

# 地下水特性調査技術開発の現状

## 検層技術 (2)

1990年1月

尾方伸久 大澤英昭



動力炉・核燃料開発事業団 中部事業所

岐阜県土岐市泉町定林寺園戸959-31

TEL0572-54-1271 FAX0572-54-8940

# 「地下水特性調査技術開発の現状」<sup>(\*)</sup>

## 検層技術 (2)

尾方 伸久, 大澤 英昭

### 要 旨

岩盤の水理地質構造モデルを確立するためには、岩盤の水理地質特性に関するデータが必要である。我が国において重要な岩盤の一つである花崗岩の水理地質特性は岩盤物性と密接な関係があると考えており、現在、岩盤の水理地質特性評価への検層技術の適用可能性について明らかにすることを目的に技術開発を進めている。

この技術開発の一環として、花崗岩岩盤中に試錐孔を掘削し、物理検層、岩芯観察を実施した。この結果に基づき、500m以深の岩盤中の検層物性値と割れ目帯・変質との関係について考察し、以下のことが明らかとなった。

- ①物理検層から得られた比抵抗、P波速度、孔隙率、密度は、割れ目の密度と変質の種類との間に密接な関係があることが認められた。
- ②比抵抗値の変化及び対応する岩盤区分から、500m～1010m区間は、次の5つの区分に分類される。

	深 度	比抵抗値	岩盤区分
No 1	500m～566m	200ohm-m～2000ohm-m (低比抵抗)	B～F
No 2	566m～646m	600ohm-m～4000ohm-m (高比抵抗) (No 3よりやや低め)	B～E
No 3	646m～790m	3000ohm-m～4500ohm-m(高比抵抗)	A～B
No 4	790m～900m	1000ohm-m～4000ohm-m(高比抵抗) (低比抵抗層を挟む)	A～D
No 5	900m～1010m	400ohm-m～2500ohm-m (低比抵抗)	A～F

<sup>(\*)</sup> 本稿の一部については、日本原子力学会「1989年秋の大会」の場にて「物理検層による新しい岩盤分類の試み(その1)」と題し、発表している。

# Current Status of Technology for Hydrogeological Investigation

## Part:2 Geophysical Logging

Nobuhisa OGATA and Hideaki OHSAWA

### Abstract

In order to establish a hydrogeological model for a rock mass, data are required on its hydrogeological properties. A development for geophysical logging technique which is considered to be available for obtaining data on physical properties of rock mass is being carried out, aiming at examination of its applicability to a hydrogeological evaluation of the rock mass with an assumption of correspondances between the hydrogeological and the physical properties of the rock mass.

In the development of the technique, a borehole was drilled in a granitic rock, followed by measurements of physical parameters by geophysical loggings and laboratory tests on the drill cores. A consideration was made on the relationship between the physical properties and the features of fractures and alterations in the rock mass deeper than 500m.

The results are as follows :

- ① A close correlation is recognized between the features of fracture and alterations and the geophysical properties such as apparent resistivity, P velocity, density and porosity.
- ② The rock mass (from 500m to 1010m deep) can be divided into five zones by geophysical logging data.

Number	Depth	Resistivity	Rock mass
No. 1	500m~566m	200ohm-m~2000ohm-m (low resistivity)	class B~F
No. 2	566m~646m	600ohm-m~4000ohm-m (high resistivity) (lower than zone(No.3))	class B~E
No. 3	646m~790m	3000ohm-m ~4500ohm-m (high resistivity)	class A~B
No. 4	790m~900m	1000ohm-m ~4000ohm-m (high resistivity) (with intercalated low resistivity zone)	class A~D
No. 5	900m~1010m	400ohm-m~2500ohm-m (low resistivity)	class A~F

## 目次

1. はじめに	1
2. 地質概要	2
3. 調査内容・方法	2
4. 検層結果	2
4.1 温度検層	2
4.2 電気検層(25cmノルマル, 100cmノルマル)	4
4.3 電気検層(2.5cmマイクロ)	4
4.4 音波検層	4
4.5 密度検層	4
4.6 中性子検層	4
4.7 X-Y 孔径検層	5
5. 物理検層値からの基質速度・粒子密度の計算	8
5.1 基質速度の算出	8
5.2 粒子密度の算出	8
5.3 結果	9
6. 物理検層値と割れ目帯・変質との関係	11
6.1 比抵抗層区分に基づく相関関係	11
6.2 割れ目帯・変質区分に基づく相関関係	11
7. 考察	15
7.1 基質速度・粒子密度	15
7.2 物理検層と割れ目帯・変質との関係	15
7.3 岩盤区分	15
8. まとめ	17
謝辞	18
引用文献	19

## 1. はじめに

ファーフィールドの性能評価において、深部地質環境の水理地質学的特性を明らかにすることはきわめて重要である。その地質環境、とくに岩盤の水理学的評価をするためには岩盤の透水性に関するデータが必要である。我が国において重要な岩盤の一つである花崗岩は割れ目系と考えられており、透水性に関する特性は必ずしも均一ではない。岩盤の水理地質学的モデルを確立するためには、それに関する水理地質特性の分布を正確に把握しなければならない。そのための水理パラメーターを取得するには多数の試錐と多数の測定を行わねばならず、膨大な時間と経費が必要となる。

一般に物理検層は、岩盤の不均質な部分や不連続部の物理特性を把握するのに適した技術と考えられている。従って、岩盤の物理特性と水理地質特性との関係が明らかになれば物理検層により迅速かつ効率的に水理地質的特性を把握することが可能となる。現在、岩盤の水理地質学的評価への物理検層技術の適用可能性について検討し、地下水流動解析に寄与することを目的に技術開発を進めている。その一環として岐阜県東濃地域に分布する花崗岩を対象に掘削された試錐孔(AN-86-001, 以後AN-1号孔と呼ぶ)において各物理検層、岩芯物性試験を実施し、その解析を進めている。その結果の一部(0~500mを対象)については既に尾方・大澤(1990)で報告したので、本編では深度500~1010mを対象に解析した結果について報告する。尚、同じ試錐孔で実施された水理試験の結果と合わせた総合解析は別の機会にゆずる。

## 2. 地質概要

本地域の地質は、中古生層および花崗岩類の基盤と、それを被う新第三系からなっている。新第三系は、土岐堆積盆地、その東方の岩村堆積盆地および土岐堆積盆地の北西の可児堆積盆地などに分かれて分布し、岩村・土岐盆地には瑞浪層群が、可児盆地には可児層群が発達し、大局的には一連の中新統として分布する(Uemura, 1961; 山本ほか, 1974)。鮮新世瀬戸層群はこれらを明瞭な不整合でおおって分布する(第 2.1図)(尾方・大澤, 1990)。

## 3. 調査内容・方法

作業内容及び場所、物理検層項目、使用機器については、尾方・大澤(1990)と同様である。ただし、調査工程のみ異なるためそれを第 3.1表に示す。

物理検層調査は、AN-1号孔(500~1010m)掘削終了後、1988年4月20日~4月21日の2日間で実施した。

第 3. 1 表 調査工程

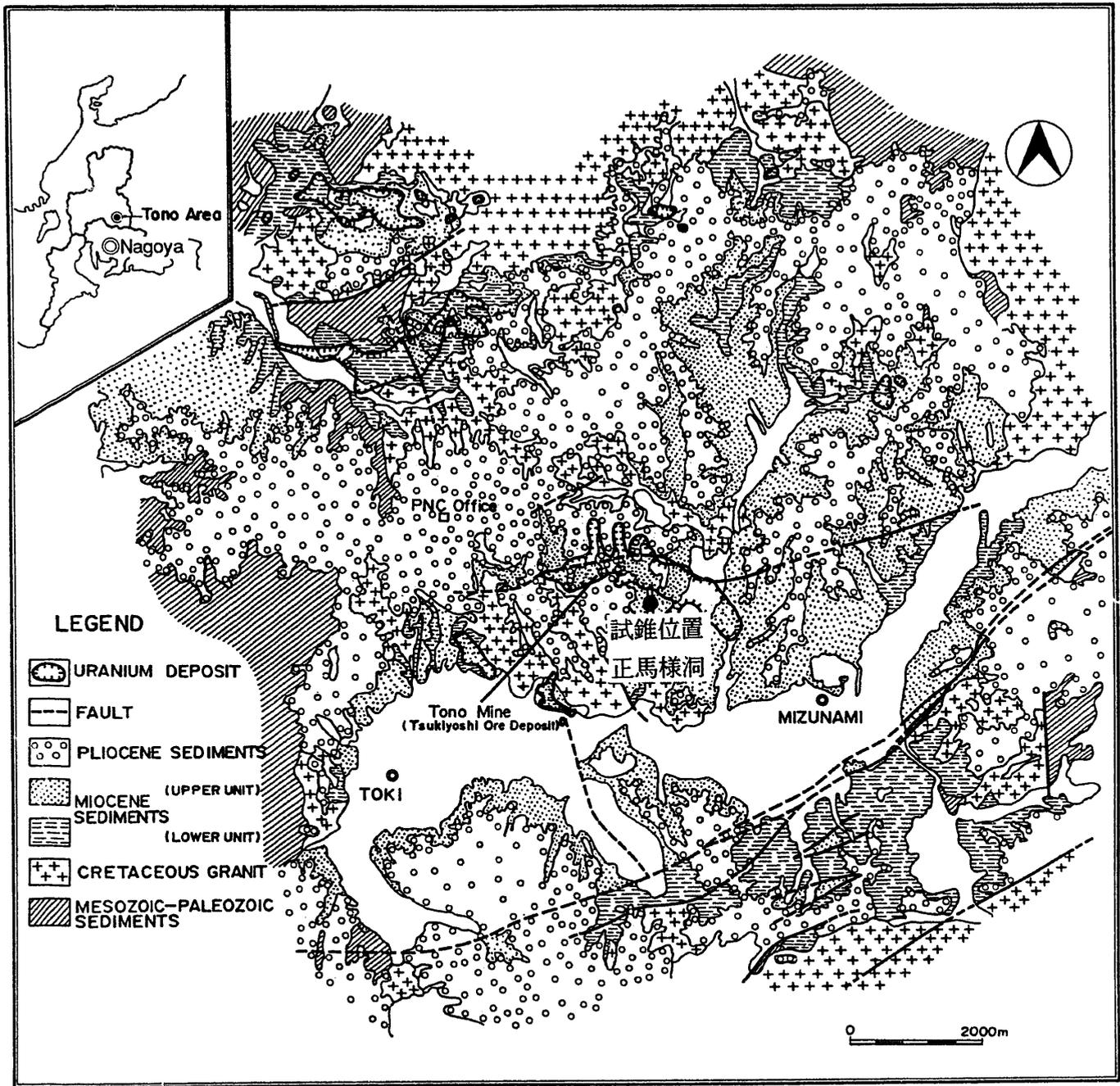
項目	測定月日時	測定区間	備考	坑内状況
電気検層	1988. 4. 20 12:18~13:00	20~1010m	S. P., 25cm/ルマル 100cm/ルマル	孔長:1010.20m 孔径:98.7m/m 掘削泥水: 清水 孔内水比抵抗 :20.0ohm-m (13.30 °C)
温度検層	1988. 4. 20 13:15~14:28	20~1010m		
音波検層	1988. 4. 20 19:00~20:55	20~1010m	W. T. ;10m毎	
ガンマレイ 中性子検層	1988. 4. 20 15:18~17:10	20~1010m		
マイクロ 比抵抗検層	1988. 4. 21 12:10~13:54	20~1010m		
密度検層	1988. 4. 21 9:30~11:48	20~1010m		
孔径検層	1988. 4. 21 19:10~21:30	20~1010m	X-Y キャリパー	

## 4. 検層結果

検層結果と岩芯観察結果を第 4. 1(a), (b)図に示す。

### 4.1 温度検層

地層温度及び湧水層、逸水層等を調べるために温度検層を実施した。孔内最高温度は、孔底 1010mで約36.7°Cであり、尾方・大澤(1990)のデータを用いて計算すると、100~1010m間の平均温度勾配は2.2 °C/100mである。また、温度勾配は、500m付近を境として2分され、500m以浅部で2.4 °C/100m、500m以深部で2.0 °C/100mであった。温度のアノマリー一部は特に認められず、試錐孔内において湧水、逸水等は生じていないと考えられる。



第2. 1図 東濃地域地質図

#### 4.2 電気検層(25 cmノルマル, 100cmノルマル)

本孔井(深度500m~1010m)は、電気検層測定値の高低により深度500m~570mの低比抵抗帯、深度570m~800m間の高比抵抗帯、深度800m~970mの中比抵抗帯、深度970m~1010mの低比抵抗帯に分類できる。500m~570m, 970m~1010mの低比抵抗帯は、岩芯観察による割れ目帯、変質帯と一致している。次に、本孔井の特徴としては、吉田ほか(1989)のデータによる500m以浅部に比較して岩盤の割れ目帯の分布が少なく、570m~800m, 800m~970mの深度部では岩芯観察からのRQD\*もほぼ100%を示しており、非常に割れ目の少ない部分であると考えられる。

#### 4.3 電気検層(2.5cmマイクロ)

全体的には、25cmノルマル, 100cmノルマルの測定結果と同様な傾向を示している。しかし、ノルマル値が高く安定している部分でもマイクロ値は細かい変化を示しており、割れ目が非常に少ない部分である深度570m~800m間の高比抵抗帯の区間でも、その少ない割れ目1本1本を検出している可能性が考えられる。

#### 4.4 音波検層

音波検層によるP波速度値は、1m間のP波走行時間より孔径補正をしてP波速度として表示してある。本孔井のP波速度値は概ね4.5~5.0 km/sを示す。目立った低速度部分は確認できないが、割れ目帯、変質帯の発達した部分では、それらの少ない部分と比較して若干の速度値の低下が見られる。割れ目箇所と低速度部分とは良く対比され、また上記低比抵抗部分とも良く対比される。

#### 4.5 密度検層

密度検層による密度値は、 $\gamma$ 線源より岩盤に放射された散乱 $\gamma$ 線の検出器への入射率から電子回路により地層の密度値に変換して表示してある。本孔井の密度値は2.5~2.6 g/cm<sup>3</sup>を示し、上部から下部まで非常に安定した値を示している。

#### 4.6 中性子検層

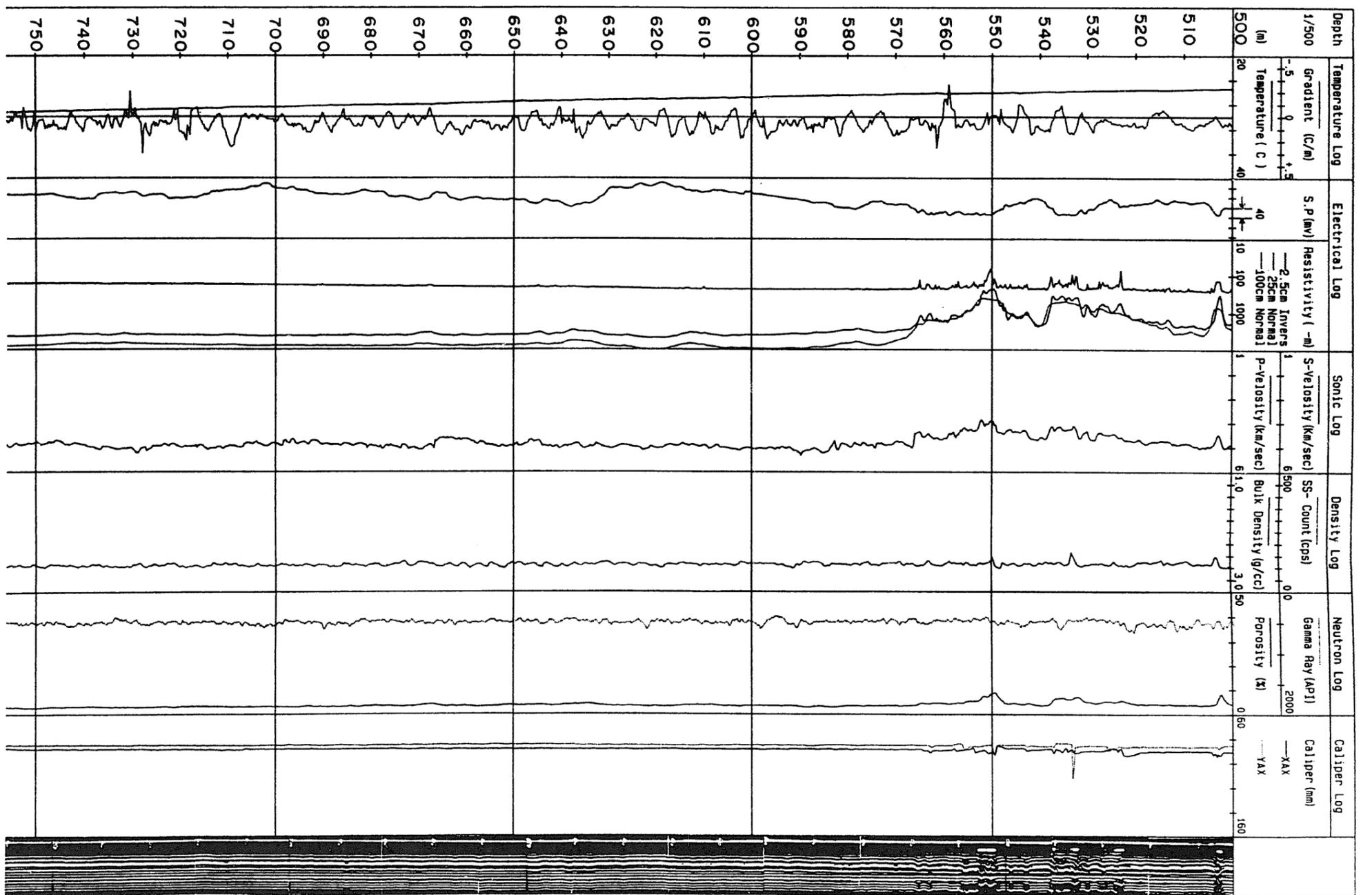
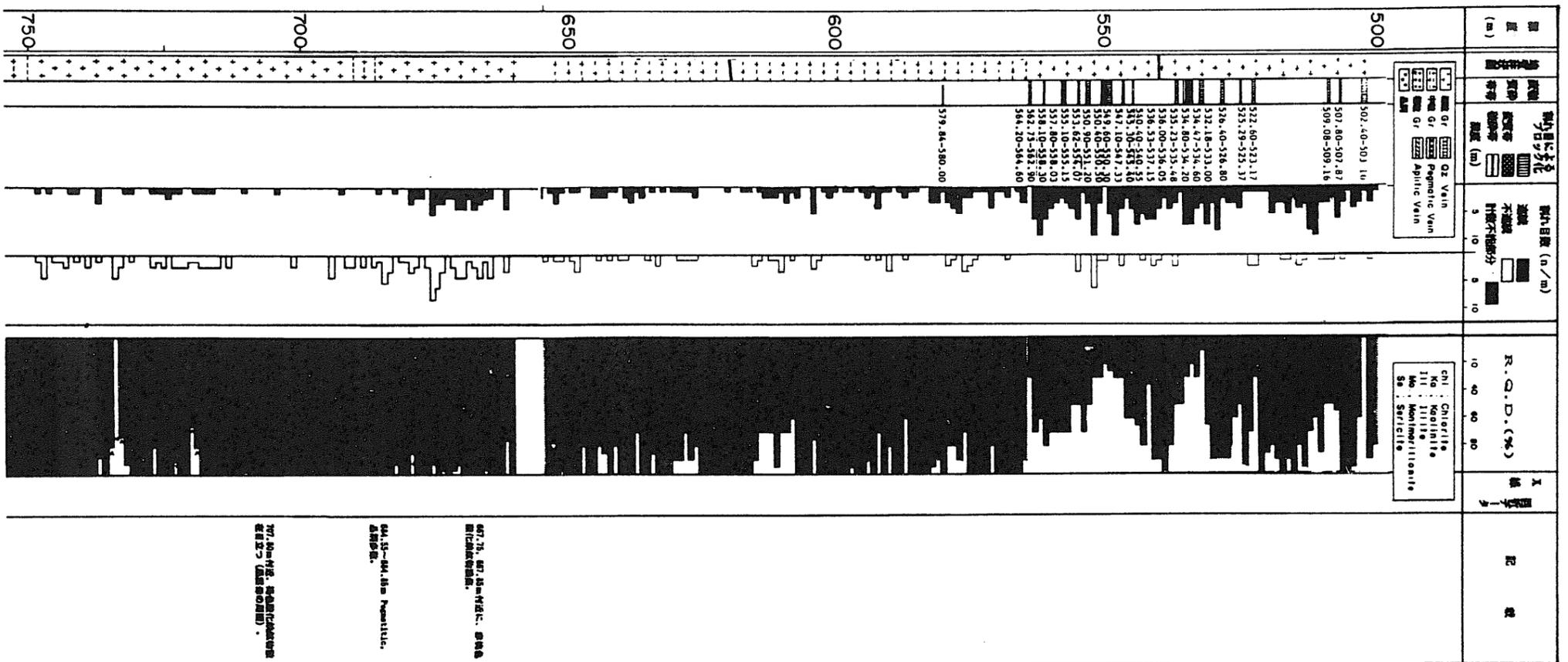
中性子検層から孔隙率を求める方法は、尾方・大澤(1990)によった。孔隙率を示す中性子検層の結果では2.5~9.0%の値を示し、上記各物理検層の結果と同様に高比抵抗帯を除き割れ目、変質の発達した部分で若干高い孔隙率を示す部分があり、含水している孔隙の存在を示している。しかし全体的には孔隙率は低い値を示す。

---

\* RQD (Rock Quality Designation): 岩芯採取率、岩芯割れ目による要素を含めた表示。岩盤の良好度の指標。単位掘進長に対する岩芯長約10cm以上の部分の全長をもって表示する(土木学会, 1983)。

#### 4.7 X-Y 孔径検層

孔径検層の結果では、掘削に使用したダイヤモンドリーマの外径である98.8～100mm  $\phi$ を示す。割れ目の発達する部分で若干孔径が拡大した箇所が記録されているが、全体として大きな崩落箇所は認められない。



第4. 1(a)図 AN-1号孔総合検層柱状図 (500m~750m)



## 5. 物理検層値からの基質速度・粒子密度の計算

岩質・各割れ目帯・変質帯と物理検層結果との関係について考察するため、物理検層で得られた密度値、P波速度値から、基質部分の基質速度と粒子密度を計算により算出した。その計算方法は尾方・大澤(1990)によった。

### 5.1 基質速度の算出

音波検層による基質速度の算出は、次の時間平均式 (Wyllie et al., 1958) によった。これにより孔隙等の影響を除いた基質部分のP波速度値を求めた。

$$\phi = \frac{\Delta T - \Delta T_{ma}}{\Delta T_f - \Delta T_{ma}} \times 100 \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 $\phi$ は孔隙率(%)、 $\Delta T$ は音波検層で与えられる地層の1m間の音波走行時間( $\mu\text{sec/m}$ )、 $\Delta T_{ma}$ 、 $\Delta T_f$ はそれぞれ、基質部分及び流体の1m間の音波走行時間( $\mu\text{sec/m}$ )である。

(1)式を $\Delta T_{ma}$ について解くと、

$$\Delta T_{ma} = \frac{100 \Delta T - \phi \Delta T_f}{100 - \phi} \quad \dots\dots\dots (2)$$

となる。(2)式において、 $\phi$ として直接測定した密度-中性子検層孔隙率である $\phi_L$ を用いると、次のようになる。

$$\Delta T_{ma} = \frac{100 \Delta T - \phi_L \Delta T_f}{100 - \phi_L} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 $\Delta T$ と $\phi_L$ はそれぞれ音波検層と密度-中性子検層により決定される。

$\Delta T_f$ は $667 \mu\text{sec/m}$ ( $1.5\text{km/sec}$ )と仮定すると(Dresser Atlas Log Interpretation Charts, 1985)、 $\Delta T_{ma}$ が求まる。その結果を第 5.1図に示す。

### 5.2 粒子密度の算出

物理検層からの密度値と孔隙率値より粒子密度を求めた。

一般に密度と孔隙率の間には、次の関係がある(物理探鉱技術協会, 1979)。

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho}{\rho_{ma} - \rho_f} \times 100 \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 $\rho$ は密度検層で得られる地層の見掛密度( $\text{g}/\text{cm}^3$ )で、 $\rho_{ma}$ 、 $\rho_f$ はそれぞれ、岩石の粒子密度( $\text{g}/\text{cm}^3$ )、孔隙液体(ここでは水)の密度( $\text{g}/\text{cm}^3$ )である。

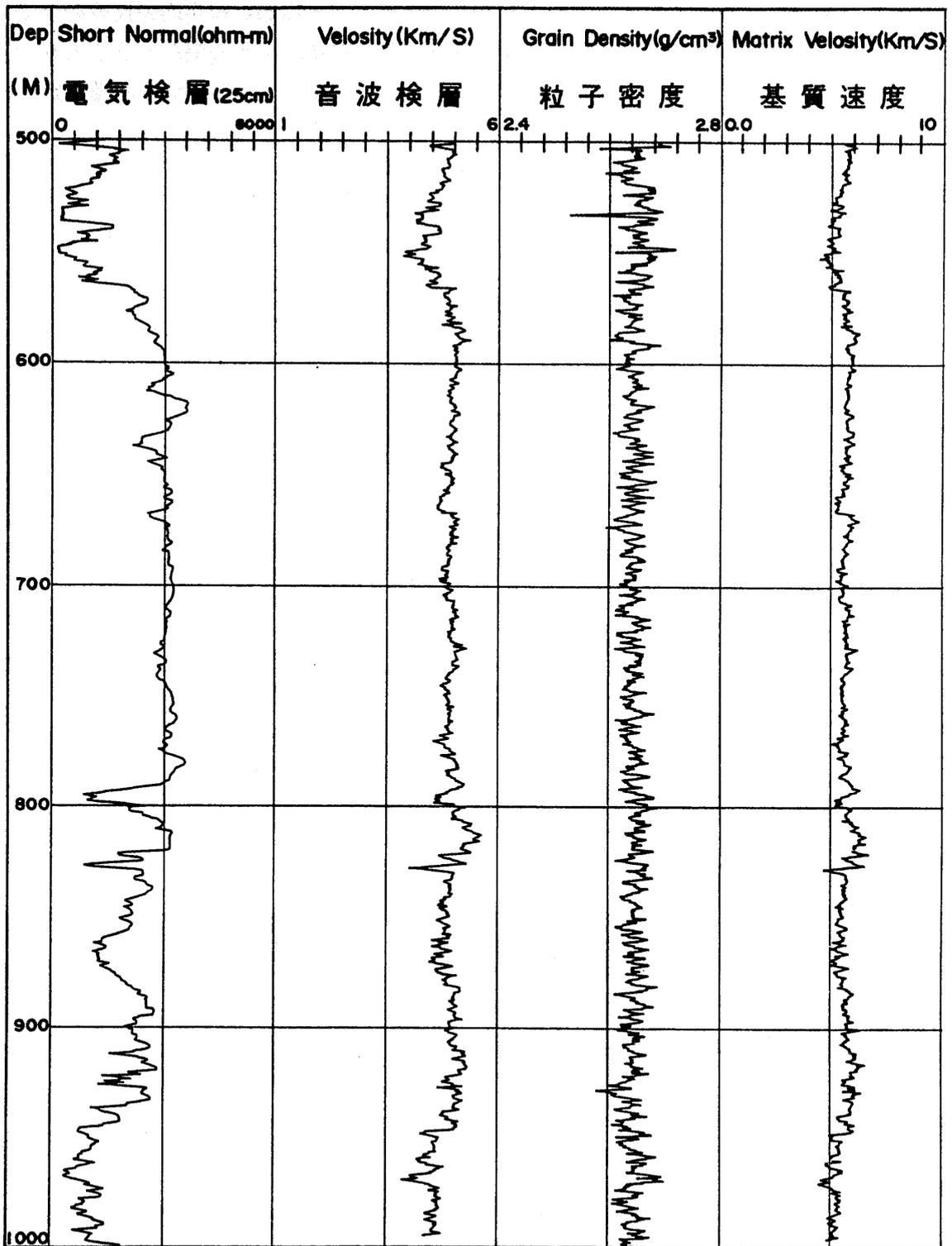
これを粒子密度 $\rho_{ma}$ について解くと、

$$\rho_{ma} = \frac{100\rho - \phi\rho_f}{100 - \phi} \dots\dots\dots (5)$$

となる。(5)式において $\rho_f = 1.0 \text{ g}/\text{cm}^3$ と仮定し、 $\rho$ として密度検層で得られた値、 $\phi$ として密度-中性子検層から得られた値 $\phi_L$ を用い粒子密度を求めた(第 5.1図)。

### 5.3 結果

計算結果を検層結果と共に第 5.1図に柱状図として示した。これによると、基質速度は  $5 \sim 6 \text{ km}/\text{sec}$  (平均 $5.5 \text{ km}/\text{sec}$ )、粒子密度は、 $2.6 \sim 2.7 \text{ g}/\text{cm}^3$  (平均 $2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$ )を示す。これらは、電気、音波検層が深度ごとに変化していることに比べると、非常に安定している。一部で低い値を示している部分もあるが、孔井の割れ目帯、変質等の影響であろうと考えられる。



第5.1図 検層，粒子密度，基質速度柱状図

比較のため算出した基質速度，粒子密度を電気検層測定値，音波検層測定値とともに示した。

## 6. 物理検層値と割れ目帯・変質との関係

尾方・大澤(1990)は、深度0 m～500mの岩盤と物理検層との対比について検討し、その結果、物理検層値は割れ目帯・変質・マイクロクラック・岩石鉱物学的特性等の全ての岩盤情報を物性的に示した値であり、個々の要因ごとに再検討する必要があることを示した。

このため、1010m まで実施したこの解析では、有効な手法として電気検層値（比抵抗値）による深度区分と岩芯観察で区分された割れ目帯・変質の特徴による深度区分のそれぞれに基づき、各物理検層値（孔隙率、密度、P波速度）の相関について検討した。

### 6.1 比抵抗層区分に基づく相関関係

比抵抗値の高低とその特徴により次の様に深度を5 つに区分し、浅い方から順にNo1 からNo5 まで番号をつけた。

No 1	： 深度	5 0 0 m～	5 6 6 m	200ohm-m ～2000ohm-m (変化の激しい低比抵抗層)
No 2	： 深度	5 6 6 m～	6 4 6 m	600ohm-m ～4000ohm-m (高比抵抗であるが下層よりやや低め)
No 3	： 深度	6 4 6 m～	7 9 0 m	3000ohm-m～4500ohm-m (本孔で最も安定した高比抵抗層)
No 4	： 深度	7 9 0 m～	9 0 0 m	1000ohm-m～4000ohm-m (部分的に低比抵抗層を挟む高比抵抗層)
No 5	： 深度	9 0 0 m～	1 0 1 0 m	400ohm-m ～2500ohm-m (変化の激しい低比抵抗層)

※ Noは第 6.1-1, 2図中の番号に対応。

#### 6.1.1 密度と孔隙率の相関

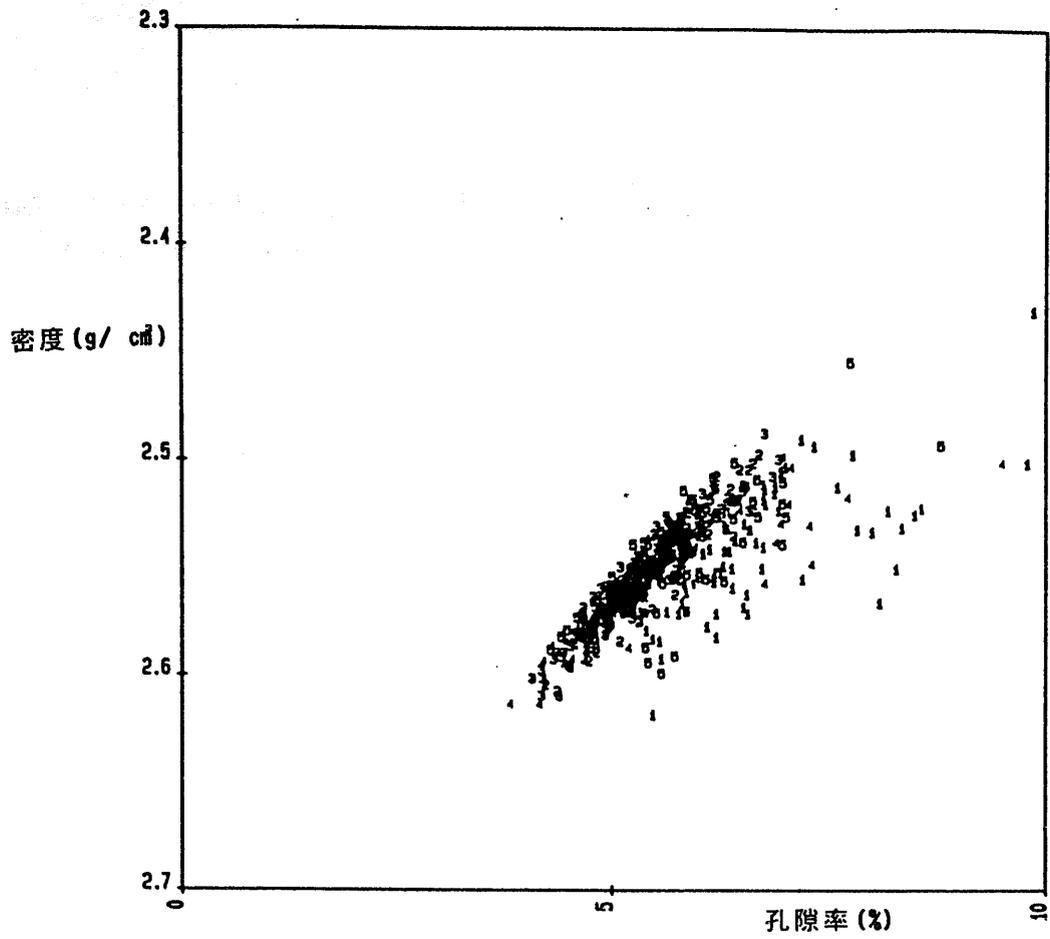
各深度ごとに密度と孔隙率についてプロットした(第 6.1-1図)。

プロットでは比較的良好な相関を示しているが、変化の激しい低比抵抗層であるNo 1 (深度500m～566m), No 5 (深度900m～1000m)の値が分散している。この区間は、岩芯観察によれば割れ目帯・変質の発達した部分に一致し、この影響によると考えられる。

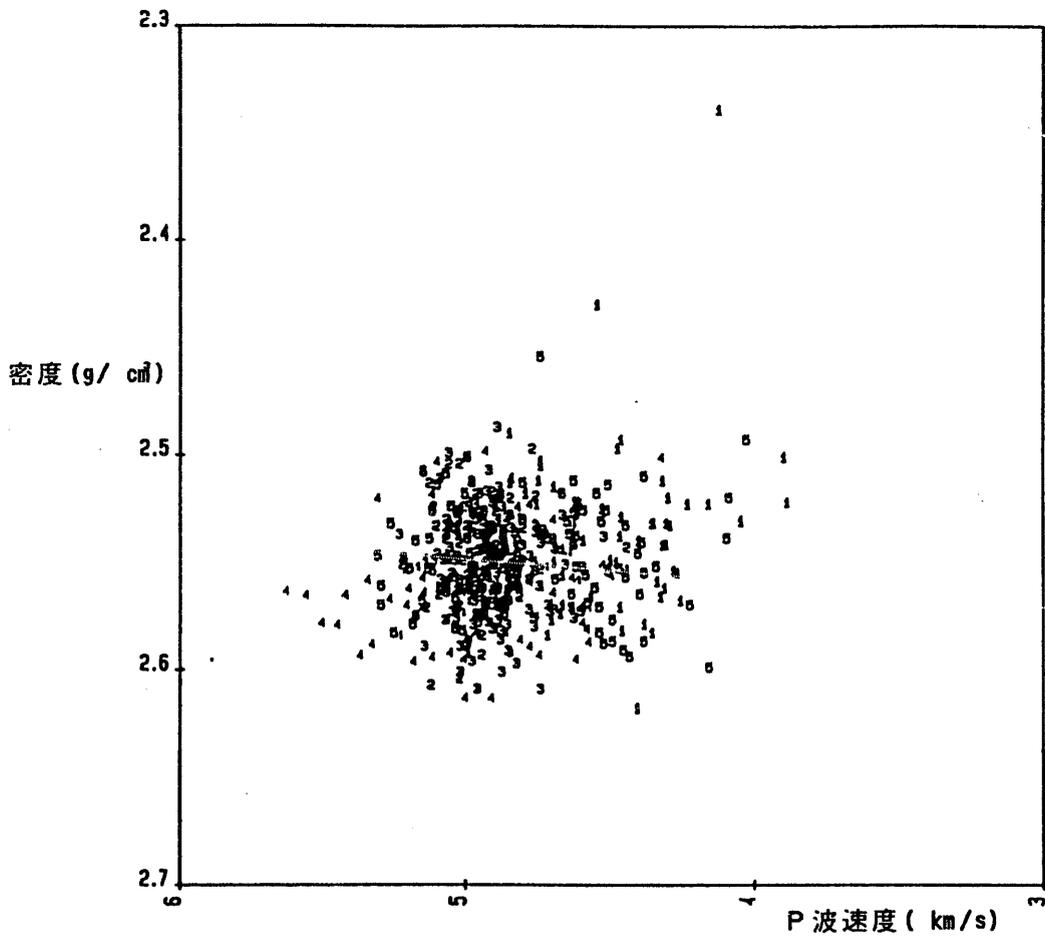
#### 6.1.2 密度とP波速度の相関

次に各深度ごとに密度とP波速度についてプロットした(第 6.1-2図)。

全体としては、相関関係は認められない。しかし、密度値の変化のわりにはP波速度の変化が大きい。これは、割れ目帯及び内部に包含される孔隙等によりP波速度が大きく影響を受けていると考えられ、特に、上記と同様No 1, No 5の低比抵抗層で分散が大きい。



第6.1-1 図 AN-1号孔密度-孔隙率相関図 (比抵抗層区分)  
 図中の数字は深度区分を表す (本文参照)。



第6.1-2 図 AN-1号孔密度-P波速度相関図 (比抵抗層区分)  
 図中の数字は深度区分を表す (本文参照)。

## 6.2 割れ目帯・変質区分に基づく相関関係

物理検層値間の相関関係を割れ目帯・変質の特徴ごとに調べるため、本孔井で割れ目帯・変質の集中する790m以深について岩芯観察により抽出された割れ目集中部の特徴に従い次の様に9つに区分し、浅い方から順にNo1からNo9まで番号をつけた。

- No1 : 深度 791.50m~799.15m (割れ目帯、淡桃~赤桃~緑色変質を伴い、所々に桃色酸化鉄鉱物が認められる。)
- No2 : 深度 821.65m~823.07m (割れ目帯、緑白色変質を伴う、822.7~823.07mに微細な割れ目帯を伴う。)
- No3 : 深度 826.60m~828.50m (割れ目帯、暗緑色変質を伴う、827~828.5mに微細な割れ目帯を伴う。)
- No4 : 深度 870.10m~871.00m (割れ目によるコア崩れ、淡桃色変質を伴う。淡緑色の割れ目充填鉱物を伴う。)
- No5 : 深度 914.30m~923.20m (割れ目帯、長石が淡緑色に変質、黒雲母の周辺に赤色の鉄鉱物晶出。)
- No6 : 深度 928.00m~931.20m (割れ目によるコア崩れ、縦方向の割れ目卓越。)
- No7 : 深度 947.50m~951.90m (割れ目によるコア崩れ、石英脈を伴う割れ目卓越。淡桃色に変質。)
- No8 : 深度 958.88m~960.38m (割れ目によるコア崩れ、959m付近厚さ2cm程度の淡緑色破碎物質。)
- No9 : 深度 966.40m~972.00m (割れ目帯、変質が著しく粘土化。)

※ Noは第6.2-1, 2図中の番号に対応。

### 6.2.1 比抵抗と孔隙率の相関

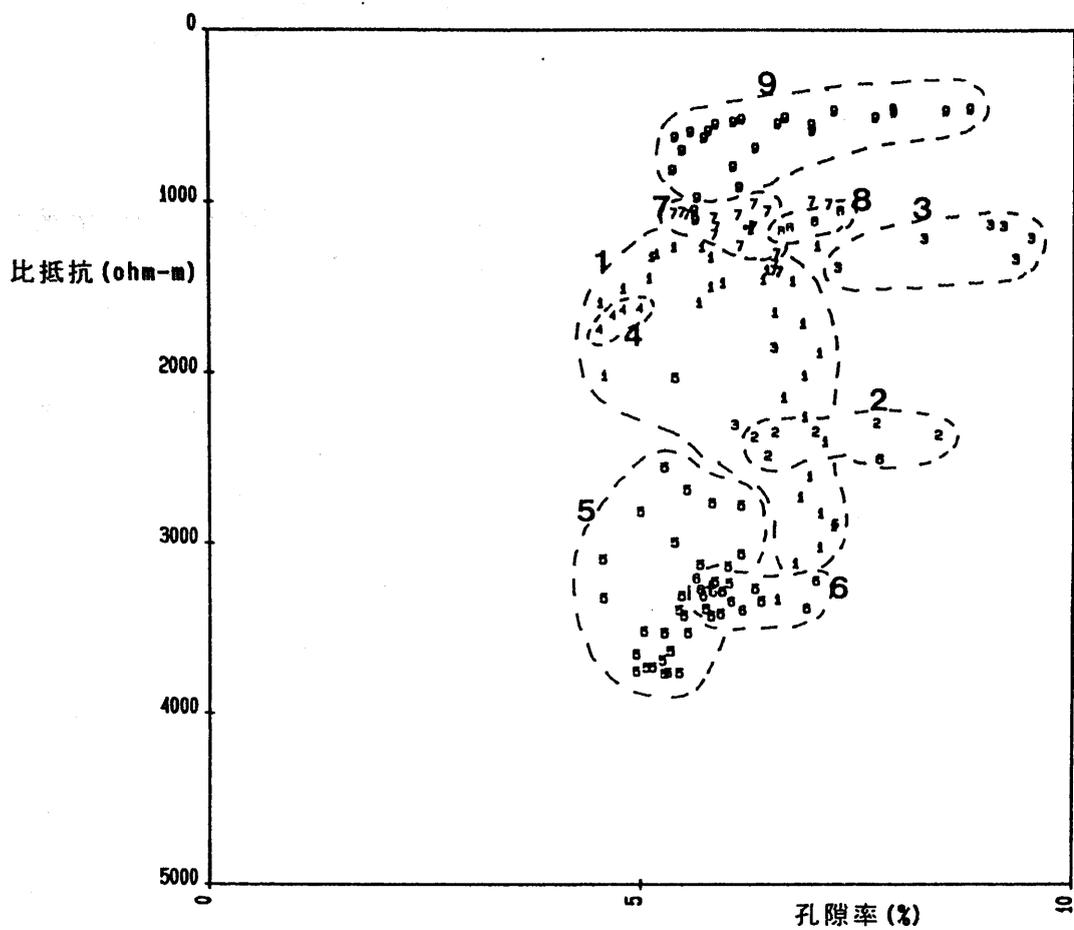
各深度ごとに比抵抗と孔隙率についてプロットした(第6.2-1図)。

全体としては、相関関係は認められない。おもに、区分No2, No3, No9の各割れ目帯が、他の割れ目帯より高い孔隙率を示す部分に分布している。また、比抵抗値の高い順に見ると区分No2, No3, No9の順になり、割れ目帯、変質が著しく粘土化しているNo9の部分がもっとも低い値を示している。

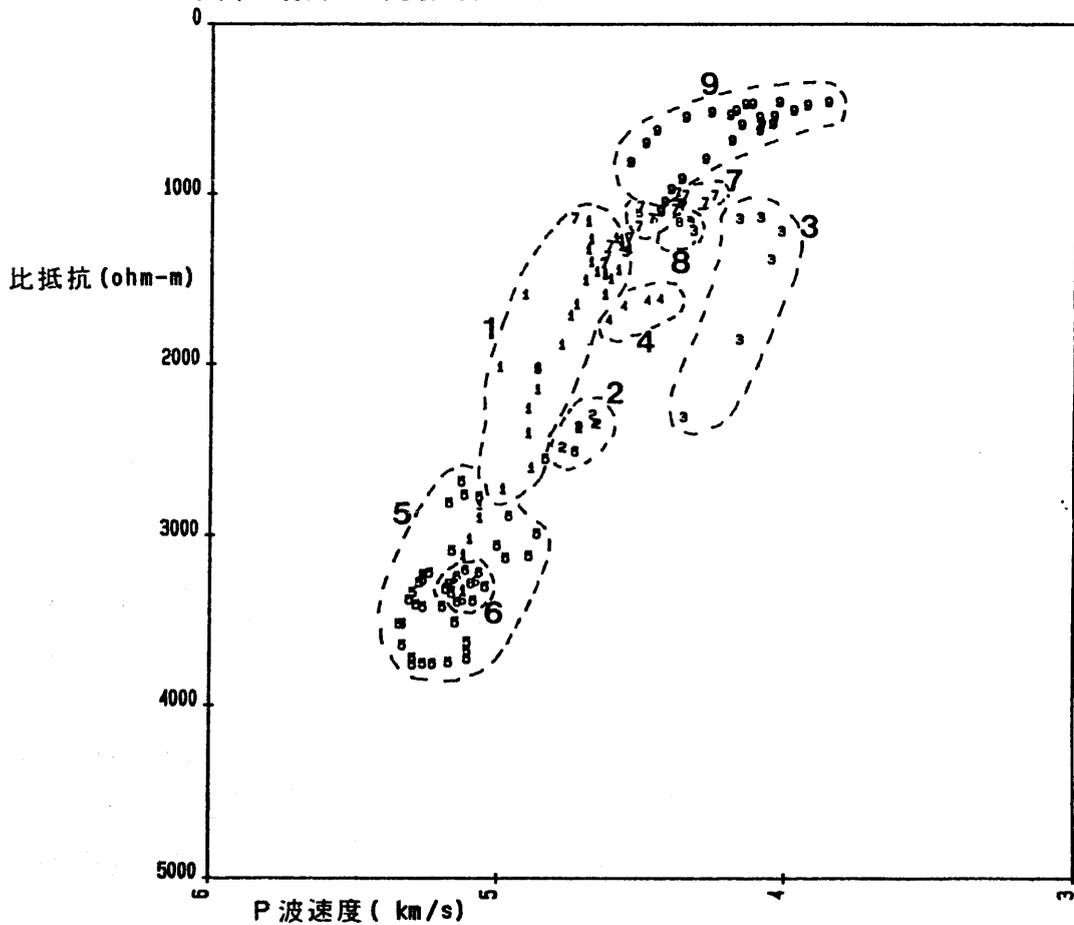
### 6.2.2 比抵抗とP波速度の相関

次に各深度ごとに比抵抗とP波速度についてプロットした(第6.2-2図)。

全体として、ゆるい相関関係が認められる。比抵抗, 孔隙率相関図同様、区分No3, No9の割れ目帯が低比抵抗, 低速度部に分布している。



第6.2-1 図 AN-1号孔比抵抗-孔隙率相関図 (割れ目帯・変質区分)  
 図中の数字は深度区分を表す (本文参照)。



第6.2-2 図 AN-1号孔比抵抗-P波速度相関図 (割れ目帯・変質区分)  
 図中の数字は深度区分を表す (本文参照)。

## 7. 考察

### 7.1 基質速度・粒子密度

一般に物理検層で直接得られる密度値及びP波速度値は、孔井の割れ目・孔隙の影響を様々に受けており、局所的な密度値の変化及びP波速度の低下等となって現れる。しかし、これらのデータに適切な処理を加えて見ると、そのような局所的な変化は消え、その値は安定した傾向を示す(第5.1図)。これは、各個別の物理検層値は局所的な割れ目帯・変質を検出するのに対し、粒子密度・基質速度は岩盤全体の性質(岩質)を表すためと考えられる。従って、物理検層で得られる密度値、P波速度値を効果的に使うことにより岩盤のマトリックスである岩質やその中の割れ目帯・変質を正確に把握できる。

### 7.2 物理検層と割れ目帯・変質との関係

- ① 物理検層値間では密度と孔隙率とが、変化の激しい低比抵抗区間(No1,5)を除くと良い相関関係を示す(第6.1-1図)。しかし、密度とP波速度との関係は明確ではない(第6.1-2図)。
- ② 物理検層値からみて、割れ目帯・変質が多いと予想される比抵抗変化の激しい区間である深度790m~1000mを、岩芯観察による割れ目帯・変質の特徴によってさらに細分した各部分は比抵抗-孔隙率、比抵抗-P波速度においてもそれぞれ幅は持っているが各固有の値を示す(第6.2-1,2図)。

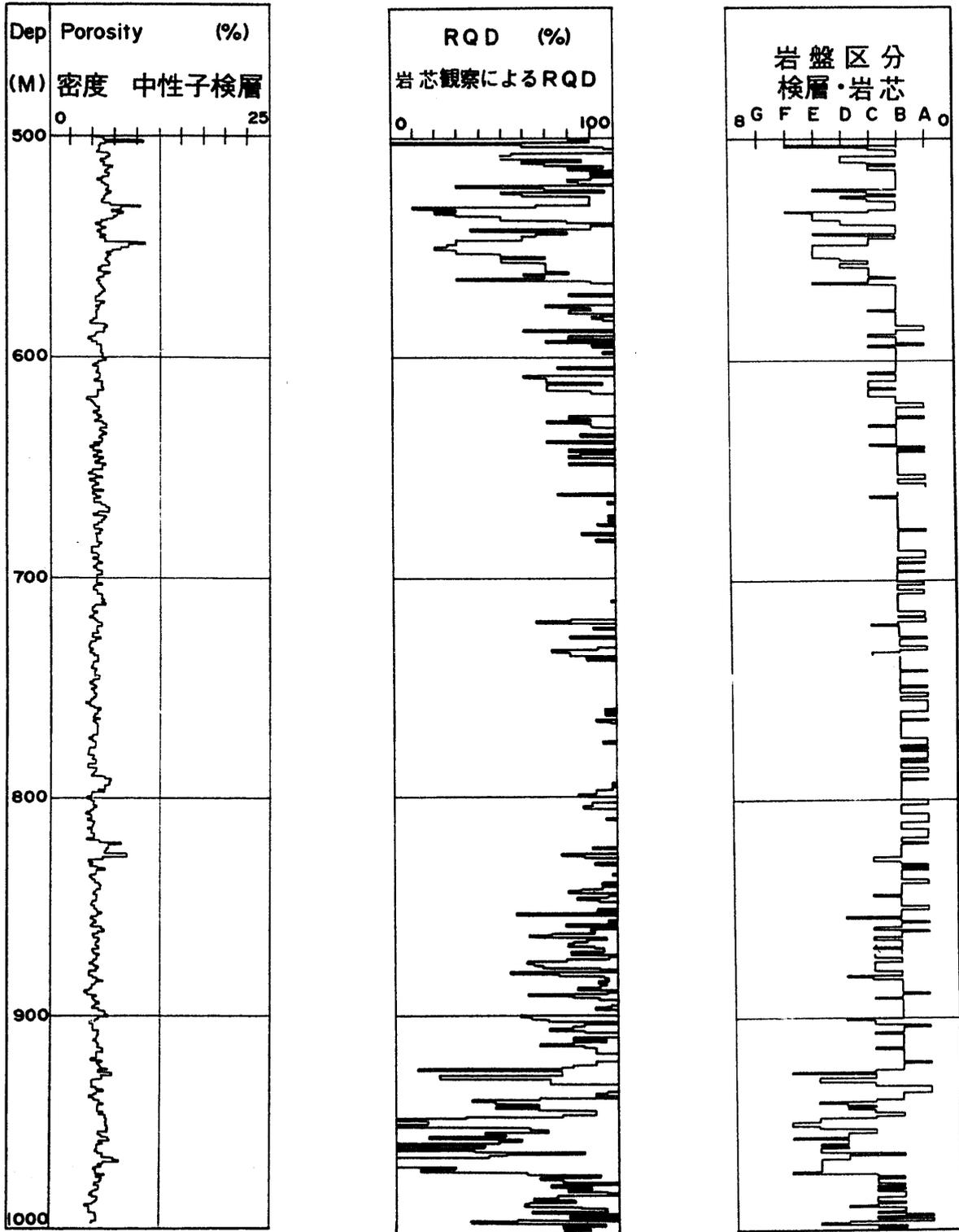
これは同じ割れ目帯・変質でも変質状況(進み具合等)、割れ目状況(開口、マイクロクラック等)の違いにより、物理検層値が異なり分散して分布する結果となったためと考えられる。鉱物組成等との詳細な検討が必要ではあるが、このことは各割れ目帯・変質を細かく物理検層値により分類できる可能性があることを示す。また、現在実施検討中の岩盤区分の精度を上げていくための挿入データとして活用できる可能性もある。また、今後実施される透水試験等の水理試験データと比較検討を実施すれば、透水係数に影響を与える割れ目帯・変質と影響を与えない割れ目帯・変質等の分類抽出に有効に活用できる可能性がある。

### 7.3 岩盤区分

一般には岩盤の性状を表す方法として岩盤等級区分があり、これを一般に岩盤分類といい、調査の目的に応じて様々な所で開発され使用されている(土木学会,1983)。

物理検層で求められた孔隙率は絶対孔隙率で、割れ目、変質、マイクロクラック、岩石鉱物的特徴等全ての要因を含む。従って、岩盤の透水性を評価するための分類をおこなうには、岩盤の特性を各要因ごとに詳細に検討し、物理検層値、岩芯物性試験値等との対応を比較した上で岩盤の特性を良く表現できる指標を作成することが不可欠である。さらに、その作成した指標と透水性との対応関係を検討する必要がある。今後の水理地質構造モデルの構築に向け尾方・大澤(1990)がAN-1号孔(深度0~500m)で実施した様に、今回も同じ方法で岩盤区分を試みた(第7.1図)。これは必ずしも一般的区分方法ではないが、数値を用いて区分し人為的誤差が少なくなるように行った。

その区分の概念は、Aは割れ目がほとんど見られない極硬岩、Bは密着した割れ目が少し見られる極硬岩で変質等の影響も少ないと考えられる部分、C~Eについては、風化・



第 7.1 図 AN-1 号孔岩盤区分柱状図  
 物理検層による孔隙率と岩芯観察による RQD を使用して孔井の岩盤区分を試みた。

変質のかなり進んだ部分で開口割れ目が発達し粘土等をはさむ部分もあると考えられる。

F～GはC～Eより更に風化・変質の進んだ部分で、固結程度はかなり低く全体が粘土化されたような部分がある破碎帯・断層部をしめすものと推定される。今回実施した深度500m～1010mでは、深度500m～600m、深度900m～1010mで区分C～Fを示す部分があるが深度600m～900mは全体に区分A～Bを示し、非常に安定した極硬岩の状態を示している。また、尾方・大澤(1990)で報告した深度500m以浅より、全体に良好な岩盤の状態を示している。

次に、比抵抗層区分で実施したNo1～No5 深度帯と、この岩盤区分を比較してみると、

No 1 : 深度 5 0 0 m ～ 5 6 6 m	200ohm-m ～ 2000ohm-m	(変化の激しい低比抵抗層) . . . . .	区分 B ～ F
No 2 : 深度 5 6 6 m ～ 6 4 6 m	600ohm-m ～ 4000ohm-m	(高比抵抗であるが下層よりやや低め) . . .	区分 B ～ E
No 3 : 深度 6 4 6 m ～ 7 9 0 m	3000ohm-m ～ 4500ohm-m	(本孔で最も安定した高比抵抗層) . . . . .	区分 A ～ B
No 4 : 深度 7 9 0 m ～ 9 0 0 m	1000ohm-m ～ 4000ohm-m	(部分的に低比抵抗層を挟む高比抵抗層) . .	区分 A ～ D
No 5 : 深度 9 0 0 m ～ 1 0 1 0 m	400ohm-m ～ 2500ohm-m	(変化の激しい低比抵抗層) . . . . .	区分 A ～ F

となり、岩盤に発達する割れ目帯の状況を示す比抵抗値の変化と密度-中性子検層から算出した孔隙率と岩芯観察のRQDを用いて行った岩盤区分の結果とは良好な一致が見られ、岩盤状態の観点からAN-1号孔500mから1010mの区間を以上の5区間に区分することは妥当なものと判断される。この結果は、今後実施される透水試験等のデータと比較、検討することにより物理検層値による水理地質構造区分の実現の可能性を示すものと考えられる。

## 8. まとめ

今回の測定・解析結果をまとめると以下のようなになる。

### (1) 基質速度・粒子密度の解析結果。

- ①基質速度・粒子密度は、本孔井の場合それぞれ5～6 km/sec(平均5.5km/sec)、2.6～2.7 g/cm<sup>3</sup>(平均2.65 g/cm<sup>3</sup>)を示す。構成岩盤の岩質が深度方向に様々な変化するような孔井であれば、その構成岩盤の岩質の正確な分類に使用できる可能性がある。
- ②物理検層データを有効に処理、活用することにより、割れ目・変質部のみだけでなく孔井の割れ目・孔隙の影響をできるかぎり取り除いた岩盤の状態を検討することができ、物理検層値による水理地質構造区分を行なう場合のマトリックス部分の情報が提供できる。

### (2) 割れ目帯・変質区分では各割れ目帯の特性によって物理検層値の分布に異なる部分の存在が確認された。

- ①物理検層値が割れ目帯・変質の特性までを現していることを意味し、各割れ目帯・変質を比抵抗値、P波速度値、孔隙率値により細かく分類できる可能性がある。
- ②物理検層値の分布と水理的特性を比較することにより、透水係数に影響を与える割れ

目帯・変質、影響を与えない割れ目帯・変質等の分類抽出に有効に活用できる可能性がある。

- (3) 本孔井の500m～1010mの深度区間は、物理検層値（比抵抗値）の変化と岩盤区分の結果とは良好な一致が見られ5深度に区分されることが明らかとなった。また、透水試験結果との比較、検討を行うことにより物理検層値による水理地質構造区分の実現の可能性を示した。

以上解析結果等についてまとめたが、今後さらに細かく物理検層値と割れ目帯・変質、透水性との関係を比較検討し、水理地質特性と物理検層値との関係を明らかにしていく計画である。

#### 〔謝 辞〕

本報告書をまとめるにあたり、いろいろな助言をしていただいた動燃事業団中部事業所環境地質課の諸先輩、同僚並びに本孔井の物理検層測定とデータ処理を行っていただいた(株)物理計測コンサルタントの方々に心から御礼申し上げます。

## 引用文献

- 1)物理探鉱技術協会(1979): 物理探査用語辞典, 物理探鉱技術協会.
- 2)土木学会(1983): トンネルの地質調査と岩盤計測, 社団法人土木学会, P29, P126-P141.
- 3)Dresser Atlas Log Interpretation Chart(1985): Dresser Atlas, Dresser Industries, Inc.
- 4)伊藤寿恒(1981): 深層ボーリングにおける物理検層の現状, 月刊「地球」, Vol. 3, No. 2, P83-P105.
- 5)尾方伸久・大澤英昭(1990): 地下水特性調査技術開発の現状, 検層技術(1), PNC, Technical Report GE 89-04, PNC TN7410 90-005
- 6)Uemura T. (1961): Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, Central Japan, Jour. Earth Sci. Nagoya Univ., Vol. 9, P394-P417.
- 7)Wyllie M. R. Jr. et al. (1958): An Experimental Investigation of Factors Affecting Elastic Wave Velocity in Porous Media, Geophysics, Vol. XX III, No. 3.
- 8)山本 勇・塩田哲也・原島文雄・藤本順吉・鯉沼 稔・広野修一郎(1974): 東濃地域のウラン鉱床の探査について, 鉱山地質, Vol. 24, P157-P168.
- 9)吉田英一・大澤英昭・柳澤孝一・山川 稔(1989): 深部花崗岩中の割れ目解析, -岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にして-, 応用地質, Vol. 30, No. 3, P11-P22.