

岩石の種類・間隙率・含水比と電気特性の関係

鈴木 敬一¹⁾・笠井 弘幸¹⁾・西山 英一郎¹⁾

1. はじめに

電磁波探査(地中レーダ及び電磁波トモグラフィ)は地下構造のイメージを高分解能で得られる探査方法である。地中レーダ探査は埋設管や空洞、地質構造などの探査に、電磁波トモグラフィはボーリング孔間の地質構造、例えば含水状態の探査に適用される。

埋設管や空洞に関する探査では、検出された埋設管や空洞の深度が問題となる。地中レーダ探査で得られるプロファイル断面は深度方向が時間軸であるため電磁波速度を用いて、時間軸を深度軸に変換する必要がある。

一方、電磁波トモグラフィでは解析結果として電磁波速度分布断面あるいは減衰率分布断面が得られる。一般的に電磁波の速度が小さく減衰が大きい領域は、亀裂や破砕帯などの影響により高含水であると判断される。

以上のように電磁波探査では電磁波速度と減衰率が解釈の重要な指標となる。電磁波速度と減衰率は、それぞれ比誘電率と導電率に直接関係した物理量である。本稿では、物質の電気特性(比誘電率及び導電率)について簡単に解説する。さらに、比誘電率の測定例及び比誘電率と物性値との関係を示し、電磁波探査を適用する場合の留意点及び今後の展望について述べる。

2. 比誘電率及び導電率

2.1 比誘電率

コンデンサの静電容量について考える。電極間が真空の時の静電容量を C_0 とする。電極間に絶縁体を挟むと静電容量が増加する。このときの静

電容量を C とし、

$$\epsilon_r = C / C_0$$

とおくと、 ϵ_r は絶縁体固有の定数である。これを比誘電率(dielectric constant)と呼ぶ。静電界の場合、比誘電率は定数であるが、電界が時間的に変動する交流電界の場合、比誘電率は周波数により変化する。これを誘電分散(dielectric dispersion)と呼ぶ。比誘電率を導電率(electric conductivity, “電気伝導度”ともいう)になぞらえて dielectricity と呼ぶことがある。誘電分散を取り扱うには比誘電率を複素数として扱うと便利であるが、それについては酒井, 山中(1976)を参照していただきたい。

2.2 導電率

物質は電気の流れやすさによって、導体、絶縁体、半導体などに分類される。この分類は物質中の動きうる電荷の量によるものである。物質中の電荷は物質外部の電界の作用を受けて移動する。電荷を運ぶものはキャリア(carrier)と呼ばれ、具体的には電子(electron), 正孔(positive hole), イオンである。

いま、ある方向に電界 E を加えると、電界に沿って電流 I が流れる。電流はオームの法則に従って次式で与えられる。

$$I = \sigma E$$

この比例定数 σ を導電率といい、電気の流れやすさを示す。導電率も、比誘電率と同じように交流電界では周波数依存性を示す。

1) 川崎地質株式会社 本社 環境防災事業部:
〒108-8337 東京都港区三田2-11-15

キーワード: 電磁波速度, 減衰率, 比誘電率, 導電率(電気伝導度), 間隙率, 含水比, 誘電分散

3. 岩石の比誘電率及び導電率測定

3.1 測定原理

岩石の比誘電率及び導電率はインピーダンスから算出することができる(横川ヒューレットパカード, 1987). ここでは岩石試料のインピーダンスを直接測定するために、ヒューレット・パカード社製のインピーダンス/ゲイン・フェーズ・アナライザ(HP4194A)及びテストフィクスチャ(16034E)を使用した。

3.1.1 比誘電率及び導電率の計算

円柱形に加工した供試体の並列容量及び並列抵抗を周波数を変化させて測定し、以下の式を用いて供試体の比誘電率及び導電率を計算する。

(1) 比誘電率の計算

電極として平行な平板を仮定する。この電極間に底面の直径が d (mm)、厚さ t (mm) の円柱形の供試体(誘電体)が挟まれている場合(第1図)、この供試体の比誘電率 ϵ_r は次式で表される。

$$\epsilon_r = (4 \times t \times C_p \times 10^{-9}) / (\pi \times \epsilon_0)$$

ここで C_p は並列容量 (pF)、 ϵ_0 は真空の誘電率 (8.854×10^{-12} F/m) である。

(2) 導電率の計算

オームの法則に従って供試体の電極間に電流が一樣に流れると仮定する。この場合、測定した等価並列抵抗を R_p (k Ω) とすると、供試体の導電率 σ (S/m) は次式で与えられる。

$$\sigma = (4 \times t) / (\pi \times d^2 \times R_p)$$

3.1.2 供試体の物性値測定

供試体は直径約 ϕ 25mm、厚さ約 4.5mm に整形し、対向する面に電極を設置する。その後、それぞれの供試体について、有効間隙率、自然状態の含水比、自然状態の飽和度、吸水率を以下の式により算出する(土質工学会, 1989)。

有効間隙率: n_e

$$n_e = (W_3 - W_2) / (W_3 - W_4) \times 100 (\%)$$

自然状態の含水比: w_n

$$w_n = (W_1 - W_2) / W_2 \times 100 (\%)$$

吸水率: a_b (JIS A 1110に準拠)

$$a_b = (W_3 - W_2) / W_2 \times 100 (\%)$$

自然状態の飽和度: S_r

$$S_r = (W_1 - W_2) / (W_3 - W_2) \times 100 (\%)$$

ここで、

W_1 : 自然状態の空中重量

W_2 : 強制乾燥状態の空中重量

W_3 : 強制湿潤状態の空中重量

W_4 : 強制湿潤状態の水中重量

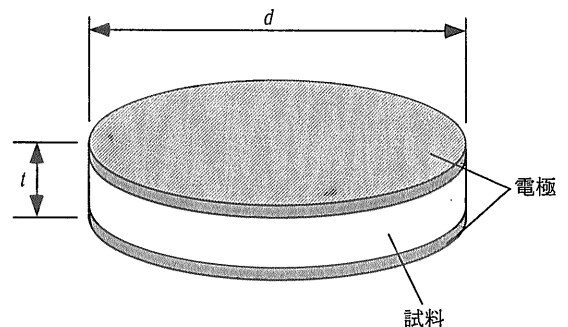
である。強制乾燥状態とは「供試体を 80~110°C で 24 時間以上乾燥させた状態」、強制湿潤状態とは「供試体を 72 時間以上水中につけ、十分に吸水させた飽和含水状態」である(土質工学会, 1989)。

3.2 測定結果

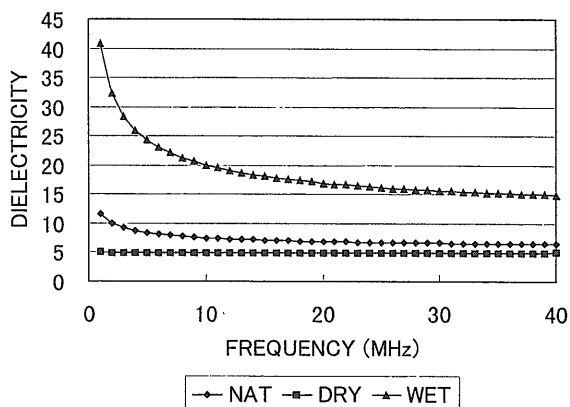
3.2.1 カコウ岩の測定例

カコウ岩の比誘電率の測定結果例を第2図に、導電率の測定結果例を第3図にそれぞれ示す。両図中の「NAT」、「DRY」、「WET」はそれぞれ「自然状態(ポーリングコア採取後1週間以上経過したもの)」、「強制乾燥状態」、「強制湿潤状態」を示す(以下同様)。

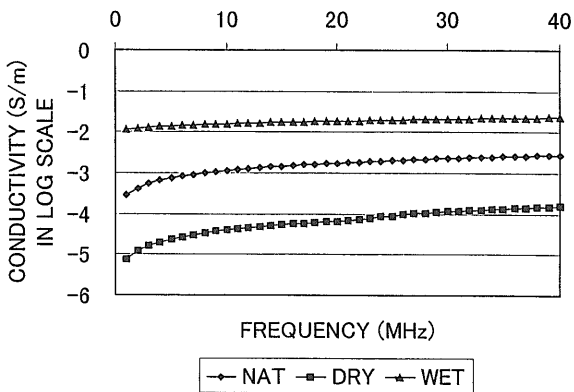
強制乾燥状態では比誘電率の値はほとんど誘電分散を示さない。このときの比誘電率の値は 4.8 程度である。自然状態では誘電分散を示し、1MHz の比誘電率の値は約 12 である。強制湿潤状態では 10MHz 以下で誘電分散が顕著になり、1MHz の比



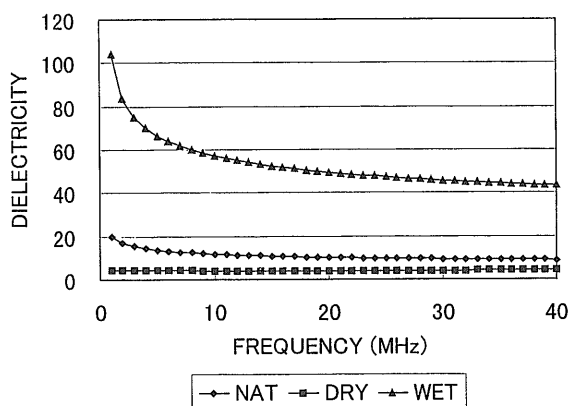
第1図 試料の電極設置状況。



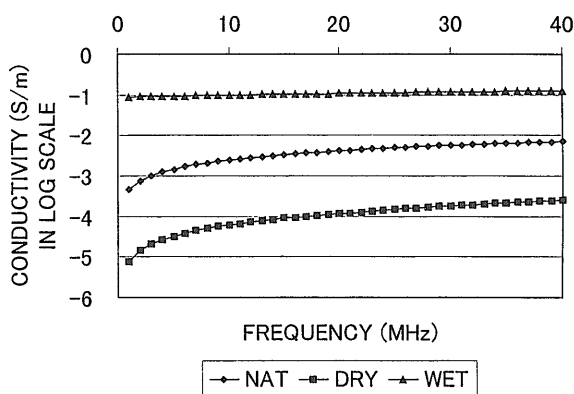
第2図 カコウ岩の比誘電率の測定結果.



第3図 カコウ岩の導電率の測定結果.



第4図 泥岩の比誘電率の測定結果.



第5図 泥岩の導電率の測定結果.

誘電率の値は約40である。

導電率も周波数依存性を示すが、比誘電率の場合とは逆に乾燥状態ほど周波数依存性が顕著である。また、岩石が湿潤するほど導電率は増加する。これは、岩石が湿潤するほど電磁波の減衰が大きいことを示す。

3.2.2 泥岩の測定例

泥岩の比誘電率の測定結果例を第4図に、導電率の測定結果例を第5図にそれぞれ示す。強制湿潤状態の場合、比誘電率は誘電分散を示し、周波数が低くなるにつれて指数関数的に増加し、1MHzでは100以上になる。強制乾燥状態の場合は、誘電分散をほとんど示さない。このときの比誘電率の値は4前後である。自然状態では両者の中間的な値を示す。導電率の周波数依存性は、花崗岩の場合と同じような傾向であるが、強制湿潤状態では

は花崗岩に比べ約10倍の値である。

比誘電率は通常の鉱物では4～5であり、水の比誘電率は80付近である。岩石を鉱物粒子、空気及び水の混合体と考えると、岩石の比誘電率はそれぞれの含有量及び比誘電率の積和により決定される(横山, 1980)。ただし、この結果のように水の比誘電率を越える大きな値が岩石の比誘電率として測定されることがある。その原因は、イオン電導をする構成鉱物粒子と、その結晶格子上に吸着している電解液の水分子との電気化学的相互作用によるものと考えられている(中島ほか, 1998)。

電磁波の速度から含水比や有効間隙率を推定する試みはこれまで行われているが(Greaves *et al.*, 1996; 鈴木ほか, 1996), 誘電分散についての定量的な研究はほとんど行われていない。今後、誘電分散現象を詳細に研究することにより、地下の含水状態の定量的な把握が可能になると考えられる。

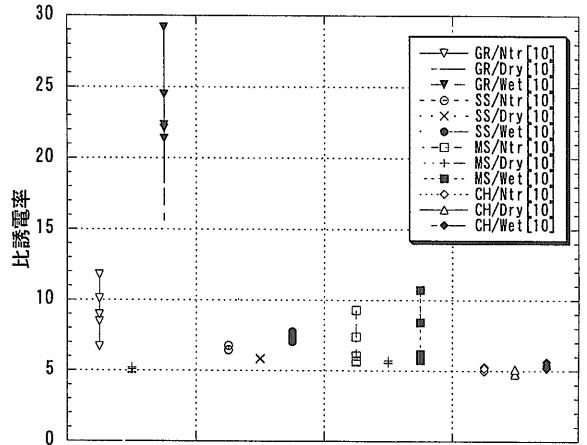
3.2.3 岩石の種類と比誘電率

第6図に岩石の種類と比誘電率(10MHzの値, 以下同様)の関係を示す。GRはカコウ岩, SSは砂岩, MSは泥岩, CHはチャートである(以下同様)。ケイ質分の比較的多いカコウ岩及びチャートは比誘電率が小さく, 泥岩では湿潤するにつれ比誘電率が大きくなっている。

同じ岩石からなる岩盤であれば, 電磁波トモグラフィなどの方法により比誘電率(すなわち電磁波伝搬速度)の違いから含水状態をある程度把握することができる。しかし, 泥岩の場合, 自然状態すなわち不飽和の場合と, 強制湿潤状態すなわち飽和状態とで比誘電率の値が重複し, 比誘電率の値から含水状態を把握することは困難である。特に第三系以新の泥岩(いわゆる軟岩)の場合にこのような傾向が顕著である。その場合, 電磁波減衰率分布図や, 他の物理探査(電気探査や電磁探査)による結果を併用することが必要である。

3.2.4 その他の物性値と比誘電率の関係

第7図に有効間隙率と比誘電率の関係を示す。同じ岩石でも有効間隙率が大きいほど比誘電率が大きく, 有効間隙率が同じでも湿潤している岩石ほど比誘電率が大きい。どの岩石も強制乾燥状態では有効間隙率によらず, 比誘電率はほぼ一定値を示す。湿潤した岩石の場合には, 有効間隙率と比誘電率との間には正の相関が見られる。

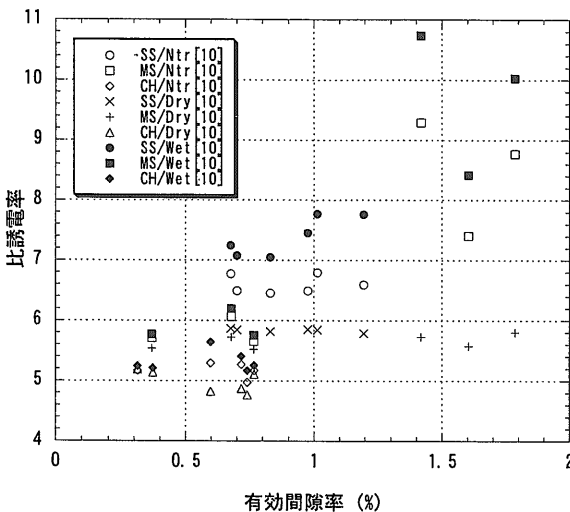


第6図 比誘電率と岩石の種類との関係。

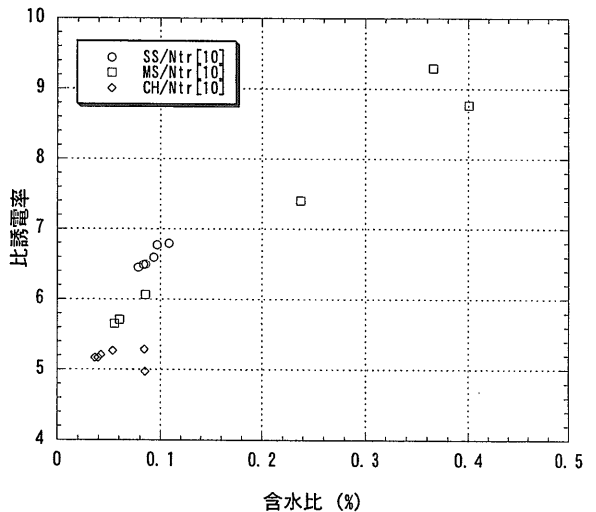
自然状態の含水比と比誘電率の関係を第8図に示す。砂岩及び泥岩は, 含水比と比誘電率の間に正の相関が見られる。チャートの場合には, 含水比と比誘電率との間に顕著な相関はない。比誘電率と含水比の相関を定量的に解析し, 地下の含水比分布を推定した事例としてGreaves *et al.*, 1996がある。

自然状態の飽和度と比誘電率の関係を第9図に示す。砂岩及び泥岩に正の相関が見られる。チャートには飽和度と比誘電率との相関は顕著ではない。

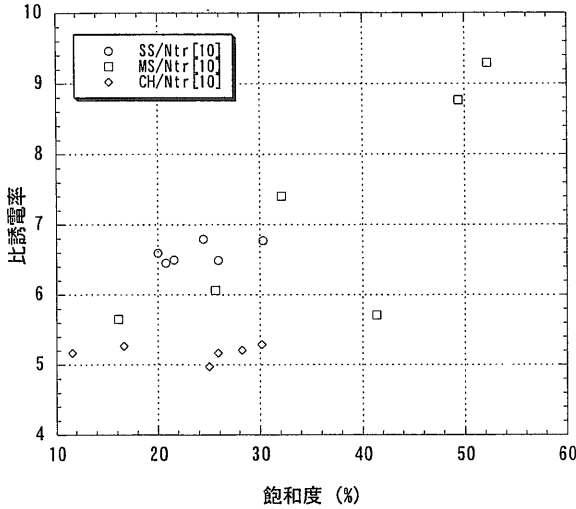
吸水率と比誘電率の関係を第10図に示す。同じ岩石でも吸水率が大きいほど比誘電率が大きく,



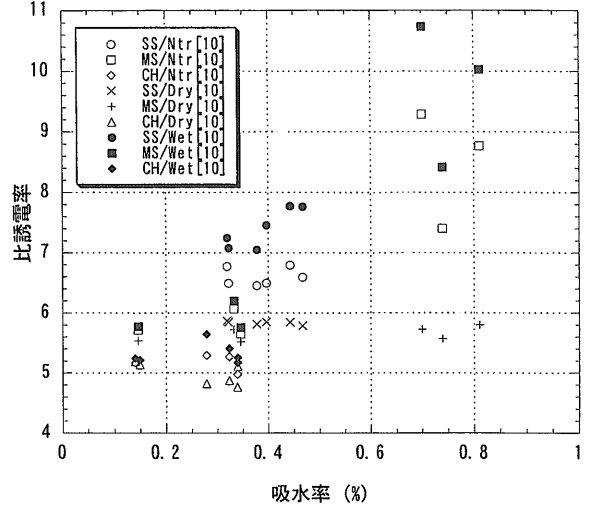
第7図 比誘電率と有効間隙率。



第8図 比誘電率と含水比。



第9図 比誘電率と飽和度。



第10図 比誘電率と吸水率。

吸水率が同じ岩石でも湿潤しているほど比誘電率が大きい。強制乾燥状態では、どの岩石も吸水率によらず比誘電率はほぼ一定値である。湿潤した岩石では、吸水率と比誘電率との間に正の相関が見られ、有効間隙率と比誘電率の関係に類似している。

3.2.5 電磁波探査データと物性値の適用性

岩石供試体の物性値と電気特性との間にはある程度の相関が認められる。ボーリングコアで岩石の物性値と電気特性を測定し、その値と電磁波トモグラフィで得られた断面とを比較することにより定性的な地質解釈ができる。ただし、同じ岩石でも場所が異なれば物性値が異なるのと同様に、電気特性も場所により異なる。同じ泥岩でも軟岩と硬岩では電気特性が異なるが、同じ時代の泥岩でも場所により電気特性が大きく異なることがある。電磁波トモグラフィで地質解釈を行う際には、文献などから電気特性データを引用することも必要であるが、調査地のボーリングコアなどを用いて、電気特性データを取得することが望ましい。

電磁波探査の結果から、地盤の工学的特性(岩盤等級や一軸圧縮強度など)を直接求めることはできない。ただし、軟岩などの場合、工学的特性と有効間隙率や含水比との間に相関があるといわれている(日本材料学会, 1993)。従って、電磁波探査データ(電磁波の伝搬速度及び減衰率)と物性値と

の相関を詳しく調べることで、電磁波探査データから岩盤の工学的性質を把握できる可能性がある。今後は、誘電分散のデータを用いることにより、亀裂や断層の分布状況、岩種の推定、岩盤の応力状態のモニタリングなどが可能になるものと期待される(鈴木・西山, 1998; 西山・鈴木, 1998)。

4. 電磁波の伝搬

電磁波探査において、比誘電率及び導電率の値が必要であることはすでに述べた。ここでは、比誘電率及び導電率と電磁波の伝搬との関係について概要を述べる。下記の条件が成り立つ、すなわち

- ①媒質の透磁率 μ が真空の透磁率 μ_0 に等しい ($\mu = \mu_0$)
- ②電磁波探査に使用する周波数が十分高く、導電率が小さい ($(\sigma / \omega \epsilon)^2 \ll 1$, ω は角周波数 ($= 2\pi f$, f は周波数), ϵ は誘電率で、真空の誘電率を ϵ_0 とすれば、比誘電率 ϵ_r を用いて、 $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$)

のとき、電磁波速度 v は比誘電率 ϵ_r を用いて、

$$v = c / \sqrt{\epsilon_r} \tag{1}$$

であらわされる。ただし、 c は真空中の電磁波速度

($2.998 \times 10^8 \text{m/sec}$)である。減衰率 a は、

$$a = 60 \pi \sigma / \sqrt{\epsilon_r} \quad (1/\text{m}) \quad (2)$$

である。上式は電磁気学の基礎となるMaxwellの方程式から導かれるものである。詳細は文末の付録を参照していただきたい。電磁波探査では上の2式を用いて電磁波速度及び減衰率を算出する。しかし、前掲の泥岩の比誘電率の測定例で示したように、含水状態や周波数帯により、(1)式及び(2)式が適用できない場合がある。それは②の条件が成立しないときである。その場合、電磁波は波動場として伝搬するのではなく、拡散場ないし波動場と拡散場との中間的な状態で伝搬あるいは拡散すると考えられる。電磁波を拡散場として扱う探査方法(具体的には低周波の領域)としてMT(magnetotelluric)法に代表される電磁探査がある。

湿潤状態で電気特性が極端な周波数依存性を示す岩石は堆積岩に多く、その周波数依存性を調べることにより、地中の含水状態を把握することができると考えられる。ただし、②の条件により、場の取り扱い(波動場か、拡散場か、あるいはその中間)が異なるので注意が必要である。この判断の基準として、岩石供試体の電気特性測定は重要である。

一方、磁鉄鉱(magnetite)を多量に含む鉱床などを除いて、透磁率は真空の値($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} = 1.257 \times 10^{-6} \text{H/m}$)に等しいと考えてよい(Telford *et al.*, 1976)。

5. 今後の展望

電磁波探査は他の物理探査に比べて歴史が浅く、探査結果に電気特性を考慮した定量的な地質解釈はあまり行われていない。

岩石供試体の測定例で示したように、含水状態と誘電分散との間には密接な関係がある。カコウ

岩などの強制乾燥状態では誘電分散をほとんど示さないが、湿潤するにつれ誘電分散が顕著になる。これは、地中の誘電分散を精密に測定することにより、地下の含水状態の推定が可能であることを示している。特に周波数領域でデータを取得する連続波レーダは、装置の改良により誘電分散を精密に測定することができる。筆者らはそれが実現することにより、電磁波探査の成果が飛躍的に向上するものと考えている。

文 献

- 安達忠次(1961):ベクトル解析(改訂版),培風館。
 土質工学会編(1989):岩の調査と試験,土質工学会。
 Greaves, R. J., Lesmes, D. P., Lee, J. M. and Toksoz, M. N. (1996): Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar, *Geophysics*, 61, 3, 683-695。
 前田憲一・木村磐根(1984):現代電磁波動論,オーム社。
 中島崇裕・熊沢峰夫・羽佐田葉子・坪田浩二(1998):電磁アクロス;一般的な電気伝導性誘電体中の伝達関数,日本地震学会1998年度秋季大会, P84。
 日本材料学会編(1993):岩の力学(基礎から応用まで),丸善。
 西山英一郎・鈴木敬一(1998):連続波地中レーダ探査技術とその現状(その2),日本地震学会1998年度秋季大会, B09。
 Parkhomenko, E.I. (1976): *Electrical Properties of Rocks*, Plenum Press。
 酒井善雄, 山中俊一(1976):電気物性学, 森北出版。
 Scott, J. H., Carrol, R. D. and Cunningham, D. R. (1967): Dielectric constant and electrical conductivity measurements of moist rock; A new laboratory method, *J. Geophys. Res.*, 72, 20, 5101-5115。
 鈴木敬一・古家英・西山英一郎・山本高司(1996):電磁波トモグラフィによる節理性岩盤の探査, 物理探査学会第94回学術講演論文集, 311-314。
 鈴木敬一・西山英一郎(1998):連続波地中レーダ探査技術とその現状(その1), 日本地震学会1998年度秋季大会, B08。
 Telford, W. M., Geldart, L. D., Sheriff, R. E., and Keys, D. A. (1976): *Applied Geophysics*, Cambridge University Press。
 横川ヒューレットパッカード(1987):板状材料の誘電率測定, アプリケーションノート339-13。
 横山秀吉(1980):岩石の電気的性質, 物理探査, 33, 5, 276-286。
 横山秀吉・中塚勝人・阿部司・加藤彰一(1983):黄鉄鋼粒子を含むモデル鉱石の複素比抵抗, 物理探査, 37, 4, 64-71。

SUZUKI Keiichi, KASAI Hiroyuki and NISHIYAMA Eiichiro (1999): The relations between electrical properties and rock type, porosity and water content in rocks.

<受付:1999年4月27日>

付録 Maxwell方程式からの(1)式及び(2)式の導出

付録 Maxwell 方程式からの(1)式及び(2)式の導出

電界と磁界が時間的に変化する場
合、Eを電界強度、Bを磁束密度、
Hを磁界、Dを電束密度、Iを電流
密度、ρを電荷密度とすれば、次式
が成立する。

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{A1})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{I} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{A2})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (\text{A3})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{A4})$$

(A1)~(A4)式を Maxwell の方程式
という。(A1)式は、磁束密度が時間
的に変化するとそれと直交方向に同
心円上に電界を生じることを意味す
る(電磁誘導の法則)。同式のマイナ
スは、磁束密度の方向と反対向きに
電界が生じることを示す。(A2)式は、
電流が存在する、あるいは電束密度
が時間的に変化すると、それと直交
方向に同心円上に磁界が生じること
を示す(アンペールの法則)。(A3)式
は、空間に電荷が存在する場合、空
間に電束密度の湧き出し(電荷がマイ
ナスの場合は吸い込み)があること
を示す。(A4)式は、空間のどの場
所でも磁束密度の湧き出し、あるい
は吸い込みがないことを示す。すな
わち、磁束密度は、空間のどの場所
でも閉じている。このことは、磁石
を半分に切断してもN極とS極が必
ず存在することをみれば明らかであ
る。

εを媒質の誘電率(媒質の比誘電

率をε_r、真空の誘電率をε₀とすれば
ε = ε_rε₀である)、σを媒質の導電
率、μを媒質の透磁率とすると、D、
B、Iは、

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (\text{A5})$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (\text{A6})$$

$$\mathbf{I} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{A7})$$

である。空間に電流や電荷が存在し
ない場合、

$$\rho = 0 \quad (\text{A8})$$

であるから、(A3)式の右辺はゼロで
ある。Hを消去するために、(A1)式
に∇×を作用させ、(A2)式、(A6)式
及びベクトル解析の公式(安達、
1961)、

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} \quad (\text{A9})$$

を用いると、次式が導かれる。

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \sigma \mu \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (\text{A10})$$

上式において時間的に変化する電
界を、

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 \exp\{j(kx - \omega t)\} \quad (\text{A11})$$

とする(E₀は振幅、jは虚数単位、
ωは角周波数、tは時間、xは空間
座標)と、

付録 Maxwell 方程式からの(1)式及び(2)式の導出

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = -j\omega \mathbf{E} \quad (\text{A12})$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = \omega^2 \mathbf{E} \quad (\text{A13})$$

であるから、次の波動方程式が導か
れる。

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0 \quad (\text{A14})$$

ただし、

$$k^2 = \omega^2 \epsilon \mu - j\omega \sigma \mu \quad (\text{A15})$$

とおいた。(A14)式が、電磁波の伝搬
を表す基本方程式である。

$$k = \alpha - j\beta \quad (\text{A16})$$

とおけば、

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega^2 \epsilon \mu}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}} + 1} \quad (\text{A17})$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\omega^2 \epsilon \mu}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}} - 1} \quad (\text{A18})$$

が導かれる。αを位相定数、βを減
衰定数という。電磁波の伝搬速度を
vとすると、αとvの間には次式の
関係がある(前田・木村、1984)。

$$v = \frac{\omega}{\alpha} = \frac{1}{\frac{\mu \epsilon}{2} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}} + 1}} \quad (\text{A19})$$

通常、地中を構成する物質の透磁率
μは真空中の値μ₀に等しい。すなわ
ち、

$$\mu = \mu_0 \quad (\text{A20})$$

である。電磁波探査に使用する周波
数帯では、ωが十分に大きく、σが
小さいため、

$$\left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2 \ll 1 \quad (\text{A21})$$

と考えてよい。(A20)式と(A21)式を
用いると、(A19)式から電磁波速度の
近似式が導かれる。すなわち、

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu_0}} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_r \epsilon_0 \mu_0}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{A22})$$

である。ただし、真空中の電磁波速
度をcとし、

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \quad (\text{A23})$$

を用いた。βは減衰率aに等しく、
(A18)式に(A20)式と(A21)式を用いる
ことにより、

$$a = 60\pi \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{1/m}) \quad (\text{A24})$$

を得る。