSS, 1983, Electrical conductivity models for the continental crust based on laboratory measurements on high-grade metamorphic rocks, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **72**, 353-371.
- OGAWA, Y., A.G. JONES, M.J. UNSWORTH, J.R. BOOKER, X. LU, J. CRAVEN, B. ROBERTS, J. PARMELEE, and C. FARQUHARSON, 1996, Deep electrical conductivity structure of the Appalachian Orogen in the southeastern U.S., *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1597-1600.
- OGAWA, Y. and T. UCHIDA, 1996, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **126**, 69-76.
- OLHOEFT, G.R., 1981, Electrical properties of granite with implications for the lower crust, *J. Geophys. Res.*, **86**, 931-936.
- SHANKLAND, T.J. and M.E. ANDER, 1983, Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust, *J. Geophys. Res.*, **88**, 9475-9484.
- SHANKLAND, T.J., A.G. DUBA, E.A. MATHEZ and C.L. PEACH, 1997, Increase of electrical conductivity with pressure as an indicator of conduction through a solid phase in midcrustal rocks, *J. Geophys. Res.*, **102**, 14741-14750.
- UTADA, H., 1987, A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, *Doctoral thesis, University of Tokyo*, 409 pp.
- ZHAMALETDINOV, A.A., 1990, Estimates of electrical conductivity of the lithosphere based on the results of laboratory investigations and the results of deep soundings with a MHD-generator, (appeared in LASTOVICKOVA, 1991).

(Received August 31, 1998)

(Accepted April 25, 2000)