

本資料は2000年 3月3/日付けで登録区分  
変更する。

研究調整 Gr【管理担当箇所名】

## 原位置における不飽和領域の計測手法の研究

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1994年3月

株式会社ダイヤコンサルタント

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ  
ください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division,  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184,  
Japan

©核燃料サイクル開発機構  
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)  
1994

~~この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけ  
に開示するものです。ついでには、複製、転載、引用等を行わないよう、また第  
三者への開示又は内容漏洩がないよう管理して下さい。また今回の開示目的以  
外のことに使用しないよう特に注意して下さい。~~

~~本資料についての問い合わせは下記に願います。~~

~~〒509-51 岐阜県土岐市泉町定林寺宇園戸959-31~~

~~動力炉・核燃料開発事業団~~

~~中部事業所 環境地質課~~

## 原位置における不飽和領域の計測手法の研究

西田 薫\*、小俣明\*\*

### 要 旨



岩盤内に坑道を掘削した場合、その周辺岩盤には不飽和領域が発生すると考えられる。この不飽和領域を定量的に評価することは坑道周辺の岩盤物性や地化学的な条件を正確に把握する上で必要である。不飽和領域を原位置で計測する技術を開発することにより、不飽和領域の定量的評価に寄与できると考えられる。しかし、岩盤中の不飽和領域については現在のところは計測手法はもとよりその定義さえも明確でない。

そこで今後数年のうちに岩盤中の不飽和領域をある程度定量的に把握できるための計測手法を開発することを目的として、本年度は岩盤中の不飽和領域のメカニズム等の基本事項を整理するとともに、考えられる計測手法および解析手法を抽出した。今後の研究に向けて以下の内容での提案を行った。

- (1) 不飽和領域のメカニズムに関する研究
- (2) 不飽和領域の計測手法に関する研究

---

本報告書は、株式会社ダイヤコンサルタントが動力炉、核燃料開発事業団の委託により実施した研究の成果である。

契約番号：050D0332

事業団担当部課室および担当者：環境地質課 榊利博

\* 株式会社ダイヤコンサルタント東京事業本部物理探査部

\*\* 株式会社ダイヤコンサルタント東京事業本部地盤物性部

~~COMMERCIAL PROPRIETARY~~

PNC 2J7308 94-006

MARCH, 1994

## Study on In-situ Measuring Techniques of an Unsaturated Zone around a Tunnel

Kaoru Nishida\*

Akira Omata\*\*

### Abstract

It is thought that an unsaturated zone is possibly generated around a tunnel after the excavation. To estimate physical properties and geochemical conditions of the rock mass around a tunnel precisely, it is essential to estimate the unsaturated zone quantitatively. If an in-situ measuring technique is developed, it will yield useful data for the purpose stated above. At present, however, there is even no universal definitions for the unsaturated zone in a rock mass.

This study aims to estimate an in-situ measuring technique of the unsaturated zone in this year, several potential measuring techniques are selected together with numerical modeling techniques based on reviewing relevant literatures. Proposals on the following categories are made for future work.

- (1) Study on the mechanisms of generation of an unsaturated zone in a rock mass.
- (2) Study on in-situ measuring techniques of an unsaturated zone.

---

Work performed by DIA CONSULTANTS CO., LTD. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation (PNC).

PNC Liaison: Toshihiro Sakaki, Chubu Works Waste Isolation Research Section

\* Geophysical Prospecting Department of DIA CONSULTANTS CO., LTD.

\*\* Geotechnical Department of DIA CONSULTANTS CO., LTD.

目 次

1. 研究の目的及び範囲	1-1
1. 1 目的	1-1
1. 2 業務委託の範囲	1-1
1. 3 業務委託の内容	1-2
1. 3. 1 基本事項の検討	1-2
1. 3. 2 計測手法の検討	1-2
1. 3. 3 解析手法の検討	1-2
2. 基本事項の検討	2-1
2. 1 概要	2-1
2. 2 土の保水	2-2
2. 2. 1 概要	2-2
2. 2. 2 土中水の全ポテンシャルとその成分	2-2
2. 2. 3 土中水の存在形態とポテンシャルエネルギー	2-4
2. 3 岩盤の不飽和領域に関する実験の例	2-13
2. 3. 1 概要	2-13
2. 3. 2 不飽和領域を対象にして行われた実験	2-13
2. 3. 3 不飽和浸透特性を算定するための実験	2-25
2. 3. 4 掘削による影響に関する実験	2-47
3. 計測手法の検討	3-1
3. 1 概要	3-1
3. 2 沈澱物、水質変化に着目した不飽和領域の計測手法	3-2
3. 3 既存の調査手法	3-5
3. 4 石油検層分野において用いられている水分飽和度の計測手法	3-11
3. 4. 1 粘土分を含まない地層の水飽和率	3-11
3. 4. 2 粘土分を含む地層の水飽和率	3-20
3. 4. 3 フラクチャー型の貯留岩の水飽和率	3-24

3. 4. 4	関連する物理検層技術	3-31
3. 5	物理探査分野における手法の適用性の検討	3-37
3. 5. 1	音波速度の含水量による変化	3-37
3. 5. 2	比抵抗の含水量による変化	3-49
3. 5. 3	電磁波速度（振幅）の含水量による変化	3-63
3. 5. 4	関連する研究の概要	3-68
4.	解析手法の検討	4-1
4. 1	概要	4-1
4. 2	多孔質体的アプローチ	4-2
4. 2. 1	液状状態の水分移動	4-2
4. 2. 2	水蒸気の移動	4-5
4. 3	フラクチャーネットワーク	4-10
4. 3. 1	ジョイント要素を用いた不連続体の解析	4-10
4. 3. 2	単一亀裂内の蒸気移動に関するNRCの研究	4-10
4. 4	亀裂帯の不飽和浸透モデル	4-11
5.	まとめ	5-1
5. 1	不飽和領域の概念モデル	5-1
5. 2	不飽和領域のメカニズムに関する研究の提案	5-5
5. 2. 1	既往の研究からのメカニズムの推定	5-5
5. 2. 2	メカニズム確証のための研究の提案	5-5
5. 3	不飽和領域の計測手法に関する提案	5-8

## 1. 研究の目的及び範囲

### 1. 1 目的

岩盤内に空洞を掘削した場合、その周辺岩盤には不飽和領域が発生すると考えられる。この不飽和領域を定量的に評価することは坑道周辺の岩盤物性や地化学的な条件を正確に把握する上で必要である。不飽和領域を原位置で計測する技術を開発することにより、不飽和領域の定量的評価に寄与できると考えられる。土質の分野においては不飽和現象に関する基礎的研究は比較的盛んに行われておりその定義やメカニズム等の基本的な事項についてはある程度確立されている。しかし、土中の不飽和領域を定量的に把握するための計測手法に関する研究はここ数年やっと緒についたばかりであり、岩盤中の不飽和領域については現在のところ計測手法はもとよりその定義さえも明確でない。

そこで今後数年のうちに岩盤中の不飽和領域をある程度定量的に把握できるための計測手法を開発することを目的として、本年度の研究は岩盤中の不飽和領域の発生メカニズム等の基本事項を整理するとともに、考えられる計測手法および解析手法を抽出し、前述の技術確立のための基礎研究とする。

### 1. 2 業務委託の範囲

- ① 基本事項の検討
- ② 計測手法の検討
- ③ 解析手法の検討
- ④ 報告書の作成

### 1. 3 業務委託の内容

#### 1. 3. 1 基本事項の検討

既存研究成果などの調査に基づき岩盤中の不飽和状態に関する基本事項としてその定義および発生メカニズム等について、総合的に検討・整理し、土質の分野における不飽和現象との類似点、相違点を明確にして後述の計測手法および解析手法の確立のための基礎とする。

#### 1. 3. 2 計測手法の検討

既存研究成果などの調査に基づき岩盤中の不飽和領域の計測手法として考えられる手法を抽出する。計測手法は次のように大別される。

- ・不飽和領域を直接示すと考えられる岩盤の物理量（含水比等：1. 3. 1の不飽和の定義と関係する）を計測して不飽和領域を直接把握する方法
- ・岩盤の物理量（間隙水圧や比抵抗等）を計測し、それらより間接的に不飽和領域を把握する方法
- ・原位置または室内試験による計測
- ・1次元（電気検層等）または2次元（比抵抗トモグラフィ等）な計測
- ・その他

#### 1. 3. 3 解析手法の検討

既存研究成果などの調査に基づき岩盤中の不飽和領域を評価するためのモデル化・解析手法として考えられる手法を抽出する。モデル化・解析手法は次のように大別される。

- ・多孔質体的アプローチ
- ・フラクチャーネットワーク
- ・その他

## 2. 基本事項の検討

### 2. 1 概要

地盤中に生じた不飽和領域で水分がどのような形態で存在しているのかについて、土質材料の場合、既に多くの研究成果があり、メカニズムの把握手法、評価手法ともほぼ確立されていると思われるが、その一方、岩盤内の保水形態については未知な点が多い。そこでここでは、岩盤内の不飽和領域のメカニズムの把握と予測手法について検討することを目的とするが、まず土の保水についての基本的な事項を整理する。そして、次に岩盤の不飽和領域において行なわれた既存の実験について紹介し、それらから得られる知見について整理する。

## 2. 2 土の保水

### 2. 2. 1 概要

土が重力に抗して保持できない過剰な水分は、地下水となって下部に停滞して飽和部を形成する。その上部の不飽和領域では、土が水を吸引しようとする力と、水が重力によって流下しようとする力とが釣り合った状態にある。土が水を吸引しようとする力は負の圧力によって表現することができ、一般に吸引圧 (suction)、水分張力 (tension)、あるいは負圧 (negative pressure) などとさまざまな呼び方がある。この圧力は、土粒子と水との間のさまざまな作用の結果として発生する。一方、重力によって下方へ流下しようとする力は、重力ポテンシャルによって表わすことができる。両者が釣り合う様に土中水が配分されている分布状態が平衡状態であり、それぞれの土に固有の水分分布が形成される。したがって、平衡状態の水分分布は、土粒子と水との相互作用の状況を反映することになる。水分分布が平衡状態でない場合は、平衡状態になろうとして水分の移動が起こる。この平衡状態からのずれの程度により、平衡状態へ向かう土中水の運動の方向と大きさが決まる。したがって、平衡状態の水分分布について検討を加えることは、土の保水機構を考える上で、また不飽和状態での土中水の運動を引き起こす推進力を考える上で重要な意味を持つ。

### 2. 2. 2 土中水の全ポテンシャルとその成分

国際土壌学会土壌物理用語委員会は、土中水の全ポテンシャルを「基準高さの大気圧と平衡している純水の貯留槽から、無限小の水量を、対象とする土中水へ等温可逆的に移動させるのに必要な、単位量当たりの純水の仕事量」と定義している。

一般に、土中水の全ポテンシャル  $\psi$  は次の様に表現される。

$$\psi = \psi_g + (\Delta\mu_w)_T = \psi_g + \psi_p + \psi_m + \psi_o + \dots \quad (2.2-1)$$

ここで  $\psi_g$  は重力ポテンシャル、 $(\Delta\mu_w)_T$  は温度  $T^\circ\text{C}$  における純水を基準とする化学ポテンシャルの差である。 $\psi_p$  は圧力ポテンシャル、 $\psi_m$  はマトリックポテンシャル、 $\psi_o$  は浸透ポテンシャルである。

土中の水は、土粒子表面の吸着力、粒子間での表面張力 (毛管作用)、さらに土粒子の荷電により吸着されているイオンの影響 (浸透圧) などを受けて吸引され束縛されている。そのため、土中水のエネルギー状態を表わす化学ポテンシャルは同温・同圧下の純水の持つ化学ポテンシャルよりも低下しており、この低下量が水分移動の駆動力となっている。したがって、ポテンシャルの値とはある基準からの低下量である。

#### (1) 圧力ポテンシャルとマトリックポテンシャル

圧力ポテンシャルの低下量は次の様に表わされる。

$$\psi_p = (\partial \psi / \partial P) \Delta P \quad (2.2-2)$$

ここで、 $P$ は圧力である。

ただし、圧力ポテンシャルは、飽和状態の土中水に対してのみ意味を持つ。開放システムで圧力が限界負圧以下になると、土中に空気が侵入し、空気と水との表面に起因する自由エネルギーの低下が生じる。この様な不飽和状態にある土中水に生じるポテンシャルは、マトリックポテンシャルと呼ばれ、土粒子表面からの吸着力、土粒子間隙に発生する表面張力（毛管作用）など土粒子との相互作用により生じ、負の水圧（大気圧以下）として現われる。マトリックポテンシャルの低下量は次の様に表わすことができる。

$$\psi_m = (\partial \psi / \partial n_w) \Delta n_w \quad (2.2-3)$$

ここで、 $n_w$ は土中水の含水量である。

マトリックポテンシャルの中で特に土粒子間隙での毛管作用によるポテンシャル低下分を毛管ポテンシャルというが、現実には毛管作用と土粒子表面からの吸着力の影響を分離できないことが多く、マトリックポテンシャルとして統一されてきている。suction（吸引圧）やtension（水分張力）という言葉もよく使われるが、これは土中水の負の圧力から負号を取り除き、またポテンシャルを正として扱える様にした言葉上の工夫である。また、負の圧力を符号を変えて水頭高（cm）で表わし、この常用対数をとったものをpF値と呼ぶ。

## (2) 浸透ポテンシャル

粘土の膨潤などの様に土中の水に溶解イオンが含まれると化学ポテンシャルが減少する。この様に生じるポテンシャルを浸透ポテンシャルと呼び、次の様に表わされる。

$$\psi_o = \sum (\partial \psi / \partial n_j) \Delta n_j = \sum \pi_{wj} \Delta n_j \quad (2.2-4)$$

ここで、 $n_j$ は土中水の溶質量であり、 $\pi_{wj}$ は溶質の単位増加に対する水分ポテンシャルの変化を表わす係数である。浸透ポテンシャルは直接には水分移動を起こす区動力とはならない点で、他のポテンシャル成分とは性質を異にする。

## (3) その他の成分

他に様々なポテンシャル成分が存在する。特に土中水と電場との相互作用に基づくポテンシャルは保水機構を考えていく上で重要な役割を果たす。また、一般には一定温度の下でポテンシャルを扱うが、温度差がある場合には、次の様な温度ポテンシャルが考慮されることもある。

$$\psi_T = -s \Delta T \quad (2.2-5)$$

ここで、 $\psi_T$ は温度ポテンシャル、 $s$ は土中水の比エントロピーである。

## 2. 2. 3 土中水の存在形態とポテンシャルエネルギー

### (1) 土中水の保持形態

#### (i) 保水の二つの形態

岩田<sup>1)</sup>は土中水に働く力を模式化し、図2.2-1の様に画いている。すなわち、粒子表面近くでは、水素結合力やクーロン力、ファン・デル・ワールス力などにより、水分子と土粒子との間に強い相互作用の生じる場が、粒子をとりまき破線で示す様に形成される。

この領域内に存在する水分子は土粒子に強く吸着され、

粒子を覆うフィルム状になって存在する。一方、二つの粒子の接触点近傍には、メニスカスの凹曲面に囲まれたリング状の土中水が存在する。この部分では、水と空気の間を生じる表面張力と水と粒子表面との間の接触角に起因する毛管力によって土中水が保持されている。すなわち、土に保持されている水は、一部は粒子表面で粒子からの強い吸着力によって保持される（表面保水）とともに、一部は粒子の接触点近傍で毛管作用によって保持される（間隙保水）。いずれも土粒子から直接・間接の影響を受けて、土中水は拘束されており、自由エネルギーは純水のそれよりも低くなっている。いずれにせよ、平衡状態にある限り、土中水各部の化学ポテンシャルは等しくなければならない。もし、化学ポテンシャルが場所によって異なるならば、化学ポテンシャルの高い方から低い方へ向かう土中水の移動が生じるためには平衡状態とはならない。

#### (ii) 表面保水

水を水理学の中で取り扱っている間は、水の物理的性質についてあまり多くを知る必要がなく、比重と粘性とについての知識さえあれば、ほとんどの場合に用が足りる。ところが、固相表面における水の保持を考える様な場合には、それだけでは不足である。そこで、吸着や凝集にあずかる水の性質について、さらに若干の説明を加える。

1個のO（酸素原子）と2個のH（水素原子）で出来ている水の分子が、図2.2-2(a)の様な原子の配置をとっていて、いわゆる有極性分子（polar molecule）

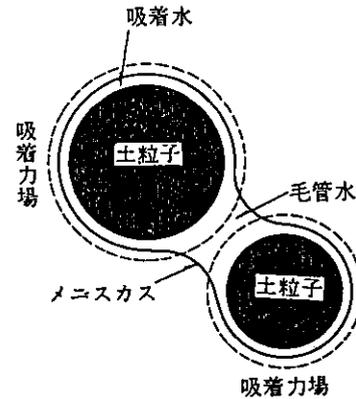
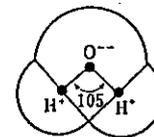
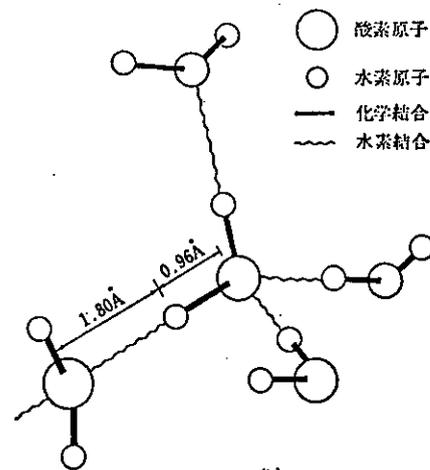


図2.2-1 土中水保持モデル



(a)



(b)

図2.2-2 水分子の結合

であることは良く知られている。ところで、酸素原子は電子を引き付ける力が強いため、水分子の場合には水素原子の電子雲を引き寄せ、水素原子をほとんど裸の陽子だけにしている。そのため電荷に余剰があるわけでもないにもかかわらず、この裸の陽子の部分が他の陰性原子ときわめて近く（例えば図2.2-2(b)に示す様に他の水分子の酸素原子と約1.8Åの距離）にまで接近して、ファン・デル・ワールス結合よりも強い分子間結合（すなわち水素結合）をつくる。固相表面における保水を理解するには、水分子のこの構造を知っておく必要がある。

固相表面に保持されている水は、さまざまな力を受けている。無極性分子について言えば、粘土粒子との相互作用で決定的な役割を演ずるのは、ファン・デル・ワールス力である。しかし、水分子の様な有極性分子については、ファン・デル・ワールス力の外に、粘土粒子の有する負電荷によって生じる電場との相互作用を考慮に入れる必要がある。岩田<sup>2)</sup>の計算によれば両者の関係は図2.2-3のようになる。これをみると、両者とも表面からの距離の増加とともに急速に減少している。そして、表面からの隔たりによる電場の影響の減少は大変速く、電場はそれが存在しない場合に比べて水膜の厚さを1~2分子層増加させるにすぎない。

一方、土粒子の荷電は粒子近傍に溶解イオンの拡散2重層を形成する。すなわち図2.2-4に示す様に電位は表面付近で急激に低下し、表面から遠ざかるにつれてその低下はなだらかになる。拡散2重層理論に基づく保水機構についての理論展開は種々の試みがなされており、それらの結果を総合すれば、拡散2重層による水分保持力はファン・デル・ワールス力やクーロン力に比較して、粒子表面からかなり離れた点まで影響を及ぼし、影響範囲は約700分子層にも及ぶといわれている<sup>3)</sup>。

表面保水は粒子の表面の性質によって著しく変化するが、特に粒子の荷電状況が大きく保水力に影響を与える。したがって、複雑な表面電荷を持つ粘土鉱物では、その種類によって保水力が著しく変

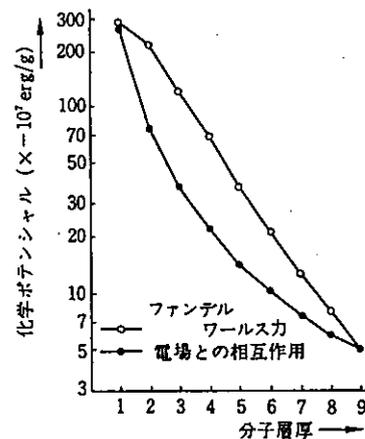


図2.2-3 化学ポテンシャルと水分子厚さ

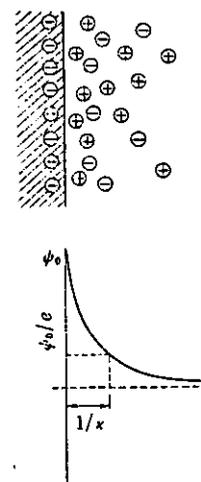


図2.2-4 拡散2重層モデル

化することになる。また、土中水の表面保水を論じる上では、粒子の比表面積が大きく問題となるため、単位重量当たりの保水量は、粘土鉱物の粒子の大小にも大きく依存している。

### (iii) 間隙保水

空気と水との界面には表面エネルギーが発生する。この現象は、界面に存在する水分子に働く力が水側と空気側で異なり、水側へ引き込まれる様な力が働くことによる。そのために表面を広げようとすると、この力に抵抗して内部から水分子を引き出さねばならず、このために必要な仕事が表面エネルギーとして、拡大された表面の中に貯えられることになる。表面エネルギーは単位表面積当たりのエネルギーであるが、これは表面張力として表わされる単位長さ当たりの力と物理的に見て等価である。

界面表面が曲面をなすとき、その表面で区切られる两部分に、圧力の不連続が生じる。すなわち、液体が曲面をなすとき、その釣合を保つためには、内側と外側の圧力が異なる必要がある。この圧力差と表面エネルギーの関係はラプラスによって次式の様に与えられている。

$$\Delta P = \left( \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \sigma \quad (2.2-6)$$

ここで、 $\Delta P$ は界面表面で区切られる两部分の圧力差、 $\sigma$ は表面エネルギーである。また、 $r_1, r_2$ は界面上の任意の点における主曲率半径である。曲線について、曲線上の微小な弧を円弧とみなしたとき、その円の半径をもとの曲線の曲率半径といい、曲率半径の逆数を曲率という。界面が球形をなすときは $r_1=r_2$ となる。

図2.2-5に示す様な毛管を考えると、水は毛管の内壁との間で一定の角度 $\alpha$ で交わる。この $\alpha$ は空気と管壁の表面エネルギー $\sigma_{as}$ と水と管壁間の表面エネルギー $\sigma_{ws}$ の差を、水と空気の表面エネルギー $\sigma$ で除した値を余弦として持つ。

$$\cos \alpha = (\sigma_{as} - \sigma_{ws}) / \sigma \quad (2.2-7)$$

この角度 $\alpha$ は定数で、接触角と呼ばれる。清浄な土粒子と水との接触角は通常ゼロに近い。

毛管内部につくられる水と空気の界面（メニスカス）の曲率半径は、メニスカスを球形とする、すなわちメニスカスがすべての方向に同じ曲率をもつとすれば毛管半径 $R$ と接触角 $\alpha$ によって図2.2-5を参照して、次の様に表わされる。

$$r_1 = r_2 = R / \cos \alpha \quad (2.2-8)$$

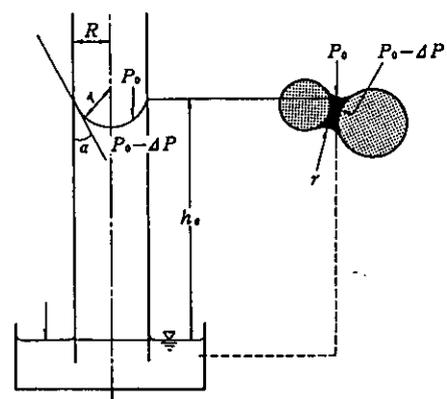


図2.2-5 毛管上昇とメニスカスの曲率

したがって、(2.2-6) 式を考慮すれば、メニスカスをはさんで空気と水との間には、次の  $\Delta P$  の圧力不連続が生じる。

$$\Delta P = 2 \sigma \cos \alpha / R \quad (2.2-9)$$

大気圧下では、メニスカス上面に働く大気圧と下端の水受けの表面にかかる大気圧は等しいので、この圧力差  $\Delta P$  に基づく分だけメニスカスは押し上げられる。この様にして発生する毛管上昇高  $h_p$  は次の様に得られる。

$$h_p = \Delta P / \rho g = 2 \sigma \cos \alpha / (\rho g R) \quad (2.2-10)$$

これらの式によって説明される毛管現象の具体的な例として次に様なものがある<sup>4)</sup>。1本の円筒毛管を考え、それに気泡を含まない様に上から静かに水を入れてゆく。初めのころは、図2.2-6(a)の様に、毛管の中に低い高さ ( $h$ ) の水柱が形成される。このときの平衡状態を考えて見ると、3つの力の作用下にあることがわかる。これは、下方向に働く上部メニスカスの表面圧  $P_1$  と同じく下向きに働く重力、それらの逆の上向きに働く下部メニスカスの表面圧  $P_2$  の3つである。この水柱の圧力は言うまでもなく  $h \rho g$  であるから、3つの力の釣り合いは次の様になる。

$$P_1 + h \rho g = P_2 \quad (2.2-11)$$

上部メニスカスの曲率半径を  $R_1$ 、下部メニスカスの曲率半径を  $R_2$  とすれば、(2.2-9) 式から次の様になる。

$$P_1 = P_0 - 2 \sigma \cos \alpha / R_1 \quad (2.2-12)$$

$$P_2 = P_0 - 2 \sigma \cos \alpha / R_2 \quad (2.2-13)$$

これを (2.2-11) 式に代入すると、平衡条件は次の様になる。

$$h \rho g = 2 \sigma \cos \alpha \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (2.2-14)$$

毛管に宙づりになっている水はこの条件になっているが、それは上部メニスカスの曲率と下部メニスカスの曲率が違うことで成り立つ条件である。その違いは (2.2-14) 式や図2.2-6からわかる様に、上部メニスカスの曲率 ( $1/R_1$ ) が下部メニスカスの曲率 ( $1/R_2$ ) よりも大きいことである。

もしこの毛管にさらに水を加えていくと、水柱高 ( $h$ ) の増大によって (2.2-14) 式の中の  $h \rho g$  も増大する。そのため釣り合いを、右辺も増大しなければ

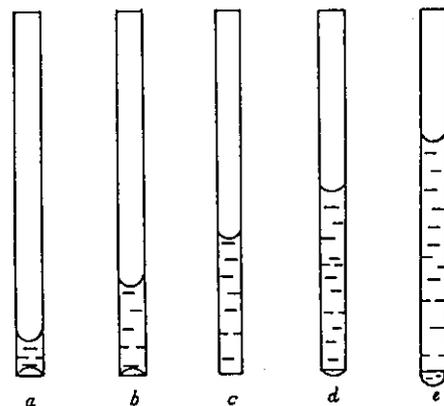


図2.2-6 毛管中の水の状態

ばならない。しかし、表面張力 ( $\sigma$ ) と上部の曲率半径 ( $R_1$ ) は一定であるから、図2.2-6(b)の様に下部の曲率半径が増大して対応せざるをえない。つまり下部表面圧が増大して水を受け入れることになる。そして最後には図2.2-6(c)の様に、下部メニスカスが平らになる。この平らになった時は、 $1/R_2=0$ であり、平衡状態は最も単純な (2.2-10) 式となる。この場合の毛管の水柱高が、同じ径の毛管を自由水中に立てた毛管上昇現象を説明する水柱高と同じ高さである。

さらに水を加えていくと、図2.2-6(d)、(e)の様に水柱高が毛管上昇状態よりも、もっと高くなる。そのとき、下部メニスカスは図の様に凸型になり (2.2-14) 式は次の様になる。

$$h \rho g = 2\sigma \cos\alpha \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \quad (2.2-15)$$

そして、この状態では下部メニスカスの曲率は、毛管の下端に出来た水滴が離れて落下するまで増大することになる。水滴が離れた瞬間に水柱の高さは最高に達する。つまり均一な径の毛管でも、毛管式以上の水柱高になることもある。

土中においても、不飽和状態では土粒子間に形成されるメニスカスの曲率によって、同様の圧力不連続が生じる。このメニスカスを持つ土中水が地下水面と連結しているならば、メニスカスの曲率に相当する毛管上昇が生じる。この領域は毛管水帯と呼ばれ、負圧を持っているが、飽和度は1に近い値を有している。この毛管水帯より上部は懸垂水帯と呼ばれ、懸垂水帯では土中水は不連続に分布しており、含水量が小さくなるとこの圧力不連続に基づく土のマトリックポテンシャルは大きくなる。

## (2) 水分特性曲線

### (i) 土中水のポテンシャルと含水状態

平衡状態にある土のマトリックポテンシャル  $\phi$  と体積含水率  $\theta$  にはある関係がある。このマトリックポテンシャルと体積含水率との関係を水分特性曲線といい、土の粒度、土粒子表面の状態、間隙率等に依存している。図2.2-7に不飽和浸透特性曲線の一例を示す。図2.2-7において、 $\theta_r$ は最小含水量であり、浸透によって液状では移動し得ない体積含水率の値、すなわち、重力に抵抗して土が保持している水分量である<sup>5)</sup>。また、 $\theta_s$ は飽和体積含水率であり、本来、地盤の間隙率と等しい値であると定義されるが、エントラップト・エア（間隙中に取り込まれ、移動できない空気相）の存在により通常間隙の80~90%程度であるとの報告がなされている<sup>6)</sup>。 $\phi_{cr}$ は限界毛管水頭であり、これはAir entry valueとも呼ばれ、地盤内の圧力水頭がこの $\phi_{cr}$ 以下になると土中水の排水が開始される。

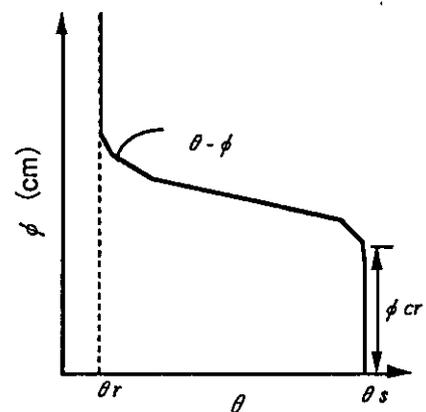


図2.2-7 水分特性曲線

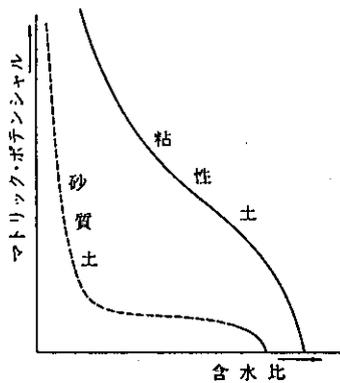


図2.2-8 水分特性曲線に対する粒度の効果

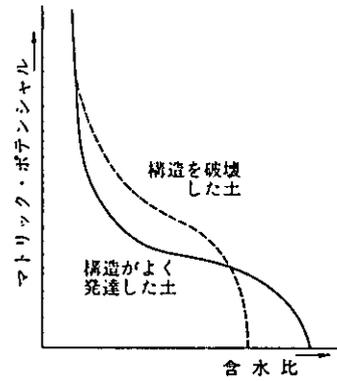


図2.2-9 水分特性曲線に対する土構造の効果

## (ii) 土の特性と水分特性曲線

粒度の異なる水分特性曲線を比較するとその典型的な形は図2.2-8の様になる。砂質土では比表面積は小さく、表面活性度も低いのが一般的であるために表面保水量が少なく、マトリックポテンシャルの大きい部分では含水量は著しく小さく、マトリックポテンシャルが小さくなるにつれ、間隙保水量が著しく増加し、含水比は増加する。一方粘質土では表面保水量が卓越しているために、マトリックポテンシャルの高い部分でも多量の水分が保持され、マトリックポテンシャルが小さくなっても間隙保水量の割合が少ないため、含水比の増加の割合は砂質土ほど著しくない。

土の構造による典型的な影響は図2.2-9に示す様に、特にマトリックポテンシャルの低い部分に見られる。マトリックポテンシャルの高い部分ではファン・デル・ワールス力と電場との作用力による化学ポテンシャルの低下が支配的で表面保水が卓越する。したがって、構造の発達の有無にかかわらず、表面保水は比表面積に支配されるから、乾土重量を基準にする含水比には変化は見られない。しかし、団粒構造の発達した土では、比較的大きな団粒間隙が多く存在するために、間隙保水の機構からも想像される様に、メニスカスの曲率半径は大きくなって、同じ含水比に対するマトリックポテンシャルは著しく小さくなる。

## (iii) ヒステリシス

### (a) 水分特性曲線のヒステリシス

前項では水分特性曲線は1価関数であるとして扱ってきた。しかし、実際には、一つの状態にある土中水のマトリックポテンシャルと含水率とは、水分履歴に依存して、必ずしも1対1対応の関係が成立するとは限らない。すなわち、湿潤過程であるか排水過程であるか、またその出発点の位置によって特性曲線は大きく異なってくる。この現象は水分特性曲線のヒステリシスと呼ばれる。このヒステリシス現象の発生する理由として、次の様なことが考えられる。

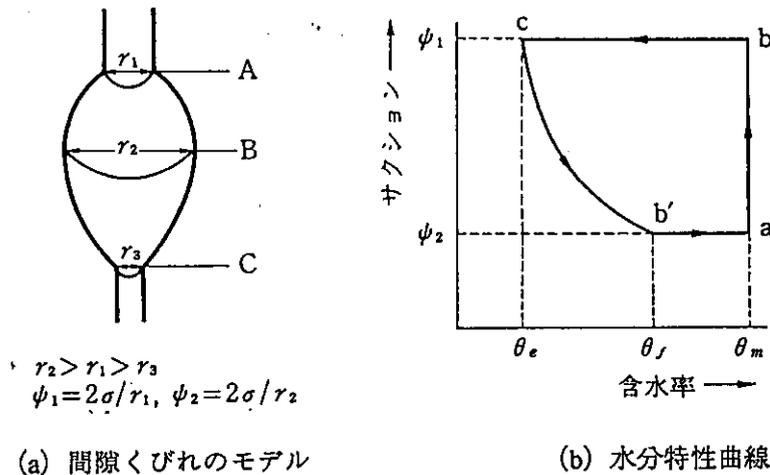


図2.2-10 間隙のくびれによるヒステリシス発生の説明図

(b) インクビン効果

粒子間の間隙は複雑な構造をしているが、図2.2-10に示す様にモデル化することによって、径の変化による影響を説明できる。排水過程（A点→C点）では、土中水に加わる負圧が $\psi_1$ になるまでは間隙の中に空気は侵入できず、したがって排水も生じない。 $\psi_1$ を越えると急激に排水が生じ、含水率は $\theta_m$ から $\theta_e$ となる。この様に排水過程では、特性曲線上をa→b→cの経路でたどる。一方、C点を出発点とする湿潤過程では、間隙径の最大部分B点を越えた瞬間に、メニスカス半径は小さくなり、急激に残りの不飽和間隙が満たされてa点へ帰る。すなわち特性曲線上ではc→b'→aの経路をたどることになり、排水過程と湿潤過程の経路とは異なる。一般の土では大小無数の間隙が存在し、それぞれの間隙に対応して上述の現象が生じるものと考えられ、それらを総合した連続曲線によってヒステリシスが表わされる。なお、一般に排水過程の曲線は湿潤過程の曲線より上部にくる。

(c) 接触角の変化

同一径の毛管についても(2.2-9)式からわかる様に、接触角の大小によってメニスカスの曲率半径が異なり、各間隙水が持つマトリックポテンシャルの低下量は異なる。メニスカスの前進時と後退時とでは、接触角が異なることが明らかにされている。これは細かい封入気泡により、界面エネルギーに差が生じるためである。前進時（湿潤過程）の接触角は後退時（排水過程）のそれよりも一般に大きくなり、同一含水量に対応するマトリックポテンシャルは小さい。

(d) 非可逆仕事、エントロピーの増加

水分特性曲線のヒステリシスループに囲まれた面積は、排水過程から湿潤過程をたどって同一状態へ帰る間に系により吸収された力学的エネルギーを示す。この仕事量を絶対温度で除すと、これはこの過程で得られるエントロピーの増加量を意味する。この様に排水湿潤過程の非可逆的变化を、見か

けの上のエントロピーの増加として把握し、それをもとに、この過程に内在する非可逆現象と結び付けようとする試みがある。

(e) その他

土粒子の再配列、膨潤、封入空気、さらにはメニスカスの形成遅れなどの非可逆現象によってヒステリシスを説明しようとする試みも多い。いずれもヒステリシス現象は、間隙の複雑な構造に原因する非可逆過程、あるいは非平衡現象など、従来の理論で意識的に省略された部分の現われといえる。

(iv) 水分特性曲線の測定法

(a) pF試験

水分特性曲線の室内測定法としては、主に土壌物理学の分野で行なわれてきたpF試験法が代表的である。含水比が土中水の絶対量を表示する物理量であるのに対して、pFは土中水の質的特性を表示する指標である。(2.2-1)式に示した様に土中水のエネルギー状態は同一温度で大気圧下にある純粋の化学ポテンシャルよりも $\Delta\mu_w$ だけ低下していることになる。そして、この土粒子と水との結び付きの程度は含水量とともに土の種類によっても大きく変化するから、水の質的状态を定量的に表わすことが必要となる。ところで $\Delta\mu_w$ を圧力水頭( $\text{cmH}_2\text{O}$ )に換算した値とした時、その値は数オーダーにわたって変化するため、常用対数をとって表わした方が便利な場合が多く、実用単位としてpFが(2.2-16)式の様に定義され用いられている。

$$pF = \log(-\Delta\mu_w) \quad (2.2-16)$$

ここに、pは指数を、Fは自由エネルギーを意味している。

pF試験には飽和から不飽和状態に至るまでの含水状態全般を通じて統一された試験法は確立されていない。したがって、測定すべきpF値のそれぞれの領域において表2.2-1に示す様な各種の試験法が用いられている<sup>7)</sup>。

(b) 土壌水分の測定法

土壌の水分を測定する方法として表2.2-2に示すものがある。重量法以外は、土中の水分量を他の物理量に置き換えて間接的に測定するものであるために、実験室での校正試験が必要であり、測定可能な含水比の範囲にも制限がある。

表2.2-1 pF試験法とその適用範囲

pF試験法	測定範囲 (pF)							
	0	1	2	3	4	5	6	7
土柱法	■							
吸引法	■							
加圧板法	■							
加圧膜法			■					
遠心法			■					
サイクロメータ法				■				
蒸気圧法					■			

表2.2-2 土壌水分の測定方法

測定方法	測定原理	センサ要素	観測量	特徴
(1)重量法	土中の水分の重量を直接測定 (105℃炉乾燥)	-	水分	実験室で測定
(2)ポテンシヤル測定法	土中のポテンシヤルを測定し 水分に換算する			
・テンシオメータ	マトリックスポテンシヤルを直接測定	ポラスカッフ 圧力計	マトリックスポテンシヤル	測定範囲 pF0～pF2.8
・熱電対サイクロメータ	露点から相対湿度を求め 水分ポテンシヤルに換算	熱電対	湿度 水分ポテンシヤル	測定範囲 pF2.96～pF4.87
(3)電気容量法	吸湿による電気容量の 変化を測定	高分子膜 電極	電気容量	湿度測定
(4)電気抵抗法	吸湿による抵抗の変化を測定	吸湿材料 電極	電気抵抗	水質の影響
(5)水晶振動法	吸湿による水晶の共振周波数 の変化を測定	吸湿材料 水晶	周波数	高精度 湿度測定
(6)熱伝導法	水分の違いによる熱伝導率の 変化を測定	電気ヒータ 熱電対	熱伝導率	非定常熱伝導率 測定の実用
(7)RI法				
・熱中性子法	水による熱中性子変換量の 測定	線源 ディテクタ	熱中性子	解像度が悪い OH基の影響
・γ線法	水によるγ線の減衰量の測定	線源 ディテクタ	γ線強度	解像度が悪い 密度測定の実用
(8)赤外線法	水による近赤外線の吸収量の 測定	光源 受光素子	近赤外線の 吸収量	試料表面 非接触測定
(9)電磁波法	水による誘導率の変化を測定	電磁波の 発受信機	誘導率	水質の影響

## 2. 3 岩盤の不飽和領域に関する実験の例

### 2. 3. 1 概要

岩盤内の不飽和領域の状態、発生メカニズム、および浸透特性等の理解については確立されたものはなく、多孔質体と同様に考えられているものが多い。しかし、岩盤の場合、土とは異なりマトリックス部（岩体部）と亀裂部が存在し、その両方で保水状態は異なるはずであり、その結果として不飽和領域での浸透の様相も異なる可能性がある。現時点においては、不飽和岩盤を対象に行なわれた実験は少ないため、これらの点については未知な部分が多い。ここでは、岩盤の不飽和領域に関して行なわれた既存の実験の概要及びその結果に対する各著者の考察について紹介する。それは大まかに、不飽和領域を対象にして行なわれた実験、不飽和浸透特性を算定するための実験、及び掘削による影響に関する実験に分類される。そこで、分類された各項目毎に実験から得られる知見について整理する。

### 2. 3. 2 不飽和領域を対象にして行なわれた実験

#### (1) 試験の概要

不飽和領域を対象にして行なわれた実験として以下に示す2項目について紹介する。

- (i) ベンチレーションテスト
- (ii) 透水・透気試験及びトレーサー試験

#### (i) ベンチレーションテスト

坑道内において、低透水性岩盤からの微少な湧水量を測定する方法の一つにベンチレーションテストがある。このテストでは、坑道の任意の区間を隔壁で仕切り、乾燥した暖かい空気を送り込む。これにより空洞内にしみ出る地下水は蒸発し、その蒸発量を測定することにより、岩盤壁面からの湧水量を見積もるものである。ここで紹介する原位置試験は釜石鉱山、Stripa(Sweden)、Grimsel(Switzerland)においてそれぞれ行なわれたものである。全試験サイトとも岩質は花崗岩である。Grimselにおける試験については現時点では原文がないため試験の詳細についてはここでは記述しておらず、概略についてのみ記述する。

#### (a) 釜石鉱山におけるベンチレーションテスト

釜石鉱山において壁面上の亀裂やマトリックス上における蒸発量の場所的な違いを調査するためにベンチレーションテストが実施された<sup>10)</sup>。図2.3-1にその模式図を示す。試験は、坑道の10m区間を対象とし、その区間を隔壁で仕切り、乾燥した暖かい空気をダクトを通して送り込む。それにより区間内の相対湿度は減少し、壁面にしみ出た地下水は蒸発する。図の様に温風送風機により供給された空気は整流板（Inner wall）によって一様な状態で流れ、別のダクトを通過して外部に放出される。入

気・排気的各ダクト内において絶対湿度を測定し、それにダクトの断面積とそこでの風速をかけてやることにより、単位時間に各々の断面を通過する水分量を算出し、その差をとることにより区間中の全壁面からの蒸発量を算出する。試験は2回実施された。試験を開始する前の区間内の温度は13℃、相対湿度は

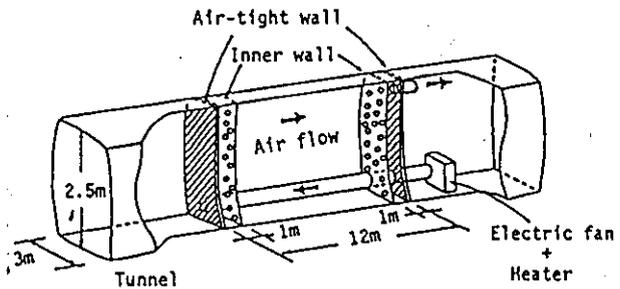
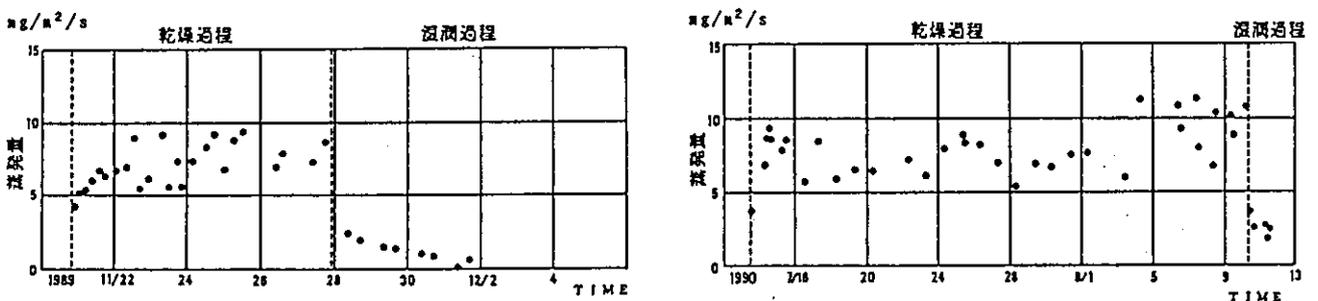


図2.3-1 ベンチレーションテスト模式図

92%であった。1回目の測定における乾燥過程での定常状態の区間内温度は27℃、相対湿度は60%、2回目の測定では各々30℃、50%であった。また乾燥過程の後、外気を温めないまま送風することにより湿潤過程のテストを実施した。図2.3-2に区間内全体の蒸発量の経時変化を示す。(a)は1回目、(b)は2回目の結果である。蒸発量は2回の測定で良く一致しており、その平均値は8mg/m<sup>2</sup>/sであった。また、湿潤過程においては初期に蒸発量は急激に減少し、その後緩やかに減少しており、蒸発量は乾燥過程より少ないことがわかる。サーモカメラを用いた区間内壁面温度の比較もなされており、その結果、ベンチレーション開始後、約3日で場所的な温度の違い(粘土破碎帯上の湿り域で低い値)が現われている。

上述のベンチレーションテストでは、区間内の全体的な湧水量(蒸発量)は求められるが、亀裂部やマトリックス部における蒸発量の場所的な違いを求めることはできない。そこで、図2.3-3に示す様な蒸発量測定装置を用い、局所的蒸発量測定がなされている。この測定は壁面上に形成される薄い層流境界層内部において壁面から高さの異なる2点(図2.3-3におけるB1(高さ約3mm)とB2(高さ約9mm))において絶対湿度を測定し、その勾配に分子拡散係数を乗じることにより、壁面直交方向の水分移動量(蒸発量)を求めるものである。(a)は壁面直上にセンサーを設置している様子を示したもので、(b)はセンサー部の拡大図である。(b)におけるジョイント部を回転させることにより壁面に水平にセンサーをセットすることができる。マトリックス部と亀裂部における蒸発量の経



(a) 1回目の測定結果

(b) 2回目の測定結果

図2.3-2 区間内全体の蒸発量経時変化

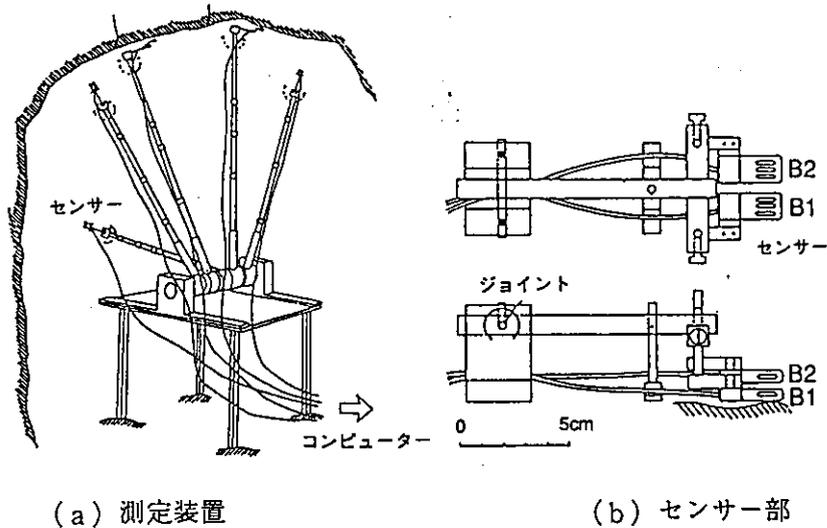


図2.3-3 蒸発量測定装置

時変化を比較した結果は以下の通りである。

- ・マトリックス部：ベンチレーション前の壁面の湿潤状態から急速に蒸発。その後岩盤内部からの水分の供給がほとんど無い。一部に吸湿の現象が確認できる。
- ・亀裂部：マトリックス部と比較して蒸発量のピークが大きい（蒸発量が多い）。これは亀裂内に保持されていた水分がマトリックス部よりも多かったためであると考えられる。

以上より、蒸発量（湧水量）には場所的な違いがあるものと考察している。

また、中村ら<sup>11)</sup>は局所的蒸発量測定結果は図2.3-4に示す様な3つに分類されるとしている。

- ・タイプA：温風による通気の間、蒸発量が増加し続ける
  - ・タイプB：温風による通気を開始してしばらくの間は蒸発量は増加するが、ある時点で減少に転じ、その後はほぼ横ばい状態になる
  - ・タイプC：初期はタイプBと同じ挙動で、その後ゼロになる
- タイプAは壁面近傍の岩盤の透水性が比較的高く、かつ蒸発量を上回る量の地下水が供給されている場所、タイプBは比較的高透水性が高く、蒸発量と釣り合う量の地下水が供給されている場所、タイプCは透水性が低いために蒸発量に見合う地

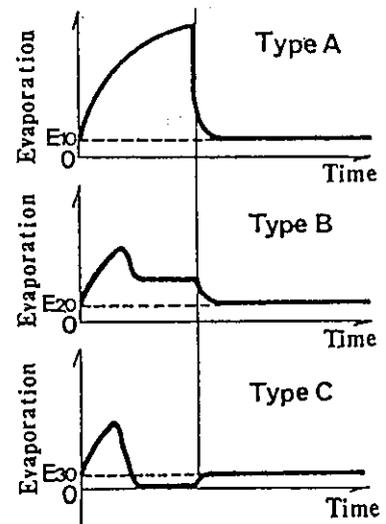


図2.3-4 蒸発量曲線の分類

下水の供給がなくなった場所であるものと推察している。また、タイプCでは、ある程度岩盤内部まで乾燥あるいは飽和度が低下している部分が発生している可能性があるものとしている。

中村らは同じ位置で比抵抗探査を行なっている。測定にはダイポールダイポールの電極配置を用い、比抵抗モデルは2次元逆解析で見掛け比抵抗分布は2次元差分法で求めている。測定の結果、温風通気によって高比抵抗

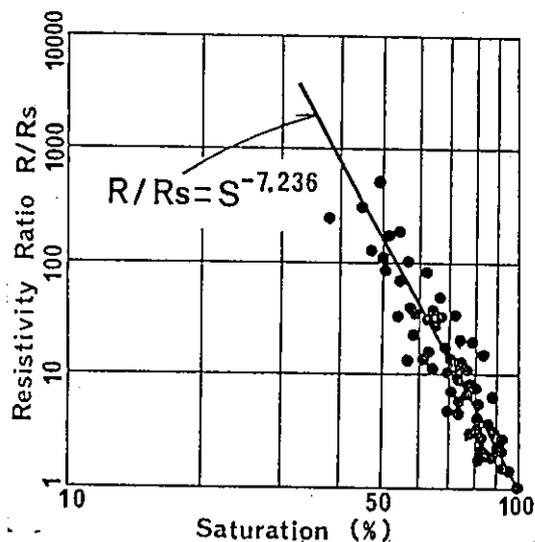


図2.3-5 飽和度と比抵抗比との関係

域が拡大し、自然通気で再び比抵抗が低下している。また、ベンチレーションテストを実施した坑道近くで行なわれたボーリングのコアを用いて、岩石の飽和度と比抵抗との関係を調べており、その結果、比抵抗比と飽和度とは図2.3-5に示す様に直線関係があるとしている。また、比抵抗分布の変化から飽和度の変化を推定し減少した水分量を算出し、上述の蒸発量曲線との関係を考察している。この結果、タイプAは水分減少量がゼロであり、これは亀裂が多く透水性が高いと考えられるため地下水の供給量が多く飽和度が変化しなかったものと考察している。タイプCでは水分減少量は最も大きくなっている。この部分は高比抵抗部に該当する点が多く、亀裂が少ない部分であると考えられる。タイプBはタイプAとタイプCとの中間的な性格を有している。以上より、乾燥が進んで不飽和部が形成される可能性があるのは、蒸発量曲線でタイプCの挙動をする部分である、すなわち、不飽和状態はタイプCでのみ検討すればよいと結論している。

(b) Stripaにおけるベンチレーションテスト<sup>8)</sup>

確証坑道の掘削後1ヶ月後及び掘削後14ヶ月後に坑道壁面で蒸発量の計測が実施された。この試験は、蒸発量の時間的な変化を調べるために実施され、測定はマトリックス部、亀裂部のそれぞれについて行なわれた。図2.3-6に示すように、坑道壁面をトンネルの軸方向に50分割、周方向に9分割の計450のセクションに分割しており、各セクションの交点において蒸発量の計測を行ない蒸発量の場所的な分布も求めている。蒸発量の測定は図2.3-3に示す装置を用いて行なわれた。

マトリックス部の蒸発量分布の測定結果を図2.3-7に示す。(a)は掘削後1ヶ月後、(b)は14ヶ月後の測定結果である。また、図2.3-8にマトリックス部における蒸発量の頻度分布を示す。掘削後1ヶ月後の蒸発量の平均値は $0.38\text{mg/m}^2/\text{s}$ で、14ヶ月後の蒸発量の平均値は $0.09\text{mg/m}^2/\text{s}$ であり、14ヶ月後は掘削直後の1/4程度に低下している。掘削直後は乾燥空気の送入に伴い壁面近傍の水が蒸発

し、全体的に蒸発量は大きかったものと考えられる。蒸発量低下の原因として、初期の蒸発量が浸透流量よりも多かったために、間隙中の水が空気に置き換わり不飽和帯が発生し、不飽和帯の進行に伴い透水係数が低下したため、14ヶ月後には浸透流量が減少しそのため蒸発量も時間と共に低下したと考察されている。

主要な亀裂部における蒸発量の頻度分布を図2.3-9に示す。(a)は掘削後1ヶ月後、(b)は14ヶ月後の測定結果である。掘削後1ヶ月後の蒸発量の平均値は $1.21\text{mg/m}^2/\text{s}$ で、14ヶ月後の蒸発量の平均値は $0.91\text{mg/m}^2/\text{s}$ である。これより蒸発量はマトリックス部と比べ亀裂部の方が多く、蒸発量の減少の割合は亀裂部の方が少ないことが分かる。

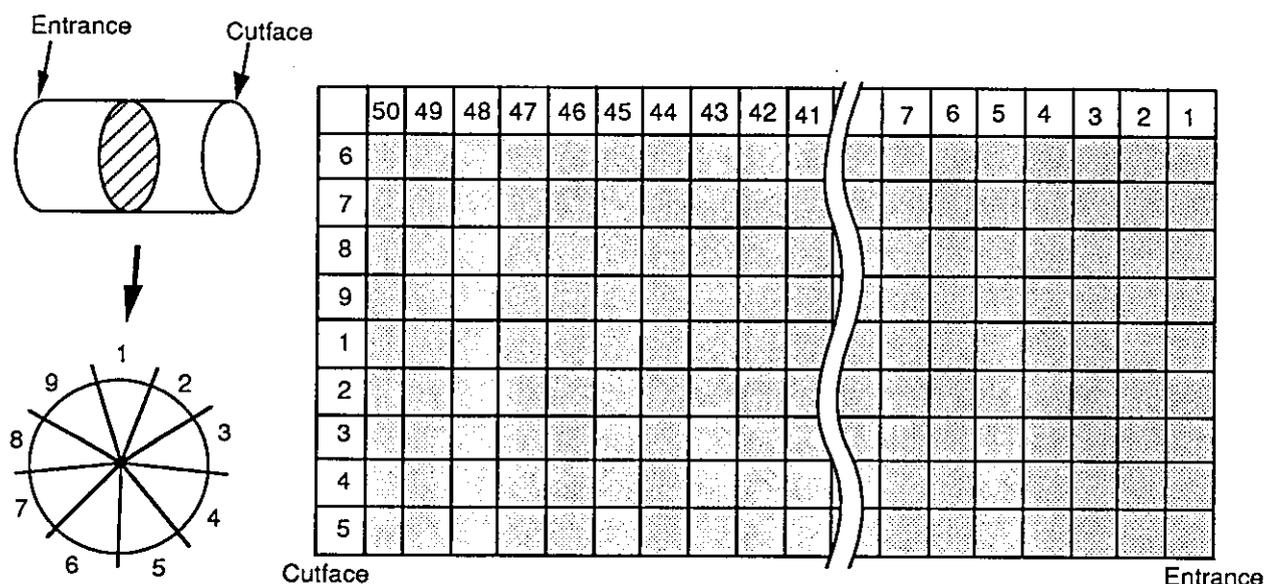


図2.3-6 坑道周辺の分割図

(c) Grimselにおけるベンチレーションテスト<sup>9)</sup>

ベンチレーションテストとして坑道内に70%程度の湿度の空気が約1年間送入され、Thermo Couple Psychrometerを用いて顕著な亀裂のない花崗岩中で、毛管水圧の計測が行なわれた。計測の結果、不飽和帯は壁面から1.6m以上に広がり、壁面から5cmの位置では2.2MPaもの負圧が測定された。

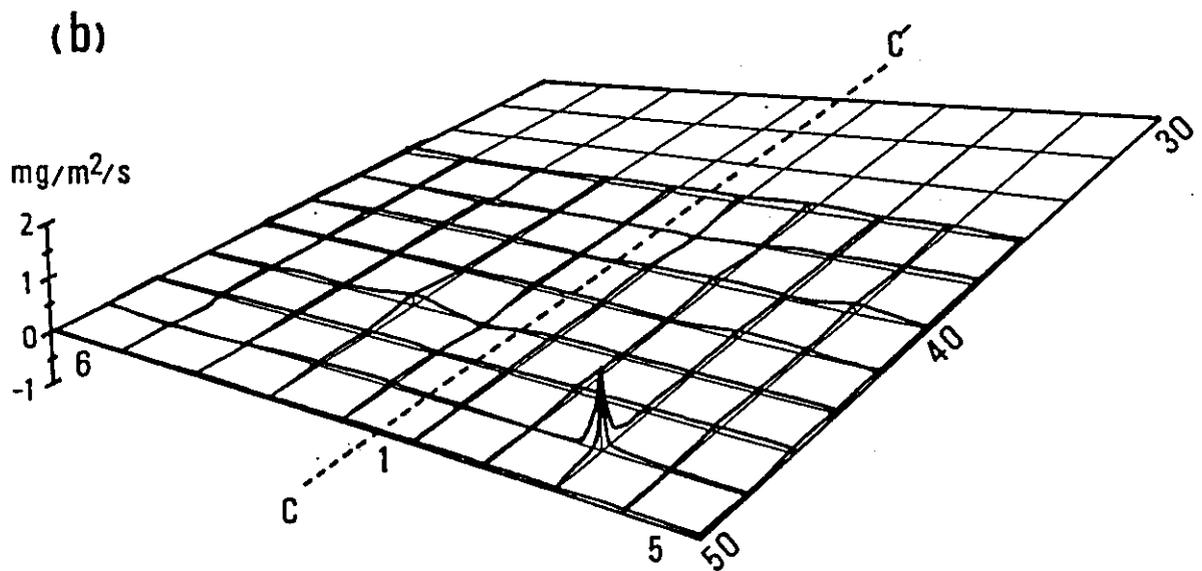
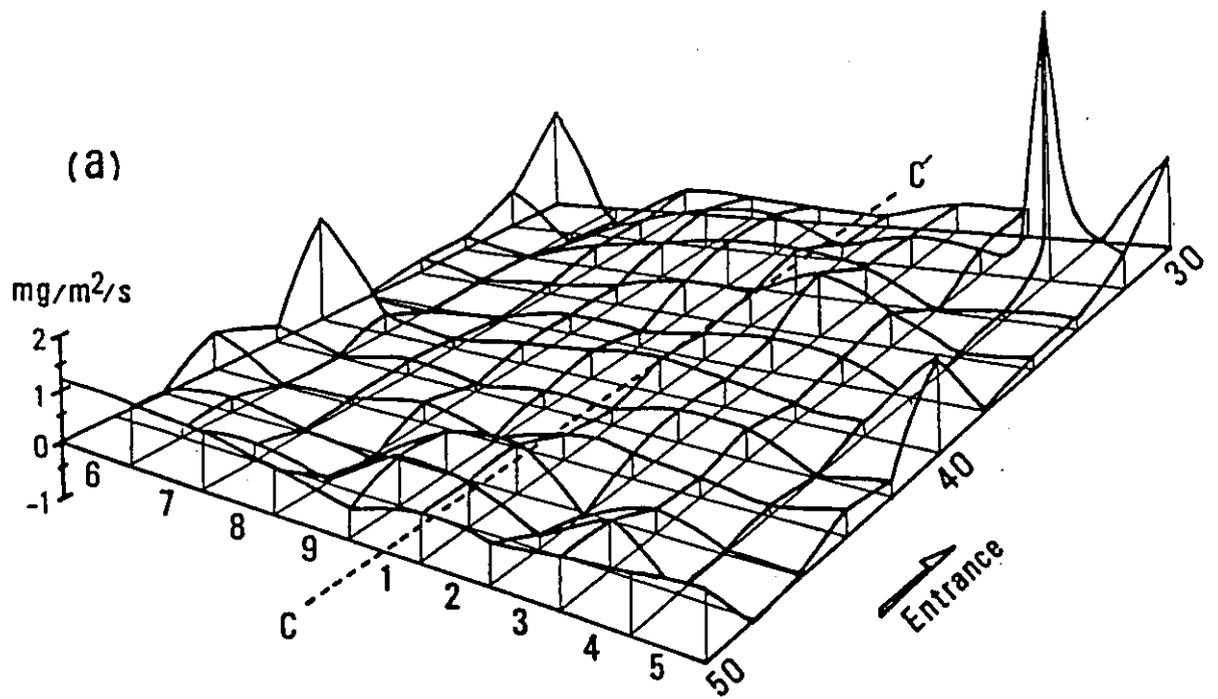


図2.3-7 坑道壁面における蒸発量分布

(a) 掘削後1ヶ月後、(b) 掘削後14ヶ月後

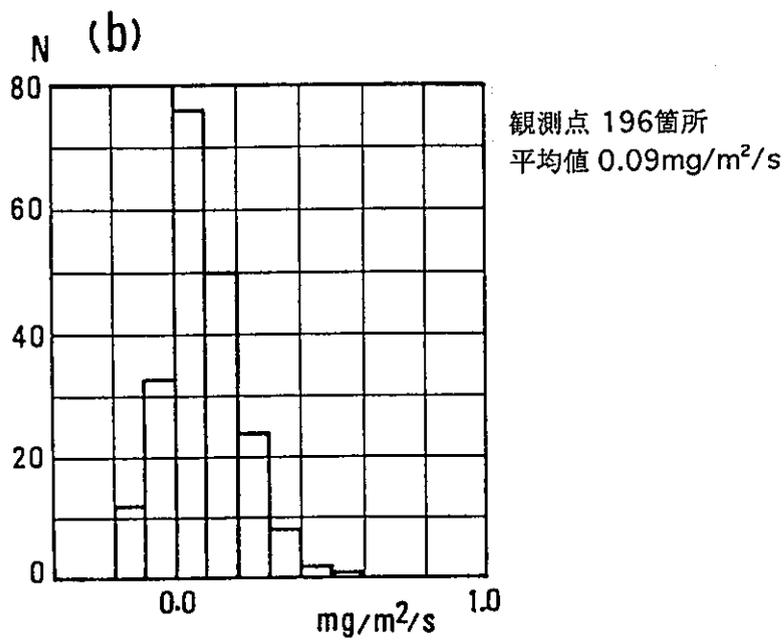
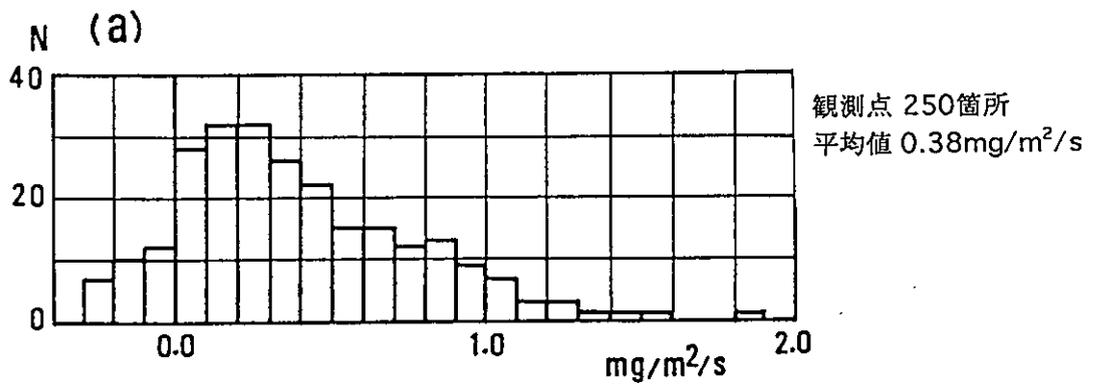


図2.3-8 マトリックス部における蒸発量の頻度分布  
(a) 掘削後1ヶ月後、(b) 掘削後14ヶ月後

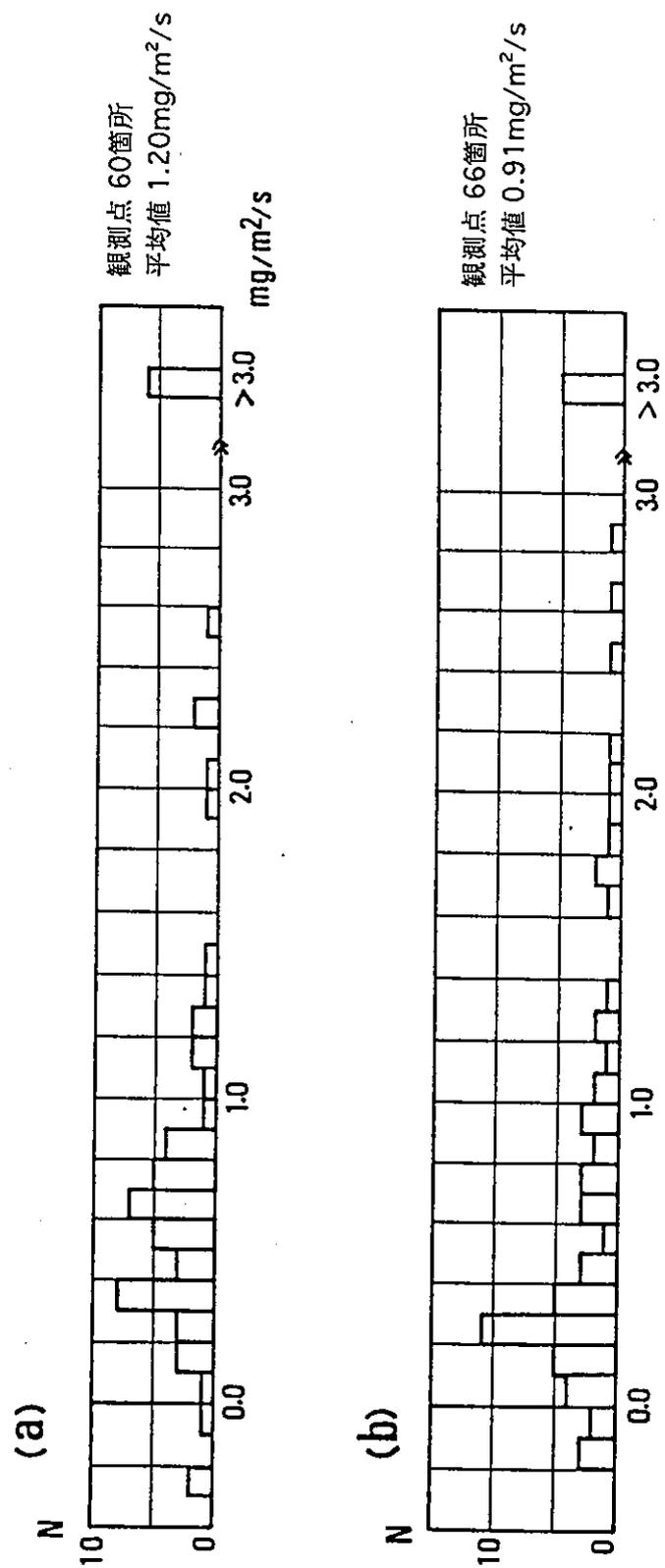


図2.3-9 亀裂部における蒸発量の頻度分布

(a) 掘削後1ヶ月後、(b) 掘削後14ヶ月後

(ii) 透水・透気試験及びトレーサー試験

(a) 透水・透気試験

中川ら<sup>12)</sup>は原位置において単孔式の透水・透気試験を行ない、得られた値について比較検討を行っている。試験の対象とした岩盤は片麻岩（ケース1）とひん岩（ケース2）である。試錐孔の直径は66mmであり、バッカーによって区切られた試験区間は1～2mである。また、注入媒体は水と窒素ガスである。得られる値は、透気試験から求められる固有透過係数 $Ka$  ( $m^2$ )と透水試験から求められる固有透過係数 $Kw$  ( $m^2$ )である。結果を図2.3-10に示す。同図からわかる様に、ケース1の場合、透水係数は $10^{-5}cm/s$ 以下であり、その場合 $Ka$ は $Kw$ をほとんどの場合下回っている。これは、岩盤の間隙の保水性が大きく空気の通過経路が小さくなったためと推察されている。また、ケース2の場合は、透水係数が $10^{-5}cm/s$ より大きなところでは、 $Ka$ と $Kw$ はほぼ一致しているが、透水係数がこれより小さいところでは、 $Ka$ は $Kw$ を上回っている。これはケース1とは逆に、岩盤の間隙中の空気が透水試験中に水の通路を妨げた結果、水の経路としては小さく見積もられたと推定されている。両ケースとも透水係数が $10^{-5}cm/s$ 以下と見積もられる場合には、岩盤の間隙中の空気あるいは水の存在が試験中の異なる流体相の流れに影響を与える可能性があるとして示唆される。

また、千々松ら<sup>13)</sup>も同様に原位置において透水・透気試験を行ない、得られた値について比較検討を行っている。試験の対象とした岩盤は花崗閃緑岩である。試錐孔の直径は76mmで、バッカー

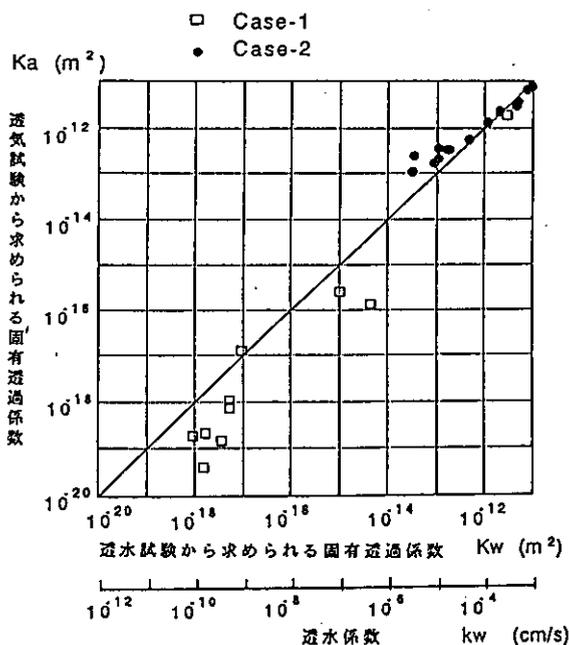


図2.3-10 固有透過係数の比較（中川ら）

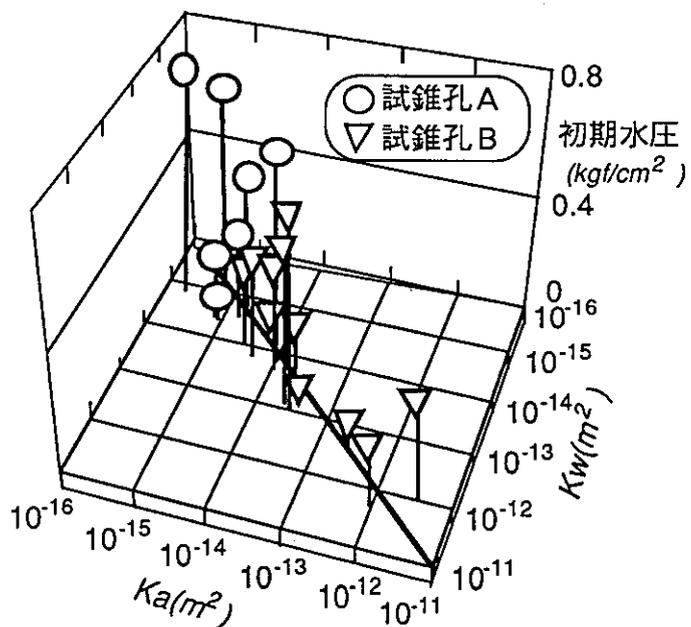


図2.3-11 固有透過係数の比較と初期水圧（千々松ら）

によって区切られた試験区間は2.5mである。注入媒体は水と空気である。得られる値は透気試験から求められる固有透過係数 $K_a$  ( $m^2$ )と透水試験から求められる固有透過係数 $K_w$  ( $m^2$ )であり、また、初期間隙水圧 ( $kgf/cm^2$ )も測定している。単孔式試験の結果を図2.3-11に示す。同図からわかる様に初期水圧の低い地点ではほぼ $K_a$ と $K_w$ は等しくなっており、初期水圧の高い地点では $K_a$ は $K_w$ より小さくなっている。これは水圧の低い地点では、注入媒体の粘性係数のみに依存した流れとなり、二相流の様な流れではないと推察されている。また、単孔式試験の各透水区間における注入流量、注入圧力の経時変化についても詳細な検討を行なっている<sup>14)</sup>。その結果、亀裂性岩盤の不飽和流れでは、多孔質媒体の様に含水比の上昇により透水性が徐々に上昇するという現象は起こらず、間隙を水で埋めながら地下水が浸潤する、したがって、浸透時間の経過に伴ない、透水性は振動し、やがて飽和に近づくにつれ安定するという結果を得ている。

(b) トレーサー試験<sup>15)</sup>

気圧の変化により鉛直方向のガスの移動が引き起こされ、これにより、汚染されたガスが亀裂等の透水性のある媒体により大気中に運ばれるという現象がある。このatmospheric pumping (barometric pumping) について初期の理論的な研究では、数十年のオーダーで生じる分子拡散と違い、放射性のガスを岩盤中を数箇月のオーダーで数百m移動させかねないと言われてい

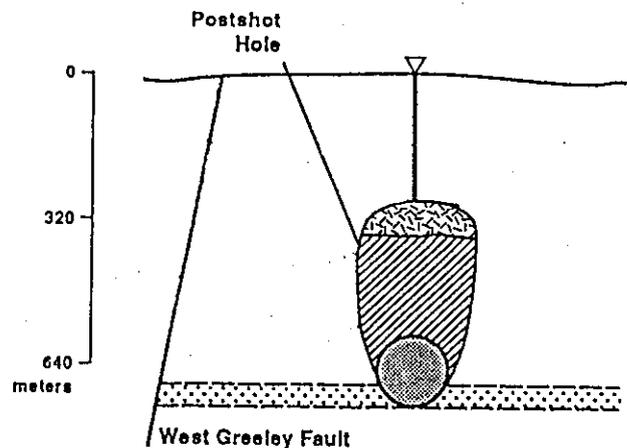


図2.3-12 試験サイトの断面図

た。これらの予想を実証するためにネバダ州の試験サイトでトレーサーガス試験が行なわれた。試験サイトの断面図を図2.3-12に示す。試験サイトの岩質は凝灰岩である。

試験中、図2.3-12に示すpostshot holeを通してチムニーの中に圧縮空気が吹入された。チムニーとは地下爆発によって生じる崩壊領域で、下部は密度が密に上部は粗になっている。したがって、チムニーの上部に鉛直方向の亀裂が存在する場合、チムニー内のガスは地表に漏出する可能性がある。そこで、空気を注入する前に活性のトレーサーガス (含ハロゲン炭素化合物 13B1) をpostshot hole内に注入し、トレーサーガスの地表への漏出を測定している。注入されたトレーサーの総重量は45kgで、それはチムニー内の標準状態の温度及び圧力のもとでは約 $7m^3$ の体積になる。その後の空気注入を通してコンプレッサーの圧力調整器はほぼ一定の圧力 (10バール) を示し、これは約 $0.7m^3/s$ の流量に相当する。トレーサーガスの漏出を観測するために地表に2箇所観測領域が、そして5本の斜孔が設置された。瞬時及び累積の漏出流量は、連続的に測定され、定期的に記録された。また、活性ガスの

注入試験の後、非活性のガスについても同様の試験が行なわれた。

チムニー内の圧力の増加は定期的にコンプレッサーと postshot hole との間のバルブを閉じ、postshot hole の頂部での閉じ込め圧力を測定することにより観測された。注入後数日でチムニー内の圧力はほぼ定常値に達し、大気圧より約40ミリバール高い値であった。試験中には427,000m<sup>3</sup>の空気がチムニーの中に注入されたにも関わらず、各観測地点でトレーサーは観測されなかった。このトレーサーの遅着は、注入ガスが鉛直方向よりは水平方向に動いたためと示唆された。両ガスとも地表には、現場に試験者のいなかった試験後3ヶ月の間に到達した（感謝祭・クリスマスのため試験者は現場に3ヶ月間いない時期があったと論文には記述してある）。主要なトレーサーについて注入4ヶ月後に測定された濃度の空間的な分布において、活性・非活性のガスの濃度がほぼ等しいことより、barometric pumping が両者のガスの地表への漏出の第一の原因であると、試験者は示唆している。また、各観測孔内のトレーサーの濃度差は1オーダー以内であり予想以上に均一であった。

## (2) 考察

各試験で得られた知見を整理すると以下の通りである。

### ○ベンチレーションテスト

- ・湧水量が比較的少ない岩盤内の坑道では、掘削作業中の連続的な強制通気によって岩盤表面が乾燥（不飽和領域が発生）する
- ・壁面からの蒸発量は、場所的な違い（マトリックス部と亀裂部）がある。
- ・蒸発量の経時的な変化は亀裂部よりマトリックス部の方が大きい（マトリックス部の方が減少の割合が大きい）。
- ・岩石の飽和度と比抵抗探査で得られる比抵抗比の値は直線関係にある。
- ・壁面の局所的な蒸発量の経時変化は岩盤内部からの地下水の供給量（岩盤の透水性）により3タイプに分類される。そのうち不飽和領域が形成される可能性があるのは、岩盤の透水性が低く、かつ、蒸発量に見合うだけの地下水の供給量がない場所である。
- ・不飽和領域の形成により、2.2MPaという大きな負圧が計測された。

### ○透水・透気試験及びトレーサー試験

- ・透水係数が10<sup>-5</sup>cm/s以下と見積もられる場合には、岩盤中の間隙中の空気あるいは水の存在が試験中の異なる流体相の流れに影響を与える可能性がある。
- ・初期水圧の低い地点ではほぼ透気試験から求められる固有透過係数 $K_a$ と透水試験から求められる固有透過係数 $K_w$ は等しくなっており、初期水圧の高い地点では $K_a$ は $K_w$ より小さくなる。

すなわち初期水圧の低い地点では、注入媒体の粘性係数のみに依存した流れとなり、二相流の様な流れではないと推察される。

- ・亀裂性岩盤の不飽和流れでは、多孔質媒体の様に含水比の上昇により透水性が徐々に上昇するという現象は起こらず、浸透時間の経過に伴ない、透水性は振動し、やがて飽和に近づくにつれ安定する。
- ・気圧の変化により地中のガスは、岩盤中を亀裂等の透水性のある媒体により鉛直方向に数箇月のオーダーで数百m移動させられ、大気中に運ばれる。

ベンチレーションテストの結果より、坑道を掘削することにより不飽和領域が周辺岩盤に形成される要因として、岩盤の透水性が大きく関係していることが推察される。岩盤の透水性が高い場合は、坑道への蒸発量（湧水量）に見合うだけの岩盤内部からの地下水の供給があり不飽和領域は形成されないものと思われるが、透水性が低い場合は、地下水の供給が少ないため不飽和領域が形成される。したがって不飽和領域形成のメカニズムを考える上では、地下水の壁面からの蒸発量（湧水量）と岩盤内部からの供給量との関係を把握することが必要となってくる。これらの関係を考える上で、亀裂性の岩盤をどの様にモデル化するかが重要となってくる。特に亀裂部の方がマトリックス部より蒸発量が多いという結果から、亀裂をどの様に取り扱うかが重要であると思われる。亀裂部のほうがマトリックス部より保持している水分量が多いため蒸発量が多くなるが、内部からの地下水の供給量が多い亀裂と少ない亀裂でその後の経時的な変化は変わってくる。供給量が多い亀裂では不飽和領域は形成されず湧水部となると思われるが、供給量が少ない亀裂では亀裂に沿って不飽和領域が形成される可能性がある。Stripaでは亀裂深部からの供給量が多かったため、蒸発量（湧水量）の減少の割合はマトリックス部に比べ小さかったものと思われる。

また、亀裂内の不飽和浸透特性はモデル化の上で特に重要であると考えられるにも関わらず、それについて検討した例は少ない。原位置の不飽和岩盤における透水・透気試験の結果からは、亀裂性岩盤の不飽和浸透は、多孔質媒体での不飽和浸透とは異なるという結果が得られている。しかし、これらの試験は湿潤（注入）過程における試験であり、乾燥（排水）過程とは異なると思われる。注入過程では、浸透時間の経過に伴ない透水性は振動し、やがて飽和に近づくにつれ安定するという結果が得られている。また、排水過程では、透水性が徐々に変化し排水されるというわけではなく、亀裂内の水分は管路中の流れの様に排水されるものと思われる。これらの傾向は、亀裂の開口幅及び亀裂面の粗度に大きく依存しているものと考えられる。

## 2. 3. 3 不飽和浸透特性を算定するための実験

### (1) 試験の概要

不飽和浸透特性を算定するための実験として以下に示す3項目に分類し紹介する。

- (i) 水分特性曲線（含水比—マトリックスポテンシャル関係）を求めるための実験
- (ii) 不飽和浸透特性の測定結果にvan Genuchten式を適用した例
- (iii) 不飽和透水係数を算定するための実験

#### (i) 水分特性曲線の算定

##### (a) 単一亀裂岩盤を模擬した供試体を用いた実験<sup>16)</sup>

水平亀裂内の不飽和浸透特性をマトリックス部の圧力水頭と亀裂部の物理特性の関数として求めることを目的として試験が行なわれた。試験装置の概要を図2.3-13に示す。(a)に示す様に、RTSとは8フィートの高さの鋼枠の長方形の箱であり、内部に画像取得システム（CCD Camera、Lights）とテストセル（Fracture Test）をセットする。テストセルは（b）に示す様に多孔質のマトリックス部（Flat Porous Matrix）と透明で不透水の亀裂盤（Transparent Fracture Plate）からなり、マトリックス部の下部から水を一定圧力でシステム内に浸透させる。亀裂の縁は大気圧で開放している。

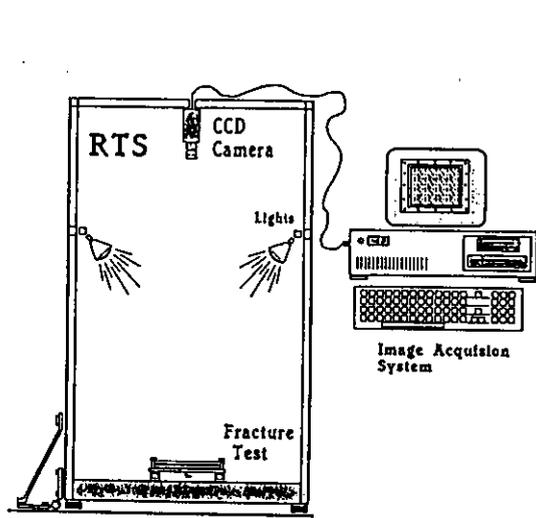
テストセルとして用いた供試体は以下の3種類である。

- (1) 表面が滑らかな焼結したガラスビーズと表面が粗い市販の曇りガラスとを合わせたもの
- (2) 自然に採取された亀裂
- (3) 製造して亀裂幅分布/空間構造を規則正しくしたもの（片面は透明なガラスで、反対面は焼結したガラスビーズ）

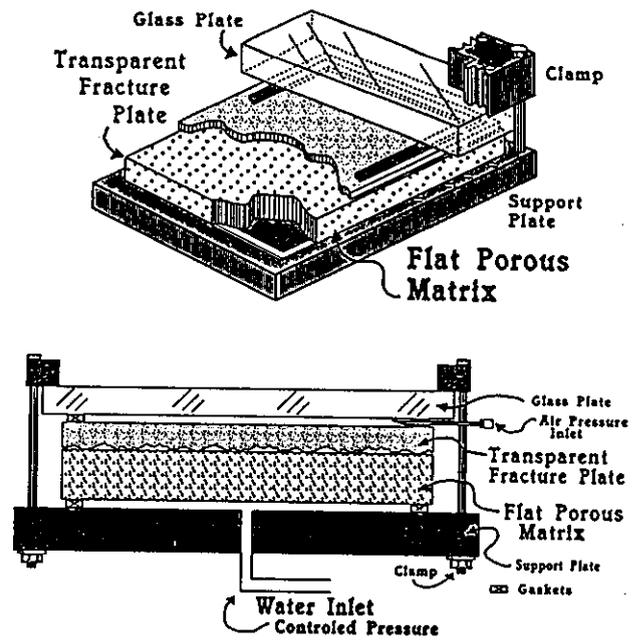
本論文には、(1)の供試体を用いた試験の結果のみが示してある。供試体の寸法は10×15×0.5 cmである。また、色彩を増すために着色剤を使用している。したがって、浸潤している領域は供試体上部からCCD Cameraを用いて画像をとることにより判別できる。試験は初期に亀裂内が乾燥している状態から湿潤する場合（湿潤過程）と、マトリックスが十分に飽和している状態から乾燥させる場合（乾燥過程）の2ケースについて行なわれている。テストセルの飽和度は画像結果における湿潤している領域から算定し、マトリックス下部における圧力と飽和度との関係を求めた。

画像結果を図2.3-14、図2.3-15に示す。図2.3-14は湿潤過程における各圧力段階の湿潤領域であり、図2.3-15は乾燥過程における各圧力段階の湿潤領域である。また、図2.3-16には湿潤過程及び乾燥過程における圧力と飽和度の関係を示す。図2.3-16より水分特性曲線は土質材料と同傾向なものが求められており、ヒステリシスも存在していることがわかる。

また飽和度の限界は60%程度であり、これはair entrapmentによるものであり、浸透に参与している



(a) 試験装置 (RTSシステム)



(b) テストセル

図2.3-13 試験装置の概要

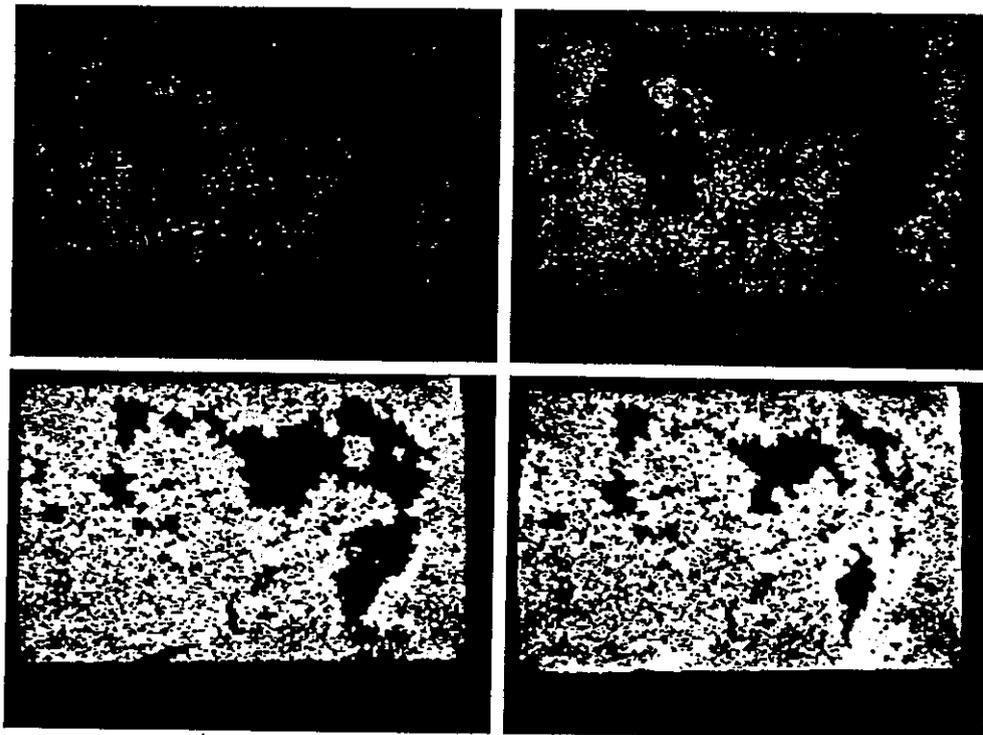


図2.3-14 湿潤過程における各圧力段階の湿潤領域 (白い部分)

圧力段階 (左上: -155mm、右上: -93mm、左下: -53mm、右下: 0mm)

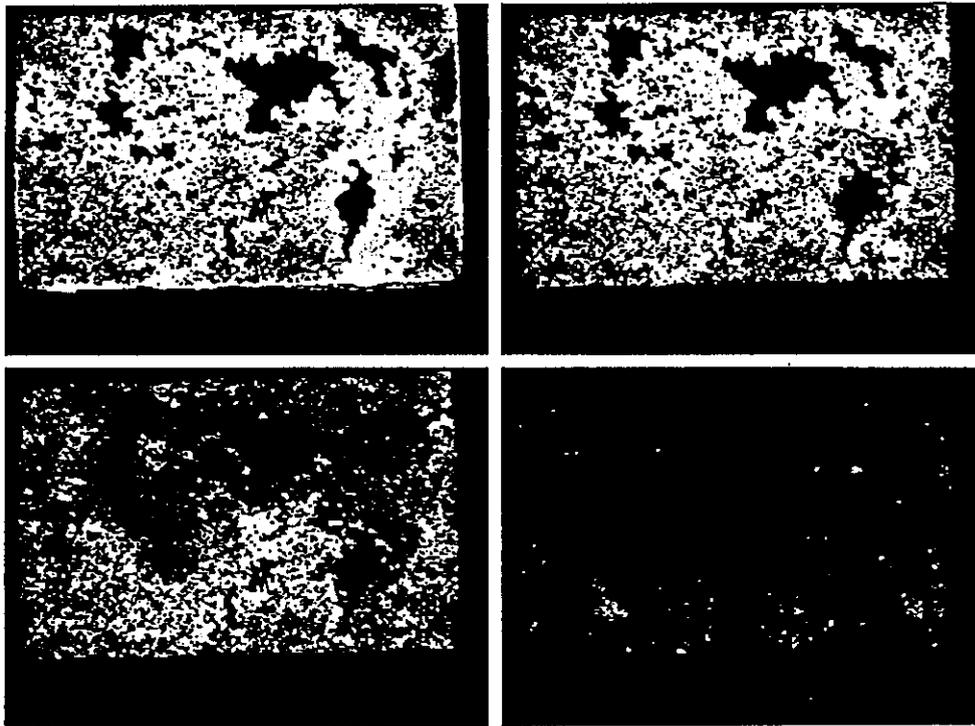


図2.3-15 乾燥過程における各圧力段階の湿潤領域（白い部分）  
 圧力段階（左上：0mm、右上：-190mm、左下：-208mm、右下：-264mm）

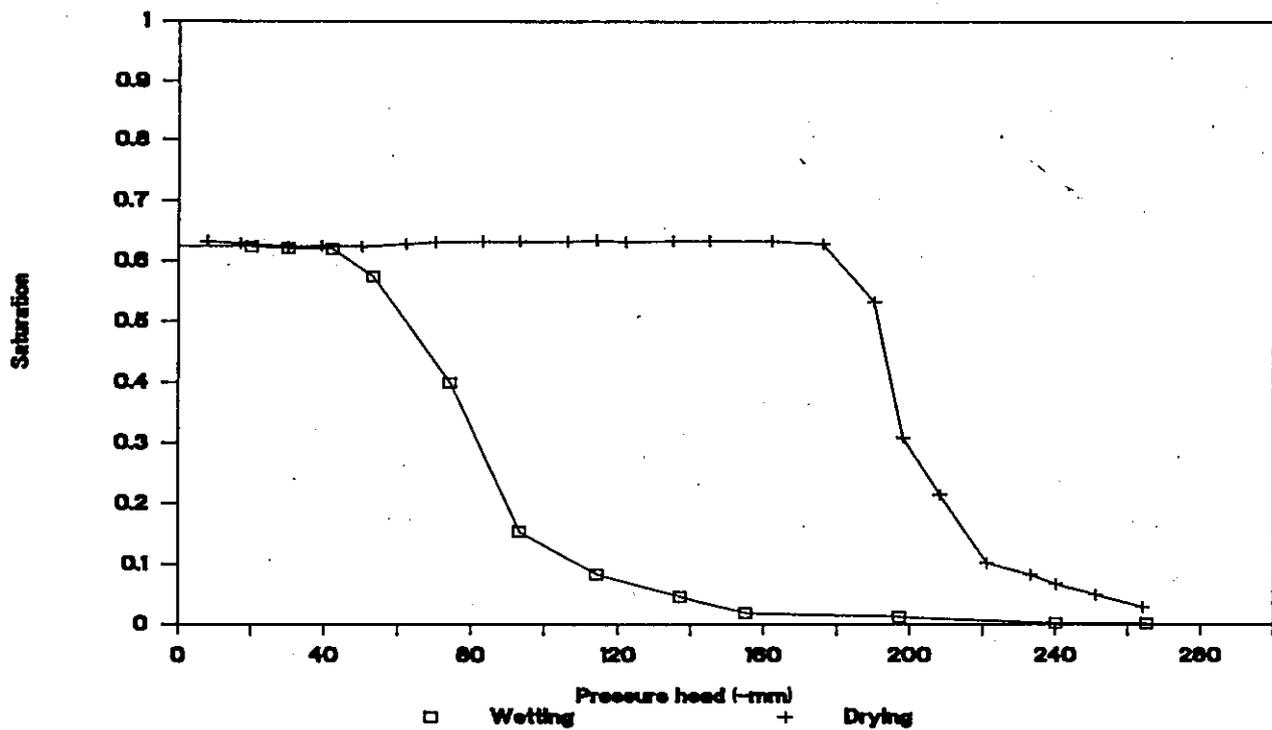


図2.3-16 湿潤過程及び乾燥過程における圧力と飽和度の関係

部分の面積がこの程度であるものと考察されている。

(b) INTRAVAL PROJECTにおける各試験

SKI (Swedish Nuclear Power Inspectorate) が中心となってINTRAVALという地層処分における物質移行の数値モデルに関連した国際共同研究プロジェクトが行なわれている。INTRAVAL PROJECTのフェーズ1として種々の試験が実施されているが、その中で岩盤の不飽和に関する試験も行なわれている。これらの試験については、試験の概要は発表されているが、結果については現時点では未発表な内容が多い。そこで、結果については現時点において知りえる結果のみについてここでは記述する。

1) アリゾナ州のApache Leap Tuff Siteでの試験<sup>17)</sup>

INTRAVAL PROJECTのテストケース11としてApache Leap Tuff Siteにおいて以下の3つの試験が実施されている。

- ①原位置において斜孔を用いた試験
- ②岩盤ブロックを用いた室内試験
- ③岩盤コアを用いた室内試験

以下、各試験についてその概要を示す。

①原位置において斜孔を用いた試験

図2.3-17に示す様に、9本の斜孔を原位置に掘削し、原位置試験およびコアサンプルによる室内試験が実施された。実施した試験は、以下の通りである。

- コアサンプルによるマトリックス部の物理特性（密度、有効間隙率、間隙表面積、間隙寸法分布）
- コアサンプルによる亀裂部の物理特性（亀裂の位置、密度、方向）

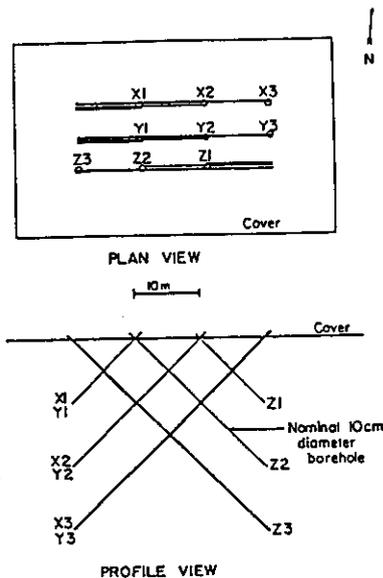


図2.3-17 原位置試験における斜孔の配置図

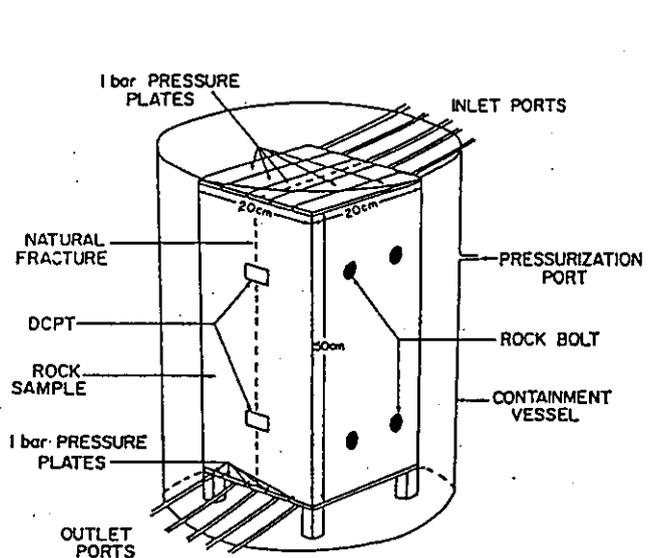


図2.3-18 ブロック試験装置

○マトリックス部の水理特性

(室内試験；飽和透水係数、水分特性曲線、不飽和浸透特性曲線

原位置試験；孔間透水試験による飽和透水係数)

○中性子数測定による斜孔内の含水量の経時変化（原位置）

○マトリックス部及び亀裂部の透気係数の測定

○亀裂のないコアの熱伝導率・比熱の測定

結果についてははまだ示されていないが、以下のデータが得られているとのことである。

○105個のコアから岩（マトリックス部、亀裂部）の各特性データ

○透水係数、透気係数などの原位置データ

○4つの試錐孔での注水量の経時変化（定圧注入試験）。斜孔内では3週間以上も定水位が保持。注水量は約20時間毎に測定。

②岩盤ブロックを用いた室内試験

図2.3-18に示す様な中心に単一の亀裂（図の破線）のある岩盤ブロックを用いて室内試験が実施されている。供試体はpartially welded tuff (66.1×20.1×20.1cm) である。テストブロックは亀裂面を合わせ、2つのフレームで固定しており、内部にLVDT(linear variable differential transformer) を設置してある。流量測定はpipet flow tube、水圧測定はmicrotensiometer、亀裂変位はLVDTを用い測定されている。蒸発を最小にするために、供試体はプラスチックのケースで覆われた。そして、供試体の下部を自由排水とし、上部から浸潤させる試験が実施された。

結果についてはまだ全部が示されていないが、以下のデータが得られているとのことである。

○間隙率、密度、水分特性曲線、不飽和透水係数

○亀裂部とマトリックス部のポテンシャルの経時変化

○流入、流出面でのマトリックス部、亀裂部での流量及び流体ポテンシャル

○サンプリング孔及び流出面での溶液濃度 (CaCl<sub>2</sub>) の経時変化

○供試体上部のサクション

○試験中のサンプリング孔での塩化合物 (CaCl<sub>2</sub>) 相対濃度

○推定された蒸発量

観察された浸潤フロントの一例を図2.3-19に示す。同図は、図2.3-20における4側面での浸潤フロントの経時変化を示したものである。同図内の数字の単位は日である。同図より浸潤は最初（5日以内）は亀裂中心に生じるが、時間がたてばマトリックス中心の流れになっていることがわかる。

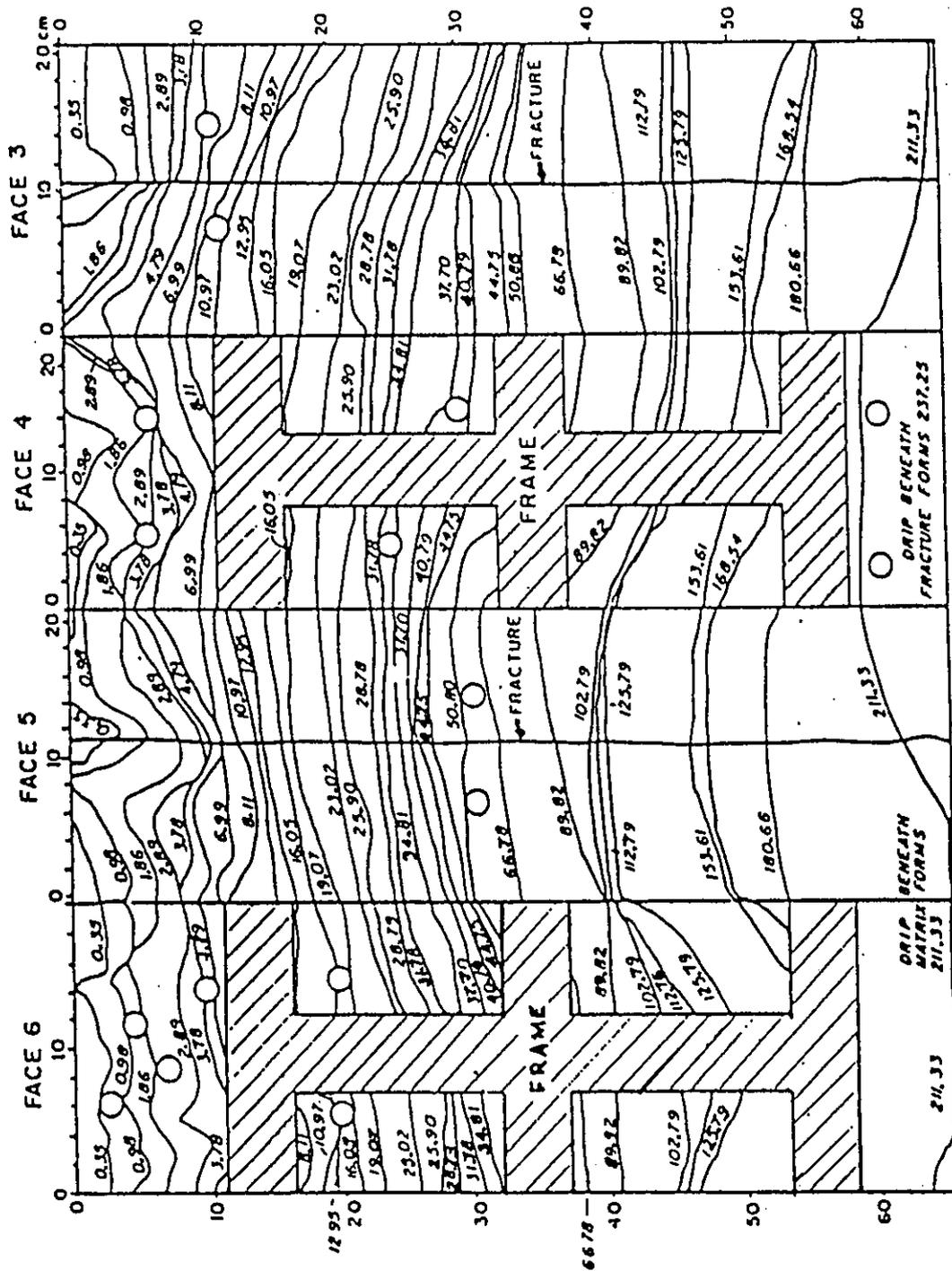


図2.3-19 浸潤フロントの経時変化 (日)

### ③岩盤コアを用いた室内試験

コア試験装置を図2.3-20に示す。供試体は直径6.4cm、長さ12.72cmのnon-welded tuffのコアである。試験前に内部の水分を追い出すためにコアを110℃で熱する。加熱は重量が一定になるまで行なう。穴をコアに等間隔に5個開け、熱電対を埋め込む。そして、ヨウ化物溶液を真空ポンプを用い浸潤させる。

コアが中間の湿り（飽和度約48%）になった時に、コア表面をシール（スプレー化合物）し、水分をコア内部に保持する様にし、加熱装置に水平に取り付ける。加熱装置は加熱した水と冷却した水を循環するための2つの貯蔵器からなる。装置はガンマ線を用いてコア内部の含水量を測定できる様に台車の上に取り付けられている。コア表面のシールが乾いた後、コアはエポキシ樹脂でコートされた。そして、貯蔵器と接する両端面はアルミニウムをエポキシ樹脂で接着した。

コアは32日間加熱され、加熱終了時の端面の温度は、加熱側で約70℃、冷却側で約5℃であった。加熱中、ほぼ毎日、コア1cm間隔で含水量が測定された。加熱後、コアは装置から外され、8つにスライスされ、コア内の水分を蒸発させるために加熱された。その後、スライスをつぶされ水が加えられ、3週間後、高性能クロマトグラフィーを用いてヨウ化物の濃度が測定された。

以上の試験から以下の各物性値が得られている。

- 密度
- 試験中のコア1cm間隔での含水量
- 試験中のコア内の温度
- ヨウ化物の濃度（初期、最終）

報告されている結果の一例を図2.3-21に示す。（a）は加熱終了時の温度分布、（b）は初期及び加熱終了時の含水率分布、（c）は初期及び加熱終了時のヨウ化物の溶質量分布である。

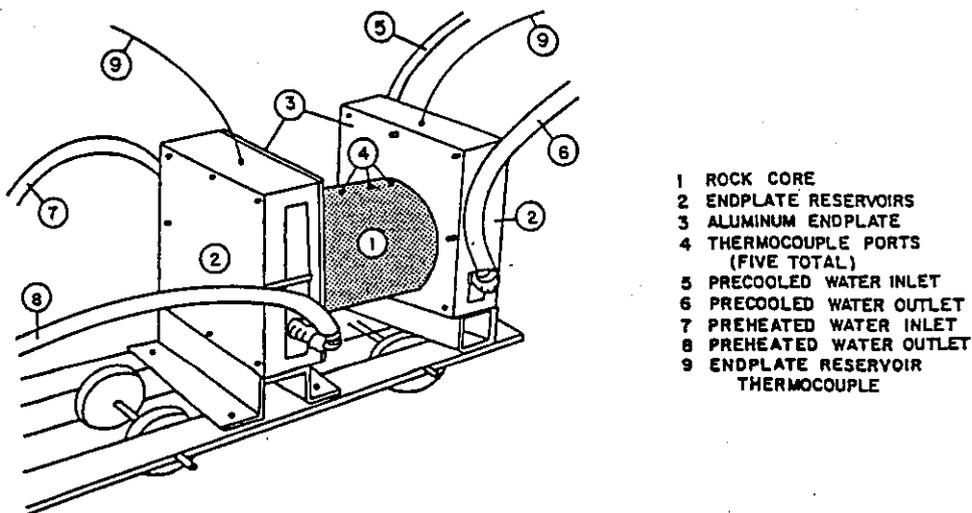
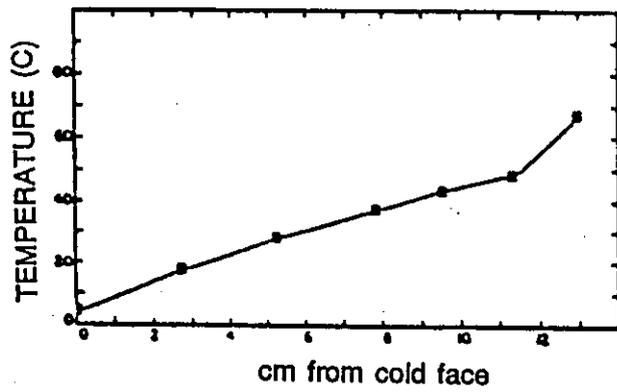
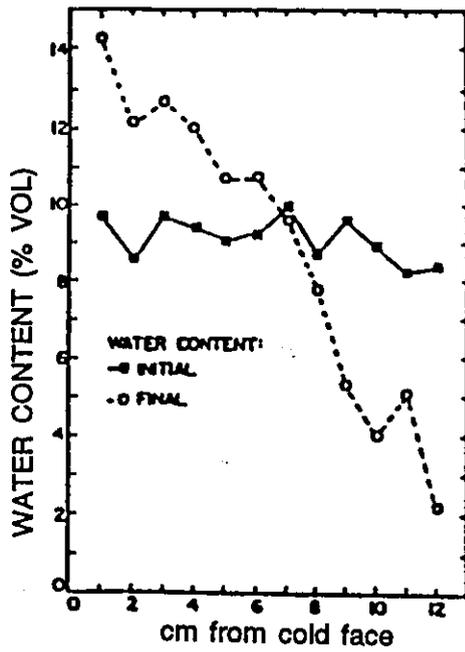


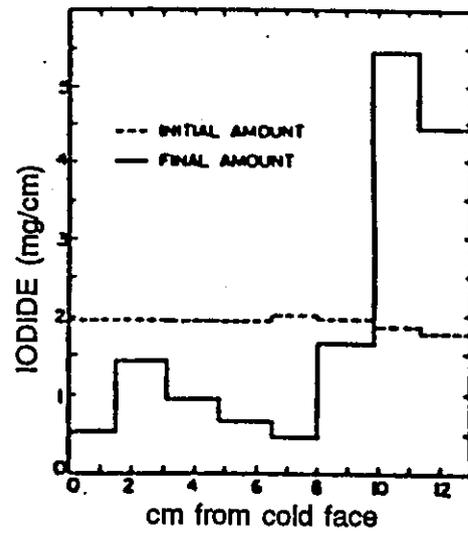
図2.3-20 コア試験装置



a



b



c

図2.3-21 コア試験結果

(a) 加熱終了時の温度分布、(b) 初期及び加熱終了時の含水率分布、  
(c) 初期及び加熱終了時のヨウ化物の溶質量分布

## 2) Nevada Test Siteでの試験<sup>18)</sup>

INTRAVALE PROJECTのテストケース12としてNevada Test SiteのGトンネルにおいて以下の試験が実施されている。

試験の目的は、トンネルの側壁に2種類の方法（dry drilling・wet drilling）でそれぞれ2本の水平な試錐孔を掘削し、掘削手法による岩盤の含水量に対する相対的な影響を調査することである。試験サイトの岩質はnon-welded tuffである。試錐孔は直径10cm、長さ約10mで孔間は約6mである。

掘削の1つの方法は掘削流体として空気を用い、他方は水を用いる。ガス状のトレーサーが孔間の水理的接続の可能性をテストするために掘削流体である空気及び水の中に注入され、掘削流体の損失、流入・流出温度、流入・流出トレーサー濃度が観測された。長期測定中、図2.3-22に示す様に、周囲のポテンシャルを測るために熱電対乾湿計（Thermocouple Psychrometer）、空気圧を測るために圧力変換器（Pressure Transducer）、そして温度計（Thermal Sensor）が各試錐孔に設置された。また、各試錐孔では岩体の物理的、水理的特性を決定するためにコアがサンプリングされた。コアリングの際は、コアは掘削流体との接触を最小にするためにプラスチックの鞘に入れられた。本試験の結果もまだ発表されていないが、得られているデータは以下の通りである。

原位置での掘削あるいは観測で得られたデータは以下の通りである。

○ポテンシャル、空気圧、温度、ガスサンプルによるトレーサー濃度の時間・空間的変動  
試錐孔でのコアサンプルによる室内試験から得られた岩体の特性は以下の通りである。

○間隙率、密度、体積含水率、ポテンシャル、飽和透水係数、比透水係数特性曲線、  
ポテンシャル特性曲線、熱伝導係数、比熱容量

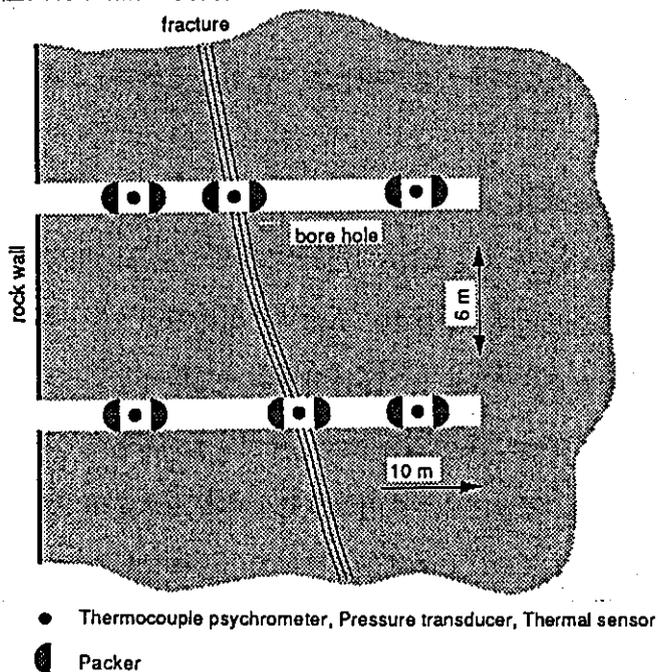


図2.3-22 計測器設置図

(ii) van Genuchten式の適用

不飽和浸透特性を定量的に評価する手法として、土においてはvan Genuchten式がよく適用される。

以下にvan Genuchtenによる不飽和浸透特性の推定式を示す。

$$Se = \{1 + \alpha \phi^n\}^{-m} \quad (\alpha > 0) \quad (2.3-1)$$

$$n = 1/(1-m) \quad (0 < m < 1, n > 1) \quad (2.3-2)$$

$$Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (2.3-3)$$

$$k(\theta) = k_s \cdot Se^{1/2} \{1 - (1 - Se^{1/m})^m\}^2 \quad (2.3-4)$$

ここで、 $Se$ は有効飽和度、 $\theta_s$ は飽和体積含水率、 $\theta_r$ は最小含水量、 $\theta$ は体積含水率、 $k(\theta)$ は不飽和透水係数、 $k_s$ は飽和透水係数、 $\phi$ は圧力水頭、 $\alpha$ 、 $m$ は土の種類や間隙状態により決定されるパラメータである。

ここでは、岩盤での不飽和浸透特性の測定結果についてvan Genuchtenのモデルで適用を試みた例を示す。(a)の実験は対象地盤が土であるが、かなり大がかりな原位置試験が実施された例であるので示しておく。

(a) INTRAVAL PROJECTにおける試験<sup>19)</sup>

INTRAVAL PROJECTのテストケース10として、不飽和土中の水分及び物質の移動に関する原位置及び室内試験がニューメキシコ州のLas Crucesのニューメキシコ州立大学で行なわれた。試験の目的は、大規模領域での不飽和土中の水分や物質の移動に関するモデルの確証のための基本的なデータを得ることである。原位置試験は2種類行なわれている。試験1 (Trench experiment 1) は、乾燥した土でのテンシオメーターの使用と溶質のサンプリングの可能性をテストし、試験2で使用するためのデータ取得手法の開発とテストのための予備試験であり、その後、試験2 (Trench experiment 2) が実施されている。

1) 材料特性試験 (室内試験)

トレンチを掘削 (図2.3-23) する間に、比較的乱されていない土のコアが採取された。そして、粒子サイズ分布の解析のためにコア採取の位置で少量のサンプルも採取された。目視で判断する限り、9つの層が確認された。コアサンプルは確認された層ごとにトレンチに沿って採取された。サンプルの間隔は水平方向50cm、鉛直方向20cmである。約600個のコアサンプルと600個の乱された土試料が採取され、室内試験で土の水分特性曲線、飽和透水係数が求められた。飽和透水係数は原位置試験でも求められた。また、土の密度及びいくつかの化学特性も計測された。

原位置の飽和透水係数の値は、コアサンプルが取られた地点に近接した点でボアホール法 (Guelph permeameter method) により決定され、各コアサンプルの結果と関連づけられる。これら

のデータは、確率理論による2次元の数値シミュレーションのために必要な飽和透水係数の鉛直方向の相関長を計算するのに用いられる。土の水分特性曲線は、圧力チャンバー (pressure chamber) を用い加圧法で求められた。比較的乱されていない土のコアを0.01%CaCl<sub>2</sub>溶液で下部から飽和し、圧力チャンバー内で段階的に加圧し、各圧力段階でのコアからの排水量が測定され、コアの含水比が求められた。

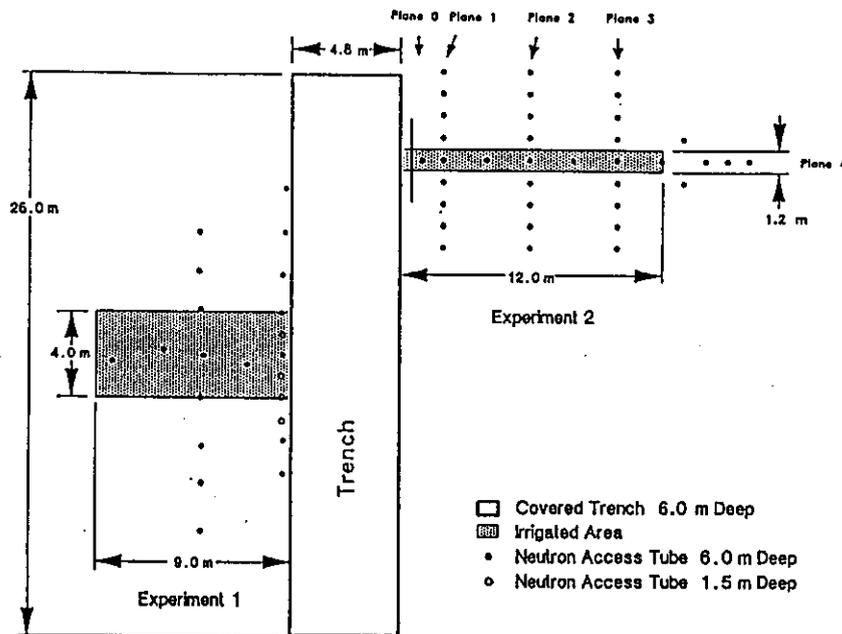


図2.3-23 試験サイトの平面図

## 2) 原位置試験

原位置試験のサイトの平面図を図2.3-23に示す。灌漑システムは、地表面から数インチ上に吊り下げられて固定されたフレームの上に平行に並べられた細流ラインからなる。試験1では、灌漑領域全体に渡って、ドリップホールがます目状に約6インチ離れて設置された。水や溶液は一日のうち数回断続的に灌漑される様に時間コントロールのできるポンプや貯留タンクシステムから供給された。灌漑流量は1.82cm/dayである。トレンチを含む灌漑地点や周辺地域は地表面からの蒸発や雨水の侵入を防ぐために、プラスチックや他の材料で覆われた。灌漑領域に近接したトレンチの表面からの蒸発を最小にするために加湿空気が循環され、湿潤面はプラスチックで覆われた。試験2でも同様なセットアップがなされた。試験2は領域が1.2×12mで、灌漑流量は0.43cm/dayである。含水量の測定にはテンシオメータと中性子検層が用いられた。中性子検層では、中性子の減速過程が水素原子核密度に支配されることを利用し、孔内で高速中性子を放射し、その近傍で減速された熱中性子を測定することによって、地盤の水素原子核密度すなわち含水量を求める。線源には<sup>241</sup>Am-Beなどを使用する。また、溶液のサンプラー (サクシジョンライシメータ) としてヴァキュー

ムラインに設置したテンシオメータカップを用いサンプリングが行なわれた。

(試験 1)

灌漑領域は図2.3-23に示す様にトレンチに近接した4×9mの領域である。トレンチの側壁は垂直に掘削され落盤を防ぐため補強された。灌漑期間は85.75日で、灌漑流量は1.82cm/dayである。最初の10日間は非吸着性のトレーサー（トリチウム ( $0.01 \mu Ci/ml$ )）が加えられた。

細流灌漑システムはトレンチ面に平行に0.15m離れて設置された60本の灌漑ラインからなる。各ラインには0.3m間隔の13個の細流点がある。灌漑は1日に4回10分間行なわれた。

広大な領域であるため、水や溶液の移動は鉛直方向はもちろん水平方向にも起こると予測された。地表面下の水の動きは中性子検層やテンシオメータで測定され、またトレンチ壁の水の移動も目視により観測された。また、溶液のサンプリングは土中のトレーサーの移動を決定するために行なわれた。中性子検層のチューブはトレンチ面に平行に2列、鉛直に設置された。最初の列はトレンチ壁から0.5mの位置で、2列目は4.5mの位置である。また、灌漑領域の中心にトレンチの長軸方向に垂直に3列目が設置された。すべて、チューブの間隔は2mであり、合計23本である。テンシオメータとサクシオンライシメータはトレンチ壁から0.5m離れた鉛直面に設置され、テンシオメータが合計86個、サクシオンライシメータが合計30個である。

試験1では、以下の各物性値が得られる。

- ・体積含水率
- ・テンション
- ・トリチウムの濃度
- ・体積含水率

また図2.3-24にトレンチ面で観測された浸潤フロントの様子を、図2.3-25にテンシオメータのデータを用いて得られた浸潤フロントの様子を示す。

(試験 2)

灌漑領域は図2.3-23に示す様に、トレンチに近接した1.2×12mの領域である。灌漑期間は75日、灌漑流量は0.43cm/dayである。最初の11.5日間は2種類のトレーサー（トリチウム、臭化カリウム）が加えられた。トレーサーの濃度はトリチウムが $0.1 \mu Ci/ml$ 、臭化カリウムが $939 mg/l$ である。

細流灌漑システムはそれぞれ4つの細流点のあるトレンチ面に平行な40本の灌漑ラインからなる。中性子検層のチューブはトレンチ面に平行に3列、鉛直に設置された。列はトレンチ壁からそれぞれ2.0、6.0、10.0mである。各列とも1m間隔で11本のチューブが設置された。また、灌漑

領域の中心にトレンチに垂直に4列目が設置され、チューブの間隔は1から2mである。チューブの合計は43本である。テンシオメータとサクシオンライシメータはトレンチ壁から0.5m離れた鉛直面に設置された。

試験2では、以下の各物性値が得られる。

- ・体積含水率
- ・テンション
- ・トリチウム及び臭化カリウムの濃度

図2.3-26に初期の体積含水比分布、及び、71日後の図2.3-23に示す3断面 (Plane 1、2、3) で  
の体積含水比の増分分布の観測結果を図2.3-27に示す。

(材料特性)

土サンプルは、ローム質の砂、砂質ローム、砂に分類された。各サンプルについて室内実験で飽和透水係数及び、11点の体積含水率とテンションの関係が得られた。そして、各サンプルについてvan Genuchtenのパラメータ  $\alpha$ 、 $n$  がフッティングされた。得られた値は表2.3-1の通りである。ここで、 $\theta_r$ は最小含水量、 $\theta_s$ は飽和体積含水率、 $k_s$ は飽和透水係数で実験値である。また図2.3-28に主な層の不飽和浸透特性を示す。

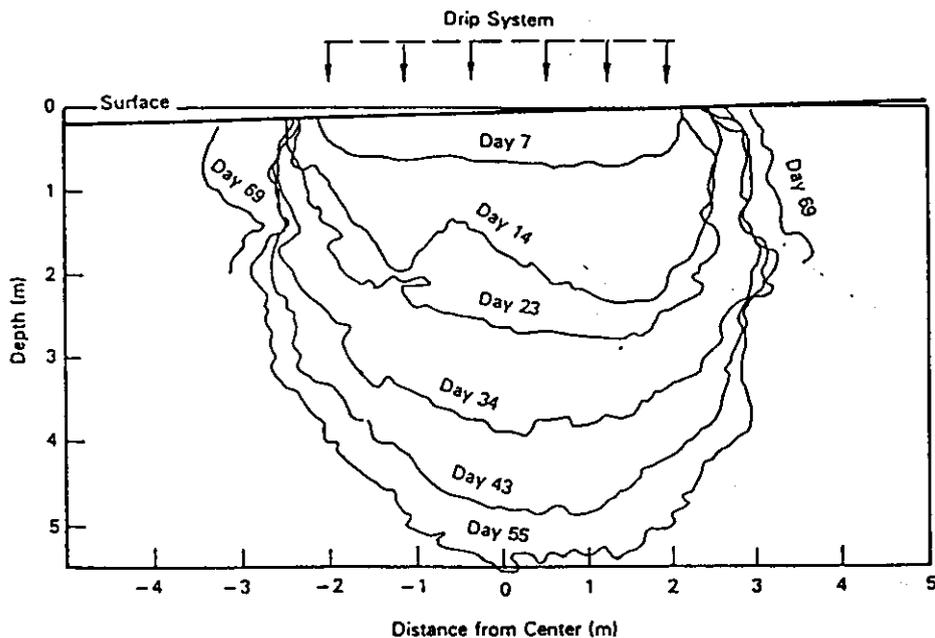


図2.3-24 トレンチ面で観測された浸潤フロントの様子

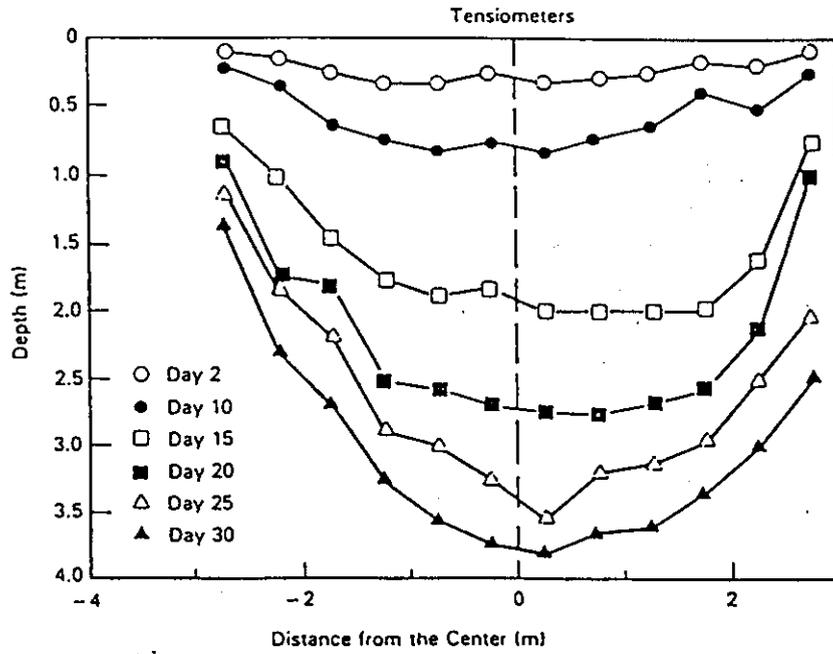


図2.3-25 テンシオメータのデータを用いて得られた浸潤フロントの様子

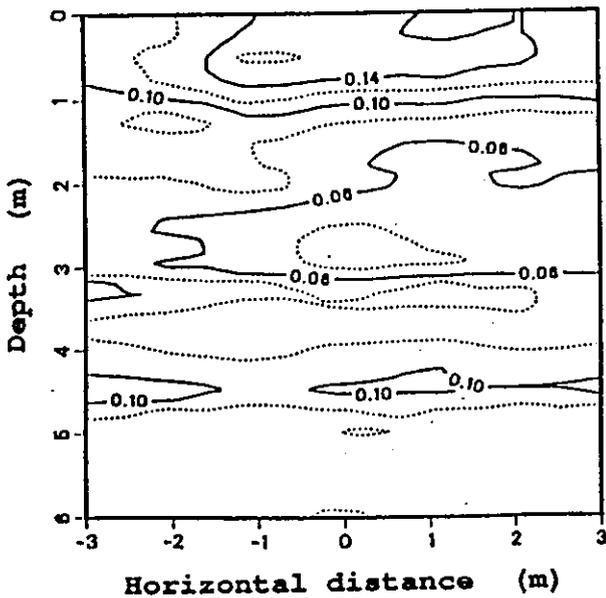


図2.3-26 初期の体積含水比分布

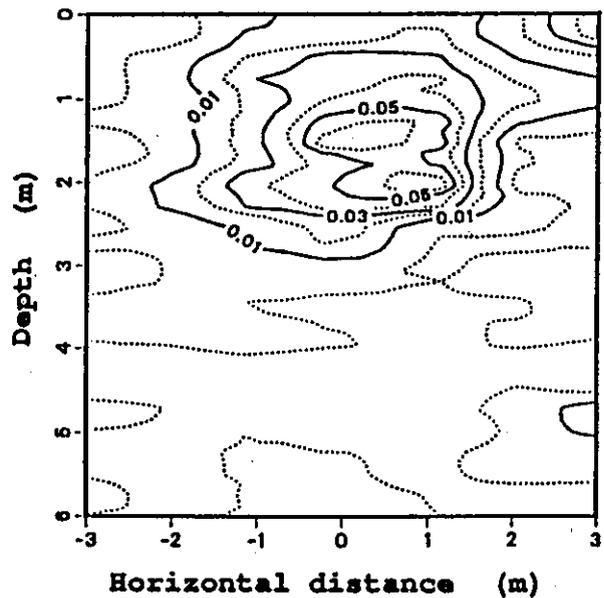


図2.3-27 (a) 71日後の体積含水比の増分分布 (plane 1)

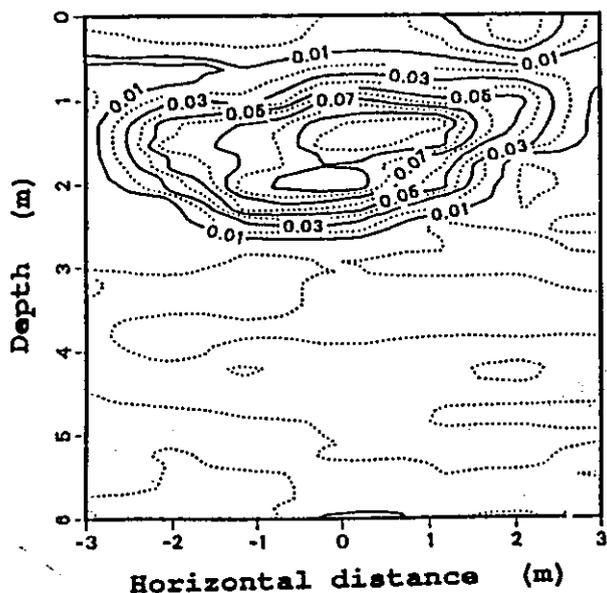


図2.3-27 (b) 71日後の体積含水比の増分分布  
(plane 2)

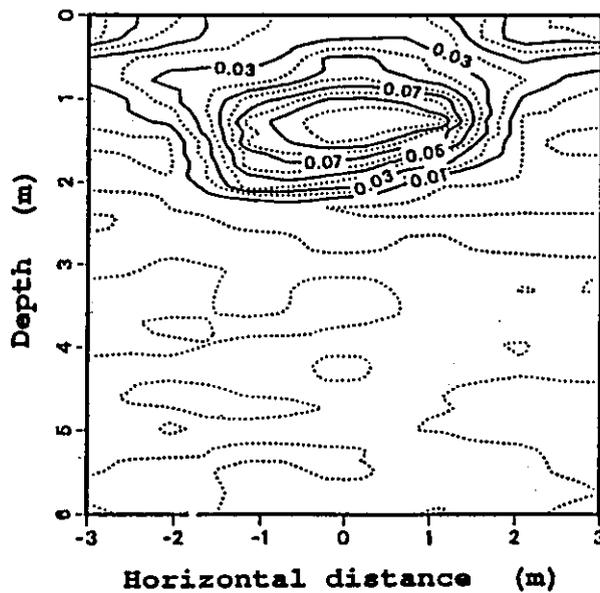


図2.3-27 (c) 71日後の体積含水比の増分分布  
(plane 3)

表2.3-1 算定結果 (室内実験)

層	深さ(cm)	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n$	$ks$ (cm/day)
1	0 ~ 20	0.0949	0.3483	0.04194	1.9026	539.2
2	20 ~ 120	0.0914	0.3434	0.06237	1.5278	250.0
3	120 ~ 180	0.0849	0.3359	0.05960	1.5742	266.9
4	180 ~ 250	0.0714	0.3129	0.06772	1.5373	299.8
5	250 ~ 290	0.0716	0.3021	0.04039	1.5496	250.0
6	290 ~ 350	0.0896	0.2942	0.07029	1.7117	334.0
7	350 ~ 450	0.0769	0.3104	0.02719	1.4177	220.6
8	450 ~ 530	0.0834	0.3248	0.04110	1.3826	171.5
9	530 ~ 600	0.0778	0.3061	0.04679	1.4315	225.9
uniform	0 ~ 600	0.0828	0.3209	0.05501	1.5093	270.1

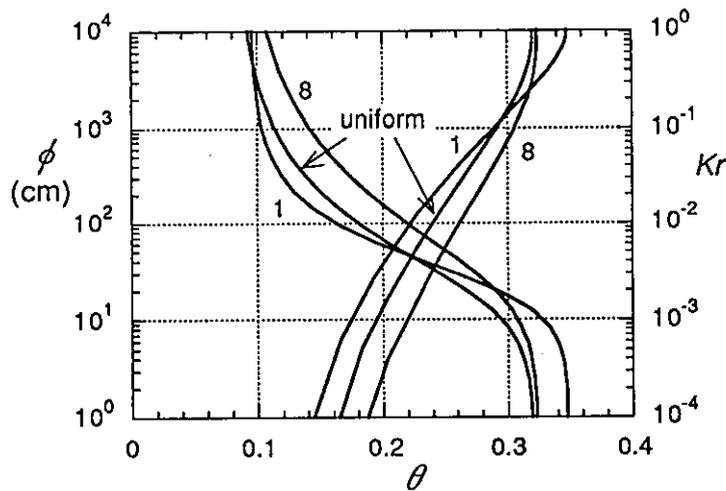


図2.3-28 得られた不飽和浸透特性

(b) 岩石の不飽和浸透特性の推定

渡辺ら<sup>20) 21)</sup>は、岩石の不飽和浸透特性を、岩石供試体で計測された水分分布から飽和—不飽和浸透流解析を用いて逆推定する手法を提案している。手順は以下の通りである。

試験に用いる岩石供試体は直径10cm、長さ5~30cm程度の円筒形試料である。試料の側面はシリコンシーラントで覆い側面からの蒸発を防ぐ。そして、下端部を水に浸し、上端部において蒸発量を計測する。蒸発量計測により供試体上面におけるフラックスを求めることができる。水分移動が定常になった後、試料を切断し水分分布を求める。用いた供試体は島尻層泥岩、瑞浪層群泥岩、宮崎層群泥岩、及び釜石鉱山の栗橋花崗閃緑岩である。各試料の物性と測定された定常時の蒸発量の結果を表2.3-2に示す。実験終了後、不飽和パラメータ ( $\alpha$ ,  $n$ ) を仮定し一次元飽和—不飽和浸透流解析を行ない水分分布を求め、実験で得られた分布と比較する。そして、実験値と計算値が合う様に不飽和パラメータを同定する。本手法により渡辺らが同定した結果を表2.3-3に示す。供試体内の水分分布について、実験結果とフィッティングを行なった結果を図2.3-29に示す。島尻層泥岩、宮崎層群泥岩については長さが15cm、瑞浪層泥岩については10cmの結果を示した。実線が実験値、破線が解析結果である。泥岩については最小含水量  $\theta_r$ 、飽和体積含水率  $\theta_s$  の記述がないので、最小含水量はゼロ、飽和体積含水率は間隙率に等しいとして不飽和浸透特性を描くと図2.3-30の様になる。また花崗岩については、大沢らは最小水分量は0%、飽和水分量は84%と仮定して、不飽和浸透特性を飽和度の関数として描いているので、それと同様に図示すると図2.3-31の様になる。

また、スイス・グリムゼルにおいても花崗岩で不飽和浸透特性の同定が行なわれている<sup>22)</sup>。同定結果を表2.3-4に示す。スイス・グリムゼルについては現時点では文献が入手できていないので、同

定手法等についての詳しい情報は未明である。

表2.3-2 各岩の物性と定常時蒸発量

	供試体長 (cm)	間隙率	飽和透水係数 (cm/s)	平均採取蒸発量 (mg/m <sup>2</sup> /s)
鳥尻層泥岩	15	0.411	$1.0 \times 10^{-7}$	21.0
	8	0.411	$1.0 \times 10^{-7}$	17.0
瑞浪層群泥岩	10	0.511	$1.6 \times 10^{-10}$	3.0
	8	0.511	$1.1 \times 10^{-10}$	5.0
宮崎層群泥岩	15	0.365	$1.0 \times 10^{-7}$	13.0
	10	0.365	$1.0 \times 10^{-7}$	12.0
花崗岩(釜石)	15	-	$1.25 \times 10^{-10}$	0.4

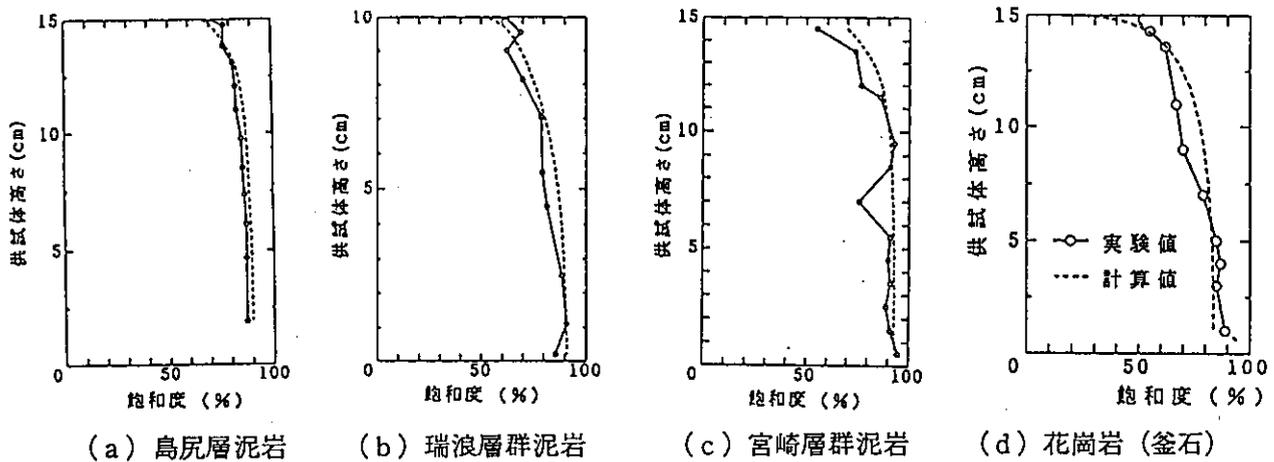


図2.3-29 供試体鉛直方向の飽和度分布

表2.3-3 パラメータ同定値 (渡辺ら)

	$\alpha$	$n$
鳥尻層泥岩	0.003	1.667
	0.002	1.667
瑞浪層群泥岩	0.00008	2.439
	0.00004	1.754
宮崎層群泥岩	0.008	3.333
	0.008	2.000
花崗岩(釜石)	0.0001	2.262

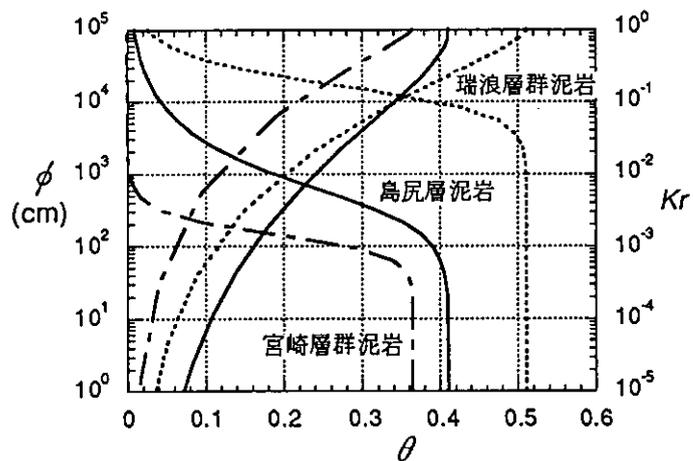


図2.3-30 不飽和浸透特性 (泥岩)

表2.3-4 パラメータ同定値 (グリムゼル)

	$\alpha$	$n$
花崗岩	0.000085	1.923

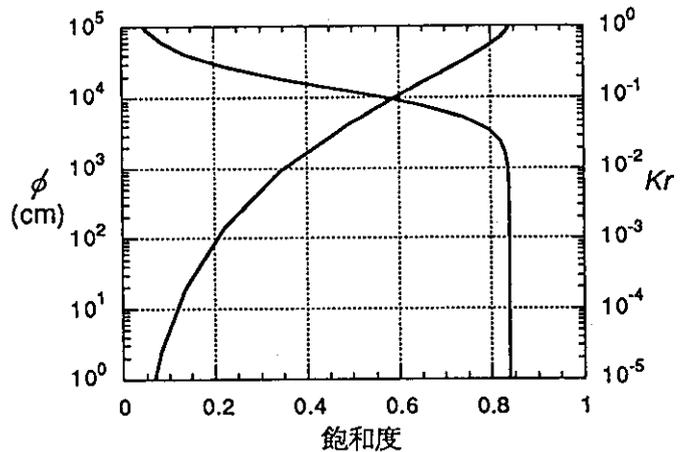


図2.3-31 不飽和浸透特性 (花崗岩；釜石)

(iii) 不飽和透水係数の算定

(a) 単一亀裂を含む岩石の不飽和透水係数の測定<sup>23)</sup>

岩盤亀裂内の飽和—不飽和浸透特性を把握するために、西垣らは単一亀裂に着目し、透水試験を行っている。原位置より採取した岩より、図2.3-32に示す様にな単一亀裂を含む供試体 ( $L=10\text{cm}$ 、 $l=5\text{cm}$ ) を作成し、室内透水試験により飽和—不飽和の透水係数を算定する。用いた供試体は流紋岩と石英斑岩である。供試体内の亀裂の平均開口幅 $\bar{b}$ は寒天質印象剤ドラモードを用いて求める。得られた結果を表2.3-5に示す。

供試体は鉛直にセットする。不飽和状態を作るためにニードルバルブによって、一定微流量で水を滴下する。そして、透水円筒内にセットした岩供試体内を透過した水を試験管に分割採取する。塩化ナトリウム 1N水溶液をトレーサーとして用い、トレーサー通過時間を電導度測定により求め、実流速を算出し、飽和度と不飽和透水係数の関係を求める。試験装置の概略図を図2.3-33に示す。

不飽和透水係数 $K_u$  (cm/s) の算定法は以下の通りである。

まず、 $K_u$ は、供試体の流入・流出部における圧力水頭が等しい (つまり動水勾配 $i=1$ である) とみなして、平均流速 $\bar{v}$  (cm/s) を用いて次式で表わされる。

$$K_u = \frac{\bar{v}}{i} = \bar{v} \quad (2.3-5)$$

ここで、 $K_u$ がどの飽和度に対応しているかを求める必要がある。そこで、浸透状態での亀裂内の飽和度 $S_r$ を次の様に定義する。

$$S_r = \frac{\bar{\epsilon}}{\bar{b}} \quad (2.3-6)$$

すなわち、飽和度は図2.3-34に示す様に平均開口幅 $\bar{b}$ のうち浸透する水の占める割合として定義する。亀裂内を実際に水が浸透する実流速 $v$  (cm/s) と、浸透流量 $Q$  (cm<sup>3</sup>) より次の関係を得る。

$$Q = v \cdot l \cdot \bar{\varepsilon} \cdot \Delta t \quad (2.3-7)$$

ここで、 $l$ は供試体の断面長 (cm)、 $t$ は計測時間 (s) である。したがって、 $\bar{\varepsilon}$ の値は次式で示される。

$$\bar{\varepsilon} = \frac{Q}{v \cdot l \cdot \Delta t} \quad (2.3-8)$$

(2.3-8) 式を (2.3-6) 式に代入して次式を導く。

$$\begin{aligned} S_r &= \frac{Q}{v \cdot b \cdot l \cdot \Delta t} \\ &= \frac{Q}{v \cdot a \cdot \Delta t} \end{aligned} \quad (2.3-9)$$

ここで、 $a$ は供試体の断面積 (cm<sup>2</sup>) である。(2.3-9) 式より、飽和度 $S_r$ を求めるには、亀裂内の浸透の実流速 $v$ を求めればよいということになる。実流速を観測するために、ここでは岩供試体の亀裂におけるトレーサーの浸透速度を計測している。浸透速度を計測し、(2.3-5) 式と (2.3-9) 式より、亀裂内の飽和度に対する不飽和透水係数は次式から求められる。

$$K_u(S_r) = \bar{v} \quad (2.3-10)$$

試験の結果、各開口幅における飽和透水係数及び飽和度と不飽和透水係数の関係が得られている。図2.3-35に、開口幅と飽和透水係数の関係を示す。同図より、飽和状態における亀裂の透水係数は、亀裂開口幅に大きく依存していることがわかる。また図2.3-36に、飽和度と不飽和透水係数の関係を示す。同図より、不飽和状態においては、透水係数は飽和度にかかわらず、飽和透水係数の約40%未満である。すなわち、岩盤内の単一亀裂の浸透は、飽和領域では透水性が高く、不飽和領域はその透水性が飽和に比べてかなり小さく、岩盤内を浸透しにくいといえる。以上より、西垣らは、岩盤内の単一亀裂内には流れに関与しない部分が存在し、飽和度に相応した流水断面が無く透水性が低下する現象であると推察している。言い換えると、飽和度の上昇に伴い流水断面が上昇し、その結果透水性が上昇する、という通常考えられている不飽和浸透の現象とは異なるものであると西垣らは推察しているものと思われる。

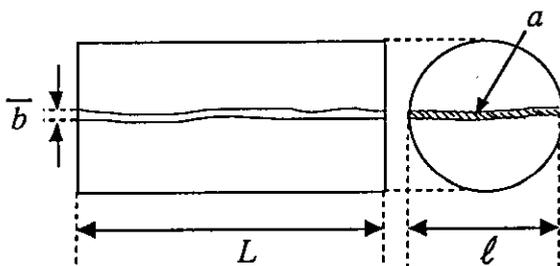


図2.3-32 供試体

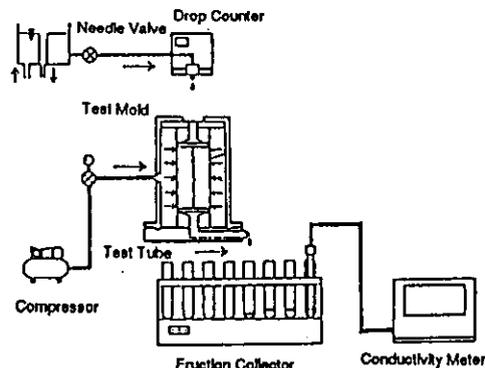


図2.3-33 試験装置

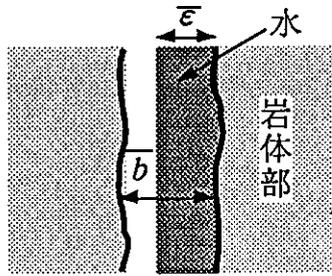


図2.3-34 亀裂内の不飽和浸透

表2.3-5 亀裂の平均開口幅

Test Piece No.	割れ目の平均開口幅 $\bar{b}$ (mm)
1	0.4969
2	0.3820
3	0.9905

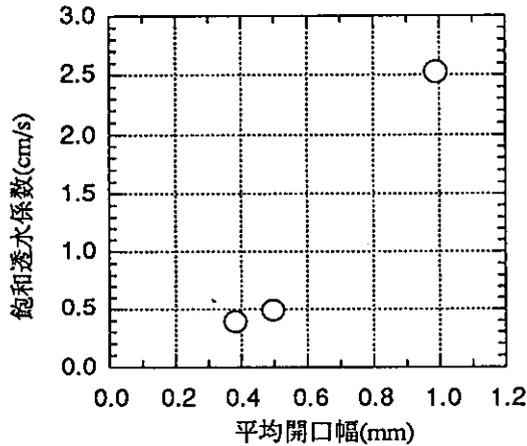


図2.3-35 平均開口幅と飽和透水係数の関係

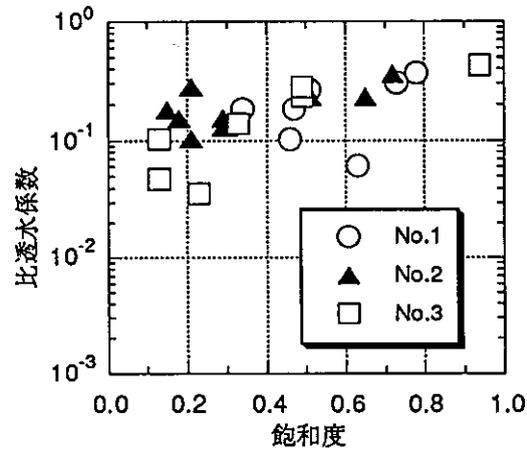


図2.3-36 飽和度と比透水係数の関係

(b) アクリル製岩盤モデル供試体を用いた不飽和透水係数の算定<sup>24)</sup>

西垣らは図2.3-37に示す様なアクリル製の岩盤モデル (1.8m×0.9m) を作成し、図2.3-38に示す試験装置を用い不飽和透水試験を実施している。亀裂は統計データをもとに発生させ、深さ5mm、開口幅1.5~4.5mmでアクリル板に彫り込んでいる。不飽和状態での岩盤モデルの亀裂内の飽和度は岩盤モデルの亀裂の総体積に対する岩盤モデルの亀裂内に浸透している水の体積の比として定義している。また、岩盤モデルの亀裂内に浸透している水の体積は一定時間ごとの岩盤モデル内への流入量、流出量を測定し求める。

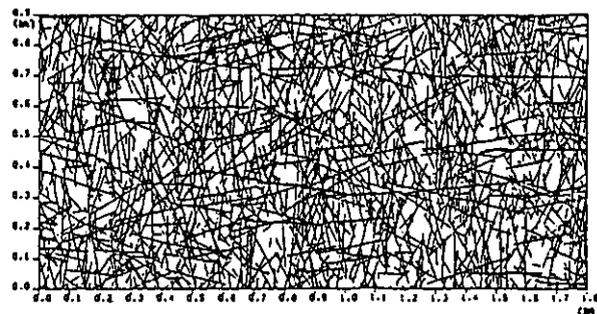


図2.3-37 亀裂性岩盤モデル

試験結果を図2.3-39に示す。算定された透水係数の値は、 $5.78 \times 10^{-2} \sim 7.87 \times 10^{-1} \text{cm/s}$  (飽和時  $5.42 \sim 25.46 \text{cm/s}$ ) であり、不飽和透水係数は飽和透水係数の0.01~0.10倍程度である。これより、不飽和状態になると著しく透水係数は低下していることがわかる。

これより、不飽和状態になると著しく透水係数は低下していることがわかる。

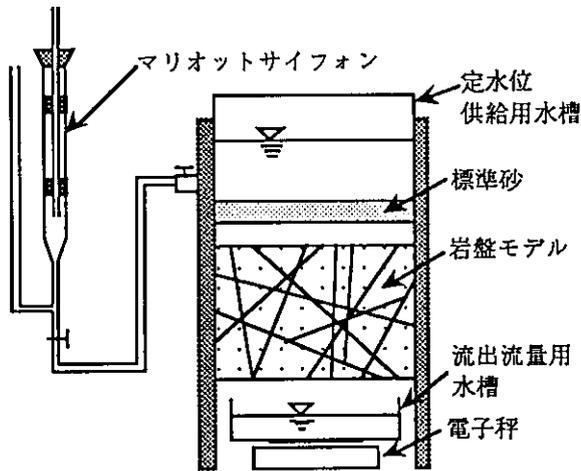


図2.3-38 不飽和透水試験装置

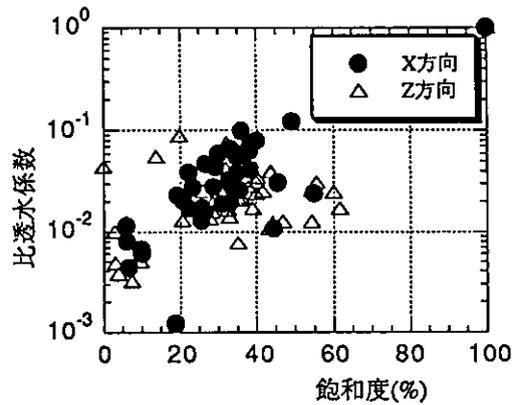


図2.3-39 比透水係数と飽和度の関係

## (2) 考察

各試験で得られた知見を整理すると以下の通りである。

- ・ 単一亀裂を模擬して作成した供試体を用いた実験の結果、土質材料と同傾向の不飽和浸透特性が得られ、ヒステリシスも観察された。
- ・ 岩石の不飽和浸透特性は土質材料と同じ様に van Genuchten 式で表現できる。
- ・ 単一亀裂を含む岩盤ブロックを用いた室内実験の結果、浸潤は最初は亀裂を中心に生じるが、時間がたてばマトリックス中心の流れになることが観察された。
- ・ 岩盤内の単一亀裂内の浸透は、飽和領域ではその開口幅に依存し、不飽和領域ではその透水性は飽和領域に比べてかなり小さい。
- ・ アクリル製の岩盤モデル供試体を用いて不飽和透水係数を算定した結果、不飽和透水係数は飽和透水係数の 0.01~0.10 倍程度となる。

渡辺らの結果から、岩石すなわちマトリックス部の不飽和浸透特性は土質材料と同傾向であると考えられる。土質材料と岩石の水分特性曲線を比較すると、大きく異なるのは限界毛管水頭であり、岩石のほうがかなり高い値となっている。これは、土質材料に比べ岩石は間隙のサイズが小さいため、毛管上昇が高くなり間隙保水力が大きくなるためだと考えられる。しかし、渡辺らの手法は直接体積含水率と圧力水頭（マトリックポテンシャル）の関係を測定したわけではなく、また、単一亀裂を模擬して作成した供試体を用いた実験でも、実岩石を用いた実験ではなく圧力水頭も供試体内部の値を直接測定したわけではない。したがって、岩石の不飽和浸透特性が土質材料と同傾向を示すとはいっても、その値を定量的に把握するためには、今後さらに検討が必要である。

亀裂部について見てみると、van Genuchten式で表現された図2.3-31における花崗岩供試体の飽和度と比透水係数の関係と、図2.3-36、39における亀裂部のそれとを比較する限り、亀裂部でも岩石と同傾向を示している。西垣らの実験は注入過程における実験であり、前節では、注入過程では浸透時間の経過に伴ない透水性は振動し、やがて飽和に近づくとつれ安定するという結果が得られていた。しかし、ここではどちらかといえば、含水比の上昇により透水性が徐々に増加するという結果が得られている。この違いは前述の様に亀裂の開口幅及び亀裂面の粗度に大きく関係していると思われる。ここでの実験では亀裂の開口幅は比較的大きく、また、単一亀裂実験の場合は情報がないので不明であるが、岩盤モデルの場合は明らかに亀裂表面は滑らかである。したがって、西垣らの実験では、粒状体中の不飽和浸透の様に、浸潤にともない通過有効断面積が上昇、すなわち含水率が上昇し、それにより透水性が高くなったものと思われる。また、亀裂内の毛管上昇高は (2.2-10) 式で求められ、図2.2-6のdやeに示す様な水が毛管中を宙づりになっている状態を考えてもマトリックポテンシャルの最大値は、西垣らの実験における亀裂の開口幅ではそれほど大きくない。したがって、岩石での結果と異なり、限界毛管水頭は低くなるものと推察される。

## 2. 3. 4 掘削による影響に関する実験

### (1) 試験の概要

掘削による影響について検討した試験として以下の2項目について紹介する。

(i) degassingに関する試験

(ii) 掘削影響試験

#### (i) degassing<sup>25)</sup>

Stripa ProjectのSCV (Site Characterization and Validation) サイトにおけるSDE (Simulated Drift Experiment) の最終段階において、掘削後の透水性が掘削前に比べてかなり低下するという現象が観察された。同プロジェクトではこの原因として、地下水溶存ガスの減圧による気化 (degassing) によって不飽和領域が発生したことが第一であると考えられている。すなわち、水が減圧されるにつれて気化され、放出される気泡により地下水の流れが二相流となることにより、岩盤の見かけの透水係数を減少させるというものである。透水性の減少を説明するためには、放出されたガスの量は Validation Driftでの条件下のほうがSDEの条件下よりも多くなくてはならない。Validation Driftでは大気圧で水はDrift内に浸潤し、SDEでは17mの圧力水頭下でD-holes内に浸潤するからである。そこで、幾つかの圧力下での水がサンプリングされ、大気圧に減圧されることにより気化されるガスの体積と種類が測定された。表2.3-6に特に重要なガスについての結果を示す。これらの結果から以下の点が示唆されている。

- ・放出されるガスのほとんどは窒素 (N<sub>2</sub>) である。
- ・大気圧に減圧することにより水の全体積の約3%が気化される。

大気圧への減圧で3%のガスが気化されたが、ヘンリーの法則を用いれば17mの圧力水頭への減圧による気化ガスの量は計算でき、これは約0.5%である。すなわち、大気圧に減圧されることにより気化されるガスの量は、17mの圧力水頭への減圧時より明らかに多くなる。これを確認するため、試錐孔からの流出流量を各圧力から大気圧への減圧量の関数として測定した結果、減圧量が多くなると流出流量は減少するという結果を得た。以上より、坑道掘削による透水性の低下の主原因は、degassingによるものであると示唆している。

表2.3-6 ストリーバ鉱山のV2孔で得られたガスサンプルの結果

Sample No.	Depth m	Flow ml/min	O <sub>2</sub> ppm	N <sub>2</sub> ppm	CO ppm	CO <sub>2</sub> ppm	CH <sub>4</sub> ppm	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> ppm	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> ppm	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> ppm	Vol.% gas
V2:3	799 - 807	32.6	< 1000	27000	< 1	42	270	0.4	< 0.1	< 0.1	2.8
V2:2	812 - 820	66.3	< 1000	40000	< 1	11	200	0.5	< 0.1	< 0.1	4.4
V2:1	970 - 1240	12.4	< 1000	25000	< 1	10	280	2.8	< 0.1	< 0.1	2.9
D1-6	350 - 450	470	< 1000	30000		640	190	0.5			3.1

## (ii) 掘削影響試験

岩盤内に空洞を掘削することによる影響によって、周辺岩盤にゆるみ劣化域が生じ透水性が増大するのか、生じるのであれば、どのような機構で、どの程度生じるのかを把握する目的で、掘削影響試験が実施され、掘削前後の周辺岩盤の透水性が測定されている。ここでは、釜石鉱山（花崗岩）と東濃鉱山（堆積岩）で実施された掘削影響試験について整理する。

### (a) 釜石鉱山における試験<sup>26)</sup>

釜石鉱山における既存坑道から新たにKD-88、KD-89の2本の試験坑道が掘削され、掘削影響試験が実施された。原位置の亀裂調査によれば亀裂の走向はN60E～N80E、傾斜は80Nであり、頻度は1本/mで坑道を横切る規模の亀裂が観察された<sup>27)</sup>。図2.3-40に示す様に、KD-88坑道を掘削する際には試験孔KE-3を用い、KD-89坑道を掘削する際には試験孔KE-6、KE-7を用い試験が実施された。KE-3孔の孔口元から24m奥部にKD-88坑道の壁面が位置し、また、KE-6孔、KE-7孔はKD-89坑道の壁面からそれぞれ1m、3mに位置している。透水試験は低圧ルジオン試験が実施された。

坑道掘削前後の透水性の変化を表2.3-7及び図2.3-43 (a)、(b)、(c)に示す。KE-3孔では坑道壁面から約2mの範囲内では、掘削前に比べ掘削後の方が1ケタ近く透水係数の値が小さくなっている。これは掘削によって坑道周辺にゆるみ領域が発生せず、応力集中によって亀裂の一部が閉じることでかえって透水性が低下したものと推察されている。また、KE-6孔、KE-7孔では壁面から1m離れた位置にあるKE-6孔のうち2区間では掘削後透水係数が一桁大きい値となっている。これは、岩盤の破壊あるいは亀裂の開口等が発生、すなわちゆるみが発生し、透水性が増大したと推察されている。

### (b) 東濃鉱山における試験<sup>28)</sup>

図2.3-41に調査位置の図を示す。試験位置及びその地質は以下の通りである。

A断面；GL-44.5m	… 凝灰質砂岩
B断面；GL-50.5m～GL-52.5m	… 凝灰質砂岩
GL-63.5m～GL-65.5m	… 凝灰質泥岩

A断面の試験孔では立抗からの距離が1.15～2.15m、2.15～3.15m、3.15～4.15m、4.15～5.15mの4区間で透水試験が行われた。B断面では立抗内壁から0.8、1.3、2.3、3.3mの距離に位置する4本の鉛直な試験孔を用いてそれぞれGL-50.5m～GL-52.5m、GL-63.5m～GL-65.5mの2区間で透水試験が行われた。透水試験として低圧ルジオン試験が実施された。

坑道掘削前後の透水性の変化を、A断面については図2.3-43 (d)に、B断面については(e)、(f)に示す。A断面では各測定区間とも掘削後の透水係数は掘削前の透水係数に比べて低下してい

る。これは、掘削に伴う応力集中により岩盤中に体積ひずみ（間隙の閉塞）が生じた可能性があり、掘削後の透水性が低下したものと推察されている。2.15～3.15mの区間では、掘削前の透水性が低く（間隙率が小さい）、相対的に影響が小さかったため、掘削前後の透水係数に変化が見られなかったと考えられている。B断面では坑道壁面から0.8m以内では、2深度とも2オーダー以上透水係数が高くなっている。0.8mの地点ではボアホールテレビ観察により、図2.3-42に示す様に試錐孔内の透水試験区間に掘削後、縦割れの亀裂が確認（ゆるみの発生）されており、これにより透水係数が高くなったものと推察されている。

## (2) 考察

各試験で得られた知見を整理すると以下の通りである。

- ・坑道掘削の際、degassingにより周辺岩盤に不飽和領域が生じ透水性が低下する可能性がある。
- ・掘削によって、坑道周辺にゆるみ域が発生する場合と、発生しない場合がある。ゆるみ域が発生する場合は、岩盤の破壊、あるいは、亀裂の開口等が発生したためと考えられる。反対に発生しない場合は、応力集中によって亀裂の閉塞が生じたためと考えられる。

一般には坑道掘削により周辺岩盤にゆるみ域が生じ、そのため周辺岩盤の透水性は増大するものと考えられているが、以上の結果から一概にはそうとは言えないことがわかる。degassingがどのくらいの減圧から生じるのか現時点では定量的に把握されていないが、釜石鉱山では初期水圧が $1.7\text{kgf/cm}^2$ 以上の値が測定された地点もあり、その地点ではdegassingが生じている可能性があり、透水性の低下がdegassingにより生じていることも考えられる。また、掘削影響試験での周辺岩盤の透水性の増加あるいは減少は、そのサイトにおける亀裂の走向傾斜の影響が大きいものと考えられる。すなわち、亀裂の走向方向に坑道を掘削する場合は、掘削により坑道周辺にゆるみ域が生じ、透水性が増大する可能性があると考えられるが、反対に亀裂の走向と垂直方向に坑道を掘削する場合は、亀裂が閉じる方向に掘削応力が生じるため透水性が低下する可能性がある。前述の様に、掘削坑道周辺に不飽和領域が生じるかどうかの一因として岩盤の透水性の大小が考えられると思われるので、坑道掘削により発生する不飽和領域のメカニズムを把握するうえで、周辺岩盤の透水性の変化を把握しておく必要があると思われる。

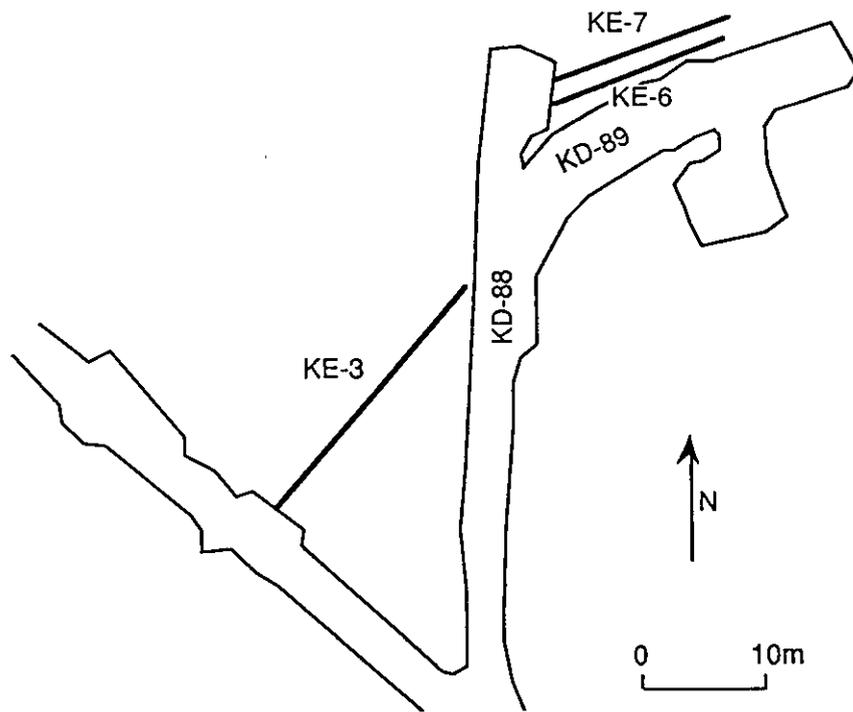


図2.3-40 試験坑道および計測ボーリングの位置

表2.3-7 坑道掘削前後の各区間の透水係数一覧表（花崗岩）

試錐孔	No.	試験区間(m)	掘削前		掘削後		k'/k
			透水係数k (cm/s)	間隙水圧 (kgf/cm <sup>2</sup> )	透水係数k' (cm/s)	間隙水圧 (kgf/cm <sup>2</sup> )	
KE-3	1	22.20~23.00	$2.41 \times 10^{-8}$	0.93	$4.97 \times 10^{-9}$	0.00	<u>0.21</u>
	2	21.40~22.20	$1.63 \times 10^{-7}$	1.27	$4.41 \times 10^{-8}$	0.69	<u>0.27</u>
	3	20.60~21.40	$2.21 \times 10^{-7}$	1.48	$2.28 \times 10^{-7}$	0.32	1.03
	4	19.80~20.60	$1.25 \times 10^{-7}$	1.41	$1.67 \times 10^{-7}$	0.19	1.34
	5	10.50~11.30	$6.21 \times 10^{-8}$	2.20	$1.42 \times 10^{-6}$	0.09	22.87
	6	7.90~9.90	$1.60 \times 10^{-6}$	0.46	$8.80 \times 10^{-7}$	0.13	0.55
KE-6	1	13.55~14.15	$8.82 \times 10^{-9}$	0.21	$2.51 \times 10^{-8}$	0.13	<u>2.85</u>
	2	12.65~13.25	$3.42 \times 10^{-7}$	1.51	$6.95 \times 10^{-8}$	0.21	0.20
	3	11.55~12.15	$1.15 \times 10^{-8}$	0.70	$1.05 \times 10^{-8}$	0.01	0.91
	4	10.60~11.20	$5.49 \times 10^{-6}$	1.57	$1.56 \times 10^{-6}$	0.12	0.28
	5	9.20~9.80	$1.08 \times 10^{-9}$	0.01	$7.15 \times 10^{-8}$	0.00	<u>66.20</u>
KE-7	1	14.40~15.00	$2.27 \times 10^{-7}$	0.39	$3.18 \times 10^{-8}$	1.50	0.14
	2	12.90~13.50	$2.98 \times 10^{-9}$	0.03	$2.98 \times 10^{-9}$	0.07	1.00
	3	12.10~12.70	$2.40 \times 10^{-5}$	2.51	$1.00 \times 10^{-6}$	0.02	0.04
	4	10.60~11.20	$2.57 \times 10^{-9}$	0.18	$2.17 \times 10^{-9}$	0.10	0.84
	5	9.80~10.40	$2.85 \times 10^{-9}$	0.25	$2.15 \times 10^{-9}$	0.07	0.75

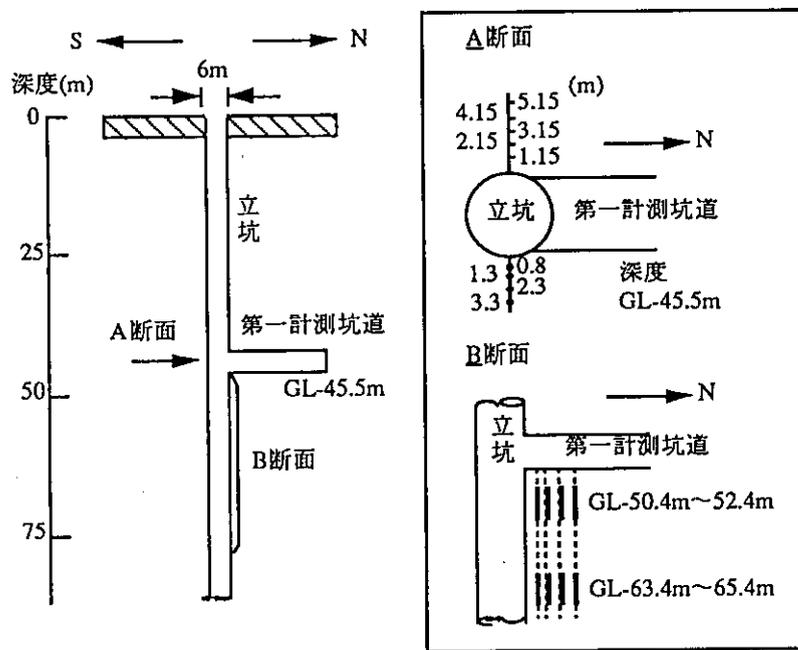


図2.3-41 調査位置図

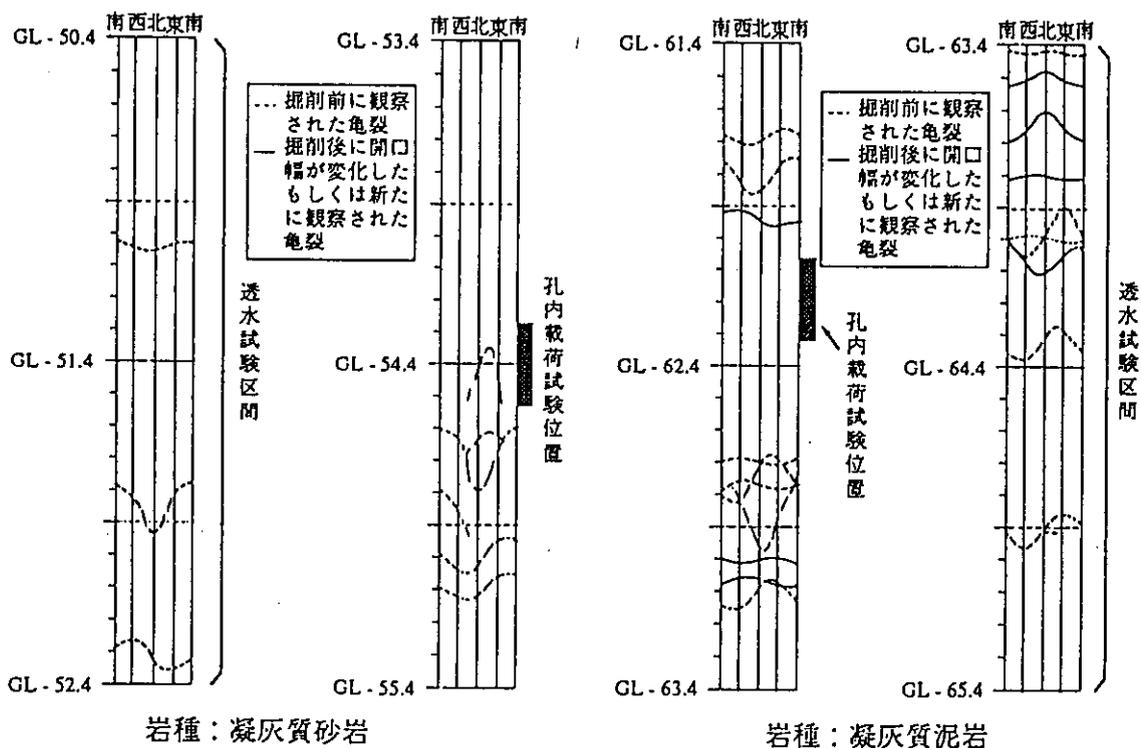


図2.3-42 ボアホールテレビ観察による孔壁面の展開図

(立坑から0.8mの距離に位置する試錐孔の壁面)

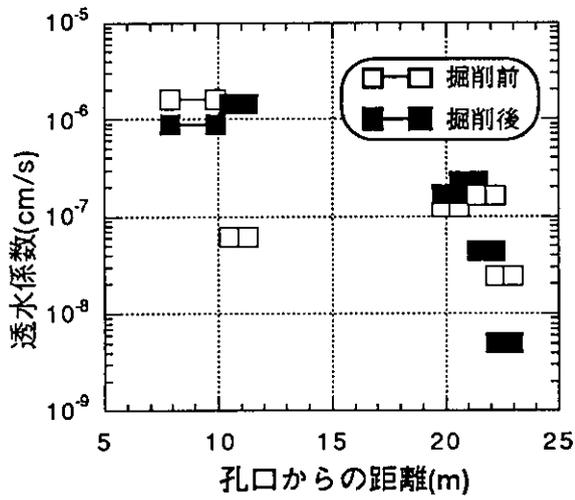


図2.3-43 (a) 透水試験結果 (花崗岩; KE-3孔)

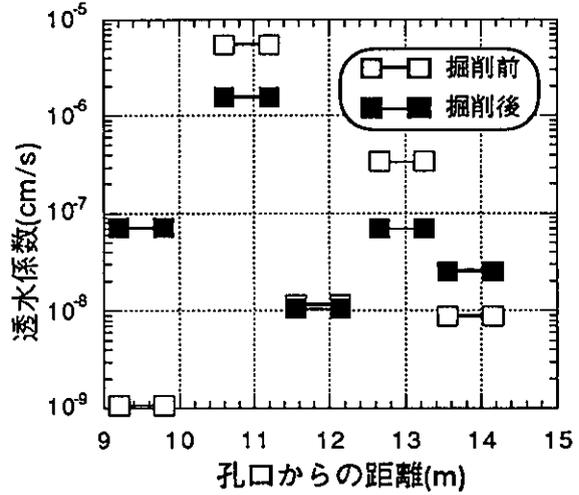


図2.3-43 (b) 透水試験結果 (花崗岩; KE-6孔)

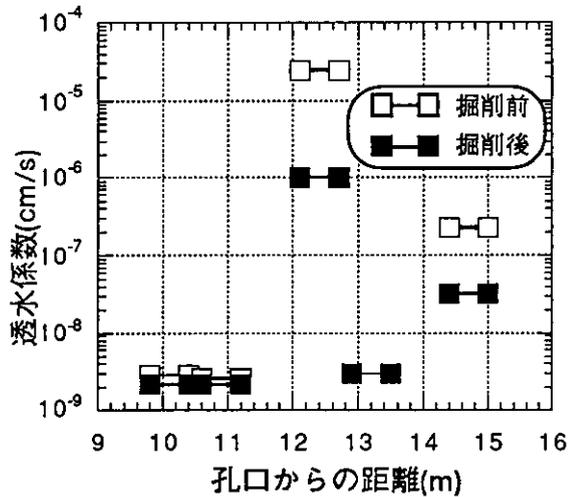


図2.3-43 (c) 透水試験結果 (花崗岩; KE-7孔)

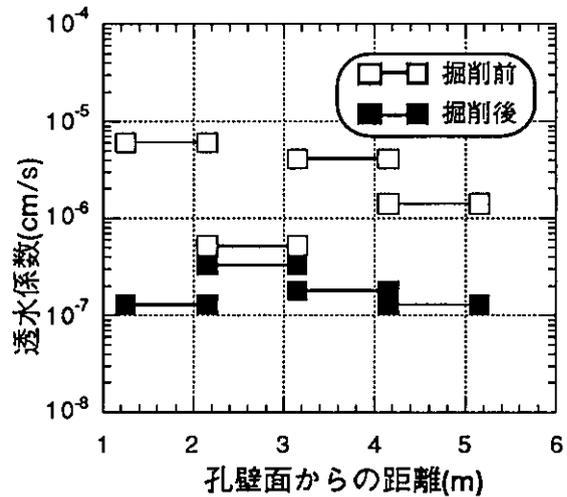


図2.3-43 (d) 透水試験結果 (堆積岩; A断面)

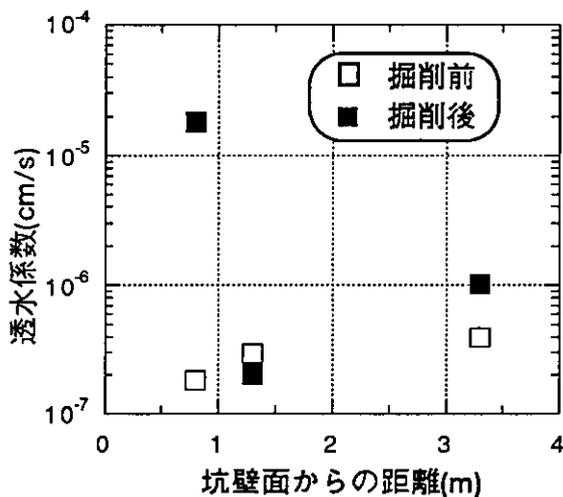


図2.3-43 (e) 透水試験結果 (堆積岩; B断面)  
GL-50.5m~GL-52.5m: 凝灰質砂岩

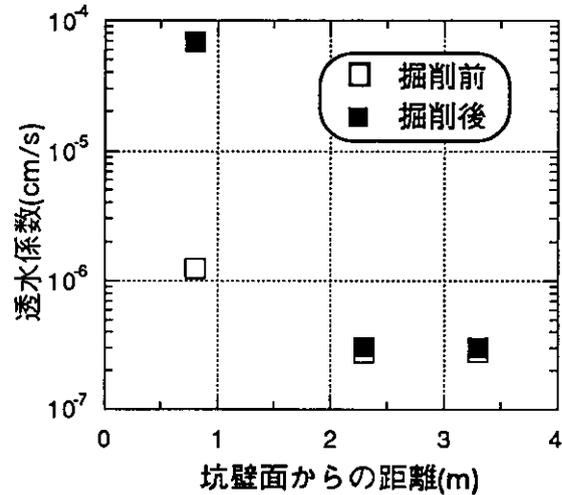


図2.3-43 (f) 透水試験結果 (堆積岩; B断面)  
GL-63.5m~GL-65.5m: 凝灰質泥岩

【参考文献】

- 1) 山崎監修、土壌物理：養賢堂、p.69～71 (1977)
- 2) 岩田、土壌物理とペドロロジー：ペドロジスト、14、(1)、p.28～33 (1970)
- 3) 土壌物理研究会編、土の物理学—土質工学の基礎—：森北出版株式会社、pp.214～217 (1979)
- 4) 岡島、土の水・雑考—その形とポテンシャル—：土壌の物理性、第68号、pp.57～67 (1993)
- 5) 西垣、飽和・不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2、3の考察：土質工学会論文報告集、Vol.23、No.3、pp.165～177 (1983)
- 6) 久保田・河野・宇野、透水—設計へのアプローチ：鹿島出版会、pp.15～18 (1976)
- 7) 土質工学会、土質試験の方法と解説：pp.89～105 (1990)
- 8) K. Watanabe、Evaporation measurement in the Validation Drift -Part3 : Stripa Report、91-36、pp.1～39 (1991)
- 9) M. Schneebeil etc.、Water content and water potential in unsaturated granite:experiment : NAGRA Interner Bericht 92-75、pp.1～52 (1992)
- 10) 酢谷・渡辺・佐久間・野口、釜石鉱山におけるベンチレーションテストを用いた湧水量の測定：第23回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.182～186 (1991)
- 11) 中村・横井・野口・藍沢・荒井、ベンチレーション試験時の坑道近傍における飽和度の推定：第23回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.177～181 (1991)
- 12) 中川・田中、岩盤における透水と透気に関する試験結果について：第24回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.36～40 (1992)
- 13) 千々松・小林・山下・塩崎、亀裂性岩盤における透水及び透気試験結果について：土木学会第48回年次学術講演概要集、pp.1368～1369 (1993)
- 14) 千々松・小林、岩盤内亀裂の水及び気体の浸透に関する一考察—亀裂性岩盤における透水及び透気試験結果—：ハザマ研究年報、pp.89～100 (1993)
- 15) R. H. Nilson etc.、Field measurements of tracer gas transport induced by barometric pumping : High Level Radioactive Waste management、pp.710～726 (1992)
- 16) R. J. Glass etc.、Wetted-region structure in horizontal unsaturated fractures:Water entry through the surrounding porous matrix : High Level Radioactive Waste management、pp.717～727 (1992)
- 17) The international intraval project、Flow and Transport experiment in unsaturated fractured rock performed at the Apache Leap Tuff site, Arizona : Phase 1 test case 11.
- 18) The international intraval project、Experiments in partially saturated tuffaceous rocks in the G-Tunnel

- underground facility at the Nevada test site,USA : Phase 1 test case 12.
- 19) The international intraval project, Unsaturated flow and transport experiments performed at Las Cruces,New Mexico,USA : Phase 1 test case 10.
  - 20) 渡辺・堤・山脇・菅、軟岩の不飽和浸透特性の室内測定と軟岩斜面表層部を対象とした水分移動解析：第24回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.506～510（1992）
  - 21) 大沢・渡辺、空調された岩盤空洞周辺の不飽和帯進行に関する数値解析：第25回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.381～385（1993）
  - 22) S. Fensterle etc.、Inflow to Stripa validation drift under two phase conditions : NAGRA Interner Bericht 91-40, pp.1～311（1991）
  - 23) 西垣・宮本・小野・小久保、岩盤割れ目内の不飽和浸透特性の測定法：第25回土質工学研究発表会、pp.1651～1652（1990）
  - 24) 西垣・中屋・橋本、亀裂性岩盤の不飽和浸透に関する研究：土木学会第47回年次学術講演概要集、pp.644～645（1992）
  - 25) J. Long etc.、Prediction of flow and drawdown for the site characterization and validation site in the Stripa mine : Stripa Project Technical Report, 92-05, pp.101～102（1992）
  - 26) 福田、花崗岩中のトンネル掘削に伴う岩盤挙動と物性変化：第8回岩の力学国内シンポジウム講演論文集、pp.231～236（1990）
  - 27) 横井・野口・長・浜辺、釜石鉱山における地下空間利用と物理探査：物理探査、Vol.44、No.6、pp.350～361（1991）
  - 28) 松井・杉原・佐藤・吉岡、堆積岩地山における立坑周りの力学的・水理学的な特性変化：PNC TR/GE 92-06、pp.21～23（1992）

### 3. 計測手法の検討

#### 3.1 概要

本章では、これまでにいろいろな分野で用いられている不飽和領域を計測する方法について触れるとともに、岩盤の飽和-不飽和の状態に関連する水理特性量や物理量を計測する方法について検討する。

これまでに知られている水分センサーや水理特性量の計測方法は、主として点の測定であるものが多く、岩盤坑道周辺の含水状態を面的に把握するためには多点での測定を実施しなければならないという欠点がある。そこで特に含水状態が測定量に敏感に反映される物理量の分布の調査技術（物理検層や物理探査技術）に着目して、その適用性について検討を行う。物理検層や物理探査技術は、ボーリング孔や坑道壁を利用した線上の調査や、これらを利用した面的な物理量のマクロ的な把握に特徴を有している。一方、飽和-不飽和の状態の発生メカニズムと測定量との関連づけが、これまで殆ど研究されていないという問題もある。

含水状態によって変化する物理量としては、音波速度（弾性波速度）、比抵抗および電磁波速度（振幅）が抽出される。

これまで関連する研究においては、室内試験によってこれらの物理量の校正曲線あるいは基本式を決定し、これを現地測定データに適用することによって、間隙率や飽和度の分布を求める方法が一般的に行われている。

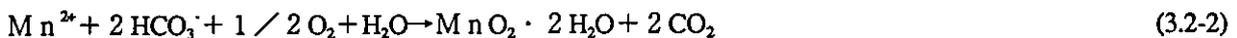
また、特に物理検層技術が重要な役割を占める石油や地熱などの資源開発分野で研究されているフラクチャー型貯留岩の水飽和率（間隙中に占める水分の体積百分率をいう）の定量的評価方法についても検討を行う。

### 3. 2 沈殿物、水質変化に着目した不飽和領域の計測手法

#### (1) 沈殿物に着目した不飽和領域の計測手法

比較的深いトンネル内では、茶褐色や黒色の沈殿物が壁面等に認められることがある。この成因は次のように考えられる。

地下水の地中における停滞時間が長くなると、溶存している酸素 ( $O_2$ ) が有機物の分解や岩石中の還元物質の酸化のために消費されるため、地下水は徐々に還元状態になって行く。地下水が還元状態になると、岩石中の鉄 (Fe) ・マンガン (Mn) は  $Fe^{2+} \cdot Mn^{2+}$  に還元され可溶性となり、地下水中に溶け出てくる。このような還元状態の地下水が空気にあふれると、地下水中に含まれている  $Fe^{2+} \cdot Mn^{2+}$  が酸化され、茶褐色を呈する水酸化第二鉄  $[Fe(OH)_3]$  の沈殿物・黒色を呈する二酸化マンガンの水和物  $(MnO_2 \cdot nH_2O)$  の沈殿物が生成する。これらの沈殿物の生成は、例えば(3.2-1), (3.2-2)式に示されるような反応によるものと考えられる。



また、吹き付けコンクリート等が存在すると、炭酸カルシウム ( $CaCO_3$ ) からなるつらら状の固形物が認められることもある。この固形物の成因は次のように考えられる。すなわち、還元状態の地下水が空気にあふれて  $Fe(OH)_3, MnO_2 \cdot nH_2O$  の沈殿物が生成する際に、二酸化炭素 ( $CO_2$ ) が発生する(3.2-1, 3.2-2式参照)。発生した  $CO_2$  とセメント中の水酸化カルシウム  $[Ca(OH)_2]$  とが(3.2-3)式のように反応し  $CaCO_3$  が生成する。さらに、この  $CaCO_3$  は  $CO_2$  と(3.2-4)式のように反応し、重炭酸カルシウム  $[Ca(HCO_3)_2]$  として地下水中に溶け出る。このようにして地下水中の  $Ca(HCO_3)_2$  濃度が高くなると、今度は逆に、(3.2-5)式のような反応により  $CaCO_3$  の沈殿が生ずる。



これら沈殿物を利用して不飽和領域を計測するには、削孔により岩石をサンプリングし、室内分析する必要がある。また、サンプリング地点の局所的な不飽和の状況把握に成果が限定される。

(2) 水質変化に着目した不飽和領域の計測方法

空洞周辺岩盤のゆるみ、空洞への湧水、換気により不飽和領域が発生した場合を想定し、採水・室内分析を必要としない水質の自動計測項目を抽出し、表3.2-1に示す。

(3) 沈殿物、水質変化に着目した不飽和領域の計測手法のまとめ

両計測手法の長所・短所を比較し表3.2-2に示す。いずれの手法も、不飽和領域の計測を目的として測定された例は少なく、検証実験を行うことが望ましい。

表3.2-1 期待される水質計測項目

No.	計測項目	予想される変化		備考
		飽和状態	不飽和状態	
1	酸化還元電位 Eh	負 → 正		還元状態から酸化状態へ変化する
2	水素イオン濃度 pH	大 → 小		Fe <sup>2+</sup> 、Mn <sup>2+</sup> 等の溶存成分の沈殿による重炭酸イオン濃度の低下。
3	電気伝導度 EC	大 → 小		Fe <sup>2+</sup> 、Mn <sup>2+</sup> 等の溶存成分の沈殿による変化
4	溶存酸素 DO	小 → 大		地下水への酸素の溶解

注1) 空洞周辺岩盤のゆるみ、空洞への湧水、換気による不飽和領域の発生を想定。

注2) 自動計測が可能な項目に限定。

注3) 基本測定項目として温度測定を追加する必要がある。

表3.2-2 沈殿物、水質変化に着目した不飽和領域の計測手法

No.	計測手法	長 所	短 所	備 考
1	沈殿物	・ サンプル・分析地点の不飽和領域の状況が比較的正確に把握できる。	・ 自動計測が不可	・ いずれの手法も不飽和領域の広がりだけが把握でき、飽和度等の定量はほとんど不可能。
2	水質変化	・ 自動計測が可能である。	・ センサーの耐久性に課題がある。	

### 3.3 既存の調査手法

現時点では岩盤を対象とし、不飽和領域を測定する有効かつ確立した手法はない。そのため、ここでは実績のある土質を対象とした測定手法について記す。

地盤が飽和状態から不飽和状態に移行した時の水理状況変化から期待される測定項目を想定し、その基本的な測定方法と課題を表3.3-1に示す。

表3.3-1に記したように、不飽和透水係数を測定する方法は、測定誤差、測定時間の他、確立した手法がない等の課題があり、不飽和領域を測定する目的にはそぐわないと判断される。そのため、ここでは、体積含水率（又は水分量）、圧力の測定に限定し以下に概要を述べる。

#### (1) 体積含水率（又は水分量）の測定

地盤は不均質なため、本測定法を用いて不飽和領域を測定するには、あらかじめ飽和状態での体積含水率を測定し、その値からの変化により不飽和領域を測定する必要がある。土質領域では土壌水分計と呼称されるセンサーが良く用いられており、代表例の概要を以下に記す。

表3.3-1 期待される測定項目

No	測定項目	飽和状態から不飽和状態への変化状況	基本的な測定方法	課題
1	体積含水率 又は水分量	・ 体積含水率の低下	・ 飽和状態での体積含水率又は水分量を予め測定し、ある時点での測定値が飽和時の値より低下している時不飽和状態とする。	飽和状態での値を予め測定する必要がある。
2	間隙気体圧 又は間隙水圧(サクション圧)	・ 気体圧力の発生  ・ 間隙水圧の低下	・ 溶存ガスの気泡化が要因の場合 気体圧力を測定し、その値が大気圧以上の時不飽和状態とする。  ・ ゆるみ域の発生と湧水及び蒸発が要因の場合 サクション圧(大気圧以下の負圧)を測定し、その値が大気圧以下の時不飽和状態とする。	直接的な測定方法であり、飽和状態での圧力を予め測定する必要はないが、左記いずれの場合も圧力センサーを埋設する必要がある。
3	不飽和透水係数	・ 透水係数の低下	・ 飽和状態での透水係数を予め測定し、ある時点での測定値が飽和時の値より低下している時不飽和状態とする。	透水係数の測定誤差が大きく、また測定に時間を要するため現在の技術では事実上不可能。

a. 誘電式土壌水分計

3.5.3 電磁波速度（振幅）の含水量による変化の項で後述するように、地盤の含水率が高くなると誘電率が高くなることが知られている。この原理を利用して地盤中に埋設したセンサーにより地盤の誘電率を測定し、土壌水分を検知する測定器が開発されている。

この方式による土壌水分計を用いた土壌の乾燥過程の室内実験の概念図（桧山他,1993）を図3.3-1に示す。図中のSOIL MOISTURE METERと記されているものが土壌水分計であり、実験に用いた土壌水分計は、水分検知部にセラミックを、発振器として10MHzの水晶発振器を用いている。

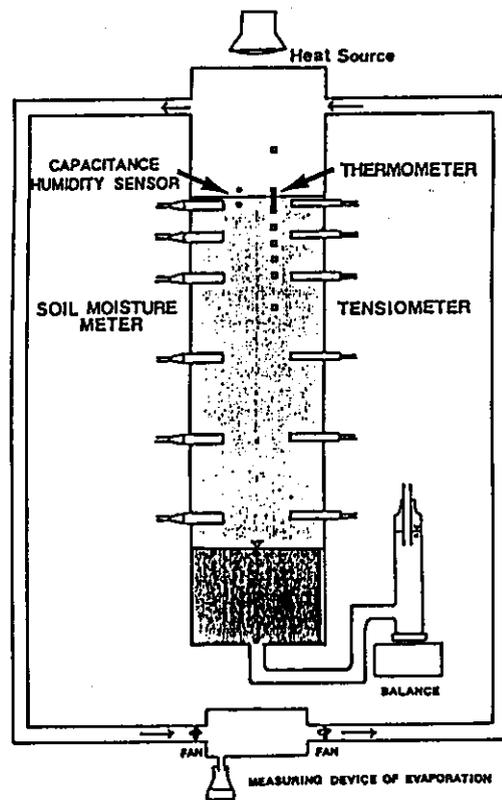


図3.3-1 誘電式土壌水分計を用いた室内実験の概念図

b. ヒートプローブ式土壌水分計（嶋田他,1992）

土壌の熱伝導率に影響を及ぼす因子には各種あるが、水分量は最も大きな影響を与える因子である。この性質を利用して、あらかじめ室内で土壌の含水比－熱伝導率の関係を求めておけば、熱伝導率の測定から含水比を求めることができる。

この原理に基づくヒートプローブ方式の土壌水分計を図3.3-2に示す。これは針状の電気ヒータを土中に挿入し発熱させ、ヒータの温度上昇と発熱量の関係から、次式をもちいて土の熱伝導率（ $\lambda$ ）を求めるものである。

$$T - T_0 = q / (4 \pi \lambda) [d + \ln(t - t_0)] \quad (3.3-1)$$

- ここに  $T - T_0$  : 上昇温度  
 $q$  : 熱量  
 $\lambda$  : 熱伝導率  
 $t - t_0$  : 加熱時間  
 $d$  : 時間依存定数

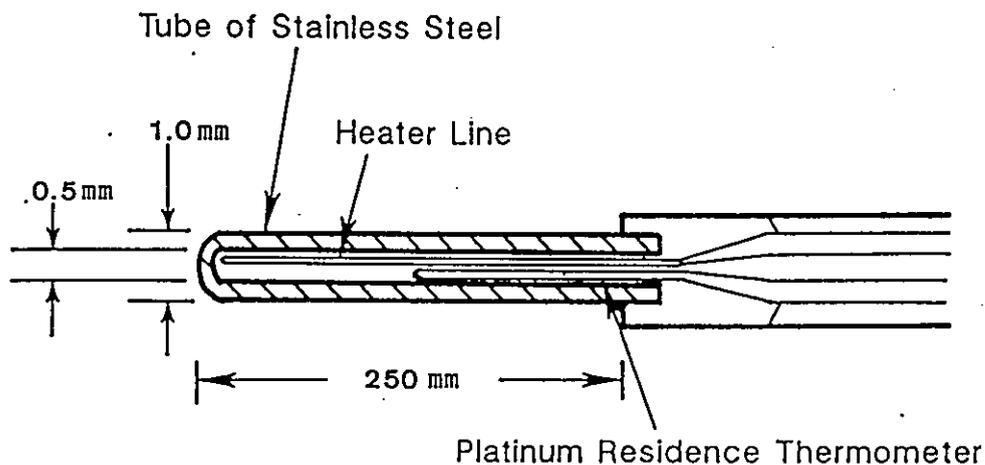


図3.3-2 ヒートプローブ式土壌水分計センサー

## (2) 間隙気体圧又は間隙水圧（サクシオン圧）の測定

本測定法では、体積含水率（又は水分量）測定の場合に必要な飽和時の測定値を必要としないという長所を有する。

### i) 間隙気体圧力の測定

溶存ガスの気泡化が不飽和領域発生の要因の場合、間隙の気体圧力を測定し、サクシオン圧を無視すれば、その値が大気圧以上の時不飽和状態と判断できる。間隙の気体圧力は、圧力センサーの受感部に水は透過しないが気体は透過するフィルターを設置し、測定することができる。この技術はフィルターに限界圧力があること等の課題はあるもののほぼ確立されている。ただし、岩盤中に設置するには別途研究開発が必要となる。

### ii) サクシオン圧の測定

ゆるみ域の発生と湧水及び蒸発が不飽和領域発生の要因の場合、間隙水圧を測定し、その値が大気圧以下の時不飽和状態と判断される。

サクシオン圧を測定する方法として、負圧を測定しうる圧力センサーの受感部に岩盤中に設置するための石膏セラミックディスク等を配置する（西垣他，1993）ことが一例として挙げられる。圧力センサーについては、確立された技術であるが、石膏セラミックディスク等については、測定限界圧力他の課題があり、別途研究開発が必要である。

また、土質領域で用いられている不飽和領域の間隙水圧測定法の代表例の概要を以下に記す。

#### a. テンシオメータ

土壌水のマトリックポテンシャルを測定するセンサである。構造は図3.3-3に示すように、ポーラスカップとこれに連結した圧力計からなる。ポーラスカップは土中の所定の位置に埋設され、気密に圧力計と連結した脱気水で満たされる。これにより、土壌水と管内の水とは多孔質の壁を通じて水理的に連続となり、圧力計の読みからマトリックポテンシャルを測定する。テンシオメータは原理と構造が簡単であり、ポテンシャル測定の装置として農業、土木などの分野で広く使用されている。ただし、常温付近では水の飽和蒸気圧が小さいために、理論的に本法では1気圧弱の負圧（水分張力  $pF_3$ ）までしか測定できない。さらに通常信頼できるのは、水分張力約0.6bar ( $pF_{2.8}$ ) 以下とされている。

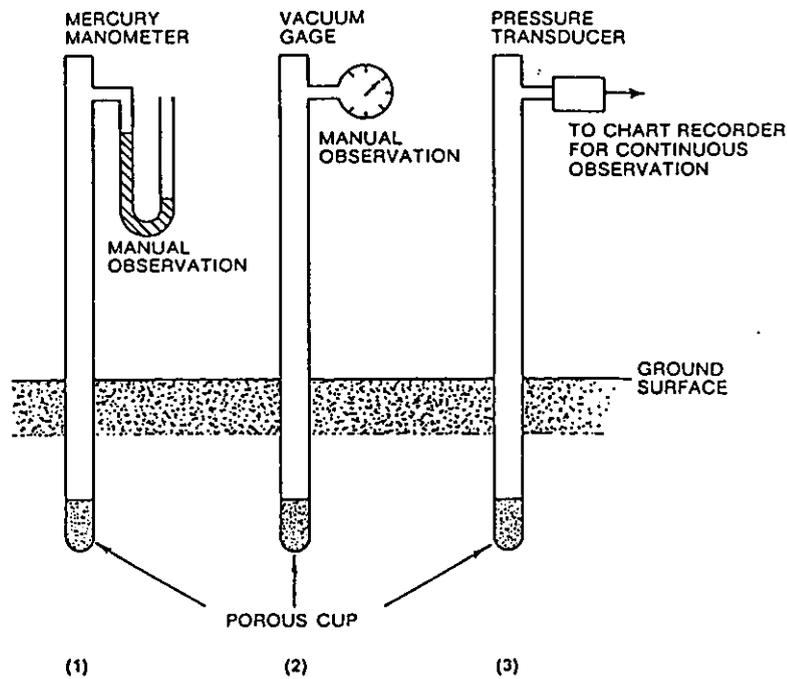


図3.3-3 テンシオメータ

b. 熱電対サイクロメータ

熱電対を利用してその出力電圧から土中の相対湿度を測定し、これから土壌水の化学ポテンシャル（マトリックポテンシャルと浸透ポテンシャルの和）を間接的に求めるセンサである。

相対湿度と化学ポテンシャル(Pc)との関係は次の KELVIN 等式で与えられる。

$$P_c = \frac{RT}{V} \ln(e/e_0) \quad (3.3-2)$$

ここに R：ガス定数

T：絶対温度(K)

V：水のモル量 ( $1.8 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$ )

$e/e_0$ ：相対湿度

熱電対サイクロメータの構造を図3.3-4に示す。これは、二つの熱電対からなり、一方は、スクリーンゲージ（セラミックス等）内に組み込まれた土中の空気と接する状態にあり、他方は土中の湿分に影響を受けない気密環境にある。スクリーンゲージ内の熱電対は、結合点の温度変化の影響を小さくするために、非常に細い（ $25 \mu\text{m} \phi$ 程度）ものが用いられる。

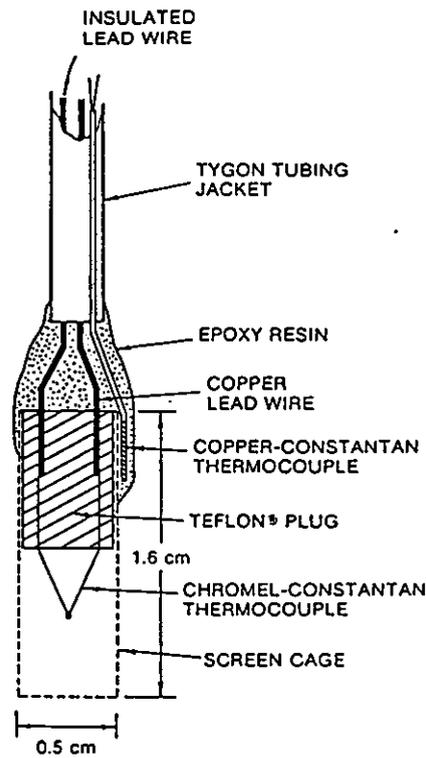


図3.3-4 熱電対サイクロメータ

熱電対サイクロメータではサイクロメトリック法（乾湿球法）とハイグロメトリック法（露点法）の2つの方法で相対湿度が測定できる。

両方法とも熱電対に電流を流すとその結合点が冷却する現象（ペルチェ効果）を利用し、土中の空気中の湿分をスクリーングージ中の熱電対の結合点に凝集させる。

サイクロメトリック法（乾湿球法）では、熱電対の冷却を終えた後に、結合部（湿球）の水滴が蒸発して行く過程の温度をモニタリングする。これと水滴の形成されていないもう一つの熱電対（乾球）との温度差から、相対湿度を求める。

一方、点ハイグロメトリック法（露点法）は、水滴が形成される結合点で熱電対の冷却と、水蒸気の凝縮による潜熱の発生とが平衡するように制御し、そのときの温度つまり露点温度を求めるものである。この露点温度から、相対湿度そして化学ポテンシャルが計算される。

熱電対サイクロメータで測定される化学ポテンシャルは、0.9～72bar (pF2.96～4.87)の範囲にある。

### 3. 4 石油検層分野において用いられている水分飽和度の計測手法

石油探査の分野においては、石油・ガスなどの炭化水素分の埋蔵量を算定し、油田開発の採算性を評価するために検層技術が重要な役割を果たしている。

埋蔵量算定のために要求されるパラメータは間隙率 (porosity)、炭化水素飽和率 (hydrocarbon saturation = 1 - 水飽和率 water saturation) および含油層の厚さであり、これらを精度良く決定するために種々の計測・解析手法が利用されている。ここで水飽和率とは土木分野で用いている水分飽和度 (あるいは飽和度とも言い、間隙中に占める水分の体積百分率で定義される) と全く同じものである。石油探査分野では水飽和率の他に油分飽和率や炭化水素飽和率なども扱われるが土木分野では通常飽和度と言えば水分飽和度のことである。

とりわけ水飽和率が45~65%程度と評価される場合にはクリティカルな判断が要求されるので、かなり注意深い検討が必要になる (J.T.Dewan,1983)。石油探査の分野においては岩石、水、石油、ガスからなる系を取り扱っているが、本研究においても岩盤中の水分飽和度の分布を測定できれば不飽和領域の広がりや把握できると考えられることから同一の計測手法が適用できる可能性があると考えられるので詳しく紹介することにする。

#### 3. 4. 1 粘土分を含まない地層の水飽和率

— clean (non shaly) water-filled formation —

##### (1) 基本式

水飽和率を求めるための基本式は次の3つである。

$$S_w = I^{-1/n} \quad (3.4-1)$$

$$I = \frac{R_t}{F R_w} = \frac{R_t}{R_o} \quad (3.4-2)$$

$$F = a \phi^m \quad (3.4-3)$$

ここで  $S_w$  = 水飽和率 (%または0~1.0)  
 $I$  = 比抵抗指数 (無次元)  
 $n$  = 飽和指数 (実験的に決められる定数)  
 $R_t$  = 地層の真の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )  
 $R_w$  = 地層水の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

- $R_0$  = 100%飽和状態の地層の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )  
 $F$  = 地層比抵抗係数 (無次元)  
 $\phi$  = 間隙率 (%または0~1.0)  
 $a$  = 定数 (実験的に決められる定数)  
 $m$  = 膠結係数 (実験的に決められる定数、例えば3.4.1, (2)参照)

ボーリング孔周辺の泥水および地層水の分布状態のモデルを図3.4-1に示す。

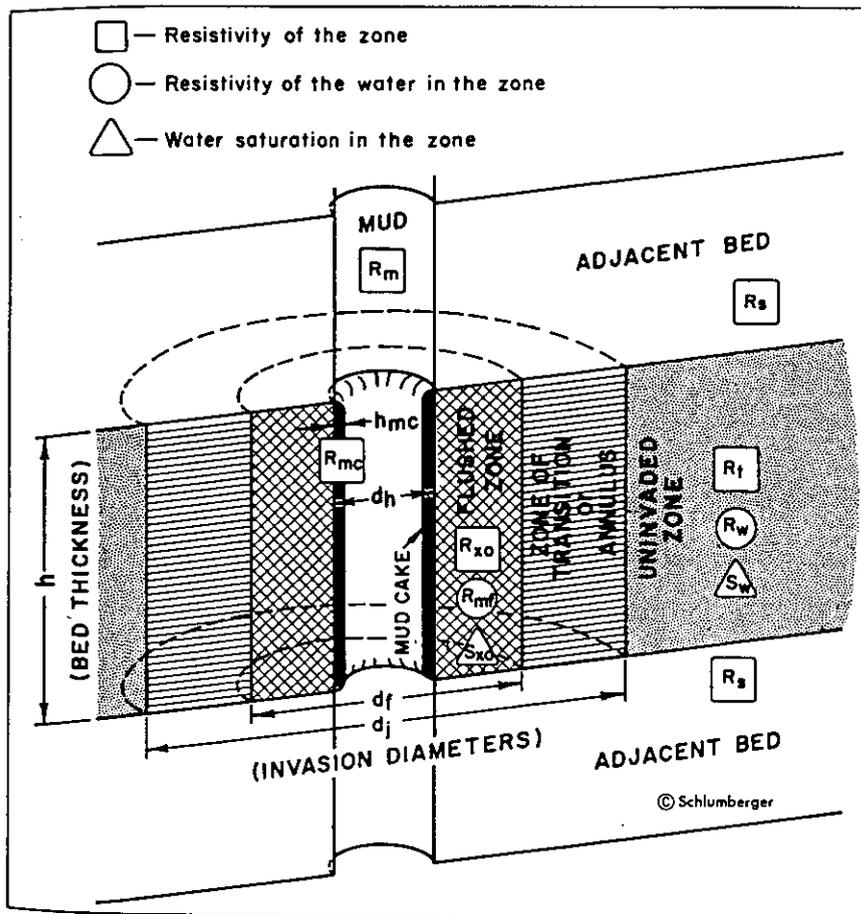


図3.4-1 ボーリング孔周辺の泥水および地層水の分布状態のモデル

(1)~(3)式はArchie (1942) が、クリーンな砂岩についての実験から得た実験式を基にしていることからアーチーの式と呼ばれている。クリーンな砂岩とは石英質の粒子からなる砂岩で粘土分の含有量が極めて微量なものを言っている。一般的に石油分野では対象岩石として石英質な砂岩、石灰岩(limestone)、苦灰

岩 (dolomite)、硬石膏 (anhydrite) などを考慮している。また間隙としては粒子間や結晶間などの間隙を一次間隙として主要な検討対象としている。二次間隙としては結晶中の間隙 (vug) などがある。

(2) アーチーの式を直接用いて水飽和率を計算する方法

計算手順を次に示す。

- ① 間隙率 (porosity)  $\phi$  をコアサンプルの室内試験あるいは孔隙率検層 (porosity log) から求める。ここで孔隙率検層とは間隙率を求めることのできる音波検層 (sonic log)、中性子検層 (neutron log) および密度検層 (density log) のいずれかのことである。物理探査分野では一般に孔隙率検層と呼んでいる。
- ② (3.4-3)式を用いて地層比抵抗係数 F を計算する。

このとき用いる膠結係数 (cementation exponent) m を求めるのには次の方法がある。

- ・既存文献の値を用いる (例えば3.5.2、表3.5-1)。
- ・室内試験によって求める。
- ・100%水で飽和している地層区間での検層データを用いて求める。

炭酸塩岩については  $F = 1/\phi^2$ 、砂岩では  $F = 0.62/\phi^{2.15}$  (ハンブルの式) 又は  $F = 0.81/\phi^2$  が使われることが多い。

- ③ (3.4-2)式を用いて比抵抗指数 I を計算する。

このためには  $R_t$  および  $R_w$  の値が必要になる。 $R_t$  はインダクション検層やラテロ検層などの比抵抗検層の結果から得る。 $R_w$  を求めるのには次の方法がある。

- ・地層水を採取して直接測定する。
- ・自然電位検層 (SP ログ) 結果を利用して次の関係式から求める。

$$SSP = -K \log \frac{R_{mfe}}{R_{we}} \quad (3.4-4)$$

$R_{we}$  = 地層水の等価比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$R_{mfe}$  = 泥水濾過水の等価比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

SSP = 純粋砂岩の自然電位 (millivolts)

$$K = 61 + 0.13 T$$

T は華氏温度

$R_w$ と地層水の比抵抗 $R_w$ 、 $R_{mf}$ と泥水濾過水の比抵抗 $R_{mf}$ との関係は実験結果に基づく補正曲線を用いて与えられる。詳しくは参考文献5)を参照されたい。

④ (3.4-1)式を用いて水飽和率 $S_w$ を計算する。

$n$ については実験結果に基づいて $n = 2$ が用いられることが多いようである。

この方法の利点は簡略に水飽和率が求められることにあるが、欠点は多数の変数( $R_t$ 、 $\phi$ 、 $R_w$ 、 $a$ 、 $m$ 、 $n$ )が必要でそれぞれの変数が正確でないと精度が悪くなることである。水飽和率が100%であれば岩盤中の孔隙は地層水で飽和されていることを示しており、水飽和率が100%以下であれば岩盤は不飽和状態にあることを示している。

### (3) 比率法

ボーリング孔周辺部の地層水が泥水によって置換された領域(フラッシュゾーン)における水飽和率 $S_{xo}$ とフラッシュゾーンを取り巻く外側の泥水非浸透領域における水飽和率 $S_w$ を比較することにより水飽和率を推定する方法である。

(3.4-1)式と(3.4-2)式とから

$$(S_w)^n = \frac{F R_w}{R_t} \quad (3.4-5)$$

フラッシュゾーンにおいては次式が得られる。

$$(S_{xo})^n = \frac{F R_{mf}}{R_{xo}} \quad (3.4-6)$$

ここに  $S_{xo}$  = フラッシュゾーンにおける水飽和率

$R_x$  = フラッシュゾーンの比抵抗

$R_{mf}$  = 泥水濾過水比抵抗

(3.4-5)式と(3.4-6)式から

$$\left(\frac{S_w}{S_{xo}}\right)^n = \frac{R_{xo}/R_t}{R_{mf}/R_w}$$

経験式  $S_{xo} = S_w^{1/5}$ を用いると

$$S_w = \left(\frac{R_{xo}/R_t}{R_{mf}/R_w}\right)^{5/4}$$

両辺の対数をとると

$$\log S_w = 5/8(\log R_{xo} - \log R_t) + 5/8(\log R_w - \log R_{mf})$$

$R_{xo}$ はマイクロラテロ検層から、 $R_t$ はインダクション検層やラテロ検層などから、 $R_{mf}/R_w$ は自然電位検層 (3.4-(4)式) などから求めることができる。

比率法の主な利点は間隙率を必要としないことである。欠点はフラッシュゾーンでは全ての地層水が泥水で置換されていると仮定していることや、対象区間内では $R_{mf}$ および $R_w$ が一定であることが必要なことである。

#### (4) 比抵抗対間隙率のクロスプロット法

(3.4-2)、(3.4-3)式から次式を得る。

$$\log R_t = -m \log \phi + \log R_w + \log I \quad (3.4-7)$$

ただし  $a = 1$

(3.4-7)式は $R_w$ と $I$ が一定であれば $\log R_t$ と $\log \phi$ は直線関係にあることを示している。 $\log R_t$ と $\log \phi$ の関係をプロットすれば、直線関係の勾配から $m$ が、 $\phi = 100\%$  ( $I = 1$ )の切片の値から $R_w$ を求めることが可能である。

$\phi$ は孔隙率検層から、 $R_t$ は前述のようにインダクション検層やラテロ検層などの比抵抗検層から求める。

図3.4-2にクロスプロットの例を示す。100%の水飽和率の関係をまずグラフ上で求め、この関係から離れた区間データについて $S_w$ を評価する。

(3.4-7)式は孔隙率検層の直接の測定量に置き換えることが可能である。特に音波検層と中性子検層がよく用いられている。

音波検層については、

$$\Delta t = \Delta t_m + B \phi \text{ の関係を用いて}$$

$$\log R_t = -m \log (\Delta t - \Delta t_m) + m \log B + \log R_w + \log I$$

ここで  $\Delta t$  = 音波伝播時間

$\Delta t_m$  = マトリックス中の音波伝播時間

$B$  = 定数

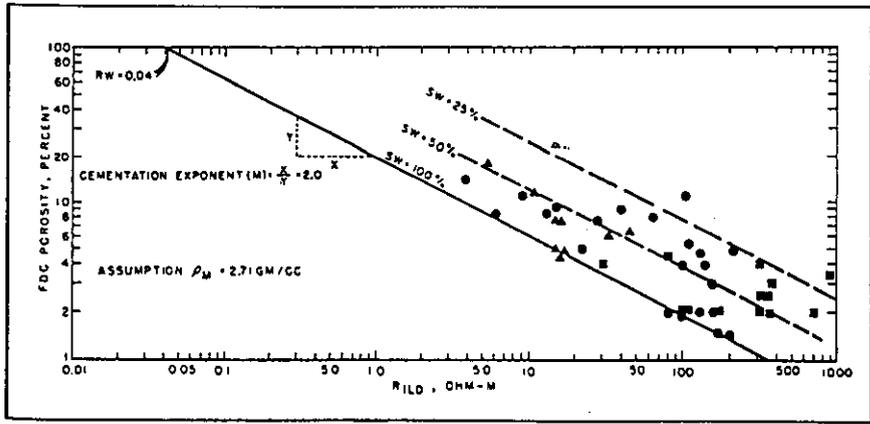


図3.4-2 比抵抗対間隙率のクロスプロット例

$\Delta t$ と $\phi$ の関係の例を図3.4-3に示す。

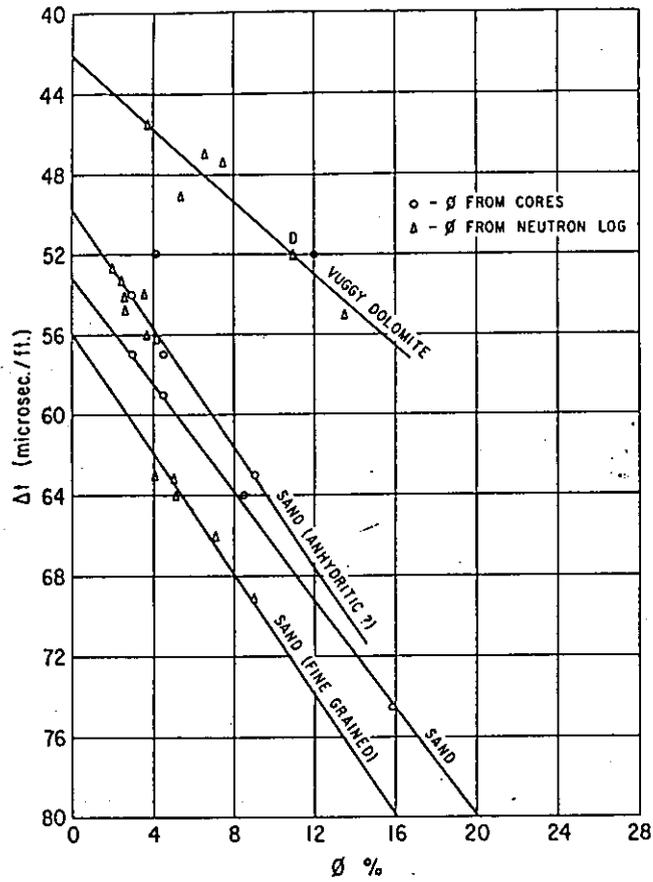


図3.4-3  $\Delta t$ と $\phi$ の関係の例

また  $n=m=2$ 、 $a=1$  とすると(3.4-1)~(3.4-3)式から

$$\phi = \frac{\sqrt{R_w}}{S_w} \cdot \frac{1}{\sqrt{R_t}} \quad (3.4-8)$$

の関係式が得られる。

$\phi$  と  $1/\sqrt{R_t}$  の関係を図3.4-4のようにプロットした図を Hingle-plot と呼んでいる。

Hingle-plot上では  $\phi$  と  $1/\sqrt{R_t}$  は直線関係を示しその勾配は  $\sqrt{R_w}/S_w$  で表わせる。従って、 $S_w=100\%$ の直線 (Roライン) が決定できれば、 $R_w$ が求まり、次にRoラインを基準にして等飽和率線を設定することによって、それらの間にプロットされた区間の  $S_w$ を決定することができる。この方法の利点は複数区間を迅速に評価できることであり、欠点は対象区間にわたって  $R_w$ や岩石のマトリックス成分は一定であると仮定すること、 $R_t$ 、 $m$ 、 $n$  および  $\Delta t_m$ 、 $\phi_N$  (Neutron Porosity, 中性子検層で求めた間隙率) などの値が必要になることである。

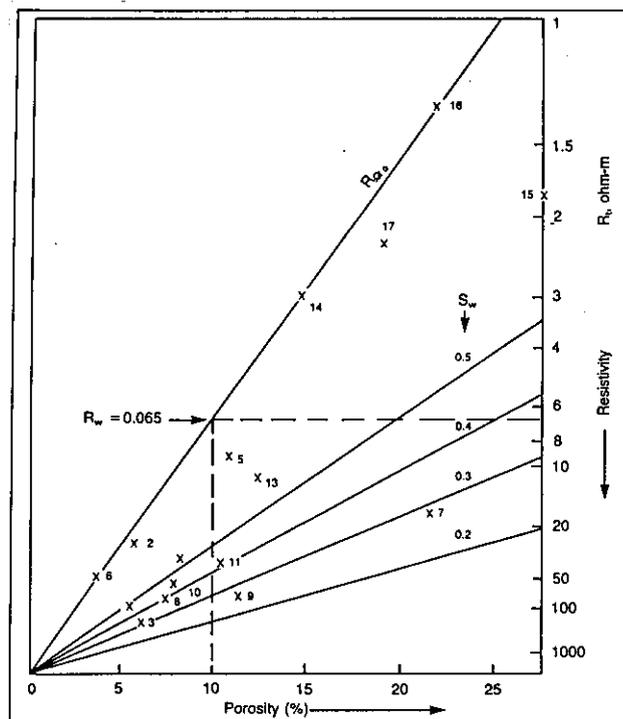


図3.4-4 Hingle-plotの例

(5) Rwaプロット法

地層水の見かけ比抵抗Rwaを次式から求め、水飽和率を推定する方法である。

$$R_{wa} = R_t / F$$

(3.4-2)、(3.4-3)式を用いて

$$R_{wa} = \frac{R_t}{a \phi^m}$$

$$R_{wa} = I R_w$$

従って、Rwが一定であれば、異なる区間のRwaの比率はIの比率に一致する。100%水飽和率の区間が特定できれば、他の区間の飽和率を計算することができる。RwaはRtとφ、mとから計算できる。

この方法で重要なことは、対象区間で地層水比抵抗Rwは一定でなければならない。主な利点はRwを必要としないことである。主な欠点はRt、φ、m、n、aなどのパラメータが必要であることおよびRwが広い区間に渡って一定である必要があることである。

以上(2)~(5)まで物理検層による水飽和率Swの算定方法を紹介してきたが、Picket (1966) によれば石油井戸を評価する場合、1つの方法だけでは不十分であり、考えられる可能な手法を2つあるいはもっと多く適用してクロスチェックをする必要がある。

上に述べた方法の内容と特徴を一覧表にして表3.4-1に示す。

表3.4-1 物理検層による水飽和率  $S_w$  の算定方法

方 法	内 容	特 徴
(2) $\tau$ - $\phi$ -の式を直接用いて計算する方法	間隙率を室内試験あるいは孔隙率検層によって求めた後、基本式を(3.4-3)、(3.4-2)、(3.4-1)の順番に用いて水飽和率を計算する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 比較的簡単である。</li> <li>・ 多数の変数 (<math>R_t</math>、<math>\phi</math>、<math>R_w</math>、<math>a</math>、<math>m</math>、<math>n</math>) が必要である。</li> <li>・ 変数の値が正確でないと精度が悪い。</li> </ul>
(3) 比率法	泥水置換領域と泥水非浸透領域における水飽和率を比較することにより、水飽和率を計算する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 間隙率を必要としない。</li> <li>・ いくつかの仮定がある。</li> </ul>
(4) 比抵抗対間隙率のクロスプロット法	比抵抗と間隙率のクロスプロットは水飽和率をパラメータとした直線で表せることを利用して水飽和率を計算する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 複数区間を迅速に評価できる。</li> <li>・ 対象区間にわたって <math>R_w</math> や岩石のマトリックス成分は一定であると仮定している。</li> <li>・ <math>R_t</math>、<math>m</math>、<math>n</math>、<math>\Delta t_{mm}</math>、<math>\phi_N</math> などの値が必要である。</li> </ul>
(5) $R_{wa}$ プロット法	地層水の見かけ比抵抗 $R_{wa}$ を求め、水飽和率を計算する。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 対象区間で地層水比抵抗 <math>R_w</math> は一定でなければならない。</li> <li>・ <math>R_w</math> を必要としない。</li> <li>・ <math>R_t</math>、<math>\phi</math>、<math>m</math>、<math>n</math>、<math>a</math> などのパラメータが必要である。</li> </ul>

### 3. 4. 2 粘土分を含む地層の水飽和率

#### — Shaly sand —

粘土分の存在は次の理由で地層の間隙率や水分飽和度などの評価上やっかいな問題とされている。

- ・有効間隙率 (effective porosity) を減少させる。
- ・浸透率 (permeability) を小さくする。
- ・アーチーの式が適用できない。

そのために、Shaly formationの評価には3.4.1に述べた方法を用いることができない。

#### (1) 粘土鉱物の性質

頁岩 (Shale) の主成分は粘土鉱物 (約50%) である。粘土鉱物の大きさは約  $2\ \mu$  であり、平均的な砂岩 (sandstone) の粒子に比べて  $1/10 \sim 1/100$  であるために、砂粒子間に特殊な存在の仕方をしている。

図3.4-5にShaly sand中の粘土の存在の仕方を示す。表3.4-2に代表的な粘土鉱物の性質を示す。

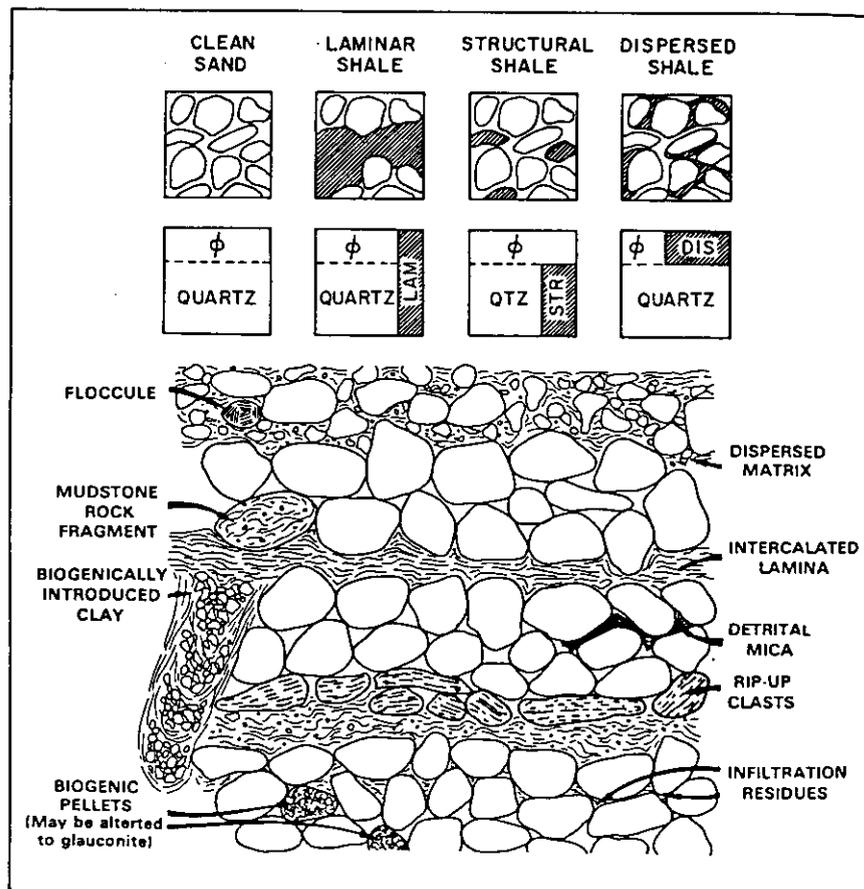


図3.4-5 粘土鉱物の存在の仕方

表3.4-2 代表的な粘土鉱物の性質

Clay Type	CEC meq/g	$\phi_{\text{CNL}}$	$\rho(\text{av})$ , g/cc	Minor Constituents	Spectral GR Components (av)		
					K, %	U, ppm	Th, ppm
Montmorillonite	0.8-1.5	0.24	2.45	Ca, Mg, Fe	0.16	2-5	14-24
Illite	0.1-0.4	0.24	2.65	K, Mg, Fe, Ti	4.5	1.5	<2
Chlorite	0-0.1	0.51	2.8	Mg, Fe	-	-	-
Kaolinite	0.03-0.06	0.36	2.65	-	0.42	1.5-3	6-19

注) 表中のK,U,Thはカリウム,ウラン,トリウム含有率を示す。

粘土鉱物の電気伝導度に強く関連しているパラメータがCEC（陽イオン交換量）であり、モンモリロナイトがもっとも大きく、イライトが続いている。

粘土鉱物はその表面積が非常に大きく、その表面には正または負の電荷をもち、この電荷を中和するために反対符号のイオンが吸着している。吸着イオンを持った粘土鉱物が他のイオンを含む水と接触すると、両者の間で瞬間的な交換反応が起る。交換反応の起りやすさは陽イオン交換容量（CEC）および陰イオン交換容量（AEC）で示されるが、一般に粘土鉱物の表面には負電荷が卓越しているため、陽イオン交換が普遍的である。岩石の電気伝導はおもに孔隙水を媒介とするイオン伝導によるものであることから、岩石の比抵抗とそこに含まれる粘土鉱物のCECの大きさとは関連があると考えられる（高倉、1993）。

図3.4-6に粘土鉱物の比表面積（単位質量当りの粒子の表面積の総和）とCECとの関係を示す。

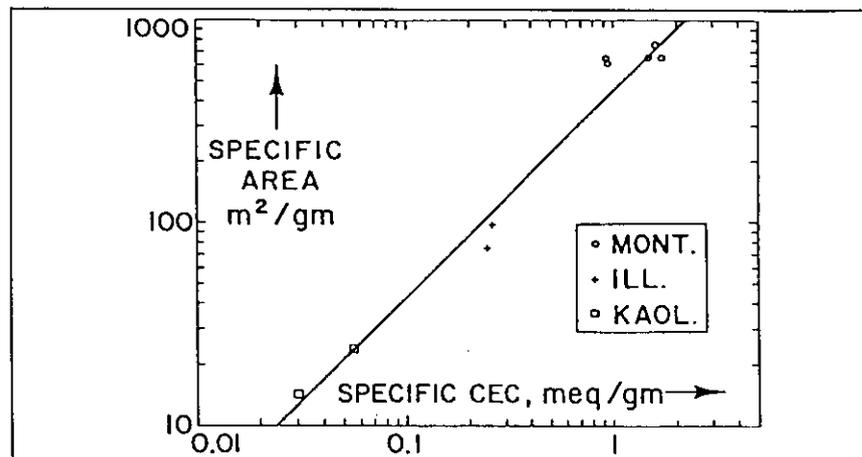


図3.4-6 粘土鉱物の比表面積とCECの関係

(2) 粘土鉱物を含む地層のモデル

Shaly formationの電気伝導度は図3.4-7のように模式的に示される。ここで  $C_0$ は水で飽和した地層の電気伝導度、 $C_w$ は含有水の電気伝導度である。

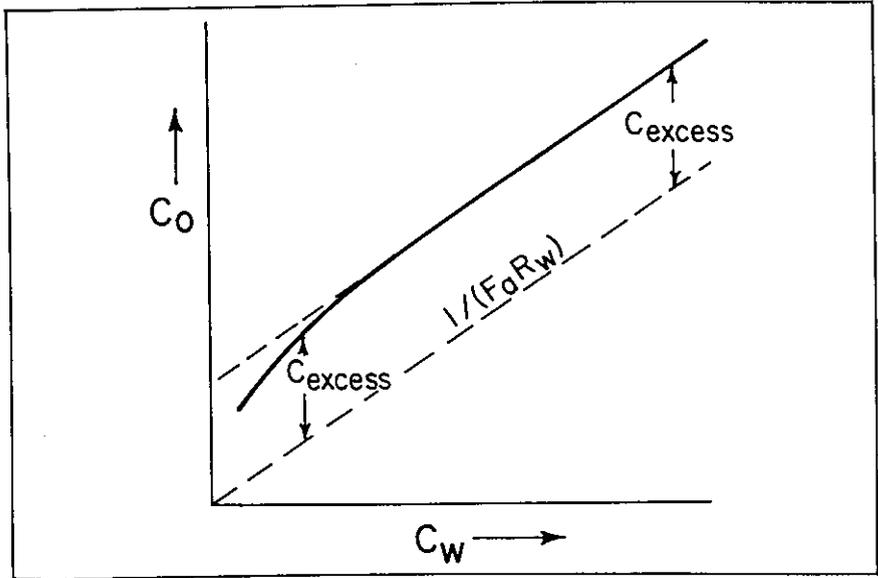


図3.4-7 粘土鉱物によって生じた超過伝導度

$C_{excess}$ が粘土のために生じた超過伝導度である。

Shaly formationの解釈手法は未だ確立されておらず、発展段階にある。現在用いられているモデルを次に紹介する (Dewan,1983)。

[Waxman-Smitsモデル]

粘土鉱物を含む堆積岩の電気伝導度は地層水の電気伝導によるものと粘土鉱物の陽イオン交換によるものがそれぞれ別個に作用するとして次式で表示する。

$$C_t = (S_w \cdot \phi_c)^2 (C_w + B Q / S_w)$$

ここで  $C_t$  = 地層の電気伝導度

$C_w$  = 地層水の電気伝導度

$S_w$  = 粒子表面への結合水と自由水の占める飽和率

$\phi_c$  = 結合水が占める部分も含む全間隙率

$Q$  = 間隙容積 1 ccあたりのNaイオン換算のミリ等価量の陽イオン交換容量

$$Q = CEC \cdot \rho(1 - \phi) / \phi \quad \text{meq/cc}$$

- $\rho$  = 密度
- $\phi$  = 間隙率
- B = イオンのmobility

[Dual-Water Model]

Waxman-Smitsモデルを改良し、含有水を粘土鉱物表面に結合している結合水と石油分にとって換えられる自由水の2つに別けてモデル化した。

$$C_t = (S_{wt} \cdot \phi_i)^2 \cdot \{C_w(1 - WQ/S_{wt}) + BQ/S_{wt}\}$$

ここでW=粘土鉱物の結合水をCECのミリ等量あたりのグラム量で示したもの  
Waxman-Smitsモデルに1項だけ追加されていることがわかる。

(3) 頁岩 (shale) の間隙率

Shaleの間隙率は次式で示される。

$$\phi_{sh} = 0.80(CEC_{cl} \cdot Y) / (1 + 0.80CEC_{cl} \cdot Y)$$

$$CEC_{sh} = CEC_{cl} \cdot Y$$

ここで  $\phi_{sh}$  = Shaleの間隙率

Y = Shaleの中に占める粘土の割合 (0~1.0)

CEC<sub>sh</sub> = shaleの占めるCEC

CEC<sub>cl</sub> = clayの占めるCEC

計算例を表3.4-3に示す。

表3.4-3 Shaleの間隙率の計算例

Clay Type	Average CEC <sub>cl</sub> (meq/gm)	$\phi_{sh}$		
		Y=0.35	Y=0.55	Y=0.75
Montmorillonite	1.00	0.22	0.30	0.37
Illite	0.25	0.07	0.10	0.13
Kaolinite/chlorite	0.04	0.01	0.015	0.02

### 3. 4. 3 フラクチャー型の貯留岩の水飽和率

石油探査分野においては、フラクチャー型貯留岩の探鉱・開発は過去 10～15 年間の重要なテーマとなっており、地下のフラクチャーの特性（方向、開口幅、長さ、空間分布等）を定量的に推定する技術の研究・開発が盛んに行われてきている。

#### (1) 2重孔隙モデルとフラクチャーの性質

ここではフラクチャー型貯留岩の間隙率を2重間隙モデル（double-porosity model）で扱っている例を紹介する。Schlumberger社の開催したセミナーの資料から引用するが、フラクチャー型岩盤における不飽和領域を定量的に評価する場合の基本的なアイデアが示されているのでここに紹介する。

ここで述べる2重間隙モデルは次の2つの間隙を含んでいる。

- ・ 岩石中の間粒間隙
- ・ フラクチャーネットワークからなる間隙

図3.4-8 にフラクチャー型の貯留岩と間粒型の貯留岩の比較を示す。

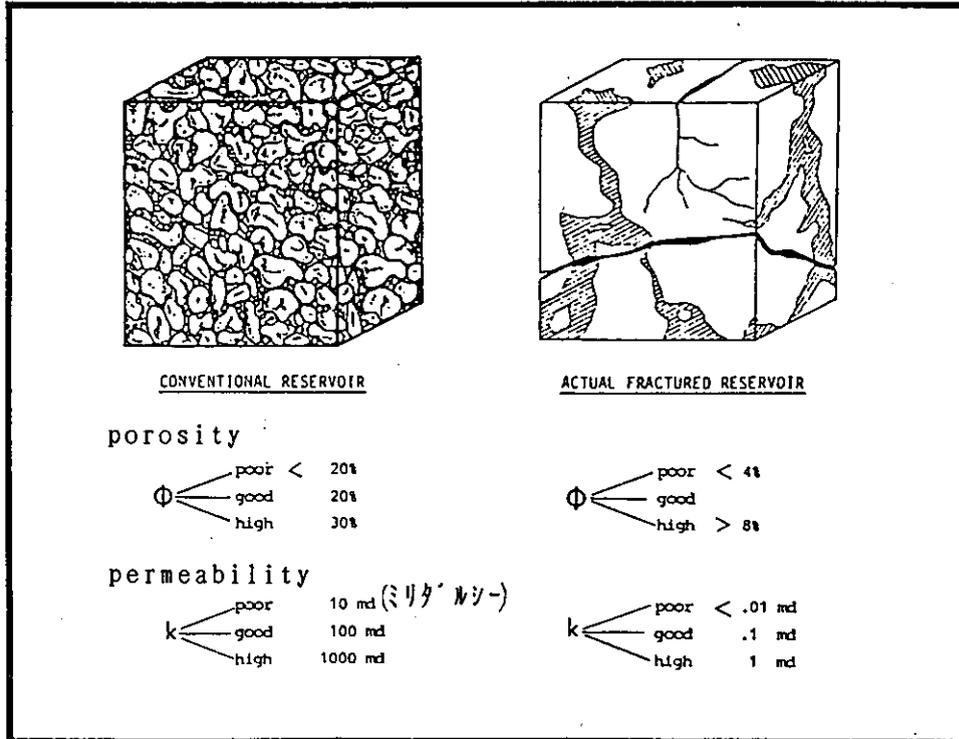


図3.4-8 フラクチャー型の貯留岩と間粒型の貯留岩の比較

図3.4-9 にフラクチャー貯留岩を単純化したモデルを示す。

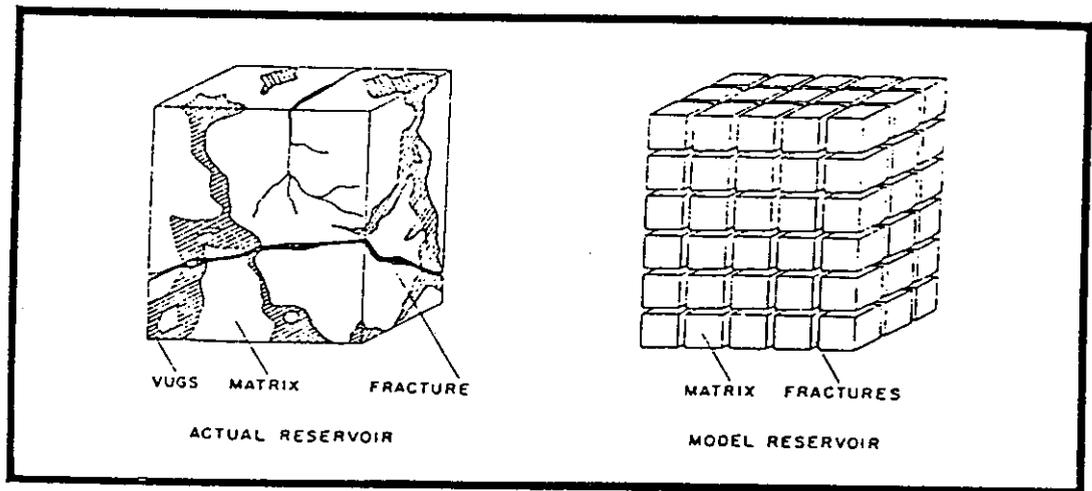


図3.4-9 フラクチャー貯留岩の単純化モデル

図3.4-10 にはフラクチャーの開口巾の頻度分布を示す。開口巾は岩質や応力場、応力履歴などによって異なる頻度分布を示すと考えられるが、この例では10~30 $\mu$ 程度であると示されている。

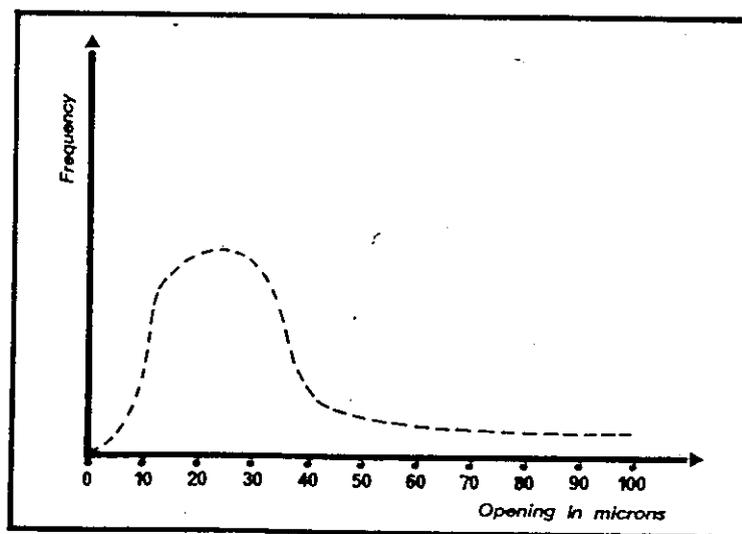


図3.4-10 フラクチャー開口巾の頻度分布の例

フラクチャーは全体の間隙率には大きな影響は与えないが、浸透率についてはマトリックス部内の浸透率に対してはるかに大きな浸透率を示す。1例をあげると、図3.4-11 に示すようである。

	浸透率 $k$	間隙率 $\phi$
matrix	1 mD (ミリダシー)	8 ~ 35 %
fracture	1,000 ~ 1000,000 mD	0.01 ~ 1 %

図3.4-11 浸透率と間隙率の例

貯留岩が図3.4-12に示すような立方体からなる単純モデルから構成されているとした場合の間隙率は、  
 図中の式のように示される。

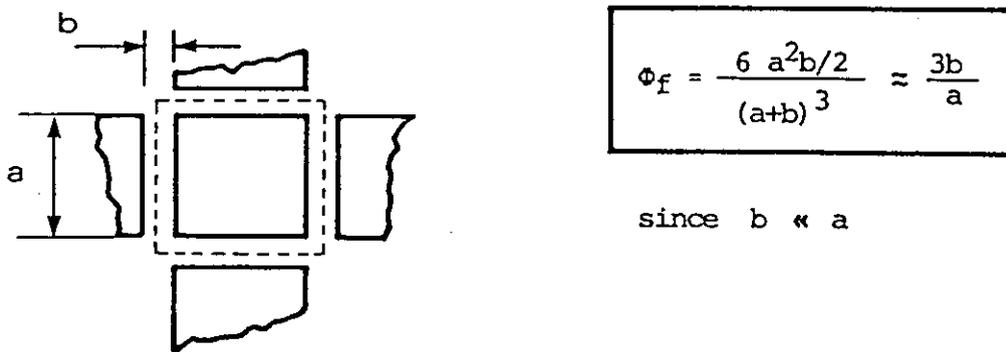


図3.4-12 単純モデルの間隙率

(2) フラクチャー型貯留岩の水飽和率の定量的評価

フラクチャー型貯留岩における水飽和率の定量的評価の例についてはいくつかの文献があるが、ここでは S.Yamaguchi and S.Hirakawa (1983) からその取り扱い方の例を紹介する。

従来の検層解析は極端に言うと、砂岩層のような粒間間隙、または炭酸塩岩層のようなバグ状の間隙についてのものであるが、彼らはこの取り扱い方を拡大してフラクチャー油層に適用している。フラクチャー油層のモデルとして、図3.4-13に示すような平行六面体ブロックが積み重なったモデル (Aguilera, 1974) を考えている。

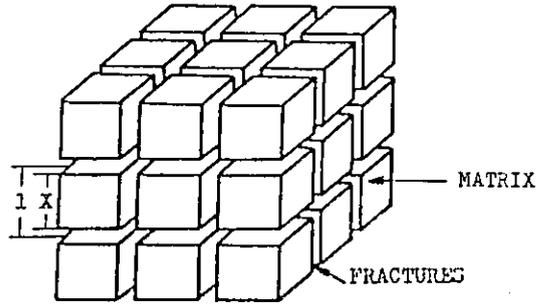


図3.4-13 フラクチャー貯留岩の平行六面体モデル

これは matrix porosity と fracture porosity を別個のものとして取り扱う 2 重間隙モデルである。

基本的な関係式は次のように記述される。

$$S_w = I f^{-1/n} \quad (3.4-9)$$

$$I f = \frac{R_{ft}}{F_f \cdot R_w} = \frac{R_{ft}}{R_{fo}} \quad (3.4-10)$$

$$F_f = \frac{a}{\phi^m} \quad (3.4-11)$$

$$F = \frac{a_b}{\phi_b^{m_b}} \quad (3.4-12)$$

ここで、

$S_w$  = 水飽和率 (水分飽和度、0~1.0)

$I f$  = 比抵抗指数 (無次元)

$n$  = 飽和指数 (無次元)

$R_{ft}$  = 地層の真の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$R_{fo}$  = 100% 飽和状態の地層の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$F_f$  = システムの地層比抵抗係数 (無次元)

$\phi$  = 全間隙率 (0~1.0)

$m$  = システムの膠結係数 (無次元)

$F$  = マトリックスの地層比抵抗係数 (無次元)

$\phi_b$  = マトリックスの間隙率 (0~1.0)

$mb$  = マトリックスの膠結係数 (無次元)

$R_w$  = 地層水の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$a$  = 定数

$a_b$  = 定数

マトリックス部分の1片の長さを  $X$  (図3.4-13参照) とすると、全間隙率とシステムの地層比抵抗係数は次式のように表現することができる。

$$\phi = 1 - X^3 + X^3 \phi_b \quad (3.4-13)$$

$$Ff = \frac{\frac{1-X}{X} + \frac{F(1-X+X\phi_b)(X^2-X+1)}{X^2\phi_b}}{\frac{X^2-X+1}{X} + \frac{F(1-X+X\phi_b)(1-X)(X^2+1)}{X^2\phi_b}} \quad (3.4-14)$$

(3.4-1) 式と(3.4-3) 式とから

$$\log Rf = -m \log \phi + \log a + \log R_w + \log If \quad (3.4-15)$$

飽和含水地層では  $\log If = 0$ 、 $Rf = Rf_0$  であることから、次の関係式が得られる。

$$\log Rf_0 = -m \log \phi + \log (a R_w) \quad (3.4-16)$$

(3.4-16) 式は地層水の比抵抗と定数  $a$  が一定であれば、飽和含水地層の比抵抗と間隙率とは両対数グラフ上で勾配が  $-m$  の直線関係にあることを示している。

前述の式を用いた検討によれば、double porosity システムの  $m$  は 0.9~1.3 の範囲にあり、マトリックス部の  $m$  より小さい値を示す。

フラクチャーの間隙が全間隙に占める比率  $f_r$  は、次式から計算できる。

$$f_r = \frac{1 - X^3}{1 - X^3 + X^3 \phi_b} \quad (3.4-17)$$

$f_r$  および水飽和率  $S_w$  を計算するアルゴリズムを図3.4-14 に示す。

必要な検層データはインダクション検層やラテロ検層などの比抵抗検層と、音波検層、密度検層、中性子検層などの孔隙率検層である。

またマトリックスの膠結係数  $mb$  とマトリックスの間隙率  $\phi_b$  とは、ボーリングコアを用いた室内実験によって求めることができる。

必要なデータ

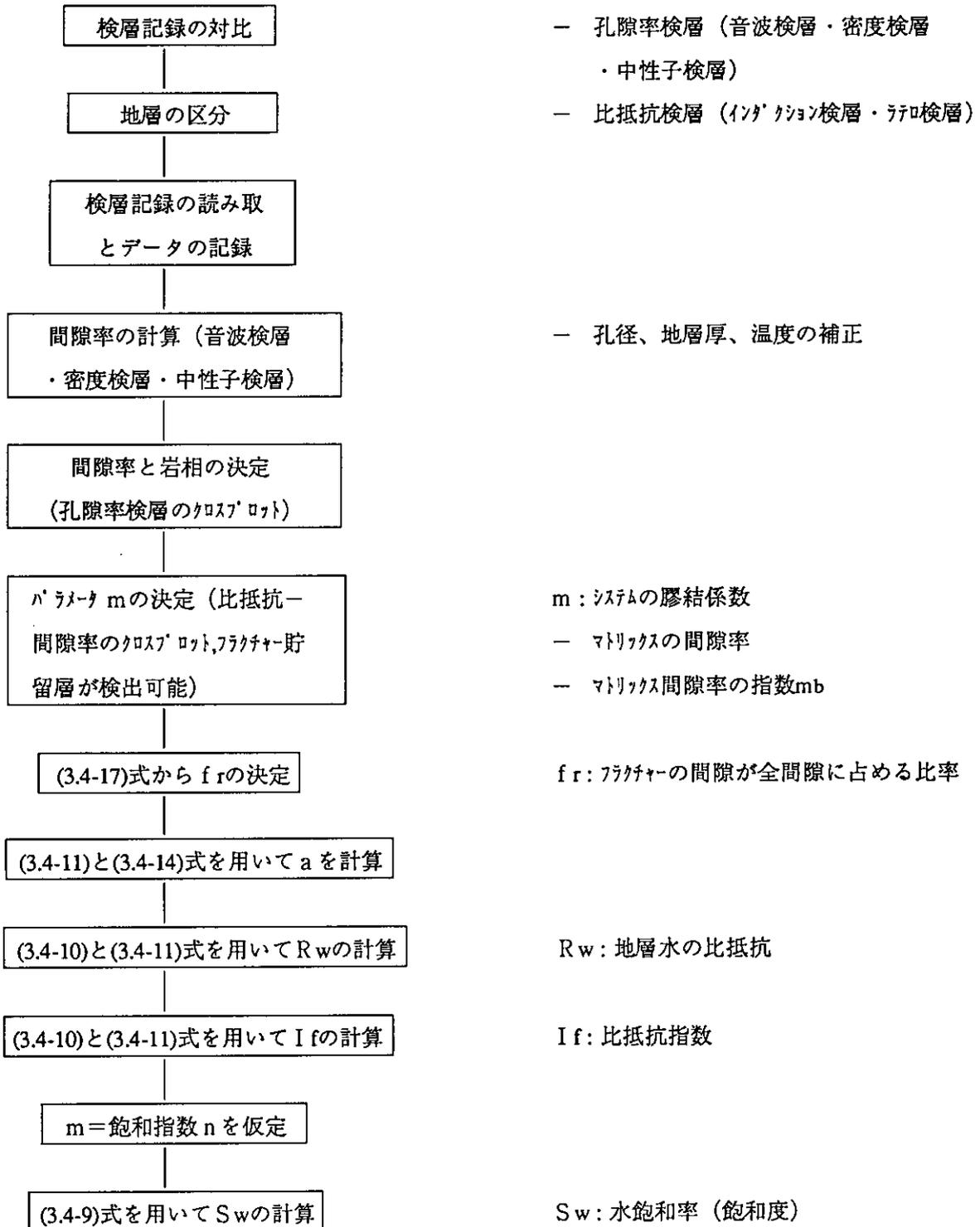


図3.4-14 解析アルゴリズム

実際のデータを用いて間隙率や水飽和率の深度分布を求めた例を図3.4-15に示す。

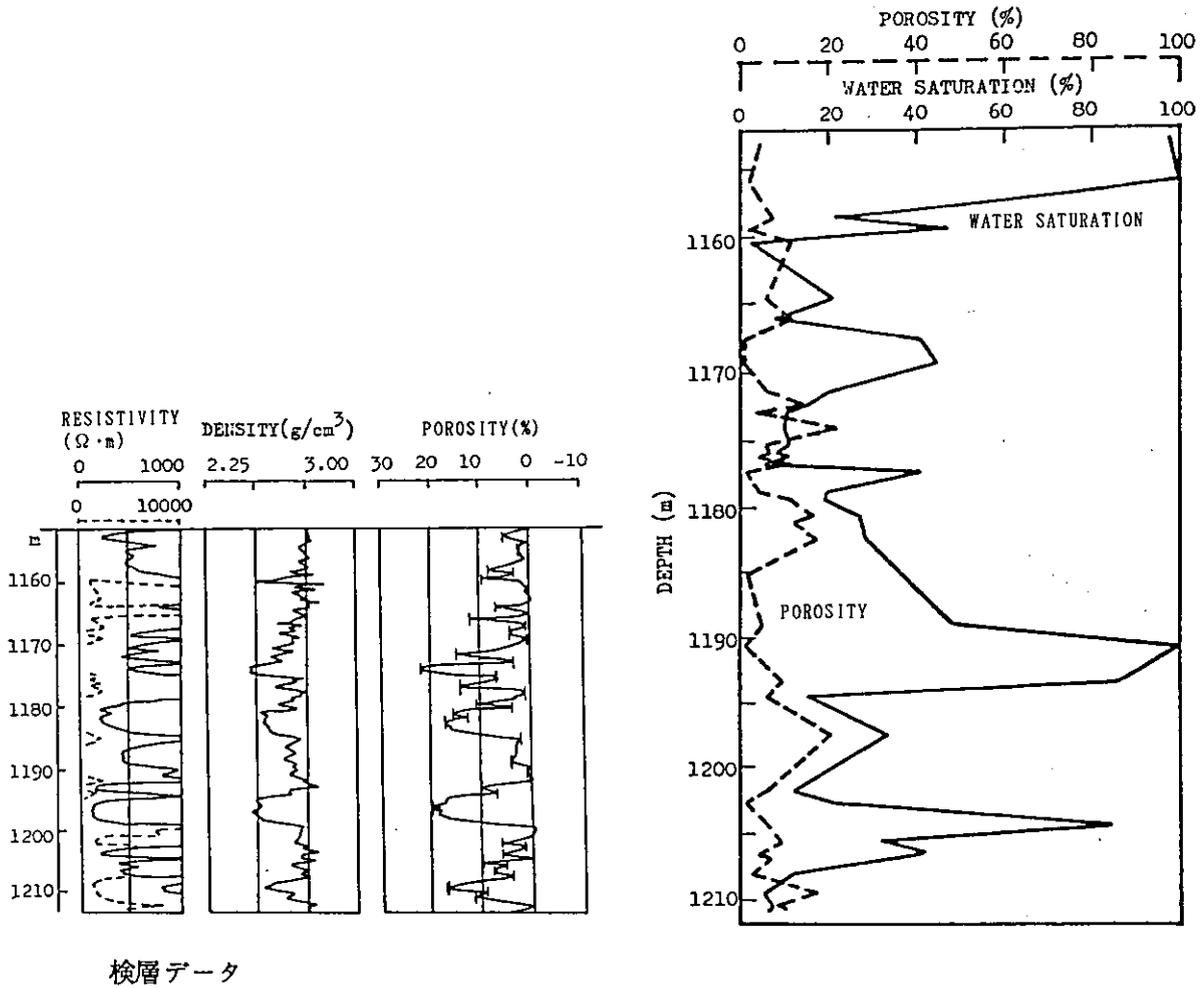


図3.4-15 実際の計算例

ここに示した例は、フラクチャー型貯留岩の水飽和率の代表的な定量的評価方法であると考えられる。上述の説明からわかるように、個々のフラクチャーを抽出して含水状態を評価するのではなく、地層内のフラクチャーは平行六面体モデルによって平均的に扱われている。

### 3. 4. 4 関連する物理検層技術

以下に電気検層、インダクション検層、ラテロ検層、音波検層、中性子検層、密度検層、誘電率検層について概要を述べる。

#### (1) 電気検層

電気検層は泥水で満たされたボーリング孔内で地層に一定電流を流すことによって地層の比抵抗を測定する。

図3.4-16に最も一般的な2極法の測定模式図を示す。

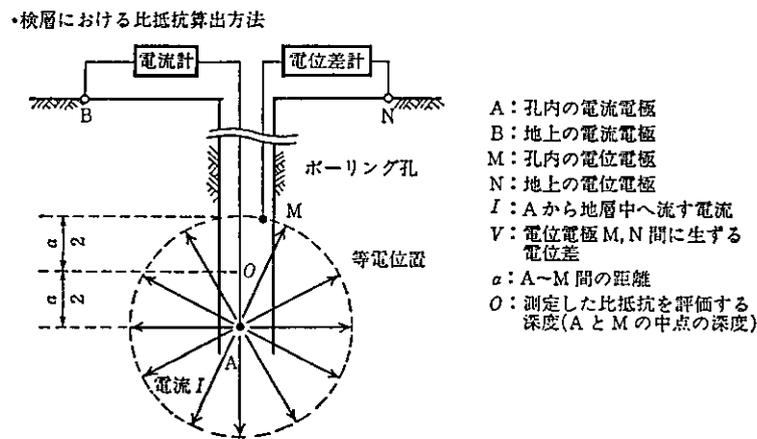


図3.4-16 2極法の測定模式図

地層の見かけ比抵抗  $\rho a$  は次式から計算する。

$$\rho a = 4 \pi a \frac{V}{I}$$

電極間隔は a は資源調査分野では16インチと64インチが標準となっているが、土木地質分野では25 cm、50 cmおよび100 cmが標準的に用いられている。

#### (2) インダクション検層

インダクション検層は電磁誘導現象を利用して地層の比抵抗を測定する検層で、裸孔内の流体が空気または非導電性の液体の場合でも原理的に測定が可能である。

図3.4-17に基本的な測定原理を示す。発信コイルに交流磁場を発生させると、周囲の導電性の地層中に渦電流が誘導される。渦電流の大きさは地層の比抵抗に反比例するので、渦電流がつくる二次磁場を受信コイルで測定すると地層の比抵抗をもとめることができる。

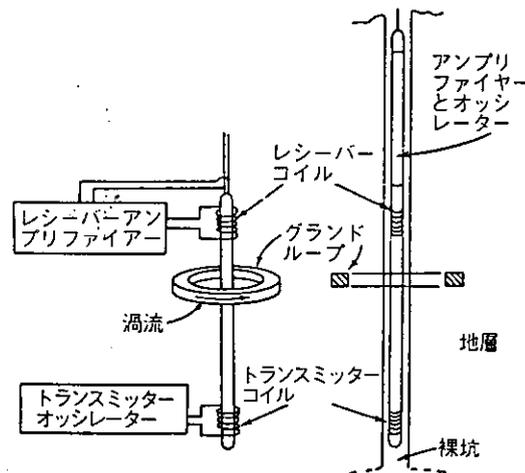


図3.4-17 インダクション検層原理図

実際の測定方式は複数個のコイルを組合せて裸孔や周囲の地層の影響が最小限になるよう探査特性をフォーカス型にしている。主コイル間隔は40インチである。

### (3) ラテロ検層

一般に泥水の比抵抗は地層の比抵抗に比べてかなり小さいので、測定値に影響を与える。そこでラテロ検層ではいくつかの補助電極を組み込むことによって、電流を強制的に地層中に流し込むように工夫している。電流の収束度が強く、泥水非侵入領域の比抵抗を測定できる他、収束型にすることによって深さ方向の分解能も向上する。

図3.4-18にラテロロガー7のゾンデ上の電極配列とフォーカス型の電流パターンを示す。中央の電極A0から地層に一定電流を流し、2組のモニター電極M1M2およびM1' M2' 間の電位が同電位になるように電流電極A1A2の電流の強さが自動的に調整される。この時モニター電極と地表電極との間の電位差は地層の比抵抗に比例する。電流シートの厚さは約32インチである。

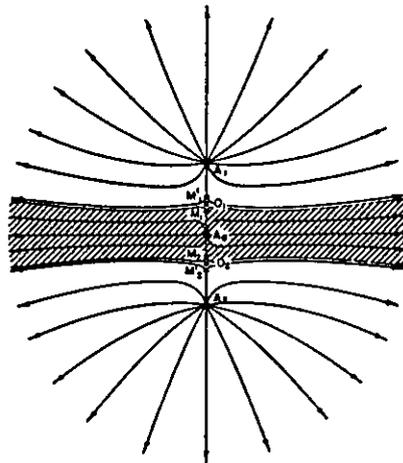


図3.4-18 ラテロロガー7型の電流パターン

#### (4) 音波検層

音波検層では音響発信器からパルス状の音波を発信し、地層中を伝播して受信器に到達するのに要する時間を測定する。

図3.4-19に測定原理を示す。実際には2つの受信器に音波が到達する時間の差を測定する。ボーリング孔径の変化やゾンデの傾きが測定誤差の原因になることがあるため、それを避けるために、上下2つの発信器から交互に発信して測定し、その平均値をとって誤差を打ち消す工夫がされている（孔壁補償型）。

またゾンデをできるだけボーリング孔の中心軸に保つため、セントライザを装着している。受信器の間隔は2フィートまたは1mのものが多い。

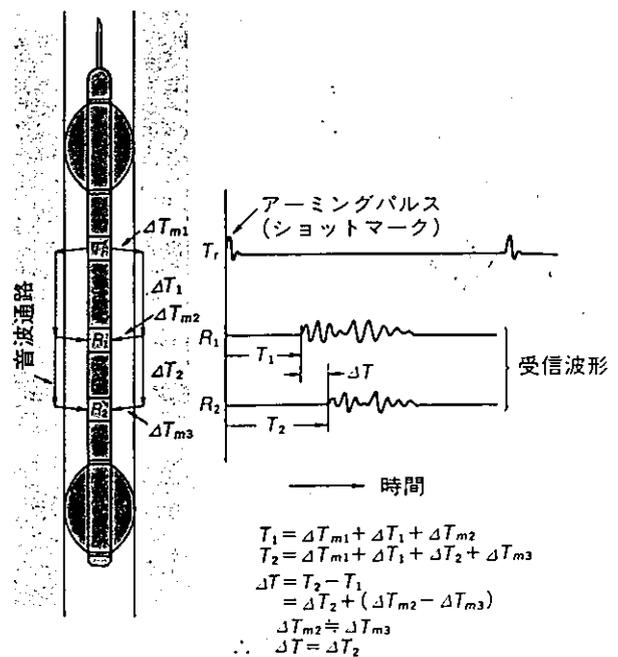


図3.4-19 音波検層の原理

### (5) 中性子検層

中性子検層は、ゾンデの中性子源から連続的に照射される高速中性子の地層中における減衰を測定し、地層の間隙率をもとめる方法である。

図3.4-20に測定原理を示す。中性子は同じ質量の水素原子核との弾性散乱によってもっとも多く減衰し、熱中性子に変わる。減衰量は地層の水素原子密度に比例する。熱中性子は塩素原子などに吸収されて $\gamma$ 線を放出する。地層にふくまれるほとんどの水素原子は間隙内の水にふくまれているので、ゾンデの検出器にもどる中性子や $\gamma$ 線の量から中性子の減衰量を計算すると、水分含有量がわかる。また、間隙が水で満たされている場合には、間隙率をもとめることができる。

中性子検層は吸着水や結晶水にも反応するので、一般に有効間隙率よりは大きめの間隙率を与えると言われている。

中性子線源としてはアメリシウム・ベリリウム (AmBe) やプルトニウム・ベリリウム (PuBe) などが用いられる。線源と検出器の間隔は約18インチであるが、実際の分解能はその約2～3倍を見しておく必要がある。また、ゾンデは孔壁密着型である。

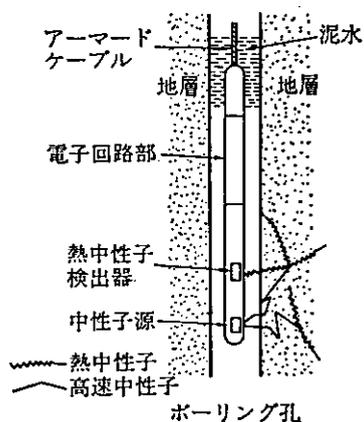


図3.4-20 中性子検層の測定原理

## (6) 密度検層

人工的な $\gamma$ 線によって地層の密度を測定する方法である。ゾンデの $\gamma$ 線源から発射された $\gamma$ 線は地層中でコンプトン散乱によって減衰する。

図3.4-21に測定原理を示す。コンプトン散乱の確率は物質の電子密度に比例しており、電子密度は物質の密度に比例するので、検出器に到達する $\gamma$ 線の数を実測することにより、地層の密度をもとめることができる。

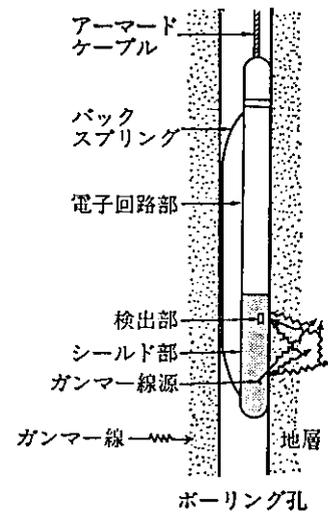


図3.4-21 密度検層の測定原理

$\gamma$ 線源としてはコバルト60 ( $^{60}\text{Co}$ ) やセシウム137 ( $^{137}\text{Cs}$ ) が用いられる。線源と検出器の間隔は約0.4 mであるが、実際の分解能はその約2～3倍を見ておく必要がある。バックスプリングを用いてゾンデを孔壁に密着して測定する。

### (7) 誘電率検層

誘電率検層では、地層にギガヘルツオーダの高周波数の電磁波（マイクロ波）を送信し、地層内の電磁波の伝播速度および減衰率を測定して地層の誘電率をもとめる。

図3.4-22に測定原理を示す。

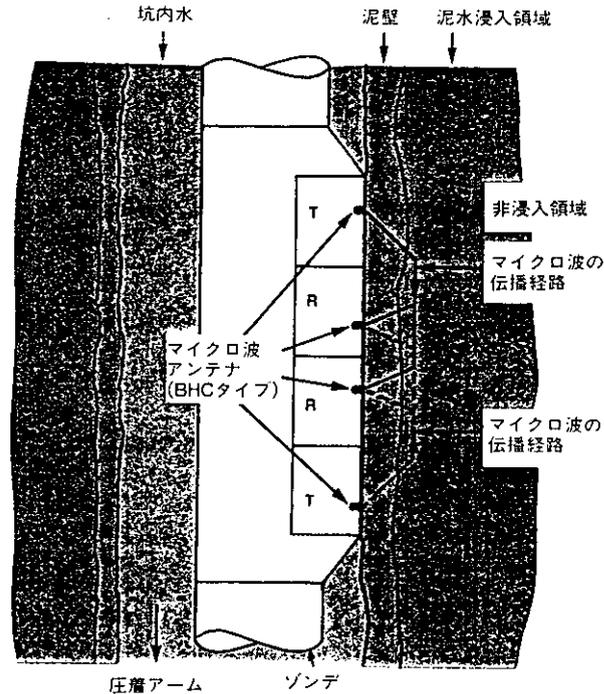


図3.4-22 誘電率検層の測定原理

水は他の物質に比べてきわめて大きい誘電率をもっているため、泥水置換領域の水飽和率の算定に利用される。ゾンデを孔壁に圧着して測定する。Tは発信用、Rは受信用のマイクロ波アンテナである。Tから送信されたマイクロ波は地層内を伝播し、Rで受信される。2つのR間の伝播時間差から電磁波の伝播速度をもとめ、振幅の比から減衰率をもとめる。両端のTから交互に送信し、測定値を平均して、泥壁凹凸の影響を低減させる。石油調査分野で用いられているゾンデは孔壁接触型で、地層分解能は5～約15cmとされている。

### 3. 5 物理探査分野における手法の適用性の検討

#### 3. 5. 1 音波速度の含水量による変化

岩石の音波速度の含水量による変化は、古くは多孔質弾性体の理論に基づいて、地球物理学、探査工学や土木工学的な観点から岩石の力学的挙動を解明する目的で研究が行なわれてきており、実験的および理論的研究が数多く見られる。

ここでは、岩石試料を用いた実験的研究によってこれまでに知られている岩石の音波速度の含水量による変化の特徴について説明し、その現象を説明するために提案されている多孔質弾性体の理論（複合体の弾性理論）の主なものについて簡単にふれる。

##### (1) 岩石試料が示す音波速度の含水量による変化

岩石供試体の含水状態を変化させた時の超音波伝播速度の変化は岩種や風化の程度、クラックの存在などによって異なる特徴を示すことが、多くの実験によって明らかにされている。

実験の際に含水状態を変化させる順序は含水状態の調整が容易なために飽和含水状態から乾燥状態へ移行する経路を用いているのが一般的である。一部の岩種（大理石や花崗岩の一部）を除けば顕著なヒステリシス現象は認められていない（阿部・斉藤、1975）。なお、飽和含水状態はデシケーター中での減圧吸水により、乾燥状態への移行は室内あるいはシリカゲル入りデシケーター中での乾燥による。また、強制乾燥は炉乾燥が一般的である。

用いている超音波は殆んどがP波であり周波数は200KHz程度である。S波の超音波速度測定データは測定の困難さから公表されているものはP波ほど多くない。

代表的な特徴を図3.5-1～図3.5-4に示す（大見他1957,大見他1977,斉藤1987）。

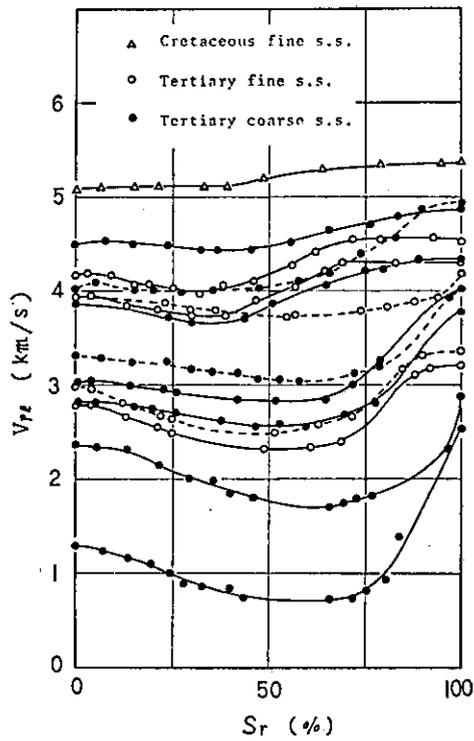


図3.5-1 砂岩の示す特性

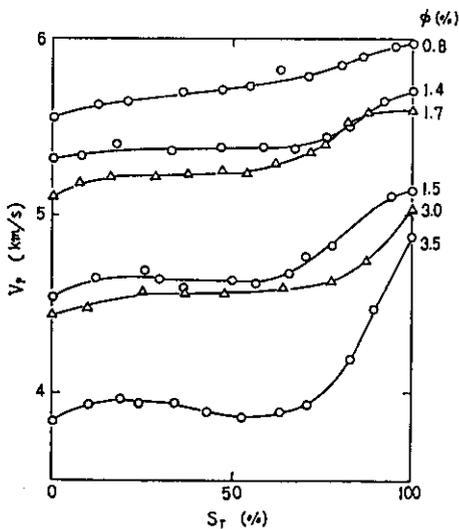


図3.5-3 細粒花崗岩の示す特性

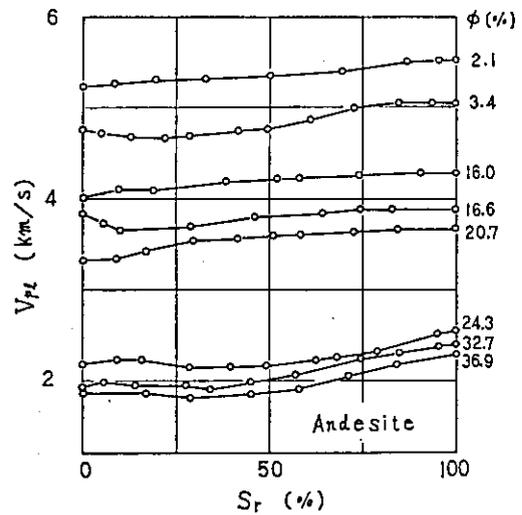


図3.5-2 安山岩の示す特性

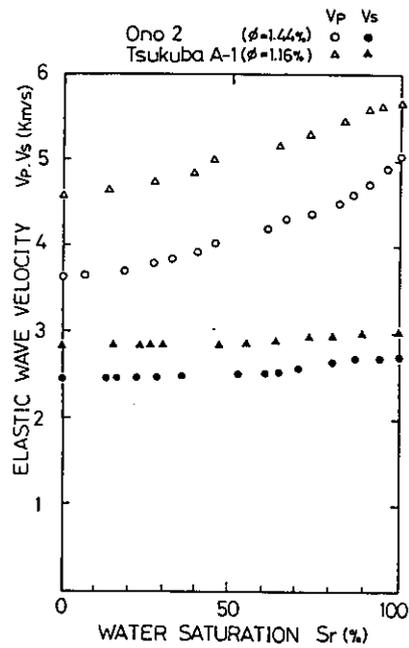


図3.5-4 花崗岩の示す特性

白亜紀の砂岩を除くすべての砂岩に飽和度の変化に伴って、ある飽和度でP波速度が最低になる特徴が認められる。これは砂岩やシルト岩に特徴的な傾向である。

安山岩類の岩石では砂岩に比べると含水の変化にともなうP波速度の変化は小さい。図中の下方の3つの曲線は凝灰質安山岩と見なせるものでやや風化変質しており間隙率が大きいものである。

間隙率がきわめて小さい結晶質岩石の特性は細粒花崗岩および花崗岩の例で示した。間隙率が小さいにもかかわらずP波速度の変化は大きいこと、S波速度も変化するがその変化量は小さいことがわかる。花崗岩などの結晶質岩石に見られる、間隙率が小さいのに大きな速度変化が見られる特徴は理論的な検討によって、クラック状間隙が多数存在することによると考えられている。

走査型電子顕微鏡による薄片の観察結果によれば花崗岩において、新鮮な岩石では粒子境界にクラック状間隙が多く見られ、風化変質が進行するとともに岩石や石英の粒子内部にもクラック状間隙がみられるようになり、またアスペクト比（クラックを回転楕円体でモデル化した時の回転楕円体の最小径/最大径）の大きい間隙も増加する傾向が認められる。これに対して安山岩では円形断面に近い間隙が多く、クラック状間隙はわずかである（大見他、1977）。

上記の花崗岩の試料について、飽和含水状態と乾燥状態のP波速度とS波速度の関係を、図3.5-5に示す。この図からP波およびS波の速度比が乾燥状態と飽和含水状態で大きく異なることがわかる。斉藤（1987）はこのことからP波およびS波速度をともに測定することにより、間隙あるいはクラック中の含水状態を把握できることの可能性を指摘している。

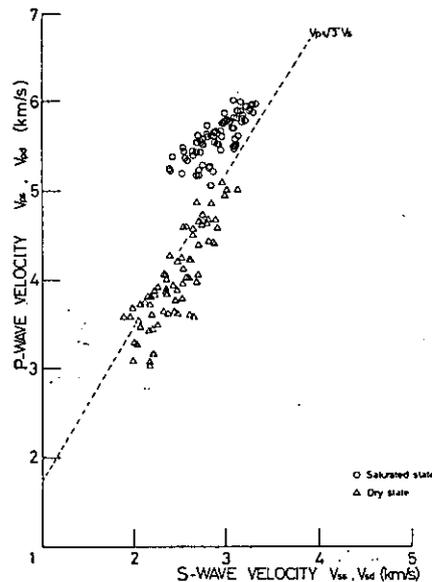


図3.5-5 P波速度とS波速度の関係（花崗岩）

クラックの方向性が速度変化におよぼす影響を調べた例を肉眼でようやく認められる程度の微細なクラックが入ったやや風化した結晶片岩について図3.5-6に示す。

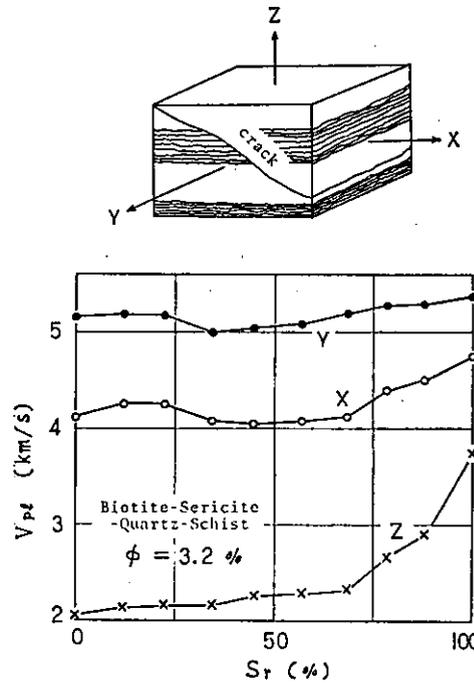


図3.5-6 伝播方向によるP波速度の変化の違い

この例ではクラック面および片理面に平行な y 方向の P 波速度に比べてクラック面を波線が横切る x 方向の P 波速度は小さくなっており、クラック面および片理面のいずれとも横切る z 方向の P 波速度はさらに小さい。また、クラック面および片理面を横切る z 方向の P 波速度が含水量の変化に応じて最も大きく変化することを示している。

## (2) 理論的な検討

砂岩などの間隙性岩石においては音波速度についてつぎの時間平均公式が成り立つことがWyllieらの実験によって知られている。

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_{ma}}$$

ここに

V = 測定された音波速度 (m/sec)

V<sub>f</sub> = 間隙内に含まれる流体の音波速度 (m/sec)

$V_{ma}$  = 岩石のマトリックスの音波速度 (m/sec)

$\phi$  = 岩石の間隙率 (0~1.0)

この時間平均公式は石油探査分野において音波検層結果から間隙率を算定するのに広く用いられている。

含水状態と乾燥状態における音波速度の変化を説明するための多孔質弾性体の理論 (あるいは複合体の弾性理論) は、大きくは粒状体モデルとクラック状間隙モデルに分かれる。いずれも飽和状態と乾燥状態での2相系における弾性定数を求めている。飽和状態、乾燥状態以外の間隙は気体と液体とで満たされており3相系の状態にあるが、3相系では速度方程式の導出が困難であり3相系理論はいまだ確立されていない (阿部・斎藤、1975)。

(i) 粒状体モデルの例

圧縮粘性流体を含む多孔質弾性媒質中における応力波の伝播についての Biot の理論に基づいて大見他 (1975) は次の速度式を与えている。

$$V_{dry}^2 = \frac{K_b + (4/3)G}{(1-\phi)\rho_s} = 3K_b \left( \frac{1-\nu}{1+\nu} \right) / (1-\phi)\rho_s$$

$$V_{sat \cdot 0}^2 = \left\{ 3K_b \left( \frac{1-\nu}{1+\nu} \right) + \frac{(1-K_b/K_s)^2}{\phi/K_f + (1-\phi)/K_s - K_b/K_s^2} \right\} \frac{1}{\rho}$$

$$V_{sat \cdot \infty}^2 = \left\{ 3K_b \left( \frac{1-\nu}{1+\nu} \right) + \frac{\rho \phi / \kappa \rho_f + (1-\beta)(1-\beta - 2\phi/\kappa)}{\phi/K_f + (1-\phi)/K_s - K_b/K_s^2} \right\} \cdot \frac{1}{\rho \left( 1 - \frac{\rho_f}{\rho} \cdot \frac{\phi}{\kappa} \right)}$$

$$\rho = (1-\phi)\rho_s + \phi \rho_f$$

$$\beta = K_b/K_s$$

ここで

$V_{dry}$  = 乾燥状態の音速速度 (cm/sec)

$V_{sat \cdot 0}$  = 飽和含水状態における低周波数領域の音波速度 (cm/sec)

$V_{sat \cdot \infty}$  = 飽和含水状態における高周波数領域の音波速度 (cm/sec)

$K_b$  = 乾燥状態の多孔質岩石 (フレームワーク) の体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)

$K_s$  = 岩石構成物質の体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)

- Kf = 流体の体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)
- G = 剛性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)
- $\rho$  = 岩石の密度 (g/cm<sup>3</sup>)
- $\rho_s$  = 固体部分の密度 (g/cm<sup>3</sup>)
- $\rho_f$  = 間隙内流体の密度 (g/cm<sup>3</sup>)
- $\phi$  = 間隙率 (%)
- $\nu$  = ポアソン比 (無次元)
- $\kappa$  = massカップリング係数 (1~3)

Ks、Kf、G、 $\rho_s$ 、 $\rho_f$ 、 $\kappa$ について構成鉱物や水の値を採用するかもしれない仮定値を与えれば、飽和状態と乾燥状態における音波速度を $\phi$ と $\nu$ をパラメータとして求めることができる。

Ks/Kbと $\phi$ の間には実験的に次の関係があることがわかっている。

$$K_s/K_b = 1 + C\phi$$

図3.5-7に示すようにCは岩種によって決る定数で安山岩についてはC=10と近似できる。

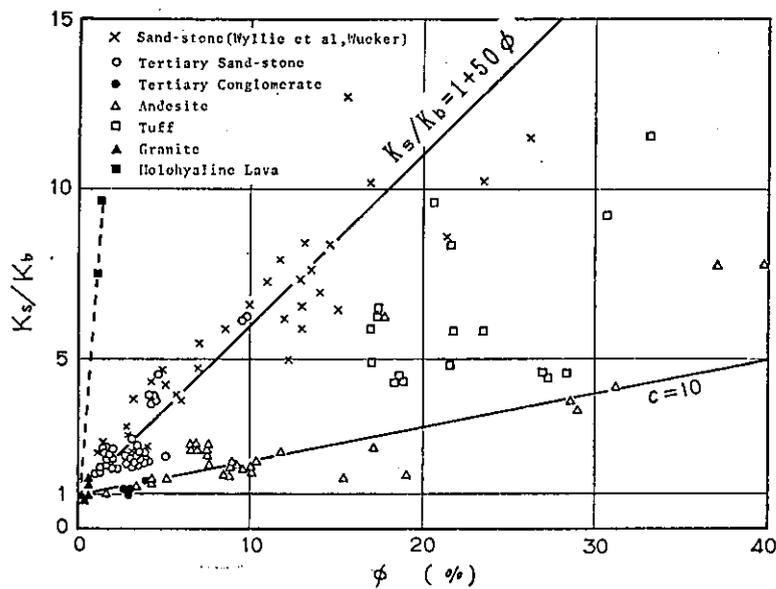


図3.5-7 間隙率の関数としてのKs/Kb

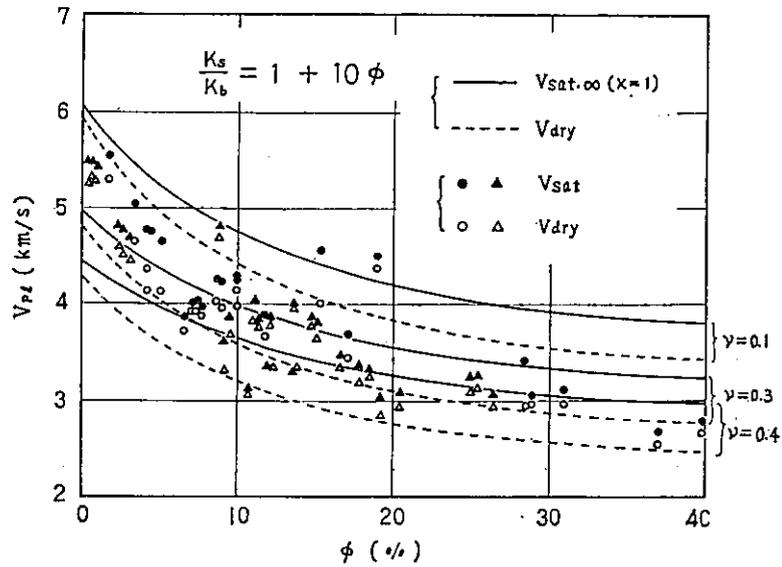


図3.5-8 安山岩類の乾燥状態と飽和含水状態とにおける伝播速度の違い

安山岩類について乾燥状態と飽和含水状態における音波速度の違いを上式を用いた検討結果と測定値を対比した図を図3.5-8に示す。測定値の示す速度変化はほぼ説明できていることがわかる。しかし、間隙率が小さい結晶質岩石が示す大きな速度変化はこの理論では説明できない。次に述べるクラック状間隙モデルの理論が用いられる。

(ii) クラック状間隙モデルの例

均質等方弾性体の中に包有物 (inclusion) が存在する場合の巨視的弾性率を求めたWalshの式に基づいて、阿倍・斎藤 (1975) は次の速度式を与えている。

$$k_{\text{water}} = k_1 / \{1 + \phi (1 - k_2/k_1) / (k_2/k_1 + 2\pi\alpha/5)\}$$

$$\mu_{\text{water}} = \mu_1 / \{1 + \phi / 5 + 24\phi / 35\pi\alpha + \phi (6k_2/\mu_1 + 4) / 5(3k_2/\mu_1 + 2\pi\alpha)\}$$

$$k_{\text{air}} = k_1 / (1 + 5\phi / 2\pi\alpha)$$

$$\mu_{\text{air}} = \mu_1 / (1 + \phi / 5 + 38\phi / 35\pi\alpha)$$

ポアソン比は0.25を仮定している。

ここで

$k_{\text{water}}$  = 飽和含水状態での体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)

$\mu_{\text{water}}$  = 飽和含水状態での剛性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)

$k_{\text{air}}$  = 乾燥状態での体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)

$\mu_{\text{air}}$  = 乾燥状態での剛性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)

- $k_1$  = 固体実質部分 (matrix) の体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)
- $k_2$  = 包有物 (inclusion) の体積弾性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)
- $\mu_1$  = matrixの剛性率 (dyne/cm<sup>2</sup>)
- $\phi$  = 間隙率 (%)
- $\alpha$  = アスペクト比 (inclusionをモデル化した回転楕円体の最小径/最大径)

inclusionは個々がアスペクト比 $\alpha$ を持つ回転楕円体であり、matrix内でランダムな方向を向いて分布していると仮定している。inclusionがクラック状間隙を表わしている。

飽和状態における音波速度 $V_p$ は次式から計算できる。

$$V_p = \sqrt{(k_{\text{water}} + 4\mu_{\text{water}}/3) / \rho_{\text{water}}}$$

$\rho_{\text{water}}$  = 飽和状態の密度

$k_1$ 、 $k_2$ 、 $\mu_1$ 、 $\alpha$ 、 $\rho$ を与えれば $\phi$ をパラメータにして飽和状態と乾燥状態の速度を計算することができる。

阿部・斎藤(1975)は水分飽和度が変化する過程での体積弾性率および剛性率を、次式に示すように調和平均によって求められると仮定した。

$$1/k_{sr} = S_r/k_{\text{water}} + (1 - S_r)/k_{\text{air}}$$

$$1/\mu_{sr} = S_r/\mu_{\text{water}} + (1 - S_r)/\mu_{\text{air}}$$

ここで

$k_{sr}$  = 飽和度が $S_r$ の時の体積弾性率

$\mu_{sr}$  = 飽和度が $S_r$ の時の剛性率

P波速度 $V_p$ は次式で与えられる。

$$V_p^2 = (k_{sr} + 4\mu_{sr}/3) / \rho_{sr}$$

$\rho_{sr}$  = 飽和度が $S_r$ の時の密度

アスペクト比 $\alpha$ が1の時はホール状の間隙を示し、小さければ(10<sup>-3</sup>オーダー)クラック状の間隙であることを示す。

上述の式に具体的な値を代入して計算するとアスペクト比が小さいクラック状の間隙の場合に飽和含水状態と乾燥状態の大きな速度差が得られることがわかる。

間隙率の小さな石英閃緑岩の試料について、飽和度の変化にともなう音波速度の変化を調べた結果を測定値と理論曲線を対比して図3.5-9に示す。なお、間隙率は0.35~4.2%の範囲にある。

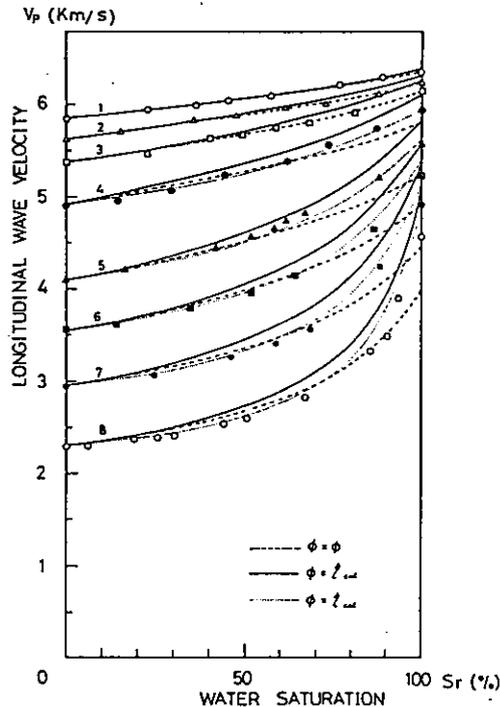


図3.5-9 石英閃緑岩の飽和度にもなう音波速度の変化

図中の番号1～8は試料番号を示し、破線はホール状間隙 ( $\alpha = 1$ ) を仮定した場合、実線はクラック状間隙 ( $\alpha = 10^3$ オーダー) を仮定した場合の理論曲線である。点線は前に説明したクラック状間隙モデルの近似モデルによる理論曲線を示す。

ここに示したクラック状間隙モデルの理論を用いて、理論計算値と実測値を対比することにより、岩石中の間隙の形状を推定する研究も行われている。

### (3) 関連する最近の研究

主として地熱開発の観点からの結晶質岩石中の流体流動による割れ目発生メカニズムの実験的研究がある(高橋1991、西澤・増田1991)。彼らは岩石供試体を高圧下のクリープ状態においてマイクロクラックを発生させ、注入した高圧水がマイクロクラックを浸潤するのに伴うP波速度および振幅の変化を詳細に観察した結果を報告している。

西澤・増田(1991)は稲田花崗岩の試料を用い、封圧40MPaのもとで、速いひずみ速度での破壊強度の約70%(410MPa)の定応力下に約4.5時間おいた後、試料の下側端面から17MPaの圧力で水を注入した。注入後、岩石が破壊するまでの間AEの観測、トモグラフィーのためのP波速度測定およびひずみの計測を行った。

図3.5-10にP波のパスとトモグラフィのピクセルを示す。図3.5-11にはS3-R3の経路についてのP波速度の時間変化を示す。高圧下のクリープ状態でのマイクロクラックの発生に伴う速度低下と高圧水の浸潤に伴ってマイクロクラックが飽和含水したための速度増加が認められる。図中にはまた最終破壊に至る直前の速度低下の現象も示されている。

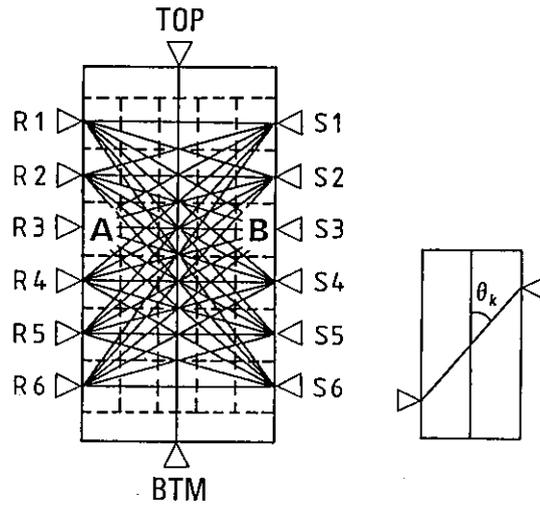


図3.5-10 測定波線とピクセル

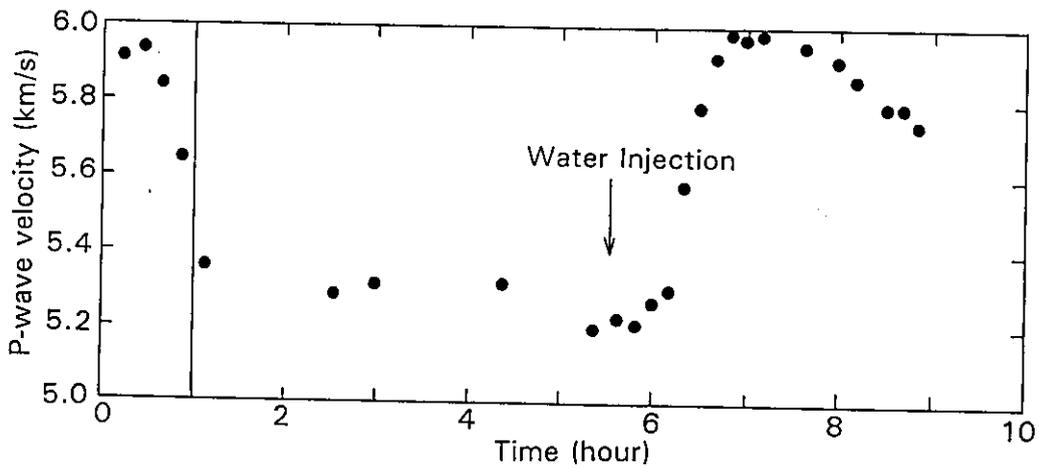


図3.5-11 時間の経過に伴うP波速度の変化

形状が偏平回転楕円体で近似されるクラックを含む岩石の弾性波速度 $V$ は、岩石のマトリックス部分の弾性波速度 $V_0$ とクラック密度パラメータ（空隙率/アスペクト比 $=\phi/\alpha$ ）によって決まる。すなわち次の線形関係が報告されている。

$$(V/V_0)^2 = 1 - P_i \cdot (\phi/\alpha)$$

ここで $P_i$ は状態 $i$ （乾燥～飽和）によって決る定数である。

この関係を図示したものが図3.5-12である。

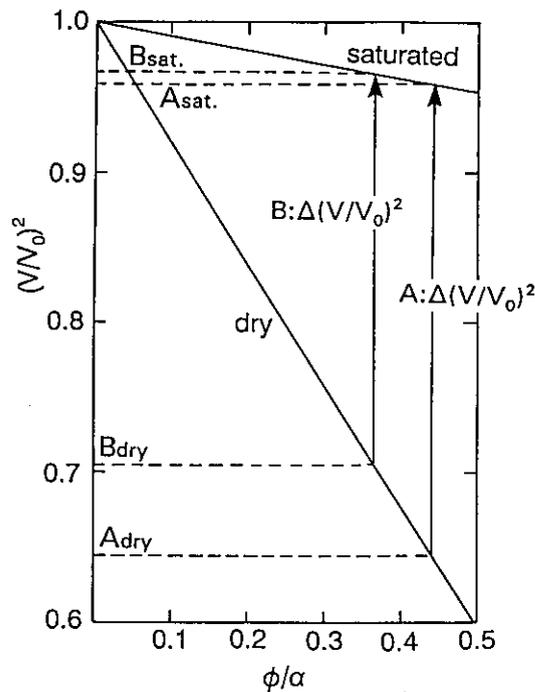


図3.5-12  $(V/V_0)^2 \sim (\phi/\alpha)$  の関係

この図は、乾燥状態と飽和状態における速度の違いは $\phi/\alpha$ が大きいほど顕著であることを示している。

また、西沢・増田（1991）は不完全飽和状態の岩石の弾性波速度を、完全飽和および完全乾燥状態にある岩石の弾性波速度の加重平均として求めて、ある状態での飽和度が求め得ることを示している。この場合にそれぞれの極限での岩石のP波速度を $V_w$ 、 $V_d$ とし、飽和度を $\xi$ とすると、弾性波速度は次式で与えられるとしている。

$$V^2 = \xi V_w^2 + (1 - \xi) V_d^2$$

もし、上式の適用に一般性があるとするれば、空隙の形状や量の定量的評価の問題はあるものの供試体の $V_w$ 、 $V_d$ の値を用いて原位置での飽和度の推定がある程度可能になるものと考えられる。

#### (4) 速度変化に影響を及ぼす他の要因

音波速度に影響を及ぼす要因は前述の含水量の他に、構成鉱物の種類、固結度、キレツの存在や間隙率など多くのものが考えられる。これらの要因の多くは岩石の力学的性質に強く関連しているために岩盤内部のキレツの状態や風化・変質の程度等を推定するために弾性波速度を用いた指標は広く利用されている。また掘削による坑道周辺のゆるみ領域の把握にも速度分布を調べるのが一般的に行なわれている。

### 3. 5. 2 比抵抗の含水量による変化

3.4 「石油検層分野において用いられている水分飽和度の計測手法」の項で触れたように含水状態によって地層の比抵抗が大きく変化することは古くから実験的あるいは経験的にも知られていた。そのためか地盤の比抵抗構造を調べる比抵抗法電気探査は従来から、地下水調査や地熱貯留層などの調査として最も一般的に利用されてきている。地盤あるいは岩石の比抵抗と含水状態の関係については次のような研究がある。

- ・ 1989年頃から土質工学の分野において、不飽和地盤内の水分特性値と比抵抗との間に有意の関係があることに注目しこれらの相互関係を明らかにして不飽和浸透パラメータを求める手法の一つとして比抵抗法を位置づけようという研究が行われるようになった。
- ・ 岩石の比抵抗が含水量によって変化する状況を調べた研究は石油分野を除けば殆んどないが高温岩体発電に関連して実施された例がある。
- ・ 最近、地下研究施設において岩盤の比抵抗値を測定し、ベンチレーションテストに伴う岩盤中の水分変化量や浸透率などの岩盤の水理学的特性を求めようといういくつかの試みが見られる。
- ・ 薬液注入による地盤改良範囲および効果の判定手段の一つとして比抵抗値の変化が用いられることがある。

これらの研究の基礎的な実験結果は本研究の目的とも密接に関連するので以下に取りまとめておく。

#### (1) 土質工学分野における研究

青山ら(1990)は、図3.5-13に示す通水可能な計測装置を用いて標準砂の比抵抗が含水状態によってどのように変わるかを調べた。実験の目的は比抵抗値とサクションあるいは体積含水率 $\theta$ との関係を検討し、比抵抗値より水分量を精度良く測定する手法を開発することにある。

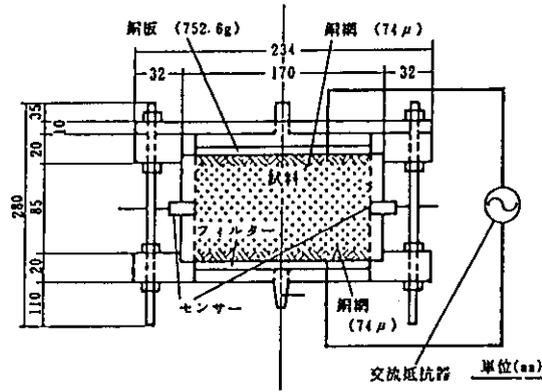


図3.5-13 不飽和時の比抵抗計測容器

彼らの得た結果を図3.5-14～図3.5-16に示す。

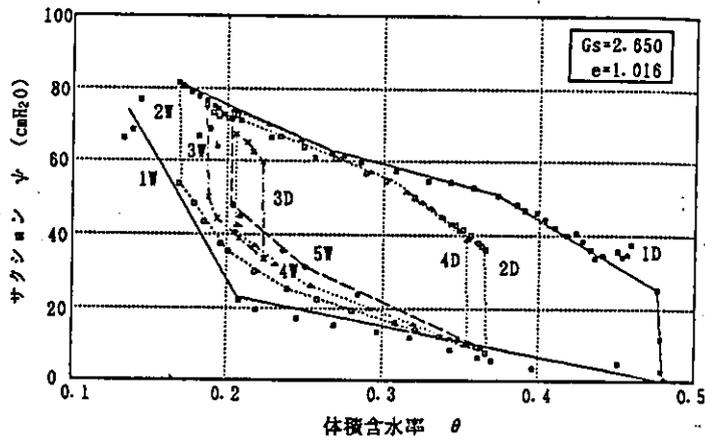


図3.5-14 水分特性曲線

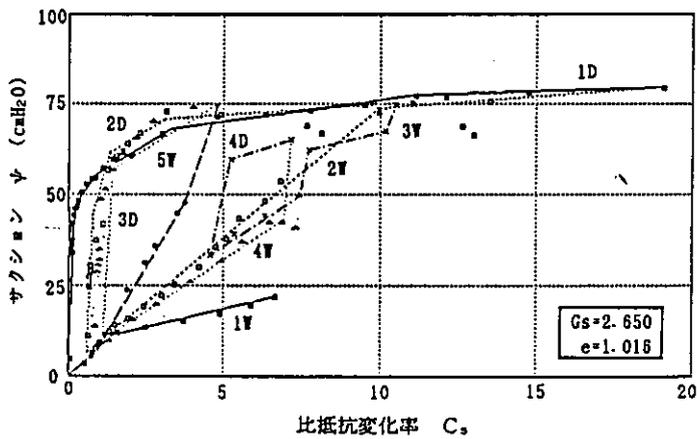


図3.5-15 サクシオンー比抵抗変化率の関係

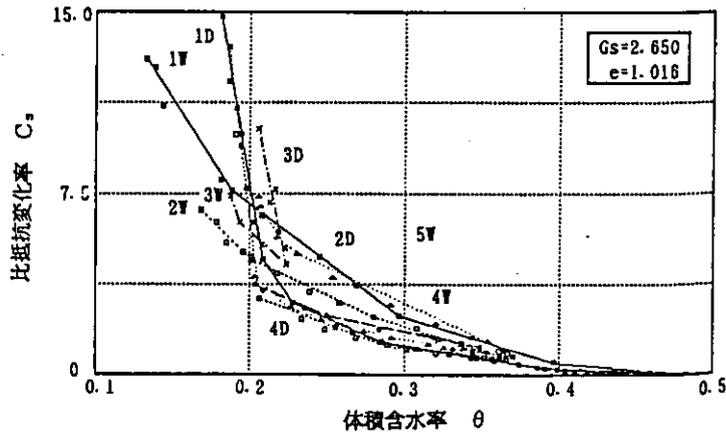


図3.5-16 体積含水率－比抵抗変化率の関係

図中の数字は吸水をW、排水をDで表し、数字は回数を意味する。

成果を以下に述べる。

比抵抗変化率Csとサクシヨンの関係は初期吸水過程で曲率変化するものの吸水過程でかなり良い直線性を示す。

$$Cs = (\rho - \rho_{s0}) / \rho_{s0}$$

Cs = 比抵抗変化率

$\rho$  = 任意の含水状態での比抵抗

$\rho_{s0}$  = サクシヨンの値が0 (ほぼ飽和) となる地点での比抵抗

Csとサクシヨン $\psi$ との関係は吸水過程では次の一次式で表される。

$$\psi = aCs + b$$

排水過程ではCsの小さい地点で非常に大きな曲率変化を持つ曲線を描く。このように吸排水過程で両者の関係は全く異なる傾向を示し、試料内での電流の流れる経路が変化していることがわかる。排水過程ではCsとサクシヨンとの関係は次の双曲線で表される。

$$\psi = Cs / (c + dCs)$$

比抵抗から体積含水率への変換式を次の3つの式について検討した結果を図3.5-17と図3.5-18に示す。

・アーチーの式を変形した  $Cs = \{\theta (1 + e) / e\}^{-n}$ 、 $e$ =間隙比

・対数式  $\theta = a + b \cdot \log Cs$

・吸水過程について得た $\psi - Cs$ の一次式および $\psi - \theta$ の実験結果から得た $\theta - Cs$ 曲線

全般的には対数回帰式が最も実測値に近い値を与える。アーチー式は吸排水過程が考慮されていないので特に排水過程で大きな誤差を生じている。

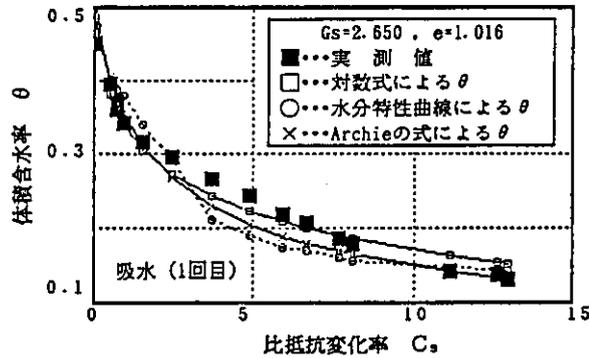


図3.5-17 吸水過程における変換式の検討

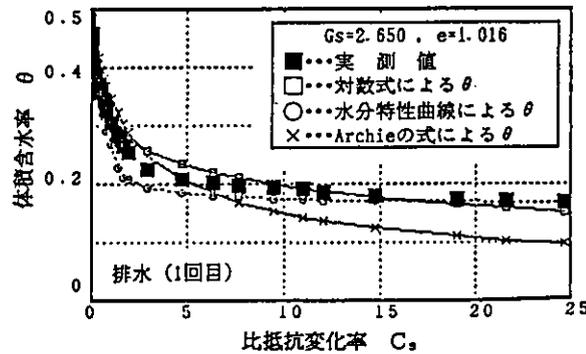


図3.5-18 排水過程における変換式の検討

青山ら（1991）は現場に作成した実験土層に電極とサクシオン計を深度方向に埋設した状態で、人工降雨による浸透実験を実施し、降雨強度と浸透能、湿潤前線のトレース、不飽和浸透問題への電気探査法の適用について検討を行ない興味ある結果を報告している。

図3.5-19に降雨浸透実験に用いた装置を示す。土質材料としてシルト混じり砂を用いた。彼らは湿潤前線の通過に伴って比抵抗が急激に減少した後、急増し、やがて元の曲線の変化程度にまで回復する現象を認め、比抵抗値が極小値を取る点を特異挙動点と呼んでいる。図3.5-20に特異挙動点を図3.5-21に特異挙動点とサクシオンが急激に0になる点との関係を示す。両者は非常によく一致している。

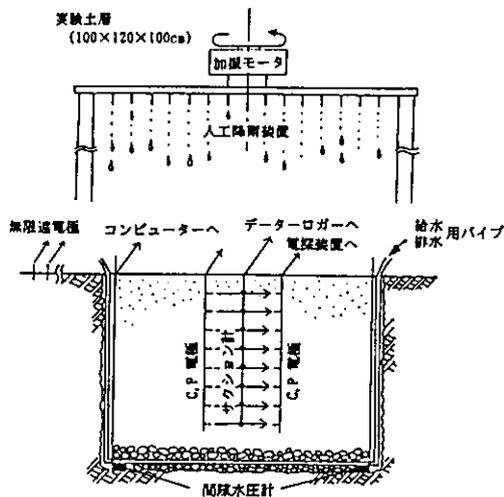


図3.5-19 実験に用いた装置

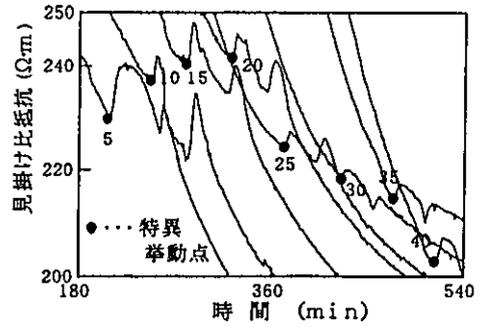


図3.5-20 特異挙動点

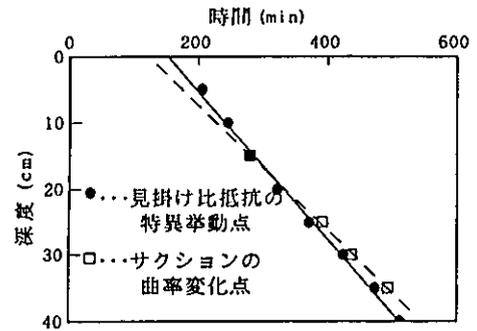


図3.5-21 特異挙動点とサクシヨン

また彼らは見かけ比抵抗  $\rho_a$  から体積含水率  $\theta$  への変換を、アーチー式を基本にして得た次式を用いている。

$$\theta_a = \frac{e}{1+e} \cdot \frac{1}{\sqrt{\rho_a}}$$

$\theta_a$  は体積含水率の相対変化を示す無次元量である。e は間隙比を示す。

特異挙動点については、「湿潤前線の通過に伴う間隙空気圧の圧縮が一次的に排水を促進するのが原因と考えられるが確認実験が必要であろう」と述べている。

竹下ら (1993) は図3.5-22に示す装置を用いて、標準砂を用いた室内不飽和浸透実験を行ない、比抵抗値と体積含水率の相関関係について検討した。実験は飽和砂柱下部より定水位にて重力排水を行う、排水状態で行なわれた。

図3.5-23に得られた比抵抗値と体積含水率の関係を示す。比抵抗は飽和状態における比抵抗値に対する比で示されている。

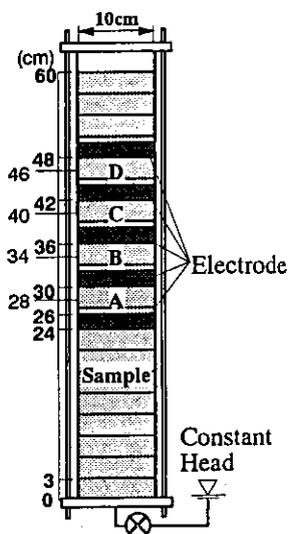


図3.5-22 測定装置

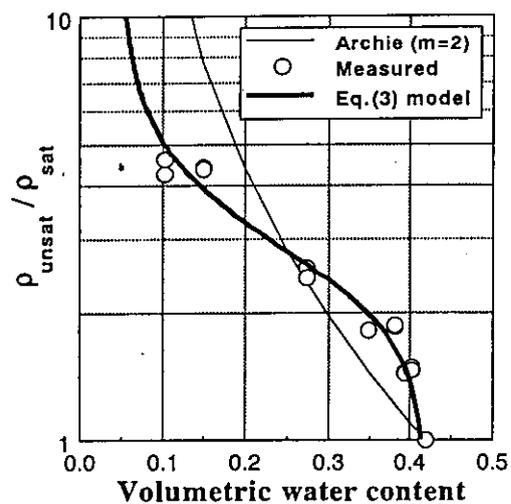


図3.5-23 比抵抗値と体積含水率の関係

次の2つの関数モデルについて検討し、図中に表わした。

・アーチーの式

$$\rho_{\text{unsat}} / \rho_{\text{sat}} = S_r^{-m}$$

$\rho_{\text{unsat}}$  = 不飽和状態での比抵抗値

$\rho_{\text{sat}}$  = 飽和状態での比抵抗値

$S_r$  = 飽和度

$m$  = 実験定数

・水分特性曲線の関数モデルとして van Genuchten が提案した式を参考にした関数モデル (図3.5-23中のEq.(3)モデル)

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left\{ 1 + \left| \alpha \left( \rho_{\text{unsat}} / \rho_{\text{sat}} \right) \right|^n \right\}^{1/(n-1)}$$

$\alpha$ 、 $n$ =実験定数 ( $n > 1$ )、 $\alpha = 0.38$ 、 $n = 3.93$

$\theta_s$ =飽和体積含水率、 $\theta_s = 0.42$

$\theta_r$ =最小含水量、 $\theta_r = 0.05$

物理的根拠が不明確な難点があるが、後者のモデルが良く測定値を説明している。

(2) 岩石の比抵抗と含水量の関係

岩石の比抵抗が含水率によって変化することは良く知られているが、実際に定量的に計測した結果はきわめて少ない。

乗富・富山 (1984) は秋田県北鹿地区で得られたボーリングコアを用いて、火山岩の比抵抗を含水状態で測定し、飽和含水率と比抵抗の関係について調べた。玄武岩、石英安山岩および粗粒玄武岩についての結果を図3.5-24～図3.5-26に示す。

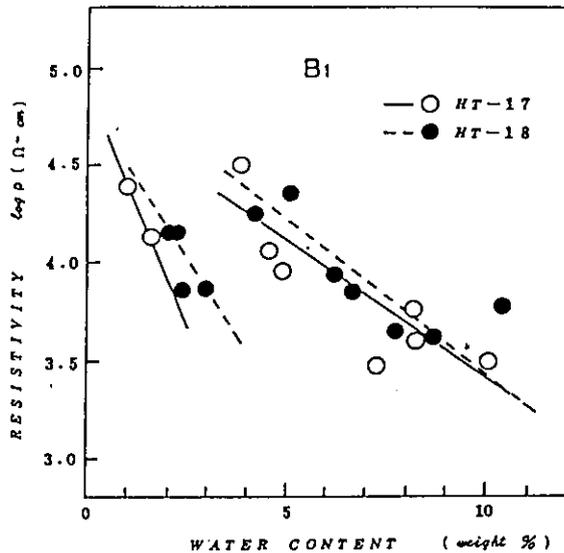


図3.5-24 玄武岩の比抵抗と飽和含水率との関係

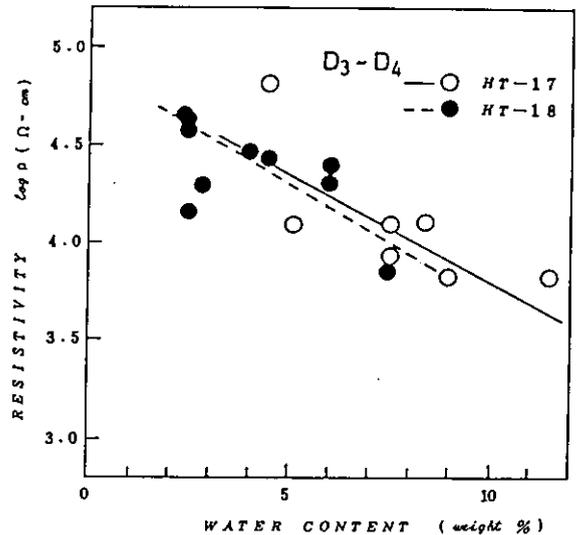


図3.5-25 石英安山岩の比抵抗と飽和含水率との関係

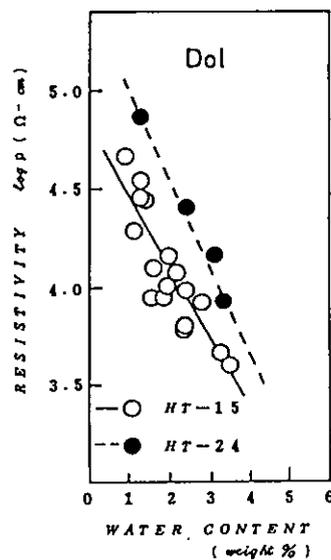


図3.5-26 粗粒玄武岩の比抵抗と飽和含水率との関係

彼らは、これらの実験結果を基に比抵抗  $\rho$  ( $\Omega \cdot m$ ) と飽和含水率  $X$  (重量%) との間に  $\log \rho = A - BX$  の関係を認め、次式を示している。

玄武岩

含水率  $X < 3\%$  の場合  $\log \rho = 4.9 - 0.42X$

含水率  $X > 3\%$  の場合  $\log \rho = 4.9 - 0.16X$

石英安山岩  $\log \rho = 4.9 - 0.11X$

粗粒玄武岩

HT-15孔  $\log \rho = 4.8 - 0.34X$

HT-24孔  $\log \rho = 5.4 - 0.44X$

中村ら (1991) は釜石鉱山の坑道内で得られた花崗岩のボーリングコアを用いて、岩石の飽和度と比抵抗の関係を調べた。まず飽和含水状態にした後、乾燥過程での比抵抗変化を計測した。

図3.5-27に結果を示す。比抵抗は飽和状態における比抵抗  $R_s$  に対する比で示されている。測定結果にアーチーの式  $R = a \cdot S^{-n} \cdot R_w \cdot \phi^{-m}$  を当てはめて、 $a = 0.659$ 、 $n = 7.236$ 、 $m = 1.017$  を得た。

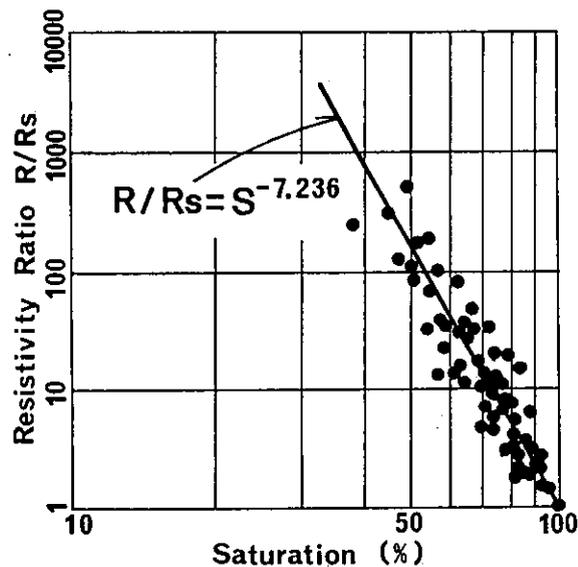


図3.5-27 飽和度と比抵抗比

Katsubeら (1987) は URL サイトでの水理パラメータ (浸透率) を物理検層結果から求める研究を行っているが、その中で次のことを述べている。

- ・ 図3.5-28に示すpore-structure modelを考えた時に次式が成り立つ。

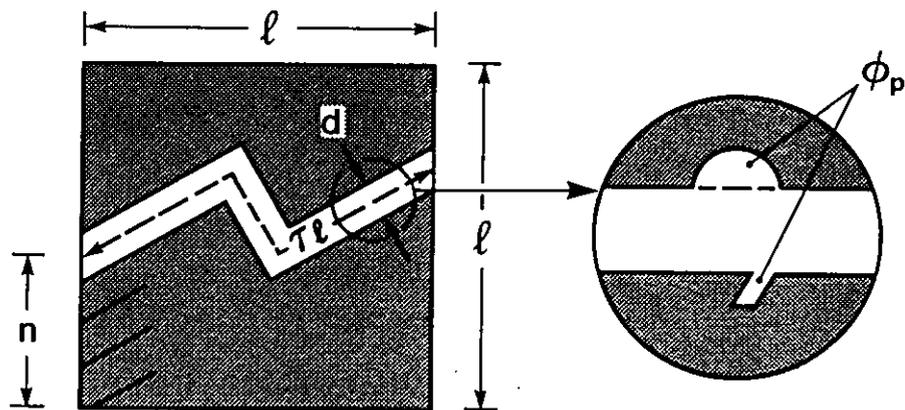


図3.5-28 岩盤の間隙モデル

地層比抵抗係数  $F = \tau / (n d)$

ここに  $\tau =$  迂回率 (tortuosity、間隙通路の実効長  $\tau_L / 2$  点間の距離L)

$n =$  バス密度 (長さLあたりのバスの数)

$d =$  バスの幅

なお、間隙は紙面に直角な方向に無限に続いていると仮定している。

- ・ 現地測定の場合、地層比抵抗係数  $F = \rho_R / \rho_f$  ( $\rho_R$ : 岩盤の比抵抗、 $\rho_f$ : 間隙の比抵抗) は間隙表面の表面伝導や粘土鉱物の表面伝導の影響を受けて、小さめに評価されやすい。
- ・ アーチーの式  $F B = b / (\phi_B)^m$  に含まれるパラメータ  $b$  と  $m$  について、表3.5-1の値を示している。

表3.5-1 アーチーの式の係数

Rock Type	b	m	Reference
Carbonates	1	2	Commonly used
Unconsolidated sand	0.62	2.15	Humble Formula (commonly used)
Average sandstone	1.45	1.54	Carothers (1968)
Shaly sands	1.65	1.33	Carothers (1968)
Granites from URL	$5.9 \times 10^{-3}$	2.21	Katsube et al. (1985)

b: Tortuosity factor  
m: Cementation factor

(3) 地盤改良の評価を目的とした研究

地盤改良を目的とした薬液注入範囲の推定や薬液の充填率を評価するために比抵抗の変化が計測されることがある。この時の評価の仕方は薬液と水の違いはあるものの基本的には飽和-不飽和状態の比抵抗変化と同じ取り扱いをしているのでここで取り上げる。

小峯（1993）は図3.5-28に示す3種類の砂と表3.5-2に示す3種類の薬液を用いて、間隙水の比抵抗の変化に伴う飽和未固結砂の比抵抗の変化および薬液による固結砂の比抵抗と薬液充填率との関係を調べた。用いた測定装置を図3.5-29に示す。

表3.5-2 使用した薬液の配合

使用した薬液の配合（ゲルタイム：25～30分）

薬液	主剤濃度 (%)	配合	
		主剤 500ml	硬化剤 500ml
Grout A	5.0	3号水ガラス 500ml	グリノキグ-A 50ml リン酸 12ml 蒸留水 438ml
Grout B	3.5	3号水ガラス 350ml 蒸留水 150ml	グリノキグ-A 50ml リン酸 12ml 蒸留水 438ml
Grout C	2.5	3号水ガラス 250ml 蒸留水 250ml	グリノキグ-A 50ml リン酸 12ml 蒸留水 438ml

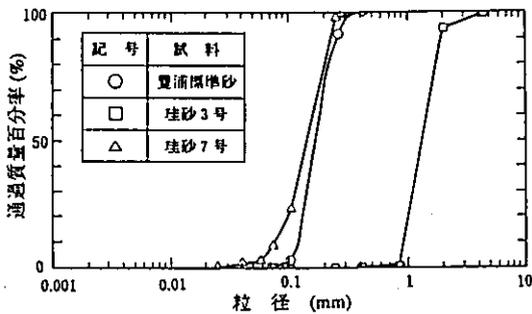


図3.5-28 使用した試料砂の粒度分布

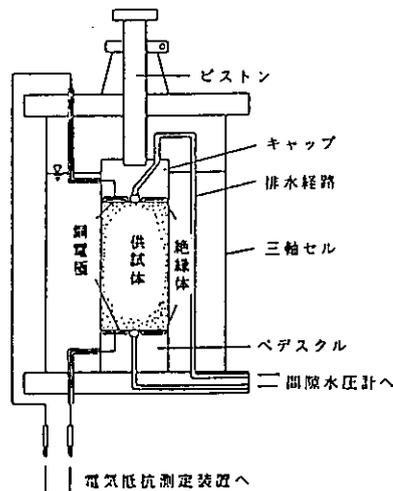


図3.5-29 銅電極を内蔵した  
三軸圧縮試験装置

固結砂は目標とする薬液充填率相当の薬液と気乾状態の砂を混合し、締め固めた後に蒸留水中で1日養生し飽和させた。薬液の比抵抗はグラウトA:  $0.68 \Omega \cdot m$ 、グラウトB:  $0.62 \Omega \cdot m$ 、グラウトC:  $0.69 \Omega \cdot m$ である。図3.5-30に飽和未固結砂の比抵抗と間隙水の比抵抗の関係を示す。間隙比が同じであれば、飽和未固結砂の比抵抗と間隙水の比抵抗は一義的であり、この関係に及ぼす試料砂の粒度分布の影響は小さい。

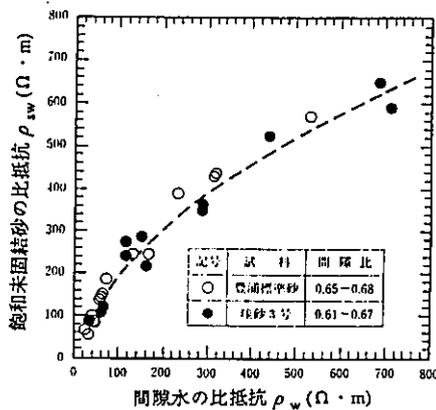


図3.5-30 飽和未固結砂の比抵抗と間隙水の比抵抗の関係

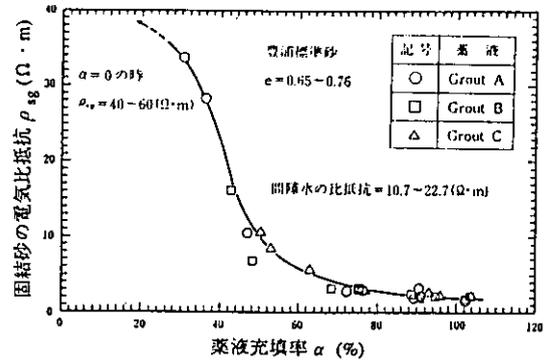


図3.5-31 固結砂の比抵抗と薬液充填率の関係

図3.5-31に固結砂の比抵抗と薬液充填率の関係を示す。小峯（1993）は次のように考察している。

固結砂の比抵抗が薬液充填率の増加に伴い小さくなるのは、薬液充填率の増加に伴い、土中に存在する薬液ゲルの連続性が増加することにより生じると考えられる。また、薬液ゲルの連続性は砂の間隙径の大きさに影響を受け、間隙径の大きいものほど土中の薬液ゲルの連続性は低下しやすく、間隙径の小さいものほどその連続性は低下しにくいものと考えられる。

また小峯は飽和未固結砂と固結砂について、次のように電気回路モデルを提案している。

① 飽和未固結砂のモデル

図3.5-32に並列接続モデルを、図3.5-33にはこのモデルによる計算値と実測値を示す。両者は良く一致している。

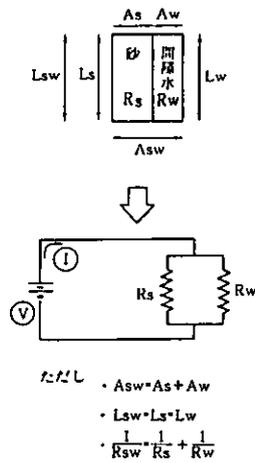


図3.5-32 並列接続モデル

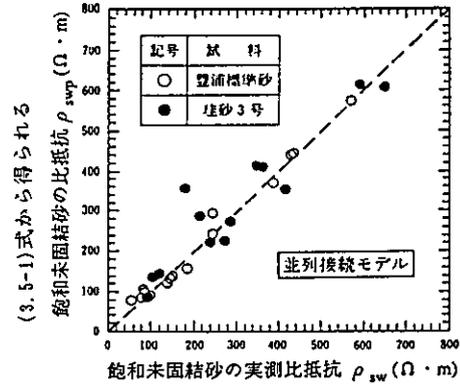


図3.5-33 飽和未固結砂の実測値とモデルを用いた計算値

$$\frac{1}{\rho_{swp}} = \frac{1}{\rho_s} \cdot \frac{1}{1+e} + \frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{e}{1+e} \quad (3.5-1)$$

$\rho_{swp}$  = 並列接続モデルによる飽和未固結砂の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$\rho_s$  = 砂粒子の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$\rho_w$  = 間隙水の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )

$e$  = 間隙比 (無次元)

② 固結砂のモデル

図3.5-34に並列接続モデルと直列接続モデルの複合モデルを、図3.5-35には、このモデルによる計算値および実測値の薬液充填率との関係を示す。モデルと実測値とはほぼ満足できる一致を示している。

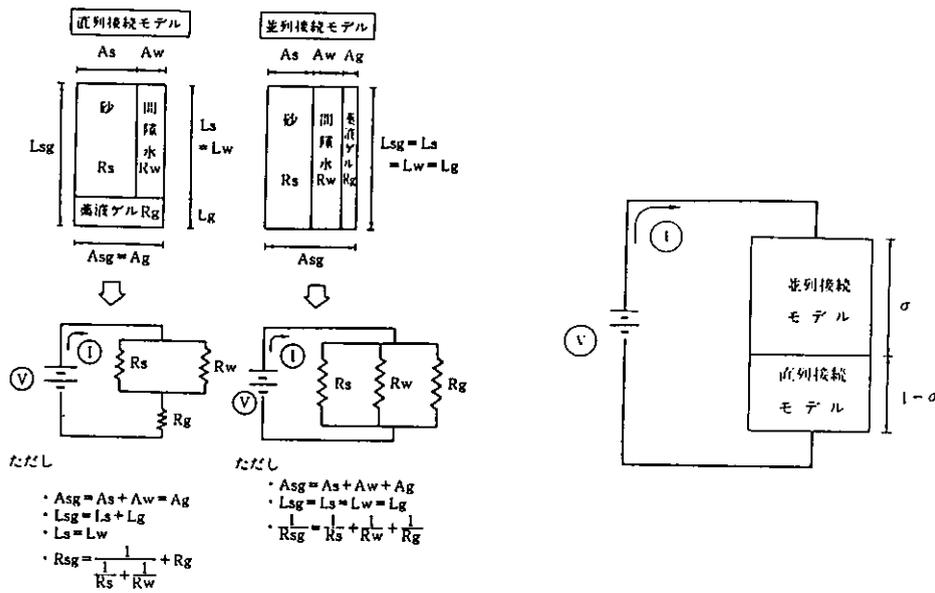


図3.5-34 固結砂の複合モデル

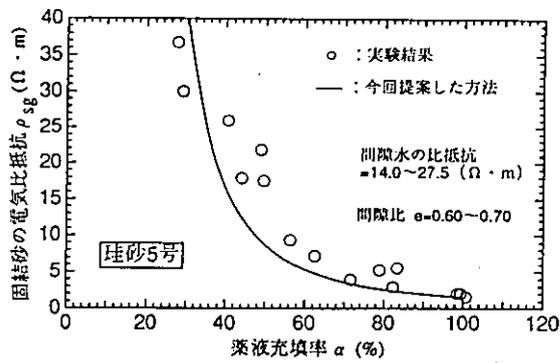


図3.5-35 複合モデルによる計算結果と実験値の比較

$$\frac{1}{\rho_{sg}} = \frac{1-\sigma}{\rho_{sgs}} + \frac{\sigma}{\rho_{sgp}}$$

$$\frac{1}{\rho_{sgs}} = \frac{1}{(1+e) \left(1 - \frac{\lambda}{100}\right)^2} \cdot \frac{1}{\rho_s} + \left( \frac{1}{\left(1 - \frac{\lambda}{100}\right)} - \frac{1}{(1+e) \left(1 - \frac{\lambda}{100}\right)^2} \right) \frac{1}{\rho_w} + \frac{\lambda}{100} \rho_g$$

$$\frac{1}{\rho_{sgp}} = \frac{1}{1+e} \cdot \frac{1}{\rho_s} + \left( \frac{e}{1+e} - \frac{\lambda}{100} \right) \cdot \frac{1}{\rho_w} + \frac{\lambda}{100} \cdot \frac{1}{\rho_g}$$

$$\lambda = \frac{n}{100} \cdot \frac{\alpha}{100} \times 100$$

- $\rho_{sg}$  = 複合モデルによる薬液固結砂の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )
- $\sigma$  = 複合モデルにおける並列接続モデルの占める割合 (無次元)
- $\rho_{sgs}$  = 直列接続モデルによる薬液固結砂の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )
- $\rho_{sgp}$  = 並列接続モデルによる薬液固結砂の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )
- $\rho_s$  = 砂粒子の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )
- $\rho_w$  = 間隙水の比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )
- $\rho_g$  = 薬液ゲルの比抵抗 ( $\Omega \cdot m$ )
- $e$  = 間隙比 (無次元)
- $n$  = 間隙率 (%)
- $\alpha$  = 薬液の充填率 (%)
- $\lambda$  = 薬液の注入率 (%)

### 3. 5. 3 電磁波速度（振幅）の含水量による変化

#### (1) 電磁波の速度と振幅

媒質内を電磁波が伝わる時の伝播速度は次式によって表される。

$$V = \sqrt{\frac{2}{\epsilon \mu}} \left( \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon}\right)^2} + 1 \right)^{-1/2}$$

ここで  $V$  = 媒質内の電磁波伝播速度 (m/sec)

$\epsilon$  = 媒質内の絶対誘電率 (F/m)

$\mu$  = 媒質の絶対透磁率 (H/m)

$\sigma$  = 媒質の導電率 (S/m)

$\omega$  = 電磁波の角周波数 (=  $2\pi f$ ,  $f$ =周波数)

岩盤中では  $\sigma \doteq 0$ 、 $\mu \doteq 1$  とおけるので

$$V = \frac{1}{\sqrt{\epsilon}} = \frac{C}{\sqrt{\epsilon_r}} \text{ と近似できる。}$$

$C$  = 真空中の電磁波速度 ( $3 \times 10^8$  m/s)

$\epsilon_r$  = 媒質の比誘電率 (=  $\epsilon / \epsilon_0$ )

$\epsilon_0$  = 真空中の絶対誘電率

また、平面電磁波が媒質中を伝播するときの減衰は次式で表される。

$$A_r = A_0 \cdot \exp(-\alpha r)$$

$$\alpha = 60\pi \sigma / \sqrt{\epsilon_r} \quad (\sigma / \omega \epsilon < 1 \text{ の場合})$$

ここに  $A_r$  = 距離 $r$ での受信振幅

$A_0$  = 発信振幅

$r$  = 発信源からの距離 (m)

$\alpha$  = 減衰定数 (1/m)

上式から岩盤中の電磁波速度は、岩盤の比誘電率の平方根に逆比例することがわかる。また、電磁波の減衰係数は導電率 $\sigma$ に比例し、比誘電率 $\epsilon_r$ の平方根に逆比例することがわかる。

含水状態をコントロールした条件下で岩石の電磁波伝播速度と振幅変化を調べた結果は公表されたものはないようであるが、一般的に次のことが言われている。

- ・ 岩石の比誘電率が10程度であるのに対し、地下水の比誘電率は80程度であり、岩盤が地下水を多量に含むほど電磁波速度は小さくなる。
- ・ また、含水による比誘電率の変化に比べて、導電率の変化の方が大きいので、岩盤が含水するほど、減衰係数が大きくなって、電磁波の振幅は小さくなる。

(2) 岩石の誘電率と導電率

鈴木 (1981) によれば岩石などの誘電率と導電率は図3.5-36、図3.5-37および表3.5-3、表3.5-4に示すような値をとる。

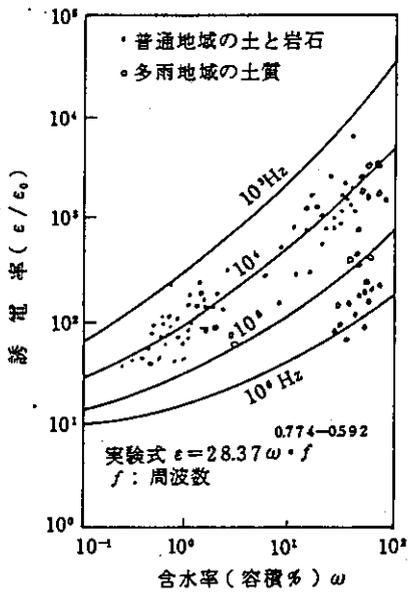


図3.5-36 土と岩石の誘電率( $\epsilon$ )と含水率( $\omega$ )の関係

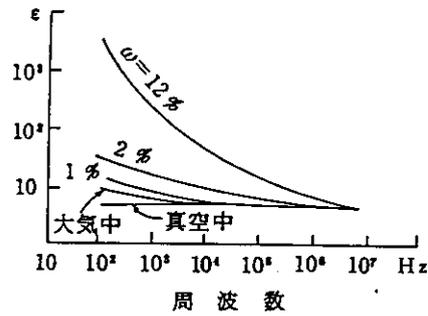
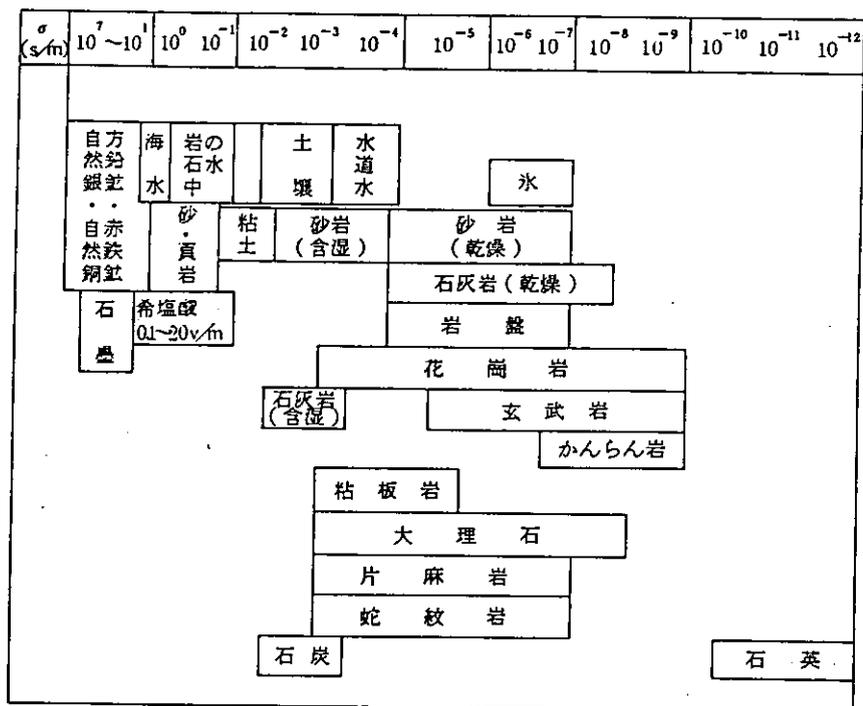


図3.5-37 砂岩の誘電率( $\epsilon$ )と周波数および含水率( $\omega$ )の関係

表3.5-3 岩石、鉱物、粘土などの誘電率

物質	VHF帯における $\epsilon_r$
普通の岩石	4 ~ 10
石英	4 ~ 5
方解石	7 ~ 8
白雲母	
水	80
粘土, ローム	3.35 (30 MHzで)
	4 ~ 8 (5%含水率)
	6 ~ 14 (10%含水率)
空	1
石炭	2.5 ~

表3.5-4 鉱物、岩石などの導電率



坪田他(1989)が測定した岩石サンプルの比抵抗(導電率の逆数)と比誘電率を図3.5-38および図3.5-39に示す。表3.5-5には岩石サンプルの一覧表を示す。なお、試料は主に乾燥状態の結晶質岩である。

表3.5-5 岩石サンプル一覧表

整理番号	岩石名/試料数	岩体名/地層名	導電率/試料数 ( $\times 10^{-6}$ enu/cc)	乾燥密度/試料数 (g/cc)
1	流紋岩/9	山陰グリーンタフ	139.0/4	1.95/4
2	花崗閃緑岩/4	飯豊花崗岩	17.00/3	2.55/3
4	石英閃緑岩/9	苗木花崗岩類	10.25/4	2.55/4
5	安山岩/11	東北グリーンタフ	19.33/3	2.16/4
6	花崗閃緑岩/9	大隅花崗岩	56.75/4	2.65/4
7	砂岩/9	北上中・古生層	59.00/4	2.67/4
26	花崗岩/17	ストリーバ麓山	34.33/3	2.59/3
27	花崗岩/3	ストリーバ麓山	65.10/2	2.56/2
31	花崗岩/10	霧田花崗岩	15.00/4	2.61/4
33	花崗岩/10	広島花崗岩	12.75/4	2.60/4

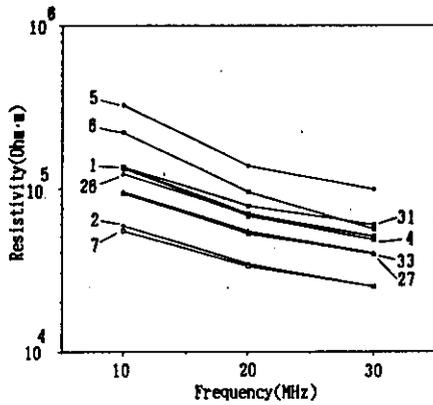


図3.5-38 比抵抗と周波数の関係

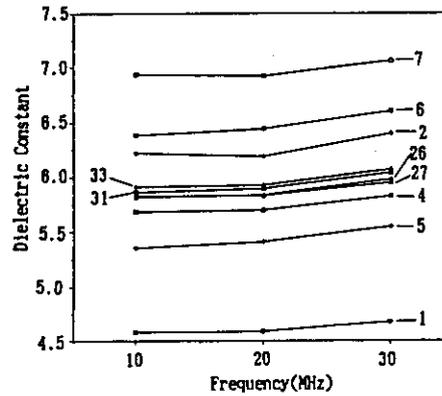


図3.5-39 比誘電率と周波数の関係

### (3) 電磁波式土壌水分計について

電磁波式土壌水分計は、電磁波の土壌中での伝播速度を計測することによって土壌中の水分量を測定しようとするものである。土壌を対象としているものの、原理的には岩盤への適用も考えられるので、安原ら（1990）に従って、説明をする。

電磁波式土壌水分計は図3.5-40に示すように、2本のプローブを土壌中に打ちこみ、このプローブ中を電磁波が伝播する時間を計測して、土壌中の比誘電率を求め、体積含水率と関連づける。比誘電率Kは次式から求める。

$$K = (C/V)^2 = (CT/2L)^2$$

ここに

C = 真空中での光の伝播速度 ( $3 \times 10^8$  m/sec)

V = 土壌中の電磁波の伝播速度

L = プローブの長さ

T = 電磁波パルスがプローブを往復するのにかかった時間

色々な体積含水率のもとで測定を実施し、比誘電率と体積含水率の関係（キャリブレーション曲線）を調べておけば比誘電率から体積含水率を知ることができる。比誘電率の例を表3.5-6にキャリブレーション曲線の例を図3.5-41に示す。

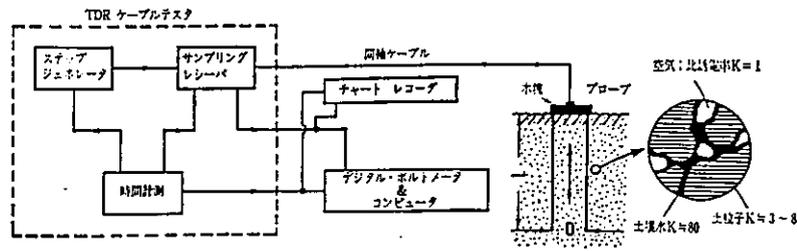


図3.5-40 電磁波式土壌水分計の概要

表3.5-6 物質の比誘電率の例

下の4つの値は体積含水率が0%の場合の比誘電率

物質名	比誘電率
水	80.36
空気	1.0
砂 (間隙率 33%)	3.89
石灰岩 (間隙率 33%)	7.24
Grainola-Lucien soil (U. S. A. 間隙率 48%)	5.48
Seminole loam soil (U. S. A. 間隙率 43%)	4.56

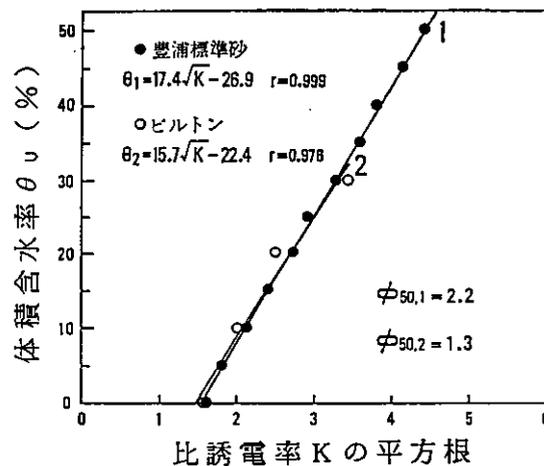


図3.5-41 電磁波式土壌水分計の室内キャリブレーション結果

比較的簡便に実施できることが利点とされているが、水分量が多い土壌の場合に例えば10mを越える大深度まで測定できるかどうかは不明とされている。

また、B.Friegら (1993) によるとスイスのグリムゼル試験場においては花崗岩中の坑道周辺の不飽和領域の測定にこの方法および改良した方法を用いている。花崗岩の中で坑道壁面から0.3~1.0mの深度まで計測可能であると述べられているが詳細は不明である。

### 3. 5. 4 関連する研究の概要

#### (1) トンネル掘削に伴うゆるみ層厚の測定

空洞の掘削に伴う、ゆるみについては統一された定義のないのが現状であり、計測方法についても種々検討が加えられている（吉岡・杉原他、1994）。しかし、トンネル掘削に伴うゆるみ層厚の測定については、坑道壁に沿った弾性波速度測定がかなり一般的に実施されてきている。

図3.5-42に測定実施例を、表3.5-7にはゆるみ範囲の例を示す（池田、1973）。

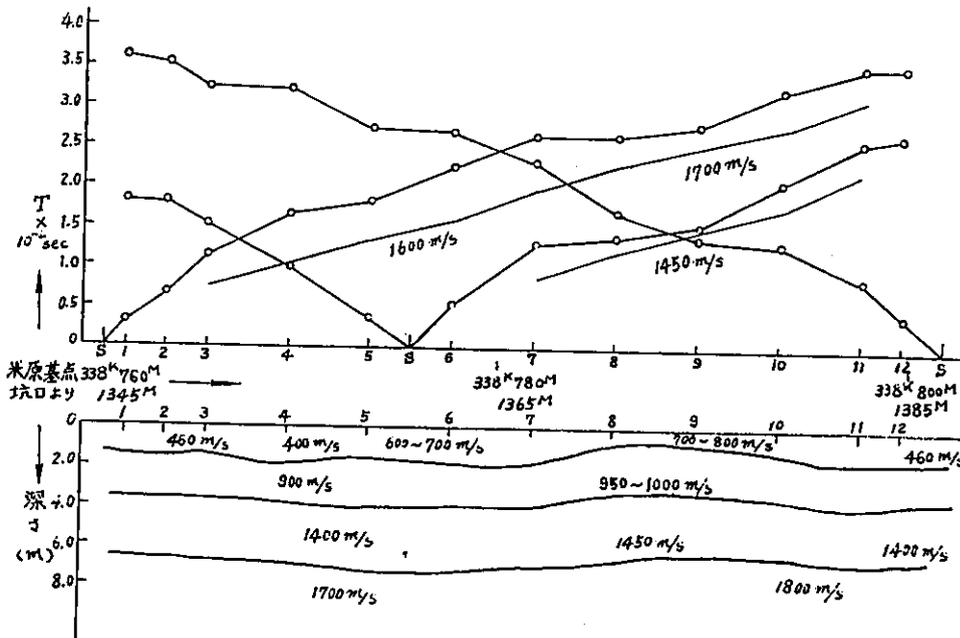


図3.5-42 頸城トンネル1坑区坑内弾性波調査結果

表3.5-7 ゆるみ範囲の例

トンネル名	線名	地質	弾性波速度 $V_p$ (km/sec)	ゆるみ範囲 (m)	備考
青函		第三紀泥岩 凝灰岩	1.8 ~ 2.7	1.2 ~ 2.0	調査坑
			3.2 ~ 3.5	1.2 ~ 1.4	
			3.7 ~ 4.0	0.8 ~ 1.1	
神居	函館	蛇紋岩	3.0	3.0 ~ 3.5	試験坑
新登川	紅葉山		3.2	3.5	導坑
頸城	北陸	第三紀泥岩	1.4 ~ 1.5	9 ~ 10	
			1.7	7	
矢立	奥羽	第三紀凝灰岩	2.5 ~ 3.0	3.0	
徳重	鹿兒島	風化安山岩	1.7	8 ~ 10	

この場合には、含水量によっても速度が変化することはあまり考慮されていない場合が多いと考えられる。ゆるみの発生が不連続面の密度や間隙率の変化をもたらす場合、西澤ら（1991）のFig.7（図3.5-12）によれば、岩盤が飽和含水状態にあれば速度は低下するものの、その低下量は大きなものではない。しかし、実際に現場でゆるみ領域として判定されている領域の速度低下は多くの場合50%程度はあると考えられる。ゆるみ領域は不飽和領域とも密接に関連していると考えられるので、今後は不飽和現象の観点からも速度低下領域の検討をする必要がある。

（2）吉岡・杉原他（1994）：空洞周りの緩み域の現場計測とその評価方法について、第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集、pp.617-622。

吉岡・杉原ら（1994）は立坑掘削に伴う岩盤のゆるみをボーリング孔間の弾性波試験によって計測し、その結果について不飽和領域の発生と関連づけて考察している。

図3.5-43に計測位置を示す。B断面では、計測のためのボーリング孔が立坑掘削壁面から半径方向にそれぞれ0.4、0.9、1.9、2.9m離れて、B1～B4孔が掘削されている。B1～B4孔の位置は図3.5-43中に示されている。

図3.5-44(a),(b),(c)に、立坑掘削前と後のボーリング孔間のP波速度の変化率を示す。(a)はB1～B2孔間、(b)はB2～B3孔間、(c)はB3～B4孔間の結果である。彼らは、立坑掘削によるP波速度の低下を、ボーリング孔内水位の低下に見られる不飽和領域の発生によるものとし、B2～B3孔間に見られるように、孔内水位面より上にあつて速度の低下が見られなかった領域は不連続面の頻度が少なく、飽和度がそれほど減少しなかったためと考察している。

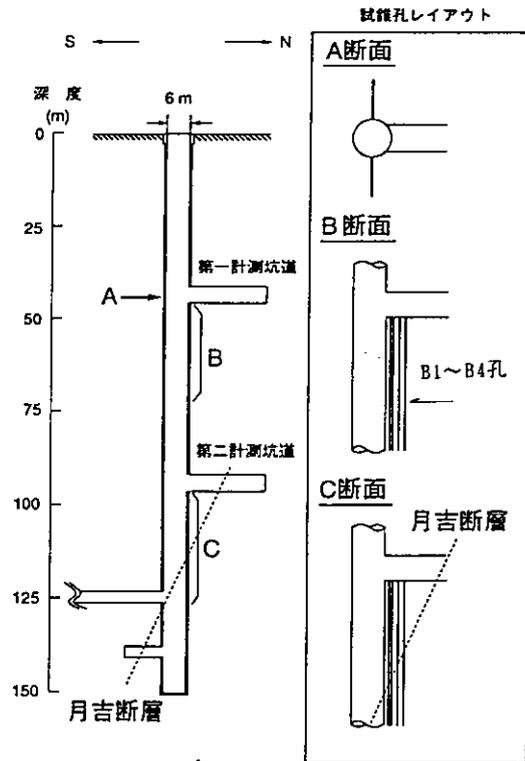


図3.5-43 計測位置

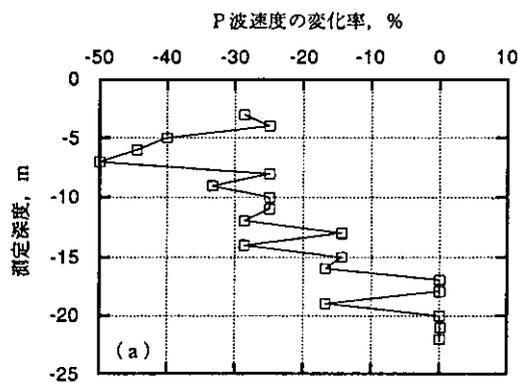


図3.5-44(a) 孔間弾性波試験の結果

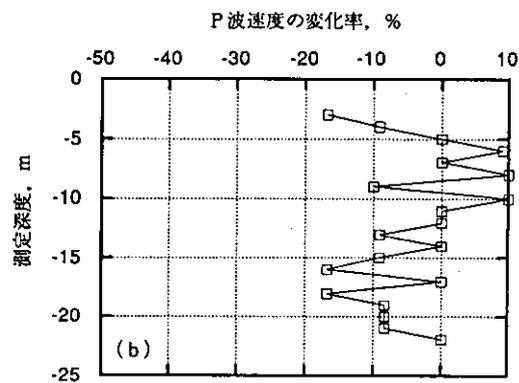


図3.5-44(b) 孔間弾性波試験の結果

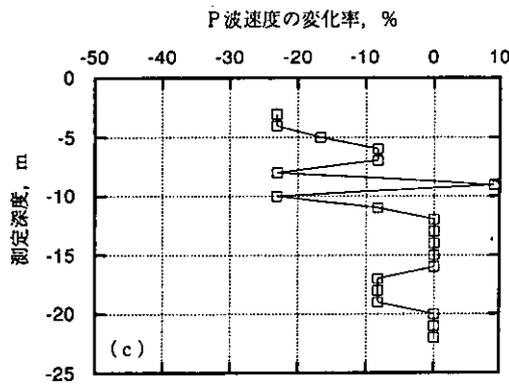


図3.5-44(c) 孔間弾性波試験の結果

(3) 中村・横井他 (1991) : ベンチレーション試験時の坑道近傍における飽和度の推定、第23回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.177-181。

中村・横井他は釜石鉱山の花崗岩体内の坑道において実施したベンチレーション試験時に、坑道壁面からの蒸発量を測定し、同じ位置で比抵抗探査を行うことによって壁面近傍の飽和度の分布の非定常変化を検討した。

図3.5-45に試験区間の構造および亀裂マップおよび比抵抗探査測線と蒸発量測定位置を示す。

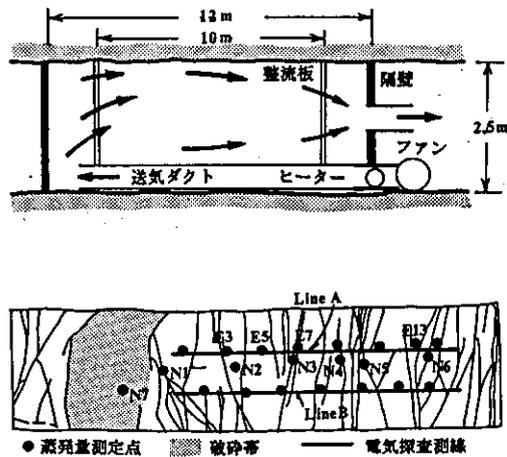


図3.5-45 試験区間の構造および亀裂マップおよび比抵抗探査測線と蒸発量測定位置

蒸発量曲線のタイプは図3.5-46に示す3タイプに分けられる。

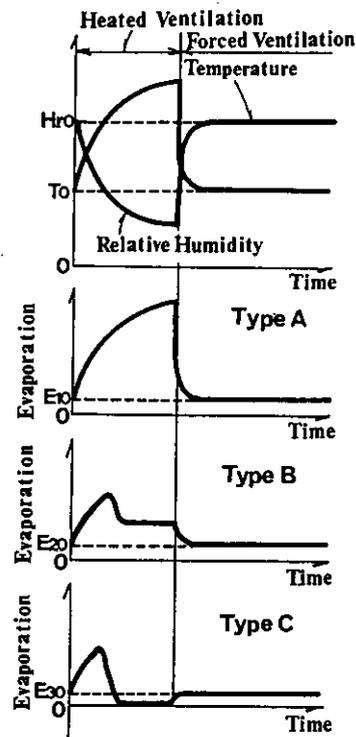


図3.5-46 蒸発量曲線の分類

タイプA： 壁面近傍の岩盤の透水性が比較的高く、かつ蒸発量を上回る量の地下水が供給されている場所。

タイプB： 比較的透水性が高く、蒸発量と釣り合う量の地下水が供給されている場所。

タイプC： 透水性が非常に低いために蒸発量に見合う地下水の供給がなくなった場所、すなわち、ある程度岩盤内部まで乾燥あるいは飽和度が低下している部分が発生している可能性がある。

ベンチレーション試験の実施前、乾燥状態そして自然通気に戻した状態での壁面での比抵抗探査の結果を図3.5-47に示す。

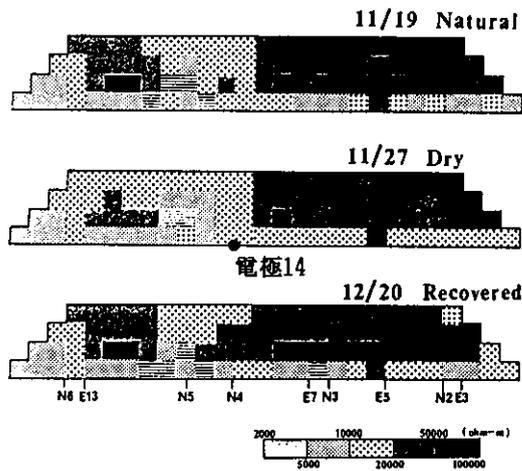


図3.5-47 比抵抗探査の結果

- ・ 電極14から右側の比較的亀裂が少ない部分では温風通気によって高比抵抗域が拡大し、自然通気の状態では再び比抵抗が低下している。
- ・ 電極14から左側の亀裂が比較的多い低比抵抗域では3つの状態に大きな変化が見られない。

ボーリングコアにおける飽和度と比抵抗の関係（図3.5-27）を用いて、壁面近傍の飽和度の変化を推定し、水分の減少量を求め、蒸発量曲線のタイプ毎に整理した。図3.5-48にその結果を示す。

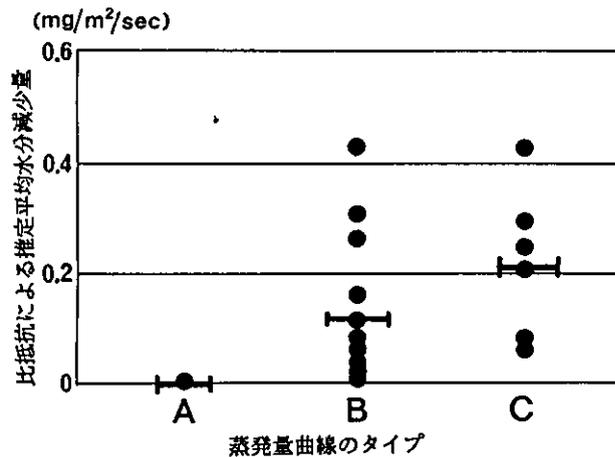


図3.5-48 蒸発量曲線のタイプと推定水分減少量

- タイプA： 亀裂が多く透水性が高いため、地下水の供給量が多く飽和度が変化しなかったと考えられる。
- タイプC： 亀裂が少なく、高比抵抗部に相当（蒸発量測定結果 $0.5\text{mg/m}^2/\text{s}$ と比抵抗変化から推定した水分減少量 $0.2\text{mg/m}^2/\text{s}$ とがほぼ一致する）。
- タイプB： タイプAとタイプCとの中間的な性格を有する。

(4) 東・鈴木 (1992) : 比抵抗トモグラフィによる地下水位のモニタリング室内実験、物理探査学会第86回学術講演会論文集、pp.396-400。

比抵抗トモグラフィ技術を応用した地下水位変動のモニタリングの可能性を検証するために珪砂またはレンガを詰めたモデル地盤を作成して室内実験を行なった。

図3.5-49に実験装置を示す。

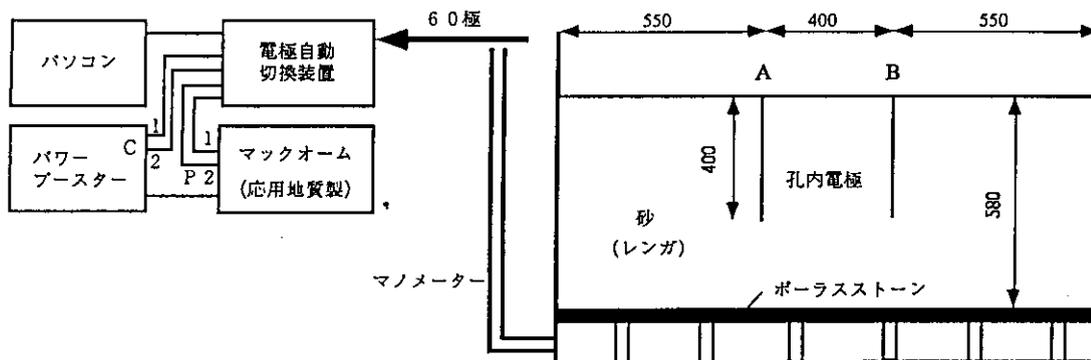


図3.5-49 実験装置

図3.5-50に砂地盤における、水位-30cm時の比抵抗トモグラフィ結果と各水位における電気検層結果を示す。図3.5-51にはレンガ地盤における水位-30cm時の比抵抗トモグラフィ結果と各水位における電気検層結果を示す。

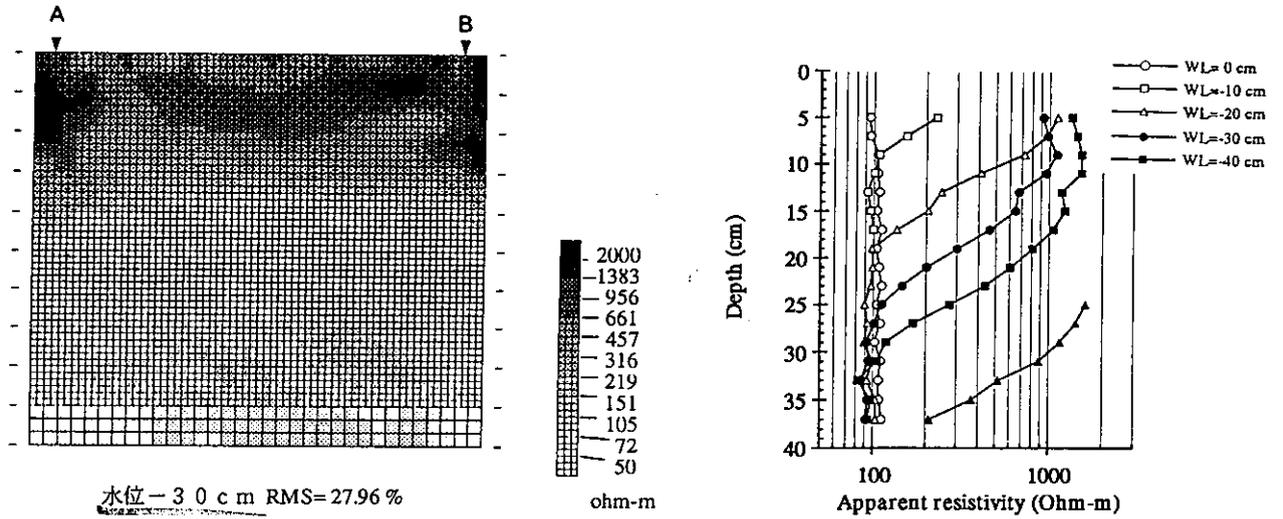


図3.5-50 砂地盤における水位-30 cm 時の比抵抗トモグラフィ

結果と各水位における電気検層結果

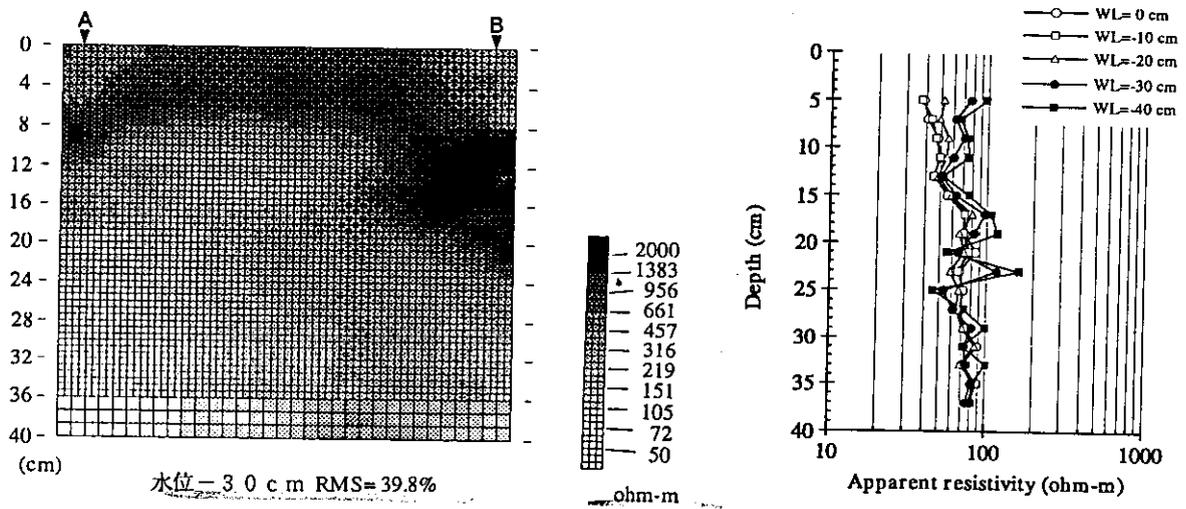


図3.5-51 レンガ地盤における水位-30 cm 時の比抵抗トモグラフィ

結果と各水位における電気検層結果

#### 砂地盤モデル

- ・ 水位の変動と電気検層の比抵抗曲線の変動は良く対応している。
- ・ 電気検層結果で識別できる飽和領域の上面はマンメーターで示された水位に対し常に10cm程度上にある。
- ・ 飽和領域の上位に10~15cmの比抵抗変化領域が認められる。

レンガ地盤モデル (岩盤モデル)

- ・ 水位の変動に伴う比抵抗曲線の変化は地表面に近い部分を除いて小さい。
- ・ 砂地盤モデルのように比抵抗分布は成層構造を示さない。地下水面が一様に分布していないと推定される。
- ・ 透水性が低いため、一旦吸水すると水が抜け難く、比抵抗値の大きな変化が見られなかったと考えられる。

(5) 仙波・尾方他 (1991) : ボアホールレーダーによる花崗岩岩盤特性調査、日本応用地質学会平成3年度研究発表会講演論文集、pp.17-20。

釜石鉱山・原位置試験場内に掘削された試錐孔を用いてクロスホールの電磁波トモグラフィ調査を実施し、ボアホールテレビの観察結果および、後に掘削された坑道壁面の観察結果との比較検討を行った。

図3.5-52に試錐孔配置図を、図3.5-53にトモグラフィ解析結果を示す。図中の黒丸はボアホールテレビで確認された湧水点位置を、矢印は新たに掘削された坑道の天盤あるいは壁面の位置を示す。図3.5-54には新たに掘削された坑道の位置と壁面観察結果を示す。

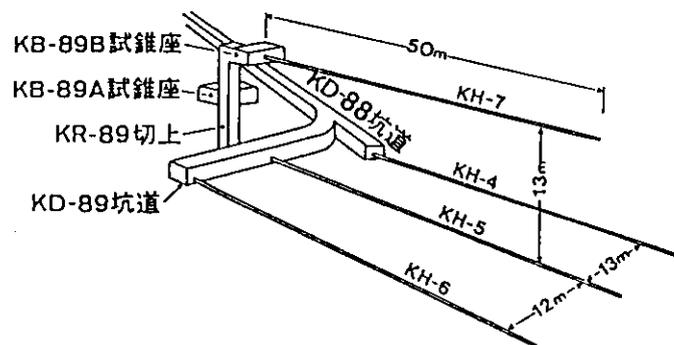


図3.5-52 試錐孔配置図

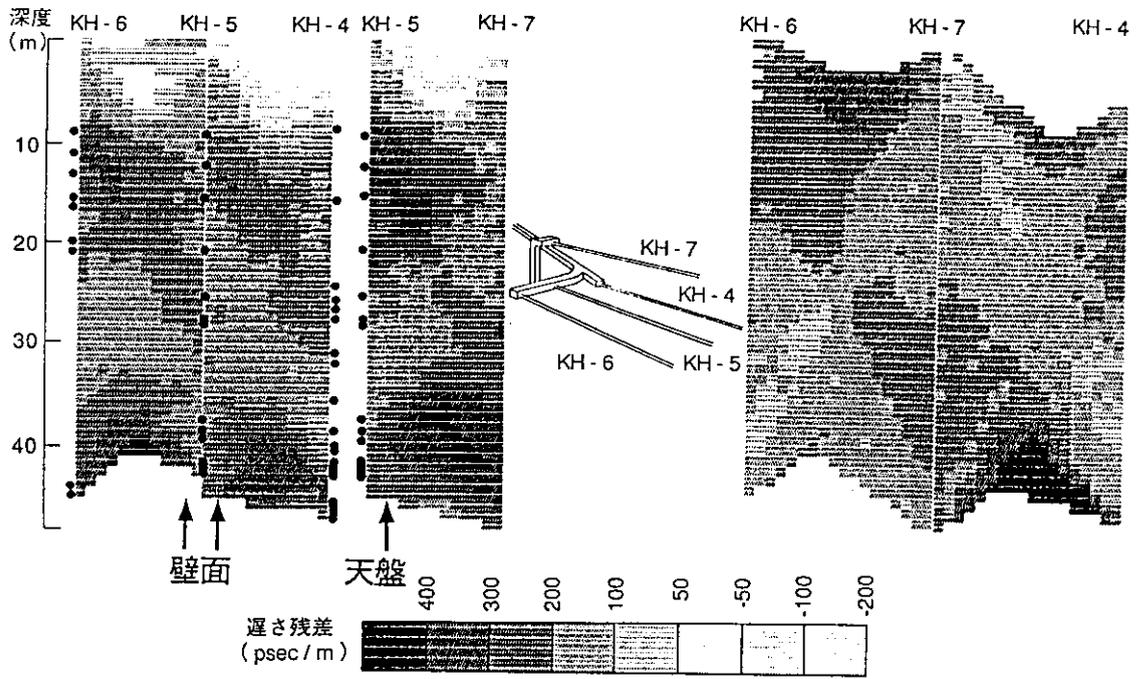


図3.5-53 トモグラフィ解析結果

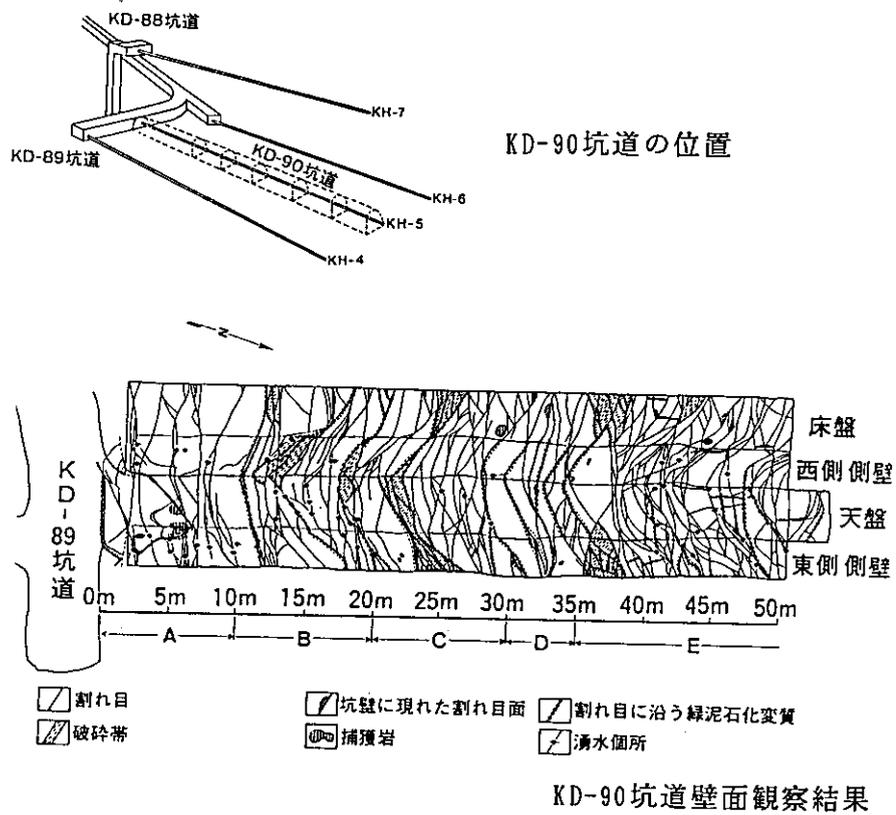


図3.5-54 新たに掘削されたKD-90坑道の位置と壁面観察結果

- ・ 岩盤のマトリックス部の比誘電率は一般的に5～10であるのに対し、水の誘電率は約80と非常に大きな値をとるため、空隙率が大きくなったり割れ目が発達して岩盤中の含水量が多くなれば岩盤の比誘電率が大きくなるため電磁波の速度は遅くなると考えられる。
- ・ トモグラフィ解析結果の電磁波速度が遅い部分は含水量が多い部分であると考えられる。
- ・ ボアホールテレビにより確認された湧水割れ目の位置と電磁波速度の遅い部分は良く一致している。
- ・ 坑道壁面観察の結果も上記の推定の妥当性を裏づけている。
- ・ 電磁波速度を求めることによって岩盤の間隙率分布を求め、岩盤内の含水量を定量的に把握する手法を開発する予定である。

(6) 下茂・井尻他(1991)：弾性波および電磁波トモグラフィによる花崗岩中の亀裂探査、物理探査学会第85回学術講演会論文集、pp.203-208。

花崗岩中における亀裂探査に対するトモグラフィ調査法の適用性を検討することを目的として、愛媛県菊間町に建設中の地下石油備蓄基地内の水封トンネル(4.5m×4.5m)において、ボアホールTV観察、比抵抗検層、弾性波トモグラフィ、電磁波探査(反射法およびトモグラフィ)を実施した。

図3.5-55に調査位置図を、図3.5-56および図3.5-57に電磁波トモグラフィの結果得られた、速度および減衰率の分布を示す。

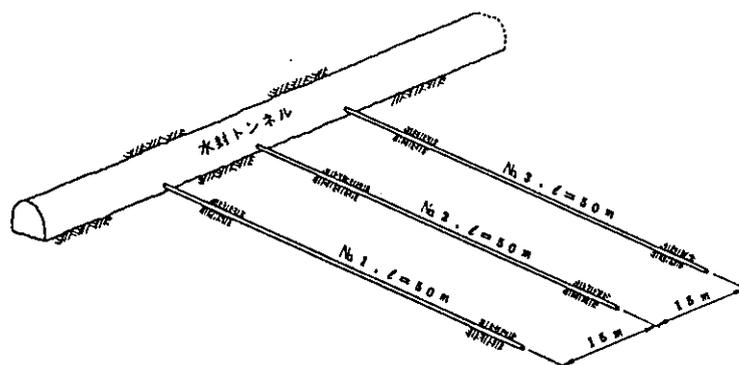


図3.5-55 調査位置図

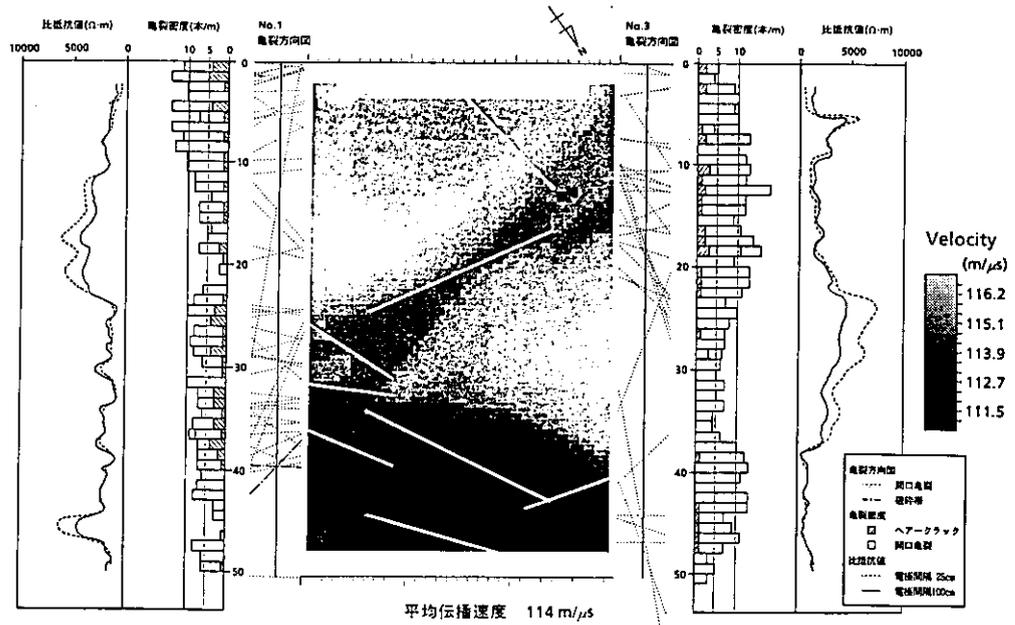


図3.5-56 電磁波トモグラフィによる速度分布

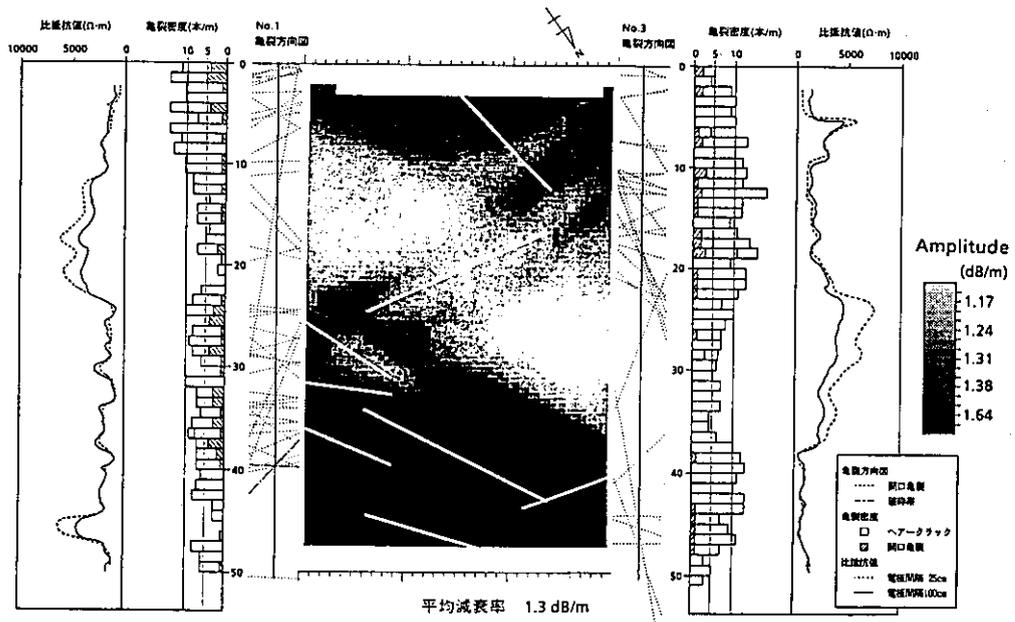


図3.5-57 電磁波トモグラフィによる減衰率の分布

- ・ ボーリング孔に沿った比抵抗値は、亀裂頻度分布、特に開口亀裂の分布と高い相関がみられる。
- ・ 弾性波および電磁波の伝播速度が高い区間、または減衰率が低い区間は、比抵抗値の高い区間に対応しており、逆に、低速度・高減衰率を示す区間は比抵抗値の低い区間と対応している。
- ・ トモグラフィ結果の低速度帯に沿って伸びる亀裂面が電磁波の反射法によって確認された。
- ・ 両トモグラフィ手法の花岡岩中の亀裂探査への適用性が確認された。

論文中では特に触れていないが、電磁波トモグラフィにおいて水封トンネルに近い領域が、全般に高速度・低減衰率を示す傾向にあることが注目される。

【参考文献】

- 1) 桧山哲哉、嶋田純、古藤田一雄、静電容量式高分子膜湿度センサーによる乾燥表層の形成機構の評価：筑波大学水理実験センター報告、No. 17, pp. 109-118 (1993)
- 2) 嶋田純、川村隆一、谷口真人、辻村真貴、ヒートプローブ式土壌水分計による圃場内土壌水分変の観測：筑波大学水理実験センター報告、No. 16, pp. 45-53 (1992)
- 3) 西垣誠、広岡光太郎、不飽和岩盤中の負の圧力水頭の測定方法に関する研究：平成5年度土木学会全国大会予稿集、土木学会 (1993)
- 4) G.R.Picket, A Review of Current Techniques for Determination of Water Saturation from Logs : Journal of Petroleum Technology, Nov. 1966, pp. 1425-1433 (1966).
- 5) Schlumberger, Log Interpretation Principles 1972 Edition: Copyright U.S.A. 1972, Schlumberger Limited (1972)
- 6) J.T.Dewan, Essentials of Modern Open-Hole Log Interpretation: PennWell Publishing Company (1983)
- 7) 高倉伸一、新潟および秋田油田地域の第三系岩石の比抵抗：物理探査学会第88会学術講演会論文集 (1993)
- 8) Schlumberger セミナー資料, Fractured Reservoirs.
- 9) S.Yamaguchi,S.Hirakawa, A Method For Well Log Interpretation of A Fractured Oil Reservoirs: BUTSURI-TANKO, vol.36, No. 1, pp. 16-22 (1983)
- 10) 石油技術協会編, 石油鉱業便覧:石油技術協会50周年記念号(1983)
- 11) 土質工学会編、岩の調査と試験：土質工学会 (1989)
- 12) 物理探査学会編、図解物理探査：物理探査学会 (1989)
- 13) 池田直継、第9回物理探査基礎講座講習会テキスト、物理検層：物理探査学会 (1993)
- 14) 井上正康、大見美智人、吸水による岩石中の弾性波伝播速度の変化について：物理探査、vol.23, No. 4, pp. 1-9 (1970)
- 15) 池田和彦、トンネルの物理探査：物理探査、vol. 25, No. 6, pp. 316-330 (1972)
- 16) 大見美智人、井上正康、吸水による岩石中の弾性波伝播速度の変化について (第2報)：物理探査、vol.28, No.5, pp.1-11 (1975)
- 17) 大見美智人、岡三治生、平田篤夫、井上正康、吸水による岩石中の弾性波伝播速度の変化 (第3報)：物理探査、vol. 30, No. 6, pp. 1-9 (1977)

- 18) 阿部司、斉藤徳美、クラック状空隙に含まれる水分が岩石の弾性波速度に及ぼす影響：日本鉱業会誌、vol. 92, No. 1056, pp. 7-12 (1977)
- 19) 斉藤徳美、含有水分による花崗岩のS波速度の変化：物理探査、vol. 40, No. 5, pp. 299-307 (1987)
- 20) 高橋学、P波速度および振幅比により観察される岩石内の水の浸潤について：応用地質、vol. 32, No. 5, pp.24-31 (1991)
- 21) 西澤修、増田幸治、ダイラタンシー状態にある花崗岩への高圧水浸透に伴うP波速度変化から推定されるマイクロクラックの性状：物理探査、vol. 44, No. 5, pp. 255-265 (1991)
- 22) 吉岡尚也、杉原弘造、谷本親伯、木山英郎、空洞周りの緩み域の現場計測とその評価方法について：第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集、pp. 617-622 (1994)
- 23) 乗富一雄、奥山良俊、岩石の電気比抵抗と間隙率との関係：日本地熱学会誌、vol.6, No.1, pp. 13-19 (1984)
- 24) T.J.Katsube and J.P.Hume, Permeability determination in crystalline rocks by standard geophysical logs : Geophysics, vol. 52, No. 3, pp. 342-352 (1987)
- 25) 青山千彰、加藤淳、西田一彦、不飽和度の比抵抗特性について：第25回土質工学研究発表会、pp. 1639-1642 (1990)
- 26) 青山千彰、西田一彦、堀川昌裕、電気探査法を用いた不飽和浸透計測：第26回土質工学研究発表会、pp. 161-164 (1991)
- 27) 中村直昭、横井浩一、野口義文、藍沢稔幸、荒井紀之、ベンチレーション試験時の坑道近傍における飽和度の推定：第23回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集、pp.177-181 (1991)
- 28) 東貞成、鈴木浩一、比抵抗トモグラフィによる地下水位のモニタリング室内実験：物理探査学会第86回学術講演会論文集、pp.396-400 (1992)
- 29) 竹下祐二、井上誠、小野忠正、河野伊一郎、不飽和浸透における比抵抗特性に関する検討：物理探査学会第88回学術講演会論文集、pp.217-220 (1993)
- 30) 小峯秀夫、電気比抵抗による薬液注入改良部の充填率の評価方法：土木学会論文集、No. 463/III-22, pp. 153-162 (1993)
- 31) 鈴木光、地中レーダによる地層探査技術の展望（その1）－地中レーダによる地層探査研究会委員会報告－：日本鉱業会誌/98, 1131 ('82-5, pp. 448-453 (1982)
- 32) 坪田浩二、則竹和光、登内正治、広瀬雅信、岩石に対する電磁波特性基礎実験（その2）：物理探査学会第80回学術講演会論文集、pp. 292-297 (1989)

- 3 3) 安原正也、安池慎治、丸井敦尚、鈴木裕一、電磁波式土壤水分計—中性子水分計に代わる新しい水分計—：地質ニュース、vol. 430, pp. 17-27 (1990)
- 3 4) 仙波毅、尾方伸久、長谷川健、岩崎浩、渡辺邦夫、ボアホールレーダーによる花崗岩岩盤特性調査：日本応用地質学会平成3年度研究発表会講演論文集、pp. 17-20 (1991)
- 3 5) 下茂道人、井尻裕二、飯星茂、橋本憲和、長田和洋、弾性波および電磁波トモグラフィーによる花崗岩中の亀裂探査：物理探査学会第85回学術講演会論文集、pp. 203-208 (1991)
- 3 6) 北村孝海、米田俊一、寺戸康隆、中川浩二、岩盤レーダーによる水みち推定およびグラウト硬化過程と効果の推定：土木学会論文集、No. 454/III-20, pp. 83-92 (1992)
- 3 7) B. Frieg and P. Marschall, The Grimsel Test Site: Results from Phase-III and proposals for Phase-IV: International Symposium on In-situ Experiments at Kamaishi (1993)

## 4. 解析手法の検討

### 4.1 概要

土（多孔質体）を対象とした不飽和領域における地下水浸透のモデル化・解析は、従来より数多く行なわれている。しかし、岩盤内の不飽和浸透に関する研究は少なく、多孔質体のモデルをそのまま岩盤に適用しているのが現状であると思われる。不飽和地盤に対する多孔質体的アプローチによる既存のモデル化手法は、大きく不飽和透水係数あるいは水分拡散係数を用いて、ダルシー則を不飽和状態まで拡張して水分移動を表現するものと、水と水蒸気の二相流で表現するものに分けられる。また、多孔質体的アプローチと異なり、亀裂を個々に取り扱うフラクチャーネットワークによるモデル化手法の検討も行なわれている。ここではそれらの概略について述べる。また、LBLで行なわれた検討は多孔質体における不飽和浸透特性の考え方をフラクチャーネットワークと組み合わせたものであり、岩盤を岩石ブロックと不連続面から成ると仮定したフラクチャーネットワークモデル化手法と基本的には同じである。しかし、LBLでは亀裂部における不飽和浸透特性について詳細に検討しているので、多孔質体的アプローチ、フラクチャーネットワークと別節を設けて説明する。

## 4. 2 多孔質体的アプローチ

### 4. 2. 1 液状状態の水分移動<sup>1)</sup>

#### (1) 基礎方程式

土の内部に固定された直交座標軸 $x$ 、 $y$ 、 $z$ をとり、微小体積をとれば、次の連続式が成立する。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (4.2-1)$$

ここで、 $\theta$ は体積含水率、 $q_x$ 、 $q_y$ 、 $q_z$ はそれぞれ $x$ 、 $y$ 、 $z$ 方向の土中水のフラックス、 $t$ は時間である。

土中水のフラックスは、鉛直上向きを $z$ 軸にとれば、次の様に与えられる。

$$\begin{aligned} q_x &= -k_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ q_y &= -k_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ q_z &= -k_z \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} + 1 \right) \end{aligned} \quad (4.2-2)$$

ここで、 $\phi$ はマトリックポテンシャル、 $k_x$ 、 $k_y$ 、 $k_z$ はそれぞれ $x$ 、 $y$ 、 $z$ 方向の不飽和透水係数で、体積含水率 $\theta$ 、あるいはマトリックポテンシャル $\phi$ の関数である。

(4.2-1) 式と (4.2-2) 式から (4.2-3) 式が導かれる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_z}{\partial z} \quad (4.2-3)$$

これが、土中水の移動を表わす基礎方程式であり、Richardsの方程式と呼ばれている。この水移動式は $\theta$ と $\phi$ の2つの従属変数を含んでいる。そのため、 $\theta$ と $\phi$ との間に成り立つ関係を適用して $\phi$ に関する微分方程式にするか、 $\theta$ に関する微分方程式にするか、どちらかに整理して、水移動の解析に適用する。

すなわち、体積含水率 $\theta$ とマトリックポテンシャル $\phi$ の関係曲線の勾配として定義される比水分容量 $C_\phi$ を用いると次の様な方程式が得られる。

$$C_\phi \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_z}{\partial z} \quad (4.2-4)$$

$$C_\phi = \frac{d\theta}{d\phi} \quad (4.2-5)$$

$C_\phi$ および不飽和透水係数 $k_x$ 、 $k_y$ 、 $k_z$ がマトリックポテンシャル $\phi$ の関数として与えられているとき、

(4.2-4) 式の解は土中水の移動に伴うマトリックポテンシャル  $\phi$  の変化を与える。この形は、異質の土層がどの様に複雑に重なっている土についても、それぞれの土層について水分容量と不飽和透水係数が知られていれば適用しうるので、運動学的な一般性が高い。

また (4.2-3) 式は次の様にも書き換えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_z}{\partial z} \quad (4.2-6)$$

$$D_x = \frac{k_x}{C_\phi}, D_y = \frac{k_y}{C_\phi}, D_z = \frac{k_z}{C_\phi} \quad (4.2-7)$$

$$C_\phi = \frac{d\theta}{d\phi}$$

ここで  $D_x$ 、 $D_y$ 、 $D_z$  はそれぞれ  $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向の水分拡散係数である。

この (4.2-6) 式は、拡散係数が濃度に依存するときの拡散現象を表わす方程式と等しく、Klute の水分拡散方程式と呼ばれている。  $C_\phi$  および水分拡散係数  $D_x$ 、 $D_y$ 、 $D_z$  が体積含水率  $\theta$  の関数として与えられるとき、すなわち、 $C_\phi$  および不飽和透水係数  $k_x$ 、 $k_y$ 、 $k_z$  が体積含水率  $\theta$  の関数として与えられるとき、

(4.2-6) 式の解は土中水の移動に伴う体積含水率  $\theta$  の変化を与える。(4.2-4) 式と比べて、これは、灌漑、排水、土の乾燥などの工学面に関わって、水分量を直接に予測したいときによく使われる。

## (2) 不飽和透水係数と水分拡散係数

### (i) 不飽和透水係数

不飽和透水係数は、水が不飽和状態の土の中を移動するときに受ける抵抗を表わす量である。そのために、これは水の粘性とともに土の間隙の形、大きさ、配向、分岐や連結、屈曲、拡張の程度、それに土の含水量によって定まるものである。ある土について見ると、不飽和透水係数は、体積含水率の関数となり、飽和に近い水分状態から気乾状態にいたるまで数オーダーにわたって減少する。体積含水率はマトリックポテンシャルとある関数関係にあるので、不飽和透水係数は、マトリックポテンシャルの関数としても表示できる。体積含水率の減少に伴う不飽和透水係数の大幅な減少は、次の様に説明される。土中の水が減少するとき、まず大きな間隙から空になっていき、小さな間隙の中だけに水が保持される。このために土中の含水率は急激に減少する。そして、小さい間隙中の水は大きな間隙中の水より大きな抵抗を持ち、さらに、小さい間隙の連続性は屈曲度が大きく、流路として長くなる。以上より、不飽和透水係数は体積含水率の減少とともに大幅に減少する。

不飽和透水係数の体積含水率に関する関数関係は、土ごとに異なる。また、同じ土でも比重が異なると違った関係になり、一度ほぐした土を同じ乾燥密度で再充填した土でも、土の構造が元の土とは

異なるために、元の土の関係と同じものにはならない。すなわち、土それぞれに特有の関係を示す。

不飽和透水係数も、やはり、土が乾燥していく過程のものと湿っていく過程のものとは異なるものになる。すなわち、ヒステリシスを示す。しかし、このヒステリシスは、マトリックポテンシャルとの関係では大きく現われ無視しえないが、体積含水率との関係では小さく無視してもかまわない。そこで、ふつうは、体積含水率との関数で表わして水分移動の解析に用いられる。

#### (ii) 水分拡散係数

水分拡散係数は、(4.2-7) 式に示す様に、比水分容量  $C_v (=d\theta/d\phi)$  に対する不飽和透水係数  $k$  の比として定義される。これを直接的に測定することもしばしば行なわれる。また、水移動の解析に際しては、水分拡散係数を実測しても、その一方で不飽和浸透特性曲線を実測しなくてはならない。なぜなら、(4.2-6) 式の右辺第 4 項の計算のために不飽和透水係数を知らなければならないからである。

#### 4. 2. 2 水蒸気の移動

土中では、水は水蒸気の形態でも間隙中に存在し、移動する。そして、この水蒸気の移動は拡散によるところが大きい。それは、土の間隙中の気相の全圧の勾配が通常の状態では無視しうるほど小さいからである。ここでは、不飽和地盤に対するモデル化手法として、このような水蒸気による移動を考えた二相流で表現する手法について説明する。

##### (1) Philips & de Vries式<sup>2)</sup>

温度勾配による水分移動を考慮したPhilips & de Vriesの式の仮定は以下の様である。

- 1) 一般に土中で水蒸気が移動するとき、空気成分は水蒸気の移動方向とは反対の方向に拡散移動する。しかし、地下には空気成分を捕獲するトラップは存在しないし、空気の地表からの侵入も特別な外気的作用がない限り存在しないために、土中の空気成分の純移動はない。すなわち、土中の水蒸気の拡散は、一方拡散という拡散移動の形をとる。
- 2) 土の間隙中の気相の全圧は大気圧に等しい、すなわち、全圧の勾配がゼロである。
- 3) 土中の水蒸気が間隙液状水と平衡状態にある。したがって、ポテンシャルエネルギーで水蒸気の方圧を定義できる。

以上の仮定をもとに、土中の空気中の水蒸気の拡散フラックス $q_{va}$  ( $[M][L]^{-2}[T]^{-1}$ ) は、次の様に表わすことができる。

$$q_{va} = -D_{va}v \left[ C_v \left( \frac{1}{C_s} \frac{dC_s}{dT} + \frac{1}{T} - \frac{g\phi}{R_v T^2} + \frac{g\phi}{R_v T} \frac{\partial \phi}{\partial T} \right) \frac{dT}{dz} + C_v \frac{g}{R_v T} \frac{d\phi}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (4.2-8)$$

ここで、 $D_{va}$ は蒸気の空気中での拡散係数 ( $[L]^2[T]^{-1}$ )、 $v$ はマス・フロー・ファクター ( $=P/(P-p_v)$  :  $P$ は全圧、 $p_v$ は蒸気の方圧) である。 $C_v$ は蒸気濃度 ( $[M][L]^{-3}$ )、 $C_s$ は飽和水蒸気濃度、 $T$ は絶対温度 ( $K$ )、 $R_v$ は蒸気の気体定数 ( $[M][L]^{-1}[M]^{-1}K^{-1}$ )、 $g$ は重力加速度 ( $[L]^2[T]^{-1}$ )、 $\phi$ は水蒸気のポテンシャルエネルギー ( $[L]$ : 負の値)、 $\theta$ は体積含水率である。

(4.2-8) 式の第1項の括弧の中にある各項の大きさを比較すると、 $(1/C_s) \cdot (dC_s/dT)$ が最も大きく、 $1/T$ はその6%程度である。 $-(g\phi/R_v T^2)$ も $\phi = -10^{-6} \text{ cm}$ の時に、やはり6%程度である。 $(g/R_v T) \cdot (\partial \phi / \partial T)$ は $\phi = -10^{-7} \text{ cm}$ で10%以下である。どの項も、 $\phi$ が大きくなると、さらに小さくなる。すなわち、

$$\frac{1}{C_s} \frac{\partial C_s}{\partial T} \gg \frac{1}{T} - \frac{g\phi}{R_v T^2} + \frac{g\phi}{R_v T} \frac{\partial \phi}{\partial T} \quad (4.2-9)$$

が成り立ち、(4.2-8) 式は次の様に近似され、Philips & de Vriesの式が得られる。

$$q_{va} = -D_{va}v \left[ \left( \frac{C_v}{C_s} \frac{dC_s}{dT} \right) \frac{dT}{dz} + \left( \frac{g}{R_v T} \frac{d\phi}{d\theta} \right) \frac{d\theta}{dz} \right] \quad (4.2-10)$$

したがって、この条件を破る様な状態が発生する場合には、(4.2-8)式を用いるか、別のモデルを用いるかを選択する必要がある。その様な状況とは、極めて乾燥した高温の状態ですくシオンが $10^{-6}$ cmを上回る様な場合である。例えば、ベントナイトを $105^{\circ}\text{C}$ の乾燥炉に24時間入れた場合には、層間に1分子ほどの水の層が残る。この様な状況での水分移動にはPhilips & de Vriesの式を用いることはできない。

また、上述の1)～3)の三つの仮定を破る様な場合にもその適用ができない。例えば、空気が浸潤フロントの進行によって圧縮される様な状況になると空気の移動現象が起こり、一方拡散が成り立たない可能性がある、また、この様な場合には、全圧が一定という条件も満たされない可能性もある。あるいは、豊富な地下水が温度上昇により蒸発する現象が非常に活発である場合には、その周辺においては、水蒸気と地下水が平衡状態にあると仮定することが難しい状況が生じる可能性がある。

さらに、Philips & de Vriesの式では、空気相、蒸気相、液状水相の移動速度を個別に求めることが難しいので、この様な各相による物質移行を評価する必要がある場合には、その適用が難しい。

以上の様なPhilips & de Vriesの式では不都合である様な状況が先述の想定される状況の中で生じ、それを評価する必要がある場合には、別の手法を選択する必要がある。

## (2) その他の蒸気移動を考慮した解析手法

### (i) 不飽和浸透特性を考慮しない地熱分野で用いられる手法

この手法には、Pruessら<sup>3)</sup>やFaustら<sup>4)</sup>の方法があり、70年代に開発され、地熱分野の研究に多くは利用されてきた。

Pruessらの研究は、求める従属変数が流体密度と内部エネルギーの2つであり、Faustらは流体圧力とエンタルピーの2つである。それぞれ、蒸気線図を用いて、温度、飽和度、密度 (Faustの場合)、圧力 (Pruessらの場合) を求めている。

モデルの構築に際しては、両者とも次の様な仮定をおいている。

1) 毛管圧力を無視する。すなわち  $P_w = P_g = P$  ( $P_w$ は液状水圧、 $P_g$ はガス圧)

2) 各相間は熱的平衡状態にある

3) 流体は液状水か蒸気水だけである。すなわち  $S_w + S_g = 1$  ( $S_w$ は液状水の飽和度、 $S_g$ はガスの飽和度)

### (ii) 三つの未知数すなわち、ガスの飽和度、温度、ガスの圧力を用いるCoatsの手法<sup>5)</sup>

ここでは、未知数として ( $T$  (温度)、 $S_g$  (ガスの飽和度)、 $p_g$  (ガスの圧力)) の3つを用いて、次の二つの連立方程式を解く。

$$(T_w [p_w - \gamma_w z], i), i + (T_g [p_g - \gamma_g z], i), i - q = \frac{\partial(\phi \rho_w S_w + \phi \rho_g S_g)}{\partial t} \quad (4.2-11)$$

$$(T_w H_w [p_w - \gamma_w z], i), i + (T_g H_g [p_g - \gamma_g z], i), i - (T_c T, i), i - q_{HL} - q_H = \frac{\partial(\phi \rho_w S_w U_w + \phi \rho_g S_g U_g + (1-\phi)(\rho C_p)_R T)}{\partial t} \quad (4.2-12)$$

ここで、 $T_w$  は透水係数、 $T_g$  は透気係数、 $P_w$  は水の圧力、 $P_g$  はガスの圧力、 $\gamma$  は比重、 $\phi$  は空隙率、 $\rho$  は密度、 $S$  は各相の飽和度、 $H$  はエンタルピー ( $U + p_v$ )、 $U$  は内部エネルギー、 $T_c$  は熱伝導率、 $q_{HL}$  は熱損失量、 $q_H$  はエンタルピー生成量、 $(\rho C_p)_R$  は岩の比熱である。また、添え字の  $w$  は液状水の状態を示し、 $g$  はガスの状態を示す。 $P_w$  は  $P_w = P_g - P_c$  で定められ、毛管圧力  $P_c$  はガスの飽和度の関数として与えられる。

未知数が三つで、式が二つであるが、これは三つの状態、すなわち、飽和蒸気圧以下の状態（液状水のみ状態）、飽和蒸気圧の状態（蒸気-水混合状態）、加熱蒸気の状態（蒸気相のみ状態）において、飽和蒸気圧以下の状態と加熱蒸気の状態では、ガスの飽和度の変化がないので実質、温度とガス圧力のみが未知数となり、飽和蒸気圧の状態では、温度  $T$  の変化  $\delta T$  が  $\delta T = (dT/dp)_s \delta p$  でガス圧力の関数として求められるので、実質、ガス圧力とガスの飽和度が未知数となる。したがって、二つの連立方程式でも相変化の状況がシミュレートできる。

パラメーターについては、全て、未知数である三つの量から定められ、方程式がかなり強い非線形となるので、解法にはNewton-Raphson法が用いられている。

Thomas and Pierson らの手法<sup>6)</sup>も、ほぼ同様であるが、各状態の状態方程式を三つ目の方程式として連立方程式を構成している。

### (iii) 毛管圧力を考慮したTOUGH (コード名)<sup>7)</sup>

このコードは、現在アメリカのユッカマウンテンの不飽和層中の水分移動を解析しているコードであり、地熱分野の多相流れの手法と基本的には同じである。

質量およびエネルギー保存則を積分形で書くと次の様に表わされる。

$$\frac{d}{dt} \int_{V_n} M^{(\kappa)} dv = \int_{\Gamma_n} F^{(\kappa)} \cdot n d\Gamma + \int_{V_n} q^{(\kappa)} dv \quad (4.2-13)$$

( $\kappa=1$ ; water,  $=2$ ; air,  $=3$ ; heat)

$M$  に関しては、次の様に表わされる。

$$M^{(\kappa)} = \phi \sum_{\beta=l,g} S_{\beta} \rho_{\beta} X_{\beta}^{(\kappa)} \quad \text{for } \kappa=1,2$$

$$M^{(3)} = (1-\phi) \rho_R C_R T + \phi \sum_{\beta=l,g} S_{\beta} \rho_{\beta} u_{\beta} \quad (4.2-14)$$

ここで、 $\phi$ は空隙率、 $S_{\beta}$ は $\beta$ 相(=液相と気相)の飽和度、 $\rho_{\beta}$ は $\beta$ 相の密度、そして $X_{\beta}^{(\kappa)}$ は $\beta$ 相内に存在する成分 $\kappa$ (=水と空気)の質量割合である。 $\rho_R$ は、岩体粒子の密度であり、 $C_R$ は岩体粒子の比熱である。 $u_{\beta}$ は $\beta$ 相の内部エネルギーである。

フラックス項は、各相について和が取られる。

$$F^{(\kappa)} = \sum_{\beta=l,g} F_{\beta}^{(\kappa)} \quad (4.2-15)$$

ここで、水と空気相のフラックスは次式で表わされる。

$$F^{(\kappa)} = -k \frac{k_{r\beta}}{\mu_{\beta}} \rho_{\beta} X_{\beta}^{(\kappa)} (\nabla P_{\beta} - \rho_{\beta} g) - \delta_{\beta g} D_{va} \rho_{\beta} \nabla X_{\beta}^{(\kappa)} \quad (4.2-16)$$

ここで、 $k$ は固有透水係数、 $k_{r\beta}$ は $\beta$ 相の相対透水係数、 $\mu_{\beta}$ は $\beta$ 相の粘性係数、 $P_{\beta} = P + P_{cap,\beta}$ であり、 $\beta$ 相の圧力は基準の相圧力と毛管圧の和で表わされる。(4.2-16)式の最後の項は、ガス相のみに適用され、分散による流れを表わしている。 $D_{va}$ は蒸気と空気の混合体での分散係数である。

熱のフラックスは次式で表わされる。

$$F^{(\kappa)} = -K \nabla T + \sum_{\substack{\beta=l,g \\ \kappa=1,2}} h_{\beta}^{(\kappa)} F_{\beta}^{(\kappa)} \quad (4.2-17)$$

ここで、 $K$ は岩と流体の混合体の熱伝導係数、 $h_{\beta}^{(\kappa)}$ は $\beta$ 相における成分 $\kappa$ の比エンタルピーである。

以上が、支配方程式であるが、これらを解くためには、全てのパラメーターを適切な熱力学変数で表わす様な構成関係が必要である。ここでは、水の熱力学的特性に関しては蒸気表の式<sup>8)</sup>で表わされ、空気は理想気体として扱われる。そして、ガスの圧力は、空気と蒸気の分圧の和で表わされる( $P_g = P_v + P_a$ )。

相の状態が一相の場合には、未知数は $P_a$ 、 $T$ 、 $X(a)$ となり、二相の状態では $P_a$ 、 $S_g$ 、 $T$ となる。

(iv) 局所平均化理論を用いたHassanizadehとGrayの研究<sup>9)</sup>

一般的な巨視的保存方程式を多層構造について論じるために、特定の微視的変化を平均化することにより、質量、運動量、エネルギー、エンタルピーについて連続の方程式を求めている。しかし、彼らの

研究では具体的な問題を取り上げてはいない。

相変化の解析には、

- 1) 運動量保存式
- 2) エネルギー保存式
- 3) 質量保存式
- 4) エンタルピー保存式

が必要であることを説いているが、これらから具体的に、蒸発/凝結過程を論じるためには

- a) 蒸気-液相間の境界面積
- b) 相境界の移動速度
- c) 各層の流速、内部エネルギー、エンタルピー
- d) 相境界面の位置方向

が必要であるが、それらの情報を得る方法については論じられていない。

#### 4.3 フラクチャーネットワーク

##### 4.3.1 ジョイント要素を用いた不連続体の解析

岩盤がマトリックス部（岩体部）と不連続面（亀裂）から成るとし、マトリックス部は連続体で、不連続面はジョイント要素を用いて解析を行なう。小林ら<sup>10)</sup>はマトリックス部の圧力と不連続面の圧力をそれぞれ未知量としてそれらを連立させて解いている。この場合、不飽和状態の取扱いをどの様にするかが問題となる。マトリックス部では4.2節で述べたような不飽和特性を用いて表現できるが、ジョイント要素の取扱いの例としては、不飽和状態になったときには地下水の浸透が生じないとするものがある<sup>11)</sup>。しかし、これは実際現象から推定された仮定ではなく、モデルの簡便な取扱いのために便宜的にこの様な仮定を導入している。

##### 4.3.2 単一亀裂内の蒸気移動に関するNRCの研究<sup>12)</sup>

高レベル廃棄物貯蔵のニアフィールドを対象として、単一亀裂内の蒸気移動の解析が研究された。

亀裂は水平面で仮定され、岩体中の微小亀裂は対象としている単一亀裂と垂直方向に平行して並ぶものと仮定されている。解析は岩体と亀裂に分けられ、まず岩体中の熱伝導計算により温度分布が求められ、亀裂に面する岩体の温度より亀裂内の蒸気拡散係数、飽和蒸気密度が計算される。次にその蒸気拡散係数を用いて、亀裂内の蒸気移動の式を解き、亀裂内の蒸気密度と先に求めた計算値を比較し、液化／蒸発の判定を行なう。亀裂内の蒸気移動の解法にはFEMが用いられている。

これはネットワークではなく、単一亀裂と隣接するマトリックス部の間の関係のモデルである。したがって、複雑なネットワークの存在する物への適用はなされていない。

#### 4. 4 亀裂帯の不飽和浸透モデル<sup>13)</sup>

多孔質体における不飽和浸透特性の考え方をフラクチャーネットワークと組み合わせた研究も行なわれている。これは、LBLでWangらにより行なわれたものである。

その基本的な考え方は、飽和帯では地下水は亀裂に沿って移動するが、不飽和帯では地下水はマトリックス内の地下水が連結した間隙を移動するというものである。これは、亀裂幅がマトリックス部の間隙のサイズより大きいため透水性は亀裂の方がマトリックス部より大きくなり、飽和部では地下水が亀裂部を移動するが、飽和から不飽和になる際には亀裂部の方が毛管上昇高が小さいため亀裂部内の地下水の方がマトリックス部より早く排水され、その結果生じる空気相により地下水の浸透が妨げられるため、亀裂部の透水性は急激に低下するという概念に基づいている。その結果、不飽和部では、地下水は亀裂に沿って移動せず、マトリックス部からマトリックス部へ地下水の残っている亀裂部分を横切って移動する。その概念図を図4.4-1に示す。この様な地下水浸透を表現するためには以下の関係が必要となる。

- 1) 圧力水頭（負圧）と亀裂内の飽和度の関係
- 2) 圧力水頭（負圧）と亀裂内の透水性の関係
- 3) 水分が保持されている亀裂表面の割合

亀裂中の水分保持状態を考える場合毛管作用の検討が必要となる。幅 $b$ の表面が滑らかな平行な平板における毛管上昇高は次式で得られる。

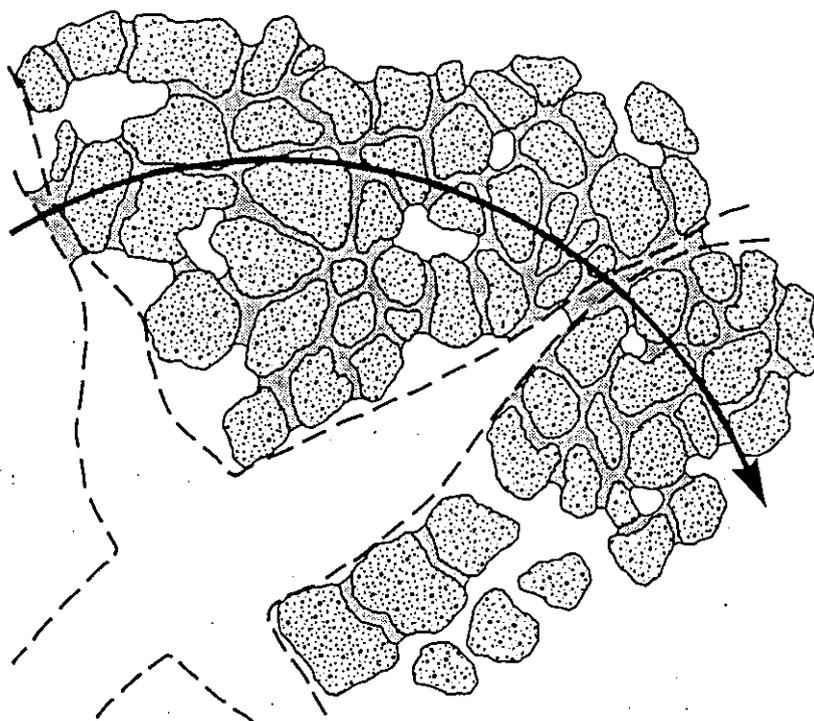


図4.4-1 亀裂性岩盤における不飽和浸透の概念図

$$h_c = -h = \frac{2\gamma \cos\theta}{b\rho g} \quad (4.4-1)$$

ここで $\gamma$ は表面張力、 $\theta$ は接触角、 $\rho$ は密度、 $g$ は重力加速度である。ここで、接触角 $\theta=0^\circ$ 、表面張力 $\gamma=0.072\text{kg/s}^2$ 、密度 $\rho=1000\text{kg/m}^3$ 、重力加速度 $g=9.8\text{m/s}^2$ とすると平行平板の幅と毛管上昇高の関係は図4.4-2の様になる。また、(4.4-1)式より

$$b_s = -\frac{2\gamma \cos\theta}{\rho gh} \quad (4.4-2)$$

となり、平行平板内の負圧が与えられれば、(4.4-2)式より算定される幅 $b$ 以上の平行平板では水が排水されることになる。この理論が種々の粗度と幅を持つ実際の亀裂に適用できるのであれば、 $h$ の負圧による排水では $b$ より大きな幅の亀裂は乾燥し、その結果その部分は地下水が浸透しなくなることになる。

そこで、次に亀裂幅の大きさが問題となる。応力ゼロの状態での亀裂幅の統計的な分布が分布関数 $n(b)$ に従うとする。応力ゼロ下では亀裂は面ではなく点でのみ接触している。しかし、応力がゼロ以上である原位置の亀裂は亀裂面の有限の領域で接触している。全亀裂領域の内、任意の応力下における接触している割合 $\omega$ （実接触領域割合）は次式の様に表示できる。

$$\omega = \int_0^{b_c} n(b_o) db_o \quad (4.4-3)$$

ここで $b_c$ は最小接触亀裂幅であり、この幅以下では亀裂は接触しているとみなす。

したがって、任意の応力下における有効亀裂幅は

$$b = b_0 - b_c \quad (4.4-4)$$

となるので、亀裂幅分布は以下の様になる。

$$f(b) = n(b + b_c) \quad (4.4-5)$$

図4.4-3に排水過程における亀裂表面の液相の配置の変化の模式図を示す。もし、上段の図の様に液相が連続していれば、液体は図4.4-3に示す有効流路幅 $W_s$ で亀裂面に沿って流れる。同図に示されている流路幅 $W$ と $W_s$ の比である $\tau$  ( $=W_s/W$ )は次式から求められる。

$$\tau + (1 + \tau^2) \left( \frac{\pi}{4} - \tan^{-1}(\tau) \right) = \sigma \quad (4.4-6)$$

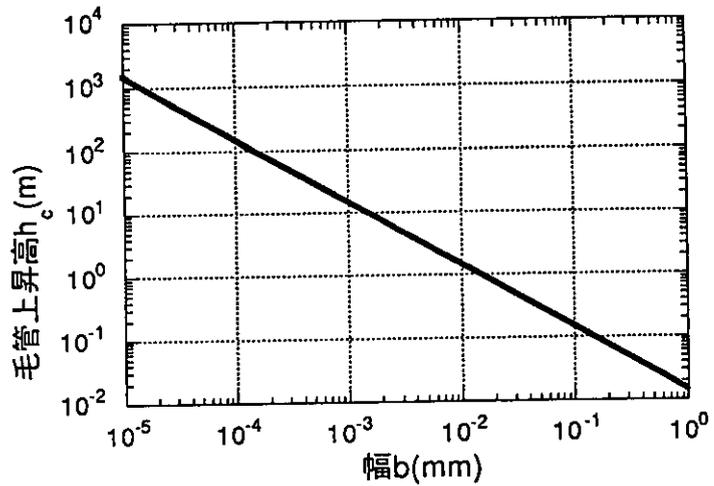


図4.4-2 平行平板の幅 $b$ と毛管上昇高 $h_c$ の関係

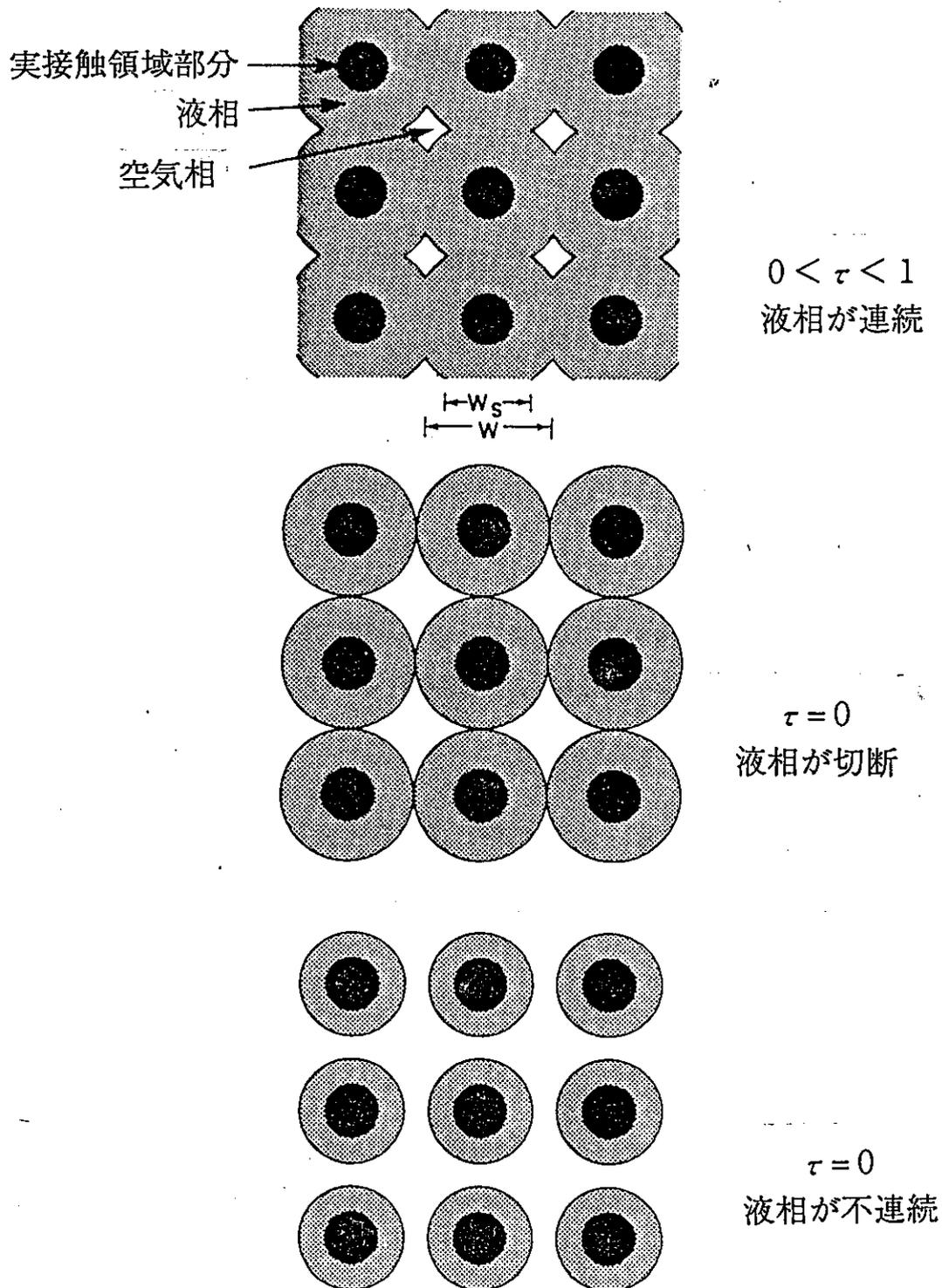


図4.4-3 排水過程における亀裂表面の液相の配置の変化の模式図

ここで $\sigma$ は、有効浸透領域であり、液相によって生じている接触領域の割合と(4.4-3)式で求められた実接触領域の割合 $\omega$ との和である。

もし、 $\sigma$ が $\pi/4$ より小さい、すなわち $\tau=0$ になると、図4.4-3の下段の様に液相は亀裂表面で不連続になり亀裂に沿って液体は流れないということになる。

亀裂部の液相内では3乗則が成り立つものとし、全亀裂幅の3乗の平均を求めると次式の様になる。

$$\langle b^3 \rangle = \int_0^{b_{max}} b^3 f(b) db \quad (4.4-7)$$

また、不飽和状態における、液相が残存している有効亀裂幅の3乗の平均は次式で求められる。

$$\langle b^3 \rangle_s = \int_0^{b_s} b^3 f(b) db \quad (4.4-8)$$

したがって、亀裂内の比透水係数は次式で定義される。

$$k_r(h) = \tau \frac{\langle b^3 \rangle_s}{\langle b^3 \rangle} \quad (4.4-9)$$

亀裂内の飽和度は液体によって占められる亀裂の割合によって決定される。亀裂幅の平均は亀裂表面の面積積分と等価であり、また、亀裂の体積は亀裂幅と面積の積であるので、次式から飽和度が得られる。

$$S(h) = \frac{\langle b \rangle_s}{\langle b \rangle} \quad (4.4-10)$$

$h$ の負圧がかかっている状態では、式(4.4-2)で求められる亀裂幅 $b_s$ 以下の亀裂内だけに液体が残存することになるので、図4.4-1に示すマトリックス部からマトリックス部へ亀裂を横切って地下水が移動する有効浸透領域は次式の様になる。

$$\sigma(h) = \omega + \int_0^{b_s} f(b) db \quad (4.4-11)$$

(4.4-6)、(4.4-9)、(4.4-10)、(4.4-11)式から任意の亀裂幅分布における $k_r$ 、 $S$ 、及び $\sigma$ の値が求められる。Wangらは亀裂幅分布として(4.4-12)式に示すガンマ分布を鉛直方向、水平方向にそれぞれ与えた。

$$n(b_o) = \beta^2 b_o e^{-\beta b_o} \text{ or } f(b) = \beta^2 (b + b_c) e^{-\beta(b + b_c)} \quad (4.4-12)$$

その結果、(4.4-7)、(4.4-9)、(4.4-10)、(4.4-11)式は以下の様になる。

$$\langle b^3 \rangle = \frac{6(4 + \beta b_c)}{\beta^3} \exp(-\beta b_c) \quad (4.4-13)$$

$$k_r(h) = \tau \frac{1}{6(4 + \beta b_c)} \times \left\{ \begin{aligned} & \left[ 24 - \exp(-\beta b_s) (24 + \beta b_s + 12\beta^2 b_s^2 + 4\beta^3 b_s^3 + \beta^4 b_s^4) \right] \\ & + \beta b_c \left[ 6 - \exp(\beta b_s) (6 + 6\beta b_s + 3\beta^2 b_s^2 + \beta^3 b_s^3) \right] \end{aligned} \right\} \quad (4.4-14)$$

$$S(h) = \frac{1}{2 + \beta b_c} \times \left\{ \left[ 2 - \exp(-\beta b_s) (2 + 2\beta b_s + \beta^2 b_s^2) \right] + \beta b_c \left[ 1 - \exp(\beta b_s) (1 + \beta b_s) \right] \right\} \quad (4.4-15)$$

$$\sigma(h) = 1 - \exp(-\beta b_c - \beta b_s) (1 + \beta b_c + \beta b_s) \quad (4.4-16)$$

ここで、最小接触角 $b_c$ は次式から得られる。

$$1 - \exp(-\beta b_c) (1 + \beta b_c) = \omega \quad (4.4-17)$$

WangらがYucca Mountainの試験サイトで得られたパラメータの値は以下の通りである。

$$\omega = 12\% \quad \text{：実接触領域割合} \quad (4.4-18)$$

$$k_f = 1.02 \times 10^{-11} \text{ m}^2 = 10^{-2} \text{ cm/s} \quad \text{：亀裂の透水係数} \quad (4.4-19)$$

$$\beta = 1.04 \times 10^4 \text{ 1/m (鉛直方向) }、= 0.804 \times 10^4 \text{ 1/m (水平方向)} \quad (4.4-20)$$

$$b_c = 0.057 \text{ mm (鉛直方向) }、= 0.074 \text{ mm (水平方向)} \quad \text{：最小接触亀裂幅} \quad (4.4-21)$$

$$\bar{b} = 0.24 \text{ mm (鉛直方向) }、= 0.31 \text{ mm (水平方向)} \quad \text{：平均亀裂幅} \quad (4.4-22)$$

図4.4-4に鉛直方向、水平方向についての亀裂幅分布を示す。また、(4.4-2)式で得られる $b_s$ を用いることにより(4.4-14)、(4.4-15)、(4.4-16)式から亀裂の飽和度、固有透過係数(透水係数)、有効浸透領域がサクシヨンの関数として求められる。その関係をそれぞれ図4.4-5、6、7に示す。図4.4-6における鉛直方向、水平方向それぞれ2種類のサクシヨンと固有透過係数の関係は、(4.4-6)式における $\tau$ を考慮した場合と考慮しない場合( $\tau=1$ )である。

また、図4.4-5、6にはvan Genuchten式で推定されたマトリックス部における不飽和浸透特性曲線も示してある。試験サイトで得られた各パラメータ、及び初期飽和度 $S_0$ は以下の通りである。

$$k_m = 3.26 \times 10^{-17} \text{ m}^2 = 3.2 \times 10^{-8} \text{ cm/s} \quad \text{：マトリックス部の透水係数} \quad (4.4-23)$$

$$S_r = 9.6 \times 10^{-4} \quad \text{：最小飽和度} \quad (4.4-24)$$

$$\alpha = 7.027 \times 10^{-3} \text{ 1/m} \quad (4.4-25)$$

$$n = 1.818$$

(4.4-26)

$$S_o = 0.8$$

(4.4-27)

図4.4-5より、亀裂部においては $10^{-1}$ mという小さなサクシオンで簡単に排水されるが、そのサクシオンではまだマトリックス部の飽和度は高いままであることがわかる。マトリックス部の初期飽和度が0.8であるとすればそのときのサクシオンは112mとなり、その様な高いサクシオンの元では亀裂部の飽和度はほとんどゼロである。図4.4-6より、亀裂部の固有透過係数はサクシオンにとっても敏感であることがわかる。もし飽和であれば個々の亀裂の固有透過係数はマトリックス部よりかなり大きい。しかし、 $10^{-1}$ から10mの間の小さなサクシオンで亀裂の固有透過係数は急激に低下する一方、マトリックス部の固有透過係数の低下はもっと緩やかである。したがって、飽和に近い状態では地下水の浸透は亀裂に支配されるが、排水が進み、亀裂部の固有透過係数がマトリックス部より小さくなると地下水の浸透はマトリックス部に支配されることになる。すなわち、112mのサクシオンの元では、亀裂部の浸透はごくわずかでマトリックス部の浸透が主であるといえる。また、マトリックス部の浸透は亀裂を横切る際に妨げられる。すなわち、マトリックス部から亀裂を横切ったの浸透は有効浸透領域のみに限られる。図4.4-7より、有効浸透領域はサクシオンが増加するにつれて急激に低下し、実接触領域 $\omega$ に近づく。すなわち、マトリックス部からマトリックス部への地下水の浸透は亀裂部の飽和部分に限られることになるため、不飽和状態の亀裂性の多孔質媒体の浸透経路は、飽和状態の亀裂性の多孔質媒体に比べ、より曲がりくねったものとなる。

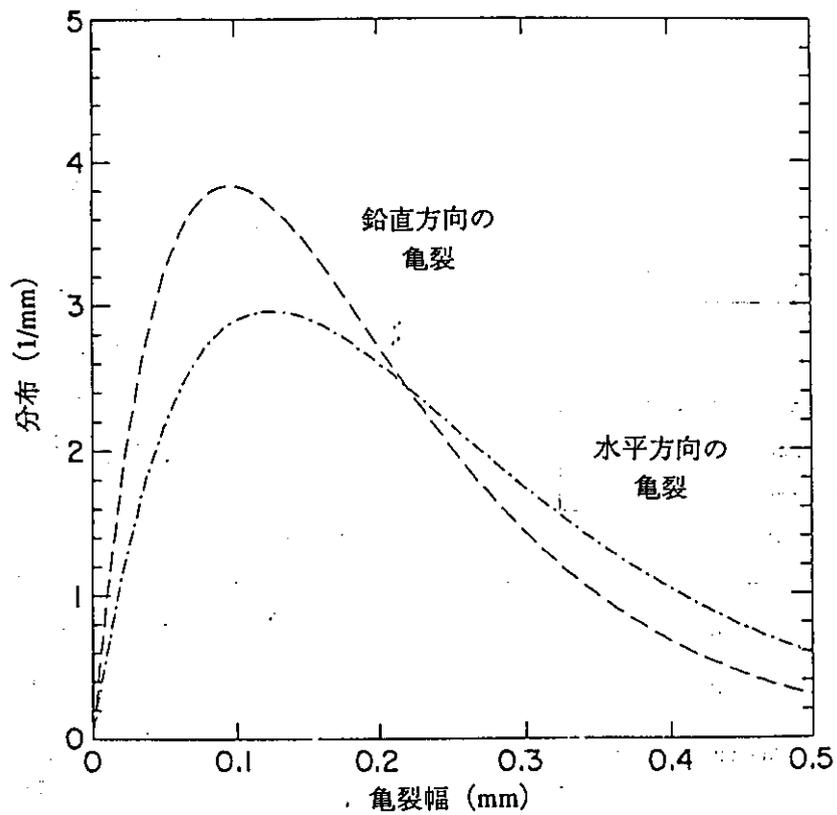


図4.4.4 亀裂幅分布 (ガンマ分布)

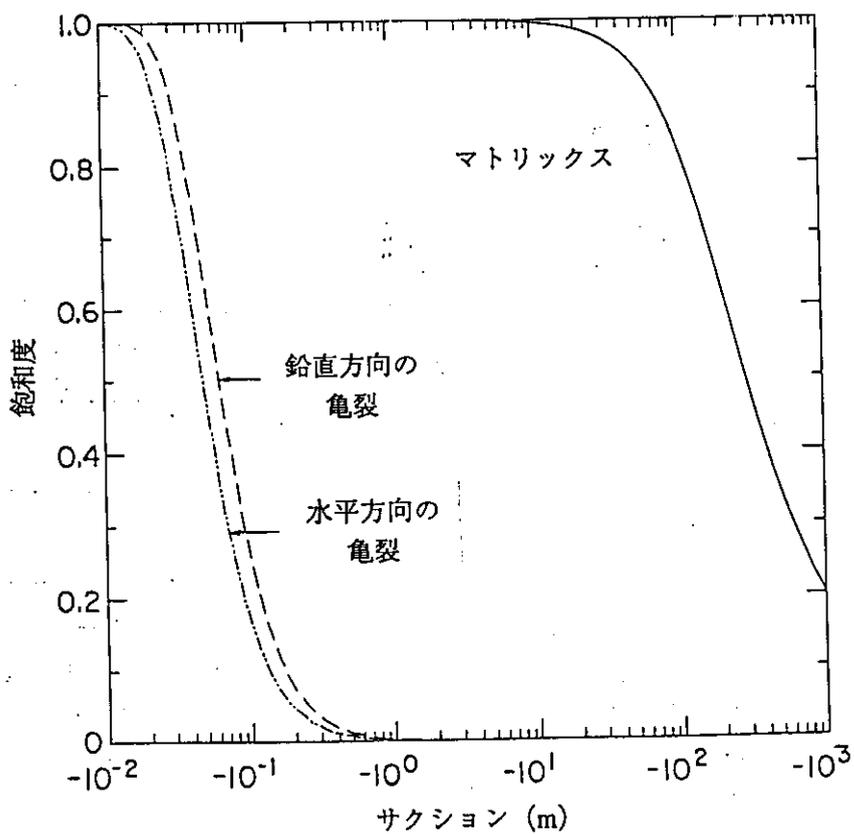


図4.4.5 サクションと飽和度の関係

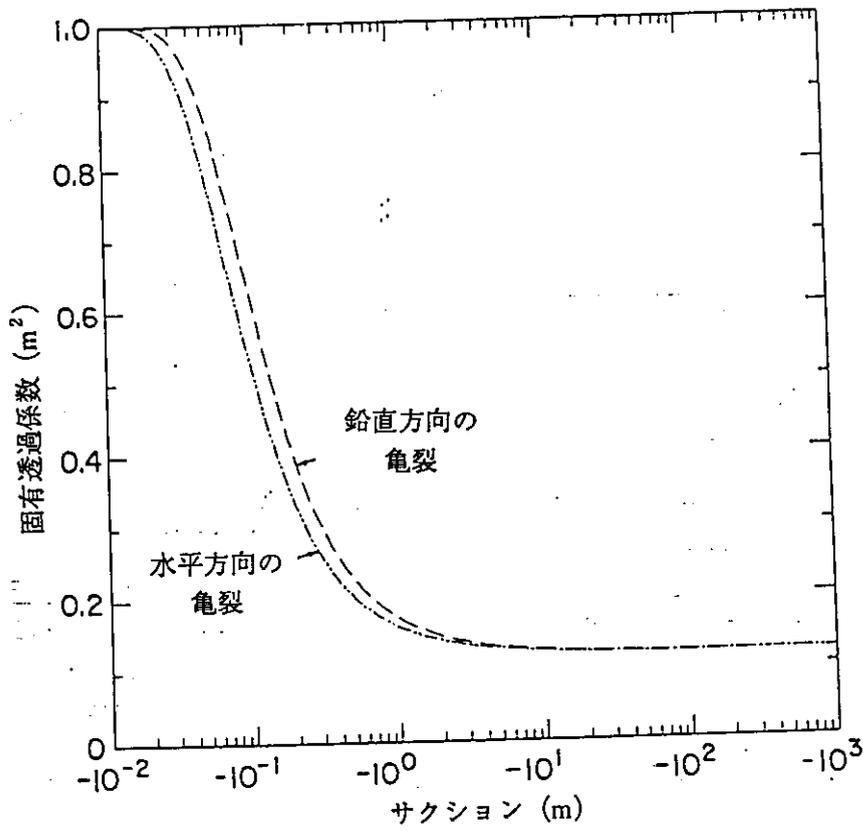


図4.4-6 サクシオンと固有透過係数の関係

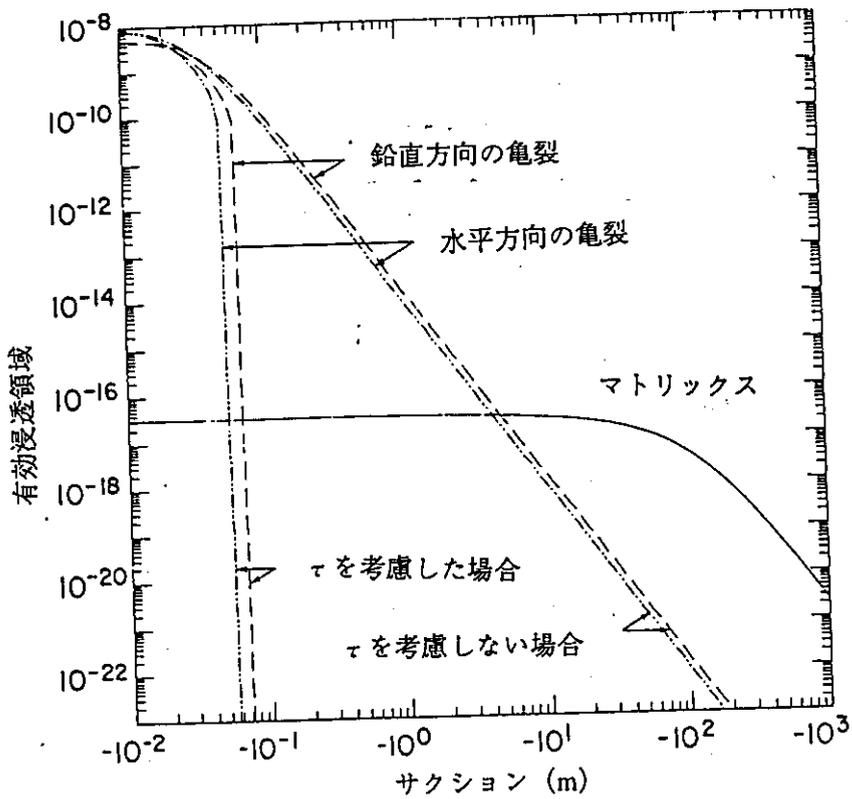


図4.4-7 サクシオンと有効浸透領域の関係

【参考文献】

- 1) 土壤物理研究会編、土の物理学－土質工学の基礎－：森北出版株式会社、pp.239～249 (1979)
- 2) 中野、土の物質移動学：東京大学出版会、pp.87～105 (1991)
- 3) K. Pruess · R.C. Schroeder、SHAFT79、USER'S MANUAL (1980)
- 4) C. R. Faust · J. W. Mercer、Geothermal Reservoir Simulation 2. Numerical Solution Techniques for Liquid - and Vapor - dominated Hydrothermal Systems : Water Resources Research、Vol. 15、No. 1、pp.31～46 (1979)
- 5) K. H. Coats、Geothermal Reservoir Modeling : SPE6892 (1977)
- 6) L. K. Thomas · R. Pierson、Three dimensional geothermal reservoir simulation : SPE6104 (1976)
- 7) K. Pruess、TOUGH User's Guide : NUREG/CR-4645 (1987)
- 8) ASME STEAM TABLES : The ASME Committee on Properties of Steam、Fifth Edition
- 9) M. Hassanizadeh · W.G. Gray、General conservation equation for multi-phase systems : 1. Averaging procedure : Advances in Water Resources、Vol.2、pp.131～145 (1979)
- 10) A. Kobayashi and R. Yamashita、Three dimensional flow model in fractured rock mass : Proc. of ISRM Rock Joints Int. Conf. 、Loen、pp. 639～646 (1990)
- 11) 大西・大津、有限要素法による不連続体の応力・変形・浸透流解析：土木学会論文報告集、第322号、pp.111～120 (1982)
- 12) D. D. Evans、Unsaturated Flow and Transport Through Fractured Rock - Related to High-Level Waste Repositories : NUREG/CR-3206 (1983)
- 13) J. S. Y. Wang · T. N. Narasimhan、Hydrologic mechanisms governing fluid flow in partially saturated, fractured, porous tuff at Yucca Mountain (1985)

## 5. まとめ

本章では不飽和領域に対する現時点での概念を示す他、今年度の研究の成果に基づいて今後の研究内容についての提案を行う。

研究の提案は次の2項目について行い、不飽和領域の解析手法についてはメカニズムの解明と不可分の関係にあるので、現時点での提案は特に行わない。

- ・不飽和領域のメカニズムに関する研究の提案
- ・不飽和領域の計測手法に関する研究の提案

また不飽和領域の計測手法については、不飽和領域の広がりのみを把握することを目標におき、現状技術によりその特性を定量的に把握することは数年以内では不可能と想定されるため、考えないことにする。

### 5.1 不飽和領域の概念モデル

#### (1) 発生要因からの検討

空洞周辺に不飽和領域が発生する要因としては、現在のところ、後述するように①溶存ガスの気泡化(Degassing)と②ゆるみ領域の発生と湧水及び蒸発が考えられている。

両者の発生状況と影響因子を比較し表5.1-1に示す。

#### (2) 岩石(マトリックス)と割れ目に着目した不飽和領域の想定

##### a. 溶存ガスの気泡化を考慮したモデル

ある1点で生じた飽和領域における岩盤の間隙水圧変化は、次式で示される水頭拡散率に逆比例した時間で他点に到達する。

$$h_d = k / ss$$

$h_d$  : 水頭拡散率

$k$  : 透水係数

$ss$  : 比貯留係数

地下深部では透水係数、比貯留係数ともきわめて小さな値を有すると想定されるが、硬岩中の空洞掘削の実測例によれば圧力伝搬は短時間で収束して平衡状態になっている。

そのため、空洞掘削終了後ある程度の時間後においては、空洞周辺岩盤の間隙水圧は、岩石と割れ目で差異は少なく、顕著な割れ目がないとすれば、不飽和領域は、空洞形状に比較的調和した分布を示すと想定される。本モデルに起因する不飽和領域の分布も、後述するモデルと比較し、割れ目の存在にそれ程影響を受けない(局所的な変化の少ない)分布を示すと考えられる。

b. ゆるみ域の発生と湧水及び蒸発を考慮したモデル

岩盤の透水性に与える影響因子はインタクトな岩石と割れ目に分けて検討すると表5.1-2のように整理されている。

本モデルによる不飽和領域は、飽和・不飽和領域の水の移動に起因し発生するため、表5.1-2に示した影響因子により図5.1-1に示すように割れ目の分布に強い影響を受けた（局所的変化の大きな）分布を示すものと想定される。

表5.1-1 不飽和領域発生要因の説明

要因	溶存ガスの気泡化 (Degassing)	ゆるみ域の発生と湧水・蒸発
発生状況	<ul style="list-style-type: none"> <li>地下水中の溶存ガスが空洞掘削による圧力低下により過飽和となり気泡化する(ヘリーの法則)。</li> <li>溶存ガス量によっては、空洞周辺の相当広範囲に渡り不飽和領域が広がる。</li> <li>降雨浸透起源の地下水だけであれば可能性少ない。火山性ガス等の地下からの供給ガス、化学変化によるガス等が要因となる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>空洞掘削によるゆるみ域の発生とそれに伴う空洞への湧水、換気による空洞壁面や開口キレット面からの蒸発により不飽和領域が形成される。</li> <li>岩盤の力学・水理特性にもよるが溶存ガスの気泡化と比べて不飽和領域はそれ程広がらないと想定される。</li> <li>供給浸透流量に比べ、湧水量・蒸発量が多い地点で不飽和領域が形成される。</li> </ul>
影響因子	<ul style="list-style-type: none"> <li>地下水中の溶存ガス成分、分圧、溶解度</li> <li>空洞周辺の間隙水圧分布</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>岩盤の力学・水理特性(特に割れ目)</li> </ul>

表5.1-2 岩盤の透水性に影響する因子

岩 盤		
岩 石	割 れ 目	
—	単一割れ目	複合割れ目
有効間隙率 (微小割れ目)	開 口 度 粗 度 充 填 物 傾 斜	連 続 度 本数(密度) 方向(分布) 連 結 性

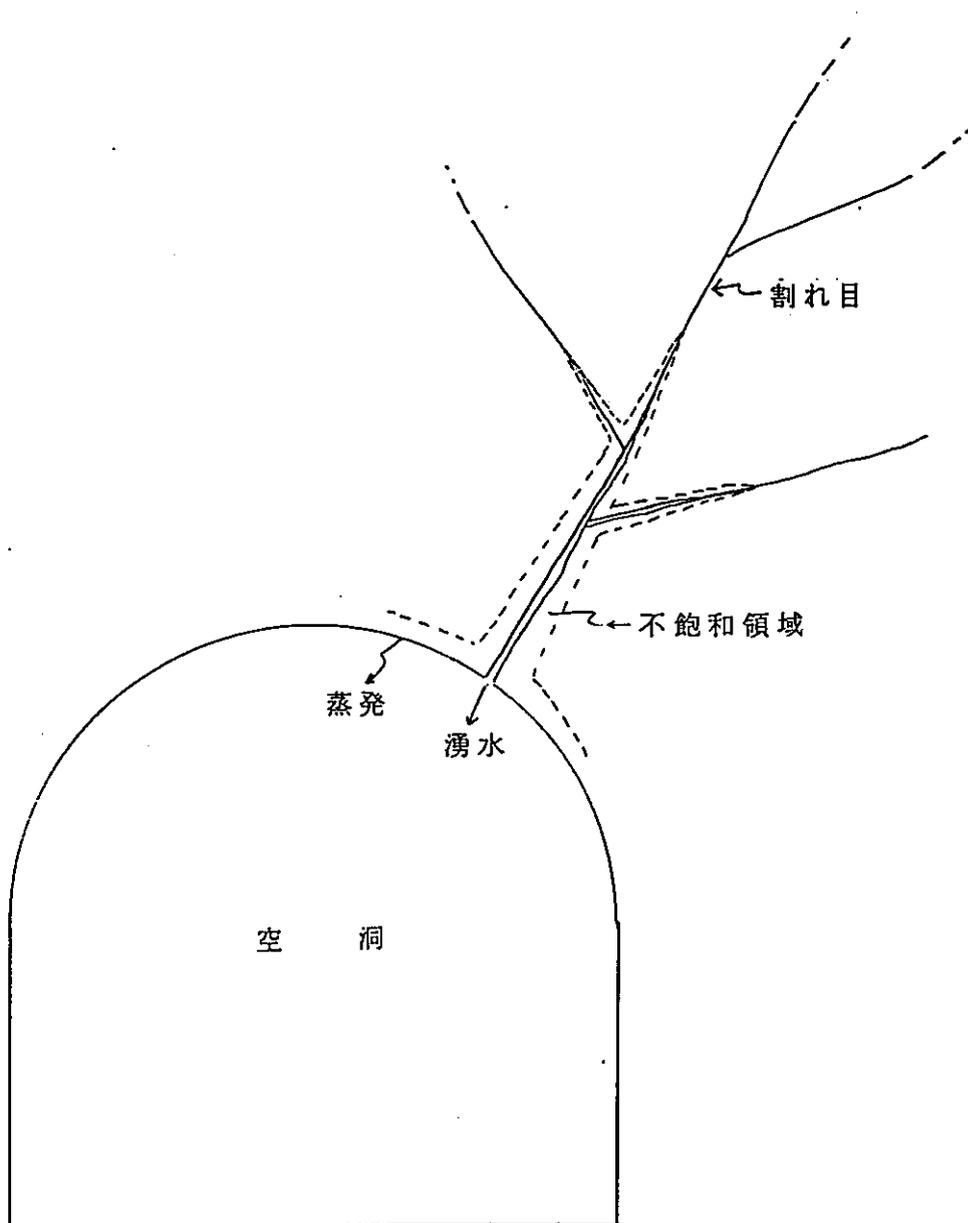


図5.1-1 不飽和領域の模式的説明図

## 5. 2 不飽和領域のメカニズムに関する研究の提案

### 5. 2. 1 既往の研究からのメカニズムの推定

既往の研究では、不飽和領域を取り扱う場合、岩盤を連続体とイメージした研究が多く行なわれている。連続体で不飽和領域を取り扱うためには、不飽和浸透特性を求めることが重要となってくる。亀裂の無い岩石について不飽和浸透特性を求めた研究の結果、岩石では土質材料と同じ様な不飽和浸透特性が得られている。この場合、 $\phi \sim \theta$ 関係において、土質材料と比べて限界毛管水頭  $\phi_{cr}$  が大きくなるという結果が得られている。これは、岩石内の間隙径が土質材料と比べて小さいためである。

また、亀裂が支配的な場の不飽和流れでは、不飽和透水係数  $k_{un}$  がかなり小さくなるという報告（2章の参考文献23）24））もあるが、必ずしもそうとは云えない。亀裂は連結性が透水性に大きく影響を及ぼすので、その傾向は個々の亀裂の特性とその幾何学的配置の両方を調べる必要があるが、現状では難しい。

亀裂内の地下水の不飽和浸透の現象を既往の研究を参考に考えると次の様になる。図5.2-1に示す様に亀裂内に水分がある状態を考える。この場合、亀裂の地下水に働く力はサクシオン  $P_c$  と、重力によって流れようとする力  $F$  である。もし、 $P_c < F$  であれば、亀裂内を水は流れることになる。この時、亀裂深部からの供給が大であれば、亀裂内の浸透は多孔質媒体の様に含水比の上昇により透水性が徐々に上昇するという現象ではなく、浸透時間の経過に伴ない透水性は振動しやがて飽和に近づくにつれ安定する様な流れであると推定される。この場合、亀裂に支配される流れとなる。

反対に、 $P_c > F$  であれば、毛管水が亀裂内に保持されることになる。亀裂深部からの供給量が大である場合は、坑道壁面に流れ出ることになる。しかし、亀裂深部からの供給量が少ない場合は、LBLの研究（4章の参考文献12））の様に岩盤全体の流れは図4.4-1の様になり、岩盤全体を  $\phi \sim \theta$  関係で表現できる様な流れになるものと推定される。そして、坑道

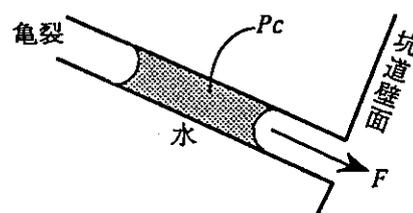


図5.2-1 亀裂内の地下水浸透

内で換気が行なわれることにより、坑道壁面が乾燥してくるものと思われる。この様に坑道壁面で湿っている箇所、乾燥している箇所がまばらに分布している状況は釜石鉱山でも見られる。

### 5. 2. 2 メカニズム確証のための研究の提案

坑道掘削により不飽和領域が周辺岩盤に形成される場合、そのメカニズムを把握するためには、以下の点を検討することが必要となってくる。

- ・岩石部及び亀裂部の透水性

- ・岩石部の不飽和浸透特性
- ・岩盤深部からの地下水の供給量と坑道壁面からの蒸発量（湧水量）のバランス
- ・亀裂の不飽和浸透特性
- ・degassingの影響

岩盤における不飽和領域形成のメカニズムを把握するためには、最も基本となると考えられるマトリックス部（岩石部）における不飽和領域形成のメカニズムに関して、最初に検討を行なう必要がある。マトリックス部においては、透水性が低く壁面からの蒸発量に見合うだけの地下水の供給量がない場所において、不飽和領域が形成されるものと考えられる。そこで、実際にその様な傾向があるのかどうかを確認するために以下の様な実験が考えられる。ここで、飽和、不飽和の判断基準として、飽和度、ポテンシャル、透水性等が考えられるが、2章で述べたように土質分野ではポテンシャルによる基準が一般化しており、計測手法、解析手法への適用の容易さを考慮し、ここでは負圧＝不飽和と仮定する。

実験装置の概要を図5.2-2に示す。まず同図の(a)に示す定水位透水試験により、岩石の飽和透水係数を測定し、その後、(b)の様に定水位タンクAを取り去る。これにより、岩石のタンクを取り去った側に不飽和領域が形成されることになる。そして、岩石に埋設した圧力センサーにより岩石中の圧力測定を行ない、不飽和領域の広がりを見計測する。パラメータとして岩石の透水係数 $k$ 、水頭 $H$ 、そして排水側の温度 $T$ （必要であれば湿度）を考慮し、これらと不飽和領域の広がりとの関係を調べる。本実験では圧力センサーによる岩石中の圧力（負圧）の測定が重要である。岩石の限界毛管水頭は土質材料と比べかなり高いものと考えられるため、現時点においては圧力センサーとしては熱電対サイクロメータが候補として考えられるが、まだ今後検討の必要があると思われる。また、岩石中へのセンサーの設置方法等についても同様に今後検討を進めていく必要がある。通気側からの蒸発量計測は、酢谷らの手法あるいは他の手法を適用し、精度良く測定し温度との関係を正確に把握する必要がある。以上の実験を行なうことにより、岩石の透水性と地下水の供給・排水のバランス等の要因による不飽和領域形成について、何らかの知見が得られるものと考えられる。

同様の実験を単一の水平亀裂の入った岩石で行ない、亀裂中にセンサーを設置し亀裂内の負圧を測定することにより、亀裂の不飽和浸透に関して検討が行なえる。この場合パラメータとして、亀裂の開口幅、介在充填物等を考慮できるのであれば、より詳細な検討が行なえる。また、図5.2-3に示す様に亀裂内に圧力センサーを埋設した単一亀裂供試体を鉛直にセットし、上部から水を滴下し試験を行なう。そして、亀裂内の水分分布変化、及び、下部からの湧水量を測定することにより、前節で推定した亀裂内の地下水浸透の概念が妥当かどうかの確認ができると思われる。しかし、ここでも、亀裂内の負圧を正確に測定する手法が今後の検討課題である。

degassingに関しては、図5.2-2(a)に示す透水試験装置において、気密なタンクを用いることにより検討できる。まず、両タンク内に高圧を与え岩石内を過飽和状態にする。そして、片側のタンクの圧力のみを開放する。初期に与える圧力を種々変化させ、減圧することにより発生し減圧側のタンク内に現れた気相について検討する。この場合、初期の高圧を与えた状態で地下深部の状態を模擬できるかどうか問題となる。

また、岩盤における不飽和領域をモデル化するには、以下の点が問題となると思われる。したがって、これらについては今後検討を進めていく必要がある。

- ・マトリックス部における不飽和浸透特性 ( $\phi \sim \theta$  関係及び  $K_r \sim \theta$  関係)
- ・境界条件 (地下水の供給量、壁面からの排水量) の設定
- ・亀裂部分を考慮したモデル化の必要性
- ・亀裂部分の不飽和浸透特性

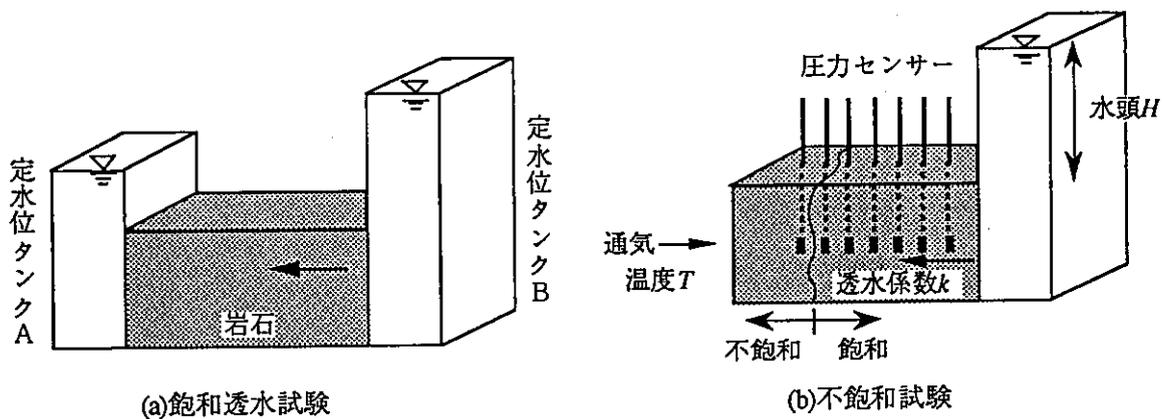


図5.2-2 定水位透水試験装置

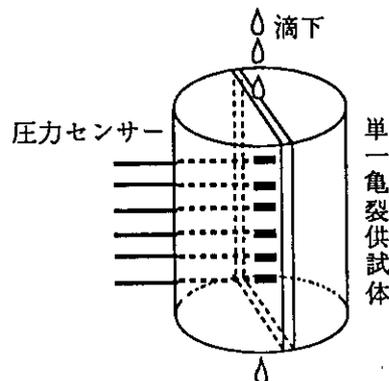


図5.2-3 単一亀裂不飽和浸透試験装置

### 5. 3 不飽和領域の計測手法に関する提案

不飽和領域の発生要因により、その分布は異なってくると想定されるが、現時点では、いずれの場合でも不飽和領域を把握できる手法を検討する必要がある。

溶存ガスの気泡化による場合と比べて、ゆるみ域の発生と湧水及び蒸発による場合は前述したように局所的变化の大きな分布になると考えられ、この場合を想定した計測手法を検討すれば前者に対しても十分な計測手法となる。

水分センサーや圧力センサーを用いて直接計測する方法は、不飽和領域の分布等から考え、割れ目の有無により測定値が大きくバラツクと推察されるため、局所的な場を比較的精度よく測定するには適しているが、多くの測定点数を必要とし、ある程度の広がりを持った領域を測定するには課題がある。

それに対し、物理探査手法を用いた間接的計測法は、局所的な場を測定するには課題があるが、ある程度の広がりを持った領域を測定するには適している。

そのため、両者の長所、欠点を補完する、下記のような方針が現時点では妥当と考えられる。

- ① 両者を併用し、間接的手法の計測結果をセンサーを用いた直接計測によりキャリブレーションする。
- ② キャリブレーションのための直接的な測定は、代表的な岩盤を対象に室内及び原位置で行う必要がある。また、第1ステップとして類似岩盤で、第2ステップとして適用試験サイトで実施することにより、計測手法の絞り込み、計測機器の改良を行うことが重要となる。

この方針をフローとして示すと図5.3-1のようになる。

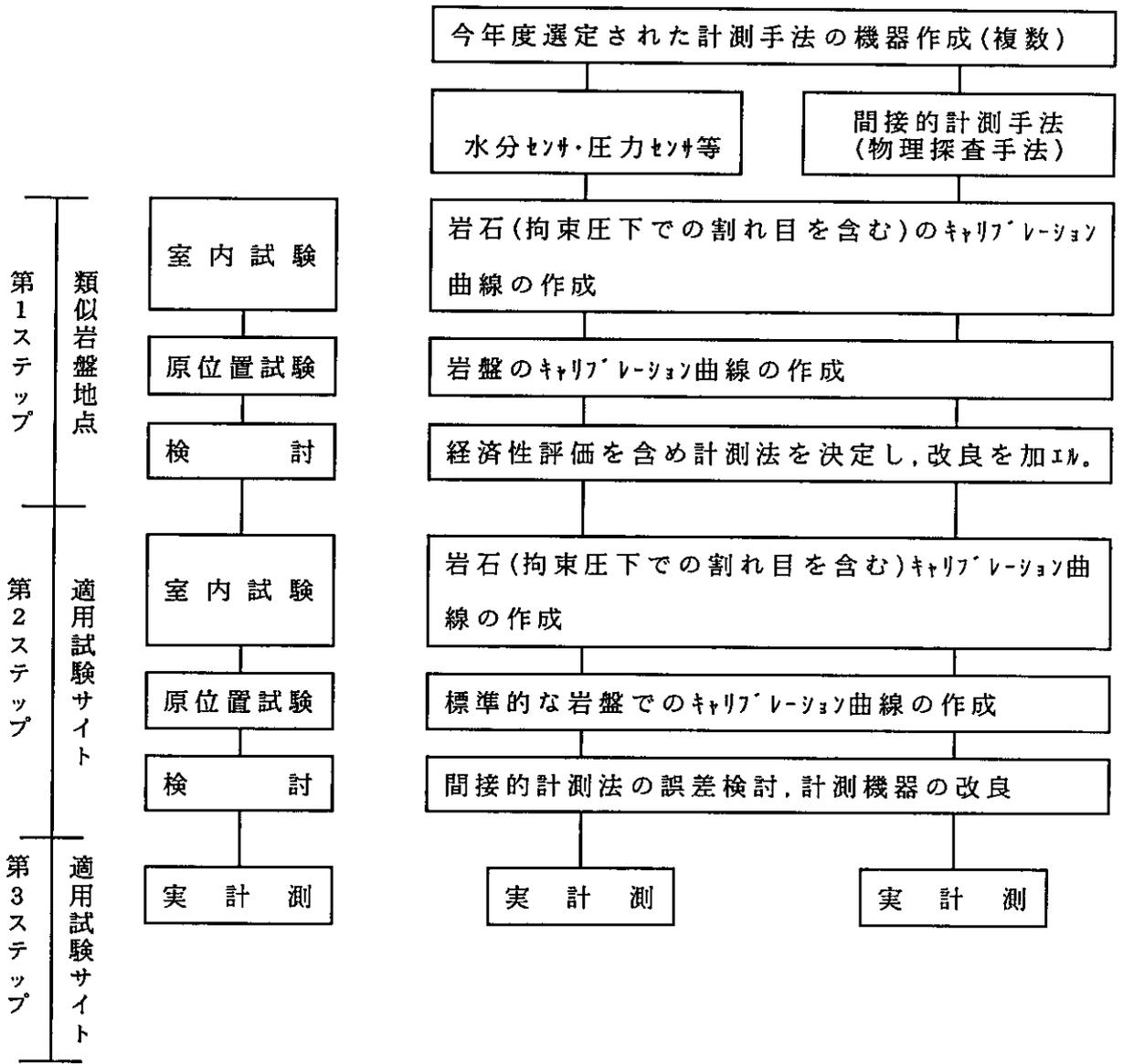


図5.3-1 今後の研究方針

物理探査手法を用いた間接的計測法の検討結果は次のようにまとめられる。

- (1) 石油開発分野で用いられている方法は、比抵抗値の計測を基本としており、孔隙率検層（音波検層、中性子検層、密度検層のいずれかもしくは複数）の結果も併用する。

同じ手法は本研究の目的に適用できると考えられるが、岩盤中で浅深度を対象とすることに伴う測定技術上の問題、解析精度上の問題があることを考慮しておかなければならない。測定技術上の問題としてはボーリング孔の掘削孔径および掘削深度（あるいは探査深度）が異なるので、石油分野の機器をそのまま本研究に用いることは困難と考えられる。解析精度上の問題としては、本研究の方がはるかに高い精度を要求すると考えられることがあげられる。

また、岩盤の孔隙率モデルの構築の考え方は参考になるであろう。

- (2) 音波速度が含水量によって変化することは良く調べられており、理論的にもある程度解明されている。しかし、岩質が一定だとしても音波速度に影響を与える要因はキレツの有無や方向、孔隙率、ゆるみの発生など多くのものがあり、音波速度を含水量と一義的に関連づけることは困難である。もちろん、上述のように他の物理量と関連させて用いることは重要と考えられる。

- (3) 含水状態による比抵抗の変化は、実験的に良く調べられており、アーチーの式に代表されるように飽和度（または体積含水率など）と比抵抗の間には一義的な関係式が提案されている。しかし、砂層などの粒状体については多くの研究があるものの、岩石については含水量による比抵抗の変化を調べた研究は殆んど公表されていない現状であるので、岩石・岩盤についての含水量と比抵抗の関係について、今後データを蓄積していく必要がある。

- (4) 含水状態によって電磁波の速度と振幅が変化することは、媒質の比誘電率と導電率の変化によって関連づけられることは良く知られている。電磁波式土壤水分計はこの原理を利用した水分計である。スイスのグリムゼル試験場においては、花崗岩中の坑道周辺の不飽和領域の測定にこの方法を用いているようである。

電磁波速度・振幅と含水量を直接関連づける実験結果は岩石についてはないようであるので、定量的なデータを蓄積していく必要がある。

- (5) 実際にこれらの物理探査手法を適用する場合に考えられる適用方法は表5.3-1のようにまとめられる。

表5.3-1 物理探査手法の適用方法のまとめ

測定方法 物理量	室内実験	ボーリング孔を 利用した測定*	坑道壁を利用した 測定	ボーリング孔間を 利用した測定*
音波速度 (体積弾性率・ 密度)	超音波速度と含水 量の関係	速度検層 音波検層	弾性波探査 (屈折法)	弾性波トモグラフィ
比抵抗 (導電率)	比抵抗と含水量の 関係	電気検層	電気探査 比抵抗トモグラフィ	比抵抗トモグラフィ
電磁波 (比誘電率 導電率)	誘電率、導電率と 含水量の関係	誘電率検層	レーダー探査 (反射法)	電磁波トモグラフィ
熱中性子 (水素原子) 散乱 $\gamma$ 線 (電子密度)	カウント数と含水 量の関係	中性子検層 (中性子水分計) 密度検層	—	—

\*必要に応じて装置の改良を要する。

本研究における検討結果により、今後の研究項目として以下に述べる方法を提案したい。

① 水分センサー・圧力センサー

中性子水分計、誘電式土壌水分計による計測

② 物理探査手法 比抵抗、電磁波速度（比誘電率）、音波速度の計測

これらの計測手法を適用することにより、坑道周辺岩盤の不飽和領域の広がりを把握することに目標をおく。

具体的な計測方法の検討は今後検討を加えることとするが、現時点では次のようなことが考えられる。

- ・水分計としては、中性子水分計、誘電式土壌水分計を、間隙水圧の測定法としてはテンシオメーターを検討する。
- ・比抵抗測定は岩盤の水理学的環境を損なわないで原位置の電気比抵抗を測定できるエアバック方式の電極プローブを用いる。測定の様式図を図5.3-2に示す。
- ・音波速度についても比抵抗測定とほぼ同じ方式を用い、加速度センサーをバックカー表面に等間隔に張り付けておき、バックカーを膨らますことで加速度センサーを岩盤に固着した後坑道壁面で発振をすれば、ボーリング孔沿いに伝播する弾性波の速度分布が計測できるものと考えられる。
- ・電磁波速度の計測はグリムゼルでの実験結果に関する情報の研究によりTDR (Time-Domain Reflectometry) 法の適用性をまず研究する必要があると考えられる。

いずれにしても第1ステップとしては坑道内のボーリング孔を利用して各方法の比較測定を実施し、適用性の検討を行うべきと考える。

また、同時にボーリングコアサンプルを用いる等により含水状態の変化による物理量の変化曲線を把握する室内試験を実施する必要がある。

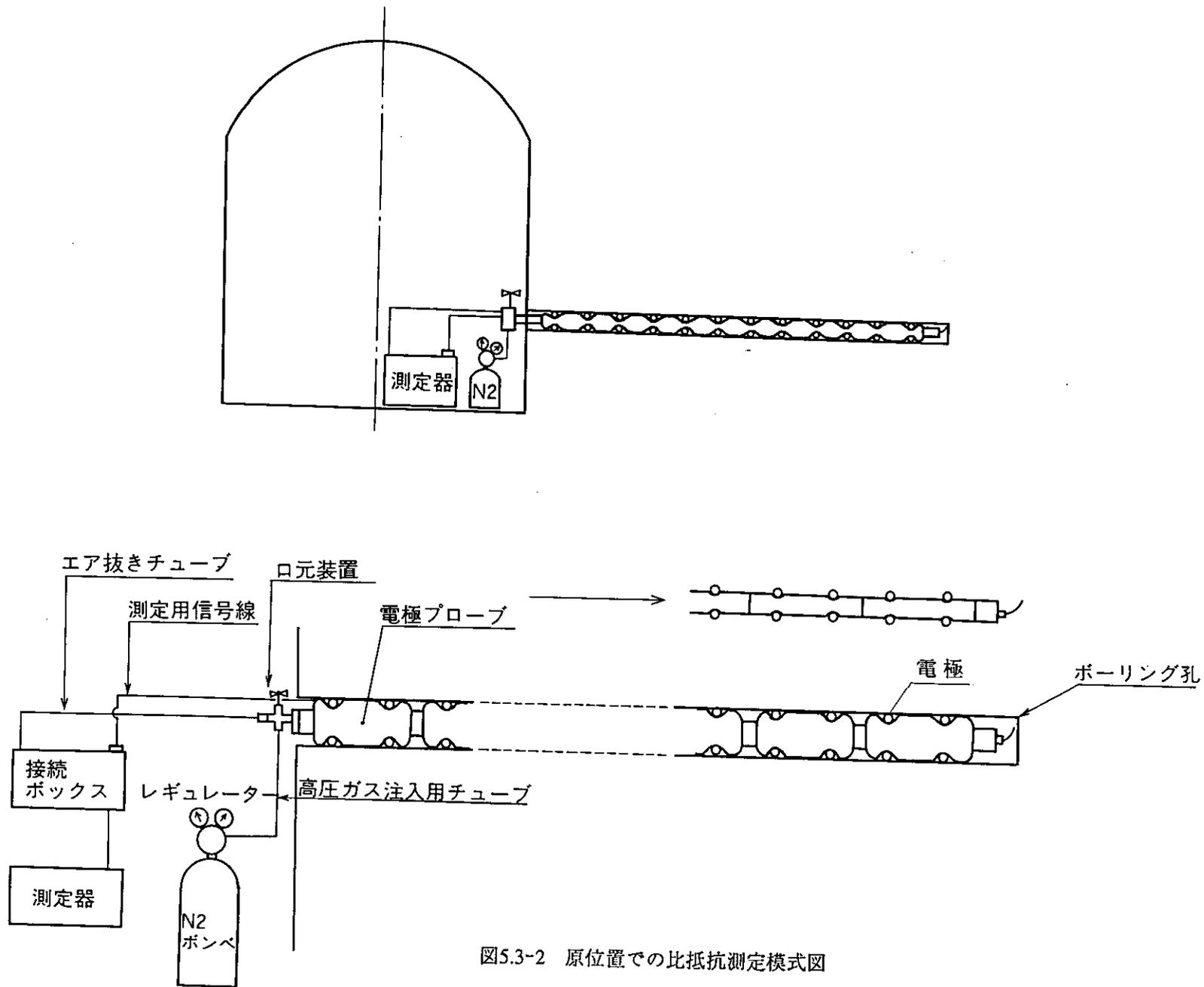


図5.3-2 原位置での比抵抗測定模式図