

大規模地下実験施設におけるジオトモグラフィ探査と岩盤評価（その1）

—— クロスホール測定による弾性波・電磁波・比抵抗トモグラフィ ——

桑原 徹 上野 孝之 仮谷 幸吉 金田 義行 奥田 暁
(北陸支店 金原ダム
工事事務所)
平間 邦興 玉井 昭雄 秋好 賢治 三上 哲司
(本社 土木技術本部
技術第2部) (本社 土木技術本部
技術第2部) (本社 土木技術本部
技術第2部)

Geotomography Experiments and Evaluation of Rock Properties at Underground Laboratory Site, Kamioka Mine, Japan (Part 1)

—— Seismic, Radar, Resistivity Tomography in Cross Hole Array ——

Tohru Kuwahara Takayuki Ueno Kokichi Kariya Yoshiyuki Kaneda Satoshi Okuda
Kunioki Hiramata Akio Tamai Kenji Akiyoshi Tetsuji Mikami

Abstract

The authors carried out seismic, radar, and resistivity tomography of a cross hole array at an underground laboratory site at Kamioka Mine, Japan, and also evaluated rock properties of the underground cavern where Hida gneiss, the oldest stable geologic unit in Japan, is distributed. The velocity structure and attenuation character according to damping factor were analyzed in the seismic and radar tomography, and attenuation of first arrival was simulated numerically. In addition, distribution of resistivity was analyzed in the resistivity tomography. With the three types of tomography, correlation of low velocity-high attenuation-low resistivity and correlation of reverse set were both recognized. These results have relationships to the density and roughness of fractures, water content, carbonate content, etc.

概要

岐阜県神岡鉱山内に設置した地下実験施設において、弾性波・電磁波・比抵抗の孔間トモグラフィを実施して、日本最古の飛騨片麻岩からなる地下空洞施設の岩盤評価を行った。弾性波および電磁波については、速度構造および減衰定数分布の解析と、初動減衰に関する数値シミュレーションを実施した。比抵抗については、比抵抗分布の特性を検討した。3種類のトモグラフィ解析によると、低速度帯—高減衰帯—低比抵抗帯とこの逆の対応性が認められた。これらの解析結果は、それぞれ岩盤中のき裂密度、き裂の表面形態、含水状態、石灰岩含有量、などとの対応関係を示している。

1. はじめに

ジオトモグラフィ探査技術は、地下構造の解析技術および岩盤物性の評価手法として極めて重要な技術である。トモグラフィ探査技術については、筆者らは弾性波と電磁波を用いて、測定・解析・シミュレーション技術および岩盤評価技術の体系化を進めてきた^{1)~3)}。従来は地上から地下のトモグラフィ解析を実施してきたが、今回の研究は大規模地下実験施設を利用した地下岩盤中でのトモグラフィ解析と評価を目的としている。

今回研究対象とした大規模地下実験施設は、飛騨片麻岩中に構築された当社・地下実験施設である。飛騨片麻岩は日本最古の岩盤で力学的にも安定しており、この岩盤中において、各種の岩盤調査・試験および評価を実施している。この報告では、クロスホール（孔間測定）による弾性波（サイスミック）・電磁波（レーダー）・比抵抗の3種類のトモグラフィを同時に実施して、トモグラフィ

探査による多面的な岩盤情報の評価手法について検討を行った。

2. ジオトモグラフィ探査実験の概要

2.1 地下実験施設の概要

実験は岐阜県神岡町・神岡鉱山枋洞坑道内に設置された当社地下実験施設（図-1）で実施した。実験地点は坑口より200 m、標高850 m、土被り厚175 mである。図のように既存坑道に対して馬蹄形の計測坑道があり、坑道の坑壁から上向きおよび下向きの計測用ボーリング孔を削孔してクロスホール・トモグラフィの測定を実施した。

2.2 地質条件

調査地に分布する飛騨片麻岩に関しては、優白色の花崗岩質片麻岩（伊西岩、伊西ミグマタイト）は、石灰岩（炭酸カルシウム）と密接な関係を持って形成されているためにカルシウム成分に富み、また暗黒色の黒雲母角閃石片麻岩・角閃岩をれき状に（アグマタイト構造；不均

質ミグマタイト構造) 含んでいる^{4),5)}(写真-1)。実験施設内では、花崗岩質片麻岩と角閃石片麻岩・角閃岩がそれぞれ卓越する区域を識別できるが、両者が互いに漸移的に変化あるいは混在して明確に区分できない部分もある。また数m~数10cm大の結晶質石灰岩(大理石)もブロック状に散在している。このように岩盤の構造および鉱物組成は極めて不均質であるが、これは飛騨片麻岩における度重なる変成作用・花崗岩貫入・鈹化作用によるものである。

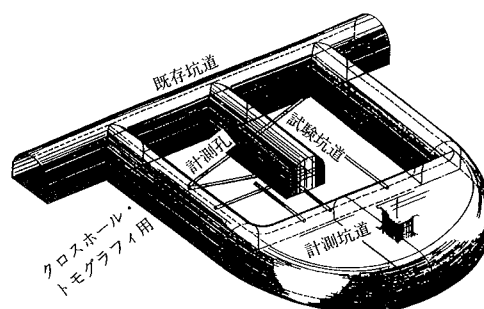


図-1 地下実験施設の配置

2.3 トモグラフィ探査実験の流れと目的

図-2に今回の探査実験の流れを示す。弾性波および電磁波のトモグラフィ解析は、初動走時および初動振幅の変化から速度および減衰に係わる地下の構造を明らかにするもので、波の伝搬(波線)をインバージョンする。トモグラフィ解析に基づく数値シミュレーションは、初動走時の解析結果から岩盤構造をモデル化し、独立のパラメータの設定により初動振幅のシミュレーションを実施し、観測波形と比較することによって減衰特性の評価を行うものである。シミュレーション結果は、トモグラフィ解析の検証・解析結果の解釈・物理定数の決定などに利用できる。比抵抗のトモグラフィは、地盤中の電位分布のポテンシャルをインバージョンすることにより、地盤の電気的特性である比抵抗値分布に係わる地下の構造を明らかにするものである。

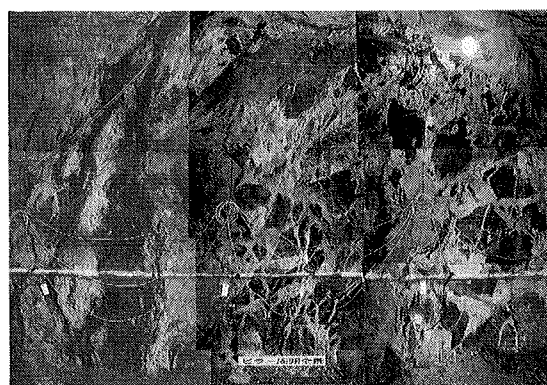


写真-1 飛騨片麻岩の岩盤状況

また、岩盤特性との対応性を検討するために、岩盤調査としてトモグラフィ用計測孔およびそのコア試料を利用して、コア観察・RQD測定・節理分布調査・ボアホールスキャン調査・電気検層・RI水分測定・岩石試験(物理試験・一軸圧縮試験・超音波速度測定)・X線分析・コア試料の比抵抗値および初動振幅の測定を実施した。

トモグラフィでは媒体あるいはインバージョン手法の違いから、再構成のイメージは通常異なって得られる。このような異種間トモグラフィにおける再構成イメージの相違あるいは対応性を利用して、いかにして多様な岩盤情報を引き出すかは、重要な研究課題である。

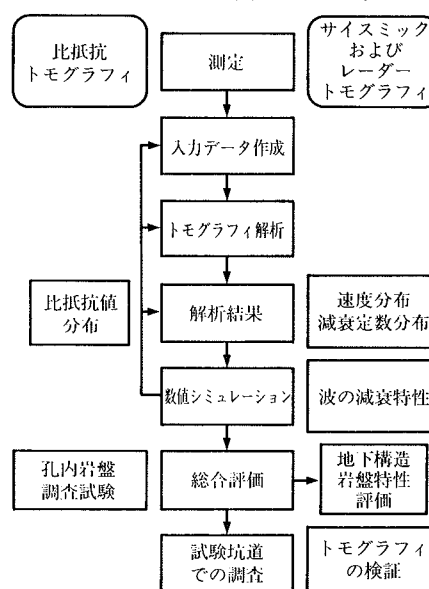


図-2 探査実験の流れ

3. トモグラフィ探査結果

3.1 共通の測定・解析条件

トモグラフィ用計測孔は、計測坑道に対して図-3のような位置関係にある。上向き(No.6孔)および下向き(No.7孔)の計測孔は、長さ25m・φ86mmで、それぞれ仰角20.4度、俯角13.4度の裸孔である。測定に際して、弾性波の発振・受振点間隔、電磁波の発信・受信点間隔、および比抵抗の電流・電位電極の配置は、いずれも1m間隔である。上向き孔では滴水のみで、下向き孔は地下水により自然状態で半分ほど満たされている。

解析の流れを図-4に示す。解析は、①初動時間に基づく弾性波・電磁波の速度解析、②初動振幅に基づく弾性波・電磁波の減衰解析、③電位分布に基づく比抵抗値の解析、に分けられる。解析の手順は、(1)入力データの作成、(2)初期モデル(速度・減衰係数・比抵抗値の分布

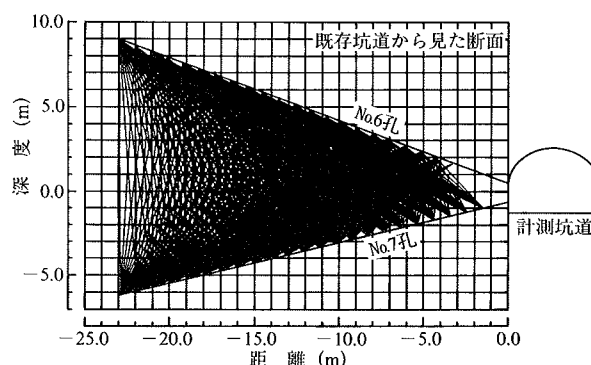
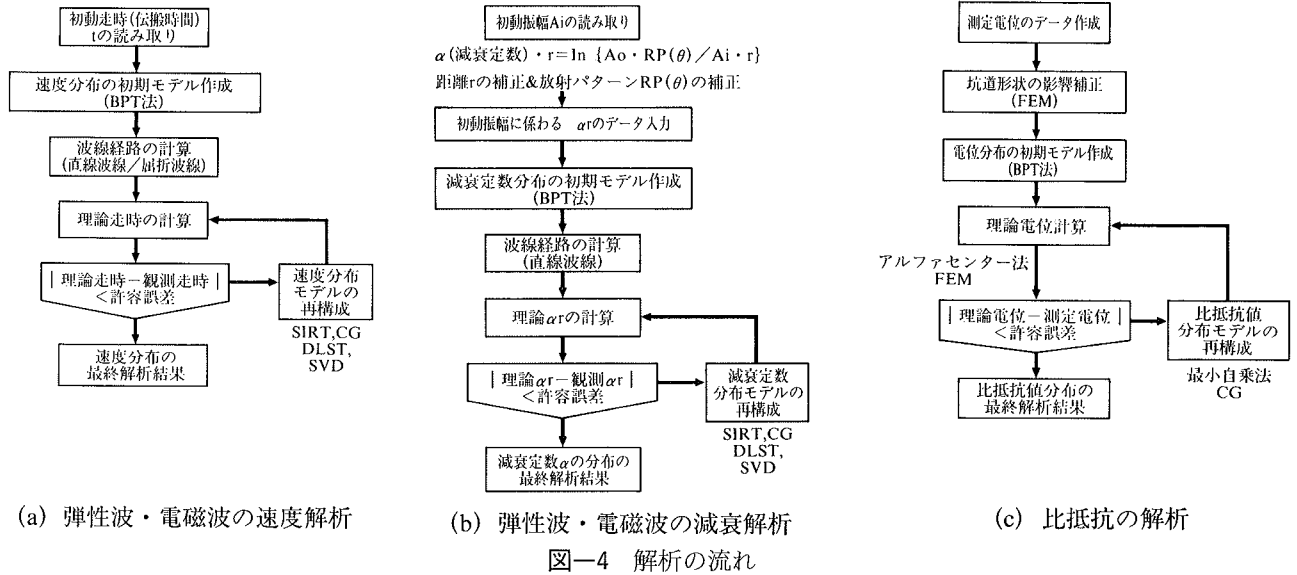


図-3 トモグラフィの計測配置例



モデル) の作成, (3)初期モデルに対する理論値の計算, (4)理論値と測定値 (初動時間・初動振幅・電位) の差がある許容誤差範囲に収まるまで, モデルを新しく修正しながら理論計算を反復; この時モデルの修正方法として, SIRT・CG・DLST・SVD 法などを利用, (5)許容誤差範囲に収まるモデルを確認後, 解析結果の図化・画像処理, となる。解析は 1m×1m のセルサイズを基本とし, 解析結果もこのセルサイズで統一して図化した。探査領域の総セル数は約200である。

3.2 弾性波 (サイスミック) トモグラフィの解析結果

測定は, 上向き孔内での気中・雷管発破 (発振点数 21), および注水した下向き孔内での 12 ch ハイドロフォン (DH-5, Down Hole Array) による受振 (受振点数 23) により行った。測定データは合計483波線を BISON 9000 を用いてデジタル浮動小数点方式によりデータ収録した。

図-5, 6 にそれぞれ速度解析および減衰解析の結果を示す。速度解析は屈折波線による SVD 法で, 減衰解析は直線波線による SVD 法により実施した。これらの解析結果によると, 弾性波速度の分布範囲は 5.25~5.75 km/sec と狭いが, 探査領域は 4 層のほぼ鉛直構造に区分できる。領域は, その中央部のやや速度の遅い部分 (距離 10 m 付近; “低速度帯” と呼ぶ) と, その左側のやや速度の速い部分 (距離 19 m 以深; “高速度帯” と呼ぶ) により特徴づけられる。減衰分布についても同様に 4 層の鉛直構造に区分でき, 領域中央部の減衰の大きい部分 (距離10m 前後; “高減衰帯” と呼ぶ) と, 左側の減衰の小さい部分 (距離 18 m 以深; “低減衰帯” と呼ぶ) で特徴づけられる。これら速度分布と減衰特性の変化は, それぞれの位置関係とともに, 互いに良く対応している。

3.3 電磁波 (レーダー) トモグラフィの解析結果

測定は SIR システム (米国 GSS 社製) を使用した。発信アンテナは中心周波数 120 MHz, 最大出力 41 W で, 受信アンテナの受信周波数は 50 MHz~1 GHz である。

発信点数は24, 受信点数も24で, 測定波線数は186である。

図-7, 8 にそれぞれ速度解析および減衰解析の結果を示す。速度解析は屈折波線による CG 法で, 減衰解析は直線波線による CG 法により実施した。図のように速度解析および減衰解析より, 探査領域は 3 層の鉛直構造に区分できる。電磁波速度は最大で 0.30 m/nsec (真空中の光速) であるが, 通常地盤中では 0.05~0.13 m/nsec 程度である。今回の解析結果は 0.11~0.13 m/nsec の範囲にあるので, かなり速い速度といえる。探査領域の中央部分がやや大きな速度 (距離 15 m 付近; “高速度帯” と呼ぶ) として, また左右両側がやや小さい速度 (距離 4 m 付近, 20 m 以深; “低速度帯” と呼ぶ) として再構成されている。減衰分布でも, 領域の右側で減衰性が大きく (距離 6 m 付近; “高減衰帯” と呼ぶ), 左側では減衰性が小さい (距離 13~22 m; “低減衰帯” と呼ぶ)。これらの速度の変化と減衰性の変化は良く対応している。

3.4 比抵抗トモグラフィの解析結果

測定は 2 極法配置で実施し, 遠電極は約 250 m 離れた坑外に設置した。各計測孔内に水を満たし, 測定はボーリング孔間の比抵抗を測定する孔間測定と, 1 本のボーリング孔のみを用いて測定する孔沿い測定を実施した。探査装置は応用地質 (株) 社製 McOHM21 を使い, 4 回のスタッキング処理を行った。測定データ数は 1,064 である。

解析はアルファセンター法および FEM 解析⁶⁾ を用いた。解析は, 孔間測定データおよび孔沿いデータを用いた場合と, 孔間測定データのみの場合について行った。解析結果については, 両者でかなりの相違が認められたほか, 岩盤の著しい高比抵抗値 (3~40 KΩ・m) が得られた。そのため解析における孔内水の影響を検討するために, 孔内水比抵抗 ρ_m と岩盤比抵抗 ρ_t との関係から, 計測孔沿いの比抵抗分布をシミュレーションした (図-9)。すなわち $\rho_m/\rho_t=1$ で両者がほぼ等しければ, 岩盤の見かけ比抵抗はほぼ真の比抵抗値を再現するが, $\rho_m/\rho_t=0.006\sim0.0006$ というように孔内水に対して岩

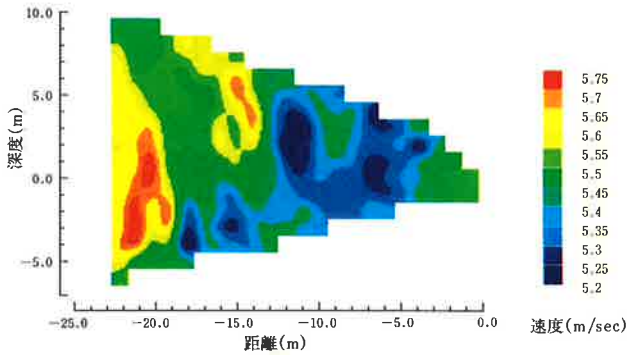


図-5 サイスマック・トモグラフィの速度解析結果

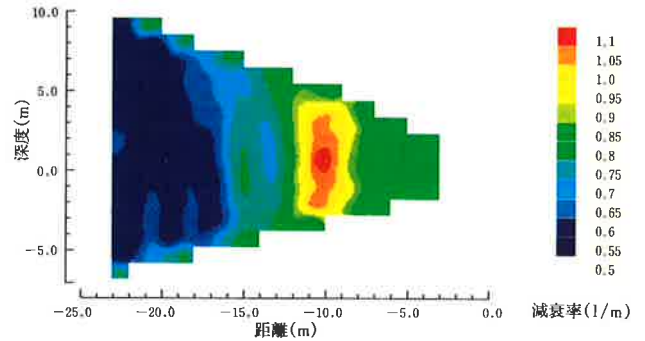


図-6 サイスマック・トモグラフィの減衰解析結果

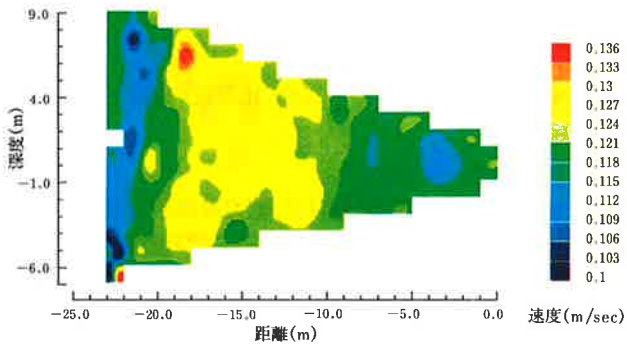


図-7 レーダー・トモグラフィの速度解析結果

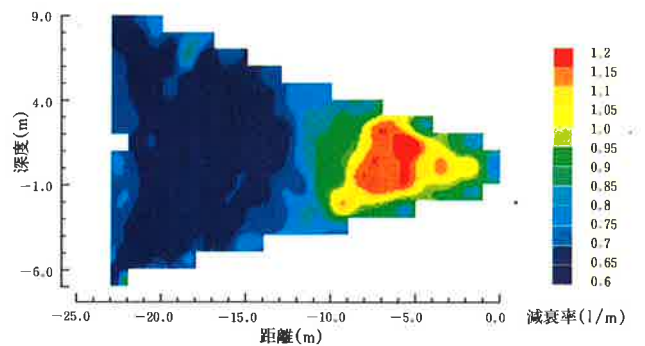


図-8 レーダー・トモグラフィの減衰解析結果

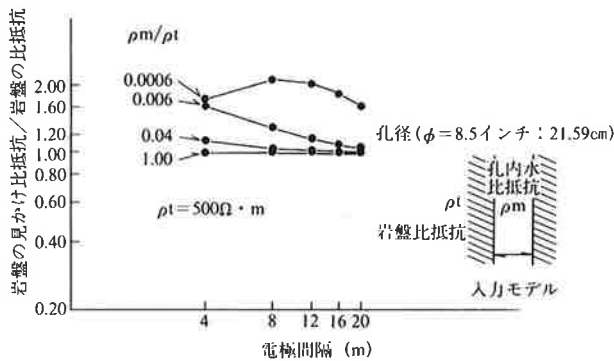


図-9 比抵抗孔内データによるモデル計算結果

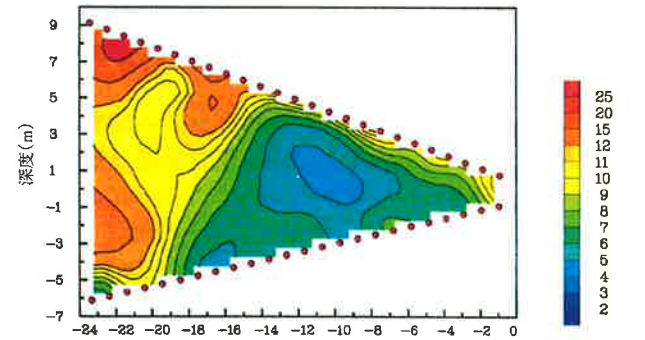


図-10 比抵抗トモグラフィ解析結果

盤の比抵抗が著しく高い場合は、岩盤の見かけ比抵抗は真の比抵抗値の約2倍として再現される。今回計測の孔内水の比抵抗値は $30 \Omega \cdot m$ であったので、孔沿いの比抵抗データを含んだ解析条件では $\rho_m/\rho_t=0.01\sim 0.00075$ となり、かなりの誤差を生じている可能性が高い。また同時に実施した電磁波・弾性波トモグラフィとの対応性からも判断して、最終的な解析結果として、孔間比抵抗データのみによる解析結果を図-10に示した。

これによると、通常的地盤・岩盤の比抵抗値は数十～ $1,500 \Omega \cdot m$ であるのに対して、今回の特徴は比抵抗値が極めて大きいことにある。解析領域の左側には比抵抗が $9\sim 25 K\Omega \cdot m$ と特に高い部分（距離 $20 m$ 以深；“高比抵抗帯”と呼ぶ）がある一方で、右側には距離 $10 m$ 付近の $4\sim 5 K\Omega \cdot m$ を核とした $4\sim 9 K\Omega \cdot m$ の比抵抗のやや高い部分（距離 $10 m$ 付近；“低比抵抗帯”と呼ぶ）が

認められる。また上側計測孔沿いでは $10\sim 25 K\Omega \cdot m$ と高く、下側計測孔沿いでは $5\sim 10 K\Omega \cdot m$ と相対的に低い。

3.5 各トモグラフィの相関性

弾性波および電磁波トモグラフィでは多少のずれはあるものの、低速度帯と高速度帯の分布、高減衰帯と低減衰帯の分布は良く一致している。また低速度帯と高減衰帯、高速度帯と低減衰帯がそれぞれ対応している。

比抵抗トモグラフィによる低比抵抗帯は、弾性波・電磁波の高減衰帯に、また高比抵抗帯は低減衰帯にそれぞれ対応している。電磁波と比抵抗の間には、次の関係がある。

$$\alpha = 200 \pi V / \rho = 60 \pi / \rho \sqrt{\epsilon} \dots\dots\dots(1)$$

α : 減衰定数, ρ : 比抵抗, ϵ : 比誘電率, V : 速度
これは、減衰定数と比抵抗値は反比例することを示して

おり、今回の比抵抗と電磁波のトモグラフィの解析結果はこの関係を表していることになる。

4. 数値シミュレーション

4.1 サイズミック・トモグラフィ

トモグラフィの速度構造をもとに、レーリーの減衰定数を独立のパラメータとして、観測波形の初動振幅について、動的応答解析プログラムでシミュレーションを行った。シミュレーションは、上下の各計測孔で孔口から同じ距離にある発振点・受振点間について実施し、対応する初動振幅の観測データにより検討した。シミュレーション波形と振幅比を図-11, 12に示す。岩盤の速度構造と減衰定数 h を5層構造でモデル化(表-1)した結果、振幅比は観測データとシミュレーションで良く合うことが分かる。今回は通常の弾性波探査の結果としては均質と判断される範囲であるが、速度および減衰解析から4層構造に区分でき、これは数値シミュレーションの上からも検証できた。従って、今回の結果は、50 m/sec程度の分解能があるものと推察できる。

減衰定数 h については、表-2のようなコア試料を用いた超音波の初動振幅測定(50 KHz)によっても、シミュレーション用パラメータの妥当性、および解析領域中央部の高減衰帯と左側の低減衰帯の特徴的な差異を確認することができた。表中で、距離9~12 m および 12~16 m の測定結果は、トモグラフィ測定後に掘削された試験坑道(図-1)の側壁付近(トモグラフィ測定断面位置)からコア採取された試料によるものである。一方距離18~25 m の測定結果は、下向き計測孔 No. 7 のコア試料によるものである。

4.2 レーダー・トモグラフィ

弾性波と同様に電磁波速度をもとにして、比抵抗分布を独立のパラメータとして、観測波形の初動振幅についてウエイブ・フロント・トレーサー法によりシミュレーションを行った。図-13はこのシミュレーション用の比抵抗分布モデルである。図中で、A-6は孔間測定データおよび孔沿いデータを用いた解析結果の内、上向き計測孔沿いの比抵抗分布である。一方、C-6およびC-7は、孔間測定データのための解析結果の内、それぞれ上向き、下向き計測孔沿いの比抵抗分布である。シミュレーションは、上下の各計測孔で孔口から同じ距離にある発信点・受信点間について実施した。

図-14は、図-13のA-6で示される比抵抗分布モデルに基づく相対減衰定数比の変化を示す。相対減衰比は、シミュレーションあるいは測定における、各距離での α_1 / α_{max} を示す。従って、この比が大きいほど減衰が大きいことを示す。測定値の相対減衰比に関しては基準の α_{max} を変えて検討したが、図から計測孔の口元付近では電磁波エネルギーが孔外に放出されているために、測定値の相対減衰比はシミュレーション結果に比べて高くでていることが分かる。それ以降では測定値とシミュレーションの値はおおむね一致している。

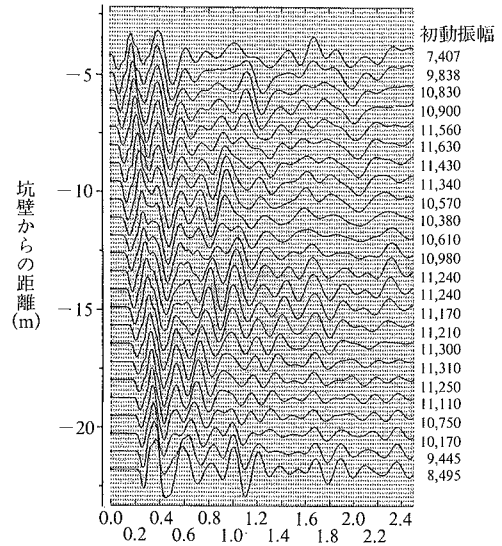


図-11 弾性波のシミュレーション波形

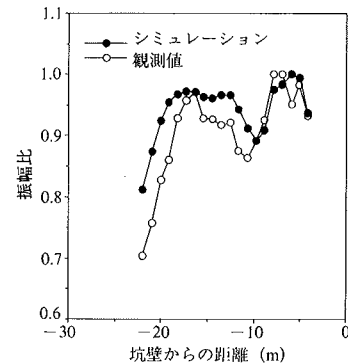


図-12 シミュレーションと観測の振幅比

表-1 弾性波シミュレーション用パラメータ

坑壁からの距離 m	速度 (V_p , m/sec)	減衰定数 h
0~6 m	5,500	0.06
6~9 m	6,000	0.015
9~12 m	5,500	0.06
12~18 m	6,000	0.015
18~30 m	6,000	0.01

表-2 コア試料による初動振幅の減衰定数 h の測定

坑壁からの距離 m	減衰定数の範囲	平均値
9~12 m	0.08	0.08
12~16 m	0.03~0.05	0.04
18~25 m	0.03~0.04	0.036

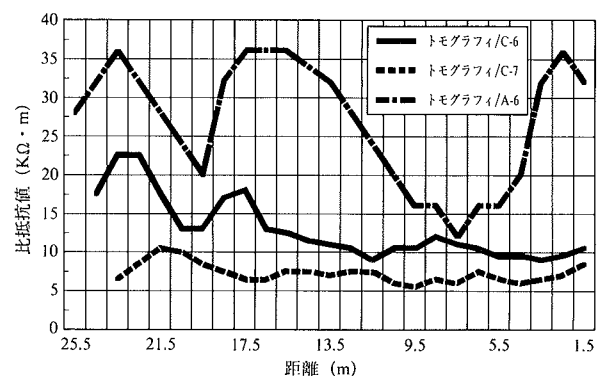


図-13 シミュレーション用比抵抗分布モデル

また、図-15は同じ比抵抗モデルによる相対振幅比 (Amp_i/Amp_{max}) のシミュレーション結果と測定値であり、変化の対応性が認められる。しかしシミュレーションと測定値の振幅値自体はかなり異なる。この相違は(1)式から求まる減衰定数 α によるものである。例えば、トモグラフィ解析による平均 $\alpha=0.21 \text{ m}^{-1}$ に対して、(1)式からは $\alpha=0.0041 \text{ m}^{-1}$ ($\rho=20,000 \Omega \cdot \text{m}$) となる。今回の比抵抗モデルは、計測孔沿いのデータの有無に係わらず通常の岩盤と比較するとかなり高い比抵抗値からなる。従って、今回のような高比抵抗帯でかつ岩質が不均質な岩盤では、(1)式は適用範囲外であり、係数を大きくとる必要がある。

5. トモグラフィと岩盤特性

5.1 き裂分布・強度変形特性とトモグラフィ

コア観察によるき裂分布は、上側計測孔沿いの距離 10 m 付近で低 RQD 値を示す (図-16)。この部分は、弾性波および電磁波の低速度帯・高減衰帯とも一致するき裂帯である。また単位体積重量・一軸圧縮強度・変形係数の値 (表-3) は、このき裂帯が周辺に比べてやや弱い岩盤であることを示している。

岩盤のき裂とトモグラフィの速度・減衰との関係については、室内試験から、き裂特性により速度と減衰特性の再構成の状況が異なることが示唆されている⁷⁾。例えば、速度分布は密着き裂の分布とは無関係であるのに対して、減衰特性は密着き裂の表面形態 (ラフネス) と関係が大きいことが報告されている。今回の解析結果における速度あるいは減衰定数の変化 ($X_{\text{max}}/X_{\text{min}}-1$) をみると、弾性波では小さな速度変化 (10%) に対して減衰定数の変化 (160%) が極めて大きい。電磁波でも速度変化 (20%) に対して減衰定数の変化 (100%) が大きい。このような再構成の違いは、実験場のき裂面のラフネスに関係していると考えられ、き裂特性に対しては速度よりも減衰特性の方が敏感であると判断できる。従って、得られた低速度・高減衰帯は、周辺の岩盤と比較して、き裂密度よりもき裂面の間隙 (ラフネス) がやや大きいという、岩盤モデルを想定させるものである。

5.2 き裂分布・含水状態とトモグラフィ

電磁波の速度・減衰性の相対的な差異からは、き裂分布および水分量の違いを推論できる。また、比抵抗値の変化も含水状態を反映している。前出の弾性波・電磁波の低速度・高減衰帯、すなわち、き裂帯は比抵抗の低比抵抗帯とも一致している。従って、電磁波および比抵抗トモグラフィの水分に対する感度から、これは間隙の大きいき裂帯がやや高い含水ゾーン (“高含水帯” と呼ぶ) に対応することを予想させる事実である。

5.3 岩質特性とトモグラフィ

飛騨片麻岩の特徴は石灰岩 (炭酸カルシウム) を含むことである。石灰岩中ではその電気的特性 (誘電率) のために、通常電磁波は極めて透過性が良く、その速度は大きくまた減衰性は小さくなり、一方で比抵抗値は著し

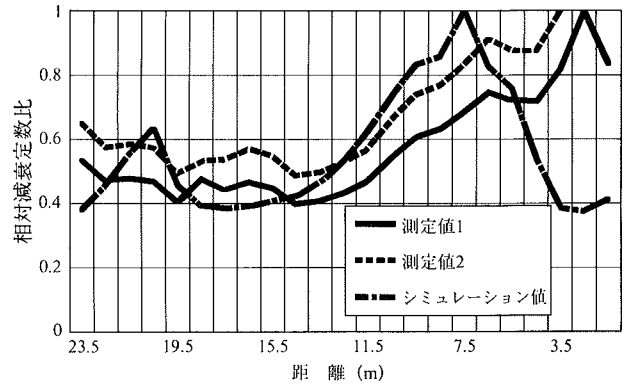


図-14 電磁波の相対減衰定数比

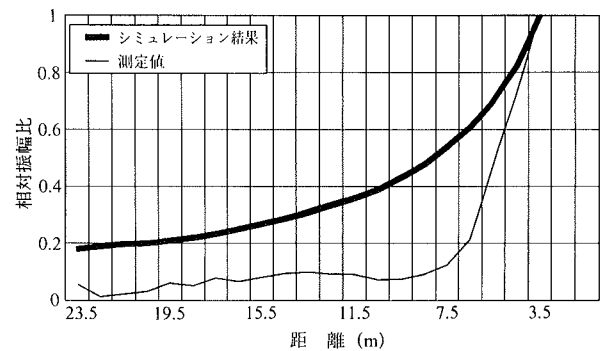


図-15 電磁波の相対振幅比

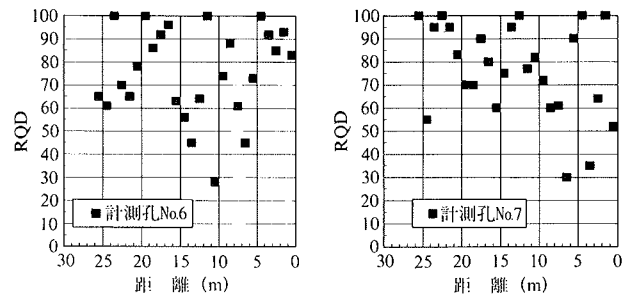


図-16 計測孔のき裂分布 (RQD)

表-3 コア試料の物理力学試験結果

坑壁からの距離 (m)	単位体積重量 (gf/cm ³)	一軸圧縮強度 (kgf/cm ²)	変形係数 (kgf/cm ²)
5~12	2.62	900~1200	220~250×10 ³
12~23	2.68~2.8	1,800	230~280×10 ³

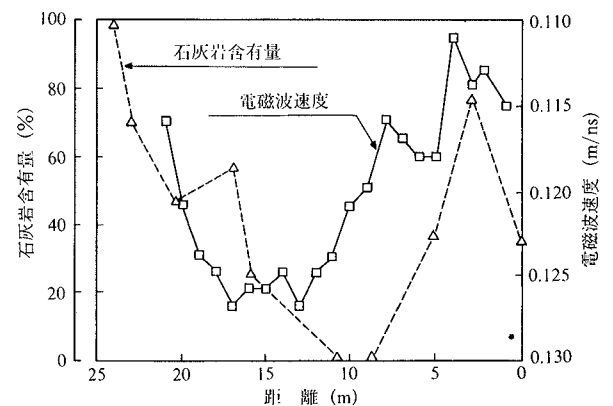


図-17 電磁波速度と石灰岩含有量

く高い (数 $K\Omega \cdot m$ ~ 数 $100 K\Omega \cdot m$) という特性がある。また、岩盤の形成年代が地質的に古くなるほど比抵抗値が著しく大きくなり、最も古い Precambrian (相対地質年代) の花崗岩で $5 \sim 20 K\Omega \cdot m$ という値が報告されているのは⁸⁾、岩質がち密、すなわち鉱物粒子間との空隙も少なく、その結果、絶縁性が大きくなるためと考えられる。従って、Precambrian 起源の飛騨片麻岩もち密で開口き裂が少ないといった同様な理由から、他の岩盤と比較すると高比抵抗値を示すものと考えられる。通常の岩盤と異なるこのような地質学的特異性は、弾性波トモグラフィに関してはほとんど影響しないが、電磁波および比抵抗トモグラフィの測定と解析に対しては大きく影響していると考えられる。

図-17, 18はそれぞれ、電磁波トモグラフィにおける発信・受信点が孔口から同距離の波線における平均的な速度・減衰定数と、含水比・比抵抗値 (電気検層結果)・石灰岩 (方解石) の相対的含有量 (X線分析結果) との関係を示している。石灰岩の絶対的な含有量は少ないが、速度および減衰性の変化は、相対的な含有量変化と相関性が認められる。減衰分布は電気検層の比抵抗分布にも対応しているが、比抵抗値と石灰岩含有量は必ずしも一致していない。このような原因の一つとして、波線経路上での岩質の不均質性が考えられる。

比抵抗トモグラフィでは、X線分析による石灰岩含有量の相対的变化 (図-19) によると、上側計測孔における高比抵抗分布と下側計測孔における低比抵抗分布は、それぞれ高含有量、低含有量に対応している。特に上側計測孔での含有量の変化は、解析領域全体の比抵抗値の変化と良く対応している。

また $\phi = 50 \text{ mm}$, $l = 100 \text{ mm}$ の円柱供試体を利用して、計測孔におけるコアの比抵抗値を測定した (図-20)。これによると、下側計測孔の低比抵抗帯ではトモグラフィとコア試料の比抵抗値は一致する。一方、上側計測孔では、坑壁側の低比抵抗帯では両者は良く一致するが、奥側の高比抵抗帯では変化の状況は一致するものの、比抵抗の値自体は一致しない。すなわち、優白色・花崗岩質片麻岩ではコアとトモグラフィのいずれでも低比抵抗値を示す。一方暗黒色・黒雲母角閃石片麻岩では、トモグラフィでは高比抵抗値に対応するが、コア比抵抗値は低く、全体的傾向と対応しないことも多い。これは石灰岩の混在状態のばらつきが大きいためと思われる。

2つの特徴的な岩質における石灰岩 (方解石; CaCO_3) の混入状況は偏光顕微鏡観察によると (写真-2)、花崗岩質片麻岩では脈状、黒色れき状部では斜長石・黒雲母の交代置換であり、相対的に方解石含有量が多いと考えられる。このような混入形式の違いが、コア比抵抗値と岩質との対応性に関係していると考えられる。

以上の点から、石灰岩 (方解石) の混入状況が電磁波特性および比抵抗分布に関係していると判断できる。

5.4 その他の物理特性とトモグラフィ

図-21にコア試料試験による超音波速度 (P波) と単位

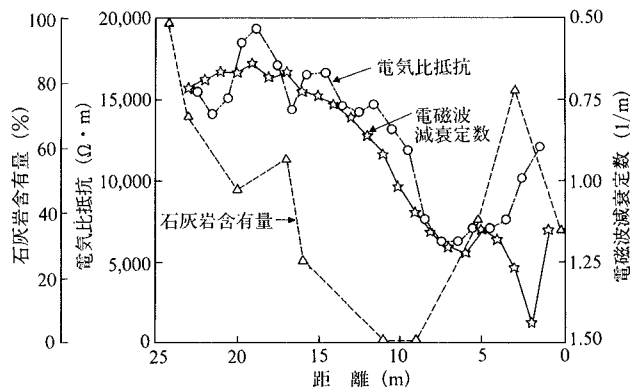


図-18 電磁波減衰定数と比抵抗・石灰岩含有量

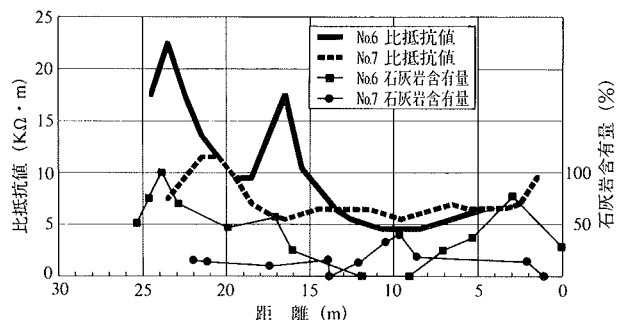


図-19 比抵抗トモグラフィと石灰岩含有量

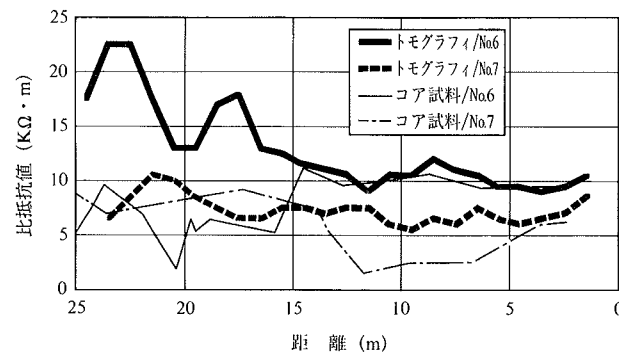
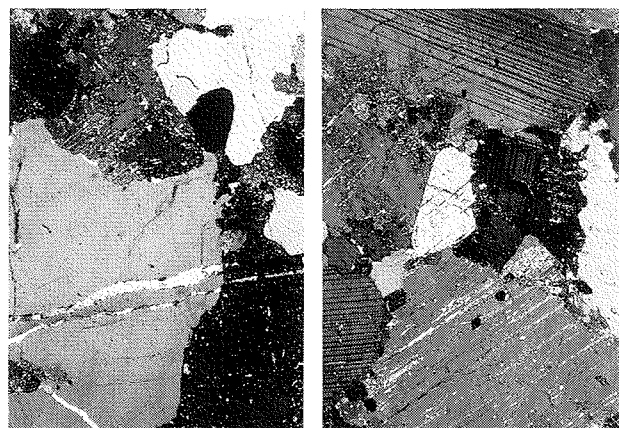


図-20 比抵抗トモグラフィとコア比抵抗値



(a)花崗岩質片麻岩 (脈状) (b)黒雲母角閃石片麻岩 (交代置換)

凡例 Ca: 方解石 Pl: 斜長石 Qz: 石英
写真-2 石灰岩 (方解石) の含有状態

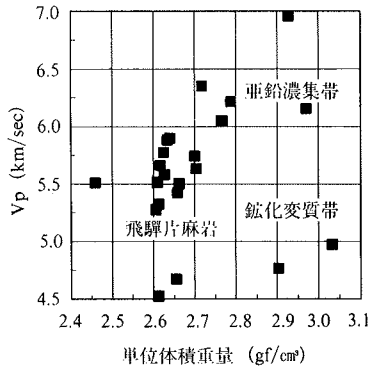


図-21 単位体積重量と超音波速度

体積重量の相関性を示す。これから亜鉛等の金属成分が濃集する部分では、速度分布が10%以上大きくなることが分かる。従って、ある程度の濃集部分があれば、トモグラフィ解析により“異常部分 (anomaly)”としての検出が可能である。

5.5 岩盤のモデル化

今回の対象岩盤はかなり均質な岩盤であるが、トモグラフィ解析により、微細な岩盤構造を把握することができた。すなわち、弾性波トモグラフィでは4層鉛直構造、電磁波トモグラフィではほぼ鉛直方向の3層構造として、また比抵抗トモグラフィではやや傾斜した2層構造が得られた。これらを2つの領域にまとめて、表-4のように岩盤をモデル化することができる。

6. まとめ

① 今回、弾性波・電磁波・比抵抗の3種類のトモグラフィを同時に実施し、岩盤調査データと併せて、岩盤のモデル化を検討した。その結果岩盤の詳細な構造を把握することが出来た。

② 3種類のトモグラフィの対応性については、弾性波の高速度帯・低減衰帯/電磁波の高速度帯・低減衰帯/高比抵抗帯、および弾性波の低速度帯・高減衰帯/電磁波の低速度帯・高減衰帯/低比抵抗帯、という対称的な関係が認められた。

③ 今回のトモグラフィ探査結果における物的な要因は、き裂帯における高含水、き裂面の間隙、石灰岩の不均質混入の3つと考えられる。

④ 飛驒片麻岩の地質的特異性は、石灰岩の不均質混入および岩盤のち密さにある。これらは、顕著な高比抵抗帯として、電磁波および比抵抗トモグラフィの解析結果の評価に影響を与えている。

⑤ き裂帯の分布は、弾性波・電磁波トモグラフィと計測孔内でのき裂調査の結果から同定できた。き裂帯は低速度・高減衰帯として現れており、特に小さな速度変化に対する減衰特性の大きな変化は、き裂表面での間隙の大きさを反映していると考えられた。

⑥ 試験領域は全体としては不飽和帯であるが、上向き計測孔内では地下水の浸出があり、この地下水がき裂帯へも浸透していると考えられる。このようなき裂帯は、

表-4 岩盤のモデル化

評価項目	ゾーン I (試験領域坑壁側)	ゾーン II (試験領域奥側)
岩盤特性	“高含水比” 鉛直き裂帯・弱層	均質・堅岩部
弾性波トモグラフィ	“低速度帯” 5.20 km/sec (き裂帯) ~5.45 km/sec	“高速度帯” 5.55~5.70 km/sec
電磁波トモグラフィ	“高減衰帯” 0.60 1/m (き裂帯) ~0.80 1/m	“低減衰帯” 0.30~0.60 1/m
電磁波トモグラフィ	“低速度帯” 0.11~0.12 m/nsec (“高含水比帯”)	“高速度帯” 0.12~0.13 m/nsec
比抵抗トモグラフィ	“高減衰帯” 0.90~1.20 1/m (“高含水比帯”)	“低減衰帯” 0.60~0.90 1/m
比抵抗トモグラフィ	“低比抵抗帯” 4.5 KΩ・m (き裂帯/ “高含水比帯”) ~9 KΩ・m	“高比抵抗帯” 9~25 KΩ・m
き裂分布 (RQD)	30~70 (き裂帯)	60~100
単位体積重量	2.62 gf/cm³ (き裂帯、やや弱層)	2.68~2.80 gf/cm³
一軸圧縮強度	900~1,200 kgf/cm² (き裂帯、やや弱層)	1,800 kgf/cm²
変形係数	220~250×10³ kgf/cm² (き裂帯、やや弱層)	230~280×10³ kgf/cm²
岩質	非石灰岩質 片麻岩質/優白色	石灰岩質 塩基性岩質/黒色

電磁波の低速度帯・高減衰帯として、また低比抵抗帯として評価できる。

参考文献

- 1) 桑原, 他: トモグラフィ技術による地盤・岩盤探査の研究(その1), 一空洞模擬地盤と風化安山岩地山の速度分布一, 大林組技術研究所報, No. 44, p. 61~70, (1992)
- 2) 桑原, 他: 同上(その2) 一層構造地盤における速度解析, 減衰解析, および数値シミュレーション一, 大林組技術研究所報, No. 46, p. 53~62, (1993)
- 3) 桑原, 他: 地下実験施設におけるジオトモグラフィ探査と岩盤評価(その1) 一クロスホール測定によるサイスミック・レーダー・比抵抗トモグラフィ一, 第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, p. 343~348, (1994)
- 4) 加納 隆: 飛驒帯の花崗岩質岩類, 鉱山地質, Vol. 40, p. 397~413, (1990)
- 5) Takashi Kano, et al.: Mineral Deposits and magmatism in the Hida and Hida marginal belts, Central Japan, 29th International Geological Congress (IGC) Field Trip Guide Book, Vol. 6, Mineral Deposits of Japan and the Philippines (The Society of Resource Geology), p. 101~142, (1992)
- 6) Shima, H.: Two-dimensional automatic resistivity inversion technique using alpha centers, Geophysics, Vol. 55, p. 682~694, (1990)
- 7) 谷本, 他: き裂における弾性波伝搬挙動を考慮したジオトモグラフィーに関する基礎的研究, 第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, p. 325~330, (1994)
- 8) Keller G. V.: Electrical properties of rocks and minerals, Geol. Soc. America; Handbook of Physical Constants (Sydney P. Clark, JR., ed), p. 553~578, (1966)