

電気比抵抗—弾性波速度モデルによる変形係数及び透水係数の 地下空間分布の推定

Estimate on the Underground Distribution of the Deformation Factor and Hydraulic Conductivity with
Electric Resistivity-Elastic Velocity Model.

○ 羽竜 忠男*・西川 貢**

Tadao HARYU and Mitsugu NISHIKAWA

In this paper we present a method and procedure which converts geophysical properties (electrical resistivity and elastic velocity) into geotechnical properties (porosity, saturation, deformation factor and hydraulic conductivity) by using resistivity-velocity model (R-V model) based on rock physics. In addition, we examine the availability of the R-V model and evaluate the parameters that need to convert geophysical properties into geotechnical constants by using rock tests with confining pressure, geophysical loggings and geotechnical in-situ tests within borehole(s). These results are applied to electrical and seismic prospecting in weathered granitic rock area to estimate underground distribution of deformation factors and hydraulic conductivities. The result does not contradict geophysical and geological data.

Key Words: deformation factor, hydraulic conductivity, electrical resistivity, elastic velocity, geotomography

1 はじめに

筆者等はこれまで電気探査や弾性波探査のトモグラフィ解析¹⁾²⁾から得られる物性値(電気比抵抗、弾性波速度)を岩盤特性(間隙率・飽和度・体積弾性率)に変換するために、岩石物理学を基礎とする物性モデルの研究を行い、いくつかの地盤工学的問題に適用した³⁾。電気比抵抗と弾性波速度から間隙率や飽和度への変換モデルには古典的な Wyllie-Arche 式があり、岩盤工学の分野にもよく使われている。このモデルは石油探査分野において物理検層データを使った地下深部の石油貯留岩(主に純粋砂岩)の物性評価に使われていたが、これを環境条件(土被り圧・間隙水比抵抗)の異なる一般の岩盤に適用するには十分な吟味が必要である。一般的には、波長が岩盤の基本構成物質(造岩鉱物または岩石)に比べて十分小さく、純粋砂岩のように造岩鉱物の比抵抗が十分大きいという条件を満たさなければならない。そこで、筆者等はより一般的な適用性を考慮して弾性波速度に関する物性モデルに Gassman-Biot の理論式を、電気比抵抗に関する物性モデルに Bruggen-Hanai の理論式を採用し、この複合モデルを「電気比抵抗—弾性波速度モデル(R-Vモデル)」と呼んだ³⁾。

上記物性モデルに基づいて実際の測定物性値を解釈するためには地下の物理学的環境条件(応力状態、間隙圧、温度)や岩石内部に含まれる間隙流体の特性(流体の物性—体積弾性率・比抵抗、飽和度)による効果を理解することが必要である。また、設計岩盤定数(変形・強度定数や透水係数)の地下空間分布を推定するには、原位置における岩盤定数とこれらの変換物性値の関係を調べておく必要がある。そこで、風化花崗岩地帯においてボーリング、物理検層、孔内原位置試験(水平載荷、湧水圧試験)、および岩石サンプルについて種々の拘束圧や含水条件下における岩石物性試験を行い、これらのデータに基づいて岩石物理学的検討を行った⁴⁾⁵⁾。

本報告はこれまで積み重ねてきた要素技術に基づいて、まず R-V モデルによる岩盤定数の地下空間分布を推定する方法と手順を示し、ついで岩石物性試験データに基づいて提案 R-V モデルの有効性に関する検証と変換パラメータの推定を行い、最後にこの方法に基づいて得られた岩盤定数トモグラムの評価を行ったものである。

* 正会員 工学博士 北光ジオリサーチ(株)

** 北光ジオリサーチ(株)

2 電気比抵抗－弾性波速度モデル

弾性波探査や弾性波速度検層のような低周波領域の測定から得られる弾性波速度は Gassmann-Biot モデルによって実際の現象をうまく説明できることが知られている⁶⁾。このモデルは次式で表される⁷⁾。

$$M_R \equiv \rho_R V_p^2 = \left[(1-\beta)M_m + \frac{\beta^2}{(\beta-\phi)/k_m + \phi/k_f} \right] Z \quad (1)$$

$$\mu_R \equiv \rho_R V_s^2 = \mu_b = (1-\beta)\mu_m \quad (2)$$

$$k_m = M_m - 4\mu_m/3, \quad k_f = S_w/k_w + (1-S_w)/k_g \quad (3)$$

$$\rho_R = (1-\phi)\rho_m + \phi\rho_f, \quad \rho_f = S_w\rho_w + (1-S_w)\rho_g \quad (4)$$

ここで、 M_R と M_m はそれぞれ岩石とマトリックス（構成鉱物）の P 波弾性率である。 V_p と V_s はそれぞれ P 波と S 波速度である。 k_m, k_b, k_f, k_w, k_g はそれぞれマトリックス、岩石骨格、間隙流体、間隙水、及びガス（空気）の体積弾性率である。 μ_R, μ_b および μ_m はそれぞれ岩石、岩石骨格およびマトリックスのせん断弾性率（剛性率）である。 $\rho_R, \rho_m, \rho_f, \rho_w, \rho_g$ はそれぞれ岩石、マトリックス、間隙流体、間隙水、およびガスの体積密度である。 ϕ と S_w はそれぞれ間隙率および水分飽和度である。 Z は弾性率の周波数に関する係数（複素数）である。 β は Biot 定数で、次式で表される³⁾。

$$\beta = 1 - k_b/k_m = 1 - (1-\phi)^{n(\phi)}, \quad m(\phi) = c/(1-\phi^n), \quad c = 1/a\phi_c, n = \phi_c \quad (5)$$

ここで、 ϕ_c は Nur(1992)⁸⁾ の臨界間隙率、 a は岩石による係数である。

(2)式は低周波においては岩石のせん断弾性率は岩石骨格のそれと等しいこと、岩石骨格とマトリックスの弾性率の比は P 波と S 波で等しいことを仮定している ($k_b/k_m = \mu_b/\mu_m$)。

電気比抵抗モデルは溶液中に浮遊する導電性粒子を含む媒質に関する Hanai(1962)⁹⁾ 理論を岩石組織に拡張し、それを二項展開した次式を用いる¹⁰⁾。

$$\sigma_o = m\sigma_m(1-\phi^n) + \sigma_w\phi^n, \quad \sigma_o \gg \sigma_m, \quad \sigma_o \gg \sigma_w \quad (6)$$

ここで、 $\sigma_o, \sigma_m, \sigma_w$ はそれぞれ飽和岩石、マトリックス、間隙水の導電率、 ϕ は間隙率、 m は岩石組織の幾何学係数である。(6)式後半の不等式は(6)の第 1 式が成り立つ条件であり、マトリックス（固体）の比抵抗が間隙水や飽和岩石に比べて十分大きくなければならない。(6)の第 1 式の右辺第 1 項は表面伝導を含む岩石骨格の導電率、第 2 項は間隙ネットワークの導電率と見なすことができる。

(6) 式における σ_m は岩石固有の定数と考えられるが、風化岩盤においては風化現象によって変化する変数である。そこで、(6) 式の第 1 項を間隙率 ϕ の一般関数として $\sigma_b(\phi)$ で表し、さらに不飽和岩にも適用できるように拡張し、岩石の導電率 σ_R を次式で表す。

$$\sigma_R = \sigma_b(\phi) + \sigma_w S_w^n \phi^n / a \quad (7)$$

ここで、 S_w は水分飽和度、 n は飽和指数、 a は岩石による係数である。比抵抗で表すと (7)式は次式となる。

$$\frac{1}{R_R} = \frac{1}{R_b(\phi)} + \frac{S_w^n \phi^n}{a R_w} \quad (8)$$

ここで、 R_R, R_b, R_w は岩石、岩石骨格そして間隙水の比抵抗である。

(1)と(8)式で表されるモデルを「電気比抵抗－弾性波速度モデル (R-V モデル)」と呼ぶことにする。R-V モデルの一般式は次式で表される。

$$\begin{aligned} R_R &= f(\phi, S_w; R_w, X), & X &= (a, m, n) \\ V_R &= g(\phi, S_w; Y), & Y &= (M_m, k_m, \rho_m, \phi_c) \end{aligned} \quad (9)$$

X と Y は岩石固有のパラメータで岩石試験から求める。

3 方法と手順

(1) 式右辺の括弧内第1項は岩石骨格の弾性率、第2項は P 波通過中の過剰間隙圧発生に伴う間隙の弾性率である。従って、周波数効果 Z を無視すれば P 波弾性波試験は地盤工学における非排水試験に相当し、(1)式の第1項は排水試験から求められる弾性率に相当する。このことは、このモデルを使って P 波速度から地盤工学的意味の排水条件下における弾性係数を求めることが可能なことを示している。ただし、弾性波試験による歪みは地盤工学における静的試験における歪みレベルに比べて著しく小さいことに留意しなければならない。このモデルから岩盤の変形係数を推定するために、岩石骨格ヤング率 E_b と変形係数 E_t の関係は次式を仮定する。

$$E_t = bE_b' \quad (10)$$

$$E_b = 3k_b(1-2\nu), \quad k_b = M_b - 4\mu_b/3$$

$$M_b = M_m(1-\beta), \quad \mu_b = \rho_m V_t^2 = \mu_m(1-\beta), \quad \nu = \frac{3k_b - 2\mu_b}{2(3k_b - \mu_b)} \quad (11)$$

(10)式における b と t は係数、(11)式の ν はポアソン比である。

完全飽和 ($S_w = 1$) の岩石比抵抗 R_0 と間隙水比抵抗 R_w の比は地層係数 $F (= R_0/R_w)$ と定義され、マトリックスが絶縁体の場合は真の地層係数 F_t 、それ以外は見かけの地層係数 F_e と呼ばれている。真の地層係数は間隙率と岩石構造の関数である。(8)式に R_w を掛けて整理すると次式を得る。

$$F_t = \frac{a}{\phi^m} = \left(\frac{1}{F_e} - \frac{1}{F_b} \right)^{-1}, \quad F_e = \frac{R_0}{R_w}, \quad F_b = \frac{R_b(\phi)}{R_w} \quad (12)$$

間隙中を流れる地下水と電流の相似性と真の地層係数の物理的意味から、岩盤の透水係数 k と真の地層係数 F_t の間には相関性があり、次式で表される¹¹⁾。

$$k = cF_t^{-u} \quad (13)$$

c と u は係数である。地層係数と透水係数の関係は、未固結岩については山口(1960)¹²⁾、岩盤については Katsube and Hume(1987)¹¹⁾によって研究されている。

図3—1は高密度比抵抗および弾性波速度探査から地下空間の間隙率・飽和度・変形係数・透水係数分布を求める手順を示すブロックダイアグラムである。以下にその概要を述べる。

- (1) 地表一孔一孔間の電気抵抗及び弾性波走時データから逆解析理論に基づいて、比抵抗(R_R)と弾性波速度(V_p)の地下空間分布を求める。同時に地下水比抵抗検層等により地下水比抵抗(R_w)を測定する。
- (2) 岩石サンプルによる比抵抗試験と超音波速度試験より R-V モデル解析に必要な固有パラメータ ($X = (a, m, n), Y = (M_m, k_m, \rho_m, \phi_c)$) および $R_b - \phi$ 関係を求める。 R_b は岩石サンプルにおいて間隙水を純水 ($R_w = \infty$) で置換した測定比抵抗とみなす。
- (3) 上記の岩石固有パラメータ(X, Y)と地下水比抵抗 R_w 、比抵抗および弾性波速度トモグラム(R_R, V_p)を R-V モデル(9)に適用し、逆解析計算により間隙率(ϕ)と飽和度(S_w)の地下空間分布を求める。
- (4) 孔内物理検層から得られた比抵抗と弾性波速度から、(3)と同様な方法で間隙率(ϕ)を求める。孔内水平載荷試験による変形係数 E_t と(11)式から計算される骨格ヤング率 E_b の関係から(10)式の係数 b と t を求める。また、孔内透水試験から得られる透水係数 k と(12)式から得られる真の

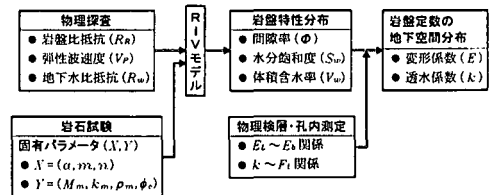


図 3-1 解析手順のブロックダイアグラム

(5) 間隙率トモグラムに(11)と(12)を適用し、骨格ヤング率と真の地層係数を計算し、さらに $E_c - E_b$ 関係(10)と $k - F$ 関係(13)を利用して変形係数 E と透水係数 k の地下空間分布を推定する。

実験地点は阿武隈山地のはば中央部（いわき市三和町）に位置し、地質学的には古期花崗岩類からなる好間川複合岩体に属する。ここに深さ 100m のボーリングを掘削し、コアを採取するとともに各種検層、孔内計測、高密度地表一孔間比抵抗探査及び弾性波探査を行った。探査測線長は 300m で、その中心部でボーリングを実施している。

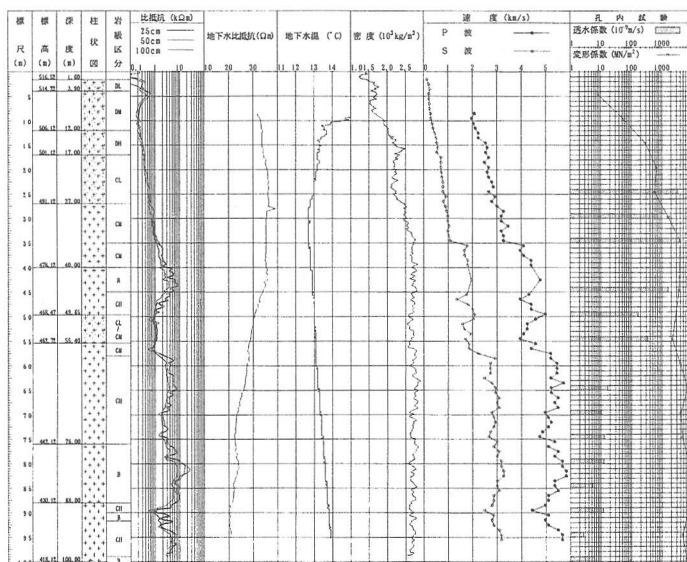
(a) 8-1a

(b) 10-1a

(c) 14-1a

(d) 20-1a

図 4-1 風化花崗閃緑岩の偏光顕微鏡写真



- 84 -

m となる。弾性波速度も深くなるにつれ P 波・S 波共次第に速度を増し、P 波速度は最大 6km/s 程度となる。体積密度は表層部では $1.5 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 程度であるが深さと共に大きくなり 35m 付近で $2.7 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 、それ以深はほぼ一定値を示す。弾性波速度と比抵抗は岩盤特性を反映し検層曲線は相似形をなしている。深さ 50-55m の断裂帯付近では、比抵抗と弾性波速度のいずれもその値が低下している。地下水比抵抗は 20-35 Ωm 、地下水温度は 13-14℃である。孔内水平載荷試験における変形係数は風化部で 0.01-1GN/m²、新鮮部で 2-10GN/m² である。湧水圧試験における透水係数は風化部で 10^{-6} - 10^{-7}m/s のオーダー、新鮮部で 10^{-8} - 10^{-9}m/s のオーダーである。

岩石サンプルの物理特性を表 4-1 に示す。岩石サンプルは整形が可能な C_M から B 級の岩石で、間隙率は 0.2-5.3% の範囲にある。比抵抗と弾性波速度は拘束圧 0.5MPa における値を示してある。

5 物性解析

表 4-1 に示した岩石サンプルの超音波速度および電気比抵抗測定は 0-10MPa の拘束圧下で実施している。その結果は羽竜・伝法谷(2002)⁴⁾に詳しく報告されている。本論文では R-V モデルの検証に直接関係する結果のみを示す。

サンプル 8-1ab($\phi=5.34\%$)の超音波速度と拘束圧の関係を図 5-1 に示す。この図は拘束圧の増加に伴う速度の増加が、乾燥岩石で特に大きいことを示している。また、乾燥岩石の速度を岩石骨格の速度とみなして、Gassmann-Biot モデルを適用すると飽和岩石の速度をよく説明することがわかる。しかし、拘束圧が小さい範囲では、実測値は Gassmann-Biot モデルに比べて大きい値を示し、高周波におけるマイクロクラックの「硬化」¹⁴⁾現象を示す。尚、拘束圧ゼロ付近における飽和岩石の速度の著しい低下は、振幅減衰による測定誤差による。

弾性率と間隙率の関係を図 5-2 に示す。S 波弾性率（剛性率）と間隙率の関係から Nur の臨界間隙率は 3.25% であることがわかる。また、コアの超音波速度（共振周波数 400kHz）から求められた P 波弾性率は Gassmann-Biot モデルに比べてやや大きな値となるが、検層速度（周波数 1-2kHz）から求められた P 波弾性率は Gassmann-Biot モデルでほぼ説明できる。この図から、 $M_m = 82.5\text{GPa}$ および $\mu_m = 34.5\text{GPa}$ が求められ、(3)の第 1 式から $k_m = 36.5\text{GPa}$ が得られる。体積密度試験から $\rho_m = 2.7 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ が求められている。図 5-3 は孔内水平載荷試験による変形係数 E_t と検層速度から求められた骨格ヤング率 E_l の関係を示したものである。両者は良い相関性があり(10)式の係数は $b=67.525$ 、 $r=0.3952$ となる。

次に間隙水に地下水と等価濃度の NaCl 溶液 ($R_w = 25 \Omega\text{m}(13^\circ\text{C})$)を使った比抵抗実験結果を述べる。比抵抗—拘束圧関係図を図 5-4 に示す。この図から明らかに比抵抗は拘束圧に関してヒステリアスを示し、拘束圧の増加に伴い比抵抗が増加している。

図 5-5 は岩石比抵抗試験における真の地層係数と間隙率の関係を示したもので、両者は非常に良い関係があり、(12)式の係数は $a=0.6843$ および $m=1.0328$ と求められる。岩石試料による比抵抗係数—飽和度関係から、 $n=1.65$ が求められる。また、純水($R_w = \infty$)を使った実験、図 5-6 から岩石骨格の

表 4-1 岩石サンプルの物理特性

サンプル NO	採取深度 (m)	岩盤区分	有効間隙率 (%)	乾燥密度 (10^3kg/m^3)	飽和密度 (10^3kg/m^3)	比抵抗 (Ωm)	速度 (m/s)
8-1a	27.80	CM	5.34	2.54	2.60	809	3442
8-1b	27.83	CM	5.34	2.52	2.57		3199
9-2a	31.07	CM	5.17	2.54	2.60	634	
10-1a	34.60	CM	3.36	2.59	2.62	1430	3694
11-1a	35.72	CM	2.60	2.63	2.65	1880	3487
12-1a	38.62	CM	2.24	2.63	2.66	1680	4024
13-1a	41.75	B	0.73	2.68	2.69	4010	4799
14-1a	47.48	CH	0.85	2.67	2.68	4040	4849
15-1a	51.17	CM	2.23	2.63	2.65	886	4223
16-1a	58.67	B	0.50	2.68	2.69	4970	5277
17-1a	62.43	B	0.49	2.68	2.68	6120	5165
18-2a	68.51	CH	0.36	2.69	2.69	7860	5349
19-1a	79.56	B	0.29	2.69	2.69	12200	5354
20-1a	81.17	B	0.18	2.69	2.69	23500	5443
21-2a	85.86	B	0.31	2.69	2.69	11800	5329
22-1a	99.15	B	0.74	2.67	2.68	3520	5192

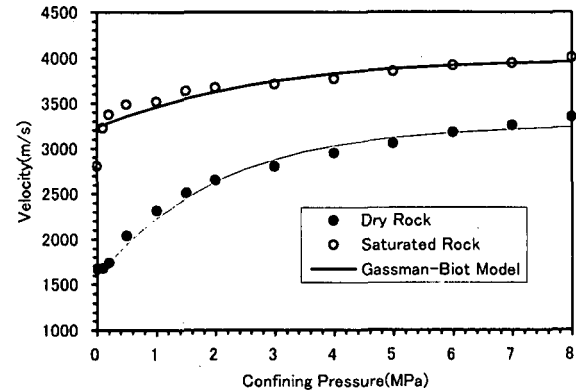


図 5-1 超音波速度—拘束圧関係

比抵抗 R_b は次式で与えられる。

$$R_b = 198.17\phi^{-0.7233} \tag{14}$$

湧水圧試験による透水係数と検層比抵抗から求められた真の地層係数の関係を図 5-7 に示す。両者の関係から、(13)式の係数は、 $c=0.1128$ および $u=2.0383$ と求められる。相関係数 $R^2=0.6191$ とやや小さいが、この関係は従来岩石試料で求められた両者の関係と整合的である ¹¹⁾。

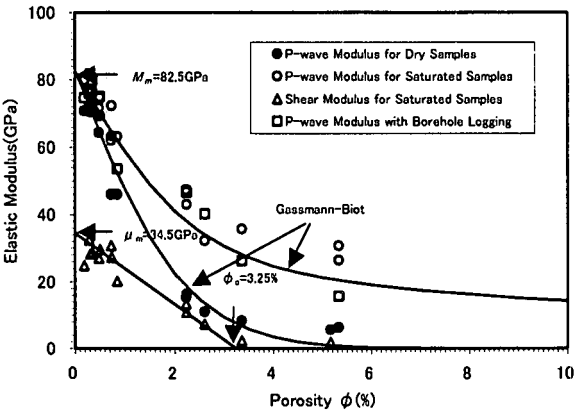


図 5-2 弾性率－間隙率関係

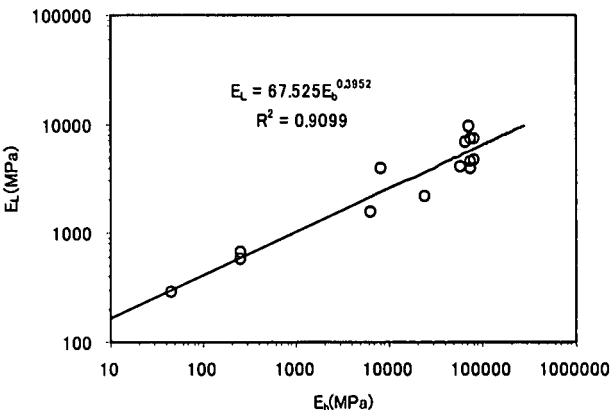


図 5-3 変形係数－骨格ヤング率関係

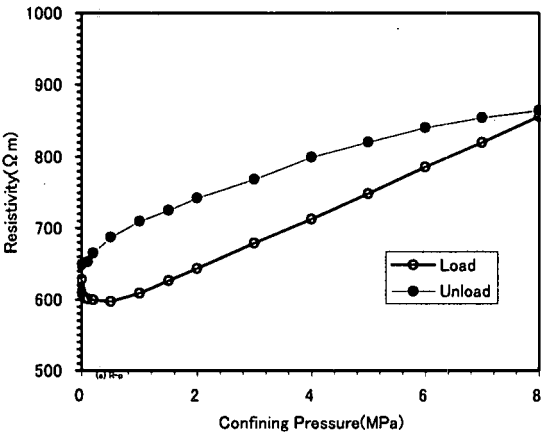


図 5-4 比抵抗－拘束圧関係

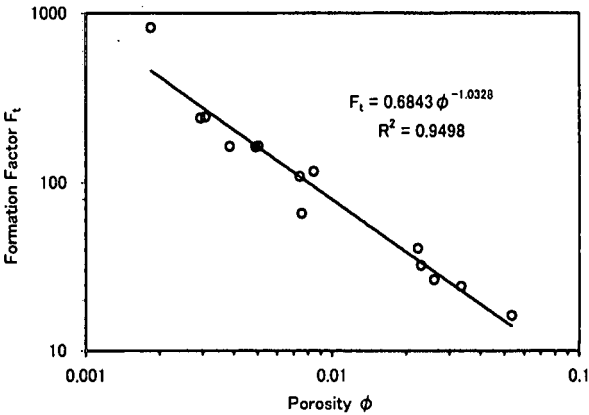


図 5-5 真の地層係数関係－間隙率関係

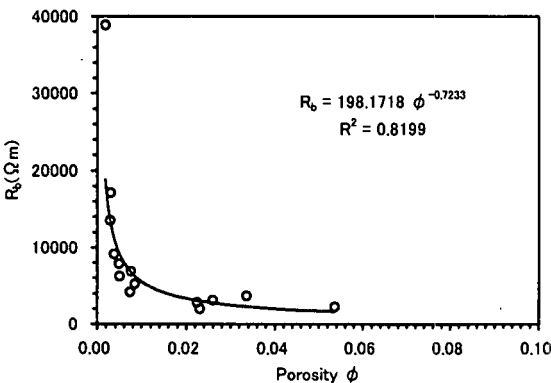


図 5-6 間隙水が純粋の場合における比抵抗－間隙率関係

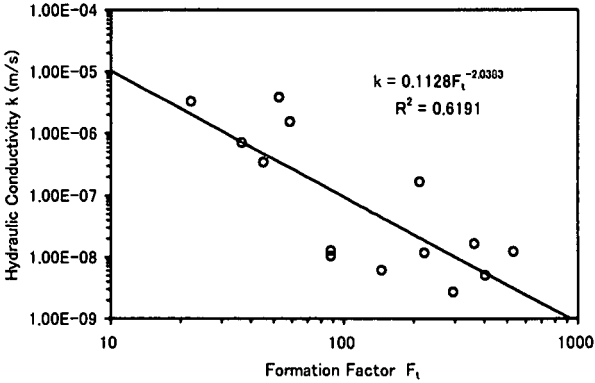


図 5-7 透水係数－真の地層係数関係

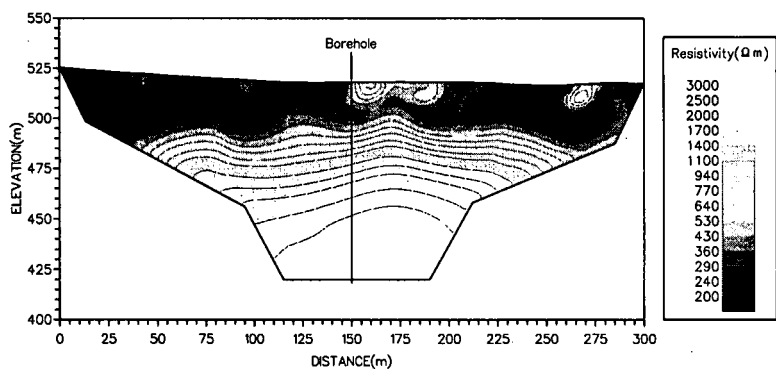


図6-1 比抵抗トモグラム

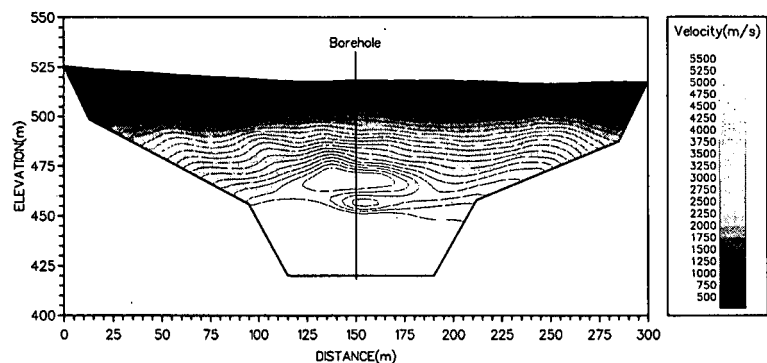


図6-2 弾性波速度トモグラム

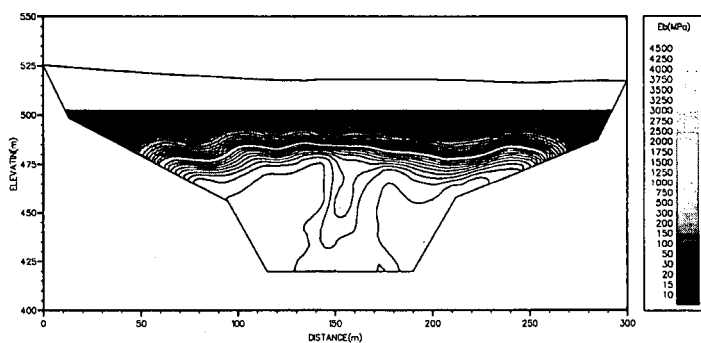


図6-3 変形係数トモグラム

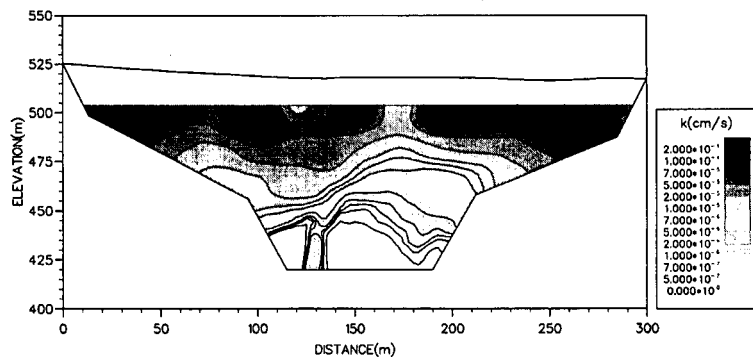


図6-4 透水係数トモグラム

6 変形係数と透水係数トモグラム

原位置探査データの逆解析に基づいて得られた比抵抗(図 6-1)及び弾性波速度(図 6-2)トモグラムから、3 節で述べた方法と手順に従って計算した変形係数と透水係数トモグラムを図 6-3 と図 6-4 に示す。これらの図において風化の程度による変形係数と透水係数の分布が良く対応し、さらに 50-55m 付近に存在する破砕帯に沿った変形係数の低下と透水係数の増加現象が明瞭に認められる。この傾斜は地形・地質学資料およびコアのせん断角から推定される断裂帯の傾斜と矛盾しない。高透水係数ゾーンは破砕帯の上盤側に存在するのは興味深い。

7 あとがき

岩石物理学的考察に基づいて、R-V モデルから電気比抵抗と弾性波速度データを岩盤物性(間隙率・飽和度・変形係数・透水係数)に変換する方法と手順を示した。ついで岩石サンプルの拘束圧下における物性試験、各種孔内物理検層、孔内原位置試験(水平載荷・湧水圧)データから R-V モデルの有効性を検証すると共に、物性変換に必要な各種パラメータを求めた。これらの結果を風化花崗岩地帯で実施された高密度電気探査および弾性波探査に適用し、変形係数と透水係数の地下空間分布を推定し、他の地質学的データと矛盾しない結果を得た。

ここで提案した方法は若干改良の余地が残されているが、岩盤工学的特性の地下空間分布を推定するための多くの問題に適用できると考えている。地下空間の岩盤は多様であり、今後はより多くの種類の岩盤について岩石物理学的研究を行い、本法の精度向上と適用範囲の拡大を目指したい。

参考文献

- 1) 羽竜忠男:比抵抗法の逆解析における拡張ベイズ法の適用と評価(その1)―基礎理論, 物理探査, Vol.50, No.5, pp.410-422, 1997.
- 2) 羽竜忠男・伝法谷 彰人:高密度屈折法地震探査における最適インバージョン, 物理探査, Vol.54, No.1, PP1-20, 2001.
- 3) 羽竜忠男:電気比抵抗―弾性波速度モデルによる地盤工学的特性の評価、物理探査学会平成13年度春季学術講演会論文集, pp.186-190, 2001.
- 4) 羽竜忠男・伝法谷彰人:低拘束圧下における風化花崗岩類の超音波速度特性、物理探査学会平成14年度春季学術講演会論文集, pp.125-128, 2002.
- 5) 羽竜忠男・伝法谷彰人:低拘束圧下における風化花崗岩類の電気比抵抗特性、物理探査学会平成14年度春季学術講演会論文, pp.177-180, 2002.
- 6) Murphy, W. F. : Sonic and ultrasonic velocities: Theory versus experiment, *Geophys. Res., Lett.*, Vol.12, No.2, pp.85-88, 1985.
- 7) King M. S. : Wave velocities in rock as function changes in overburden pressure, *Geophysics*, Vol.31, No.1, 1966.
- 8) Nur A. : Critical porosity and the seismic velocity in rocks. *EOS Transactions AGU*, Vol.73, pp.66, 1992.
- 9) Hanai T. : Dielectric theory on the interfacial polarization two-phase mixtures, *Bull. Inst. Chem. Res.*, Kyoto Univ., Vol. 39, pp.341-367, 1962.
- 10) Bussian A. E. : Electrical Conductance in a porous media, *Geophysics*, Vol.48, No.9, pp.1258-1268, 1983.
- 11) Katsube, T. J. and Hume, J. P. : Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical Logs, *Geophysics*, Vol.52, No.3, pp.342-352, 1987.
- 12) 山口久之助:帯水層の地層比抵抗係数と水理定数の関係について, 物理探査, Vol.13, No.4, pp.10-33, 1960.
- 13) 土木学会・本州四国連絡橋耐震設計、地盤に関する調査研究小委員会:本州連絡橋の耐震、地盤に関する研究報告書, pp96-101, 1977.
- 14) Dvorkin, J., Mavko, G. and Nur, A. : Squirt flow in fully saturated rocks, *Geophysics*, Vol.60, No.1, pp.97-107, 1995