

**岩盤空洞周辺の水理地質構造の評価技術に関する研究**

**平成 13 年 11 月**

**日比谷 啓介**

# 岩盤空洞周辺の水理地質構造の評価技術に関する研究

平成 13 年 11 月

日比谷 啓介

# 岩盤空洞周辺の水理地質構造の評価技術に関する研究

## 目 次

第1章 序論	1
1. 1 研究の背景	1
1. 2 本研究の内容	2
第2章 水理地質構造の調査予測技術	7
2. 1 概説	7
2. 2 調査対象範囲毎の調査手法	8
2. 3 広域水理地質構造評価技術としての地球化学的地下水調査	9
2. 4 構造物規模の水理地質構造評価技術としてのジオトモグラフィー探査	11
2. 5 局所水理地質構造評価技術としてのサイナソイダル試験	15
2. 5. 1 岩盤内の水の流れと透水特性	15
2. 5. 2 流れの次元	16
2. 5. 3 不連続面の分布特性（フラクタル次元）	18
2. 5. 4 流れの次元 $D_k$ とフラクタル次元 $D_f$ の関係	20
2. 5. 5 不連続性岩盤の透水特性評価	21
2. 6 まとめ	22
第3章 広域の水理地質構造調査技術	25
3. 1 地球化学的地下水調査法について	25
3. 2 現場適用性確認試験（1）	26
3. 2. 1 原位置調査の概要	26
3. 2. 2 岩盤内地下水流動形態の評価	30
3. 3 現場適用性確認試験（2）	34
3. 3. 1 原位置調査の概要	34
3. 3. 2 岩盤内地下水流動形態の評価	35
3. 4 まとめ	44
第4章 構造物規模の水理地質構造調査技術	45
4. 1 比抵抗・弾性波トモグラフィーの併用による水理地質構造調査	45
4. 1. 1 原位置調査の概要	45
4. 1. 2 試験結果	47
4. 1. 3 水理地質構造に関わる他の情報との比較	53
4. 2 塩水注入による比抵抗トモグラフィー調査法	55
4. 2. 1 原位置調査の概要	55
4. 2. 2 調査結果の評価	58
4. 3 電磁波トモグラフィーによる岩盤内の含水状態評価について	65
4. 3. 1 原位置試験の概要	65
4. 3. 2 解析結果	66

4. 3. 3	結果の評価	67
4. 3. 4	岩盤内の含水状態評価	70
4. 3. 5	電磁波トモグラフィー探査における可能探査距離の増大	72
4. 4	まとめ	74
第5章 局所の水理地質構造評価技術		77
5. 1	サイナソイダル試験法の特徴	77
5. 2	室内試験に基づく、水みち分布特性の定量化の試み	79
5. 2. 1	室内試験－1の概要	79
5. 2. 2	室内試験－2の概要	82
5. 3	原位置試験の実施	83
5. 3. 1	原位置試験の概要	83
5. 3. 2	サイナソイダル試験に基づく透水特性評価	87
5. 4	まとめ	93
第6章 原油地下備蓄タンク空洞建設時の水理地質構造調査		97
6. 1	原油備蓄基地の建設における水理地質構造調査	97
6. 2	原油地下備蓄タンク空洞建設の概要	98
6. 2. 1	原油の地下備蓄	98
6. 2. 2	地下水制御を目的とする情報化設計施工	102
6. 3	久慈地下備蓄基地の水理地質構造の推定と確認	106
6. 3. 1	立地調査段階の調査に基づく水理地質構造の推定	106
6. 3. 2	調査坑における調査	108
6. 3. 3	水封トンネル施工時情報に基づく水理地質構造	108
6. 3. 4	岩盤タンク施工中に確認した水理地質構造	120
6. 4	久慈地下備蓄基地岩盤タンク空洞建設における地下水制御	130
6. 4. 1	地下水挙動の予測	130
6. 4. 2	地下水位の計測	133
6. 4. 3	湧水抑制のためのグラウチング工	134
6. 4. 4	グラウチング工の実施と効果の確認	134
6. 4. 5	情報化設計施工の結果の評価	139
6. 5	まとめ	140
第7章 結論		145
謝辞		155
Appendix-1	地下水の分析に用いた方法	A-1
Appendix-2	非整数次元の算定方法	A-2



## 表リスト

### 第3章

- 表-3. 1 採水位置と採水時期
- 表-3. 2 因子負荷量
- 表-3. 3 分析数量一覧
- 表-3. 4 因子負荷量

### 第4章

- 表-4. 1 岩石サンプルの比誘電率測定結果

### 第5章

- 表-5. 1 岩石供試体の水理物性諸元
- 表-5. 2 室内試験-1の試験ケース一覧
- 表-5. 3 試験結果
- 表-5. 4 サイナソイダル試験の試験条件
- 表-5. 5 定流量注水試験に基づく透水特性算定結果
- 表-5. 6 サイナソイダル試験に基づく水頭拡散率

### 第6章

- 表-6. 1 周辺トンネルの施工諸元
- 表-6. 2. 1 水封トンネル施工中に明らかとなった各断層の特徴 (④,⑤,⑥,⑦断層)
- 表-6. 2. 2 水封トンネル施工中に明らかとなった各断層の特徴 (⑧,⑨,⑩断層)

## 図リスト

### 第 1 章

- 図-1. 1 本研究のフロー

### 第 2 章

- 図-2. 1 降水中の安定同位体の高度効果
- 図-2. 2 安定同位体の高度効果に基づく八ヶ岳の地下水流動評価
- 図-2. 3 様々な放射性同位体による年代測定可能範囲
- 図-2. 4  $^{36}\text{Cl}$  による地下水年代の推定
- 図-2. 5 不連続面ネットワークモデル
- 図-2. 6 水みちの分布 (解析結果)
- 図-2. 7 不連続面中の水みち測定結果
- 図-2. 8 岩盤内の水の流れ (模式図)
- 図-2. 9 岩盤の透水係数のスケール効果
- 図-2. 10 サイナソイダル試験の概要
- 図-2. 11 流れの次元
- 図-2. 12 流域の拡大による流れの次元の変化 (パイプネットワーク)
- 図-2. 13 ボックスカウンティング法
- 図-2. 14 不連続面トレース長の分布特性
- 図-2. 15 影響範囲  $R$  とフラクタル次元  $D_f$  の関係

### 第 3 章

- 図-3. 1 阪奈トンネルにおける採水位置図
- 図-3. 2 トンネル掘削前の推定地下水位
- 図-3. 3 水質キーダイアグラム
- 図-3. 4  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  ダイアグラム
- 図-3. 5 主成分スコアの散布図
- 図-3. 6 降水, 地表沢の  $\delta^{18}\text{O}$  の高度効果
- 図-3. 7 坑内湧水の  $\delta^{18}\text{O}$  の経時変化
- 図-3. 8 B 地点における調査位置図
- 図-3. 9 電気伝導度の変化
- 図-3. 10 水質キーダイアグラム
- 図-3. 11 溶存イオン当量の変化
- 図-3. 12 主成分スコアの散布図
- 図-3. 13  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  ダイアグラム

- 図-3. 14 採水位置, 時期による  $\delta^{18}\text{O}$  の変化
- 図-3. 15 採水位置, 時期によるトリチウムの濃度分布
- 図-3. 16 トリチウム濃度の推定
- 図-3. 17 トンネル断面方向の地下水流動形態

#### 第4章

- 図-4. 1 試験位置の平面図
- 図-4. 2 地質平面図
- 図-4. 3 電極・受振点配置図
- 図-4. 4 水平ボーリング削孔時の状況
- 図-4. 5 比抵抗トモグラフィー解析結果
- 図-4. 6 Aトンネル沿いの抵抗値測定結果
- 図-4. 7 弾性波トモグラフィー解析結果
- 図-4. 8 測定点毎の平均弾性波速度値
- 図-4. 9 比抵抗値と弾性波速度値との対比
- 図-4. 10 試験領域のトモグラフィー結果に基づく区分
- 図-4. 11 ボーリング孔削孔時の湧水状況
- 図-4. 12 水質分析キーダイアグラム
- 図-4. 13 ボーリング孔の配置および柱状図
- 図-4. 14 No.2 孔の孔口における電気伝導度
- 図-4. 15 弾性波トモグラフィー解析結果
- 図-4. 16 物理検層結果
- 図-4. 17 比抵抗トモグラフィー解析結果
- 図-4. 18 塩水投入による比抵抗値変化率
- 図-4. 19 塩水トレーサーにより推定される水みち
- 図-4. 20 ボーリング孔の配置
- 図-4. 21 ボーリング孔 (No.1, 2) の RQD 分布
- 図-4. 22 送信・受信点の配置
- 図-4. 23 電磁波トモグラフィー解析結果
- 図-4. 24 上下方向の指向特性
- 図-4. 25 比誘電率と減衰係数の関係
- 図-4. 26 体積含水率と比誘電率の関係
- 図-4. 27 間隙率と透水試験結果
- 図-4. 28 連続波レーダーの伝播性能試験結果

## 第5章

- 図-5. 1 サイナソイダル試験の概要
- 図-5. 2 室内サイナソイダル試験装置の概要
- 図-5. 3. 1 周波数と位相遅れの関係
- 図-5. 3. 2 周波数と振幅減衰の関係
- 図-5. 4 室内試験-2で用いた供試体の諸元
- 図-5. 5 サイナソイダル試験の結果
- 図-5. 6 定流量注水試験結果（供試体A）
- 図-5. 7 定圧注水試験に基づく透水係数の分布
- 図-5. 8 サイナソイダル試験の測線
- 図-5. 9 原位置試験装置
- 図-5. 10 発信水圧および応答水圧の経時変化の一例
- 図-5. 11 周波数と振幅減衰および位相遅れの関係（測線A）
- 図-5. 12 周波数と位相遅れの関係（測線B）
- 図-5. 13 周波数と振幅減衰の関係（測線B）

## 第6章

- 図-6. 1 久慈地下備蓄基地地下施設のレイアウト
- 図-6. 2 岩盤タンク空洞の断面形状
- 図-6. 3 水封方式による原油備蓄の原理
- 図-6. 4 原油地下備蓄空洞の情報化設計施工システム
- 図-6. 5 岩盤タンクの配置と水理関連データの計測位置
- 図-6. 6 調査坑周辺の地質状況
- 図-6. 7 調査坑掘削時の湧水量の変動
- 図-6. 8 水平ボーリング（TB孔）削孔時の湧水量の変動
- 図-6. 9. 1 水封トンネル掘削時の湧水量（水封トンネル1）
- 図-6. 9. 2 水封トンネル掘削時の湧水量（水封トンネル2）
- 図-6. 9. 3 水封トンネル掘削時の湧水量（水封トンネル3）
- 図-6. 9. 4 水封トンネル掘削時の湧水量（水封トンネル4）
- 図-6. 9. 5 水封トンネル掘削時の湧水量（水封トンネル5）
- 図-6. 9. 6 水封トンネル掘削時の湧水量（水封トンネル6）
- 図-6. 10 水封トンネル掘削、水封ボーリング削孔時の湧水量
- 図-6. 11 岩盤タンク空洞坑壁湧水の電気伝導度（1991年1月）
- 図-6. 12 岩盤タンク空洞坑壁湧水の電気伝導度（1992年1月）
- 図-6. 13. 1 地質断面図（水封トンネルNo.1断面、No.2断面）
- 図-6. 13. 2 地質断面図（水封トンネルNo.3断面、No.4断面）



- 図-6. 13. 3 地質断面図（水封トンネル No.5 断面, No.6 断面）
- 図-6. 14 岩盤タンク空洞掘削時に明らかとなった地質分布  
（アーチ部底盤レベル：EL-27.5m）
- 図-6. 15 鉛直 2 次元飽和不飽和浸透流解析断面
- 図-6. 16 空洞掘削時の等圧力線図
- 図-6. 17 非常用トンネル掘削時の湧水量の変化
- 図-6. 18 アーチ部におけるプレグラウチング工施工範囲
- 図-6. 19 各種グラウチング工の施工範囲模式図
- 図-6. 20 アーチ部におけるポストグラウチング工施工範囲
- 図-6. 21 ポストグラウチング前後の坑壁湧水量（TK-103B）
- 図-6. 22 各次孔ルジオン値(平均値)の推移（TK-103B TD300~380m）
- 図-6. 23 地下水諸量の年変動
- 写真-6. 1 水封トンネル, 水封ボーリング孔の配置



## 第1章 序論

### 1. 1 研究の背景

国土が狭隘な我が国において、新規空間として活用可能な地下空間はますます重要性を持ち今後一層活用が図られるものと思われる。また、地下空間の中でも岩盤中の地下空間においては、岩盤がそもそも有する好ましい特性、たとえば力学的安定性（岩盤自体の高い強度特性・耐震性）、遮蔽性（物質の移行に対する遮蔽性、人間の到達に対する遮蔽性）、地表環境の保全性（安全、景観）等を積極的に活用することにより、地表に設置するよりも立地条件に適った地下利用施設の建設が期待されている。

今後ともますますその用途を広げながら件数が増加すると思われる岩盤地下利用の中でも、特に岩盤の地下水に期待して立地が成される構造物が存在する。既に我が国でも稼動している原油の地下備蓄施設である。この施設では原油の備蓄原理として水封原理を採用しており、岩盤タンク周辺の地下水がタンク内の原油、及び原油の上部に溜まるベーパーガスを封じ込め漏洩を防いでいる。一方、高レベル放射性廃棄物地層処分においては放射性核種の移行に対する岩盤の高い遮蔽性能に期待して立地するものであるが、岩盤中の地下水は、万が一廃棄体から漏洩した核種をわずかながらも地表の生態圏に運搬する危険性を与えることになる。これらのいずれの場合に対しても、地下水の挙動を建設時に十分に把握しておくことが求められる。例えば、岩盤の水封機能が施設の稼動期間にわたり果たされることを設計・施工によって保証するためには、水理地質構造の評価を行い地下水位が所定の水位以上に保たれるよう地下水位低下域形成の原因となる過大湧水ゾーンの存在を明らかにし、必要な対策を講じておかなければならない。また、高レベル放射性廃棄物地層処分施設の場合にも、岩盤中の地下水が核種を地表の生態圏に運ばないことを保証するために水みちの構造を明らかにし、必要な対処をしておく必要がある。いずれにしても構造物周辺岩盤の水理地質構造について十分な情報を取得することが、これらの構造物の所期の機能を全うするために必要不可欠と考えられる。

また、地下水の問題は、強度や変形が問題となる力学的な問題と比較して通常影響が遠くにまで及ぶことを考えておかねばならず、したがって検討の際の対象範囲も非常に大きくなる可能性がある。放射性廃棄物処分のように、危険な物質の漏洩等を安全評価の対象としなければならない場合には、なおさら広い範囲を対象とした安全評価をしておかなければならない。さらに、半減期の長い核種が処分されるため、検討対象とすべき期間が1万年オーダーと非常に長くなることも特徴である。

以上のような要請を背景としたとき、地下水の挙動に留意することが求められる岩盤地下構造物の建設において、岩盤の水理地質構造に関わる情報を提供する現状のツールの能力は十分であろうか？

燃料類の地下備蓄用岩盤タンク空洞では、現在国内2箇所においてLPG地下備蓄施設が

建設されようとしている。これらはいずれも圧力貯蔵として計画されており、岩盤中の地下水によってガスの漏洩を封じ込める水封原理による設計が成されている。圧力貯蔵の場合 LPG の種類によっても異なるが、備蓄圧力は 1 MPa 近くになる場合もあり、貯蔵ガスの漏洩を防止するには大気圧貯蔵の原油備蓄よりはるかに嚴重な設計的配慮が必要となる。外国では既に建設事例も多いが、その中には水封方式で備蓄されている場合もある。米国ニューヨーク州ラベンスワース基地のように、局所的に地下水位が異常に低下することによって水封機能が局部的に満足されないため、ガスの漏洩事故に至った例も報告されている。

高レベル放射性廃棄物地層処分施設の場合には、未だ実プラントは存在しないが、周辺岩盤の地下水挙動を評価するための数値解析ツールの開発にはめざましいものがある。高レベル放射性廃棄物地層処分プロジェクトでは、問題が発生する可能性をシナリオで表現し、そのシナリオが実現しないように設計を行うことによって安全性を保障しようとする考え方を採用している。シナリオのひとつが、地中に処分した廃棄体から万が一漏洩した核種が地下水に乗って生態圏にまで到達するという地下水シナリオであるが、このシナリオを回避するための評価手段としてこの 20 年間で数値解析手法の開発が急速に進められた。しかし、解析を実施するためのモデルを作成するための調査、解析を実施するための水理物性を評価するための調査、さらには解析手法自体を検証するための調査・試験技術が必ずしも確立されていない。換言すれば、数値解析手法の開発と調査技術の開発とのバランスが取れておらず、調査技術の開発が遅れをとっているというのが実情と思われる。

このような観点から、本研究では地下水制御を目的とする水理地質構造評価技術を取りあげ、その具体的な技術に関わる調査を行った。また、実際に大規模な水理地質構造調査を実施した例として、水封式の原油備蓄基地である久慈地下備蓄基地岩盤タンク空洞建設時の調査事例、およびその調査結果の使われ方について検討した。

## 1. 2 本研究の内容

本研究の流れをフローチャートとして図-2. 1 に示す。本研究は、岩盤内の地下水の挙動が機能を支配する岩盤内構造物を建設する際に必要となる岩盤の水理地質構造調査技術の適用性について検討することを目的としている。

第 2 章では、岩盤の水理地質構造評価のための調査技術をその具体的な目的に応じて広域 (Regional scale)、構造物規模 (Site scale)、局所 (Block scale) のスケールに分類し、それぞれに有望な技術を原位置に適用することによって各々の性能を調査した。広域とは、たとえば数 km 四方といった領域を念頭においており、構造物全域を含みさらに構造物の建設・稼動による地下水の影響が及ぶ範囲を対象としている。この領域では、地下構造物の建設・稼動による環境影響評価を行う他、建設の初期の段階において広域地下水流動場を把握し立地を決定するための重要な資料を提供する。また構造物規模とは、構造物の大きさに見合った例えば 50m から 200m 四方といった規模を対象としており、構造物の建設に



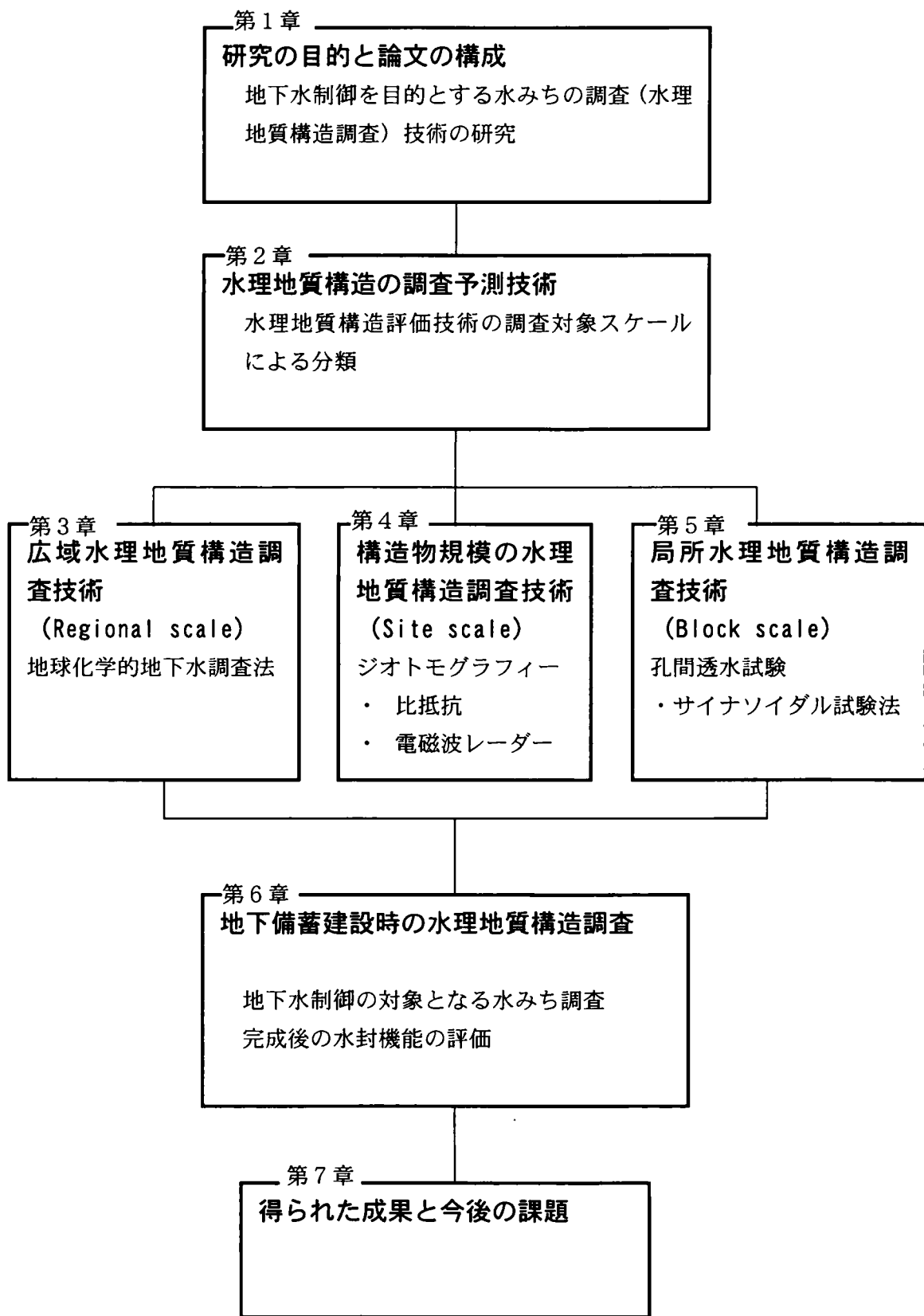


図-1.1 本研究のフロー

よって周辺の岩盤に与える水理的擾乱を未然に防ぐための対策の立案等に生かされる情報を収集する領域である。局所は0mからせいぜい20m程度といった範囲、例えばボーリング孔直近程度の範囲の、不連続面の影響を考慮した水理物性の把握を目的とする調査で対象とする範囲である。

本研究で対象とした具体的な調査手法は、広域水理地質構造評価技術として地球化学的地下水調査法、構造物規模の水理地質構造評価技術として比抵抗トモグラフィー探査技術、および電磁波トモグラフィー探査技術、また局所水理地質構造評価技術としてはサイナソイダル試験法である。

第3章で検討する地球化学的地下水調査法は、広域を対象とする調査法として他に代替法を見出すことが困難であるという意味で唯一に近い調査法であると思われる。しかし、工学分野において上記のような広大な領域を対象とする調査が必要となる場面がこれまでに少なかったことを理由として、工学的に活用が図られるほど水理地質構造評価技術として確立されていない。本研究では、原位置において調査した様々な指標のいずれもが自然の地下水の流れと整合することを明らかにすることによって、当手法の工学問題への適用性を示した。

第4章で記述する複数孔井間の岩盤の構造調査を目的とするジオトモグラフィー探査技術は、情報を伝達する媒体によって分類され、弾性波トモグラフィー、比抵抗トモグラフィー、電磁波トモグラフィー等が既に実用化され、それぞれの技術改良も継続されている。その中で、比抵抗や導電率、誘電率における岩石と水との間の大きなコントラストを活用して岩盤の水理地質構造を調査するジオトモグラフィー技術として、比抵抗トモグラフィー、電磁波トモグラフィーがこれまで以上に積極的に活用されるべきであると判断した。比抵抗トモグラフィー法においては、岩石と水の比抵抗をさらに高めるために塩水を注入する手法を、また電磁波トモグラフィー法に対しては、トモグラフィー探査の解析結果として得られる誘電率分布から直接間隙分布（間隙構造）を調査する方法を示した。

第5章では、スウェーデンやわが国を含む8カ国による国際研究協力プロジェクト（ストリパプロジェクト）で初めて適用されたサイナソイダル試験法について検討する。サイナソイダル試験法は透水試験法のうち孔間透水試験法の一つであり、岩盤中で複雑に錯綜する不連続面を通過する水の流れを人為的に作り、その応答を計測することによって水理物性および流れの次元を調査する試験法である。本研究では、理論上の解析解の条件を理想的に満たす試験装置を初めて開発し、この装置を用いた室内試験、原位置試験を実施した。その結果、不連続面が主な透水経路となる岩盤では、求められる水理物性にスケール効果があることを明らかにした。すなわち、試験対象や構造物の建設対象となる岩盤のスケールにおいて不連続面が3次元的に偏りなく分布しない場合には、試験の結果として得られた特性値では必ずしも正確な水理挙動の評価は行えず、スケール効果の存在を考慮に入れるべきことを示した。同じ不連続面でもフラクタル次元は構造物のスケールによって、例えばトンネル断面では2であったものが地下発電所空洞のように大きな断面になる

と3にもなりうる。サイナソイダル試験がスケール効果に関わる情報を提供すること、また不連続面のフラクタル次元が流れの次元と等価であることを示した。

第6章では、久慈原油地下備蓄基地の岩盤タンク空洞建設において実施した大規模な地下水制御を目的とする水理地質構造の調査について記述する。久慈基地では175万klの原油を水封方式によって備蓄するため、建設時から岩盤の地下水挙動に留意しながら施工を進める地下水制御を目的とした情報化設計施工システムを構築した。地下水制御を目的とする情報化設計施工システムが本格的に適用されたわが国では初めての事例であると考えられる。水封原理に基づく備蓄方式が機能するように、備蓄タンク空洞の掘削に伴って出現する過大湧水ゾーンに対して効果的な止水を行うため、掘削前に当該ゾーンを推定することを目的として水理地質構造の調査を実施した。主として構造物規模より狭い範囲を対象とした調査が主体である。第4章および第5章に記載した調査技術の実証試験、あるいは性能確認試験のうちいくつかは久慈備蓄基地において実施したが、当基地の建設においてすべて実用に供されたわけではない。ここでは現状の技術の範囲内で答えの出せる調査法を中心として施工上必要な情報を収集・分析した。今後、同種工事において、必要な情報をジオトモグラフィーやサイナソイダル試験法によって取得れば、ここに紹介する内容と同じ情報をより効率的に提供することが可能になる。

最後に第7章では、各章の成果を要約し結論を述べる。





## 第2章 水理地質構造の調査予測技術

### 2.1 概説

地下水位以深の地下を掘削すれば、新たにできた開放空間に向かう地下水の流れが発生する。これによって、降雨涵養等と平衡して変動していた掘削前の地下空間周辺の地下水環境は乱される。地下空間の建設にあたっては、地下水環境が施工にしたがってどのように変化し、さらに完工後にどのように変化するかを施工に先立って予め評価し、必要に応じて対策を講じる等の対応が求められる場合がある。地下水に水封機能を受け持たせている燃料類の岩盤備蓄タンク空洞の場合にはその機能が設計どおりに発揮されることを保証しなければならない。また、高レベル放射性廃棄物地層処分場となる空洞では、万が一核種が漏洩した場合を想定し、施設周辺の地下水が人間が生息する環境に運ぶ可能性を否定し安全を保証しなければならない。本研究では、このように岩盤内の地下構造物の周辺において地下構造物自体の機能に関わるような地下水問題の発生を予め回避することを目的として、設計・施工に必要な水理地質情報を取得する技術について検討を行うものである。

まず、地下空間の建設によって発生が予想される地下水問題を回避するためには、その問題の発生を予測し、問題の発生を未然に防止するための対策を行い（場合によっては問題が発生してからの対策を行い）、さらには実施した対策の効果を評価し、将来にわたって構造物の性能を評価しなければならない。しかし、地下水の問題は、通常影響範囲が非常に広い。すなわち、空洞の掘削による地下水環境への影響は、岩盤の力学的安定性に与える影響と比較してより広い範囲に及ぶことが多い。そのために広域を対象とした影響予測を行っておかなければならない場合がある。特に問題が有害物質の地層処分である場合にはなおさら厳重な安全評価が必要とされ、挙動予測のために十分に広い範囲を対象とした水理地質構造を評価する必要が生じる。

この場合の水理地質構造評価は、地下構造物の構築が自然条件下で平衡している地下水環境に擾乱を与えないようなサイトの選定、および周辺環境に影響を与えないために施工時に実施しておくべき対策工の設計を目的として、実際に地下水の流れを計測することによって構造物を含む数 km 四方以上の領域の広域の地下水流動を明らかにする。

また、通常岩盤地下構造物を構築する際に実施する調査はいわゆる構造物規模の調査であり、構造物を含みその周囲に高々構造物の代表長程度の範囲の岩盤を対象とした調査である。調査の目的は、構造物への地下水浸透や、作用する水圧等々構造物自体の機能に直接関わる諸量を予測し、問題の発生が予測される場合には必要な対策を実施するための根拠を与える調査である。地下構造物の構築による将来の変動を予測するために、この種の問題に対しては、特に数値解析による検討を行うことが多い。一方、岩盤中の地下水の主要な経路は岩盤中の割れ目等の不連続面であり、不連続面は岩盤中で複雑に交錯し連続した地下水の経路、すなわち水みちを形成している。数値解析を実施するためには、解析モ

デルを作成するためにこの水みちの構造を明らかにしなければならず、これが水理地質構造調査の大きな目的のひとつとなる。しかし、未掘削部分に存在する不連続面まで明らかにすることは容易ではない。通常は不連続面の分布を統計量と考え、坑道壁面等に現われる不連続面の観察結果から母集団を推定し設計資料として提供する。一方、未掘削部分の水みちを直接調査する方法の開発も行われており、その有力な手法がジオトモグラフィー技術である。中でも水と岩石の比抵抗のコントラストを利用した比抵抗トモグラフィー、および水と岩石の誘電率・導電率のコントラストを利用した電磁波トモグラフィー技術は、岩盤中の水の賦存状況を調査する技術として積極的に活用が図られるべきであると考えた。

さらに、実際に数値解析を実施する際には解析モデルに対応した水理物性を評価する必要がある。水理物性には透水係数や比貯留係数等があるが、これらを求めるための試験方法も単孔式試験から複数の孔井を用いる方法、また単孔試験の中でも注水試験、回復試験等々様々である。一方、岩盤中の地下水の流れは岩盤中で複雑に交錯する多数の不連続面を主要な水みちとしており、その不連続面は3次元的に一様には分布しないことに起因して岩盤中の流れも複雑である。このような複雑な媒体の水理物性の評価法は未だ確立されていないが、対象とする問題と領域の広がり依存する不連続面のスケール効果を考慮した水理物性の評価法について検討が進められつつある。そのための調査技術として孔間透水試験法が提案されている。

このように、水理地質構造に関わる情報を知るための目的には、大きくは地下構造物の建設による周辺環境への影響評価から、構造物自体の設計・施工用解析モデル作成用の情報提供、さらには解析用物性値の評価まで存在し、構造物の種類や規模によりその重みは異なるもののいずれもが重要な役割を担っている。そして、広域から局所までの各々の領域に対して、大局の情報から詳細情報にわたり求める情報の性質を異にする調査技術が適切に選択されなければならない。

## 2. 2 調査対象範囲毎の調査手法

概説で述べたように、地下構造物の設計に必要な水理地質構造を評価するためには、その目的毎に対象領域を分類した以下の3種類の調査技術があると考えた。

- ① 広域の水理地質構造調査技術
- ② 構造物規模の水理地質構造調査技術
- ③ 局所の水理地質構造調査技術

① の広域調査技術は岩盤中の地下水の大きな流れの把握を目的としている。広大な領域の地下水流動場の変動も予測できる程度に不連続面の分布を調査し尽くすことは経済的な観点からも不可能であり、自然の広域地下水流動状況を測定することによって、地下水が流動する場の構造を推定する方法論が用いられる。その方法論としては、現状では地球化学的地下水調査法以外に見出すことは困難と思われる。

② の構造物規模を対象とする調査技術は、設計・施工に際し、地下構造物の構築によ

り地下の構造物周辺の岩盤に起こる変化を予測し、必要に応じた設計変更、対策を講じるための挙動予測用数値解析モデルの構築を目的とする場合が多い。問題の性質に応じて数値解析手法も使い分けられるため、その内容に応じた無駄のない評価を行う必要がある。調査は建設の初期の段階、すなわち計画・設計段階での調査も大切であるが、特に施工が始まってからの調査も情報化設計施工における情報を与える重要な役割を担う。この段階の調査では、適切な調査技術の適用によるだけでなく、施工中の坑道の目視観察等によって得られる情報も水理地質構造の把握に大きく貢献する。

③ の局所の水理地質構造調査では、②のうち特に数値解析で必要となる水理物性を求めることを目的とする。地下水挙動を予測するための水理物性としては、透水係数や比貯留係数等々があるが、主要な水みちが割れ目等の不連続面から構成される岩盤の場合には、ルジオン試験等の単孔式の透水試験では評価しきれないスケールの問題が存在する。構造物の規模に応じて不連続面分布の評価も異なることとなり、これを評価しきれない調査法の適用が必要となる。

## 2. 3 広域水理地質構造評価技術としての地球化学的地下水調査

降水は、大気中の浮遊物を微量に溶かしてはいるものの、ほとんど蒸留水に近い。しかし、地中に浸透し、極めて長い時間をかけて地中を移動する間に地盤材料と反応し、様々な物質を溶存するようになる。したがって、地下水中の代表的な化学成分組成 ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , 等々) を分析することによって、地下水のたどってきた経路や、その途中における他の地下水塊との混合の様子を推定することができる。このような調査を含め、地下水の化学的特徴を調べることによって地下水の動きを測る方法が地球化学的地下水調査法である<sup>1)</sup>。地球化学的調査法では、溶存物質の同位体も調べる。また地下水の溶存成分だけではなく、水分子を構成する水素や酸素の同位体も調査に用いる。

原子番号(陽子数)は同じでも(中性子の数が異なるために)質量数が異なる同位体には放射性同位体と安定同位体が存在する。放射性同位体は放射線を放出しながら、半減期(当該同位体の数量が半減するまでの時間)によって代表される速度で次々に壊変する。一方、壊変しないものを安定同位体と称する。例えば水素では $^1\text{H}$ と $^2\text{H}$ (重水素; 以下 D とする)が安定同位体であり、 $^3\text{H}$ (トリチウム: 以下 Tr とする)が放射性同位体である。 $^1\text{H}$ に対する D の存在比を水素安定同位体比 ( $\delta\text{D}$ ) という。また酸素にも安定同位体( $^{16}\text{O}$ と $^{18}\text{O}$ )がある。特に、水そのものを構成している水素、酸素の同位体には興味深い性質がある。すなわち、 $^1\text{H}$ 、および $^{16}\text{O}$ に対する D、および $^{18}\text{O}$ の存在比はそれぞれ 0.015%、0.20%程度であるが、正確に計測すると、降雨をもたらした気団や、降雨のあった緯度、高度等によって系統的な差が存在する。図-2. 1 に、代表例として北アルプス八方尾根に降った新雪の採取高度と $\delta^{18}\text{O}$ の関係を示す<sup>2)</sup>。高所で降った雨(あるいは雪)ほど( $^{16}\text{O}$ より重い) $^{18}\text{O}$ の存在比が小さく、すなわち軽い雨が降ったことを示している。水素の安定同位体にしても全く同様の傾向を示す。安定同位体はその名が示すとおり、溶存化学物質のように地

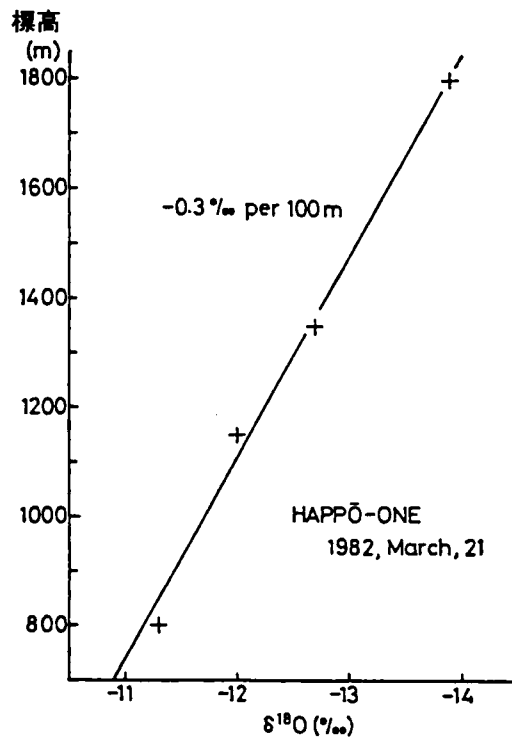


図-2. 1 降水中の安定同位体の高度効果<sup>2)</sup>

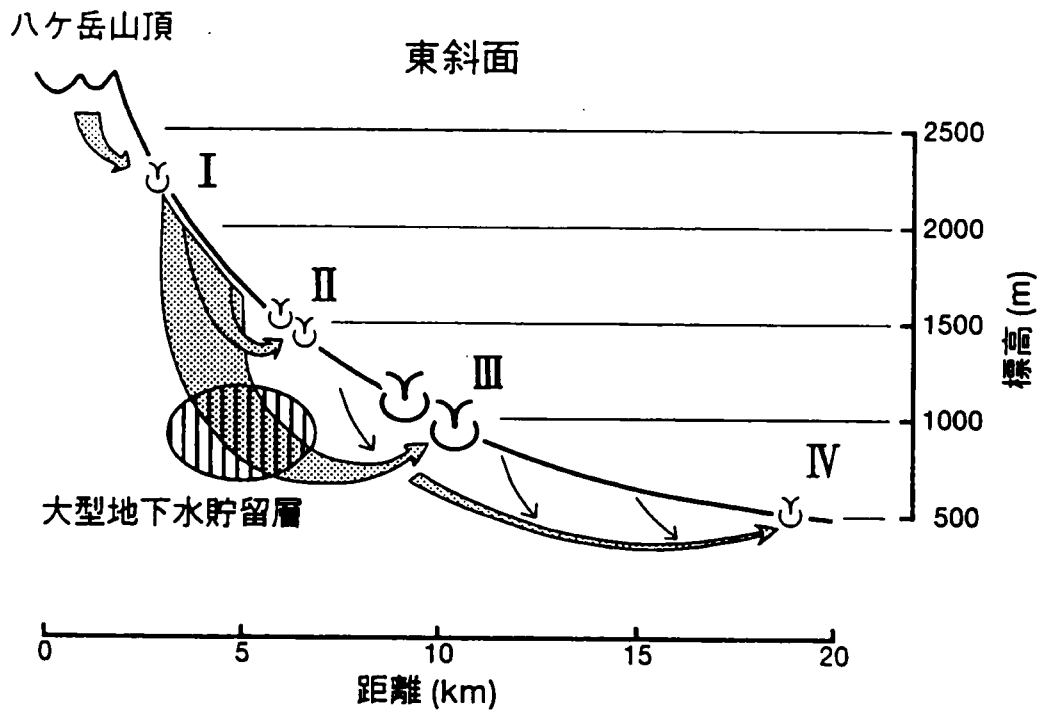


図-2. 2 安定同位体の高度効果に基づく八ヶ岳の地下水流動評価<sup>3)</sup>



盤中を移動しても増減することはなく不変である。したがって山麓で湧き出す地下水の安定同位体を分析すれば、どの高度で降った雨、あるいは雪が源であるか特定できることになる。したがって図-2.2に示すように複数の湧水ポイントで調査を重ねることによって、山体内をどのように地下水が移動しているか推定することが可能となる<sup>3)</sup>。また、同時に、放射性同位体である  $Tr$  の分析をすることによって、降水があつてから、それぞれの湧水ポイントにどの程度の涵養期間を経て到達したかを推定することも可能である。すなわち同位体情報によって、地下水の空間的軌跡、時間的経緯を推定することが可能となる。放射性同位体は、前述のようにそれぞれが固有の半減期をもつが、その半減期によって推定可能な年代は概ね図-2.3のように示される。図-2.4は、半減期が約30万年の塩素の同位体  $^{36}Cl$  を用いて測定したオーストラリア東部の大鑽井盆地の地下水の年代を推定した例である<sup>4)</sup>。多くの井戸から採取した地下水の年代測定結果は、同図に示すように涵養域とそれぞれの井戸の離隔距離によって整理されることが明らかとなった。現世の人類が出現するはるか昔にまで遡り、地下水の動きを最大移動距離が千kmに及ぶ地下空間の広がりの中で捉え得た例である。

地球化学的地下水調査法はこのように広域を対象とする水理構造調査技術として有力な手法であり、他に代替手法が見出すことも困難である。ただし、わが国においては特に深部岩盤を対象とする工学的な活用は始まったばかりであり、調査の結果に対する解釈が正しいかどうかの検証までは出来ていない。今後活用を図るためには、手法の検証を行うことが必要である。また、結果の解釈に際しても、種々の指標による評価を重ね合わせた総合的な判断が成されるべきであると考えられる。

## 2.4 構造物規模の水理地質構造調査技術としてのジオトモグラフィー探査

岩盤中の地下水は複雑に交錯する岩盤の割れ目中を主たる水みちとして流れる。しかし、地下水はすべての割れ目を一様に流れるわけではない。スウェーデンをはじめとしわが国も参加した高レベル放射性廃棄物地層処分技術開発の国際研究プロジェクトであるストリパプロジェクト（第2フェーズ）では、その成果として亀裂性岩盤中の水の流れや物質の移行は、実はわずかにしか接続していない亀裂ネットワーク内に限定されているということを示した。ここでは、水理的な接続の94%は亀裂全体のわずかに4%で実現されていることを確認している<sup>5)</sup>。同様のことは、スイスの高レベル放射性廃棄物地層処分プロジェクトの実証試験場である Grimsel サイトでも明らかとなった<sup>6)</sup>。この場合、岩盤を多孔質媒体としてモデル化することはできず、不連続性岩盤内の水理挙動を解析するモデルを作成するためには、接続した亀裂系のうち水理的に寄与するもののみを特定し構成されるネットワークモデルを検討の対象としなければならない。フランスの Faynay-Augeres 鉱山における坑壁の亀裂トレース調査やボーリング孔での亀裂調査、および単一孔井試験結果によれば同地点の亀裂は十分に接続しており、これらが水理的にも接続しているとするならば、従来の考え方に基づけば岩体は連続体として挙動するはずであった。しかし、孔間透水試

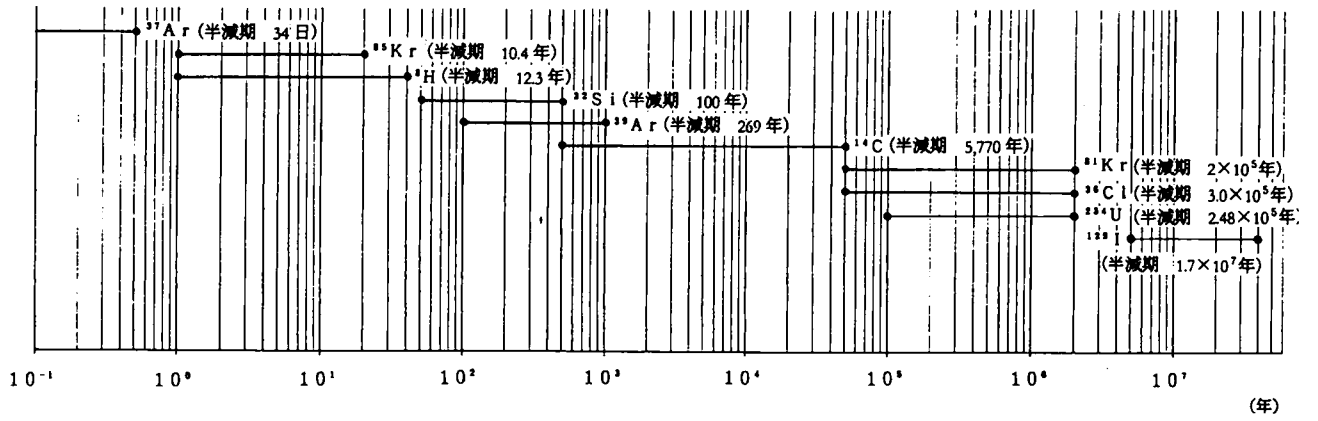


図-2. 3 様々な放射性同位体による年代測定可能範囲

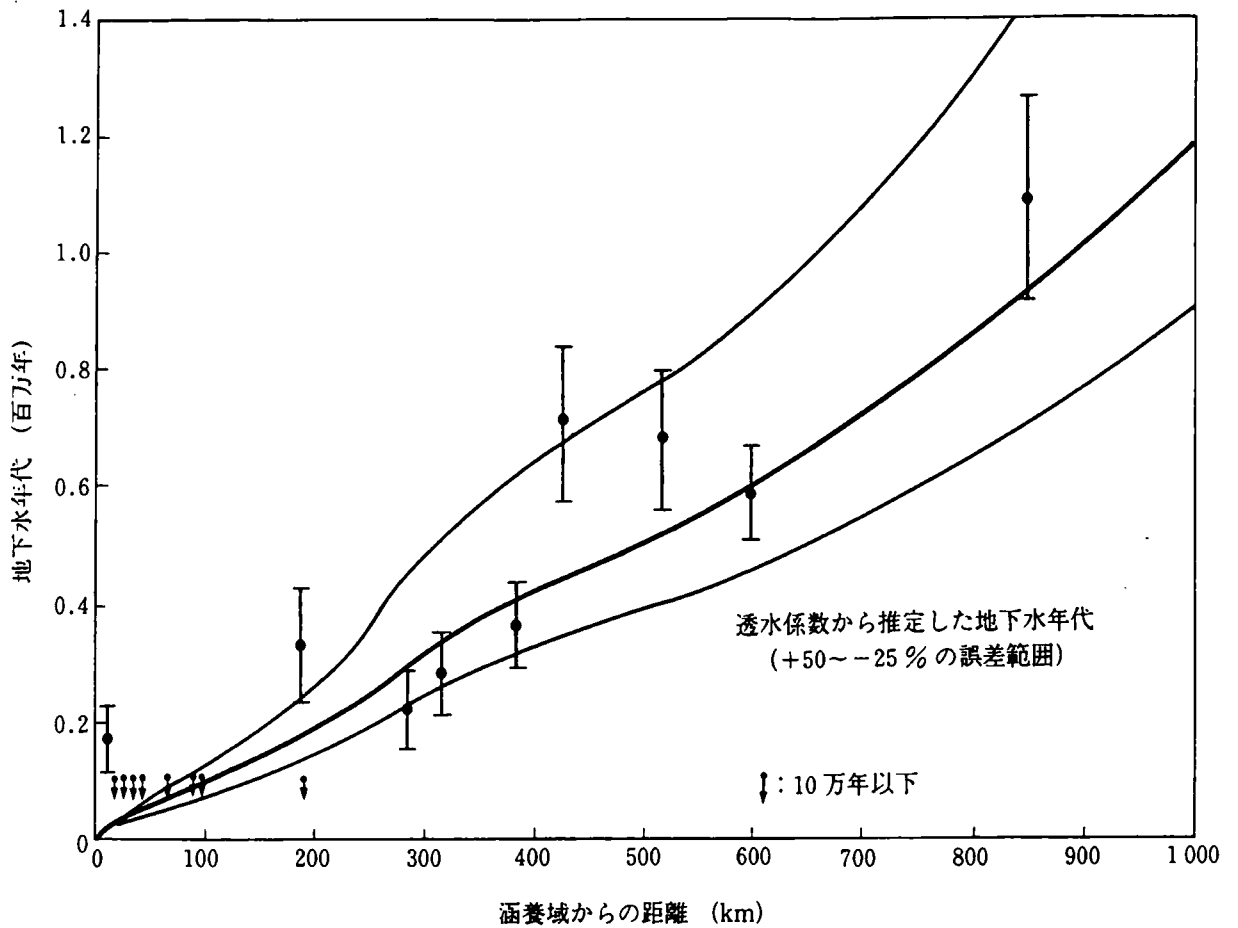


図-2. 4  $^{36}\text{Cl}$  による地下水年代の推定 <sup>4)</sup>

験結果、およびトレーサー試験結果は、媒体としての岩盤を連続体と考えるには無理な内容であったことが確認されている。Grimsel サイトにおいて、試験坑道の坑壁、およびボーリング孔に現れる不連続面の観察から得られた不連続面密度で作成した鉛直 2 次元断面における不連続面分布モデル（テンプレートと称する）が図-2.5 である。白抜きの円が水平試験坑道であり、黒丸が 8 孔の水平ボーリング孔である。不連続面の分布はその周囲に密にモデル化されている。外縁の粗いメッシュは解析上の調整のため配置されている。この不連続面分布モデルに対し、水平ボーリング孔間で実施した複数の孔間透水試験結果を再現する不連続面分布を逆解析した結果、水理的にどう通があると判断された不連続面分布は図-2.6 のようであった。この地点において実際に水理的なネットワークを構成し地下水の透過経路となっている不連続面は、実は坑道やボーリング孔で観察されたもののうちの一部であることを Simulated annealing<sup>7),8)</sup>と称する解析手法によって評価した例である<sup>6)</sup>。

また、多くの割れ目の中で、最も新しい変動で形成された割れ目、もしくはそのとき再動した古い割れ目が地下水の主要な透水経路となるとする知見もある<sup>9)</sup>。わが国においても、規模の大きい地震の直後、井戸の水位の顕著な変動、突然の湧水、坑道への湧水量の変化といった地下水理現象の変動が報告されることが多いが、上記のメカニズムによる水みちの変化によるものと考えられる。さらに、割れ目が存在する岩盤中の地下水流動は、割れ目の面全体を流れるのではなく、割れ目の交線など破碎程度が高く、小さな割れ目が集中した部分を選択的に流れていることも明らかにされている<sup>10)</sup>。すなわち、岩盤内における地下水の流動は、極めて選択性の強い水みちを経由していると考えられる。水戸・菊池は香川県大川郡庵治町の花崗岩の割れ目を対象に地下水の流動経路を調査している<sup>11)</sup>が、図-2.7 は、同地点の堅硬緻密な花崗岩で構成される不連続性岩盤に超微粒子セメントをグラウト材として注入・固結させた後、岩盤を掘削することによってその流露の形態を調査した結果である。実験結果から推定される流路は、不連続面のうちでも限定された複雑に入り組んだ水みちから構成されていることがわかる。この知見も参考として、地下水のチャンネル流れを管路のように考え、それが作る 3 次元管路網を岩盤内の地下水流動を表現するモデルとして開発した解析コードが Don-Chan(Donen Channelling flow)モデルである<sup>12),13)</sup>。

このモデルでは、透水性の大きい部分（チャンネル）を形成する地質構造を以下のように表現している。

- ① 主要割れ目の交線部
- ② 主要割れ目から派生割れ目への分岐部
- ③ ステップ構造
- ④ 割れ目形成時のずれの方向（条線）

Don-Chan モデルでは、これらの岩盤内のチャンネルを地質情報の把握を基礎として管路で再現することにより、水理的に連続性のある水みちを抽出していることになる。

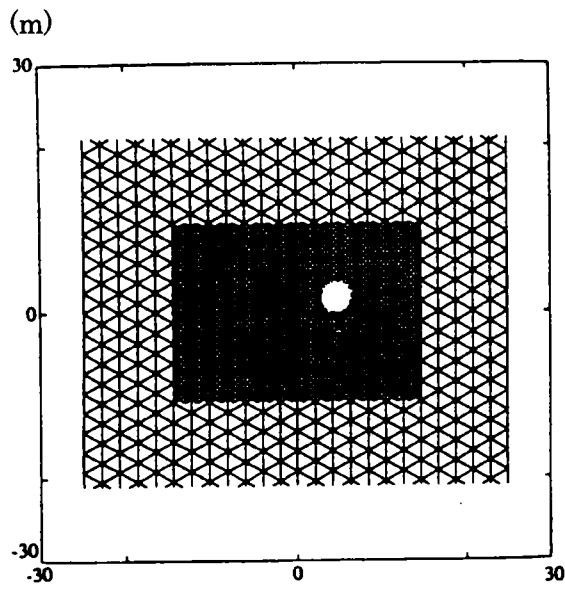


図-2. 5 不連続面ネットワークモデル<sup>6)</sup>  
(鉛直 2 次元断面)

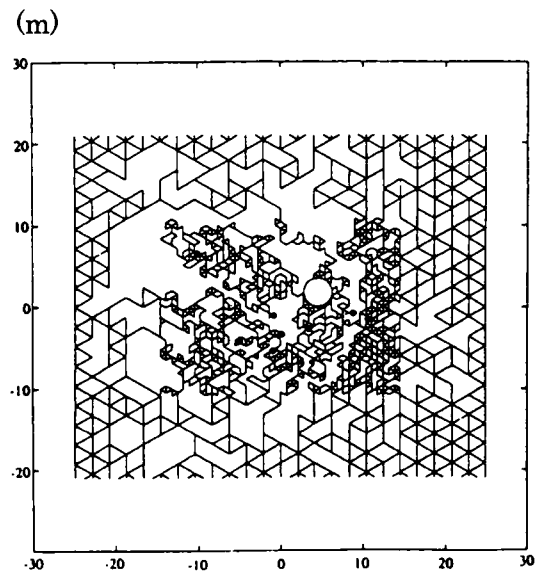


図-2. 6 水みちの分布 (解析結果)<sup>6)</sup>

- : 試験坑道 (水平坑)
- : 水平ボーリング孔



図-2. 7 不連続面中の水みち測定結果<sup>1)</sup>

通常、岩盤中の不連続面分布は坑道の壁面、あるいはボーリング孔の孔壁で観察した不連続面をもとに推定する。一方、直接その分布を検知しようとした場合、昨今ではジオトモグラフィー技術を適用する場合が少なくない。ジオトモグラフィー技術には情報を伝達する媒体によって大きく弾性波トモグラフィー、比抵抗トモグラフィー、電磁波トモグラフィーに分類される。弾性波トモグラフィーでは、岩盤の硬軟における弾性波の伝播速度のコントラストに着目して、健硬な岩盤と劣化等により軟化した岩盤を識別する。比抵抗トモグラフィーでは、岩盤中における岩種間や岩盤の含水状態による比抵抗のコントラストを利用して岩盤中の岩相分布あるいは岩盤の健硬な部分と劣化した部分とを識別する。また、電磁波トモグラフィーでは、比抵抗トモグラフィーの場合と同じく岩盤中における岩種間や岩盤の含水状態による誘電率や導電率のコントラストを利用して岩盤の健硬な部分と劣化した部分とを識別する。ここで、特に、岩石と水との比抵抗（導電率）、誘電率のコントラストが各々1 オーダー近い相違があることを利用すれば、比抵抗トモグラフィー、および電磁波トモグラフィーによれば地下水で飽和されている岩盤中の不連続面分布を検知することが可能である。

一方、不連続面がすべて検知されたとしても先述のように、実際に地下水の透過経路となる水みちはその一部に過ぎない。水みちを実際に検知するためには、先述した Simulated annealing 解析や Don-Chan モデルのような解析手法に頼るか、あるいは実際に岩盤中に水を流してみるという方法論が考えられる。このときの透過経路を検出するトモグラフィー手法があれば、水みちを直接検知することが可能となる。

## 2. 5 局所水理地質構造評価技術としてのサイナソイダル試験

### 2. 5. 1 岩盤内の水の流れと透水特性

岩盤内の地下水の流れを模式的に図-2. 8 に示す。岩盤内の地下水は均質な多孔質体中を一様に流れるとして近似しやすい土質地盤と異なり、主として不連続面の中を平面状に、あるいはパイプ状に流れる（流れの構成要素）。また、その不連続面も岩盤中で交錯しており、平面状あるいはパイプ状といった“流れの構成要素”が複雑に組合わされたネットワークを形成している。こうした不連続性岩盤の透水特性は、図-2. 9 に示すような著しいスケール効果を有する<sup>14)</sup>。これまで、岩盤の透水特性の評価は、ルオジン試験に代表される単一孔試験の結果により行われているが、これによると測定値は試験地点のごく近傍の、バラツキの大きい局所的なデータとなり、対象岩盤の透水特性を代表しているとは言い難い。試験で対象とする岩盤の体積（影響範囲）を大きくすれば、求められる透水特性のバラツキは小さくなり、やがてある一定値へ収束する。この基本となる最小の体積を REV(Representative Elementary Volume)と呼び、REV 以上の体積に対して得られる試験結果は、体積の増減に影響されない岩盤の平均的な特性を表すものと考えられている。孔間透水試験は、発信孔井内のパッカーで閉塞した発信区間に注水し、これによって発生した周辺岩盤内の水頭変化を他の孔井内の受信区間で計測するものであり、単一孔試験と比

較して、試験の影響範囲を大きく、さらに明確にすることで、発信および受信区間の間の岩盤の平均的な透水特性の評価を可能とする。孔間透水試験の一つで、図-2.10 に示すように発信区間の圧力を正弦波状に変動させた時の応答を受信区間で観測するサイナソイダル試験は、特に、岩盤内の透水特性と併せて不連続面の分布特性を評価するものであり、高レベル放射性廃棄物地層処分の国際協力実証プロジェクトで初めて適用が試みられた<sup>15),16),17)</sup>。ここで実施された原位置試験の結果は不連続面と基質部の二重空隙構造を仮定しても 1, 2, 3 の整数次元の水理モデルでは説明することができず、非整数値も含めた  $n$  次元の流れを仮定することにより初めて解釈することが可能となった。しかし、ここで評価された非整数次元が岩盤内の水の流れとどのような関係にあるのか、また、試験結果が岩盤の平均的な透水特性として扱えるのか、といった検討に関わる報告は見あたらない。

### 2. 5. 2 流れの次元

直線状の流れは 1 次元、平行平板間の放射状流は 2 次元、また、球面放射状流は 3 次元の流れであるとするれば、これを一般化し、 $n$  次元の流れを次のように定義することができる。すなわち、図-2.11 に示すように、ある点から距離  $R$  まで流域が拡大するとき、流域の体積  $V$  が距離  $R$  の  $n$  乗の形で表されるなら、流れの次元は  $n$  であるとする。この定義によれば、流れの次元は必ずしも整数値ではなく、非整数値も取り得る。また、例えば同じ 2 次元の流れであっても、平行平板間の放射状流だけでなく、流れの原点からの距離  $R$  において流路半径が  $\sqrt{R}$  となる変断面パイプ状の流れ場合も 2 次元となる。

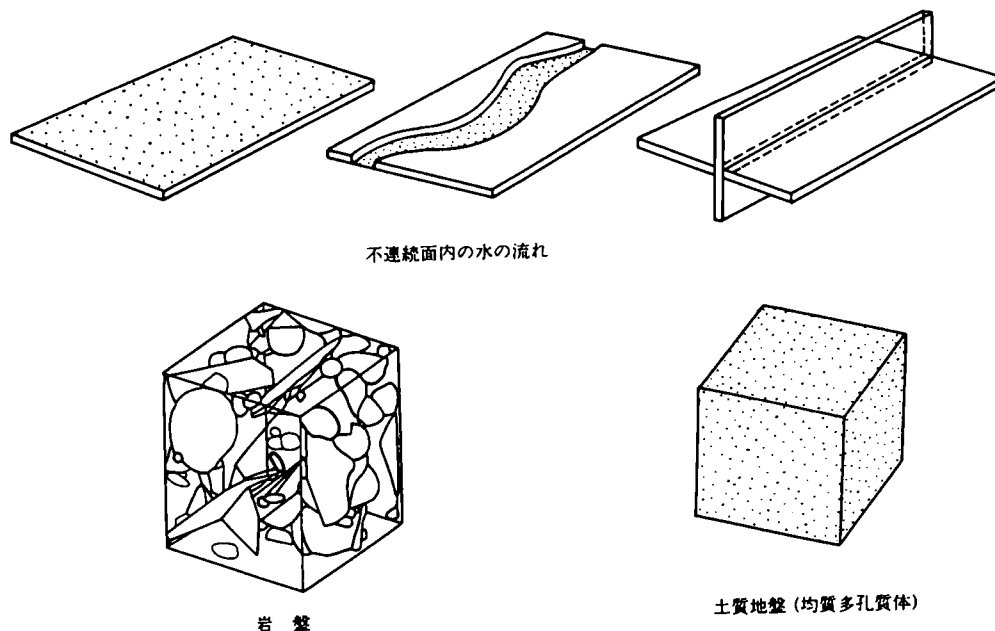


図-2.8 岩盤内の水の流れ (模式図)



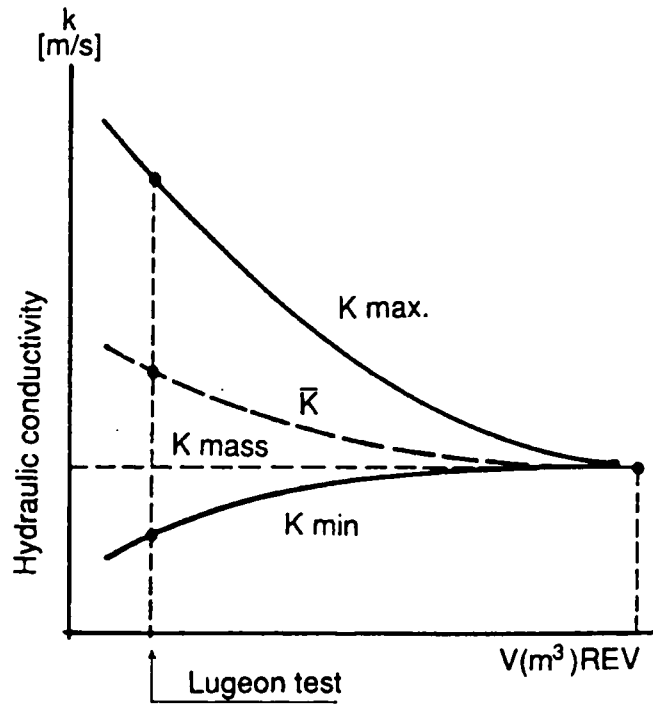
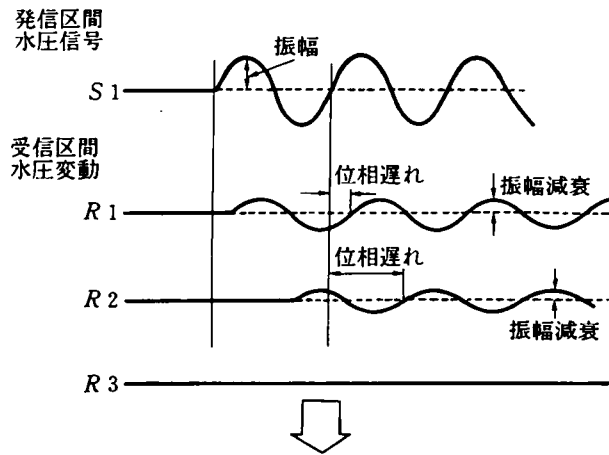
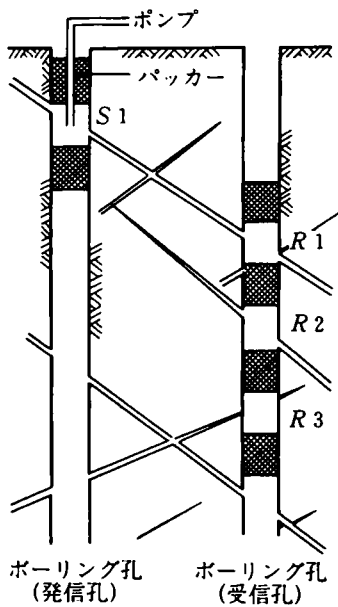


図-2. 9 岩盤の透水係数のスケール効果<sup>14)</sup>



- 高精度の透水性 ( $K, S_s$ ) の評価
- 亀裂の連続性, 流動特性の評価

図-2. 10 サイナソイダル試験の概要<sup>15)</sup>

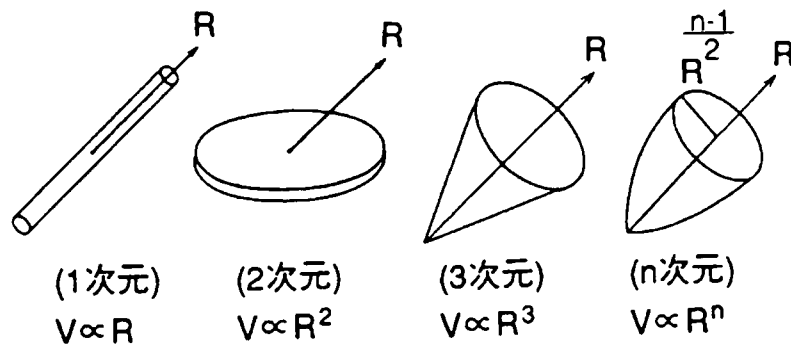


図-2. 11 流れの次元

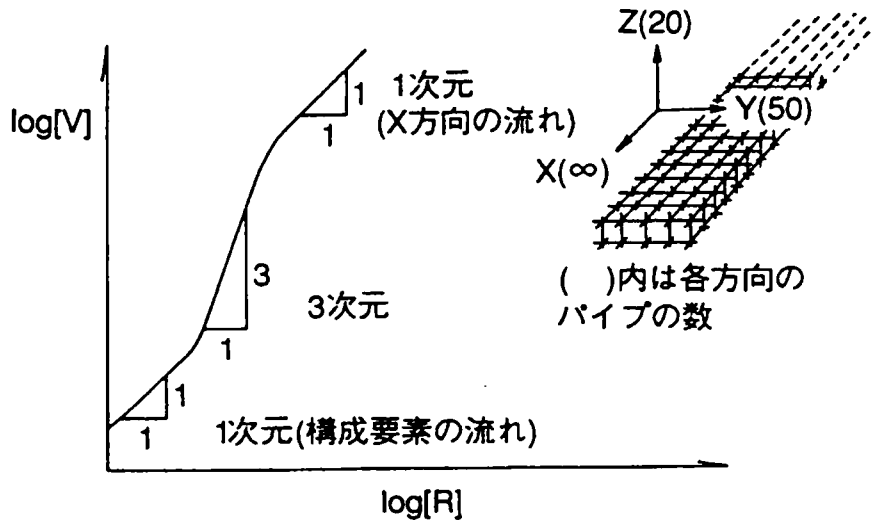
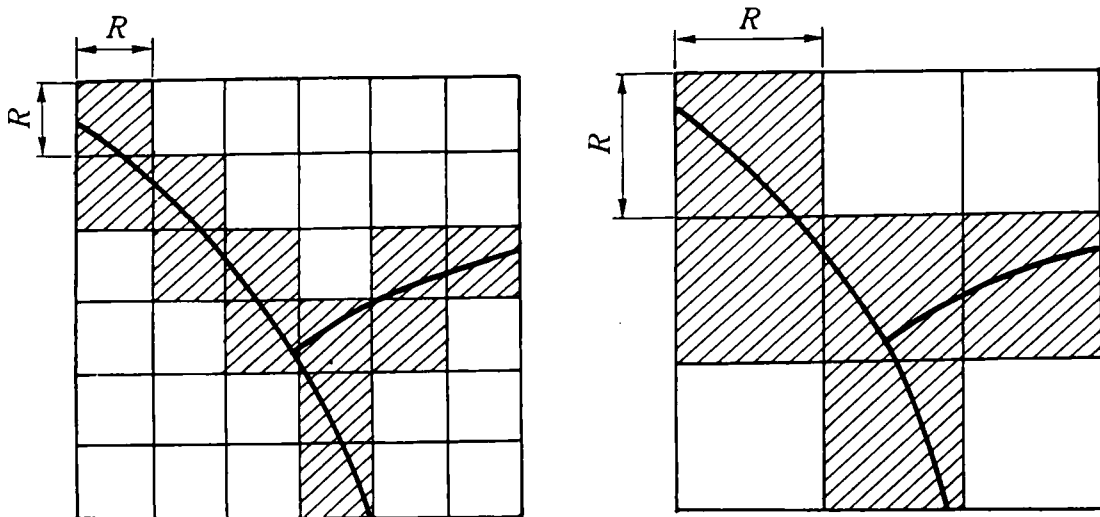


図-2. 12 流域の拡大による流れの次元の変化 (パイプネットワーク)

また、同じ流れの構造でも、流域が拡大するにしたがい流れの次元が変化する。一例として、1次元流れのパイプを図-2. 12 中に示すように X 軸方向に無限に連続する3次元立体格子状に組み合わせ、岩盤中の水みちをモデル化する。このときの R-V の関係を解析し、結果を図-2.12 の両対数グラフ上に示す。先の定義によれば、グラフの傾きは流れの次元  $n$  を示す。R が小さい範囲では構成要素であるパイプの流れの次元である 1 を示し、R が増大、すなわち流域が拡大するにつれ流路は複数のパイプの中で分岐を重ね、流れの次元は 1 から 3 へと増大する。流域がさらに拡大すると、流れは巨視的に X 方向の 1 次元流れへと、非整数値をとりながら漸移することがわかる。サイナソイダル試験等の孔間透水試験においては、上述の R は試験孔井間の距離に対応する<sup>18),19)</sup>。

### 2. 5. 3 不連続面の分布特性 (フラクタル次元)

マンデルブローによって提唱された「フラクタル」の概念は従来不規則と考えられていた、自然界に現れる様々な形態や現象に共通の規則性を見出そうとするものである。同じく、片理、節理、シーム、破碎帯と成因・規模において多様性に富み、存在の分布・形状も極めて不規則に見える岩盤内の不連続面に対しても、その適用例報告は最近増加しつつある。不連続面のフラクタル性に関しては以下のような表現がとられる。すなわち、一辺が  $R$  の格子で空間を分割した際、その不連続面をモデル化するのに要する格子の数が  $N$  であるとき（ボックスカウンティング法、図-2. 13） $N$  が  $R^D$  に比例するならばその不連続面の分布は  $D$  次のフラクタル性を有するという<sup>20)</sup>。  $R$  を様々に変えることは粗視化のレベルを変えることであり、現実には、不連続面を観察するのに顕微鏡をもちいるのか、露頭察によるのか、あるいは千分の1、1万分の1、10万分の1の地質図上で拾うのかに対応し、対象となる不連続面もこの順で、マイクロクラックから節理、破碎帯、さらには断層へと規模が大きくなる。図-2. 14 は、山形県朝日山地に分布する花崗岩地帯を対象として大野・小島<sup>21)</sup>が実施した不連続面のフラクタル次元算定結果である。算定に際しては、40cm×40cmの壁面スケッチから50万分の1ランドサット画像までのさまざまなスケールで表現した不連続面の分布に対して、トレース長が  $\ell$  以上の不連続面の確率密度  $N(\ell)$  をもとに分布関数法を適用した。一般に長さ  $R$  で粗視化した時に見えているものの個数は確率密度に比例するため、図-2. 14 はボックスカウンティング法における  $N$ - $R$  の関係を表現しているとされる。図中のグラフの直線部の傾き  $D_f$  がフラクタル次数であり、完全なフラクタ




$R$  : 格子の一辺の長さ  
 $N(R)$  : 不連続面をモデル化するのに要する格子(  )の数

図-2. 13 ボックスカウンティング法

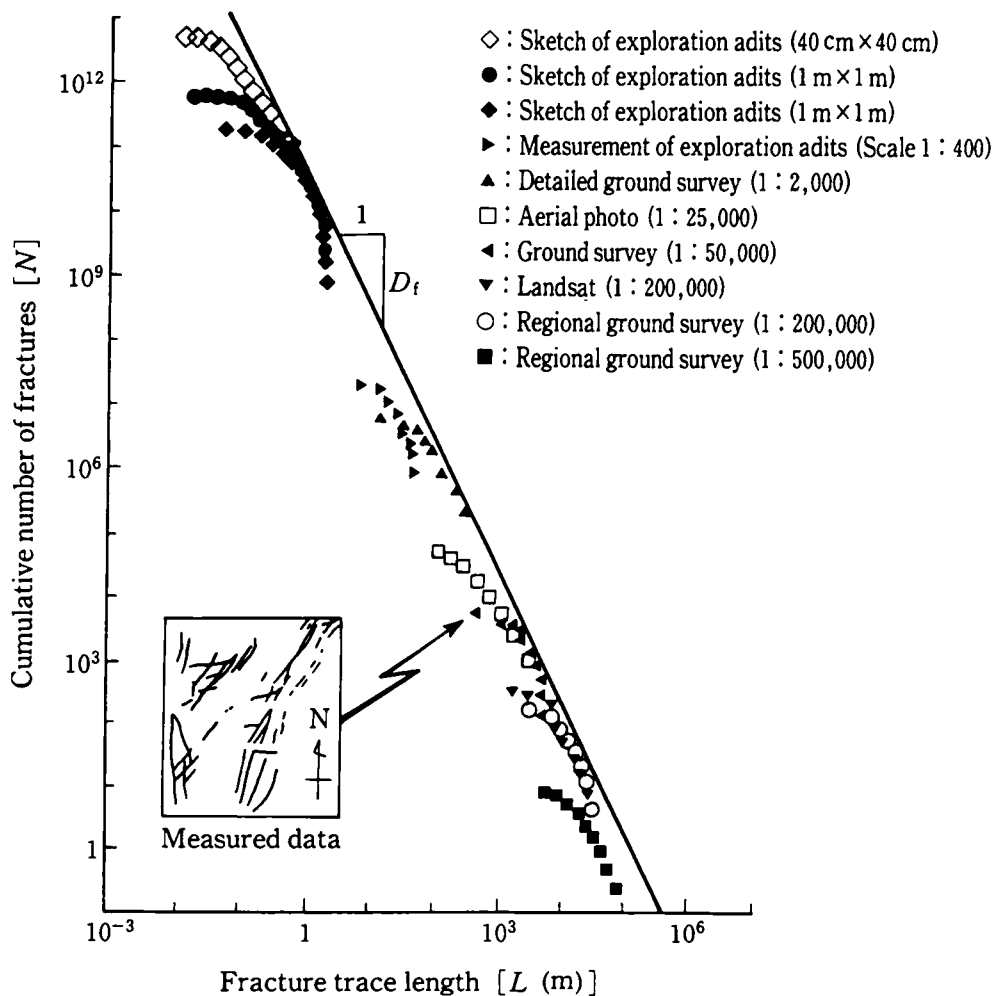


図-2. 14 不連続面トレース長の分布特性  
(大野, 小島<sup>21)</sup>より引用, 加筆)

ル性を有するならば不連続面を詳細に観察すればするほど ( $R$  を小さくする程) 微細な図面が現れ, 直線関係は無限に続くことになる。しかし, 現実には節理~破碎帯のそれぞれのプレートごとに  $R$  を小さくしていくと, グラフ上でネットワークの特性を表現する傾き  $D$  の直線領域から離脱し, 個々の構成要素の形状 (2次元平面内の不連続面トレースであれば1次元) が支配的となる領域に漸移する。

#### 2. 5. 4 流れの次元 $D_k$ とフラクタル次元 $D_f$ の関係

ある2次元領域の不連続面 (全長  $L_0$ ) のネットワークをボックスカウンティング法でモデル化したとき, 1辺が  $R$  の格子に含まれる不連続面の平均長を  $L$ , モデル化に要した格子の数を  $N(R)$  とすると,

$$L_0 = Li \cdot N(Ri)$$

$$Df = -\frac{d \log N(R)}{d \log R}$$

ここで  $Df$  はグラフの直線性を必ずしも必要としない広義のフラクタル次元である。一方、不連続面の開口幅を一定値  $T$  とすると、不連続面長  $L$  との積で流域の体積  $V$  が表現される。ここで、先の格子  $R$  の拡大を地下水流れにおける流域の拡大と考えれば、流れの次元  $Dk$  は、

$$Dk = \frac{d \log V}{d \log R} = \frac{d \log LT}{d \log R} = \frac{d \log L}{d \log R}$$

$$= \frac{d \log(L_0/N(R))}{d \log R}$$

$$= -\frac{d \log N(R)}{d \log R}$$

$$\therefore Dk = Df$$

ここでは、簡単のため、両者の関係を 2 次元平面内のモデルで検討したが、不連続面が 3 次元空間内に分布する場合も同様であり、透水経路となる不連続面に関して、フラクタル次元と流れの次元とは等価なものとなる<sup>18),19)</sup>。

#### 2. 5. 5 不連続性岩盤の透水特性評価

流れの次元  $Dk$  とフラクタル次元  $Df$  の等価性を前提にすれば、ボックスカウンティング法によって算定される  $R$  と  $N$  の関係をもとに、孔間透水試験で選定した試験孔井間距離によっていかなる不連続面分布に対応した試験結果が得られるかを評価することが可能となる。図-2. 15 は、節理、破碎帯のそれぞれのグレードに対し、ボックスカウンティング法で求めたフラクタル次元  $Df$  を  $R$  の関数として模式的に表したもので、 $R$  すなわち試験の影響範囲が小さい場合にはグラフの傾きは 1 となり、流れの次元はネットワークの構成要素の次元に一致する。孔井間の距離を大きくしていくと、水みちのネットワークの特性を反映して、流れの次元は変化する。ある影響範囲以上で、流れの次元が 2 次元平面内の流れに対して 2 (図-2. 14 の直線部の傾きが 2)、3 次元空間内の流れに対して 3 となれば、このときのスケールが前述の  $REV$  を与えるものであり、不連続面を介した水の流れをこれと等価な多孔質体の流れとして扱えることを意味する (図-2. 15, a)。

もし、検討対象としている領域で孔井間の距離を大きくすることによって影響範囲を広げても上述の流れが実現しない場合 (図-2. 15, b) には、等価多孔質体によるモデル化で地下水の流れを精度良く評価することは困難となり、例えば図-2. 12 に示したような、平板やパイプ等で構成したフラクチャーモデルを用いた検討が必要となる。

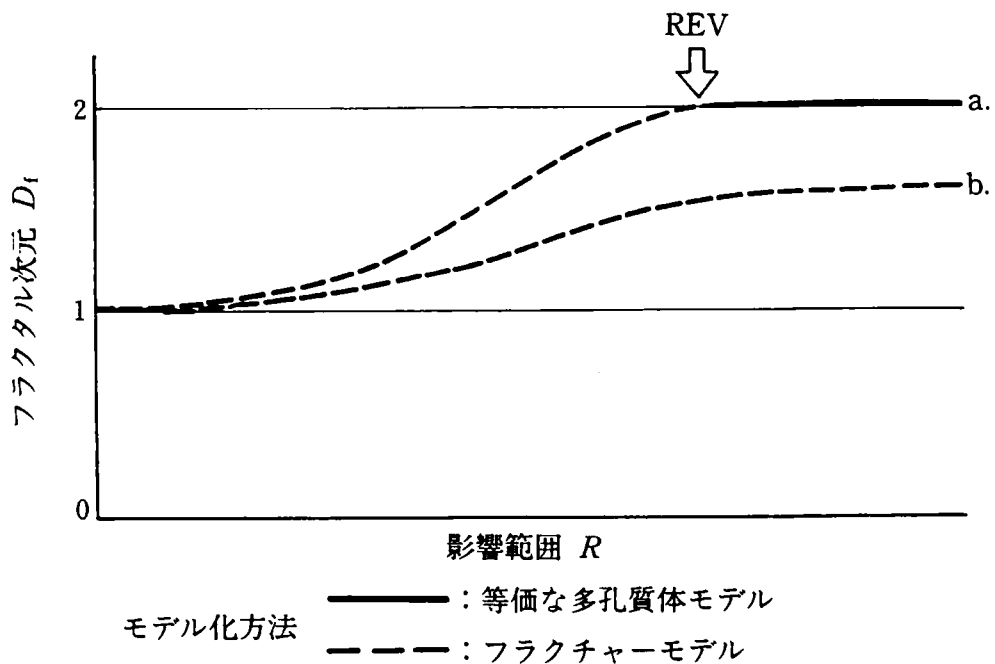


図-2. 15 影響範囲  $R$  とフラクタル次元  $D_f$  の関係

サイナソイダル試験により求められる発・受信間の距離と流れの次元，および対応する透水特性との関係は，節理から破碎帯に至る様々なグレードの透水経路について，試験領域中の不連続面分布特性と透水特性の評価を可能にし，より広域の岩盤を対象とする水理モデルの構築に際して極めて重要な情報を与えるものと考えられる。

## 2. 6 まとめ

構造物自体の性能確保のため，あるいは周辺環境の保全のため，岩盤内地下構造物の建設にあたって岩盤中の地下水挙動を十分に把握する必要に迫られる場合が少なくない。わが国でも既に稼動が始まっている原油の地下備蓄施設や，近い将来建設が進められようとしている高レベル放射性廃棄物地層処分施設等である。特に，後者の場合には，周辺環境への影響に関わる安全性の評価が広域かつ長期を対象として必要となる。

2章の結論は以下のとおりである。

- ① 水理地質構造調査のためには目的に応じて対象領域を異にする適切な調査技術が適用されるべきである。
- ② 岩盤内の地下構造物の建設が与える可能性のある周辺環境への影響を評価するために広域 (Regional scale) を対象とした地下水の流動場の調査が必要となる。そのための調

査技術として地球化学的地下水調査法が適用可能である。

- ③ 地下構造物の機能確保や直近の水理環境の整備を目的とする設計・施工資料を取得するために構造物規模(Site scale)の水理地質構造調査が必要となる。具体的には、岩盤中の水みちの調査を目的として、比抵抗トモグラフィー、および電磁波トモグラフィー技術が水理地質構造を評価し、水理地質モデルを構築するために適切である。一方、構造物規模の調査として、周辺坑道掘削の段階から目視観察も含め水みち構造を把握していくことも、情報化設計施工の大切なプロセスのひとつとして忘れてはならない。
- ④ 不連続面が主要な地下水の移動経路となる岩盤の水理物性を評価するために、不連続面の次元を考慮した局所(Block scale)の水理地質構造調査が適用されるべきであり、その手法として孔間透水試験法のうちサイナソイダル試験法が適切である。
- ⑤ 岩盤の不連続面はフラクタル性を有するといわれているが、非整数次元まで含めた流れの次元を定義すると、ある仮定の下にフラクタル次元と流れの次元が等価であることを示した。

#### 【参考文献】

- 1) 日比谷啓介：特集“はかる”「地下水の動き」をはかる，土木学会誌，Vol.84，Dec.，pp.53～55，1999.
- 2) 早稲田周他：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成、地球化学，17，pp.83～91，1983.
- 3) 風早康平：地下水の涵養源と流動：同位体水文学的手法、地質ニュース，513号，pp.20～25，1997.
- 4) Bentley,H.W. et.al: Chlorine 36 dating of very old Groundwater 1. The Great Artesian Basin, Australia, Water Resources Research, 22, pp.1991～2001, 1986.
- 5) Olsson,O., J.Black, J.Gale, and D.Holmes; Site Characterization and validation, stage 2 – Preliminary predictions, Rep.88, Swed.Geol. Co., Stockholm, 1988.
- 6) Moukdon,A.D., K.Karasaki, S.J.Martel, J.C.S.Long; An Inverse Technique for Developing Models for Fluid Flow in Fracture Systems Using Simulated Annealing, Water Resources Research, Vol.29, No.11, pp.3775～3789, 1991.
- 7) Long,J.C.S., K.Karasaki, A.Davey, J.Peterson, M.Landsfeld, J.Kemeny, S.Martel: An Inverse Approach to the Construction of Fracture Hydrology Models Conditioned by Geophysical Data, Int. J. Rock Meck. Sci. & Geomech. Abstr. Vol.28 No.2/3, pp.121～142, 1991.
- 8) Gupta, A.D., D.W.Vasco, J.C.S.Long; Stochastic Modeling of Spatial Heterogeneities Conditioned to Hydraulic and Tracer Tests, High Level Radioactive Waste Management, Vol.4, pp.2624～2632, 1994.
- 9) Munier,R.; Four dimensional analysis of fracture at the Aspo hard rock laboratory, Engineering Geology, Vol.33, pp.159～175, 1993.
- 10) 下茂道人，飯星茂；複数亀裂を有する岩盤ブロック内の浸透挙動に関する室内実験，第25回岩盤力学に関するシンポジウム論文集，pp.491～495，1993.
- 11) 水戸義忠，菊池宏吉；実岩盤の節理内流れに関する実験と考察 その2，第22回岩盤力学に関するシンポジウム論文集，pp.176～180，1990.

- 
- 12) 田中達也, 渡辺邦夫, 前川恵輔, 中村直昭; 地質構造を基礎としたフラクチャーネットワークの開発 (その1), 応用地質, 35 巻3号, pp.22~33, 1994.
  - 13) 渡辺邦夫, 田中達也, 内田雅大, 岩崎浩; 地質構造を基礎としたフラクチャーネットワークモデルの開発 (その2), 応用地質, 35 巻4号, pp.2~12, 1994.
  - 14) Cunha, A.P.: Scale Effects in Rock Mechanics, Proceedings of the Second International Workshop on Scale Effects in Rock Masses, Lisbon, pp.3~27, 1990.
  - 15) Black, J.H., D.C.Holmes, M.A.Brightman: Crosshole Investigations: Hydrogeological Results and Interpretations, Technical Report of Stripa Project, 87-18, 1987.
  - 16) Black, J.H., J.A.Barker, D.Y.Noy: Crosshole investigations-The method, theory and analysis of crosshole sinusoidal pressure tests in fissured rock, Internal Report of the Stripa Project, No.86-03, SKB, Stockholm, 1986.
  - 17) Noy, D.J., J.A.Barker, J.H.Black, D.C. Holmes: Crosshole investigations - Implementation and Fractional Dimension Interpretation of Sinusoidal Tests, Internal Report of the Stripa Project, No.88-01, SKB, Stockholm, 1988.
  - 18) 日比谷啓介・渥美博行・小淵考晃・青木謙治: 不連続岩盤の透水特性評価におけるサイナソイダル試験法の適用性について, 第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, pp.413~418, 1994.
  - 19) 日比谷啓介・渥美博行・小淵考晃・宮嶋保幸・青木謙治: サイナソイダル試験による岩盤水理特性の評価について (その2), 鹿島技術研究所年報, 第42号, pp.219~224, 1994.
  - 20) 高安秀樹編: フラクタル, 朝倉書店, 1986.
  - 21) 大野博之・小島圭二: 岩盤割れ目のフラクタル (その1) -フラクタル分布-, 応用地質, 第33巻, 第3号, pp.133~146, 1992.



### 第3章 広域の水理地質構造調査技術

#### 3.1 地球化学的地下水調査法について

岩盤地下空洞の建設に際しては、その空洞自体の水理的要件、すなわち空洞への許容湧水量であるとか空洞覆工背面に作用する水圧が設計範囲内に収まることを確認するために、空洞掘削により変動する地下水挙動を予測しなければならない。このときは、不具合が発生する可能性のある部位の特定と、その量的な把握を行うため、空洞の周囲にせいぜい空洞の代表長の2倍程度の比較的狭い領域を対象とした精細な水理地質構造の評価を行う。一方、先述したように地下水の問題が発生すると、その影響は非常に広い範囲に及ぶことが多い。さらに、問題が危険物質の漏洩であると、その広い領域を検討対象とした安全評価が建設の前提として必要不可欠となる。また、問題となる物質が高レベル放射性廃棄物のように極めて長い期間が評価対象となる場合には、考慮する対象範囲はさらに広がる。その広大な領域の地下水流動の解明を対象とする場合には、水理地質構造を評価するというより、むしろ地下水の流動を直接追う方が効率的である。この場合、広域の地下水流動場を評価する方法としては地球化学的地下水調査法が有力な手段となる。しかしながら、工学的な応用を目的とした場合、この手法は必ずしも性能が確認されているわけではない。本章では、地球化学的地下水調査法の適用性について調査するために、国内2地点で同調査を実施し、その適用性を検討した<sup>1),2),3),4)</sup>。

地下水は岩盤内を流動するに従い、岩石・鉱物からのイオンの溶出、イオン間の交換反応、他の地下水との混合等の要因により、地表面から浸透する際に有していた地球化学的特性を変化させていく。そのため、地下水の溶存イオン、同位体、ガス等の地球化学的特性はその地下水の起源となる水の相違や流動過程により多様な性質を示すことになる。このことを利用して、得られた地球化学的データを総合的に解析、解釈することにより涵養域、起源、滞留時間等の地下水流動の実態に関する情報を把握することが可能になる<sup>5),6)</sup>。

岩盤内の地下水流動の評価を目的としたときの地球化学的地下水調査法の適用性検証のために必要な適用対象現場の要件は以下の通りである。すなわち、

① 地形が単純であり、大局的な地下水流動形態が他の評価方法によって容易に判断できること。

② 岩盤中のできるだけ多くの位置で地下水を採取することが可能なこと。

が現場選定の要件として挙げられる。第一の地点である阪奈トンネル（奈良県道路公社、大阪府道路公社）では、南北にほぼ同一の断面形状が連続する生駒山系を東（奈良方）から西（大阪方）に向けて掘進中であつた。したがって、トンネルを含む2次元鉛直断面で地下水の挙動が評価できるものと考えた。さらにその2次元断面内において山体が非常に単純な地形を成していることを特徴としているため、山体内の地下水流動形態は、調査を待つまでもなく容易に想像されるサイトであつた。また、施工中であるため覆工も完成し

ておらず、トンネル延長上に湧水位置を特定できる湧水ポイントが豊富に存在した。一方、第二の地点である川浦水力発電所調査坑（中部電力）は同じく花崗岩体中に掘削されたが、トンネルの上部の被りが最大で 600m と大きいこと、また、地山の地質が不良なごく一部の区間を除いて覆工のない素掘りのトンネルであり、トンネル延長上の任意の地点で湧水の状況観察、採水が可能なサイトである。

### 3. 2 現場適用性確認試験（1）

岩盤内地下水流動評価における地球化学的手法の適用性を検討するため、地表地形が比較的単純で、岩質もほぼ均質な岩体中に掘削中のトンネルにおいて原位置採水及び水質、環境同位体分析を実施し、その分析結果について以下の検討を行った。

- 1) 地下水に溶存する主要イオンに対して多成分分析（主成分分析）を行い、採水した試料間の時間的な順序関係に関する情報を取得する。
- 2) 酸素の安定同位体の濃度が降雨として涵養された高度に依存する性質に着目して、地下水の涵養域に関わる情報を取得する。
- 3) 複数の採水ポイントの涵養位置、および涵養後到達まで要した時間の前後関係を総合することによって、山体内の大局的な地下水流動形態を把握する。

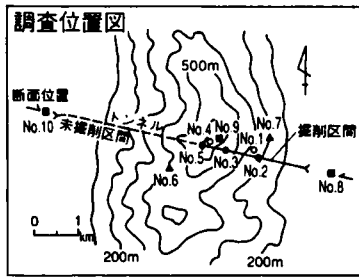
#### 3. 2. 1 原位置調査の概要

##### （1）調査地域

調査の対象とした岩体は、奈良県道路公社および大阪府道路公社が建設中であった阪奈トンネルが通過する山体（生駒山）を構成する岩盤である。当該トンネル周辺はほぼ南北方向に山地が連なり、東西方向に伸びるトンネル軸に沿った断面ではほぼ左右対称の地形を成している。また、図-3. 1 に示すように地質は花崗岩、花崗閃緑岩からなり、断層、破碎帯等の岩盤劣化部が数箇所確認されている。全長約 5km のトンネルは 2 本掘削する計画で、1 本は採水開始時に東口坑口から約 2 km 掘削された状態で切羽が止まっており、同一区間で平行するトンネルの掘削が採水期間中進められていた。このトンネルの最大土被りは 540m である。地下水位はトンネル掘削前に地表からの数本のボーリングにより観察されており、山頂付近では図-3. 2 に示すように地表から約 150m の深度にあった。

##### （2）採水位置・分析項目

原位置採水は、図-3. 1 に示す箇所（坑内湧水 5 点、地表沢 2 点、降水 3 点）において、1993 年 2 月から 1994 年 9 月まで計 4 回実施した（表-3. 1）。なお、No.1 では坑壁沿いのビニールシートからの滴水、No.2 では坑壁の排水パイプからの湧水、No.3、5 では水平ボーリング孔湧水、No.4 では地表から貫通した鉛直ボーリング孔湧水をそれぞれ採取し、降水についてはそれぞれ約 1 ヶ月間分の降雨を採取している。また、分析項目は、水温、pH、電気伝導度、主要溶存イオン（ $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{NO}_3^-$ ）と環境同位体（ $^3\text{H}$ 、 $^{18}\text{O}$ 、D）であった。分析方法は、Appendix-1 としてまとめた。



凡例

- /// : 断層、破碎帯
- - - : 岩相境界
- · · : 弾性波速度境界

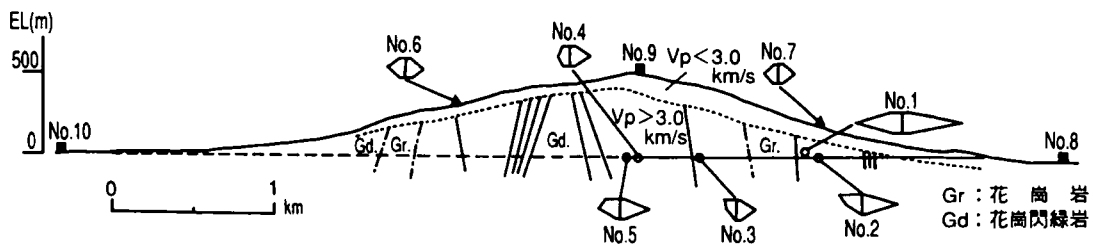
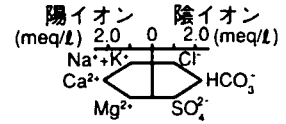


図-3. 1 阪奈トンネルにおける採水位置図  
(トンネルの内実線部分が施工中の区間)

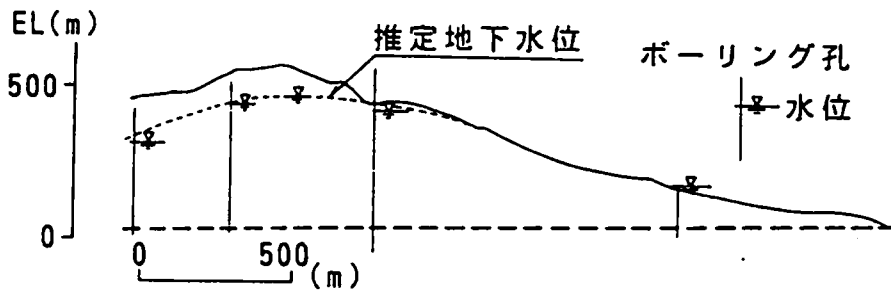


図-3. 2 トンネル掘削前の推定地下水位

### (3) 分析結果

主要溶存イオンの分析結果を図-3. 3 のキーダイアグラム中表示する。この図から坑内湧水の分析結果は採水時期により多少の変動は見られるが、主として採水位置により分類されることがわかる。このことはイオン組成が季節変動やトンネル掘削による影響よりも、その場所における地下水の特性を強く反映していることを示している。

表-3. 1 採水位置と採水時期

採水日	'93.2.3	'93.7.2	'93.12.27	'94.9.22
孔内湧水 ○ No.1~5	◎	◎	◎	◎
地表沢 ▲ No.6, 7	◎	◎	○	○
降水 ■ No.8~10	—	○ *6/8~7/2	○ *11/22~12/27	—

測定項目◎：一般水質+安定同位体+トリチウム

○：一般水質+安定同位体

\*：降水の採水期間

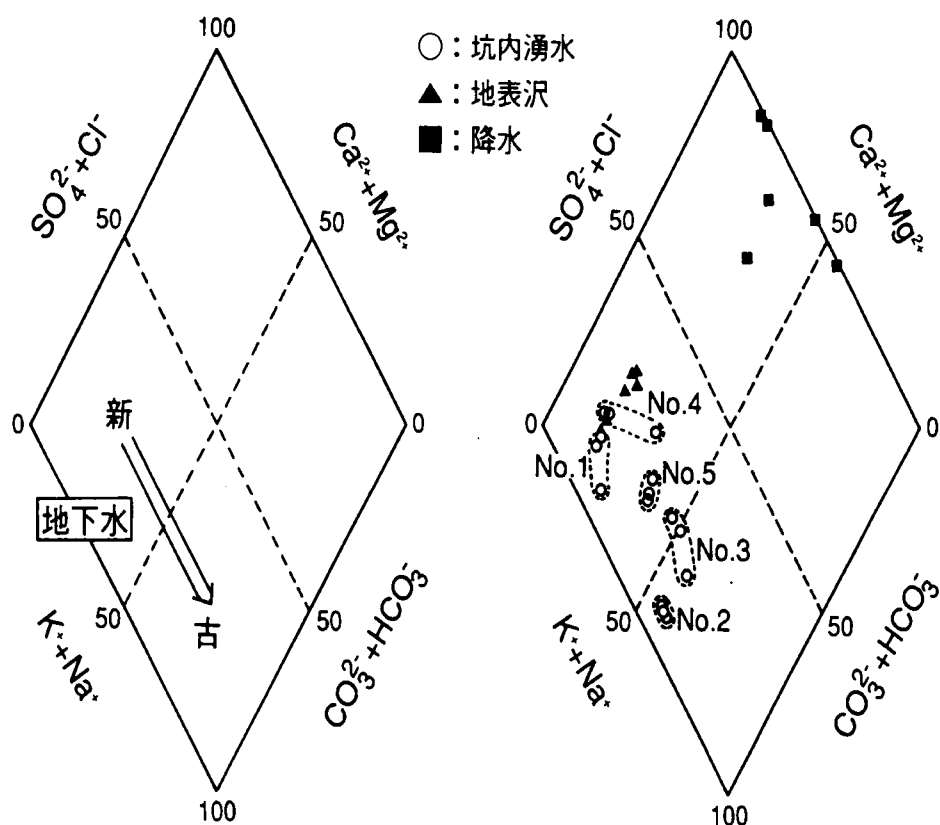


図-3. 3 水質キーダイアグラム

また一般に岩盤内の地下水では、岩石との接触時間が長いほど陽イオン間の交換反応が卓越するため、吸着力の弱い  $\text{Na}^+$  が解離して増加することが知られている<sup>7)</sup>。これは、滞留時間の長い古い水ほど図-3.3のキーマイアグラム中で矢印の方向に変化していくことに対応しており、No.2, 3が比較的滞留時間の長い水であることがわかる。一方、No.1は  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{HCO}_3^-$  の絶対量が非常に高く、電気伝導度も他と比べ高くなっており、採水時の状況からも坑壁の吹付けコンクリートの影響を受けたものと判断できる。このため、No.1を除外してイオン組成の分布を検討すると、山頂付近の地下水を含むNo.4が最も新しく、続いて山頂直下のNo.5、続いて坑口に向かいNo.3, No.2と次第に年代が古くなることがわかる。このことは、このトンネル周辺岩盤内の大局的な流動状況を反映していると考えられる。

次に水素の安定同位体D(重水素)および酸素の安定同位体 $^{18}\text{O}$ に関わる分析結果を $\delta\text{D}$  -  $\delta^{18}\text{O}$ のダイアグラムとして図-3.4に示す。Dの場合を例とすると、図中の安定同位体の濃度 $\delta\text{D}$ は、下式に示すようにサンプル中の安定同位体存在比(水素Hに占めるDの割合)の標準海水に対する偏差の千分率で定義される。 $^{18}\text{O}$ の濃度も同様に定義される。

$$\delta\text{D} = \left[ \frac{\left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{sample}}}{\left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (\text{‰})$$

SMOW：標準海水

$\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ には、地球規模でみた場合、 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の関係があることが知られている<sup>8)</sup>が、図-3.4に示すように、阪奈トンネルにおける降水の分析結果もほぼこの関係を満足し坑内湧水もこの直線上に乗ることから、坑内湧水の起源は降水であると考えられる。また、坑内湧水の分析結果をみると、降水の季節変動の影響はかなり小さくなっていることから、湧出するまでの岩盤中での滞留時間が比較的長く、混合の程度も大きいことを示している。

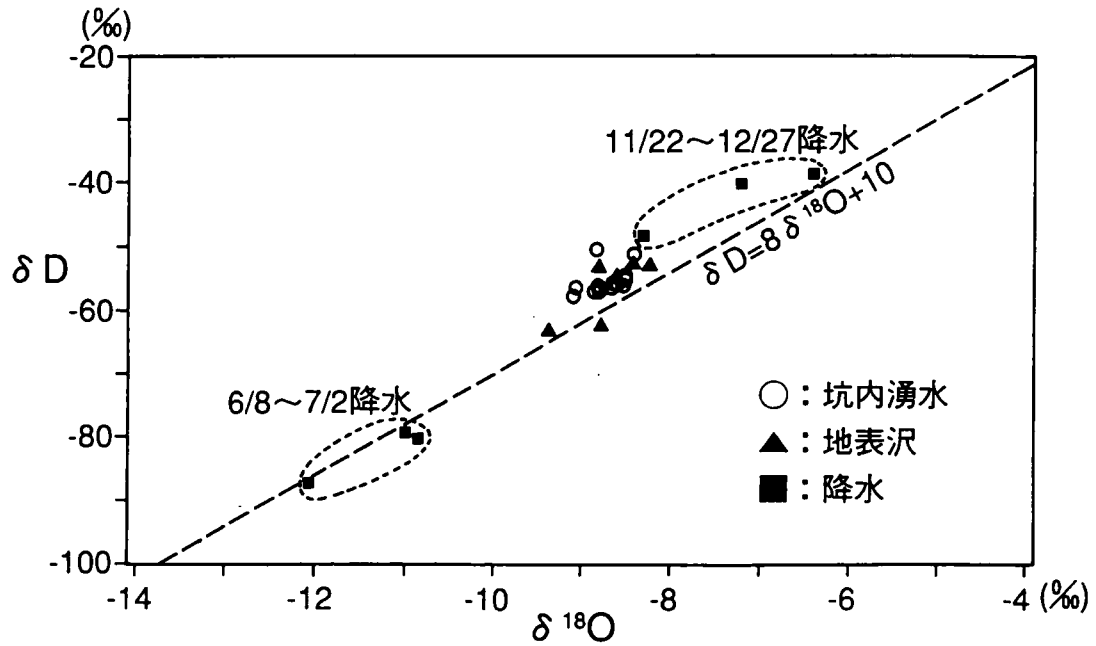


図-3. 4 δD-δ<sup>18</sup>Oダイアグラム

### 3. 2. 2 岩盤内地下水流動形態の評価

#### (1) 主要イオンの主成分分析による評価

主要イオン組成がどのような要因により形成されているかを推定し、それによって各サンプル間の関係を調べることを目的として、坑内湧水と地表沢について主要イオンの主成分分析を行った。表-3. 2 に因子負荷量を、図-3. 5 に各サンプルの第1, 第2主成分スコアの散布図を示す。第1主成分Z<sub>1</sub>の因子負荷量はNa<sup>+</sup>が負で、他の陽イオン(K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>)は正である。

表-3. 2 因子負荷量

	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	寄与率
Z 1	-0.708	0.463	0.061	0.460	0.211	0.141	-0.008	0.068	-0.011	42.6%
Z 2	0.416	0.679	0.352	0.394	-0.207	-0.177	0.104	-0.047	-0.001	28.4%
Z 3	0.786	0.546	-0.107	-0.145	0.177	0.074	-0.095	-0.082	-0.015	12.5%
累積寄与率										83.5%

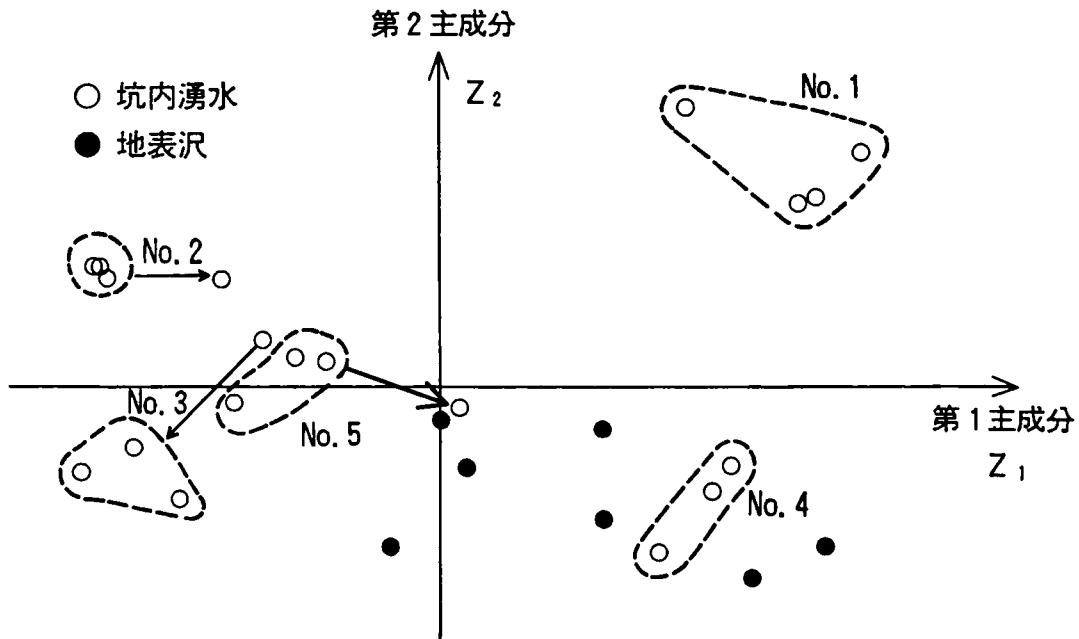


図-3. 5 主成分スコアの散布図

これは第1主成分が陽イオン交換反応を反映しており、陽イオン交換反応の卓越した古い水ほど主成分スコアが小さい値をとることを示している。一方、第2主成分 $Z_2$ の因子負荷量は陽イオンがすべて正の値を示す。これは第2主成分が岩石からのイオン溶出反応を反映しており、イオン溶出反応の卓越した古い水ほど主成分スコアが大きい値をとることを示している。累積寄与率は、この第1、第2主成分で70%を超える寄与率を示していることから、主要イオン組成がこの2つの化学反応に大きく支配されていることがわかる。

次に、図-3. 5の第1、第2主成分スコアの散布図において、イオン組成の異なるNo.1を除くと、第1主成分が正に、第2主成分が負に向かう右下がりの傾向が読み取れる。その方向はイオン交換反応、イオン溶出反応が少ない新しい水になることと対応している。この結果、ほぼNo.2, 3, 5, 4の順で次第に年代が新しくなると判断され、キーダイアグラムから推定された結果とも一致している。また、No.4が地表沢に近いところに分布していることは、このボーリング孔が地表から貫通しているため、地表近くの水を比較的多く混入していることを示している。

この散布図において経時的な変化をみると、No.2, 5は第1主成分が大きくなり、イオン交換反応が減少していることを示している。またNo.3については、第1主成分は小さくなっているが、第2主成分も小さくなっており、イオン溶出反応が減少していることを示している。このことから、山体内の地下水が経時的に比較的新しい水に入れ替わりつつあることがわかる。進捗しつつあったトンネル掘削の影響と考えられる。

## (2) 酸素の安定同位体の高度効果による評価

酸素と水素の安定同位体の濃度は降雨として涵養された地点の標高に依存（高度効果）することが知られている<sup>9)</sup>。これはある水蒸気団が山体を上昇して雨を降らせていく間に、レーリーの凝縮過程により重い同位体から凝縮されていくためと説明されている。図-3.6に示すように、この地域における降水の $\delta^{18}\text{O}$ は季節による変動が大きいですが、同一時期では高度100mあたり $-0.20\sim-0.28\text{‰}$ の変動が認められる。これは中部日本の降水において得られた高度100mあたり $-0.25\text{‰}$ の値とほぼ一致している<sup>10)</sup>。地表沢にもこの傾向が見られ集水域の平均高度を反映しているものと考えられる。一方、坑内湧水については季節変動がほぼ平滑化されているため、涵養域の平均高度を反映した高度効果のみに見かけ上依存していることが期待される。図-3.7によれば、採水時期により若干の変動が残るものの、大局的には坑内採水地点のNo.2からNo.5の順で $\delta^{18}\text{O}$ が小さい値を示している。これはトンネルの坑口から山体の奥側へ行くほど平均涵養高度が高くなることを示しており、このことから山体に降った水が岩盤中の高度の低い方へ混合しながら流れていることが推定される。

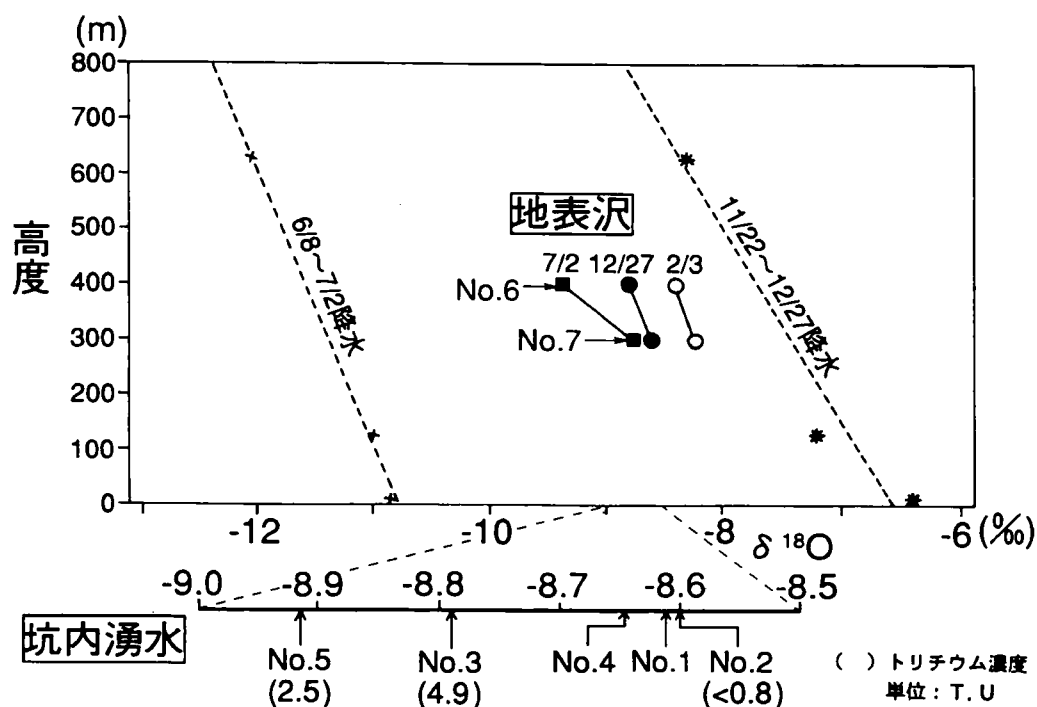


図-3.6 降水，地表沢の $\delta^{18}\text{O}$ の高度効果



また、坑内での採水時期による $\delta^{18}\text{O}$ の変動は流動中の混合により薄められているとはいいながら若干でも降水の季節変動を反映しているとすれば、(到達までの時間遅れを考慮しなければならぬが)地表沢の値と同様の傾向で変化すると考えられる。図-3.7によれば、坑内湧水 No.2 は地表沢 No.6, 7 と同じように変動しているが、No.3, 5 は1993年2月から7月にかけて地表沢の変動とは逆に $\delta^{18}\text{O}$ が増加している。No.3, 5 はそれ以降地表沢の変動と同じ動きをしていることから、No.3, 5 付近の地下水の流動形態が1993年7月まで大きく変化しており、その後変化が少なくなったことを示している。1993年7月までは $\delta^{18}\text{O}$ が増加していることから涵養高度が低くなったものと判断される。すなわち、トンネルの掘削に伴う水位の低下により No.3, 5 付近では涵養高度の高い地下水の水平流動が減少し、採水位置直上からの鉛直流動が増加したと考えられる。また、No.3 のトリチウムの濃度が No.2, 5 と比べて大きくなっていることも、特に No.3 付近における比較的新しい水の混入率の増加を示すものと思われ、水位が近傍で低下しているものと推定される。

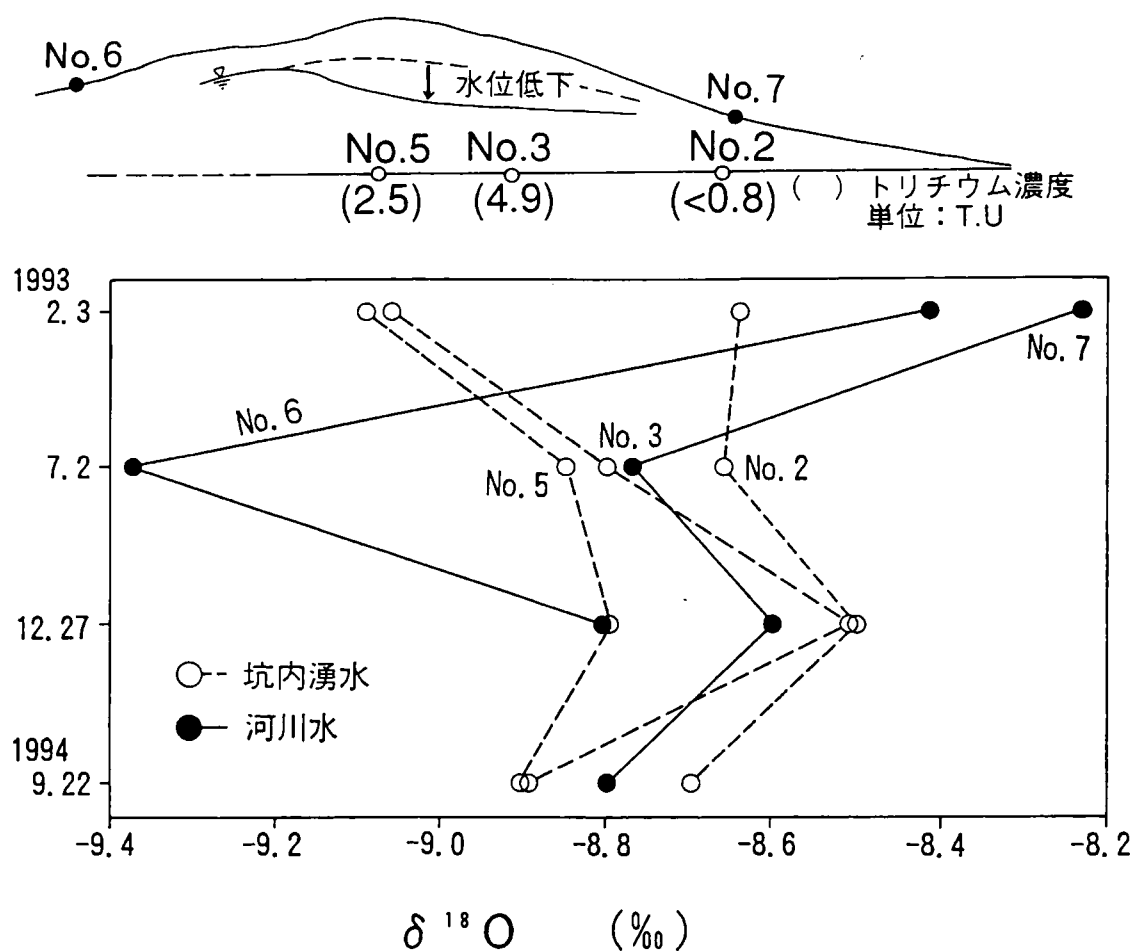


図-3.7 坑内湧水の $\delta^{18}\text{O}$ の経時変化

当地点における調査で確認された地球化学的地下水調査法の性能は以下のとおりである。

- ① 岩盤内の複数の位置で採取した地下水に含まれる主要化学イオンに対し、多成分分析（主成分分析）を実施することにより、地下水が涵養されてから経過した時間の長短を判断できることを確認した。
- ② 地下水中の酸素、水素の安定同位体の高度効果に着目して、地下水の涵養域が把握できることを確認した。
- ③ 対象岩盤内の地下水は、坑道壁面、および坑道から削孔されたいくつかのボーリング孔を介して採取し、①、②の結果を総合的に判断することすることによって、岩盤内の大局的な地下水流動形態を把握できることを示した。

さらに阪奈トンネルでは、2年間にわたる測定期間を通じ施工が進捗していたため、これによる新たな地下水流動が山体内で発生しており、トンネル周辺の地下水が涵養された年代が従来よりも新しい地下水に徐々に置き換えられつつある現象を確認した。地下空洞の構築に伴う地下水環境の変動を把握する手段として活用することができることを示すものである。

### 3. 3 現場適用性確認試験（2）

#### 3. 3. 1 原位置調査の概要

##### （1）調査位置

調査は、図-3. 8に示すように概ね尾根と平行に掘削された川浦水力発電所（中部電力）の延長約1,500mの調査坑を用いて実施した。山体の形状は比較的単純であり、土被りが坑口からの距離程にほぼ比例して増大し、最大となる坑奥では600m近くにも達する。なお、本トンネルは地質調査を目的として掘削されたため、二次覆工は無く、また、一時覆工も地質不良区間を対象として鋼製支保工や、矢板が設置されている程度である。

本トンネルは均質な花崗岩体中に掘削されている。岩質は堅硬であるが、顕著な破碎帯も数条存在する。湧水は図-3. 8の下図に示す区間で認められ、そのうち数カ所では特に湧水量が豊富である。なお、坑口における総湧水量は季節変動により若干変動するものの、2,000 l/min程度である。トンネル周辺には坑口付近を流れる川、およびこれに流入する沢が存在するが、以降、川をA川、沢をB1沢と称する。

##### （2）採水位置、分析項目

採水は、図-3. 8に示すようにトンネル内の6箇所と地表の河川水としてA川とB1沢の2箇所で行った。採水回数は1995年11月から1996年11月までの間に3回である。

分析項目は、水温、pH、RpH、電気伝導度（25°C換算）、主要溶存イオン（Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SiO<sub>2</sub>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>）と環境同位体（<sup>3</sup>H、<sup>18</sup>O、D）であった。水質分析の数量をまとめ、表-3. 3に示す。

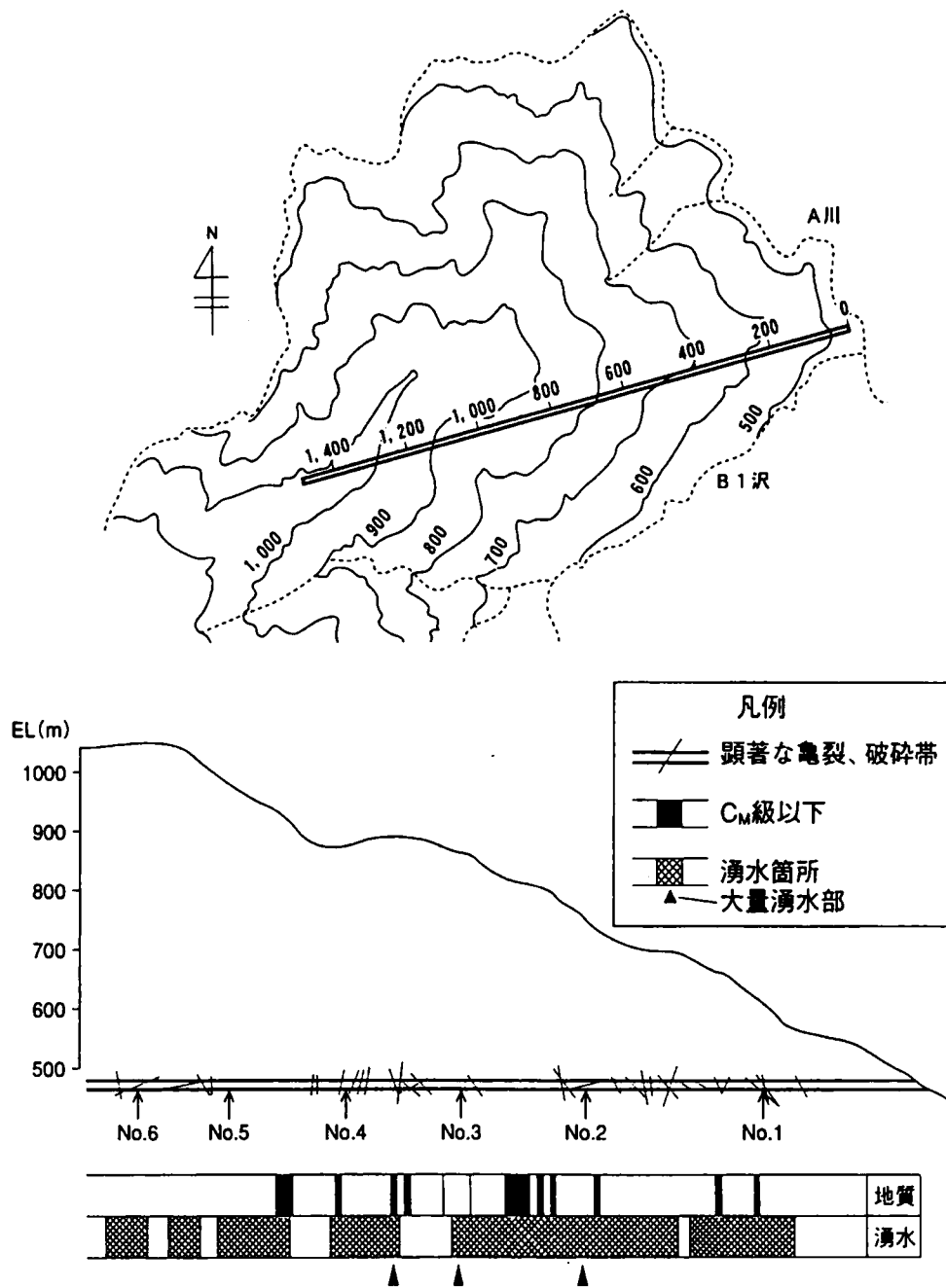


図-3. 8 B地点における調査位置図

### 3. 3. 2 岩盤内地下水流動形態の評価

#### (1) 一般水質の分析による評価

##### a) 水温, pH, RpH, 電気伝導度

トンネル湧水の水温は 11~15℃で、各調査地点では季節変動を示さない安定した値である。pH と RpH は共に 7. 2~8. 1 の弱アルカリ性を示す。トンネル湧水の電気伝導度の分析結果を図-3. 9 に示す。なお、坑口距離 0m は A 川の河川水の分析結果である。

表-3.3 分析数量一覧

調査地点		第1回 95.11.14			第2回 96.7.12			第3回 96.11.2		
		一般水質	$\delta^{18}O$ + $\delta D$	トリチウム	一般水質	$\delta^{18}O$ + $\delta D$	トリチウム	一般水質	$\delta^{18}O$ + $\delta D$	トリチウム
トンネル湧水	No.1 (TD260~280m)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	No.2 (TD570m)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	No.3 (TD805m)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	No.4 (TD1,020m)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	No.5 (TD1,230m)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	No.6 (TD1,390~1,466m)	○	○	○	○	○	○	○	○	○
河川水	A 川	○	○		○	○	○	○	○	
	B 1 沢	○	○		○	○	○	○	○	

注：一般水質：水温，pH，RpH，電気伝導度（25℃換算）， $Na^+$ ， $K^+$ ， $Ca^{2+}$ ， $Mg^{2+}$ ， $SO_4^{2-}$ ， $NO_3^-$ ， $HCO_3^-$ ， $SiO_2$

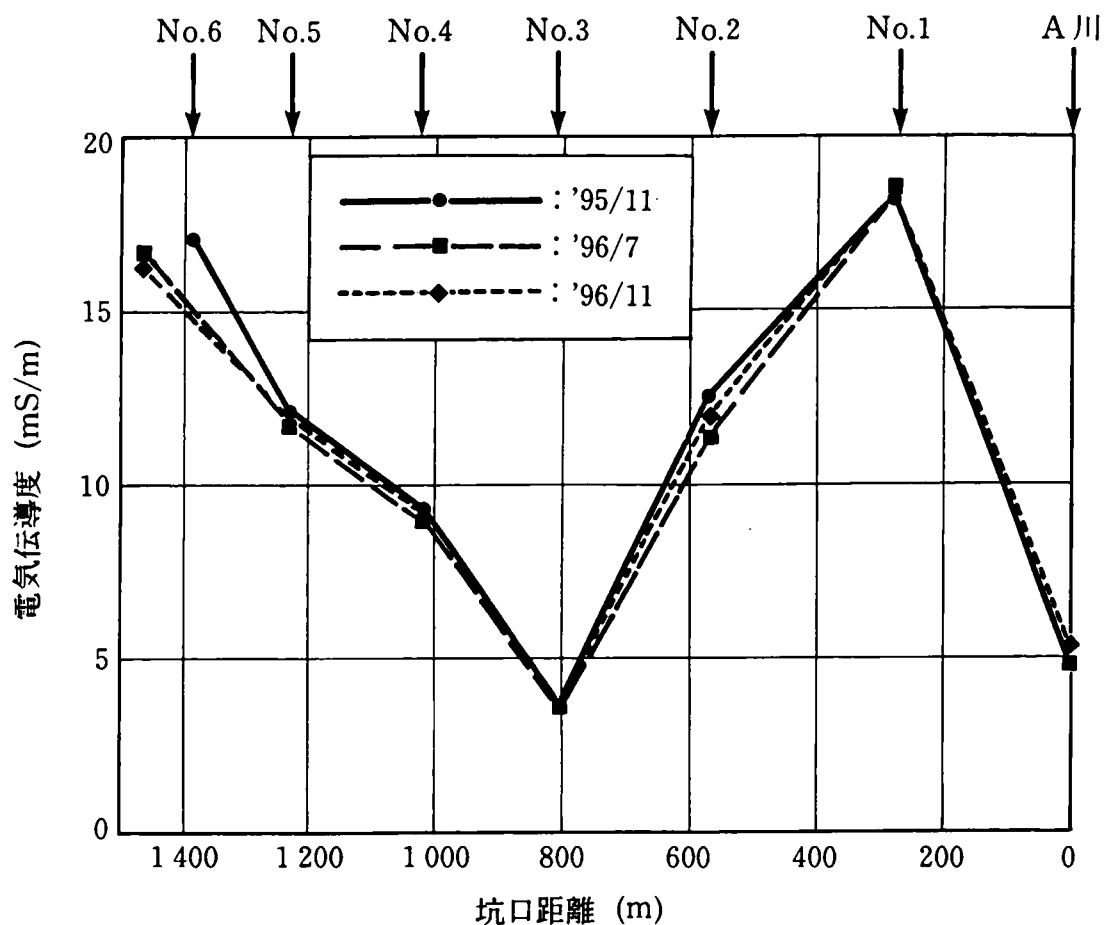


図-3.9 電気伝導度の変化

地下水の電気伝導度は、涵養されてから以降の時間が長いほど、岩石とのイオン交換反応が進むことにより一般に高くなる。図-3. 9によれば、No. 1, 2, 5, 6と比較してNo. 3, No. 4では電気伝導度が10mS/m以下と小さくなっている。このことから、前者は地下水が坑壁に到達するまでに長い時間を要していることを、一方、後者は山体内に地下水が涵養されてからより短時間のうちに坑壁に湧水として浸出したことを示していると考えられる。坑口からの距離が0mのデータは、坑口直近のA川の水の分析結果であるため当然であるが、特に測定点No. 3において、測定時間に関わらず3.5mS/mときわめて小さな値を示している点が注目される。

#### b) 主要溶存イオン

主要溶存イオンの分析結果を図-3. 10のキーダイアグラムに表示する。トンネル湧水の分析結果は採水時期により多少の変動は見られるものの、No. 3地点の値以外に大きな差異は認められない。一方、図-3. 11にトンネル湧水の溶存イオン当量の分布を示すが、No. 3地点の値は小さく、A川およびB1沢の河川水に近くなっている。このことからNo. 3地点の地下水は、他のトンネル内の調査地点に比べ岩石との接触時間が短く、イオン溶出反応が進んでいない比較的新しい水であることがわかる。

さらに主要イオン組成がどのような要因により形成されているかを推定し、それによって各調査地点間の関係を調べることを目的に主成分分析を行った。検討にあたっては、河川水に近いNo. 3を除いて実施した。因子負荷量を表-3. 4に示す。第1主成分Z1では、陽イオンの因子負担量がすべての正の値を示し、中でも $\text{Na}^+$ と $\text{Ca}^{2+}$ が大きな値を示す。陰イオンでは $\text{HCO}_3^-$ が大きな値を示す。これは岩石-水相互作用によるイオン溶出反応を反映しており、イオン溶出反応が卓越した古い水ほど主成分スコアが大きくなることを示している。一方、第2主成分Z2では、 $\text{Mg}^{2+}$ と $\text{K}^+$ が比較的大きな正の値を示し、 $\text{Na}^+$ は値そのものは小さいが負を示す。これは $\text{Na}^+$ が増加し、 $\text{Mg}^{2+}$ と $\text{K}^+$ が減少すると主成分スコアが小さくなることを表しており、陽イオン間のイオン交換反応を反映していると考えられる。すなわち、陽イオン交換反応が卓越した古い水ほど主成分スコアが小さな値をとることを示している。累積寄与率は、第1, 第2主成分で80%程度となることから、当サイトの主要イオン組成はイオン溶出反応とイオン交換反応に大きく支配されていることがわかる。調査地点の第1, 第2主成分スコアの散布図を図-3. 12に示す。この図からA川, B1沢の河川水の部分, トンネル湧水No. 1の部分, トンネル湧水No. 2, 4, 5の部分, トンネル湧水No. 6の部分の4グループに分けることができる。

河川水のグループを基準にとるとNo. 1の部分は右方向に存在するが、これは第1主成分、すなわちイオン溶出反応が卓越していることを示している。No. 2, 4, 5は河川水に対し概ね右下に存在するとみられるが、これはイオン溶出反応とイオン交換反応が共に進行していることを示している。No. 6はさらに右下にあり、両反応がさらに進行していることを示している。

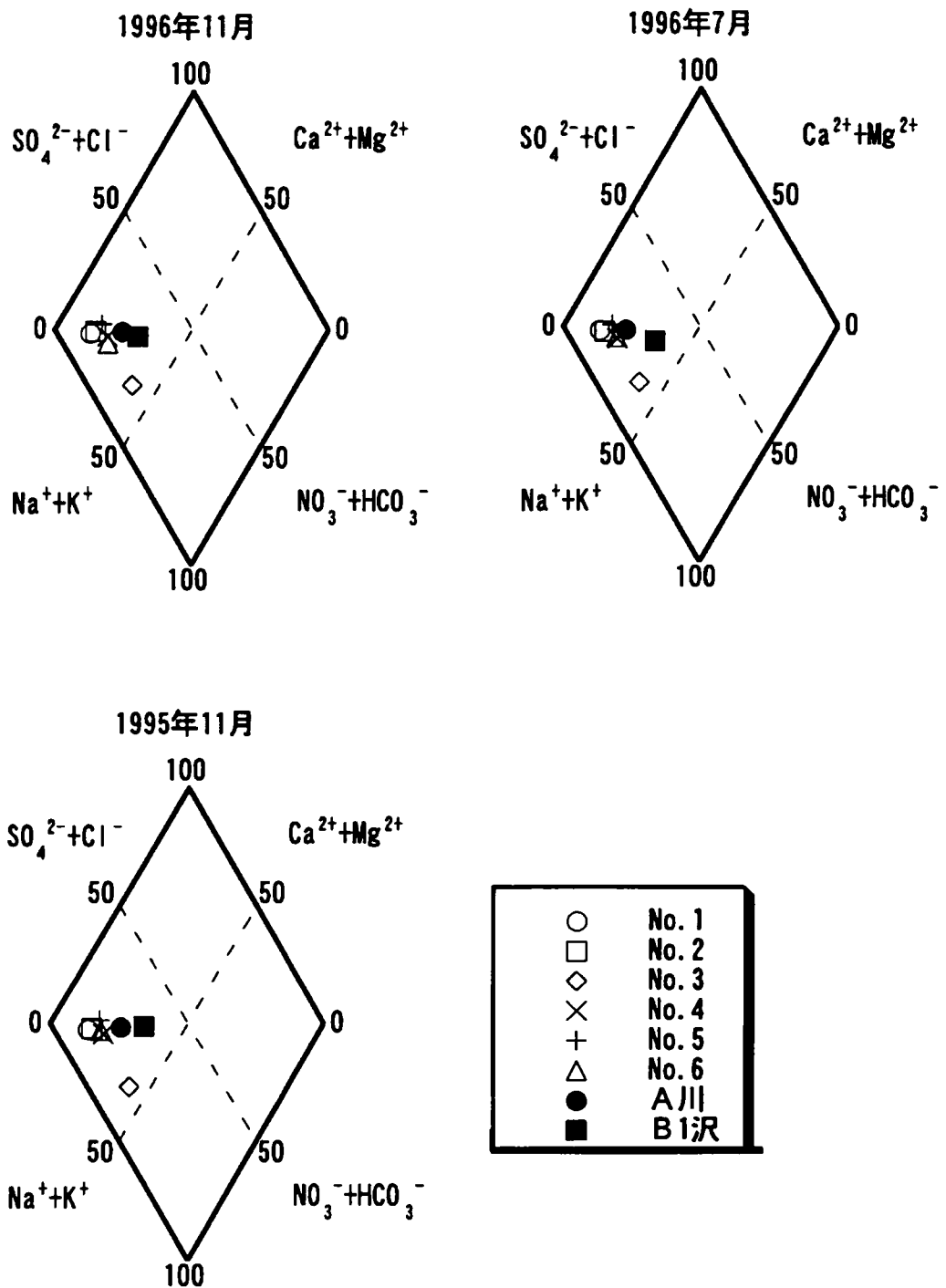


図-3. 10 水質キーダイアグラム

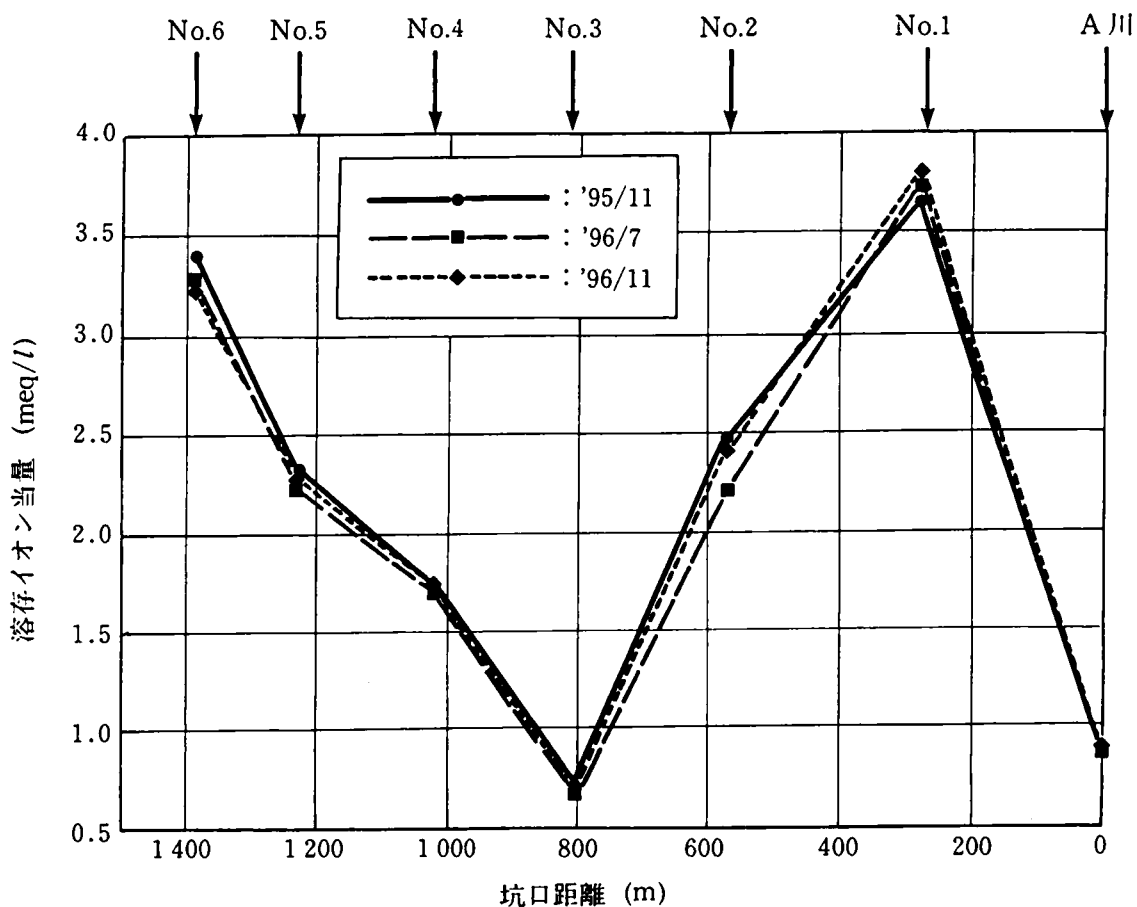


図-3. 11 溶存イオン当量の変化

表-3. 4 因子負荷量

主成分	Na+	K+	Ca2+	Mg2+	Cl-	SO42-	NO3-	HCO3-	pH	EC	寄与率	累積寄与率
Z1	0.819	0.161	0.971	0.103	-0.636	0.928	-0.927	0.843	0.764	0.830	57.6%	57.6%
Z2	-0.352	0.741	0.048	0.793	0.354	-0.087	0.173	0.367	-0.134	0.363	17.5%	75.1%
Z3	-0.372	0.458	-0.144	-0.499	-0.510	-0.280	-0.053	0.162	0.078	0.136	10.1%	85.2%
Z4	0.173	0.294	0.138	0.180	-0.311	0.056	-0.178	-0.258	-0.363	-0.314	6.0%	91.2%
Z5	0.049	0.337	0.061	-0.102	0.233	0.081	0.017	-0.241	0.447	-0.233	5.0%	96.2%
Z6	0.035	0.113	0.059	-0.262	0.221	0.161	-0.013	0.031	-0.245	0.075	2.3%	98.5%
Z7	0.125	0.041	-0.018	-0.011	-0.092	0.069	0.271	0.014	0.003	0.029	1.1%	99.5%
Z8	0.130	0.031	-0.062	-0.008	0.033	-0.105	-0.034	0.035	-0.003	0.011	0.4%	99.9%
Z9	0.002	0.006	-0.056	0.009	-0.006	0.033	-0.017	-0.031	0.002	0.032	0.1%	100.0%

(2) 安定同位体  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の分析による評価

水の安定同位体の分析結果を  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  ダイアグラムとして図-3. 13 に整理する。先述した  $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+d$  の関係中における  $d$  値は、当サイト周辺地域において概ね 9~22 の範囲で変化することが報告されている<sup>10)</sup>。当サイトでは、いずれの地点で採水されたトンネル湧水もこの範囲内に入っており、地下水の起源は天水であると判断される。

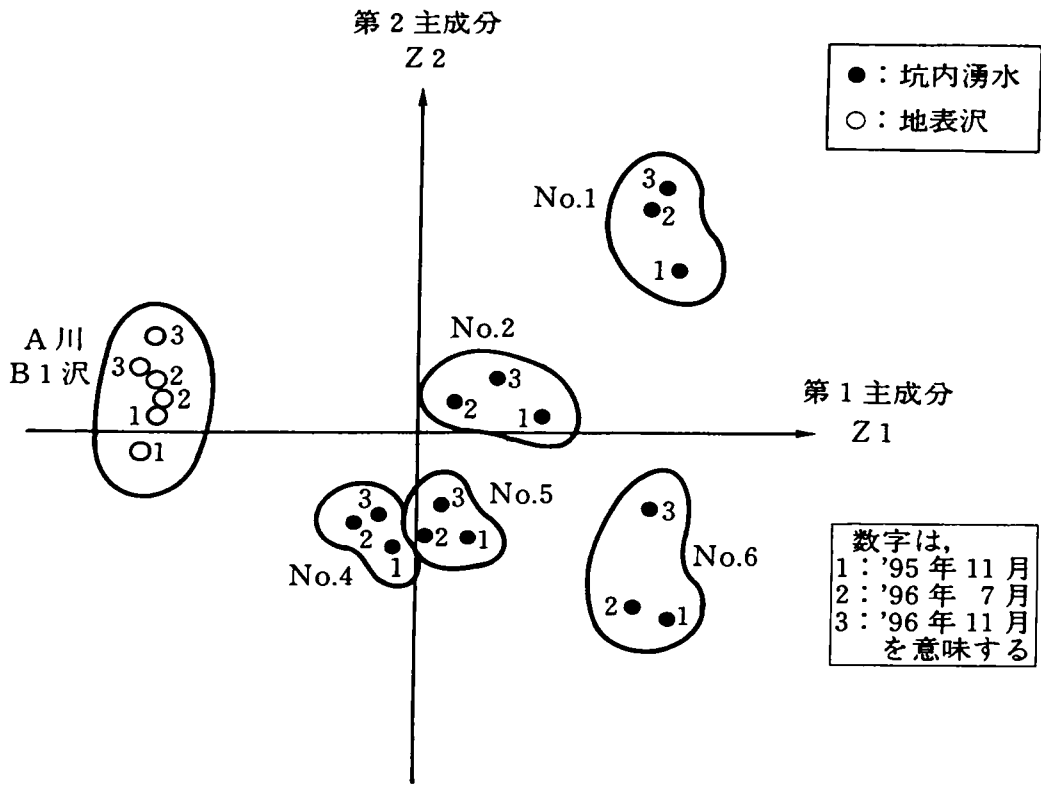


図-3.12 主成分スコアの散布図

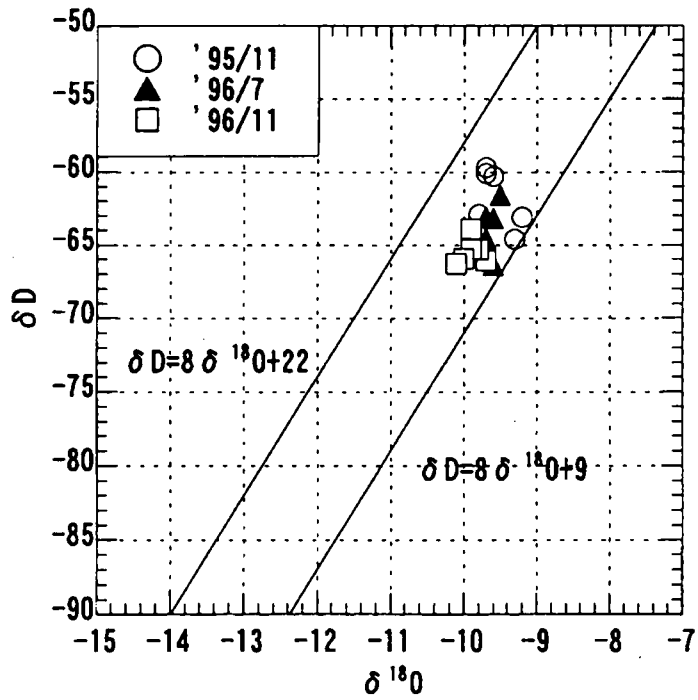


図-3.13  $\delta D - \delta^{18}O$  ダイアグラム



図-3. 14 に、トンネル湧水の酸素同位体比  $\delta^{18}\text{O}$  の分布をまとめた。一般に、降水中の水素、酸素の安定同位体比は、季節によって変わると思われる気団の種類や、降雨時の気温、さらには涵養高度等に依存して変化することが知られている。同一地域で調査する場合には、気団の種類と降水時の温度を支配する、主として季節による変動が主体となるが、地下水として涵養された後の岩盤中における滞留時間が長い場合には、混合により差が薄められ季節による変動が表われにくくなる。一方、滞留することなく涵養後直ちに湧水として採取された地下水は、岩盤内で混合する機会が少なく、降雨涵養時点の酸素・水素同位体比をそのまま保存している可能性が高い。同図によれば、測定点 No. 1, 6 では採水時期によらず同位体比がほぼ一定値を示しているのに対し、測定点 No. 2, 5 では採水時期による変動が認められる。さらに、測定点 No. 3, 4 では変動がますます大きくなり、前述したことから、他の測定点と比較して涵養後の経過時間が短い、より新しい水として湧出したものと考えられる。

### (3) トリチウムの滞留時間の分析による評価

トリチウムの濃度分布を図-3. 15 に示す。トンネル湧水のトリチウム濃度は、トンネル奥 (No. 6) で小さな値になることもあるがおおむね 3~6TU 程度範囲で測定ごとに変動している。地表でのトリチウム濃度は 1996 年 7 月 12 日に A 川と B1 沢において測定したが、図中に示していない B1 沢における測定結果は 7.3TU であり、A 川における測定結果の 6.5TU と同程度の値を示した。

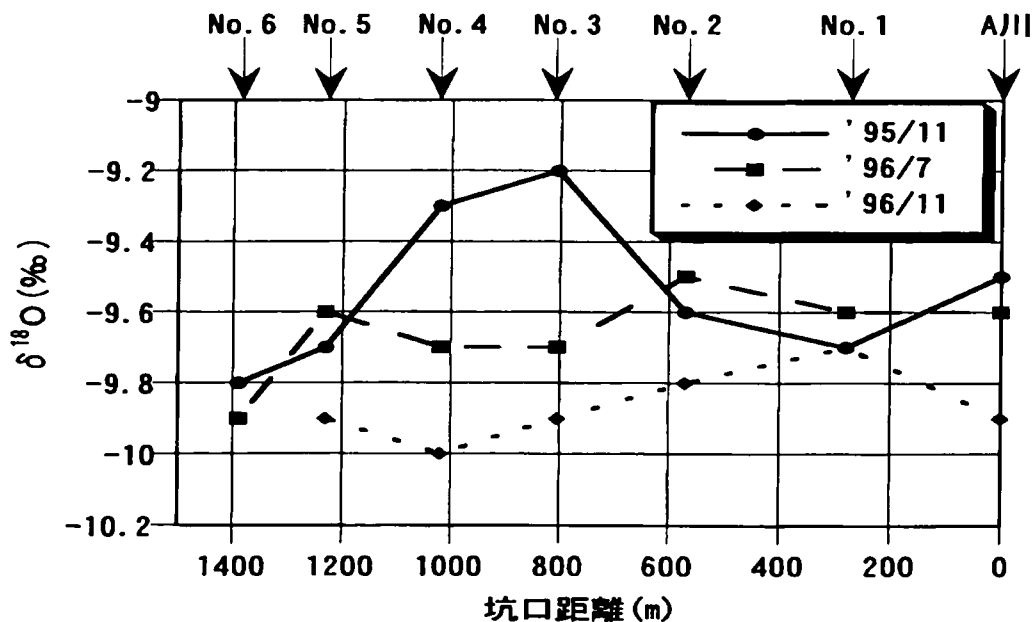


図-3. 14 採水位置、時期による  $\delta^{18}\text{O}$  の変化

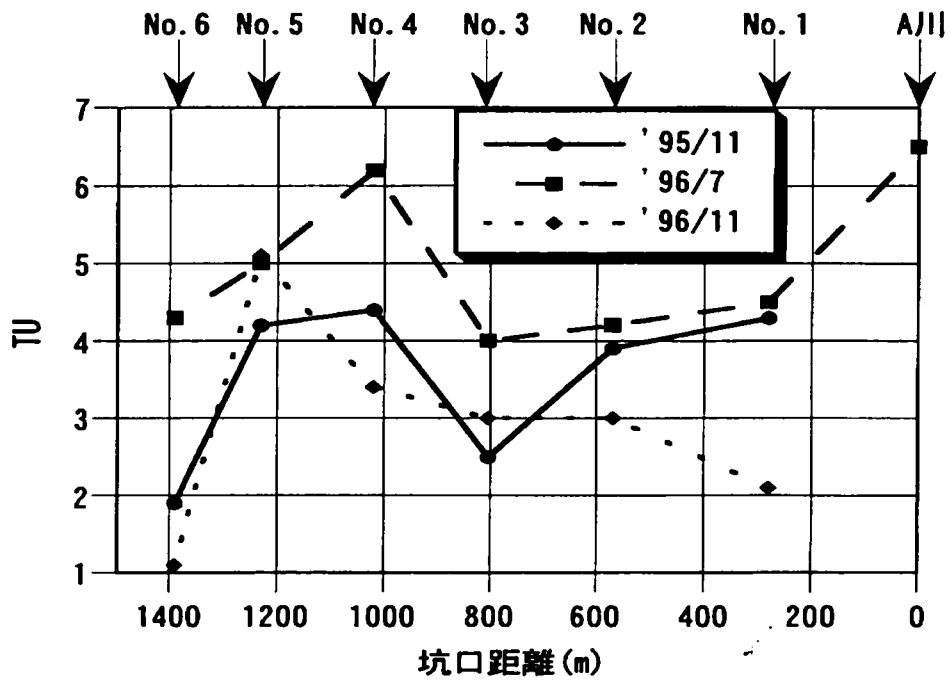


図-3. 15 採水位置, 時期によるトリチウムの濃度分布

図-3. 16 に降水中のトリチウム濃度の経時変化<sup>11)</sup>を示した。同図中には、1996年時点で2, 3, 4, 5TUの濃度の地下水に対しピストン流れモデルを仮定し、壊変現象を考慮して逆算した涵養時点での濃度をノモグラムとして併記した。この図からトンネル湧水は1970年代前半に涵養された可能性が高く、15年~20年程度滞留しているものと考えられる。

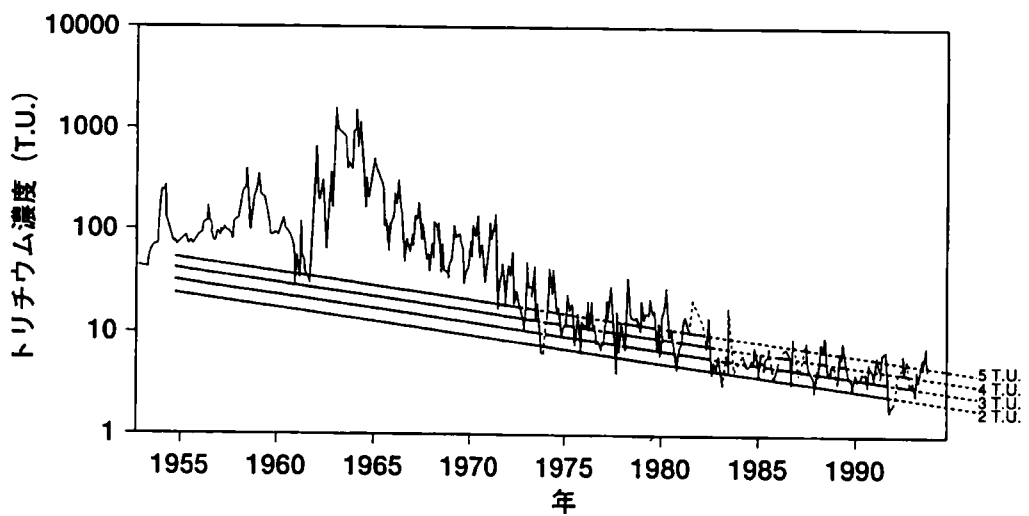


図-3. 16 トリチウム濃度の推定

また、涵養された降雨が急速に地下水と混合する完全混合モデル<sup>12)</sup>を仮定し、B1 沢の測定値 (7.3TU) を地下に涵養されたトリチウムの濃度、トンネル湧水を流出した濃度として滞留時間を求めると、3~8 年程度となった。

ここで実施した調査では、岩盤内の地下水流動がどちらのモデルの流れに近いかが決定することはできない。ただし、どちらの流れであっても、水爆実験の頻度がピークを過ぎ、降水中のトリチウム濃度が経時的に減少する時期に涵養されたものであると言える。これと No. 3 の濃度が全般的に前後の測定点に比べて小さくなっていることを併せると、No. 3 の地下水は滞留時間の短い地下水であると考えられる。また、No. 4 から坑奥に向かい濃度が減少しており、No. 6 の測定値は水爆実験開始以前のものとも考えられる。

#### (4) 地下水流動形態の分析

これまでの調査結果に基づくトンネル断面方向の地下水流動の形態を図-3. 17 のように想定した。

山体で涵養された地下水は坑口距離 800m (No. 3) 付近に比較的短い滞留時間で流出する。水質的には河川水に類似するものであるがトリチウム濃度から見ると涵養後少なくとも数年以上を経過したものである。周辺の No. 2, 4, 5 については、比較的滞留時間の短い地下水と混合している可能性があるものの水質イオン溶出反応およびイオン交換反応が進行しており、滞留時間の長い地下水の割合が多く含まれているものと考えられる。さらにトンネルの奥の No. 6 におけるデータからは、これらの両反応がさらに進行していることが推定され、より古い地下水が流出しているものと考えられる。坑口に近い No. 1 では、水質的にイオン溶出のみが卓越する結果となった。これは涵養された地下水が地表面に近い部分を経路とするために CO<sub>2</sub> の補給が容易で酸化環境にあるためと考えられる。

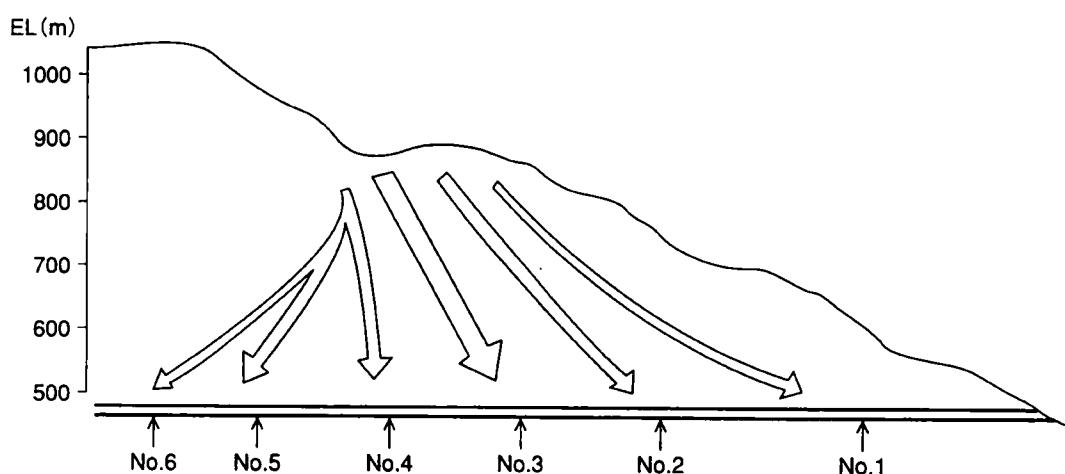


図-3. 17 トンネル断面方向の地下水流動形態

### 3. 4 まとめ

地球化学的地下水調査法により、岩盤内の大局的な地下水流動の状況を調査できることを原位置試験に基づき確認した。調査対象としたのはいずれも花崗岩を主体とする岩盤であり、単純な地形条件のサイトであったり、無覆工のトンネルでありトンネル中の任意の地点からの採水が可能であるといった特徴を有している。原位置試験の結果を要約すると以下のとおりである。

- ① 対象岩盤内の複数位置で採水した地下水に含まれる主要イオンに対し、多成分分析（主成分分析）を実施することにより、採水した試料間の、各々が涵養されてからの時間的な前後関係を明らかにできることを確認した。
- ② 酸素、水素の安定同位体の高度効果に着目して、地下水の涵養域が把握できることを確認した。
- ③ 坑道壁面、および坑道から削孔されたいくつかのボーリング孔を介して採水した地下水に対して①、②の分析を行い、両者の結果を総合的に評価すれば、岩盤内の大局的な地下水流動を十分に把握できることを示した。

#### 【参考文献】

- 1) 日比谷啓介・升元一彦：岩盤内地下水に対する地化学的評価法の適用について，第26回岩盤力学シンポジウム講演論文集，pp.151～155，1995.
- 2) 升元一彦・日比谷啓介：岩盤内地下水流動に対する地化学的評価法の適用，鹿島技術研究所年報，第43号，pp.179～183，1995.
- 3) 升元一彦・日比谷啓介：地球化学的手法による岩盤内の広域地下水流動挙動評価—トンネルサイトへの適用例—，応用地質，第36巻第6号，pp.70～79，1996.
- 5) 例えば本島勲・大隅多加志：水質および環境同位体を利用した地下水調査法，電力土木，No. 218，pp.131～142，1989.
- 6) 風早康平：地下水の涵養源と流動：同位体水文学的手法，地質ニュース，513号，pp.20～25，1997.
- 7) 三木一美，吉沢甫：トンネル湧水の発生形態と水質変動について，土木学会論文報告集，No. 282，pp.31～43，1979.
- 8) Craig: Isotopic Variation in Meteoric Waters, Science, 133, pp.1702～1703, 1961.
- 9) Dangaad, W.F.: Stable Isotopes in precipitation, Tellus, 16, pp.436～468, 1964.
- 10) 早稲田周，中井信之：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成，地球化学，17，pp.83～91，1983.
- 11) Shimada, J., J. Matsunami, S. Dapaah-Siakwan., M. Yshihara, K. Miyaoka, A. Higuchi: Recent Trend of Tritium Concentration in Precipitation at Tsukuba, Japan, Ann. Report, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No. 20, pp.11～14, 1994.
- 12) 山本荘毅：新版地下水調査法，古今書院，pp.284～286，1983.

## 第4章 構造物規模の水理地質構造調査技術

地質構造の把握を目的とするジオトモグラフィー探査技術のうち、岩盤内の水理地質構造の把握を目的とした代表的な方法としては、岩石と水の比抵抗のコントラストに着目した比抵抗トモグラフィー探査技術、また岩石と水の誘電率のコントラストに着目した電磁波トモグラフィー技術が挙げられる。また、地下水が透過しやすい部位が岩盤が劣化した部位と一致する場合には、地下水の透過経路を弾性波速度が低いゾーンとして検知することも可能であり、弾性波トモグラフィー探査技術が適用できる<sup>1)</sup>。

本章では、まず単一の探査法では地下水の透過経路となるゾーンを明瞭に識別できない場合に、複数のトモグラフィー探査結果を総合評価する手法について検討した<sup>2),3)</sup>。次に、比抵抗における岩石とのコントラストをさらに強くするために、地下水中に塩水を注入しながら比抵抗トモグラフィー探査を実施した<sup>4)</sup>。また、注入した塩水は自然の地下水とも比抵抗においてコントラストを有するため、トモグラフィー探査を継続して実施することにより、塩水塊のフロントの移動を観察することが可能となった。地下水の静的な胚胎状況を観察するのみならず、地下水の流動に乗った物質の移動を測定することにより、岩盤内の複雑な地下水透過経路の構造を評価する手法となる。さらに、分解能が高く、高精度な水みち評価手段としての可能性を有する電磁波レーダーによるトモグラフィー測定を実施した<sup>5)</sup>。岩石の誘電率や導電率が岩石・岩盤の間隙率と相関が強いことから、この関係を利用して、岩盤の間隙構造を調査できる可能性がある。また、電磁波レーダーの可探距離が小さい欠点を補うことを目的として開発した連続波型の電磁波レーダーによるトモグラフィー測定も実施した<sup>6)</sup>。

### 4. 1 比抵抗・弾性波トモグラフィーの併用による水理地質構造調査

#### 4. 1. 1 原位置調査の概要

##### (1) 試験位置の地質

試験を実施した第二奥美濃水力発電所（中部電力株）における試験位置は図-4. 1 に示すとおり、2本のトンネル（以下AトンネルとBトンネルとする）に囲まれた領域である。岩盤は全体的に堅硬で、図-4. 2 に示すように、試験領域の中央部に走向がほぼ南北で傾斜が鉛直に近い岩相境界があり、その東側に流紋岩質溶結凝灰岩（以下、溶結凝灰岩と略す）、西側に流紋岩質溶岩（以下、溶岩と略す）が分布していることがトンネル掘削時の地質観察結果から判明している。試験時のA、Bトンネルの湧水状況は、同図中に併記したように溶岩部ではほとんど湧水がないのに対し、岩相境界を境に溶結凝灰岩部で湧水量が多いことが特徴である。

##### (2) 原位置試験方法

比抵抗トモグラフィー測定は、電流、電位電極のそれぞれについて遠電極をとる2極法

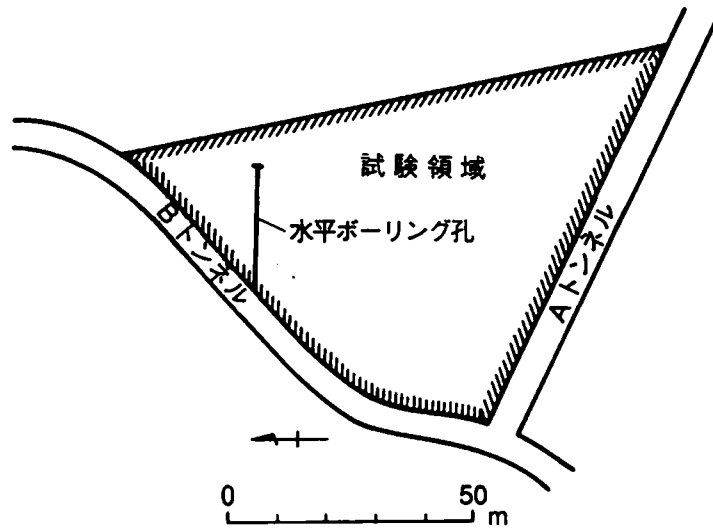


図-4. 1 試験位置の平面図

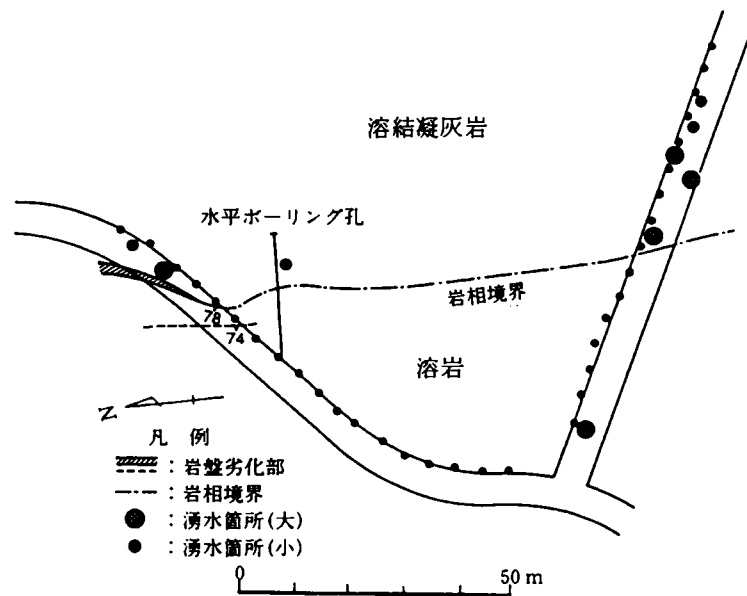


図-4. 2 地質平面図

電極配置で行った。測定電極は、図-4. 3に示すようにA, Bトンネルの坑壁沿いに約5 m 間隔で34点配置した。電極には直径10mm,長さ70cmの鉄筋棒を用い、これを電極位置に穿孔した孔に60cm挿入し、各電極位置における接地抵抗のバラツキをできる限り小さくするために、アルミ粉入りセメントミルクで固定した。また、比抵抗トモグラフィー測定とともに同一領域において弾性波トモグラフィー測定を実施した。発信点は図-4. 3に示す21点で、受信点は比抵抗トモグラフィー電極位置と同じ34点とした。また、弾性波

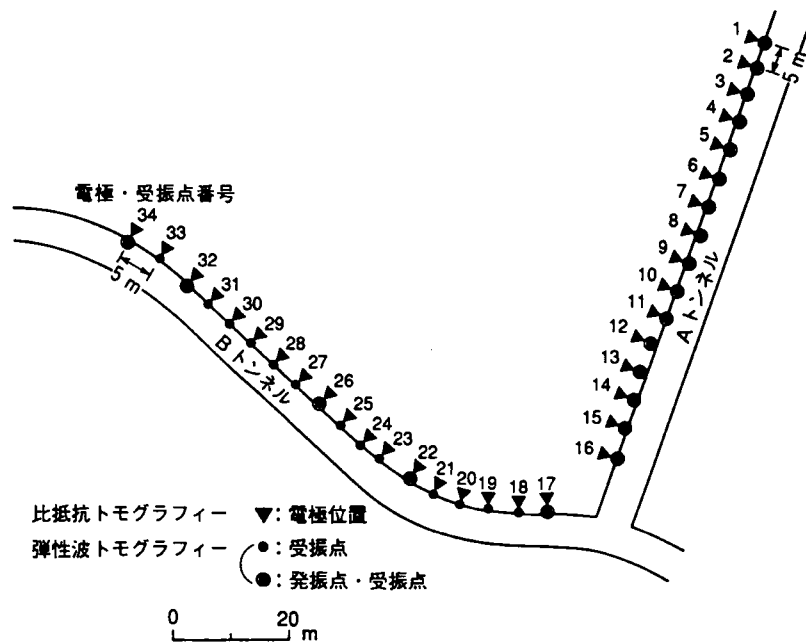


図-4. 3 電極・受振点配置図

トモグラフィー測定データの一部を用いて、A、Bトンネル沿いの屈折法解析も行った。

試験領域内の地質状況を確認するため、図-4. 1に示すようにAトンネルとBトンネルの交点からBトンネル沿いに59mの地点で、ほぼ東向きに孔長24mの水平ボーリング孔を削孔した。削孔時の状況は図-4. 4に示すとおりであり、スライムの色から深度約15mで岩相が変化したことが確認でき、また深度18mで湧水が観測された。この結果は、図-4. 2に示したA、B両トンネルの壁面観察に基づく地質状況、および溶岩部より溶結凝灰岩部の方が湧水が多い状況とよく対応していた。

#### 4. 1. 2 試験結果

##### (1) 比抵抗トモグラフィー解析結果

比抵抗トモグラフィー解析結果を図-4. 5に示す。この図から、比抵抗値の比較的高い $360\sim 400\Omega\cdot m$ 程度の領域がAトンネルの電極No. 10からNo. 13の範囲とBトンネルの電極No. 25からNo. 33の範囲を覆うようにほぼ南北に分布し、最も低い $280\Omega\cdot m$ 以下の部分がAトンネル沿いの電極No. 1～No. 3にかけて分布することがわかる。この結果を4. 1. 1(1)で述べた地質、湧水状況と対比させると、高比抵抗部は溶結凝灰岩と溶岩部の岩相境界付近に対応している。しかし、溶結凝灰岩と溶岩部の岩種の違いによる比抵抗値の顕著な差はみられなかった。

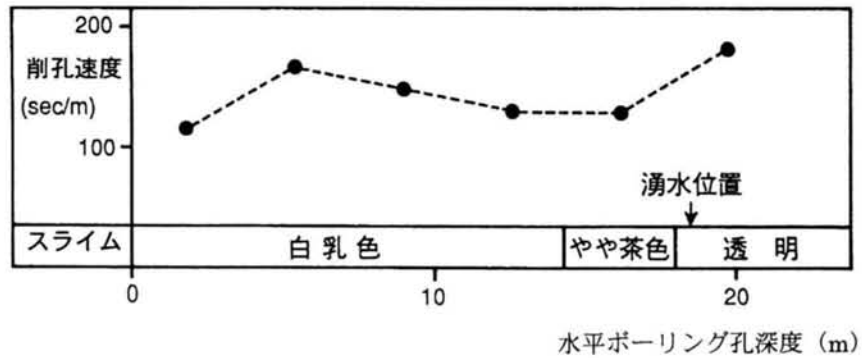


図-4. 4 水平ボーリング削孔時の状況

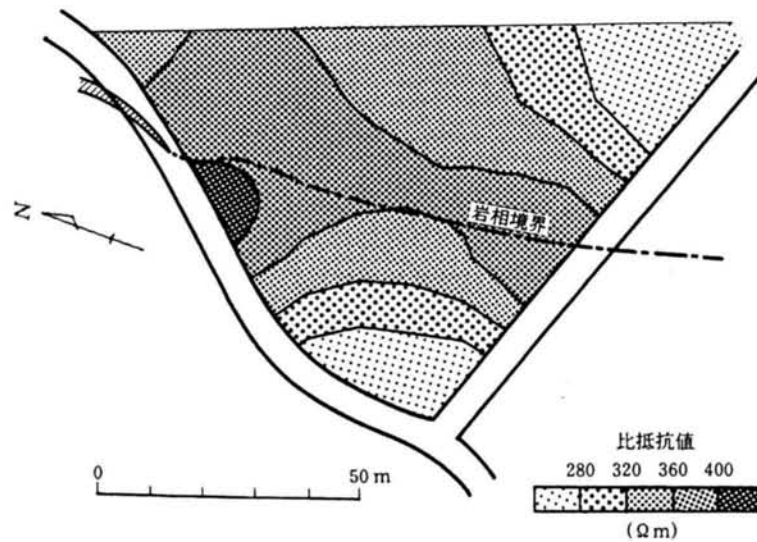


図-4. 5 比抵抗トモグラフィー解析結果

図-4. 6 は、水平ボーリング孔の深度 24m を電流電極としたときの A トンネルに沿った各電極との間の抵抗値の測定結果である。同図中に示したように、水平ボーリング孔内深度 24m の電流電極と A トンネル沿いの電位電極との距離は電極 No. 1 で最も長く、最短になる電極 No. 13 まで次第に短くなるため、電極の一方を遠電極にする 2 極法の場合、測定対象域の比抵抗成分が一様ならば各電極の抵抗値は電極 No. 1 から No. 13 に向かい次第に増加していくことが予想される。しかし、図-4. 6 では岩層境界付近の電極 No. 8 ~13 で抵抗値が急激に高くなっており、このような分布状況は比抵抗トモグラフィー解析結果と対応していることから、図-4. 5 に示した比抵抗トモグラフィー解析結果の信頼性は高いものであると判断した。



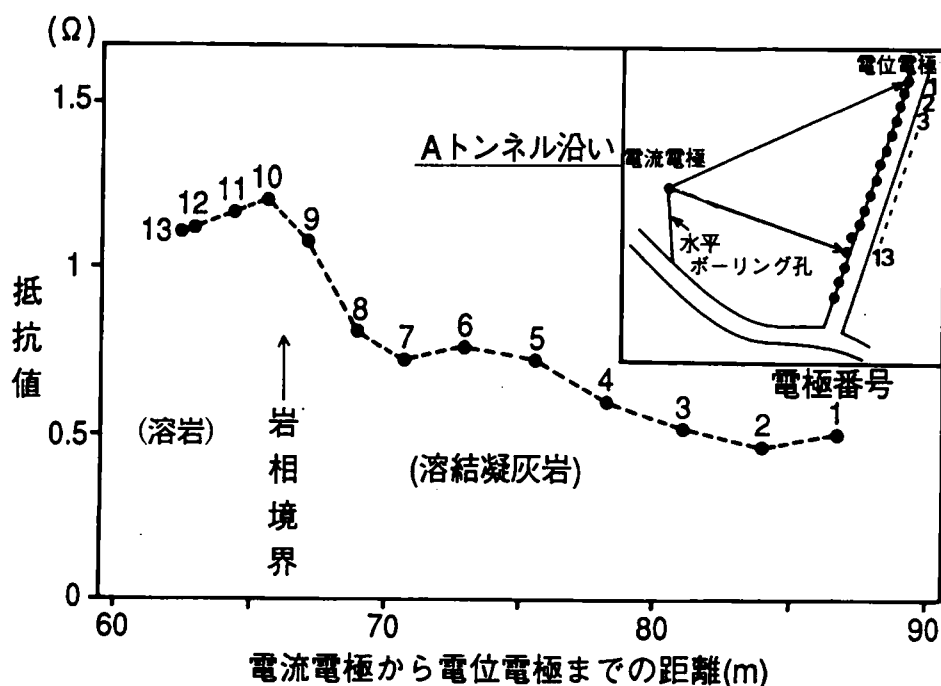


図-4. 6 Aトンネル沿いの抵抗値測定結果

以上のように、比抵抗トモグラフィー解析結果から、岩相境界部では高い比抵抗値を示しているが、溶岩部及び溶結凝灰岩部では境界部より低い比抵抗値となっており岩種による明瞭なコントラストがないことがわかった。

(2) 弾性波トモグラフィー解析結果との対比

弾性波トモグラフィーは、比抵抗トモグラフィーよりも原位置における測定実績が豊富であり、特に断層や破碎帯の分布状況の把握に有効と考えられている<sup>7),8)</sup>。この実験では、岩相境界の確認を主目的として原位置での測定を実施した。

弾性波トモグラフィー解析結果を図-4. 7に示す。この結果と周辺地質状況とを対比すると、溶結凝灰岩部で弾性波速度 5400m/sec 以上の部分が多く存在するのに対し、溶岩部では大部分が 5000m/sec 以下となっていることがわかる。また、速度値の大きい溶結凝灰岩内でも岩相境界に沿った部分で特に弾性波速度が大きくなっており、図-4. 4に示した水平ボーリング孔の単位長さ当たり穿孔時間が岩相境界から東側の溶結凝灰岩部で大きくなる結果と一致している。図-4. 8には、弾性波トモグラフィー測定データのうち、測定点ごとの弾性波速度の平均値を算出した結果と、弾性波屈折法から得られた基盤速度を対比して示す。図-4. 8の受振点ごとの平均速度値は、図中に示したように、例えば測定点1については測定点17~34との間で求めた各々の弾性波速度値を平均することにより算出したものである。これら2種類の弾性波速度の分布状況はほぼ整合しており、さらに溶結凝灰岩部の方が溶岩部より速度値が大きくなっていることから、弾性波トモグラフィー解

析結果の妥当性が確認できる。以上のように、弾性波トモグラフィー解析結果からは、溶結凝灰岩部の方が溶岩部より高い弾性波速度値を示しており、特に岩相境界部付近ではこの傾向が著しいことがわかった。

比抵抗トモグラフィーにより求められた比抵抗値と、それに対応する弾性波速度値との関係を図-4.9に示す。両者には溶岩、溶結凝灰岩のそれぞれにほぼ正の相関、すなわち弾性波速度が大きいほど比抵抗値も大きくなるという傾向が見られる。また、同程度の弾性波速度についてみると溶結凝灰岩の方が溶岩より比抵抗値がやや低く分布していること

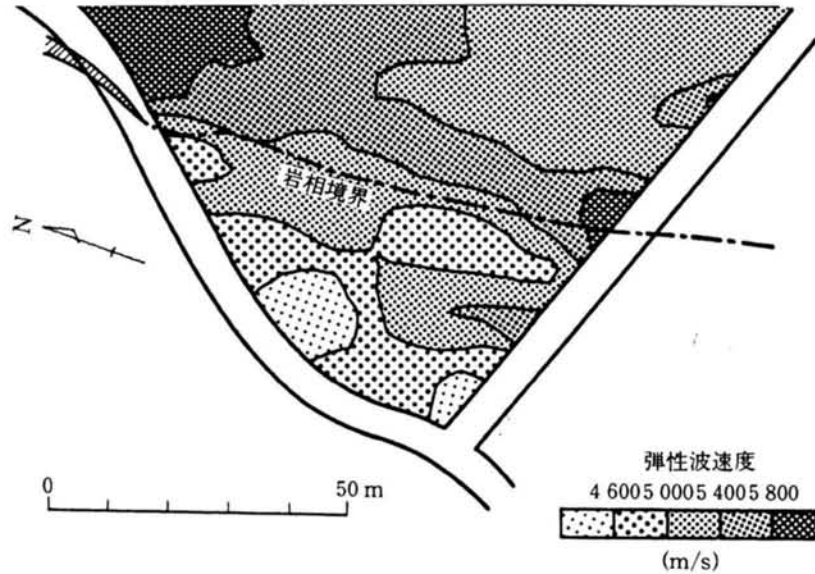


図-4.7 弾性波トモグラフィー解析結果

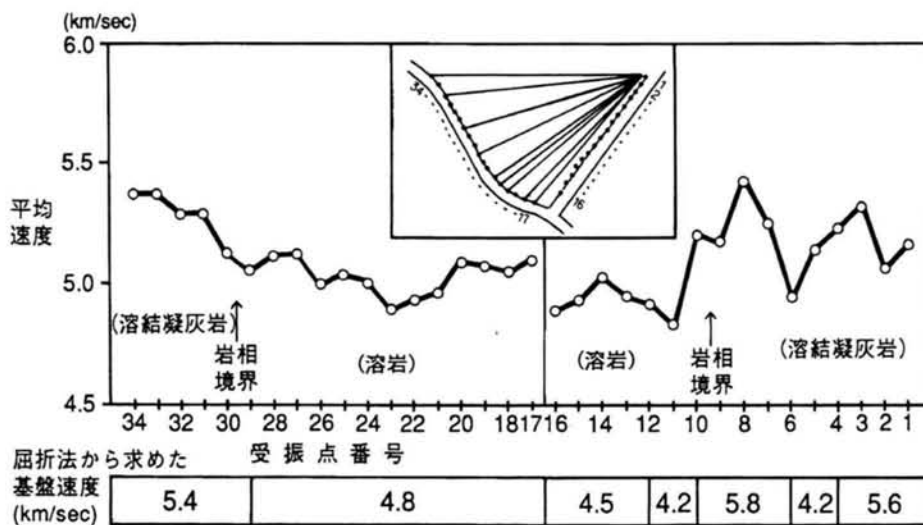


図-4.8 測定点毎の平均弾性波速度値

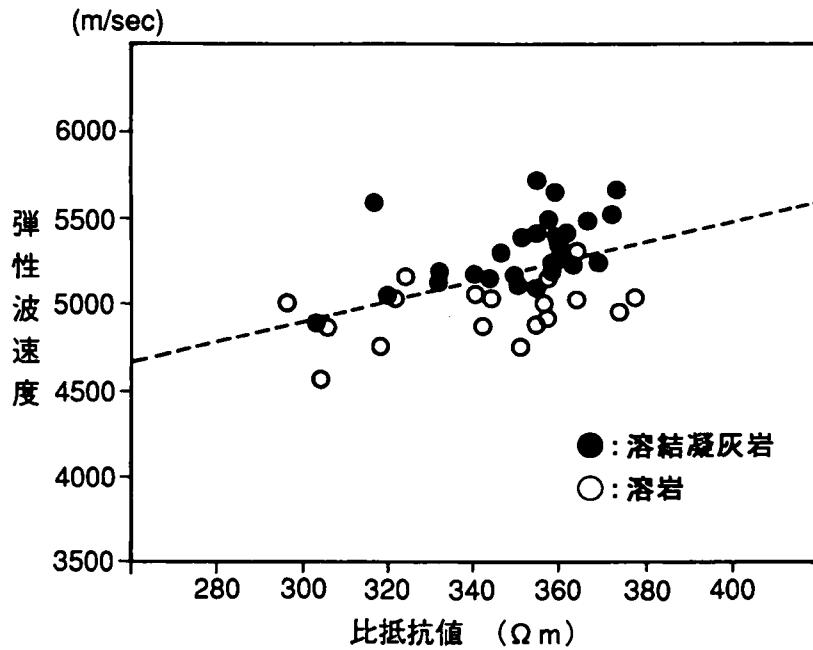


図-4. 9 比抵抗値と弾性波速度値との対比

が特徴である。したがって、同程度の硬度の場合には、溶結凝灰岩のほうが溶岩よりも多く地下水を胚胎するものと判断される。

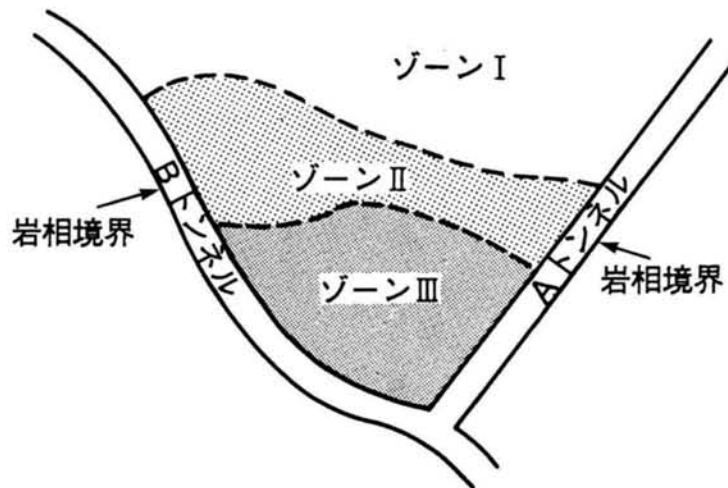
(3) 複数のトモグラフィー結果に基づく水理地質構造情報

以上の二種類のトモグラフィー結果に基づいて試験位置岩盤の水理地質構造に関わる情報を整理する。

図-4. 5, 及び図-4. 7に示したトモグラフィー測定による比抵抗分布と弾性波速度分布から、試験領域は図-4. 10に示す3つのゾーンに大きく分けることができる。Iは弾性波速度が大きく、比抵抗値が小さいゾーン、IIは弾性波速度が大きく、比抵抗値も大きいゾーン、また、IIIは弾性波速度が小さく、比抵抗値も小さいゾーンである。ゾーンI～IIIの地質は各々溶結凝灰岩内、岩相境界付近、溶岩に対応していると考えられる。比抵抗分布は岩盤の水理的特性を、弾性波速度は岩盤の力学的特性を主に反映していると考えれば、岩相境界付近(ゾーンII)は、比較的硬質で地下水賦存量が相対的に少ない領域であると考えられる。次に、ゾーンIとゾーンIIIについては、図-4. 9に示されるように溶結凝灰岩(ゾーンI)の方が溶岩(ゾーンIII)よりも同じ弾性波速度値に対し比抵抗値が低くなっている。この現象はゾーンIの溶結凝灰岩内に地下水がより豊富に存在しているため比抵抗値が低くなっているものと解釈でき、A, Bトンネルの壁面観察結果や水平ボーリング孔削孔時に溶結凝灰岩部で湧水量が多かった事実と整合している。つまり、ゾーンIの溶結凝灰岩はゾーンIIIの溶岩に比較して硬質であるが、地下水をより多く含んでいるため低い比抵抗値を示したものと判断される。このように、比抵抗トモグラフィーと弾性波トモグラフィーの結果を重ね合わせて検討することにより、岩盤の構造をより詳細に把握できる。



地質情報のみによる構造評価



	岩盤構造としての特徴
ゾーンⅠ	比較的硬質で帯水している
ゾーンⅡ	比較的硬質で帯水していない
ゾーンⅢ	比較的軟質で帯水していない

原位置試験結果に基づく構造評価

図-4. 10 試験領域のトモグラフィー結果に基づく区分

トモグラフィー解析結果から推定された試験範囲の水理地質構造、特に湧水の原因に関わる地質的な解釈は次のとおりである。

岩盤内空間への湧水の主な原因のひとつとして断層、破碎帯等の卓越透水層の存在が考えられるが、トモグラフィー解析結果に基づけばこのような部位は一般に周辺より弾性波速度が小さく、また比抵抗値が小さいゾーンとして検出されることが多い。これに対し、当サイトで湧水が認められたゾーンⅠは、比抵抗値は小さいが弾性波速度は大きく、湧水の原因として断層、破碎帯等の水みちの存在は考えにくい。一方、この試験領域内では、岩相境界部に含水量が小さく透水性の低いと思われる部分（ゾーンⅡ）が存在する。流紋岩質溶結凝灰岩（ゾーンⅠ）からの湧水の主因は、次項での評価も含めて判断すると、このゾーンⅡの両側で地下水位差が存在しており、そのためにゾーンⅠにおいて顕著な湧水があったものと考えられる。

#### 4. 1. 3 水理地質構造に関わる他の情報との比較

ここでは、前節で行ったゾーニングに対し、地下水状況に関わる他のデータや地下水の化学分析結果を加えて再検討し、水理地質構造評価法としてのジオトモグラフィー探査技術の性能を評価する。

##### (1) 周辺の地下水環境

原位置試験を行った領域の周辺において、A、B 両トンネルの掘削前に 3 本の調査ボーリングを削孔したが、その削孔中に観察された地下水挙動について述べる。

図-4. 11 に各ボーリングの位置と方向を示す。ボーリング孔はいずれも A トンネルの掘削前に溶岩部から溶結凝灰岩部に向け、ほぼ A トンネル軸を含む鉛直面内に削孔された。Br. 1, 2 の方向は EL+410m の A, B トンネルの交差部から斜め上向き、また Br. 3 は EL+460m レベルにおいて他のトンネル（C トンネル）から削孔した水平孔である。

溶岩中では、A、B トンネル掘削前に他のトンネル（C トンネル）が近接して施工されており、このとき多量の湧水があったことから今回の原位置試験時には地下水位はある程度低下していたものと思われる。図-4. 11 に示した 3 本のボーリング削孔時には、ほぼ鉛直に存在する岩相境界付近の溶結凝灰岩部に到達した図-4. 11 の○印の位置で多量の湧水に逢着した。また、A トンネルの掘削時には、切羽が溶結凝灰岩部に到達以降湧水量が増加したのに伴い、図-4. 11 に示した各ボーリング孔の湧水量が徐々に減少したことも記録されている。これらの観察結果から、各ボーリング孔と A トンネルの湧水は関連があり、溶結凝灰岩内に存在していた地下水が A トンネル掘削時にみられた湧水となっている可能性が極めて強く、当初、溶結凝灰岩部と溶岩部で地下水位にかなりの差があったことが推定される。原位置試験を実施した時点では、A トンネル掘削に伴い溶結凝灰岩部での水位もある程度下がっていたと判断されるが、いまだ地下水位に差があるために溶結凝灰岩部における顕著な湧水が継続したものと考えられる。これらの観察結果は、トモグラフィー解析結果から推定した水理地質構造のうち、溶岩部よりも溶結凝灰岩部に多くの地下水が賦存しているという状況を裏付けていると判断される。

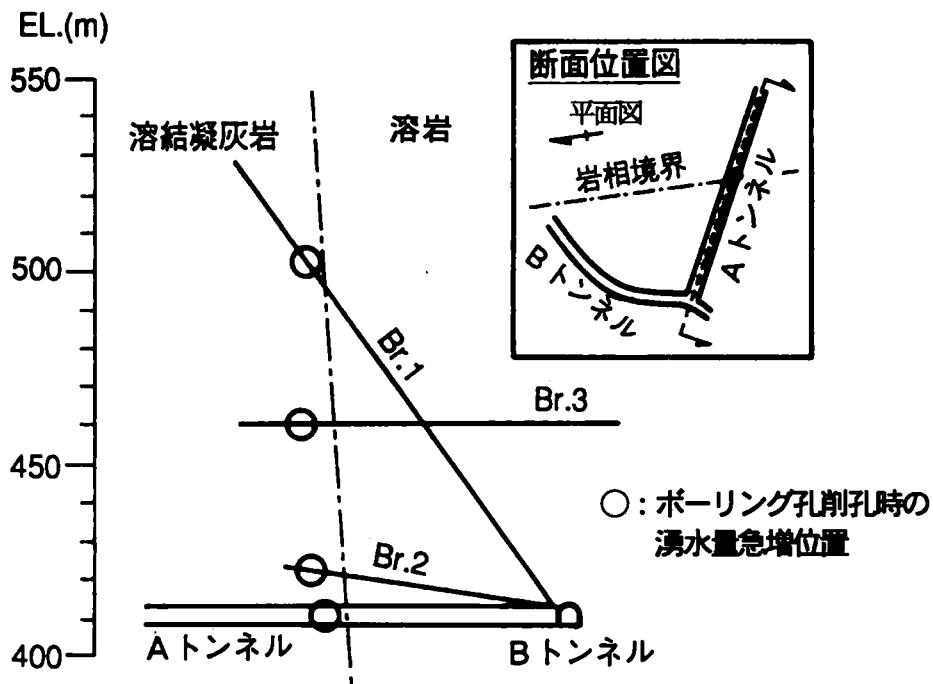


図-4. 11 ボーリング孔削孔時の湧水状況

## (2) 水質化学分析結果

次に、A トンネルの溶結凝灰岩部からの湧水と溶岩部からの湧水（4 ポイント）の水質分析を行った結果を述べる。分析項目はpH、陽イオン〔Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>〕、陰イオン〔Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>〕であった。イオンの分析結果を図-4. 12 のキーダイアグラムとして示す。I 型の領域には浅層の地下水、II 型には深層地下水、III 型には温泉水、IV 型には海水、化石水の混入水が分布する。分析結果から、溶岩部の湧水はほぼ I 型の同一箇所に集中しているが、溶結凝灰岩部の湧水は II 型の方に少しずれた位置に存在している。すなわち、本サイト付近の湧水は浅層地下水が主であるが、溶結凝灰岩からの湧水は溶岩からの湧水とは多少異なる性質を有し、やや深層の停滞性の地下水である可能性がある。このことから、A トンネルの溶結凝灰岩からの湧水は、断層等の水みちを通ってきた循環の早い地下水ではなく、溶結凝灰岩内に賦存する比較的滞留時間の長い地下水であると考えられる。この結果は、4. 1. 2 (3) で述べたトモグラフィ解析から推定される水理地質構造と対応している。

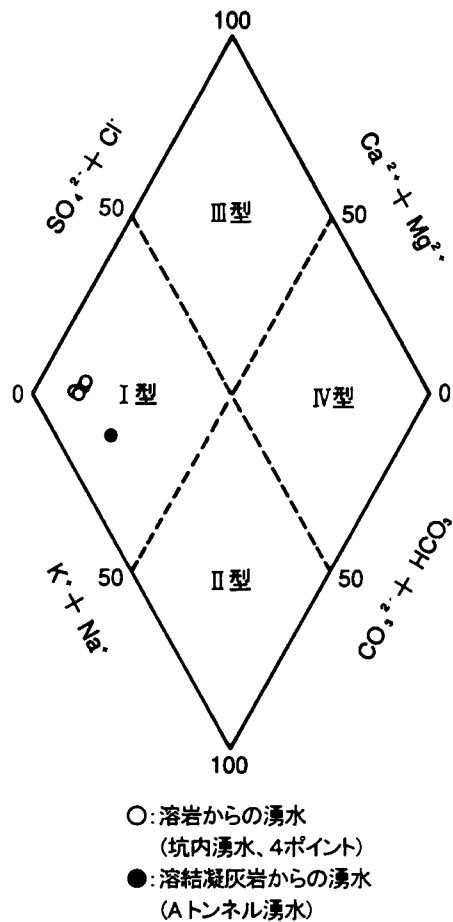


図-4. 12 水質分析キーダイアグラム

本節の結果を要約すると以下のとおりである。

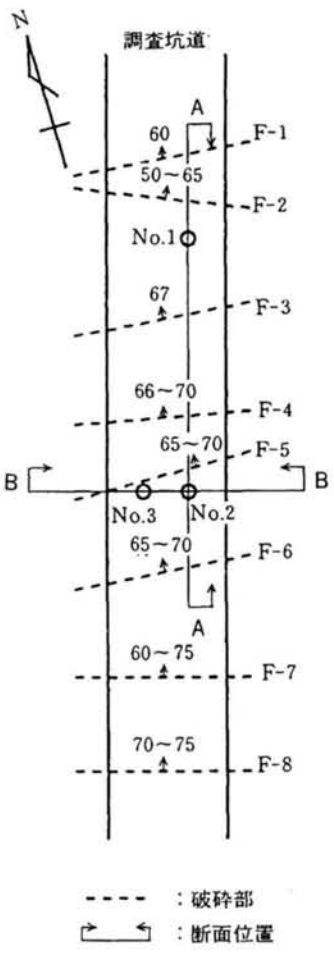
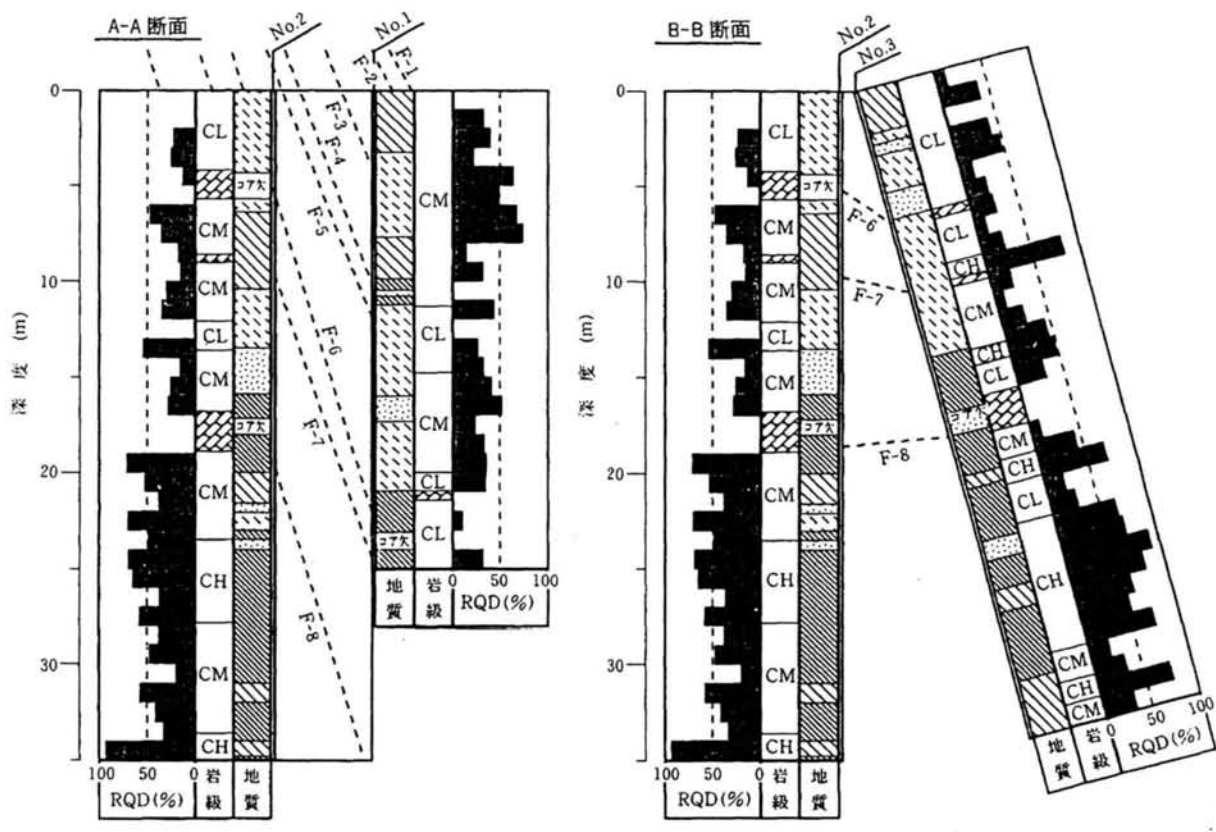
- ① 比抵抗トモグラフィーにより、岩盤の含水状態の違いを検出することができた。
- ② 試験サイト周辺の地下水状況や水質分析結果に基づく確認の結果、比抵抗トモグラフィーと弾性波トモグラフィーを重ね合わせて検討することによって、岩盤の水理地質構造を評価できる見通しが得られた。

#### 4. 2 塩水注入による比抵抗トモグラフィー調査法

##### 4. 2. 1 原位置試験の概要

###### (1) 調査サイトの概要

葛野川水力発電所（東京電力株）調査坑で実施した原位置調査は、坑道底盤に掘削した3本のボーリング孔（φ=86mm）を利用して行った。ボーリング孔配置は図-4. 13 に示すとおりでNo. 1孔は孔長25mの鉛直孔、No. 2孔は孔長35mの鉛直孔、No. 3孔は孔長35mの水平から75°の傾斜孔で、No. 2孔、No. 3孔は同一平面内にある。調査サイトの



- 凡例
- 地質
- : 砂岩層
  - : 砂岩泥岩互層 (砂岩優勢)
  - : 砂岩泥岩互層
  - : 砂岩泥岩互層 (泥岩優勢)
- 岩級
- : 破碎岩

図-4. 13 ボーリング孔の配置 (左図) および柱状図 (上図)



地質は砂岩泥岩互層で、地層の走向はほぼ東西方向で高角度に北に傾斜している。岩盤は全体的に堅硬であるが、地層の走向傾斜にほぼ平行な N78E75N の節理系が調査坑道に直交してよく発達しており、比較的低角の節理系も見られる。今回の調査は図-4. 13 に示す A-A, B-B 断面の 2 断面で行った。図-4. 13 には調査坑道で確認できる顕著な破碎部 F-1~F-8 の平面位置と 2 つの測定断面内での推定分布を示す。断面内での各破碎部の位置は走向傾斜とボーリングコア観察結果から推定して示している。また、3本のボーリング孔の孔口からはたえず湧水があり、この調査位置周辺の岩盤は飽和状態であることが確認できた。

## (2) 測定方法

トレーサー試験として No. 2 孔から塩水を投入し、このトレーサーを追跡するため、(1) 塩水投入前 (初期値)、(2) 投入直後、(3) 投入後約 6 時間経過後、の計 3 回にわたり A-A, B-B の各断面について比抵抗トモグラフィ測定を実施した。塩水の投入はビニール袋に入れた高濃度の塩水を孔底で拡散させることにより行なった。図-4. 14 は No. 2 孔の孔口における電気伝導度の推移を示したものである。塩水投入前には 14mS/m で安定していた電気伝導度は、塩水投入直後 2000mS/m に上昇した。この後 B-B 断面の比抵抗トモグラフィ測定を実施したが、測定中も孔口から湧水があったため測定終了時には 1000mS/m 以下まで低下した。このため、再度塩水を投入し、電気伝導度が 2000mS/m に戻ったことを確認してから A-A 断面の測定を実施した。また、塩水投入後約 6 時間経過後には電気伝導度が 15mS/m とほぼ塩水投入前の状態に戻っていることがわかる。

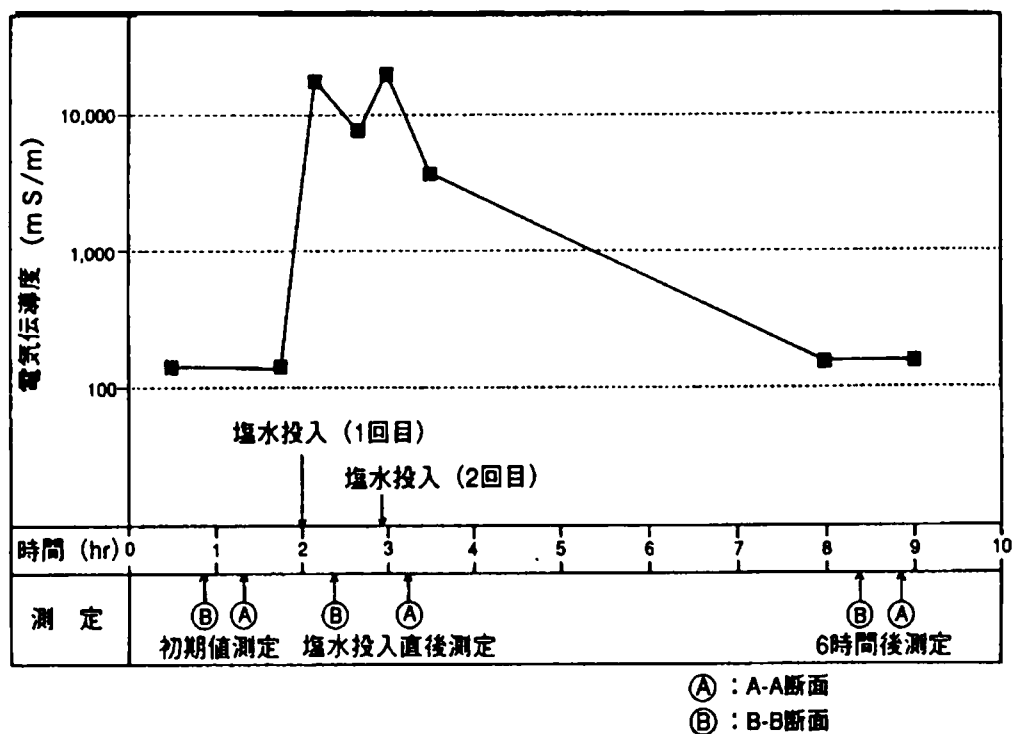


図-4. 14 No. 2 孔の孔口における電気伝導度

比抵抗トモグラフィー測定は、電流、電位電極のそれぞれにつき遠電極をとる 2 極法電極配置で行った。測定電極は、坑口より 2m 下から 3m 間隔で No. 2 孔に 11 点、No. 1 孔に 8 点、No. 3 孔に 8 点を配置した。

比抵抗トモグラフィー測定に先立ち、調査サイトの岩盤特性を把握するために弾性波トモグラフィーと物理検層（温度検層、電気検層）を実施した。弾性波トモグラフィーは、比抵抗トモグラフィーと同様に A-A、B-B の各断面について測定を行った。No.2 孔を発振孔として発振点は坑口より 3m 下から 1m 間隔で 28 点とし、受振点は坑口から 1m 間隔で No.1 孔では 25 点、No.3 孔では 31 点とした。物理検層は鉛直孔である No.1 孔、No.2 孔で実施し、電気検層は電極間隔を 0.25m、0.5m、1m とするノルマル法で測定を行った。

#### 4. 2. 2 調査結果の評価

##### (1) トモグラフィー解析結果の評価

弾性波トモグラフィーの解析結果を図-4. 15 に、物理検層の測定結果（電気検層は電極間隔 1m の結果のみ）を図-4. 16 に、塩水投入前の比抵抗トモグラフィーの解析結果を図-4. 17 に示す。

弾性波トモグラフィー解析結果を、図-4. 13 のボーリングコア観察結果、及び破碎部の分布と比較する。A-A 断面では No. 2 孔 5m 以浅の弱層部、18m 付近の破碎部、No. 1 孔 20m 以深の弱層部が低速度部として検出できているが、No. 2 孔 9m 付近の破碎部や No. 1 孔 12m 付近の弱層部は検出できていない。また、この断面では破碎部が高角な右下がりとして表れるはずであるが、解析結果からはその傾向が認められない。一方、B-B 断面では破碎部が比較的low角に表れると考えられたが、破碎部 F-6、F-7 を含む 10m 以浅の弱層部や破碎部 F-8 の連続が低速度部として検出できている。

比抵抗トモグラフィー解析の結果から、A-A 断面では No. 2 孔 10～15m と No. 1 孔 4～10m に低比抵抗部があり、B-B 断面では No. 3 孔 8m 付近に低比抵抗部が認められる。これらの部分は弾性波トモグラフィーから得られる低速度部とほぼ一致しており、対象岩盤が飽和状態であることから、含水率の高い弱層部であるため比抵抗値が小さくなっていると考えられる。このように、比抵抗トモグラフィーからも全体的な弱層部の分布を知ることができる。また、図-4. 16 に示す電気検層の結果からは No. 1 孔 18m 付近と No. 2 孔 15m 付近砂岩層で比抵抗値が高くなり、泥岩が混在すると比抵抗値は顕著に低下することがわかる<sup>9)</sup>。この結果は、岩種の違いが比抵抗値に影響を与えることを示しているが、比抵抗トモグラフィー解析結果では、No. 2 孔の 15m 付近の砂岩層において比抵抗値が逆に小さくなっている。これは、比抵抗トモグラフィー解析結果が岩種よりも岩盤内の含水状態をより反映するためであり、No. 2 孔の 12m 付近の弱層部と 18m 付近の破碎部によりこの付近全体の含水率が高くなっていることによるものとする。

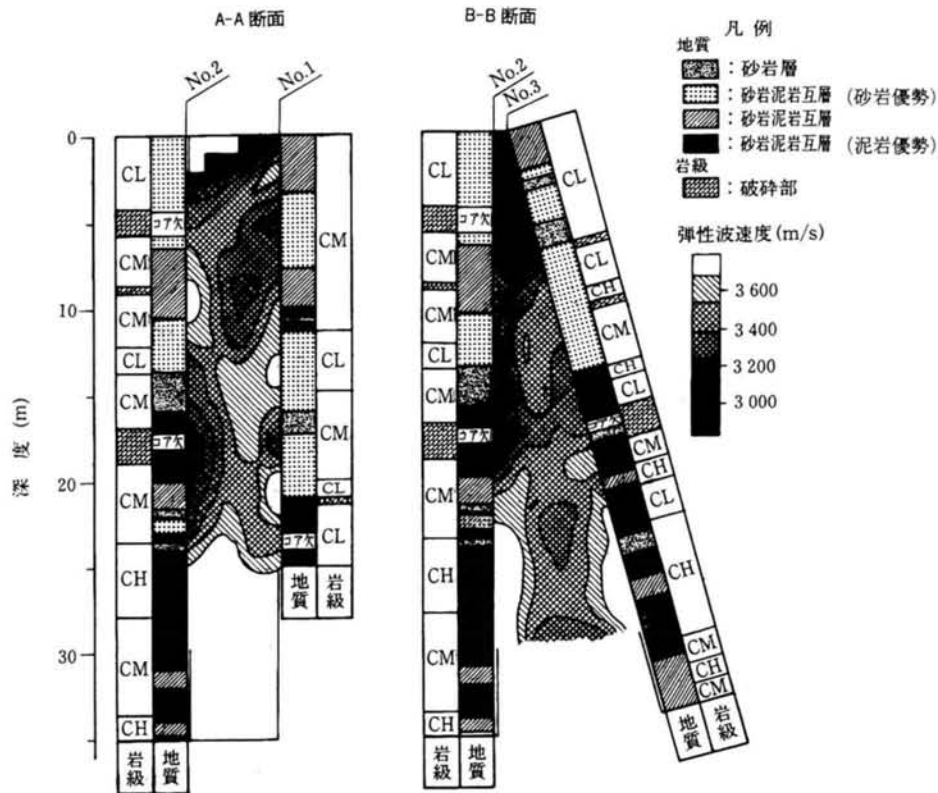


図-4. 15 弾性波トモグラフィー解析結果

(2) 塩水トレーサーによる水みちの把握

塩水投入後における比抵抗値の変化率を図-4. 18 に示す。比抵抗値変化率  $\Delta \rho$  (%) は、

$$\rho = (\rho - \rho_0) / \rho_0 \times 100$$

ただし  $\rho_0$  は塩水投入前の初期比抵抗値 ( $\Omega \cdot m$ ) で算出した。A-A 断面については、塩水投入直後には No.2 孔 13m 付近から No.1 孔の 10m と 13m 付近に比抵抗値の低下域がある。6 時間経過後には、これらの低下域の内 No.2 孔の 13m 付近から No.1 孔の 10m 付近は低下率は減少しているものの引き続き比抵抗値の低下域である。また、No.1 孔、No.2 孔の 5m 以浅や No.2 孔の 20m 付近から No. 1 孔の 23m 付近に新たな比抵抗値の低下域が確認できる。一方、B-B 断面については、塩水投入直後には No.2 孔の 13m 付近から No.3 孔の 10m 付近、No.2 孔の 20m 付近から No.3 孔の 22m 付近の 2 箇所比抵抗値の低下域がある。6 時間経過後には、これら 2 箇所は低下率が減少しているが引き続き比抵抗値の低下域である。さらに、No.3 孔の 3m 以浅に新たな低下域が確認できる。

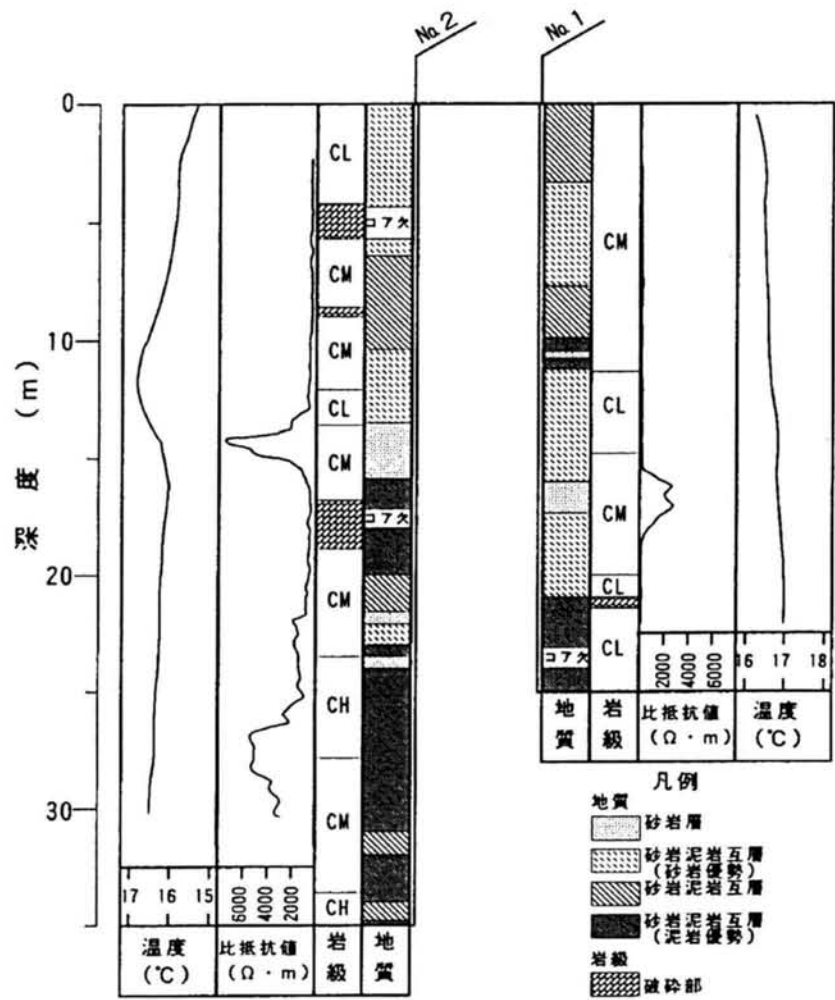


図-4. 16 物理検層結果（電気検層，温度検層）

これらの比抵抗値の低下域は No. 2 孔から投入された塩水の移動経路を反映しており，岩盤内の水みちを表しているものと考えられる。つまり，No. 2 孔の 13m 付近から No. 1 孔の 10m 付近と No. 3 孔の 10m 付近にかけてと，No. 2 孔の 20m 付近から No. 1 孔の 23m 付近と No. 3 孔の 22m 付近にかけての 2 つの主要な水みちの存在が推定できる。また，6 時間後に見られるボーリング孔浅部の比抵抗値の低下域は孔内湧水による上昇流により塩水が孔口付近に移動したためと思われる。

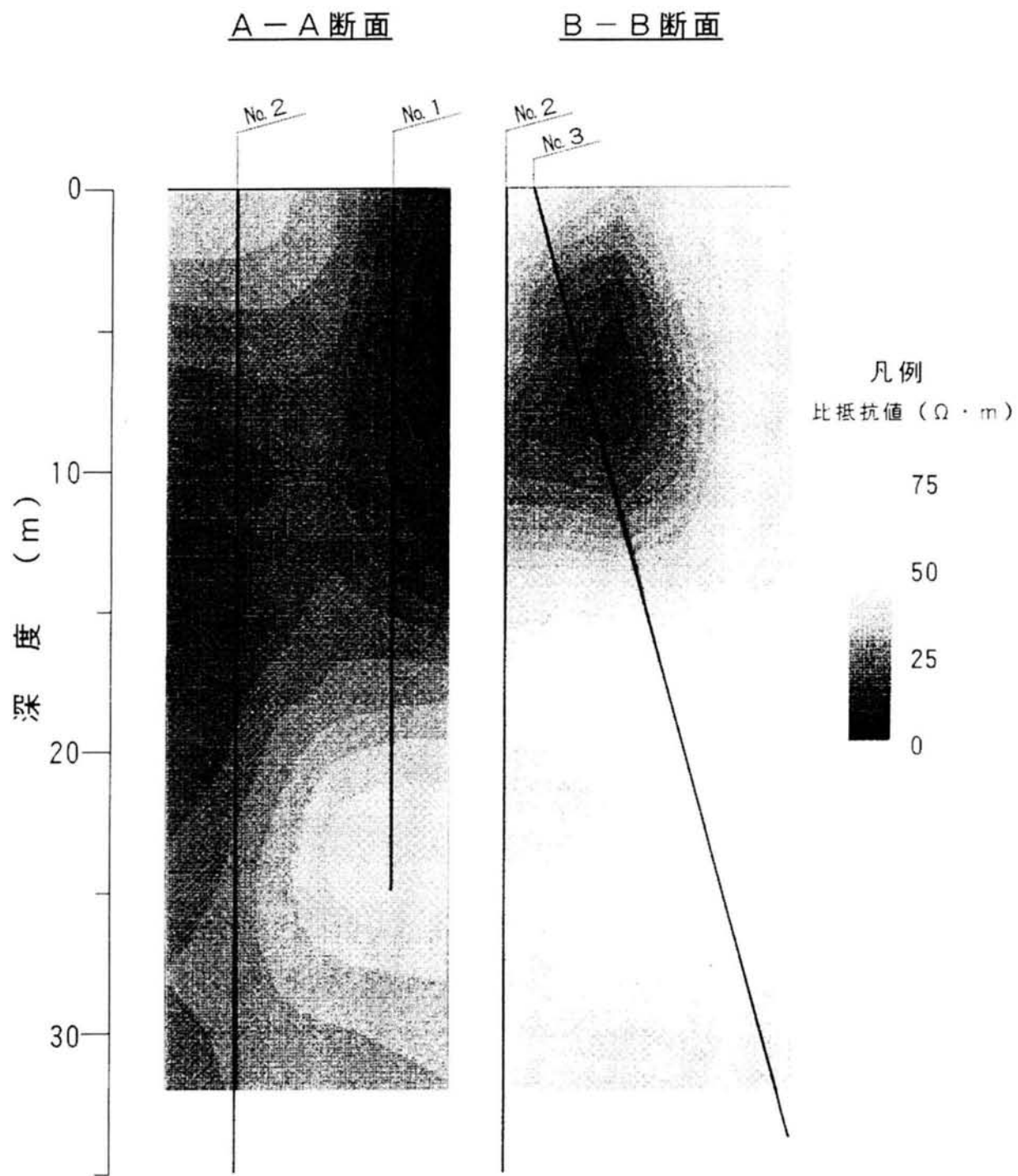
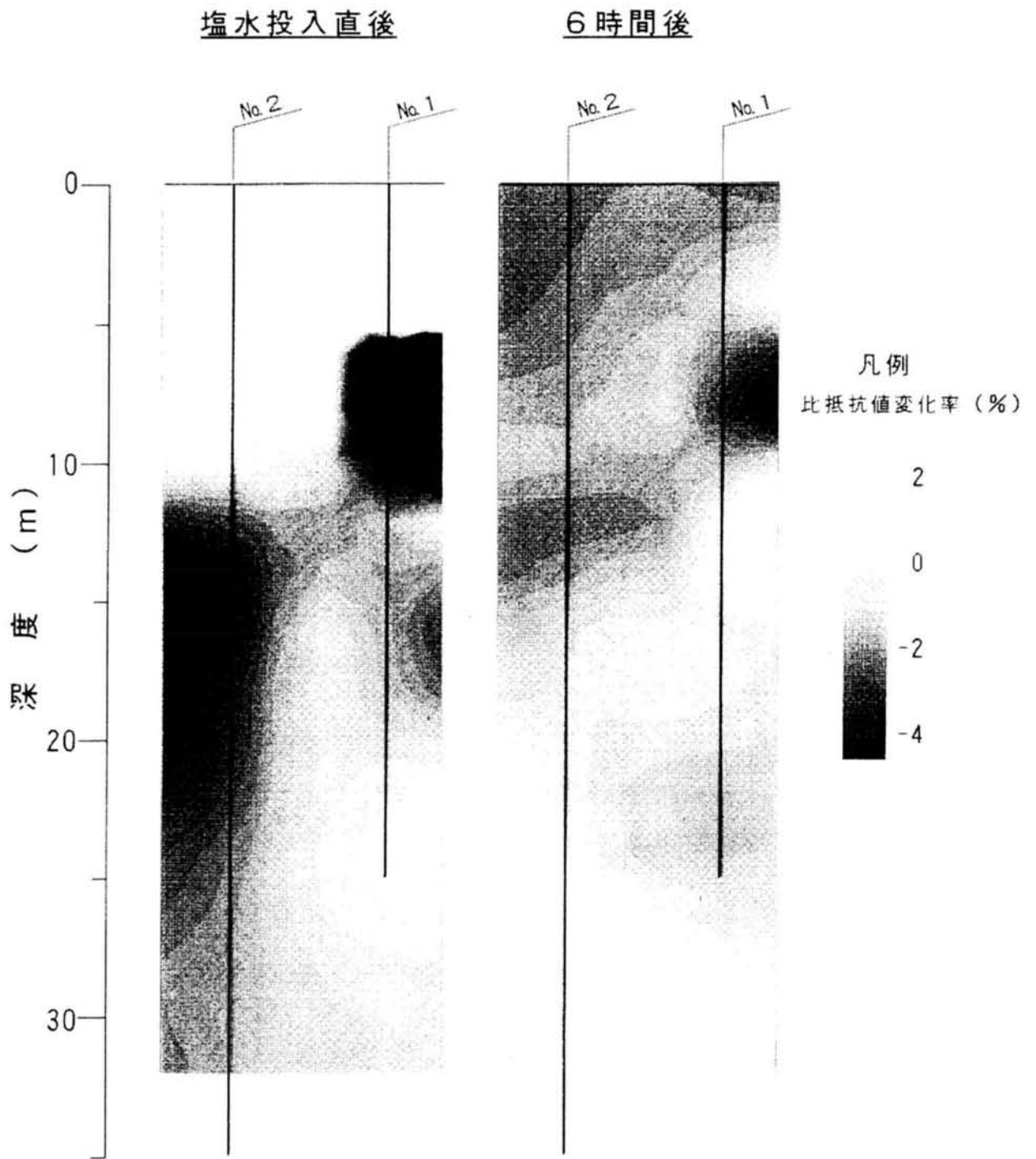
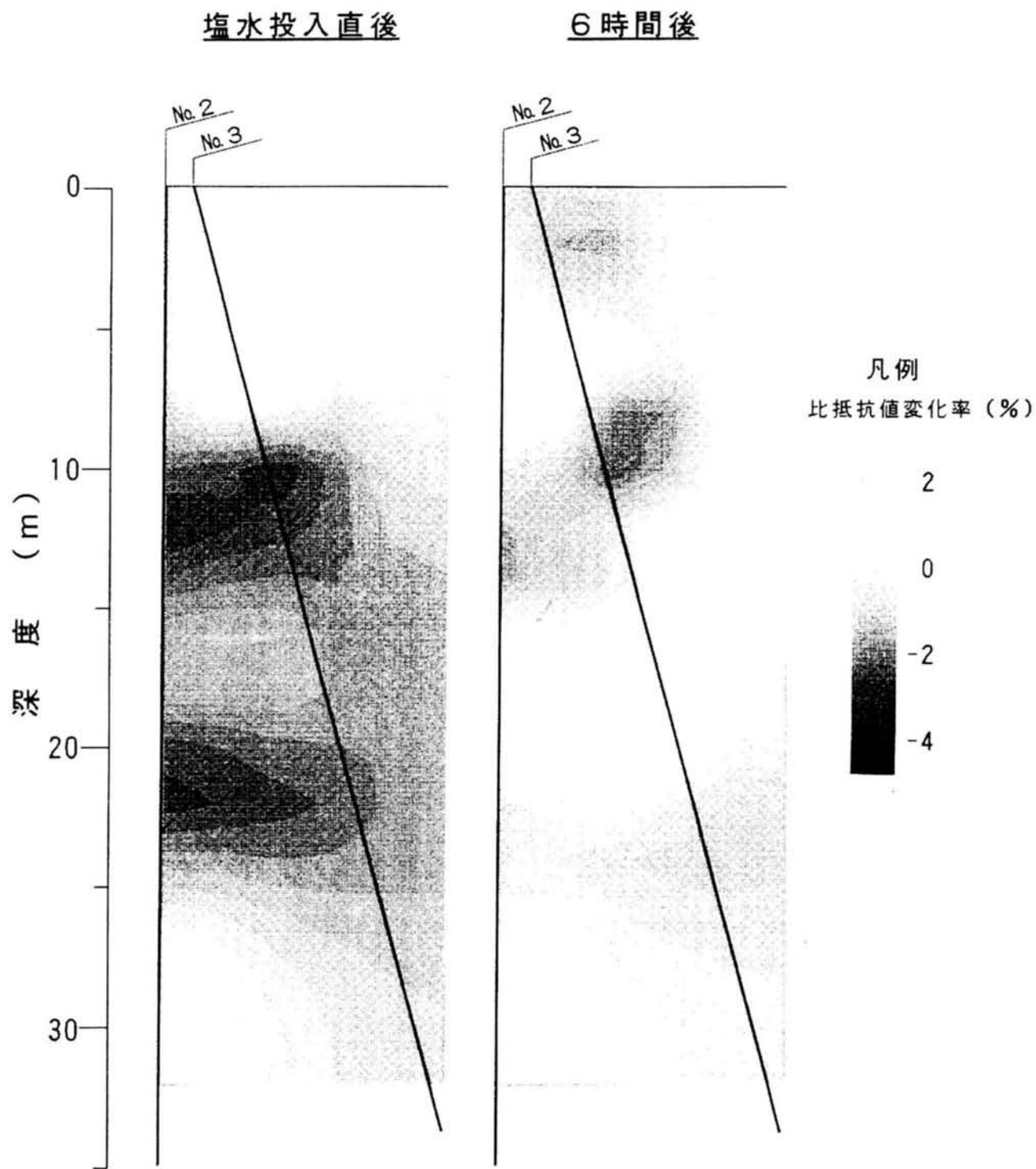


図-4. 17 比抵抗トモグラフィー解析結果



(a) A-A断面

図-4. 18 塩水投入による比抵抗値変化率



(b) B-B断面

図-4. 18 塩水投入による比抵抗値変化率

図-4. 16 に示す温度検層の結果から、No. 2 孔の 13m 付近で、水温が地温勾配による一定の傾斜から高い方へシフトする異常が見られる。この水温分布は No. 2 孔の 13m 付近から水温が異なる湧水が混入していることを示しており、この付近に水みちが存在すると判断される。また、図-4. 19 には塩水投入直後の比抵抗値変化率が $-1.5\%$ 以下の領域と破碎部の位置を併せて示した。比抵抗値変化率が $-1.5\%$ 以下となる部分を便宜上水みちとすればこれらは図-4. 19 中で影をつけた部分であり、比較的低角で調査坑道で確認できる高角な破碎部とは傾向が異なっている。しかし、調査サイト周辺では比較的低角な節理系も見られ、ポアホールスキャナーによる孔内観察結果からも開口した低角な亀裂が認められることから、調査坑道では確認できない低角な破碎部 (F-9, F-10) が存在し水みちとなっているものと考えた。

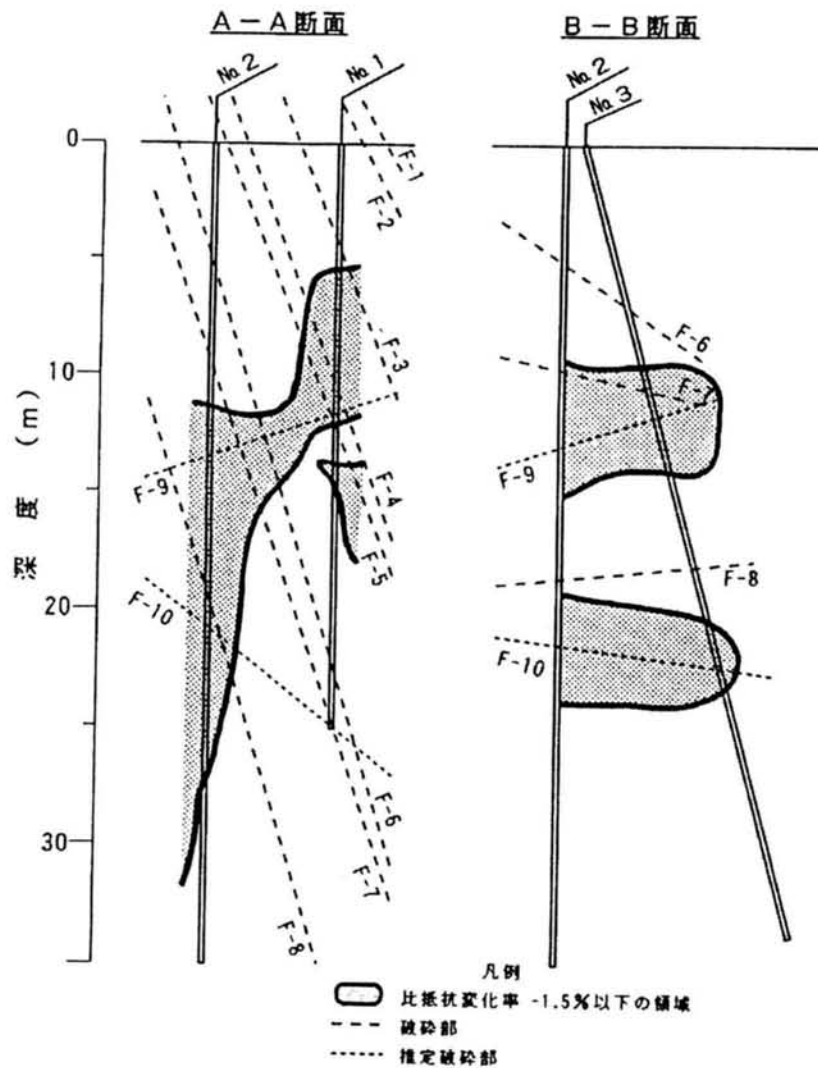


図-4. 19 塩水トレーサーにより推定される水みち



- 塩水トレーサーを比抵抗トモグラフィーにより追跡する経時測定を実施した。この結果、
- ① 比抵抗トモグラフィーにより含水率の比較的高い弱層部の把握を試みたが、明瞭なイメージを得ることができなかった。
  - ② 塩水投入による比抵抗値の低下域の分布から岩盤内の主要な水みちの分布を把握することが可能となった。

塩水をトレーサー試験の非吸着性トレーサーとして用いることはこれまでも多く行われてきたが、比抵抗トモグラフィー探査において、いわば造影剤として用いるのは例が無かったと思われる。

#### 4. 3 電磁波トモグラフィーによる岩盤内の含水状態評価について

電磁波トモグラフィーは弾性波トモグラフィーに比べ分解能が高く、また、電磁波の伝播特性は岩石の含水状態に影響されることが知られているので、この特徴を利用した岩盤内の透水経路探査の可能性について検討した。具体的には、地下水で飽和された岩盤における電磁波速度トモグラフィー結果に、ボーリングコアから作成した供試体の含水状態を変えて実施した誘電率測定結果を組み合わせることにより含水率分布状況を推定し、水理地質構造の評価を行った。

##### 4. 3. 1 原位置試験の概要

原位置試験は、図-4. 20 に示すように久慈備蓄基地の花崗閃緑岩中のトンネルの横坑内の底盤に削孔した孔間5m、深度50m、孔径86mmの鉛直ボーリング孔2本を利用して行った。周辺の岩体は、全体的に堅硬であるが、傾斜が60~80°の高角度の亀裂、破碎帯が発達している。図-4. 21 にボーリング孔のコア観察結果とRQDの分布を示す。また、2孔とも孔口から10 l/min以上の湧水量があり、岩盤内は水で飽和されていると考えられた。

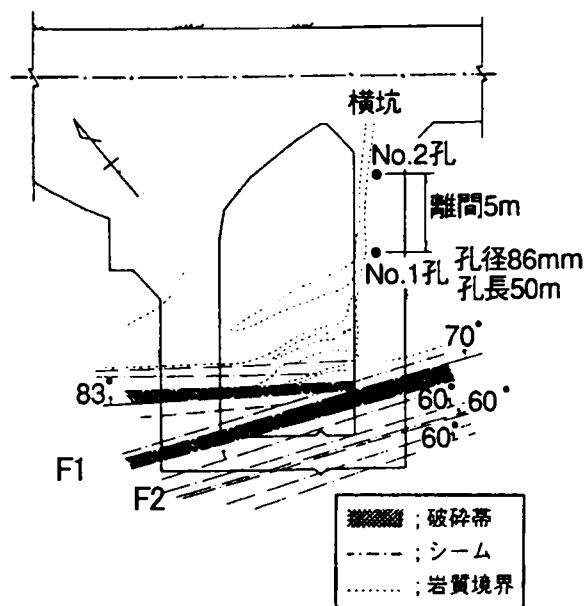
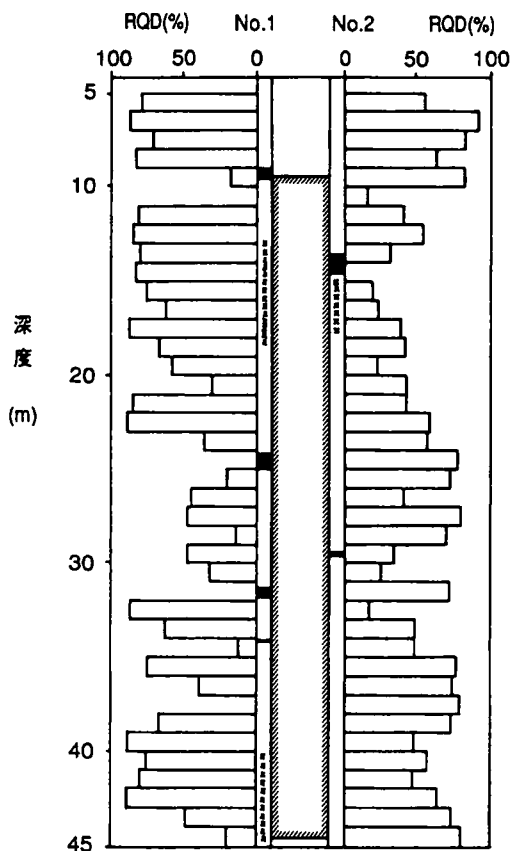


図-4. 20 ボーリング孔の配置

#### 4. 3. 2 解析結果

電磁波トモグラフィーは図-4. 22 に示す配置で送信深度から上下 10m 以内の波線で測定を行った。また、同じボーリング孔においてルジオン透水試験を実施した。

電磁波トモグラフィーの伝播速度と振幅減衰についての解析結果を図-4. 23 に示す。解析方法は SIRT 法で繰り返し計算回数は 10 回である。測定周波数は 80MHz と 150MHz でともに良好な受信波形を得たが、ここでは 150 MHz の結果のみを示す。なお、メッシュは 1m 四方で切ったが、出力時にはメッシュを 1/3 に細分化するスムージング処理をして出力している。



RQD分布図

#### 凡例

- 電磁波トモグラフィー測定の対象領域
- 顕著な破砕部
- ボーリングコアが褐色化した部分

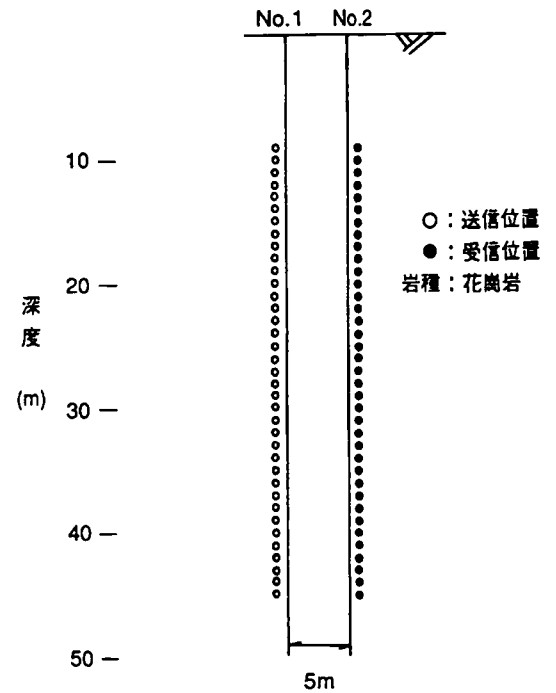


図-4. 22 送信・受信点の配置

図-4. 21 ボーリング孔 (No. 1, 2) の RQD 分布

振幅減衰を用いたトモグラフィーの場合、送信アンテナと受信アンテナとの間の距離減衰による補正をしなければならないが、それだけではなく、それぞれに指向性を有する両アンテナ間の仰角による感度を加味した補正をする必要があることはすでに指摘されている<sup>10)</sup>。したがってこの仰角 $\theta$ （発信アンテナと受信アンテナを結ぶ線が水平に対して成す角度）による感度、すなわち指向特性を求めるため、まずトモグラフィー波線の中から指向性の影響のない等深度の波線に注目することにより、対象としている岩盤の平均的な減衰係数を求める。次にそれを利用して、原位置試験の全波線について伝播距離による減衰を除くことにより、上下方向の指向性を求めることができる。以上の検討の結果、図-4.24に示すように指向特性を近似的に $f(\theta)=\cos^4\theta$ として解析結果の補正を行った。

#### 4. 3. 3 結果の評価

トモグラフィー解析結果から、No. 1孔 10m 付近から No. 2孔 15m 付近に連続した低速度帯、高減衰帯がみられる。これは、試験坑道で観察されたF-1、F-2の破碎部の延長に対応するものと思われる（図-4.20, 21）。No. 1孔の 15m 付近の低速度帯、高減衰帯はRQDがそれほど低くなく、顕著な亀裂も発生していないが、コア観察から褐色に変色したゾーンであることより、透水による岩盤の劣化部を反映しているものと思われる。また、No. 1孔 33m 付近から No. 2孔 40m と 45m 付近にかけても連続した低速度、高減衰帯がみられる。これらの図の左上から右下へ向かう低速度、高減衰帯の傾きは、周辺地質から推定される亀裂の傾きの傾向と一致している。

電磁波速度は、周波数が十分に大きい時、 $v=C_0/\sqrt{\epsilon_r}$ により求められる。ただし、 $C_0$ は真空中の電磁波速度（ $\approx 2.997 \times 10^8$  m/s）、 $\epsilon_r$ は比誘電率（真空中の誘電率との比）である。この式により、電磁波速度分布から比誘電率分布を計算することができる。図-4.25に解析時の各セルに対応する比誘電率と減衰係数の関係を示す。ほぼ正の傾向がみられるが、相関はそれほどよくない。このことは、比誘電率と減衰係数がともに含水状態、亀裂の分布状態等の岩盤特性に依存するが、その依存の仕方がそれぞれにおいて違うためと考えられる。

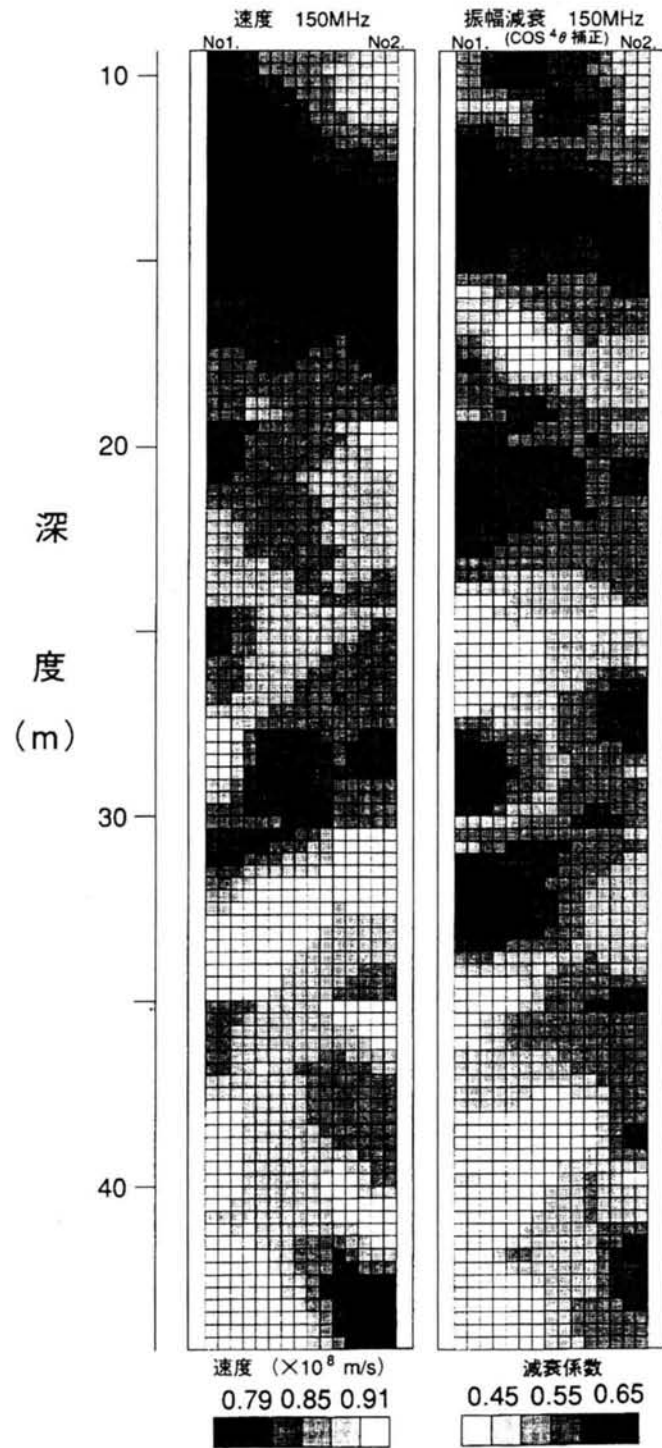


図-4. 23 電磁波トモグラフィ解析結果

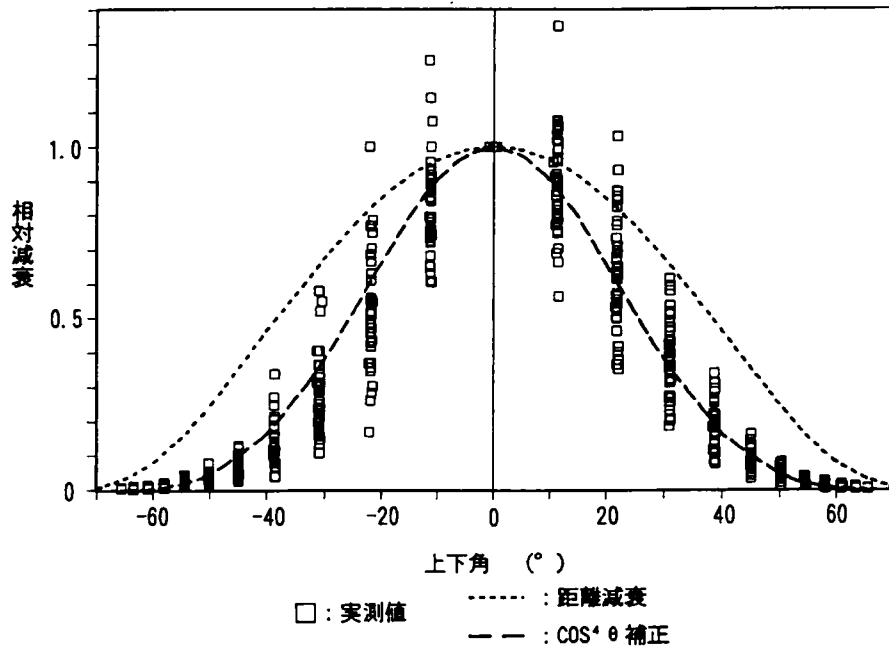


図-4. 24 上下方向の指向特性

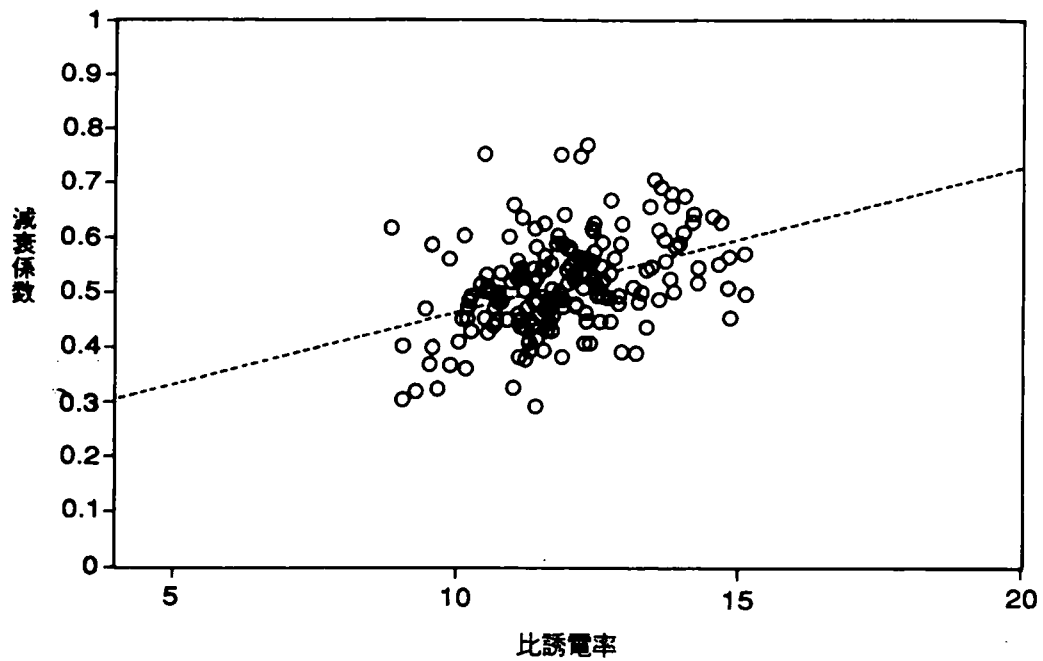


図-4. 25 比誘電率と減衰係数の関係

#### 4. 3. 4 岩盤内の含水状態評価

##### (1) 岩石サンプルの誘電率測定試験の概要

電磁波トモグラフィーの解析によって得られた岩盤の電気的特性は岩盤のある特定の状態と対応しているはずである。特に電磁波速度を決定している比誘電率は、岩盤の含水状態に大きく影響を受けることが知られている<sup>11),12)</sup>。このことに基づき、今回のトモグラフィー解析結果から岩盤内の含水状態分布を定量的に評価することを目的として、ボーリングコアから岩石サンプルを作成し、含水状態を変えた供試体の誘電率を測定した。

測定はHP4194Aインピーダンス・ゲインフェーズアナライザ（横河・ヒューレット・パッカー社製）にHP16034Eテストフィクスチャを取付けたもので行った。サンプルは直径25mm、厚さ4mmの円柱形に整形し、表面を銀でコーティングした。また、同じサンプルで乾燥時、飽和時の2状態に調整し、周波数を1から40MHzまで変化させて試験を行った。3個のサンプルに対して同一の試験を実施した。原位置試験では150MHzで測定を行ったので、それと対応させるため1~40MHzにおける周波数依存の近似式を求め、150MHz時の比誘電率を推定した。測定結果を、サンプルの強制乾燥状態の比重と体積含水率の測定結果と併せ、表-4.1に示す（表-4.1中には、別途実施した実験<sup>13)</sup>で対象とした流紋岩の比誘電率測定結果も併記した）。

表-4.1 岩石サンプルの比誘電率測定結果

サンプル採取位置	比重	体積覆含水率	比誘電率		
			飽和時 (150MHz) $\epsilon_w$	乾燥時 $\epsilon_d$	実岩部 $\epsilon_0$
Br.No.1 5.0m	2.715	0.0126	6.212	5.423	5.541
Br.No.1 14.9m	2.657	0.0372	9.355	6.923	7.460
Br.No.1 23.0m	2.686	0.0064	6.777	6.472	6.550
Br.No.1 30.8m	2.739	0.0034	7.420	7.350	7.400
Br.No.1 41.7m	2.589	0.0258	7.804	6.416	6.740
Br.No.2 6.0m	2.680	0.0058	7.046	6.536	6.608
Br.No.2 16.8m	2.651	0.0352	8.980	6.922	7.428
Br.No.2 26.6m	2.637	0.0154	7.445	6.539	6.734
Br.No.2 33.9m	2.614	0.0013	6.141	5.411	5.423
Br.No.2 42.4m	2.631	0.0003	6.220	6.008	6.011
			花崗岩平均	6.400	6.590
			流紋岩平均*	5.840	6.108

\* : 5サンプル<sup>13)</sup>

(2) 比誘電率と体積含水率の関連性

岩石が鉱物の集合体であることから、多成分の混合体とみなし岩石の誘電率を理論的に求める式が数多く提案されている。2成分の場合の実験式は下式で表される。

$$f(\varepsilon) = \delta_1 f(\varepsilon_1) + \delta_2 f(\varepsilon_2), \quad \delta_1 + \delta_2 = 1$$

ただし、 $\varepsilon_1$  : 成分1の誘電率       $\varepsilon_2$  : 成分2の誘電率  
 $\delta_1$  : 成分1の容積率       $\delta_2$  : 成分2の容積率

横山, 堀津<sup>14)</sup>は,  $f(\varepsilon) = \log \varepsilon$  とおいた Lichtenecker の実験式がよく一致するとしているので, この式を用いて乾燥時の比誘電率から試験サンプルの空隙部 ( $\varepsilon_r = 1$ ) を除いた実岩部の比誘電率を求めると表-4. 1 のようになる。また, 水で飽和させた場合の比誘電率の変化を図-4. 26 に示す。この図には流紋岩についての同様の測定結果<sup>13)</sup>もプロットしてあるが, 岩種による差はほとんどなく, 比誘電率は体積含水率にほぼ比例して大きくなることわかる。

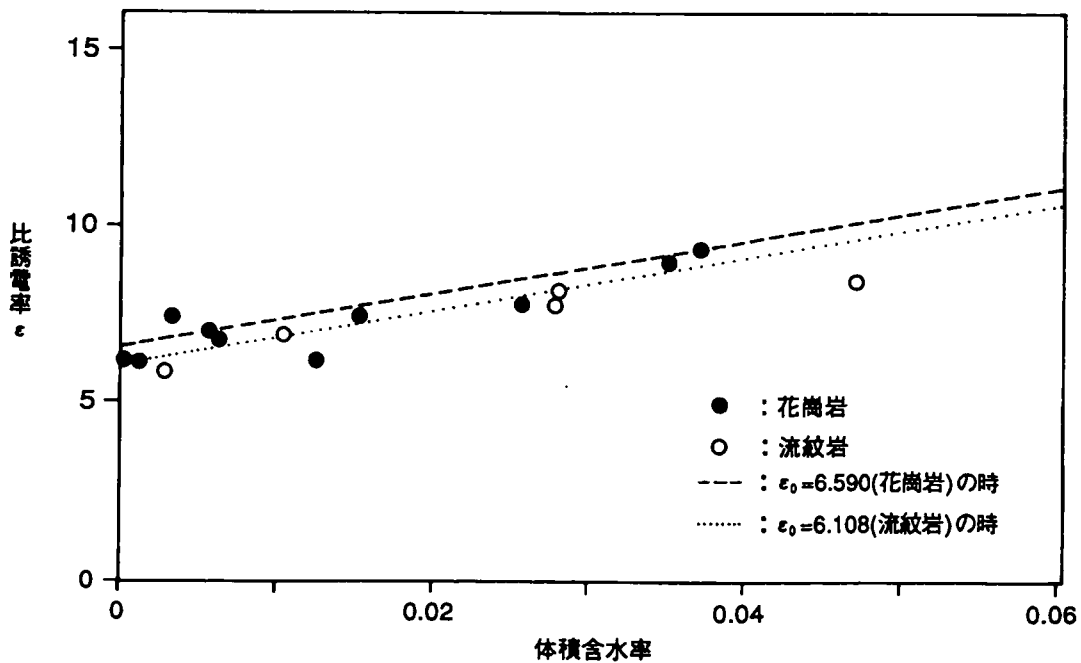


図-4. 26 体積含水率と比誘電率の関係

次に含水させた場合を水と岩石の2成分系として理論上の誘電率を計算することを試みた。この時, 実岩部の比誘電率を各サンプルの平均値をとって花崗岩で  $\varepsilon_0 = 6.590$ , 流紋岩で  $\varepsilon_0 = 6.108$  とし, 水の比誘電率は 81 とした。水と岩石の混合体の場合,  $f(\varepsilon) = \log \varepsilon$  とおいた 2 成分混合体の実験式では実測値とは合わないのので,  $f(\varepsilon) = \varepsilon$  として計算してみると

図-4. 26 のようになり、比較的よく一致する。このことは 150MHz といった高周波数領域では含水にともなう周波数依存性が小さくなり、含水状態の岩石の比誘電率を混合体の理論式で説明できることを示している。

### (3) 間隙率分布と透水試験結果との対比

高周波領域では、比誘電率と体積含水率との間に  $f(\epsilon) = \epsilon$  とおいた 2 成分混合体の実験式が成り立つことを利用して、原位置試験により得られた電磁波速度トモグラフィー結果を体積含水率分布として表すことができる。ボーリング孔からの湧水の電気伝導度が 11.5 mS/m であることから、地山の水は比較的純粋な水に近いものとして、上述の実験式の適用が可能であると思われる。また、この岩盤は飽和状態であると考えられるので、体積含水率分布は間隙率分布とみなすことができる。図-4. 27 に電磁波速度トモグラフィー結果から得られた間隙率分布とルジオン透水試験結果を示す。この図からほぼ透水係数の大きいところが間隙率の大きいところに対応しており、電磁波速度トモグラフィーにより水みちとしての間隙構造を推定できることがわかる。

### 4. 3. 5 電磁波トモグラフィー探査における可能探査距離の増大

電磁波トモグラフィーによる探査法は、分解能が高いため高精度の探査に適合しているが、可能探査距離が弾性波や比抵抗法に比べ短い。この可探距離の増大を図ることによって電磁波トモグラフィーの適用性を大幅に広げるために試作機を製作し、現場に適用した。試験を実施した地点は、川浦水力発電所（中部電力株）の調査坑の最奥部であり、底盤から孔長 30m のボーリング孔を削孔した。岩盤は花崗閃緑岩であり亀裂密度が平均 5~20 本/m 程度の堅硬な岩盤である。またこの地点における土被りは約 500m である。試験は図-4. 28 に示すようにボーリング孔内の深度 5m を発信点とし、坑道底盤に 1m ピッチで受信点を設置し測定を行った。

試験に用いたゾンデの発信方式は、従来のパルス波タイプでなく連続波タイプのものである。アンテナからの発信周波数は 0.1~8MHz であり、時間軸上で発信周波数を階段状に変化させる方式を採用している。

試験の結果得られた伝播性能を、併せて実施した在来型のゾンデの性能と比較して図-4. 28 に示した。水平距離で 15m 程度の範囲内で試験を実施したが、パルス式の従来型ゾンデでは 20m 程度で受信信号がノイズレベル以下になることが想定されるのに対し、連続波型では、ノイズレベル以上で受信可能な距離は大幅に伸びることがわかる。

たとえば可探距離が 100m となれば、高レベル放射性廃棄物の処分坑道を例に取った場合、掘削前の坑道周辺の水理地質環境に過度の擾乱を与えないように最小限の孔井数で、すなわち大きな孔井間隔離距離の条件下で未掘削坑道の周辺岩盤を対象とするトモグラフィー探査が可能になる。精度は高いが可探距離が小さいとして実用化が射程距離に入らなかった電磁波探査手法に現実性を与えるものと考えられる。



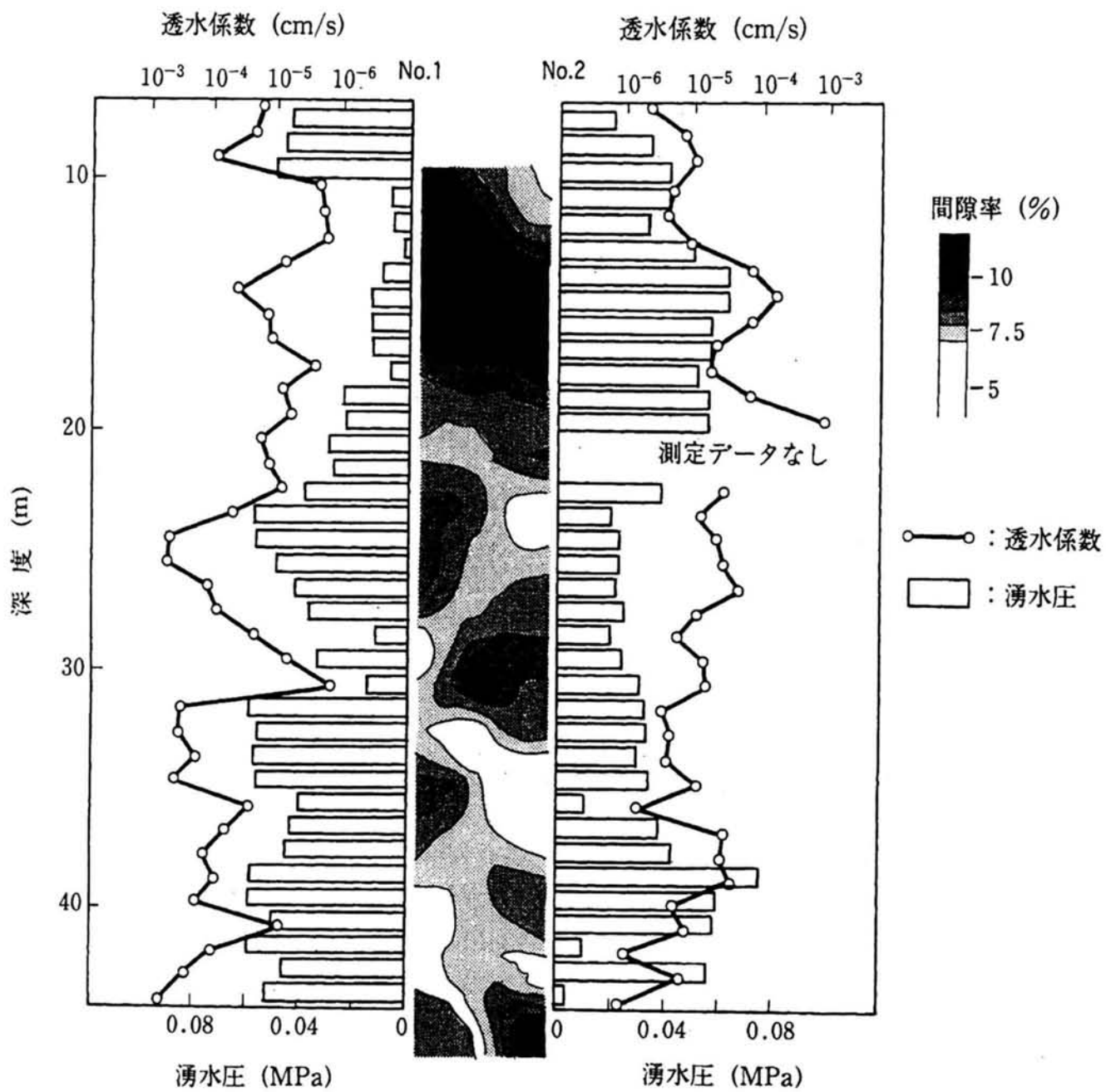


図-4.27 間隙率と透水試験結果

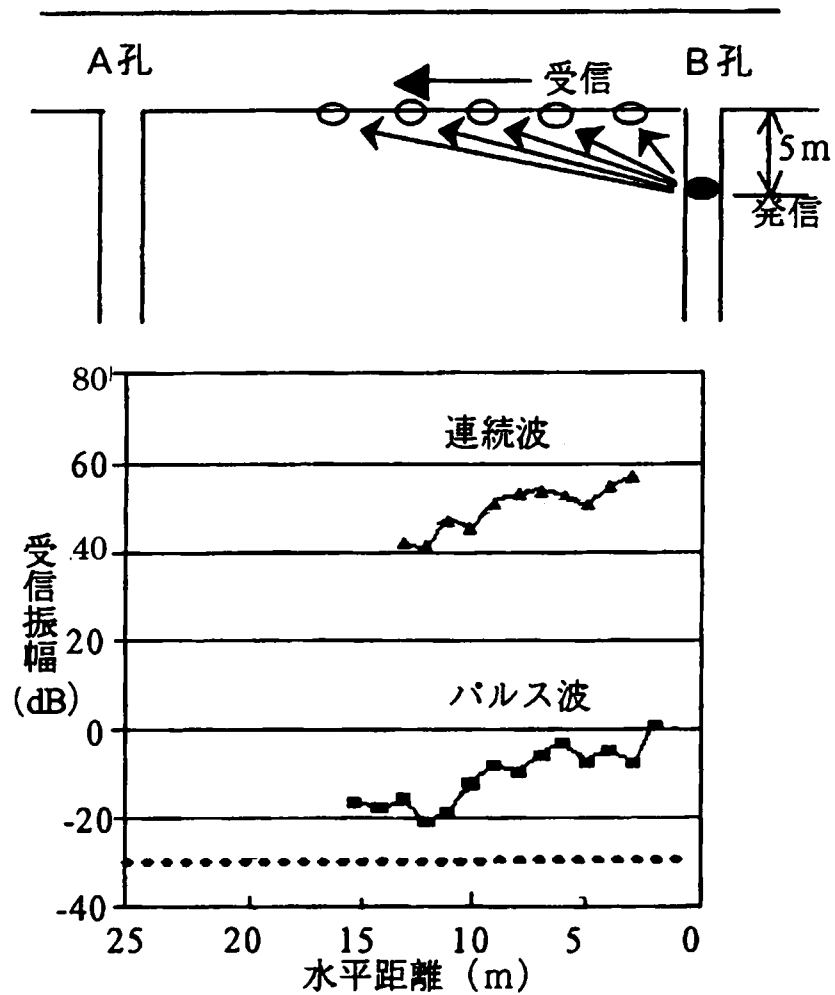


図-4. 28 連続波レーダーの伝播性能試験結果

#### 4. 4 まとめ

ジオトモグラフィー探査技術の内、比抵抗トモグラフィー探査、電磁波トモグラフィー探査を用いることによって、構造物スケールの水理地質構造を知るための以下の知見を得た。

- ① 比抵抗トモグラフィー法は、岩盤中の間隙構造を明らかにするため水理地質構造の把握法として適切であり、一方、弾性波トモグラフィー法は岩盤の硬軟を明らかにするため力学的強度の分布を明らかにするのに適当である。ここでは、これ等を組み合わせることによって、水理地質構造評価にしてもより細部にわたる構造区分（モデル化）が可能となることを示した。
- ② 比抵抗トモグラフィー法は、岩石と地下水との比抵抗のコントラストにより、岩盤の

間隙構造を明らかにしようとするものである。このコントラストをさらに強めることを目的として、塩水（NaCl 水溶液）を測定対象領域に注入することにより、間隙構造をより明瞭に検知することを確認した。また、塩水をトレーサーと考えれば、比抵抗トモグラフィーによって時間を追って塩水塊の移動を検知することが可能となり、より効率的な水みち構造の調査法になることを確認した。

- ③ 飽和された岩盤中で電磁波トモグラフィー測定を実施し、速度と振幅減衰に関わる情報を取得した。また、ボーリングコアから作成した供試体の含水比を様々に変えて誘電率測定を実施し、体積含水率と比誘電率との関係式を導き、先々の速度減衰、振幅減衰から間隙率分布を推定できることを確認した。
- ④ 電磁波トモグラフィー法は、構造調査技術として分解能が高く高精度の調査法としての可能性が大きい、可探距離が小さいことが実用上のネックとなっている。これを解消するものとして連続波型のゾンデを試作し、可探距離が大幅に増大することを確認した。

#### 【参考文献】

- 1) 日比谷啓介・戸井田克：岩盤における空洞調査技術，地質と調査，56号，pp.12～17，1993.
- 2) 日比谷啓介，稲葉武史，稲生道裕，戸井田克，升元一彦：比抵抗トモグラフィーによる岩盤の水理地質構造評価について，第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.331～336，1994.
- 3) 日比谷啓介・稲葉武史・稲生道裕・戸井田克・升元一彦：比抵抗，弾性波トモグラフィーによる岩盤の水理地質構造評価について，鹿島技術研究所年報，第42号，pp.225～230，1994.
- 4) 戸井田克・升元一彦・日比谷啓介：比抵抗トモグラフィーによる塩水トレーサーを用いた岩盤内水みち調査，第27回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.391～395，1996.
- 5) 日比谷啓介・稲生道裕・升元一彦：電磁波トモグラフィーによる岩盤の含水状態評価について，第25回岩盤力学シンポジウム講演論文集，pp.256～260，1993.
- 6) 戸井田克・升元一彦・日比谷啓介・田中真弓：電磁波を利用した岩盤の水理地質構造評価について，土木学会第55回年次学術講演会概要集，CS-124，2000.
- 7) 青木謙治・広野進・戸井田克・上野弘道：サイスミックトモグラフィーの岩盤調査への適用について，第20回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.26～30，1988.
- 8) 戸井田克・小淵考晃・升元一彦・青木謙治：サイスミックトモグラフィーの亀裂探査への適用性について，物理探査学会第83回学術講演会論文集，pp.122～127，1990.
- 9) 戸井田克・升元一彦・日比谷啓介：比抵抗トモグラフィーによる水理地質構造の異方性評価について，第26回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.331～335，1995.
- 10) 加藤椒史・六川修一・石井吉徳：トモグラフィーにおける初動振幅情報の有効性，物理探査学会第85回講演論文集，pp.181～185，1991.
- 11) 天野雄二・田辺一夫：岩石の電磁波伝播定数に及ぼす水分の影響，物理探査学会第86回講演論文集，pp.421～425，1992.
- 12) 横山秀吉：30Hz から 1 MHz 周波数領域における岩石の誘電率について，日本鉱業会

- 
- 誌, Vol.93, No. 1071, pp.317~352, 1977.
- 13) 日比谷啓介・稲生道裕・広野進・升元一彦：ボアホールレーダーによる地盤調査技術の開発, 鹿島技術研究所年報 40, pp.205~210, 1992.
  - 14) 横山秀吉・堀津多三郎：岩石の誘電率の算定について, 日本鉱業会誌, 94 (1083), pp.317~352, 1978.

## 第5章 局所の水理地質構造調査技術

### 5.1 サイナソイダル試験法の特徴

サイナソイダル試験法は、クロスホール透水試験法的一种である。クロスホール透水試験は、図-5.1に示すように、発信孔井内においてパッカーで閉塞した発信区間に注水し、これによって発生した周辺岩盤内の水頭変化を他の孔井内の受信区間で計測することにより、発信及び受信区間の透水特性を評価するものである<sup>1)</sup>。このとき、発信区間における注水方法によって分類されるいくつかの試験手法が提案されている<sup>2),3)</sup>。その中で、試験操作が比較的容易な一定流量を注水する定流量注水試験法については、対象岩盤を等価な多孔質媒体とみなせる場合、岩盤の3次元的な透水係数テンソル及び比貯留係数を評価できることがこれまでの検討結果から確認されている<sup>4),5)</sup>。

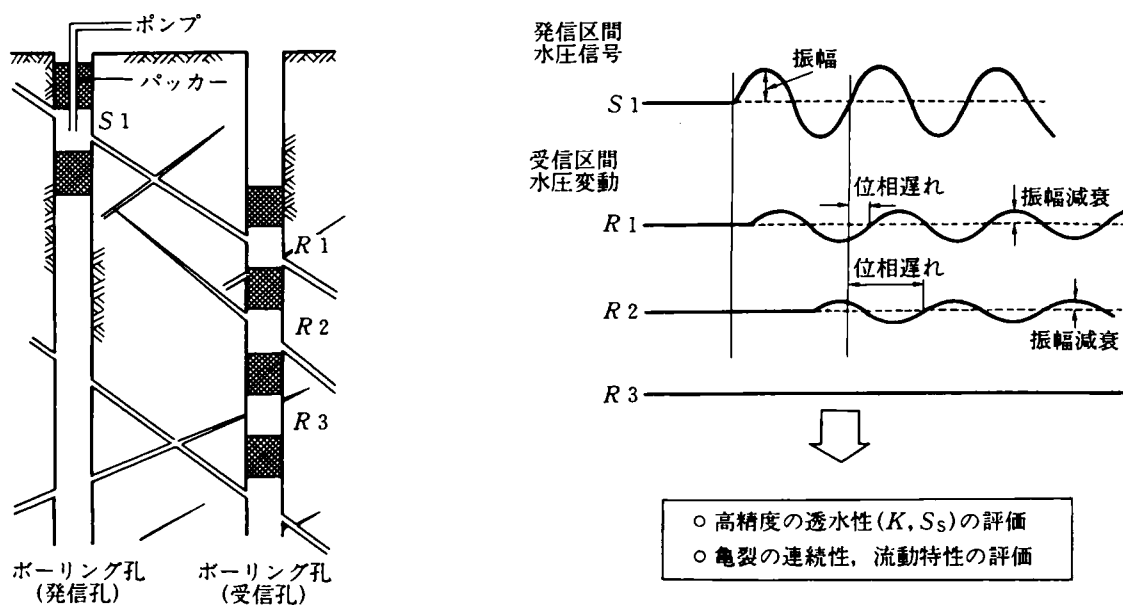


図-5.1 サイナソイダル試験の概要 (Black 等<sup>1)</sup> に加筆)

これに対して、サイナソイダル試験法では、発信方法として注水及び揚水を繰り返し、正弦波状の圧力変動を発生させ、伝播する圧力波形の振幅減衰及び位相遅れを受信区間において計測する。サイナソイダル試験法は、振幅減衰及び位相遅れを圧力伝播の理論解と比較することによって、発信及び受信区間の間の透水特性（水頭拡散率）を評価するものであり、前述の定流量注水試験法に比べ以下の利点を有すると考えられる。

a. 試験区間の初期間隙水圧を中心に、注水／揚水を行うため、試験終了後の周辺岩盤内の水頭分布は、速やかに初期状態に回復する。したがって、次ステップ以降の試験を連続的に実施することができ、試験時間の大幅な短縮が可能となる。

b. 試験結果の解析に際して、1次元、2次元及び3次元モデル、あるいは二重空隙モデル等をパラメトリックに適用することによって、対象岩盤の水理的な不均質性を評価できる可能性を有する。

c. 試験の与条件として、注水流量（圧力）の振幅値の他に、発信周波数を変化させることによって、試験対象とする領域を選定する可能性を有する。

なお、試験結果（振幅減衰、位相遅れ）から、岩盤の透水特性を解析する際の解析理論の概要は以下のとおりである。地下水の流れはダルシー則に従うものとし、飽和領域内を対象とする。このとき、簡単のために流れの場を均質・多孔質体中の3次元球状流れとすると、発信区間における正弦波状の注水／揚水を境界条件として受信区間における水頭の振幅及び位相遅れは次式で表される。

$$\text{振幅} \quad R = \frac{Q_0}{4\pi Kr} \exp\left[-r\left(\frac{\omega S_s}{2K}\right)^{1/2}\right] \quad (\text{m}) \quad (1)$$

$$\text{位相遅れ} \quad \phi = -r\left(\frac{\omega S_s}{2K}\right)^{1/2} \quad (\text{rad/s}) \quad (2)$$

ただし、 $Q_0$ ：発信流量の振幅 (m)  
 $r$ ：発信及び受信点間の距離 (m)  
 $\omega$ ：発信周波数 (rad/s)  
 $K$ ：岩盤の透水係数 (m/s)  
 $S_s$ ：岩盤の比貯留係数 (1/m)

さらに、(1) 式の距離の異なる2点間の振幅比（振幅減衰）で表すことにより、次式が得られる。

$$\text{振幅減衰} \quad \frac{R}{R_0} = \frac{r_0}{r} \exp\left[(r_0 - r)\left(\frac{\omega S_s}{2K}\right)^{1/2}\right] \quad (3)$$

ただし、 $R$ ：受信点での水頭振幅（距離  $r$ ）  
 $R_0$ ：発信点での水頭振幅（距離  $r_0$ ）

したがって、発信波形に対する受信波形の振幅減衰及び位相遅れを計測すれば、(2)、(3) 式に基づき水頭拡散率  $K/S_s$  を求めることができる。

なお、(1)、(2) 式の理論解は、2次元放射状流れや1次元パイプ状モデル、あるいは二重空隙モデル、さらに非整数値も含めた  $n$  次元モデルについて求められている<sup>3),6),7)</sup>。整数値をとらない場合の次元の算定法を Appendix-2 に示した。

## 5. 2 室内試験に基づく、水みち分布特性の定量化の試み

原位置試験の実施に先立ち、サイナソイダル試験による水理地質構造の評価性能の確認を目的として、以下の2シリーズの室内試験を実施した<sup>8),9)</sup>。

### 5. 2. 1 室内試験-1の概要

#### (1) 試験方法

試験に用いた供試体は、多孔質の熔結凝灰岩（福島県白河郡産）であり、黒色熔結部が水平方向層状に観察される。φ50×100mmの試料を用いて実施した透水試験結果、および有効間隙率測定結果から推定した比貯留係数を表-5. 1に示す。

表-5. 1 岩石供試体の水理物性諸元

コアリング方向	水平	鉛直
透水係数 (cm/s)	$8.5 \times 10^{-7}$	$4.8 \times 10^{-7}$
有効間隙率 (%)	18	
比貯留係数 (cm <sup>-1</sup> )	$3.3 \times 10^{-8}$	

試験は、図-5. 2に示すように供試体（約40cm角）の層に対して鉛直方向にφ10mmの孔を2孔削孔し、それぞれを発信孔、受信孔とした。サーボ制御装置と二重管構造の圧力変換容器により、周波数をパラメータとした正弦波状の水圧を発信区間に加え受信区間に伝播した圧力波形を測定した。試験中の供試体内の間隙水圧は、定圧ポンプおよび定圧リリース弁により一定に保持した。また、試験結果の比較のため、発信区間に一定流量を注水する定流量注水試験を併せて行った。試験ケースを整理すると表-5. 2のとおりである。

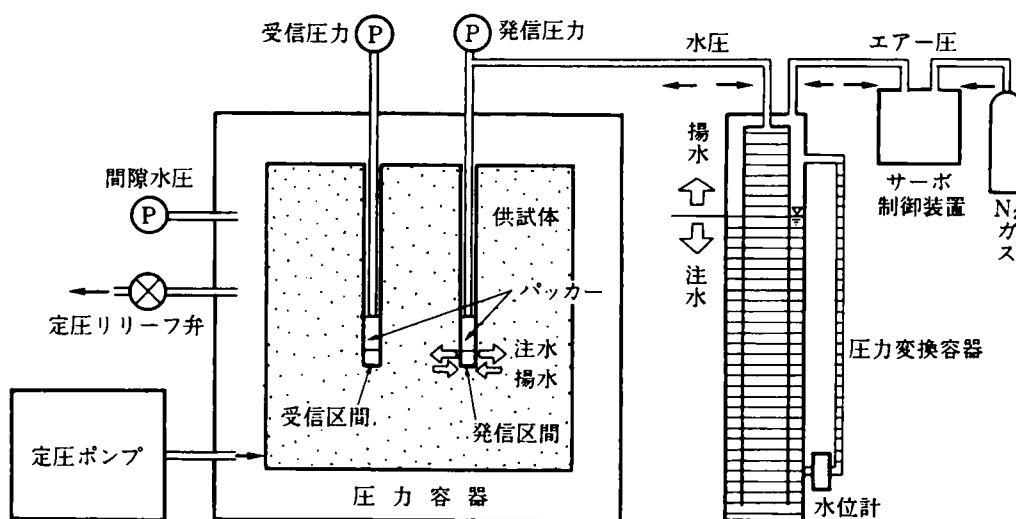


図-5. 2 室内サイナソイダル試験装置の概要

表-5. 2 室内試験-1の試験ケース一覧

試験ケース	孔間距離 r (mm)	発信振幅 $A_s$ (MPa)	発信周波数 $\omega$ (rad/sec)	周期 T (sec)
①	50	0.5	$4.4 \times 10^{-2}$	143
②			$3.4 \times 10^{-2}$	67
③			$1.9 \times 10^{-2}$	33
④	50	定流量注水試験 (発信圧力 0.5MPa)		

(2) 試験結果および考察

試験結果に対しては、3次元モデルによる解析だけではなく、前述のように供試体に層状の構造が認められることから、2次元モデルを用いた解析も実施した。

i) 位相遅れによる評価

図-5. 3. 1には、水頭拡散率を0.1, 1.0, 10.0cm<sup>2</sup>/sとしたときの3次元モデルおよび2次元モデルの理論曲線を示した。この図によると、実施した3通りの周波数 $\omega$  (周期 33, 67, および 143sec) の範囲内では、周波数に対する位相遅れの変動傾向は、3次元モデルでも2次元モデルでも共に説明できることがわかる。

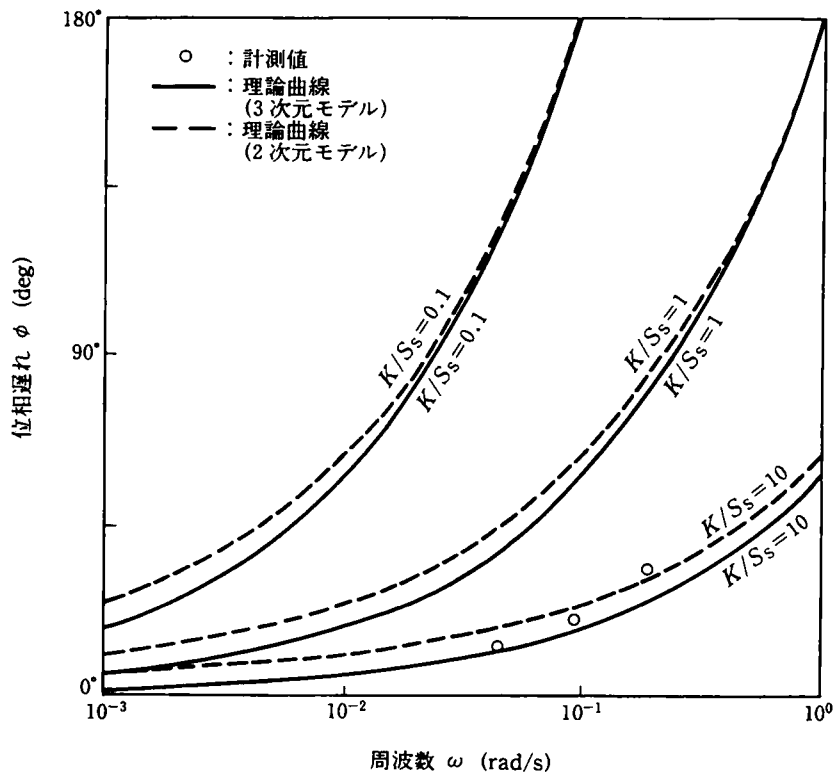


図-5. 3. 1 周波数と位相遅れの関係



ii) 振幅減衰に基づく評価

図-5.3.2によると、振幅減衰の計測値は3次元モデルに基づく理論曲線に適合するが、2次元モデルの理論曲線については、計測値に比べ周波数の増大に伴う減衰度が大きく、水頭拡散率を一意的に評価することは困難である。このように振幅減衰については、試験に用いた周波数帯において両モデルの理論曲線の傾向に明瞭な相違が認められ、本供試体の透水特性を評価する際には2次元の放射状流れモデルよりも3次元の球状流れモデルの方がより適切であると判断された。一方、表-5.1から、供試体の透水係数には若干の異方性が認められるものの高々1オーダーの範囲内であり、異方性の観点からも3次元モデルの方がより適切であったものと考えられる。3次元モデルに基づく各試験結果と水頭拡散率の算定結果を表-5.3に示す。水頭拡散率は、定流量注水試験（クロスホール）の結果とも整合している。

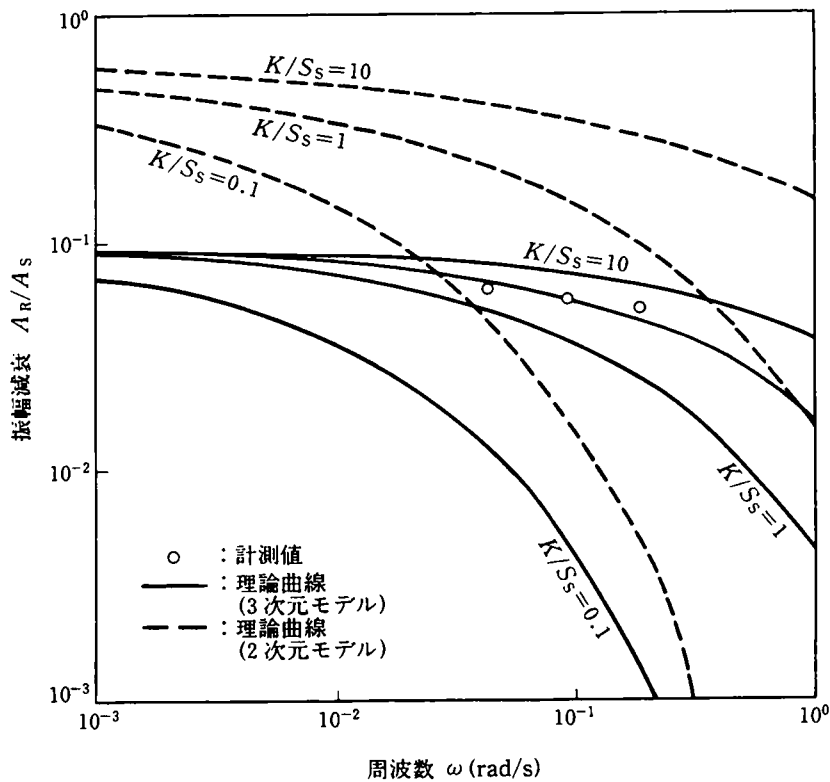


図-5.3.2 周波数と振幅減衰の関係

表-5.3 試験結果

試験 ケース	試験結果		3次元モデルに基づく評価	
	$\phi$ (deg)	$A_R/A_S$	K/Ss (cm <sup>2</sup> /S) [ $\phi$ による算定値]	K/Ss (cm <sup>2</sup> /S) [ $A_R/A_S$ による算定値]
①	13.7°	$6.3 \times 10^{-2}$	7.8	2.0
②	20.4°	$5.7 \times 10^{-2}$	7.6	2.9
③	33.7°	$5.1 \times 10^{-2}$	5.5	4.3
④	—————		3.75	

### 5.2.2 室内試験-2の概要

#### (1) 試験方法

用いた供試体は、室内試験-1と同じく、3次元的な流れが実現し、多孔質体としての近似が可能であることを確認した白川凝灰岩である。室内試験-2では、流れの場を制約するために、様々な辺長を有する正方形断面×長さ30cmの直方体試料を用いた。正方形の端面を除く4面を樹脂コーティングし、供試体内に孔間間隔を変えた $\phi$ 10mmの孔井モデルを2孔作成し、この間でサイナソイダル試験を実施した。供試体の形状、および孔井配置を図-5.4に示す。用いた試験装置は、室内試験-1と同じである。

供試体	L (cm)	r (cm)
A	5	10
B	10	4
C	15	5

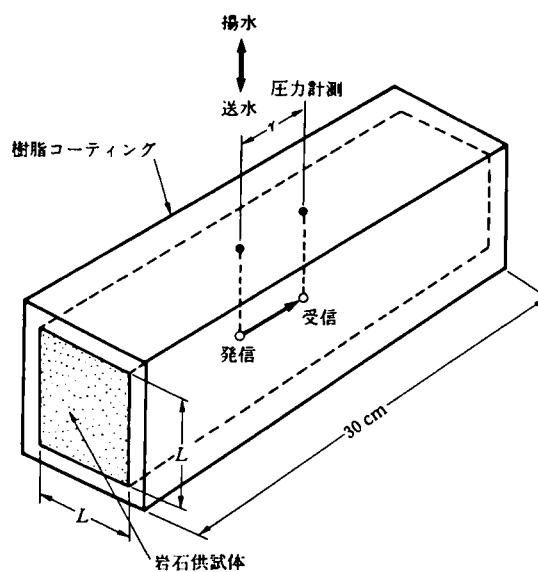


図-5.4 室内試験-2で用いた供試体の諸元

## (2) 試験結果および考察

供試体 A, B, C を対象として正弦波発信圧力の周波数を様々に変化させたときの受信信号の振幅減衰を図-5.5 に示す。発信周波数と受信信号の振幅減衰の関係は流れの次元に特有のものとなり、試験の影響範囲が発信周波数の平方根の逆数に比例するといわれることから、同図は発信区間からの試験の影響範囲と流れの次元との関係を表すものである。

たとえば、1次元の流れが見込まれる供試体 A の結果について、ダルシー則を仮定して物性に関わる定数を変化させたときに得られる理論曲線を重ね書きすると、1次元に対する理論曲線のひとは試験結果と整合的であるが、2次元、3次元の流れでは物性を変えても試験結果を統一的に説明することはできない。供試体 B, C の結果については、発信周波数毎に試験結果と整合する整数次元 ( $n = 1, 2, 3$ ) の理論曲線を実線で示したが、(1) で予測したとおり、周波数帯 (試験の影響範囲: R) 毎に流れの次元が変化していくことがわかる。

図-5.6 は、比較のために供試体 A を対象として実施した定流量注水試験の結果であり、受信区間の圧力応答に 1, 2, 3次元の流れの理論曲線によるマッチングを試みた。同一の供試体、制御系、計測系において、流れの次元に関してサイナソイダル試験の評価精度の高さを証明するものと評価できる。

## 5. 3 原位置試験の実施

### 5. 3. 1 原位置試験の概要

#### (1) 試験地点の地質

原位置試験を実施した坑道、試験孔井のレイアウト、および周辺の地質状況は、4. 3. 3. 1 に記載したとおりである。

#### (2) 試験項目

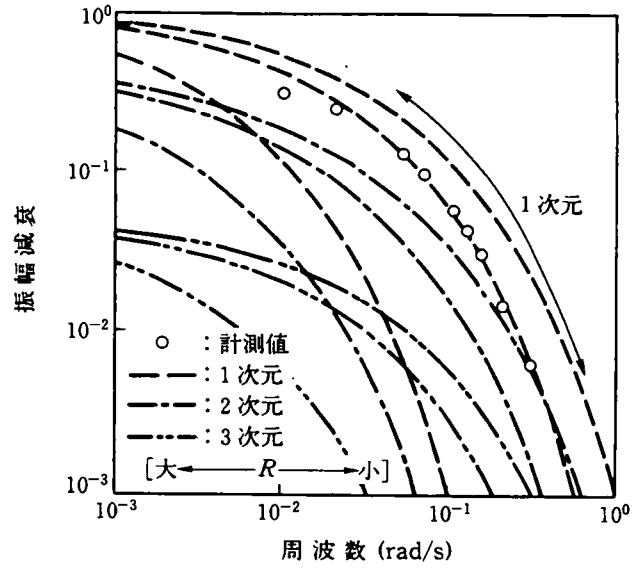
試験は、図-4. 20 に示すように、岩盤内に掘削された横坑から鉛直下向きに削孔した 2本の孔井を用いて実施した。なお、試験孔井の仕様は、いずれも孔径が 86mm、孔長が 50m であり、離間は 5m とした。両孔井共に、試験の実施期間中を通して、孔口より 5~10 l/min 程度の湧水が認められたことから、対象岩盤は飽和しているものと判断された。

本原位置試験において実施した各種透水試験は次のとおりである<sup>10),11)</sup>。

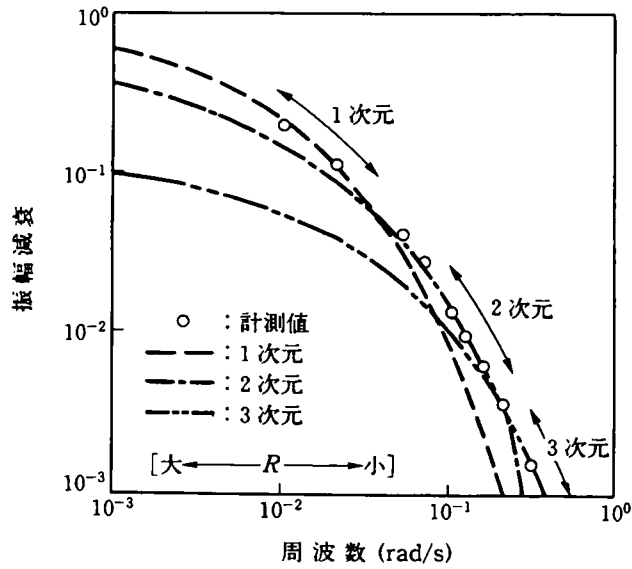
- a. 定圧注水試験 (単一孔井試験)
- b. 定流量注水試験 (クロスホール試験)
- c. サイナソイダル試験 (クロスホール試験)

いずれの試験についても試験区間長 (クロスホール試験の場合、発信及び受信区間長) は 1m である。図-5. 7 に定圧注水試験の結果を示した。この結果を参考として図-5. 8 に示すサイナソイダル試験の測線を決定した。発信区間あるいは受信区間の一方を、No.1 孔に分布する顕著な透水区間を一致させている。試験条件を表-5. 4 にまとめた。

供試体 A



供試体 B



供試体 C

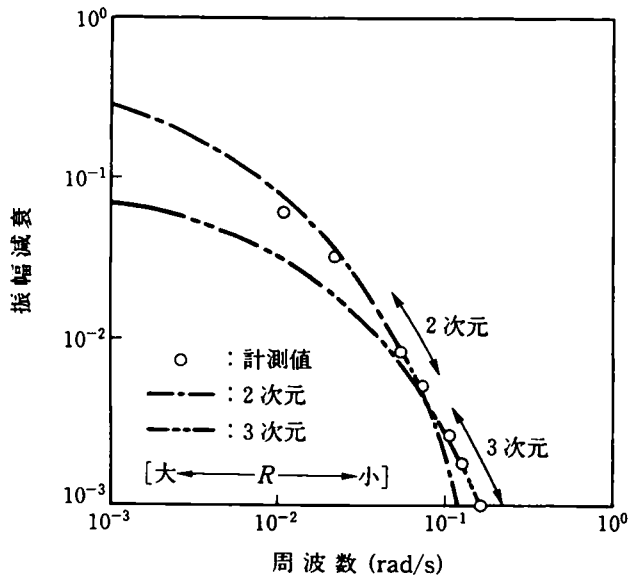


図-5.5 サイナソイダル試験の結果

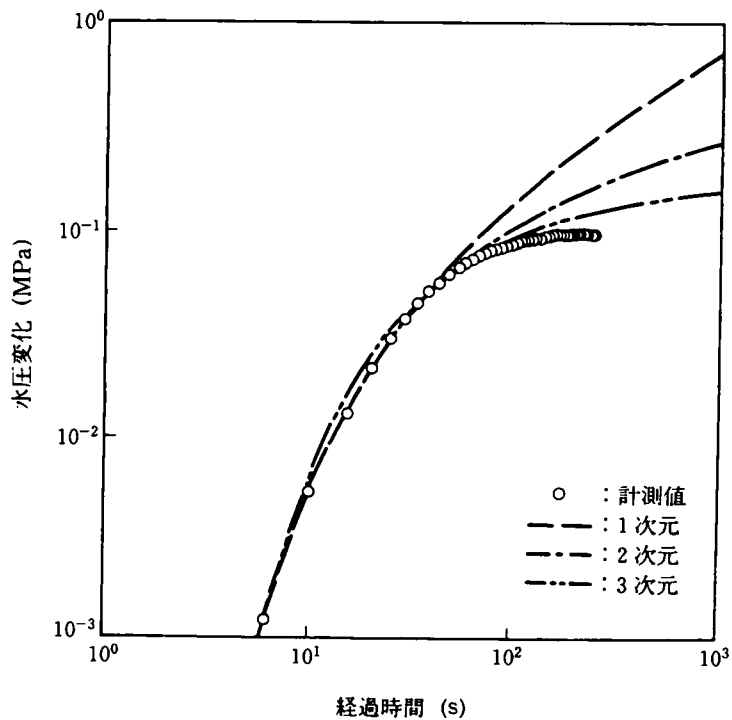


図-5.6 定流量注水試験結果 (供試体 A)

表-5.4 サイナソイダル試験の試験条件

周 期(min)	1, 2, 5, 10, 20, 50
発信振幅(kgf/cm <sup>2</sup> )	0.5, 1.0, 1.5, 2.0

### (3) 試験装置

この原位置試験のために新しく製作した試験装置の概要を図-5.7に示す。試験装置は、孔内パッカーシステム、及びデータ取得システムで構成される。正弦波圧力制御システムは、孔内のエア室及び揚水ポンプ、さらに地表部のエア圧サーボシステム (パソコン、サーボバルブ、サーボアンプ及び加圧用窒素ボンベ)、揚水ポンプ駆動用油圧ポンプユニット及びインバータ制御型送水ポンプで構成され、発信区間における正弦波圧力制御は、概略以下の手順で実施した。

a. 発信区間の初期間隙水圧と平衡するように、地表部のエア圧サーボシステムにより孔内のエア室内を加圧し、エア室内水位を一定に保つ。

b. パソコンから任意の正弦波情報を入力し、エア圧サーボシステムによりエア室内を

加圧／減圧し，発信区間に正弦波状の圧力変動を発生させる。

c. この圧力変動によらず，エア室内の水位を一定に保つために，孔内揚水ポンプ及び地表部のインバータ制御型送水ポンプによって必要な注水／揚水を繰り返す。

d. 発信区間内圧力及びエア室内水位をモニタリングし，それぞれサーボアンプ及びインバータ制御装置に信号をフィードバックすることにより補正する。

以上の手順により，発信区間に任意の正弦波状圧力変動（流量変動）を与えた。

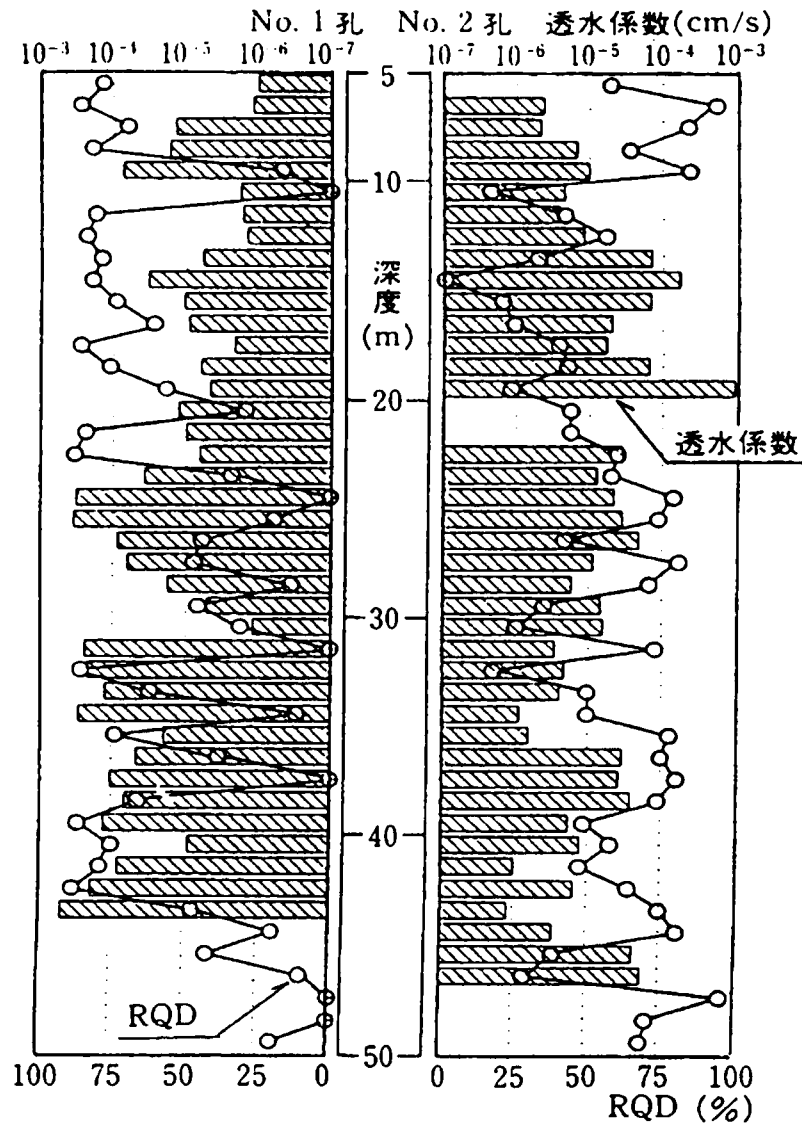


図-5. 7 定圧注水試験に基づく透水係数の分布

### 5. 3. 2 サイナソイダル試験に基づく透水特性評価

#### (1) 試験結果

##### i) 定圧注水試験

No. 1, No. 2 孔の各々に対して実施した定圧注入試験の結果を頻度分布にして図-5. 8 に示した。図中には、コア観察の結果により得られたRQDの分布も併記した。この結果に基づき、次のクロスホール試験の発信及び受信区間の配置を決定した。

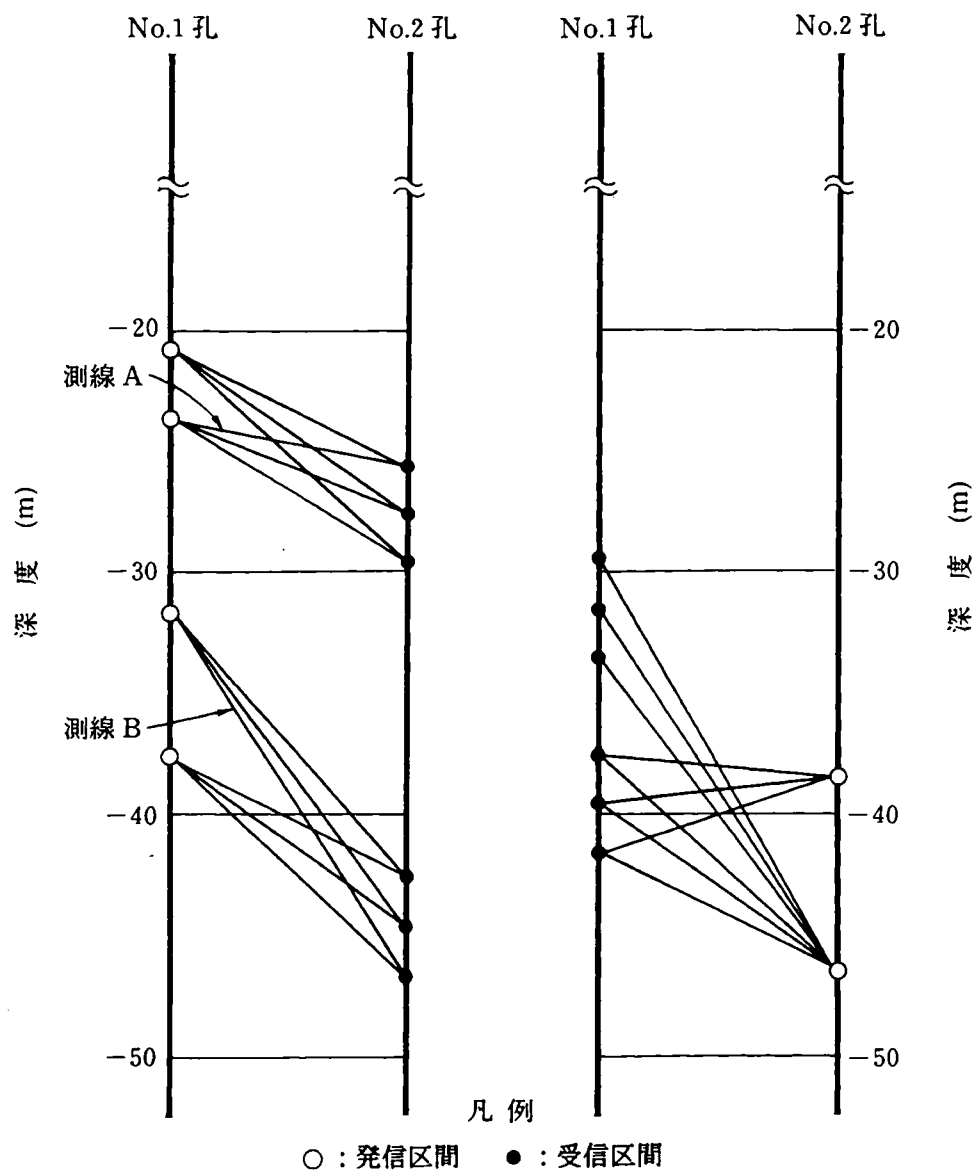


図-5. 8 サイナソイダル試験の測線

ii) 定流量注水試験

定流量注水試験は発信及び受信区間の組み合わせを変え、計 21 測線について実施した。各々の受信水圧の経時変化を分析し、水頭拡散率を求めた結果、表-5. 5 にその典型を示すような異方性が認められた。表中の測線 B は、先に示した節理の卓越方向 (N70° ~80° W70~75° N) に一致しており、測線 A はこの卓越方向と高い角度で交差する測線である。試験結果として得られた水頭拡散率の異方性は、この卓越した節理群の影響を反映したものと考えられる。

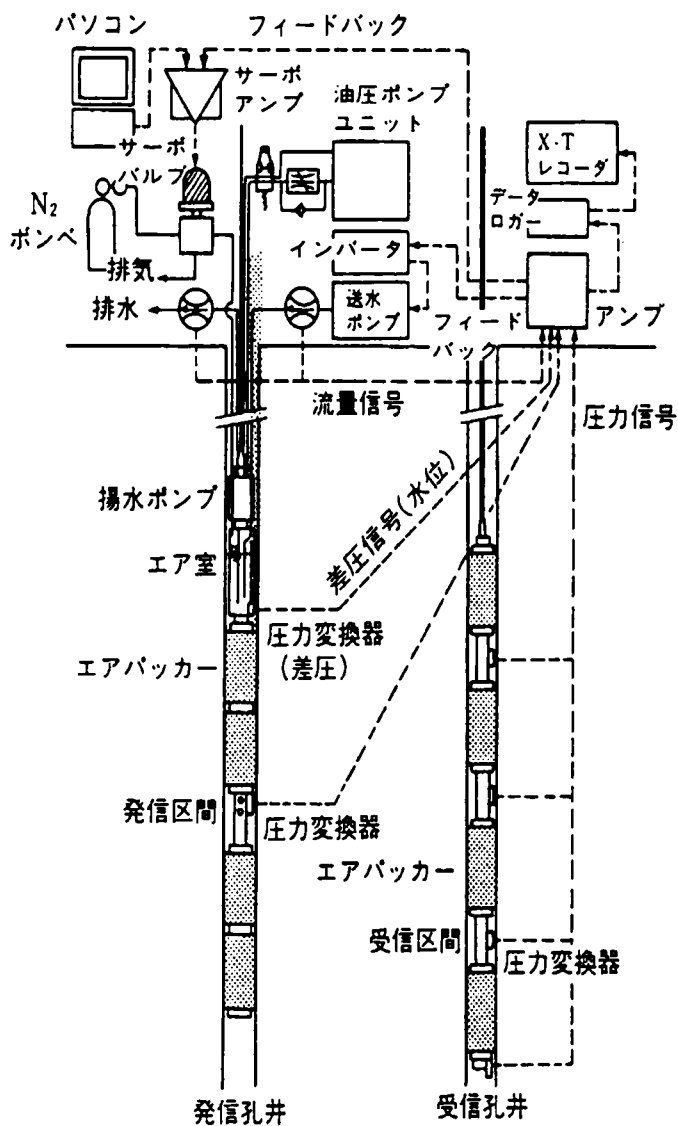


図-5. 9 原位置試験装置



### iii) サイナソイダル試験

同一の試験距離において、定流量試験が一日一回程度の試験回数に制約されたのに対して、サイナソイダル試験では、前節に述べたように表-5.4の周波数の下で1日に5~10回程度の試験を連続的に実施することによって、試験時間の大幅な短縮化が実現できた。

図-5.10には、発信水圧に対する応答水圧の経時変化の一例を示した。図中のプロットは計測値であり、実線は計測値を正弦波曲線で近似したものである。試験を実施した測線のうちほぼすべてについて明瞭な応答水圧が認められた。振幅減衰及び位相遅れは、正弦波近似した曲線を比較することによって求めた。

これらの結果に基づく水頭拡散率の評価については次節で記述する。

### (2) 透水特性の評価

当該サイトでは、定流量注水試験の結果から顕著な異方性が認められた。節理の卓越方向とほぼ直角方向する測線Aと、卓越方向にほぼ平行な測線Bの試験結果を取り上げ、それぞれについて3次元モデル、あるいは2次元モデルに基づく解析を行った結果を示す。

#### i) 測線Aについて

表-5.5に、測線A（発信区間No.1孔 深度23~24m, 受信区間No.2孔深度25~26m）の計測結果に基づく水頭拡散率の算定結果を示した。ここで表中の算定結果は、3次元モデルを用いた結果である。この表から、測線Aの平均的な水頭拡散率を求めると、振幅減衰からは $K/Ss = 1.34\text{m}^2/\text{s}$ 、また位相遅れからは $K/Ss = 2.03\text{m}^2/\text{s}$ となった。図-5.11は、これらの水頭拡散率の平均値を用いて振幅減衰及び位相遅れの理論解を求め、計測値と比較したものである。図中のプロットは計測値であり、実線は理論解を表している。この図によると、振幅減衰および位相遅れの理論曲線は、それぞれ試験で得られた計測値の周波数に対する変動傾向と良く一致している。したがって、当測線の試験結果は、3次元モデルに基づく解析によって適切に評価できるものと判断された。

表-5.5 定流量注水試験に基づく透水特性算定結果

測線	発信区間 No.1 (m)	受信区間 No.2 (m)	水頭拡散率 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )
A	23-24	25-26	1.93
B	31-32	46-47	7.55

次に、ここで評価した水頭拡散率を、先に実施した定流量注水試験の結果と比較した。定流量注水試験に基づき評価した当測線の水頭拡散率は、表-5.5より $K/Ss = 1.93\text{m}^2/\text{s}$ である。これに対し、サイナソイダル試験による水頭拡散率は $1.34\text{m}^2/\text{s}$ あるいは $2.03\text{m}^2/\text{s}$ であり両者は良く一致している。またサイナソイダル試験結果において、振幅減衰に基づく結果と位相遅れに基づく結果を比較しても表-5.6をみると、双方の水頭拡散率の算定値は極めて近い範囲に分布していることが認められた。

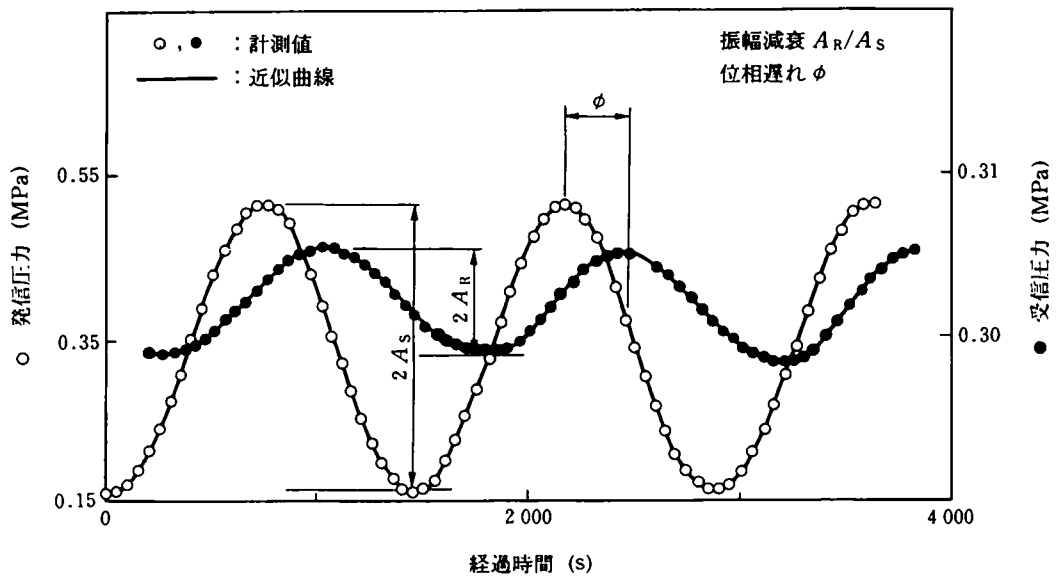


図-5. 10 発信水圧および応答水圧の経時変化の一例

ii) 測線 B について

a. 位相遅れに基づく評価

測線 B (発信区 No. 1 孔 深度 31~32m, 受信区 No. 2 孔 深度 46~47m) についても、同様に 3次元モデルを用いた解析を実施した。表-5. 6 に、測線 B の位相遅れに基づく水頭拡散率の算定結果を示した。この表によれば、当測線の平均的な水頭拡散率は  $K/Ss = 9.34m^2/s$  となる。この水頭拡散率を用いて位相遅れの理論解を求め、計算値と比較すると図-5. 12 に示すとおりとなる。この図によると、測線 B においても、位相遅れの理論曲線は、計測値の周波数に対する変動傾向に良く一致している。この結果を定流量注水試験結果と比較すると、表-5. 5 より定流量注水試験による水頭拡散率は  $K/Ss = 7.55m^2/s$  であり、両者はほぼ一致したと考えられる。

以上のことは、測線 B においても測線 A の時と同様に、位相遅れに着目した場合には 3次元モデルによって試験結果の評価が可能であることを示している。

表-5. 6 サイナソイダル試験に基づく水頭拡散率

測線	周期 (min)	発信振幅 (MPa)	$A/A_0$ (1)	$K/Ss(A/A_0)$ ( $m^2/s$ )	$\phi$ (deg)	$K/Ss(\phi)$ ( $m^2/s$ )
A	2	0.122	$1.1 \times 10^{-2}$	1.63	$35^\circ$	1.94
	5	0.127	$1.3 \times 10^{-2}$	1.46	$22^\circ$	2.02
	10	0.129	$1.3 \times 10^{-2}$	1.03	$15^\circ$	2.15
B	1	0.092	$1.9 \times 10^{-2}$	—	$71^\circ$	8.45
	2	0.094	$2.7 \times 10^{-2}$	—	$50^\circ$	8.51
	5	0.094	$3.6 \times 10^{-2}$	—	$30^\circ$	9.65
	10	0.095	$4.2 \times 10^{-2}$	—	$21^\circ$	9.80
	20	0.094	$4.7 \times 10^{-2}$	—	$15^\circ$	9.83
	50	0.092	$5.2 \times 10^{-2}$	—	$9^\circ$	9.96

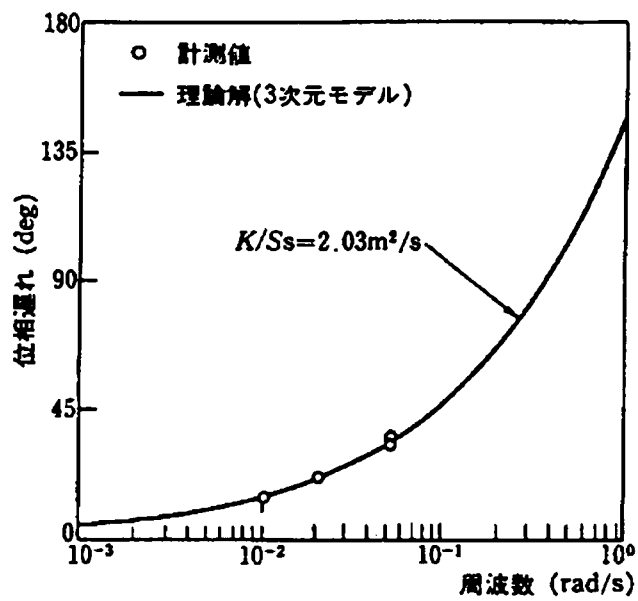
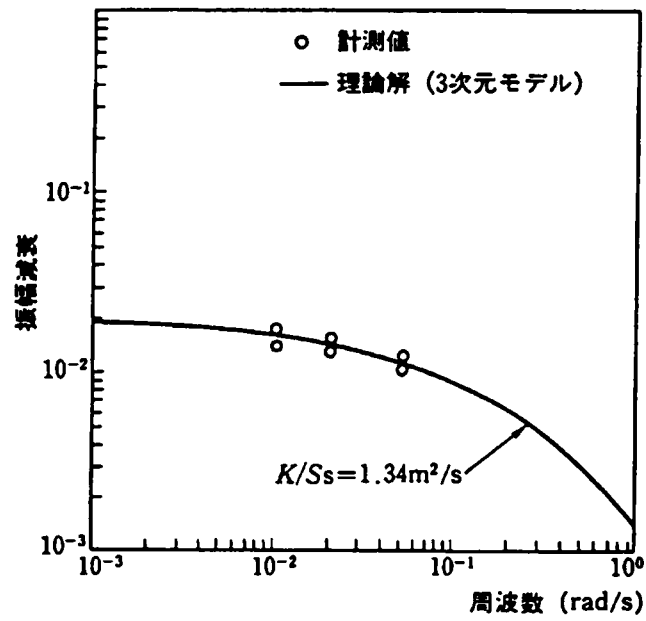


図-5. 11 周波数と振幅減衰および位相遅れの関係 (測線 A)

b. 振幅減衰に基づく評価

ここで、振幅減衰の計測値に対して同様に 3 次元モデルを用いた解析を行ったところ、理論解は計測値と適合しなかった。図-5. 13 は、試行的に水頭拡散率を  $K/S_s = 1.0, 5.0, 10.0 \text{ m}^2/\text{s}$  として、3 次元モデルに基づく振幅減衰の理論解を求め、計測値と比較したものである。この図によると、3 次元モデルによる理論解（実線）は、周波数の低下に伴い増加するが、前節（3）式から明らかなように、発信点からの距離の比（ $r_0/r$ ）に収束するため、計測値を満足する理論解は存在しない。そこで、当測線が節理の卓越方向にほぼ一致していることから、この節理群の影響を考慮し、2次元モデルを用いた解析を試みた。図-5. 13 中の点線は 2次元モデルによる理論解である。図によると、振幅減衰の計測値は、2次元モデル及び 3次元モデルによる理論解の間に分布し、どちらのモデルによっても計測値の分布に適合する水頭拡散率を同定し得ないことがわかる。これは、振幅減衰に着目した場合、当測線の水みちとなる節理群の影響を、従来の岩盤水理モデルである 3次元、あるいは 2次元モデルによってモデル化することが困難であり、ストリパプロジェクトの中で Black 等が提案している 2次元及び 3次元モデルの間の非整数次元の水理モデルが適合することを示している。

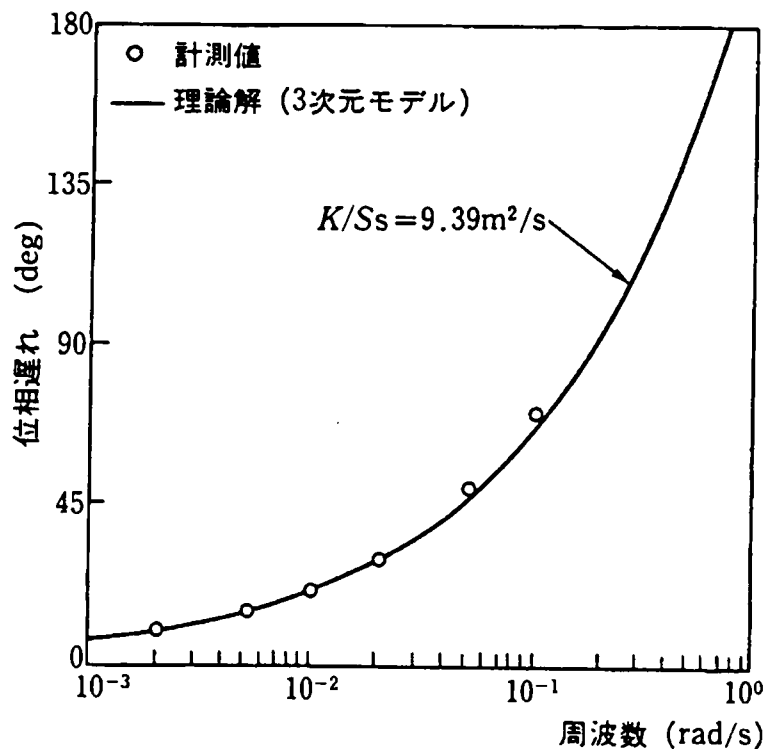


図-5. 12 周波数と位相遅れの関係（測線 B）

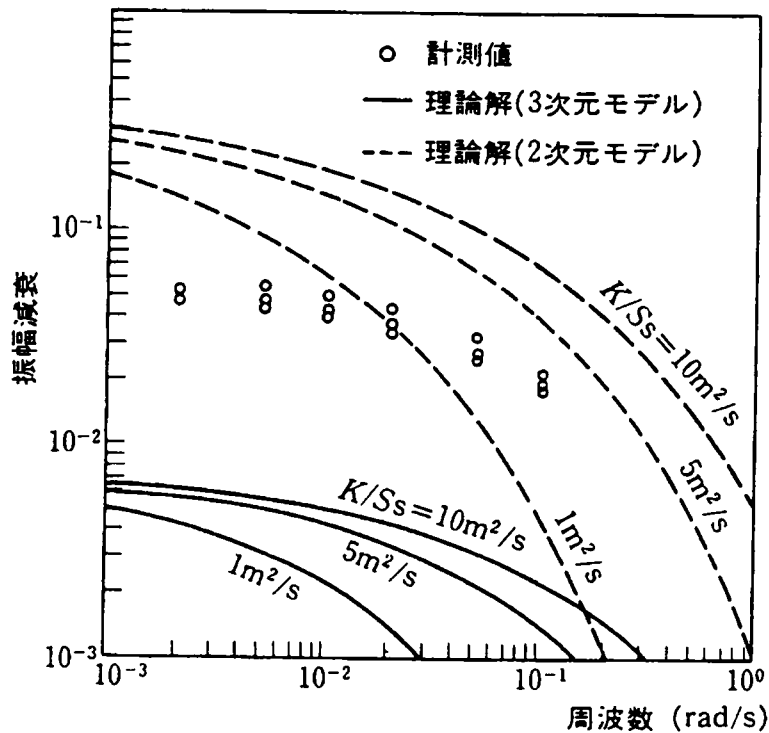


図-5. 13 周波数と振幅減衰の関係 (測線 B)

#### 5. 4 まとめ

5章の結論は以下のようにまとめられる。

- ① 岩盤の透水係数等の水理物性値を高精度に評価するための試験技術として、サイナソイダル試験法に着目した。孔間透水試験法の中でもサイナソイダル試験法は、振幅減衰から得られる情報、位相遅れから得られる情報、周波数を変えることによって得られる情報等、得られる情報量が多いこと、さらに受信信号が動的に変動するため検知しやすいこと等がその理由である。
- ② サイナソイダル試験結果の解析理論どおりの理想的な試験装置を初めて開発した。すなわち、従来の装置ではボーリング孔外に加圧・揚水ポンプを設置していたために、注水、揚水を自然の間隙水圧を中心として正弦波状に繰り返す試験の実施が困難であったが、自由水面を有する貯水タンクと、この水位を一定に保つように自動制御される揚水ポンプを孔内に配置することによって初めてこれを可能にした。正弦波状の水圧は貯水タンクの自由水面に付加されたエア一圧によって与えられる。これによって、
  - ・ サイナソイダル試験は通常非常に長い時間を要するが、この試験中に従来は必ず受信圧力波形に発生していた大きなドリフトを完全に回避することが可能となった。
  - ・ サイナソイダル試験では、波長、および振幅を変えて多くの試験を実施するが、従来の試験装置では自然の地下水環境に少なからぬ擾乱を与えるために、自然の地下水環境

に戻るまで次の試験ができず、試験後の待ち時間が非常に長かった。これに対し、新しく開発した装置では次の試験を直ちに実施することが可能となり、大幅な試験時間の短縮が可能となった。

- ③ 原位置試験装置と全く同一の原理で製作した装置によって室内試験を実施した。ほぼ等方均質と考えられる熔結凝灰岩を対象として試験を実施した結果、“位相遅れ”についても“振幅減衰”についても共に3次元モデルで説明できることを確認した。ここで、“位相遅れ”については、3次元と2次元モデルの両者の理論曲線にほとんど差がないことから、位相遅れによって流れの次元を評価することは困難であった。
- ④ 流れが様々に拘束される供試体を準備して試験を実施した結果、流れの次元の差として評価することができた。さらに、周波数が大きくなるにしたがって影響範囲が狭くなるため流れの次元が1次元から3次元まで増大することが確認できた。
- ⑤ 久慈備蓄基地の作業トンネル枝坑において原位置試験を実施し、不連続面の卓越方向と、これと高い角度で交差する方向の2方向に対する試験結果を詳細に解析した。その結果、卓越節理面と高角度で交わる測線では流れの次元がほぼ3次元と評価されたのに対し、卓越節理面とほぼ一致する測線では2次元と3次元の中間を示すことがわかった。

岩盤の透水特性、強度特性、変形特性等には節理、破碎帯等の不連続面の分布が支配的に影響することが多い。一方、我々は、原位置試験によってあたかも連続体の特性値であるかのようにこれらの物性を求め、岩盤挙動予測の検討に用いている。しかし、試験対象や検討の対象となる岩盤のスケールにおいて、不連続面が常に偏りなく3次元的に分布しているとは限らず、長さ $L$ について $L^2$ の次元を有する強度や変形特性、 $L$ の次元を有する透水係数等、上述のように評価した特性値で必ずしも正確な岩盤の挙動評価を行えない可能性がある。このことは岩盤に限らず、コンクリートや金属材料においてもスケール効果がより微小な領域での不均質性に起因すると考えている点で同一の問題であるといえる。

設計上、地下の水理環境に厳しく留意することが求められる岩盤内構造物の建設においては、主たる透水経路としての不連続面ネットワークの構造を考慮した透水特性を明らかにしなければならない。検討対象とする範囲内において不連続面は必ずしも3次元的に一様に分布するわけではない。また、見かけ上3次元的に一様に分布したとしても、実際に透水経路となるのは全体のごく一部であることも良く知られつつある。本章では、サイナソイダル試験によって岩盤中（の2点間）に実際に水の流れを作ることにより、流れの次元を把握し、不連続面の接続構造、すなわちフラクタル次元を推定する方法について検討した。幾何学的次元（ユークリッド次元）が3の問題を扱っている場合には、不連続面のフラクタル次元が3の場合には、検討対象岩盤を等価連続体として扱い、試験によって求めた透水特性をそのまま評価用物性として用いることが可能となる。一方、次元が異なる場合には、対象岩盤を等価連続体として扱うことは不適切であり、不連続面を陽に評価した検討を行うべきであることを示している。

ここでは、岩盤内の自然の地下水環境を必要以上に乱さずに加圧のできる試験装置をはじめて作成することによって Black 等の解析理論に忠実な情報を得ることを可能とした。試験の結果得られた圧力波形にもドリフトがなく、設計どおりの試験装置ができていることを確認した。

#### 【参考文献】

- 1) Black, J.H., D.C.Holmes, M.A.Brightman: Crosshole Investigations: Hydrogeological Results and Interpretations, Technical Report of Stripa Project, 87-18, 1987.
- 2) Hsieh, P.A., S.P.Neuman, G.K.Stiles, E.S.Simpson: Field determination of the three-dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media-2. Methodology and Application to Fractured Rocks, Water Resources Research, Vol.21, No.11, pp.1667~1676, 1985.
- 3) Black, J.H., J.A.Barker, D.Y.Noy: Crosshole investigations-The method, theory and analysis of crosshole sinusoidal pressure tests in fissured rock, Internal Report of the Stripa Project, No.86-03, SKB, Stockholm, 1986.
- 4) 青木謙治・塩釜幸弘・手塚康成・小渕考晃：クロスホール透水試験による亀裂性岩盤の透水係数評価について，鹿島技術研究所年報，第38号，pp.169~174，1990。
- 5) 青木謙治・戸井田克・塩釜幸弘・小渕考晃：クロスホール透水試験による亀裂性岩盤の透水係数評価について(2)，鹿島技術研究所年報，第39号，pp.201~206，1991。
- 6) Cunha, A.P.: Scale Effects in Rock Mechanics, Proceedings of the Second International Workshop on Scale Effects in Rock Masses, Lisbon, pp.3~27, 1990.
- 7) Noy, D.J., J.A.Barker, J.H.Black, D.C. Holmes: Crosshole investigations - Implementation and Fractional Dimension Interpretation of Sinusoidal Tests, Internal Report of the Stripa Project, No.88-01, SKB, Stockholm, 1988.
- 8) 小渕考晃・渥美博行・日比谷啓介：サイナソイダル試験法の検証を目的とした室内試験結果について，第48回土木学会年次学術講演会概要集，pp.1090~1091，1993。
- 9) 渥美博行・日比谷啓介・小渕考晃・宮嶋保幸：サイナソイダル試験による岩盤の透水特性評価（室内試験結果）一流れの次元に基づく水みち分布特性の定量化の試み一，土木学会第49回年次学術講演会概要集，pp.148~149，1994。
- 10) 日比谷啓介・渥美博行・小渕考晃・青木謙治：不連続岩盤の透水特性評価におけるサイナソイダル試験法の適用性について，第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.413~418，1994。
- 11) 日比谷啓介・渥美博行・小渕考晃・宮嶋保幸・青木謙治：サイナソイダル試験による岩盤水理特性の評価について（その2），鹿島技術研究所年報，第42号，pp.219~224，1994。





## 第6章 原油地下備蓄タンク空洞建設時の水理地質構造調査

### 6.1 原油備蓄基地の建設における水理地質構造評価

第2章では、水理地質構造の評価が必要となる岩盤地下構造物として、わが国においても既に3地点において建設実績のある原油地下備蓄施設と、近い将来に建設が予定されている高レベル放射性廃棄物地層処分施設等があることを示した。この例によれば、前者では空洞内に貯えた原油、およびその上部に溜まるガスが漏れないことを稼働期間を通じて保証する必要があった。また、後者では、処分した廃棄体から万が一放射性核種が漏洩した場合を想定し、これが人間が生息する地表の環境にまで到達しないことを保証する必要があった。特に後者では、半減期が極めて長い放射性廃棄物の処分も考えられているため、対応する超長期にわたって安全性が保証されなければならない。これらの問題は、いずれも空洞周辺のうち局所的にでも問題があるとすれば全体の安全性が失われるという性質の問題であり、総量のある程度以下に抑制できればよいというような問題とは性質が異なる。問題発生未然防止を目的とした対策を実施するためには、対象とする部分の特定、対策工の選定、設計の実施のために現象の予測をしなければならない。予測モデル構築のためには水理地質構造に関わる情報が不可欠である。この水理地質構造に関わる情報については、構造物の重要度が増すほど、そして万が一問題が発生した場合の社会的影響が大きければ大きいほど綿密な評価を行う必要がある。現在進みつつある高レベル放射性廃棄物地層処分の問題では、発生する可能性のある問題をシナリオとして設定し、これが発生しないことの保証（安全評価）によって地層処分の成立性を証明しようとしている。シナリオのひとつが地下水シナリオであり、廃棄体から万が一漏洩した核種が地下水の流れに乗って地表の生態圏にまで到達するというものである。すべて詳細に知り尽くすことは現実には不可能な岩盤の不連続面を経由し、極めて長い時間をかけて核種が移行する可能性について安全評価が成されなければならない。検討対象領域は広大なものとなる。また、施設を設計し施工する際には、万が一漏洩した核種が地下水の流れに乗らないように予め対策を講じながら建設することが大切である。そのために構造物規模の水理地質構造の調査が大切であり、その結果に基づき問題の発生未然防止を目的として施工中から必要な対策をしておく。さらに挙動予測のためには水理物性の評価も重要である。以上から、目的と対象領域によって分類した広域水理地質評価、構造物規模の水理地質評価、局所の水理地質構造評価技術が系統立てて適用されるべきであることを第2章で論じ、第3、4、5章において各々の技術について原位置試験を実施することによりその具体的な内容を検討してきた。

一方、既に稼働が始まっている原油地下備蓄施設の建設においては、岩盤タンク空洞に先立って掘削された多くの周辺トンネルの施工時情報を収集・分析することによって岩盤タンク空洞掘削予定領域の水理地質構造の推定が可能となった。特に、国内の3箇所而建

設された基地のうち、岩盤の透水性が最も大きい久慈備蓄基地においては、この結果に基づいて水理的に問題が発生する可能性のある部位を対象として適切な対策を講じることができた。地下水制御を目的とする水理地質構造調査を大規模に実施した事例としては、わが国では久慈地下備蓄基地の施工が初めてと考えられる。当基地における水理地質構造の調査は主として周辺トンネル施工時の地質観察結果、湧水測定結果に基づくものであり、3、4、5章で検討した調査技術を直接適用したものではない。これらの技術のうちいくつかは久慈基地において原位置試験を行ったものであるが、すべてを完成した技術として当基地で適用したわけではない。しかし、いずれの手法にせよ、水理地質構造が判明した場合の対策工の設計、およびその施工の結果に関し、久慈基地における実績は重要な情報を示すものである。第6章では、久慈地下備蓄基地の岩盤タンク空洞の建設に際して、水理地質構造をどのように解明し、どのような対策工を適用して地下水制御を実施し所期の性能を確保したかについて検討する。

一方、高レベル放射性廃棄物処分施設の建設が対象となれば、広域も含めた水理地質構造を評価するために3、4、5章で記述した技術の適用は不可欠となる。高レベル地層処分では、施工中に水理環境に与える擾乱を最小限に抑えるために地表等から削孔する調査ボーリング孔や調査のための調査坑やボーリング孔の数量は大きく限定される可能性があり、備蓄施設の場合のように調査のみを目的とする調査坑やボーリング孔の設置が大きく抑制されるためである。そのために、ジオトモグラフィ技術に代表されるような孔間の試験技術の適用が不可欠となっている。今後、可探距離の大きい孔間探査技術が実用化されれば、高レベル地層処分施設においても、解明される水理地質構造に基づき原油地下備蓄施設を対象として実施された地下水制御手法を適用することが可能となる。

## 6. 2 原油地下備蓄タンク空洞建設の概要

### 6. 2. 1 原油の地下備蓄

#### (1) エネルギーの岩盤地下備蓄

力学的安定性、恒温性等々、様々な意味で地表空間より好ましい特性を有する岩盤内空間をエネルギー貯蔵に利用することは、世界的にみてもかなり以前から行われている。その中でも圧倒的に建設件数が多いのは燃料類の地下貯蔵用の空洞である。燃料類のうち原油や、これを精製した製品を貯蔵するタンクとして岩盤内空間を活用する技術は北欧を中心として50年以上前から実用化されてきている。また、液化天然ガスを常温・高圧で貯蔵するための岩盤タンクの建設は、原油の貯蔵に比べ貯蔵圧力がかかるため技術的にさらに困難を伴うが<sup>1)</sup>、西欧、北米のみならず、中華民国や韓国等でも既にいくつかの岩盤タンクが稼働している。一方、液化天然ガスの低温・常圧貯蔵で必要となる技術開発も同時に進められており、これまで必ずしも明らかにされていなかった岩石の低温時力学特性等の情報が集積されつつある。凍結融解を繰り返す岩石の力学特性は間隙中に存在する水の影響が大きい<sup>2), 3)</sup>。

原油の貯蔵施設については、わが国においても既に岩手県久慈市、愛媛県菊間町、鹿児島県串木野市の3地点において、合わせて500万キロリットルの備蓄が始まっている（わが国においては、原油の岩盤内地下貯蔵はすべて国家備蓄として行われているため、以下では“貯蔵”ではなく“備蓄”という用語を用いる）。それぞれの空洞の規模は、備蓄容量を確保するために非常に大きい場合が少なくない。例えば岩手県・久慈市に建設された原油の地下備蓄基地を例にとると、備蓄容量175万klを確保するために、掘削断面積が約330㎡（高さ22m、幅18mの卵型断面）という大断面で、総延長約5.4kmという長大な空洞を掘削している<sup>4), 5), 6)</sup>。この巨大な空洞を建設するための作業トンネルや、また完工後の操業に必要なサービストンネル等、合計延長が8.6kmにもなる周辺トンネルを加えると、ひとつの施設を造るために総延長が14kmに及ぶ長大なトンネルを建設していることになる。

一方、我が国における燃料類の地下備蓄用岩盤タンクの技術的な特徴は、貯える燃料類を岩盤内に封じ込めるための原理として水封原理を応用していることにある。水封原理については後述するが、この水封原理に基づく岩盤の水封機能を確保するためには、長い操業期間にわたって岩盤タンク周辺の地下水位を所定以上に安定して確保することが必要となる。地下水位以深に空間を構築すれば、必ず空間に向かう浸透流が発生し、地下水位を低下させる危険が生じる。従って、建設の段階から地下水位が異常に低下する領域が発生しないように施工を進めなければならない。ここでは、燃料類の安全な備蓄を目的として、完工後の長期にわたって水封機能の確保を保証することために実施した水理地質構造の調査について記述する。

## （2）久慈備蓄基地の建設概要

国内3地点で建設された備蓄基地のうち、久慈備蓄基地の岩盤タンクレイアウトを図-6.1に示す。

空洞が掘削された地点は、北上山地の北東縁に位置し、太平洋に面した標高80~170mの丘陵地である。全体に地形は緩やかで、平坦地形面（海岸段丘）を伴い、海岸線沿いには急峻な海食崖が見られる。

本地点の地質は北上外縁帯の田老帯に属し、基盤は久喜花崗岩と呼ばれる白亜紀前期（約1億2000万年前）の花崗岩よりなる。花崗岩の表層部には一部に強風化花崗岩が認められ、その厚さは尾根部では最大50mに達する。本拠点の南縁を東西に横切る断層の南には白亜紀後期および古第三紀の堆積岩類（砂岩、礫岩など）が分布する。一方、岩盤タンクの設置領域におけるEL-20m（岩盤タンクの天端高さ）以深には新鮮な花崗岩が分布する。しかし、この花崗岩には割れ目が比較的多く発達しており、掘削に伴い優勢な水みちを形成しやすい。

岩盤タンクとしては、各々の長さが540mの空洞が10本掘削された。比較的岩盤の透水性が大きかったため、岩盤タンクへの湧水量も他の2基地よりは多く、水封トンネル、および水封トンネルから削孔した約800本の水封ボーリング孔から水封水を供給する、いわ

ゆる人工水封方式を採用していることが特徴となっている。岩盤タンク空洞の他に久慈地下備蓄基地で掘削された周辺トンネルは、上述の水封トンネルを含め表-6. 1に示すとおりである。岩盤タンク空洞および周辺トンネルのレイアウトを図-6. 1に示す。

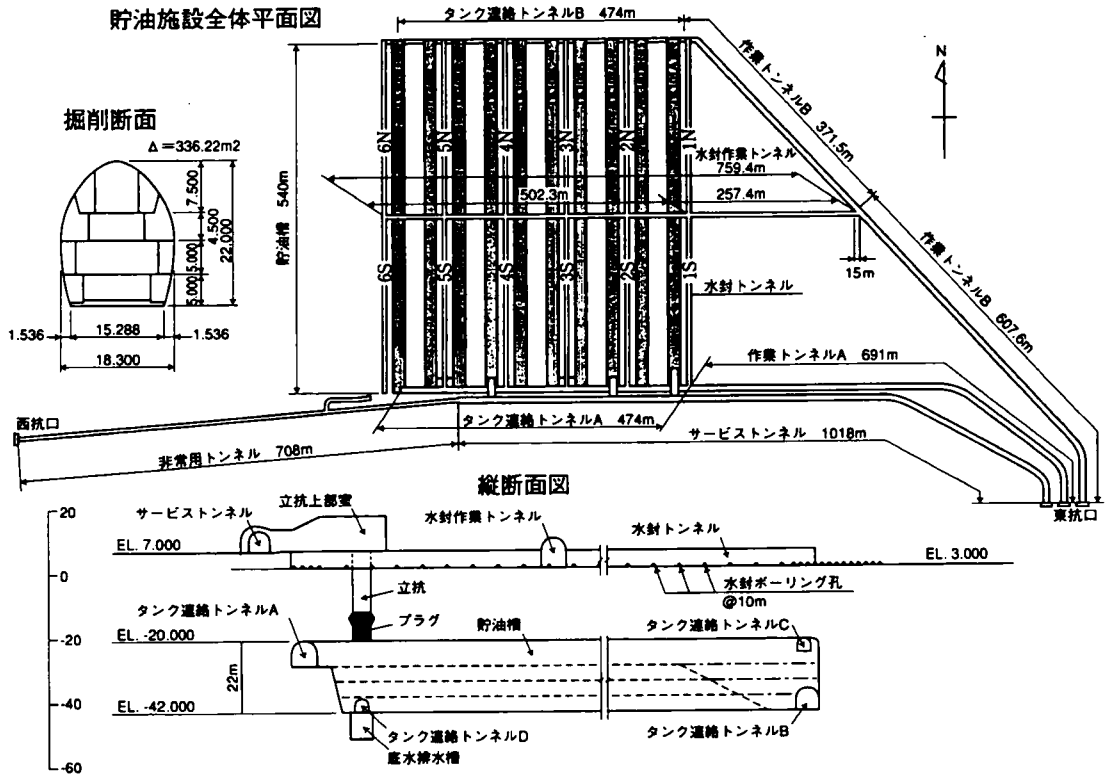


図-6. 1 久慈地下備蓄基地地下施設のレイアウト

表-6. 1 周辺トンネルの施工諸元

トンネル名	断面 (巾×高さ)	延 長
非常用トンネル	5.15m×5.05m	710.3m
作業トンネルA	7.00m×6.45m	692.5m
作業トンネルB	7.00m×6.05m	981.7m
タンク連絡トンネルA	8.50m×7.25m	474.0m
タンク連絡トンネルB	8.50m×6.05m	474.0m
タンク連絡トンネルC	3.50m×4.50m	50.0m×5本
タンク連絡トンネルD	3.50m×4.50m	50.0m×2本
岩盤タンク	18.0m×22.0m	540.0m×10本
水封作業トンネル	7.00m×5.50m	760.0m
水封トンネル	4.50m×4.50m	533.0m×6本
サービストンネル	7.10m×6.70m	1,018.2m

岩盤タンク空洞と各周辺トンネル群の施工手順は概ね以下のとおりである。まず非常用トンネルが施工され、続いて岩盤タンク作業トンネル A, B が、また作業トンネル A, B の延長として岩盤タンク連絡トンネル A, B が継続して掘削された。同時にサービストンネルが非常用トンネルと接合するように反対側の坑口から掘削が開始された。また、作業トンネル B から分岐する形で水封連絡トンネルが施工された。

岩盤タンクの施工は、空洞の掘削によって掘削領域付近の地下水位が低下し、不飽和領域が広い範囲で限界地下水位以深にまで及ぶことがないように、上部の水封トンネルの掘削が完了し、さらに水封ボーリング孔も削孔され、水封水の供給が開始された以降に開始した。

岩盤備蓄では、平面的に制約された範囲の中に極力多くの燃料を備蓄するため、タンクとなる空洞の断面積をできるだけ大きくすることが効率的である。一方、断面を大きくすればするほど空洞の力学的な安定性の確保は難しくなる。また、空洞は原油の備蓄が一旦開始されると、その後の開放点検が難しくなるため、安定性を確保するために用いる支保部材としては、プレストレストアンカーのように完工後にメンテナンスが必要となる可能性があるものは不適切である。従って、基本的にメンテナンスが不要なロックボルトと吹付けのみによって安定性確保が可能な最大断面を設定している(掘削断面積: 330 m<sup>2</sup>)。さらに断面形状としては、図-6. 2 に併記するように大きな断面でも少ない支保量で空洞の安定性を確保できるよう応力集中が少ない卵形を採用している。並行して施工された鹿児島県の串木野基地も同一の断面積と断面形状で施工された。一方、2 基地に比較して岩

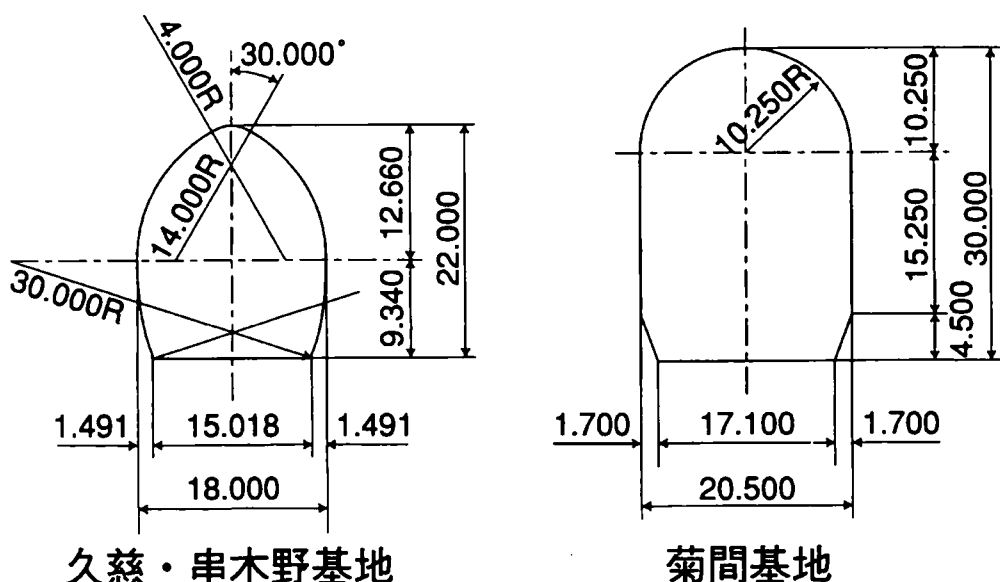


図-6. 2 岩盤タンク空洞の断面形状

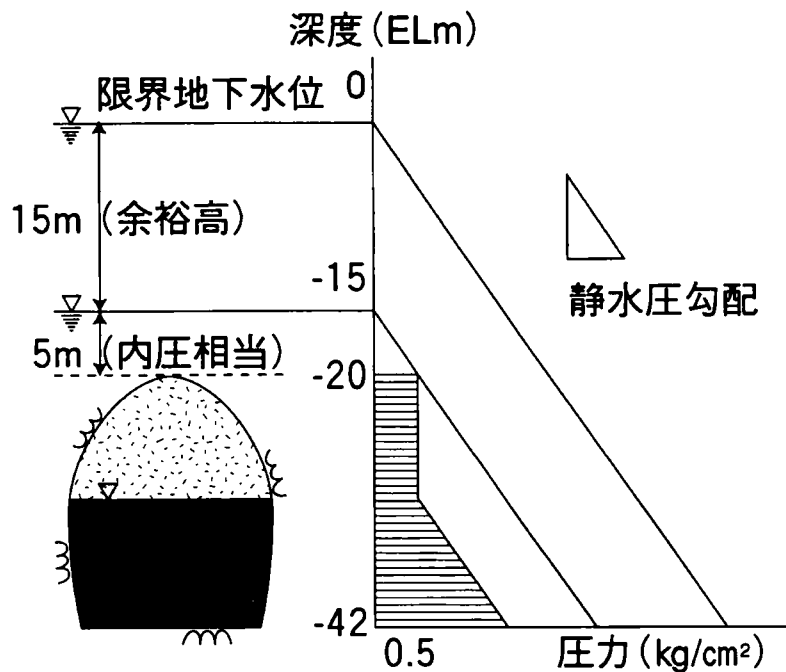


図-6.3 水封方式による原油備蓄の原理

盤の状態がよいと判断された菊間基地では、かまぼこ型の断面形状でより大きな断面（掘削断面積：560 m<sup>2</sup>）の空洞を掘削している<sup>6)</sup>。

#### 6. 2. 2 地下水制御を目的とする情報化設計施工

##### (1) 岩盤タンクの貯蔵方式

岩盤内に空洞を掘削し、その掘削面に止水性のあるライニングやメンブレンを設置することなく、吹付けコンクリートのみほぼ素掘りの状態で原油を備蓄できる理由は、周辺岩盤中の地下水にある。地下水位以深の岩盤では、岩盤中の割れ目は地下水によって満たされており、このような岩盤中に空洞を掘削し放置すれば、周囲の岩盤から空洞内に地下水が浸出し、やがて地下水で満たされる。空洞から排水し、そこに原油を貯蔵すると原油は空洞底部の水床上に浮き、さらに空洞周辺から浸透してくる地下水に押し込まれ漏油することなく安全に貯蔵できる。これを水封方式と呼んでいる。

水封機能が常時発揮されるために維持すべき地下水位は水封原理に基づき次のように設定される。岩盤タンクの内圧は図-6.3のように原油の圧力分布と、その上部に気化してたまった蒸気の圧力とで構成される。わが国の原油地下備蓄は大気圧下で行われるため、蒸気圧も0.05MPaを超えないように圧力管理が成される。従って、これを押し込むための圧力としては、同図に示すように水頭換算で空洞頂部から最大で5m分の水圧を必要とし、これに15mの余裕を加えて限界地下水位を定めている。岩盤の透水係数が比較的大きい等、降雨等による自然の地下水涵養のみではこの限界地下水位を維持することが困難な場合に

は、人工的に地下水を涵養する人工水封方式を採用する場合もある。

## (2) 地下水制御のための情報化設計施工

わが国の3箇所ではほぼ同時に建設された原油の岩盤備蓄施設はいずれも前述の水封原理による備蓄方式を採用した施設である。このうち、岩手県久慈市に建設された備蓄施設は、他の2基地に比べ岩盤の透水性が高く、タンク空洞への湧水量が多いことが予想されたため、安定した地下水位の維持を目的として、施工前に地下水の制御に関わる情報化設計施工システムを作成し、これに沿って施工を進めた。その内容は、わが国の地下構造物の施工においてはじめて本格的に適用された地下水制御を目的とする情報化設計施工システムである。

周辺岩盤の水封機能を確保し、素掘りに近い岩盤内に原油を備蓄するために必要な地下水制御を目的とした情報化設計施工管理の内容（管理対象、計測項目、挙動予測方法、管理基準値、対策工、等々）を整理すると以下のとおりである。

### a. 管理の目的

a-1 施設の稼働期間にわたり、地下水位を限界地下水位以上に維持すること。

a-2 湧水量を抑制すること

- ① 空洞掘削による地下水位は、空洞への湧水量と降雨による地下水涵養量との新しいバランスによって決まる。従って、空洞への湧水量の抑制が地下水位の過度の低下を抑止することにつながる。湧水量の抑制は、地下水位維持の最大の解決策である。
- ② 降雨涵養量のみで地下水位を維持できないときには水封水の供給によって補うが、水封水供給能力にも限界があるため、これを超えぬよう湧水量の低減を図る。
- ③ 湧水は岩盤タンク中で原油と接触しており油分を含んでいるため、そのまま放流したり、あるいは水封水として再利用することはできない。所定の処理が必要となるが、その処理コスト、および揚水等に関わるコストを削減するため、湧水量を低減することが望ましい。

### b. 管理対象となる指標

b-1 地下水位

管理の最大の目的が、水封機能を確保することであるため、維持すべき地下水位が第一の管理指標となる。

b-2 湧水量

地下水位を維持するためには、湧水量を低減することが最も効果的である。

### c. 計測

① 地下水位の計測

地下水の維持が最大の管理項目であることから、最も大切な計測項目となる。施工中は木目の細かい地下水位分布が計測できるシステムを用いることが必要である。一方、地下水位の計測システムは完工後も長期にわたって機能することが要件であり、高い耐久性を有しているか、不具合が発生した場合には容易に交換が可能なシステムにしておくことが必要である。

② 湧水量の計測

地下水位低下の最大の原因としての空洞や周辺トンネルへの湧水量の計測は、地下水位計測と共に最も重要な計測量のひとつである。また、後述のように、必要な地下水位の維持を目的とする湧水抑制工としてグラウチング工を採用する場合には、その施工対象領域となる過大湧水ゾーンを特定するためにも不可欠な計測量となる。

③ その他、水文計測

地下水位の変動は、地下空間への湧水と降雨等による地下水涵養とのバランスに依存する。したがって、系の周辺の水文状況を継続的に計測する必要がある。具体的な計測量は、降雨量、蒸発散量、河川流量等である。

d. 挙動予測手段

① 数値解析

湧水量予測手段として、有限要素法による飽和不飽和浸透流解析手法を用いる。すなわち、周辺トンネルの掘削、および岩盤タンク空洞の掘削が進んでいない段階では、詳細な挙動予測解析モデルを作成することは困難であり、目的に応じて、二次元飽和不飽和浸透流解析と準三次元解析法を使い分けた。まず、準三次元解析によって、空洞掘削前の地下水位分布を実現する降雨涵養量を逆推定し、当地点の解析用涵養量とした。次に、この涵養量を用いて二次元飽和不飽和浸透流解析を実施し、空洞への湧水量を予測した。

② Muskat の式を用いた湧水量評価

集水暗渠を対象とする理論解析手法の適用によって、臨機に施工途上での地下水位の変化に対応した湧水量の予測を実施することが可能である。ただし、施工途上で、理論解析の結果と実測値との比較によりキャリブレーションをしておくことが必要である。

e. 管理基準値の設定

e-1 限界地下水位

最も直接的な管理対象としての地下水位に対しては、水封機能を満足する地下水位に余裕を見込んだ水位を限界地下水位として設定する。

e-2 許容湧水量

① 掘削工事の初期段階では、建設サイトとしての妥当性を確認した際の平均透水係



数（久慈基地の場合には  $7.6 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ ）に対して設計時に予測した湧水量程度に抑える。

- ② 掘削が進むと、その途上で底水排水設備の設計をする必要上、完成系での湧水量（完工後に上昇した地下水位条件下で、タンク内容液が空になった状態での湧水量）を最終的に予測するだけの情報量が収集される。底水排水設備は、この予測湧水量の3倍の容量の排水ができるように設計される。以降の施工においてはこのときに決定した予測湧水量を許容値とし、完工後にこの許容湧水量を上回ることがないように管理を行う。

#### f. 対策工メニュー

前述のように、管理目標である限界地下水位以上の地下水位を維持するためには、空洞への湧水量を極力低減させることが最大の解決策である。空洞への湧水は、空洞によって切られる断層・破碎帯等の不連続面沿いに生じることが多い。また、そもそも透水性の高い岩種によって構成される地層が水みちとなる場合もある。湧水量を低減させるためには、これらの顕著な透水経路を主体として遮断することが最も効果的である。遮断するための手段としてはグラウチングによる透水性の改善が一般的であり、またその対象部位としては、湧水の出口である空洞壁面の直近とすることが施工対象面積を最小にできることから最も効率的である。空洞完成後には、貯蔵内容物が漏洩しないことを保証することが最終目的であるが、予め対策を講じるこの段階で空洞壁面直近の透水性を改善することは、漏洩の可能性を逆に入口で低減することになる。

グラウチング工の設計<sup>8)</sup>には、材料の選定と工法の選定、施工対象範囲の設定、施工仕様の決定、施工管理手法の設定が含まれる。材料としては、セメント系材料をはじめとして水ガラス系材料のような薬液、あるいはウレタン系材料のような高分子材料が存在する。原油地下備蓄の場合には、運用期間を通じて機能を確保するという意味で長期的に安定して止水性が確保できるセメント系材料を主体として選定している。また、工法としては、空洞の掘削前に実施するプレグラウチング工法と空洞掘削後に実施するポストグラウチング工法を適用する。グラウチング工の規模の設定に際しては、施工の結果として予測される全体的な湧水量が、人工的な給水量が長期にわたり供給可能な量であるか、底水排水処理設備の能力に見合った量であるか等の検討を行う。このグラウチング工が全体の経済性を損なうほど大規模となるのであれば、サイトの選定が不適切ということになる。

以上に述べた地下水制御を目的とする原油地下備蓄空洞の情報化設計施工の内容をフローチャートとして図-6.4に示す<sup>9)</sup>。

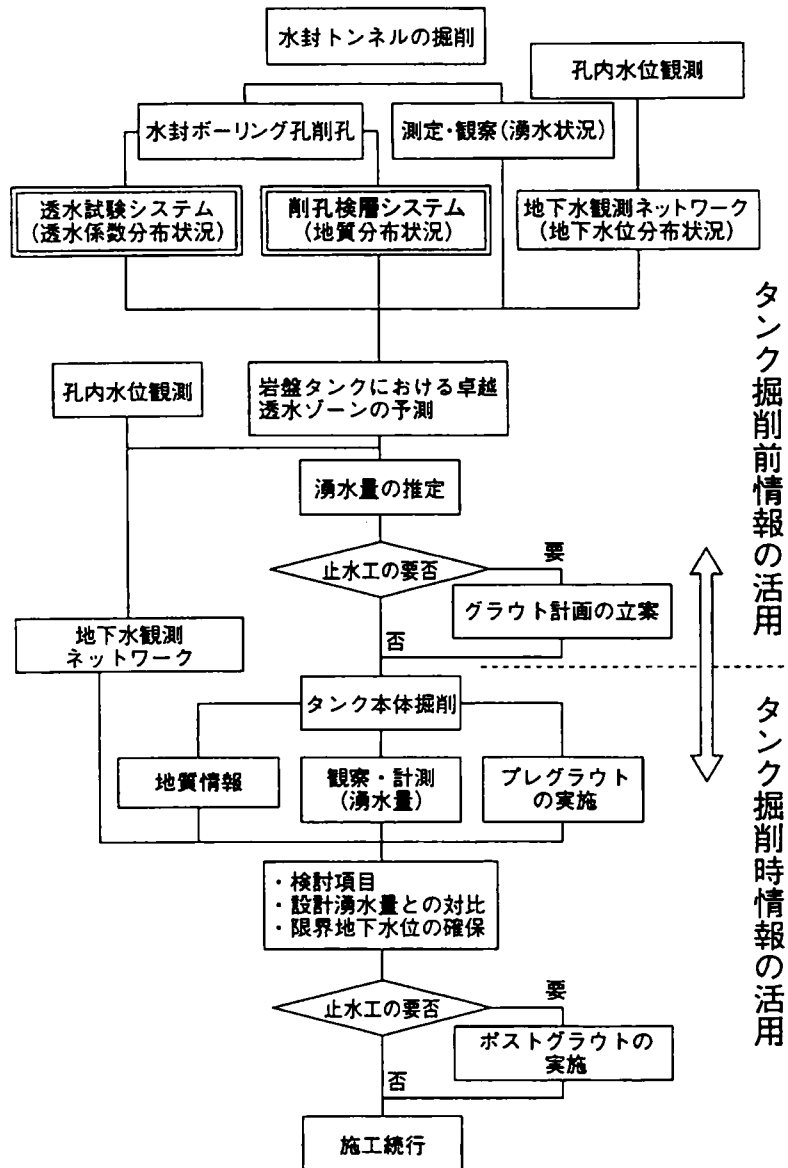


図-6. 4 原油地下備蓄空洞の情報化設計施工システム

### 6. 3 久慈地下備蓄基地における水理地質構造の推定と確認

#### 6. 3. 1 立地調査段階の調査に基づく水理地質構造の推定

水封方式による原油備蓄岩盤タンクの建設において、完工後の機能を保証するためには、地下水位が限界地下水位を下回らぬように、施工段階において適切な湧水抑制策を講じることが必要である。本章では、その湧水量を抑制するために行った、過大湧水の経路となる水みち分布の推定について記述する。岩盤タンクの設置領域を中心とする岩盤の水理地

質構造は、立地調査段階の調査、調査坑による調査、非常用トンネルに始まる周辺トンネル掘削によって得られた情報、その中でも特に岩盤タンク全域を覆う水封トンネル掘削時に得られた情報によって段階的に明らかにした。すなわち、岩盤タンク設置領域に接近するにつれて、得られる情報の内容は次第に精緻になり、确实性の高いものになった。

地下備蓄施設の建設に先立ち、立地決定、および概略設計のために各種の調査工事が行われた。これらの調査は1981年から1986年にわたって実施された。岩盤タンク設置エリアを含む周辺岩盤内で実施された調査項目は、岩盤タンク設置深度以深にまで到達するボーリング孔が約30孔、その調査ボーリング孔を用いた各種孔井内試験、さらに6測線の弾性波探査、および地表における水文調査等である<sup>10) 11)</sup>。

調査の結果明らかとなった岩盤タンク設置領域付近の岩盤の性状は以下のとおりである。検討対象領域の地質はほぼ一様な白亜紀前期花崗閃緑岩から構成され、段丘堆積層および崖錐堆積層が地表部に小規模に分布している。岩盤は節理が多く、平均RQDは70%程度である。また、検討対象領域内では総長3,500mを超えるボーリング孔内で合計721ステージものルジオン試験が実施されている。ルジオン試験結果から求められた透水係数の値はボーリング位置及び深度との相関が多少認められたが、38孔井中の新鮮岩部で実施した912ステージのルジオン試験結果を換算した透水係数の対数平均値は $7.6 \times 10^{-6} \text{ cm/s}$ であった。調査用のボーリング孔の多くは、後に追加した孔井と併せ、施工管理用の水位観測井として用いられた。水位観測井の配置を図-6.5に示した。

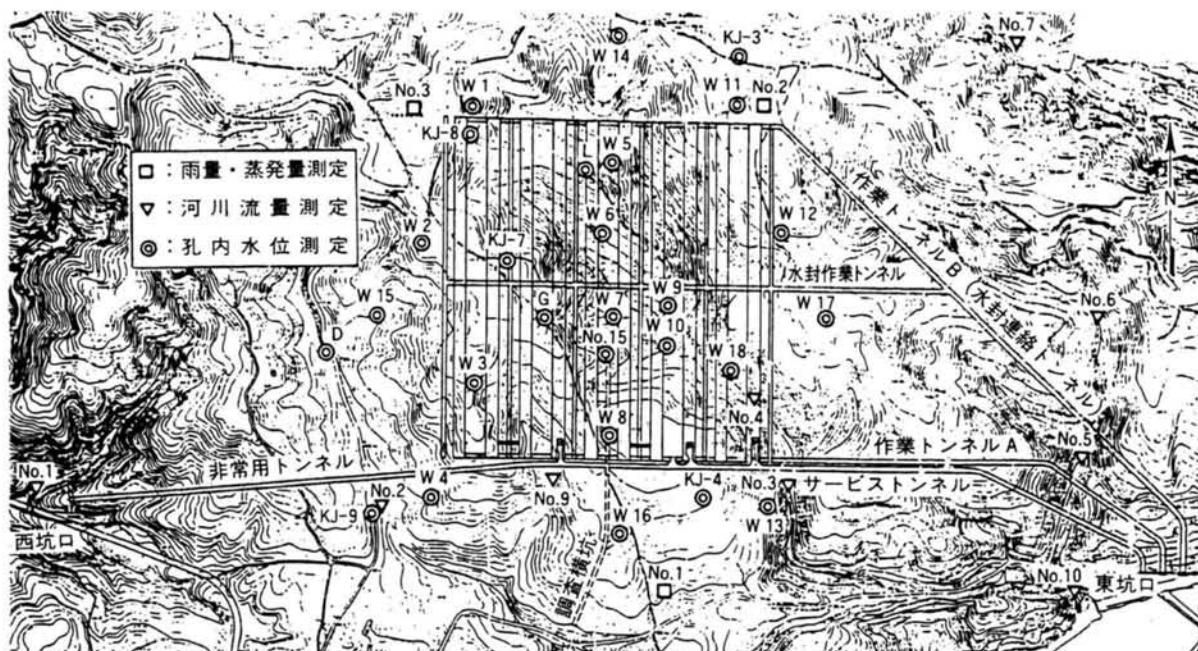


図-6.5 岩盤タンクの配置と水理関連データの計測位置

また、海岸線に沿った南縁の海蝕崖を構成する堆積岩類と花崗岩体を分ける断層を花崗岩体からみて南限断層とすれば、その北側に岩盤タンクを設置することによって、マッシュンな花崗岩体中に立地できることを確認した。また、こうして設置位置がほぼ確定した岩盤タンク設置予定領域には、走向がいずれもほぼ東西方向で北落ち急傾斜の10条程度の比較的規模が小さい断層の存在が予想された。当地点では図-6.6に示すように南限断層を①断層として、断層に北方向に順番に番号を付している。

地表には水量が比較的少ない小規模の沢が数本存在する。岩盤タンクの水封設計のために年間設計降雨量を設定する必要があるが、岩手県気象月報中の昭和49年～60年のデータに基づき久慈市の年間降雨量を1134mmとしている。

### 6.3.2 調査坑における調査

岩盤タンク空洞、および周辺トンネル群の掘削に先立って、これらの施設の詳細設計用データ取得を目的とする調査坑が掘削された。調査坑は、岩盤タンク設置領域の地質構造を詳細に観察することを目的として、設置領域の南縁付近から領域の中心に向け、下向きに20°の斜度で掘削された掘削断面が幅2.8m、高さ2.8mの坑道である。図-6.6に示すように調査坑の先端は一部水平坑となっており、その底盤の標高は原設計における岩盤タンク空洞の天端の深度であるEL-20mに相当する。調査坑による調査で明らかとなった断層破碎帯の分布等の地質状況を図-6.6に併記した<sup>11)</sup>。また、調査坑の掘削に伴い調査坑内に流入した全湧水量の変化を切羽の進行に併せ、図-6.7に整理した。地表の露頭調査、および調査ボーリングに基づき存在が推定されていた複数の断層、およびこれらから派生する破碎帯の前後で顕著な湧水が生じていることがわかる。特に、④断層、および⑤断層の前後において湧水量が激増したことが認められる。

また、調査坑の先端からは各長さが300mの3本の水平ボーリング孔が、岩盤タンク設置領域をカバーするように削孔された。図-6.8中に調査坑と3孔の水平ボーリング孔の位置関係を示す。3孔の内、真北方向のボーリング孔(TB孔)削孔時の湧水状況を図-6.8に示すが、⑧断層の背面で湧水量の増大が認められた他、⑨、⑩、⑪の各断層周辺で顕著な湧水量の増加が認められた。特に⑨～⑪間での増加が著しく、コア観察結果からも当該区間が割れ目密集帯になっていることが予想された。

これらはいずれも、当該サイトにおける水みちが、主として断層、およびこれに伴う破碎帯、節理密集帯沿いに形成されていることを示すものと判断される。

### 6.3.3 水封トンネル施工時情報に基づく水理地質構造

水封トンネルは、岩盤タンク全域を約20m上部で覆うようにEL+3m盤を底盤として掘削されるトンネル群である。東西に伸びる水封連絡トンネルを介して南北方向に6本ずつ、合計12本のトンネルが掘削された。掘削断面は幅が4.5m、高さが4.5mである。水封トンネルからは延長43mの水封ボーリング孔が水封トンネルの両坑壁から原則的に10m間隔で水平方向に削孔されている。12本の水封トンネルから合計854本の水封ボーリング孔がEL+3.5mのレベルで岩盤タンク空洞の全域を覆っていることになる<sup>12) 13)</sup>。写真-6.1

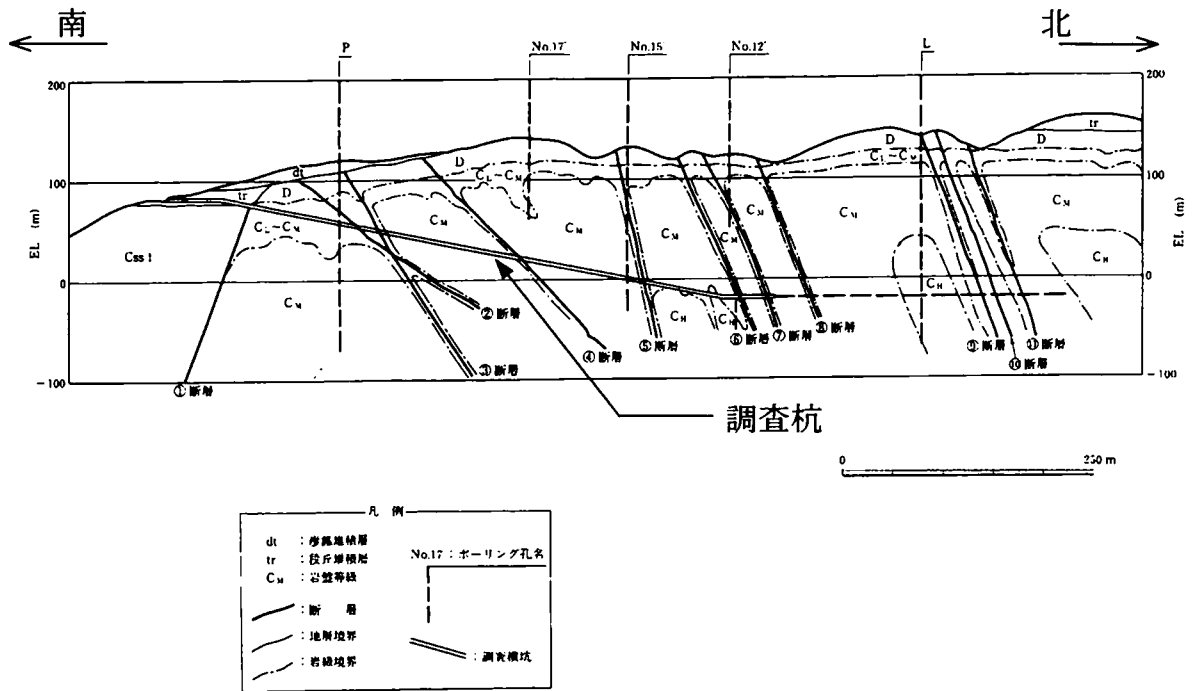


図-6. 6 調査坑周辺の地質状況

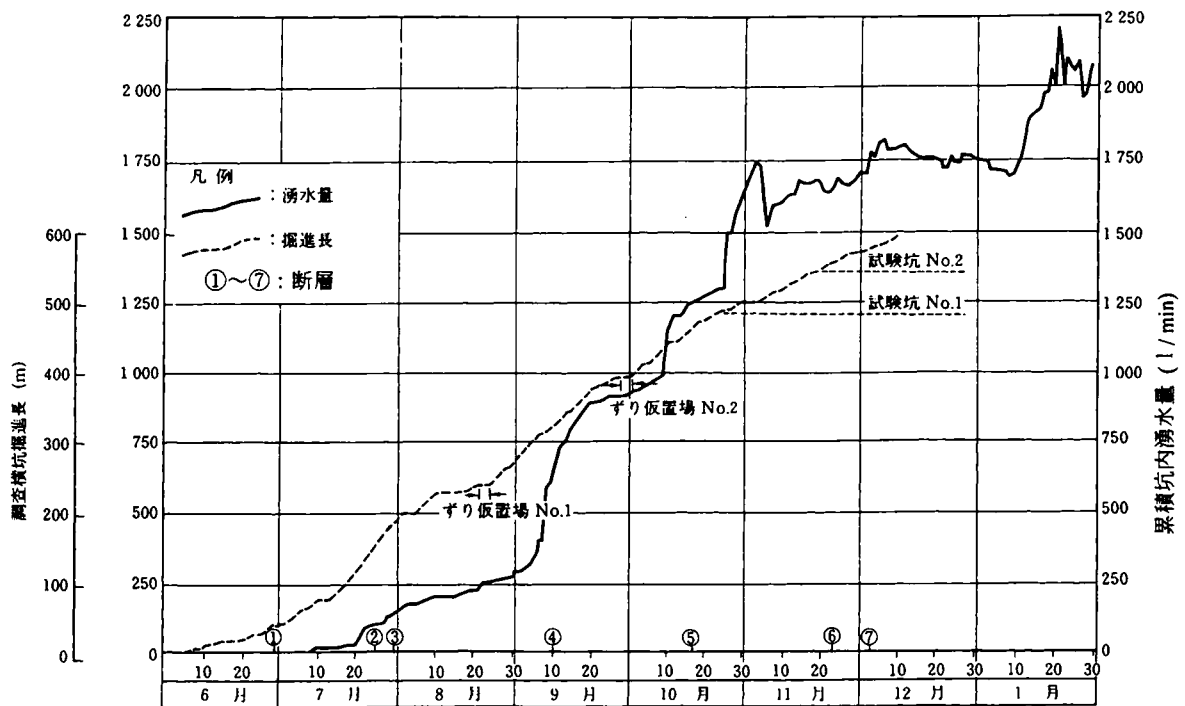


図-6. 7 調査坑掘削時の湧水量の変動

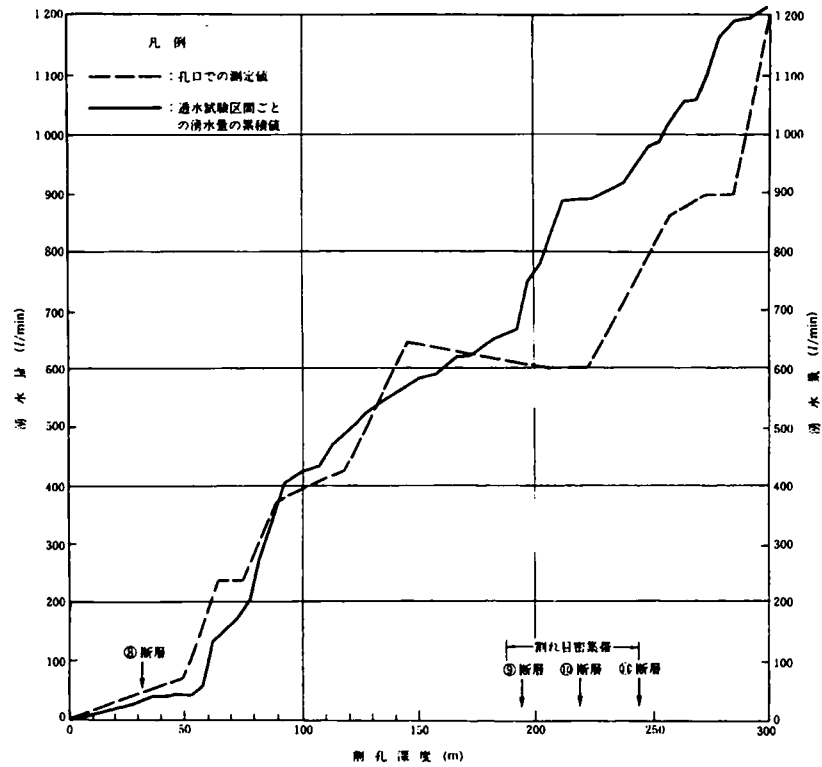
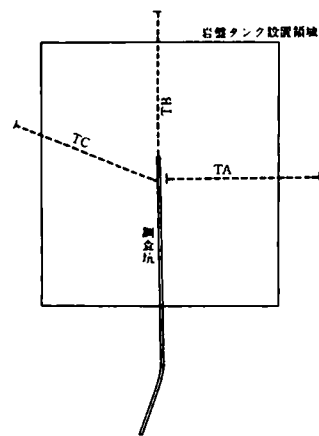


図-6.8 水平ボーリング (TB 孔)  
削孔時の湧水量の変動



に、岩盤タンク地下施設の模型の一部を示すが、卵型の岩盤タンク空洞の上部に水封トンネルが存在し、これから水封ボーリング孔が削孔され、岩盤タンク空洞の全域をカバーしている。したがって水封トンネルは岩盤タンク空洞を掘削するための調査坑とみなすことが可能であり、また水封ボーリング孔も調査ボーリング孔とみなすことができる。その掘削、あるいは削孔時に水理地質構造を積極的に取得し分析することにより、後に掘削される岩盤タンク空洞の水理地質構造を先んじて取得した<sup>6)</sup>。

水封トンネル掘削時に、切羽および坑壁の地質を綿密に観察し、結果を分析した結果、掘削時の湧水と各水封トンネルと交差する断層や破碎帯との関係が明らかとなった。図一

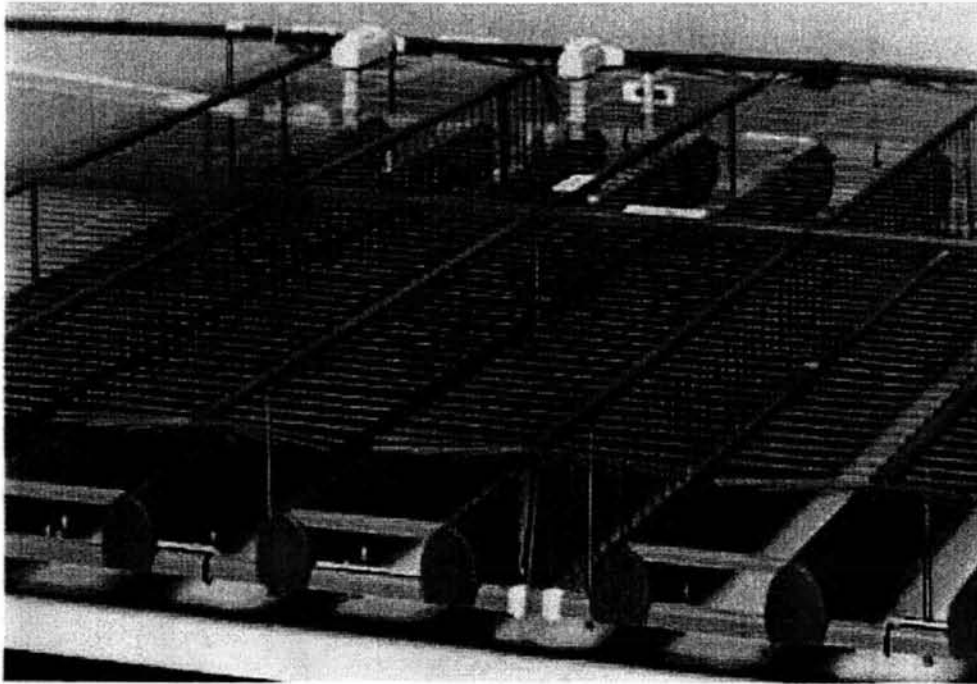


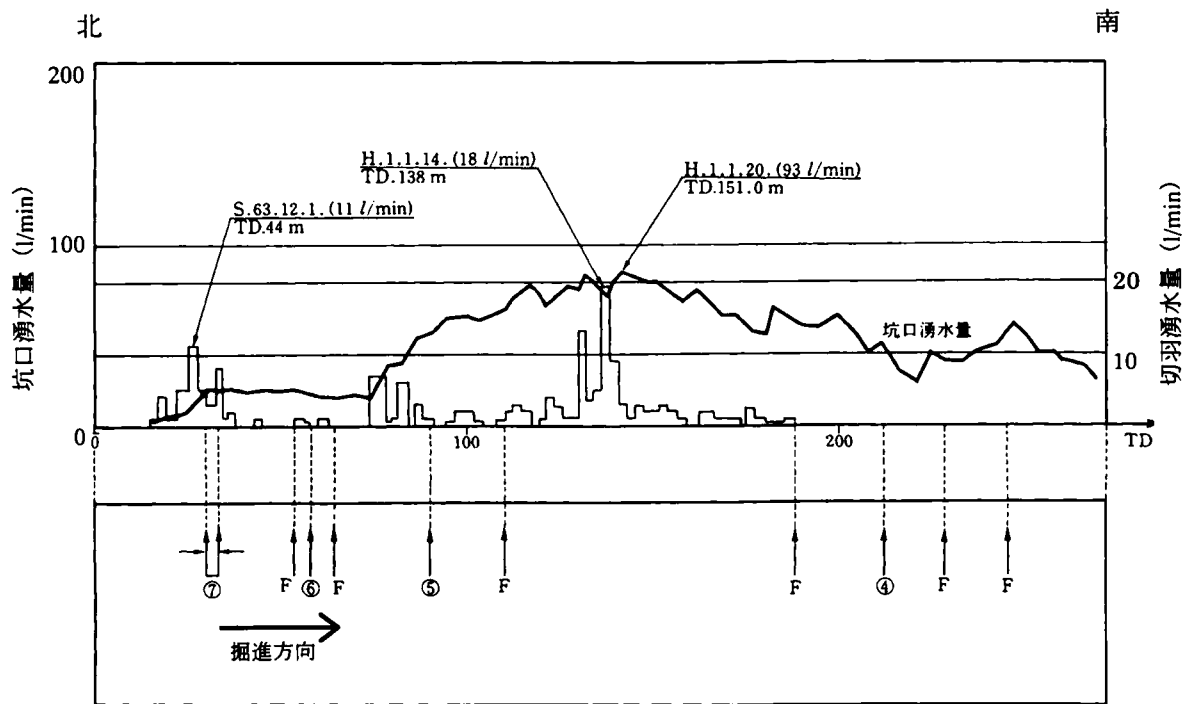
写真-6. 1 水封トンネル，水封ボーリング孔の配置

6. 9. 1~6に，各トンネルの掘削時に明らかとなった断層の位置（④から⑩までの番号とFによって断層を表記）と，切羽進行に伴う切羽湧水量とトンネル毎の全体湧水量（坑口湧水量）を示した。各図とも，上図が水封作業トンネルを挟んで水封トンネルの南半分（1から6までのトンネル番号の後に-Sを付してある），下図が水封トンネルの北半分（1から6までのトンネル番号の後に-Nを付してある）を施工しているときの湧水量の推移を示している。それぞれTD. 0mが各水封トンネルの掘削開始位置であり，水封作業トンネルとの交差部に相当している。各図中の棒グラフは掘削中の切羽で観測された湧水量である。また，折れ線グラフは掘削の進捗にしたがって各水封トンネルの坑口（当該の水封トンネルと水封作業トンネルとの交差部）において観測された湧水量であり，既掘削部の全体湧水量を表している。

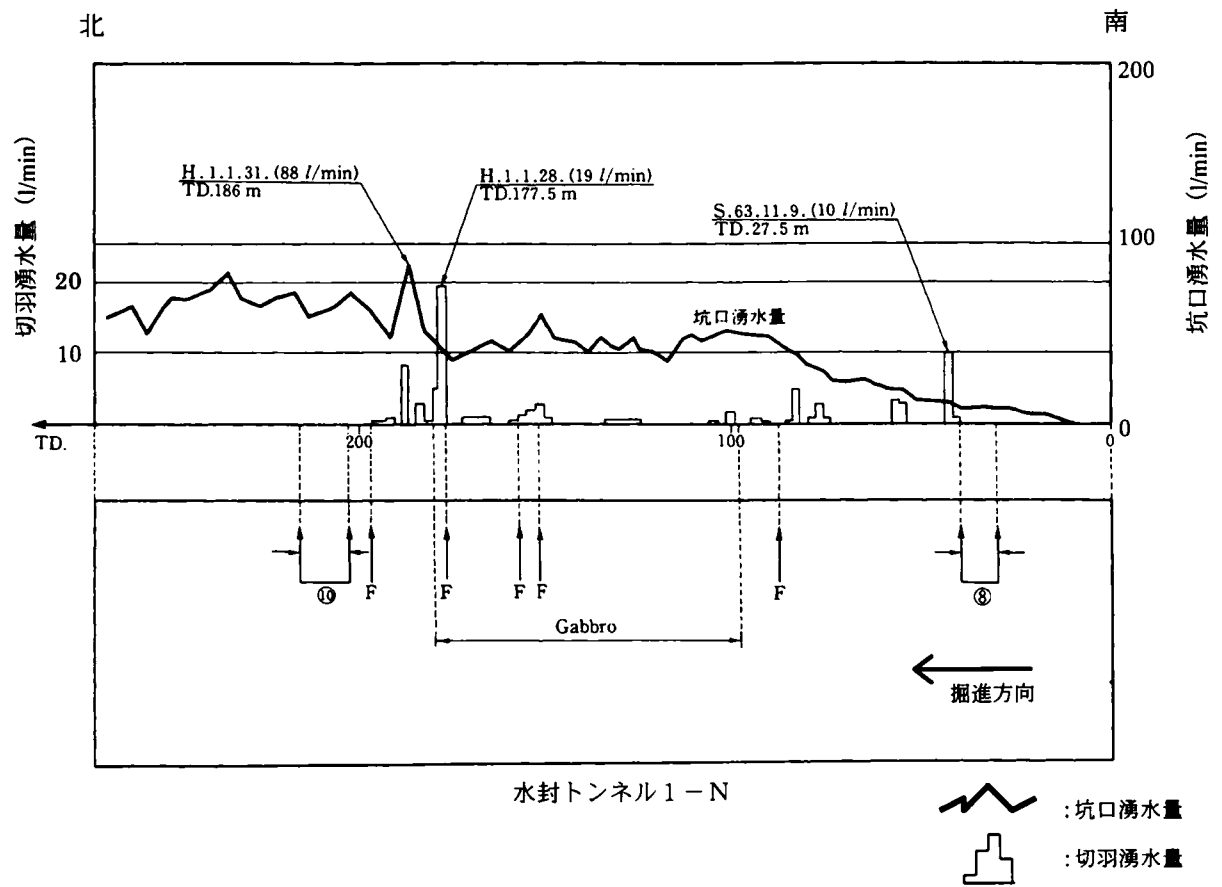
一方，6本の水封トンネル全体をみると，表-6. 2. 1~2に地質的，水理地質的特徴を整理を整理したように走向をほぼ東西とする各断層の（東西方向における）連続性も非常に高いことが判断される。しかし，同表からは連続性は高いといいながら，詳細にみれば断層毎に延長方向に消長があることもわかる<sup>14)</sup>。

トンネルの位置による湧水の特徴としては，山側である北側のトンネルの内2-N, 3-N, 4-N, 5-Nの湧水が，それぞれ海側（南側）の内2-S, 3-S, 4-S, 5-Sトンネルより顕著に多いことが挙げられる。山側の地下水位が相対的に高いことを反映しているものと考えられる。

また，久慈基地の岩盤は花崗岩を主体としているが，一部ではあるが他の岩石から構成



水封トンネル1-S



水封トンネル1-N



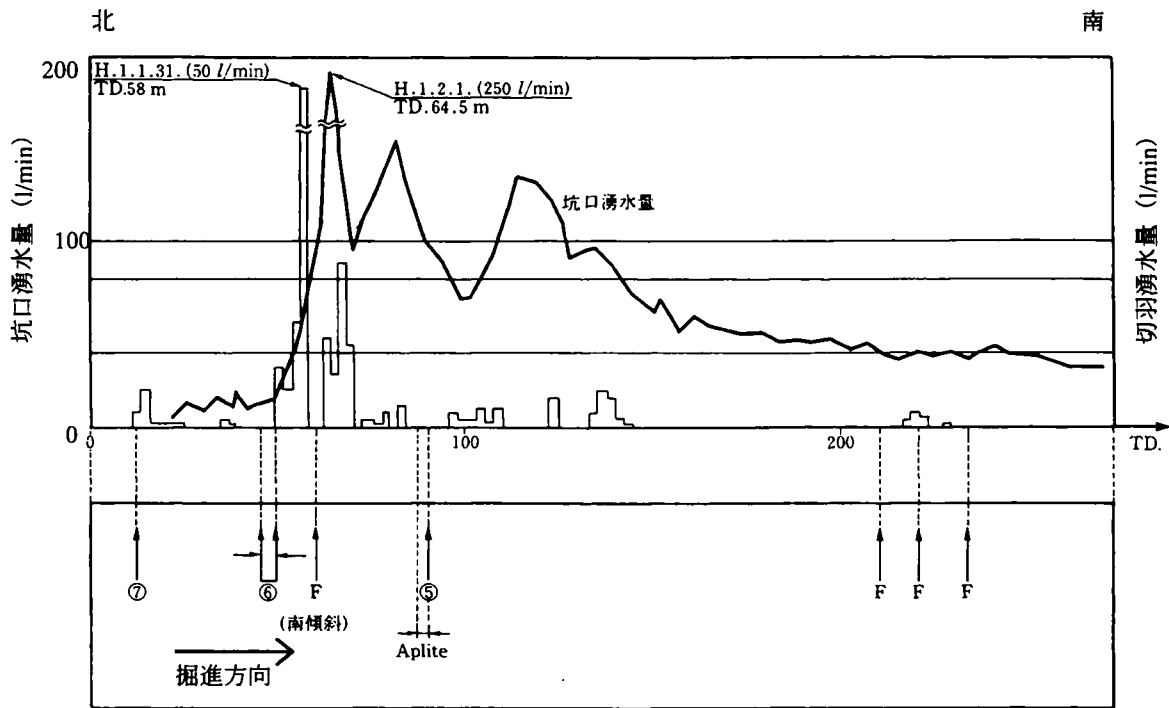
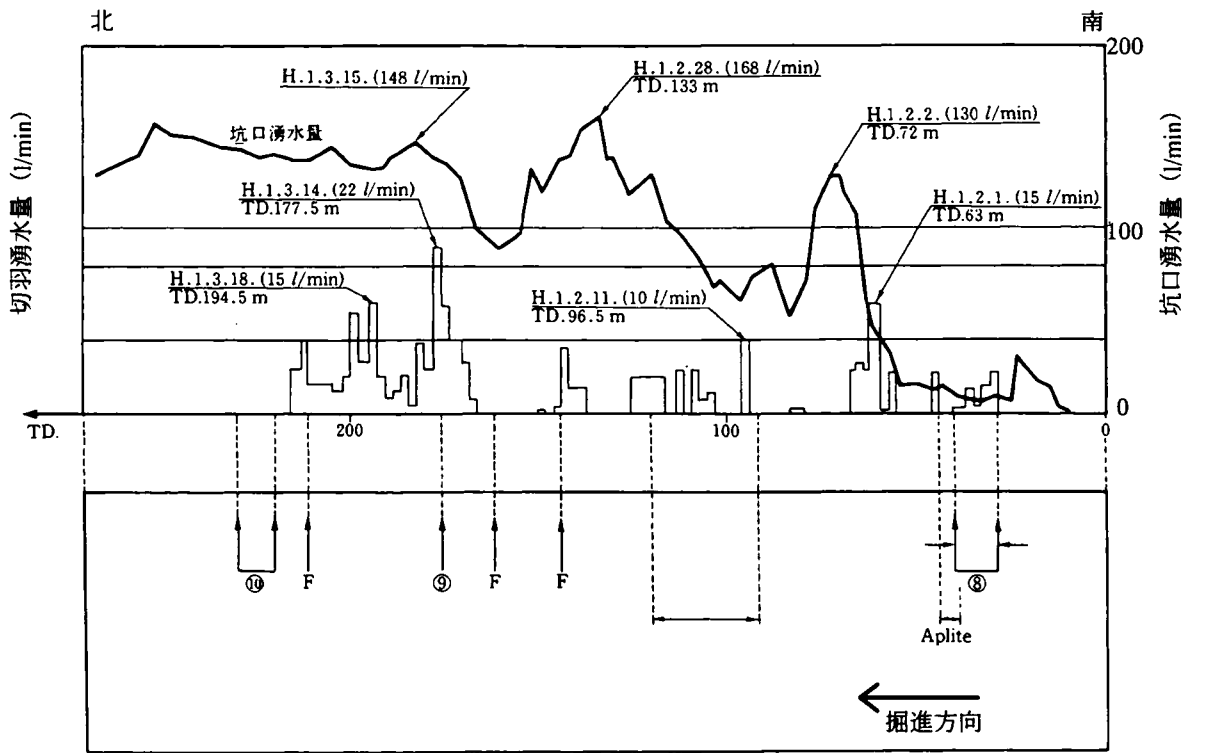
 : 坑口湧水量  
 : 切羽湧水量

図-6. 9. 1 水封トンネル掘削時の湧水量 (水封トンネル1)





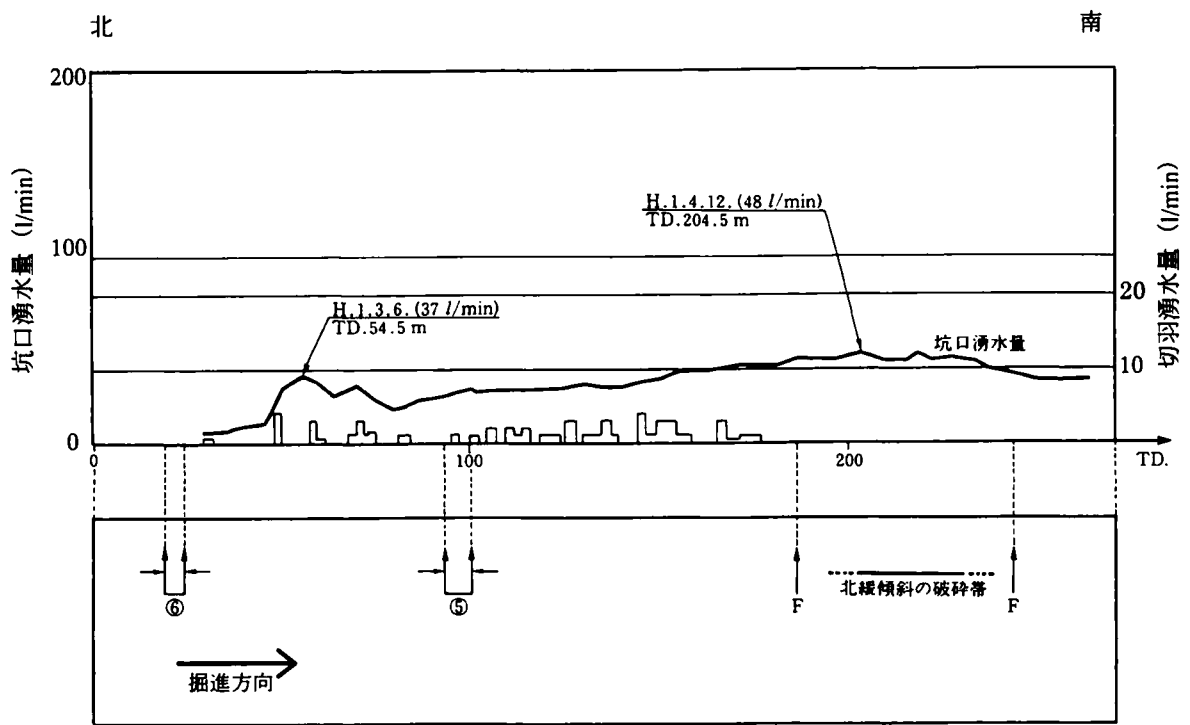
水封トンネル 2-S



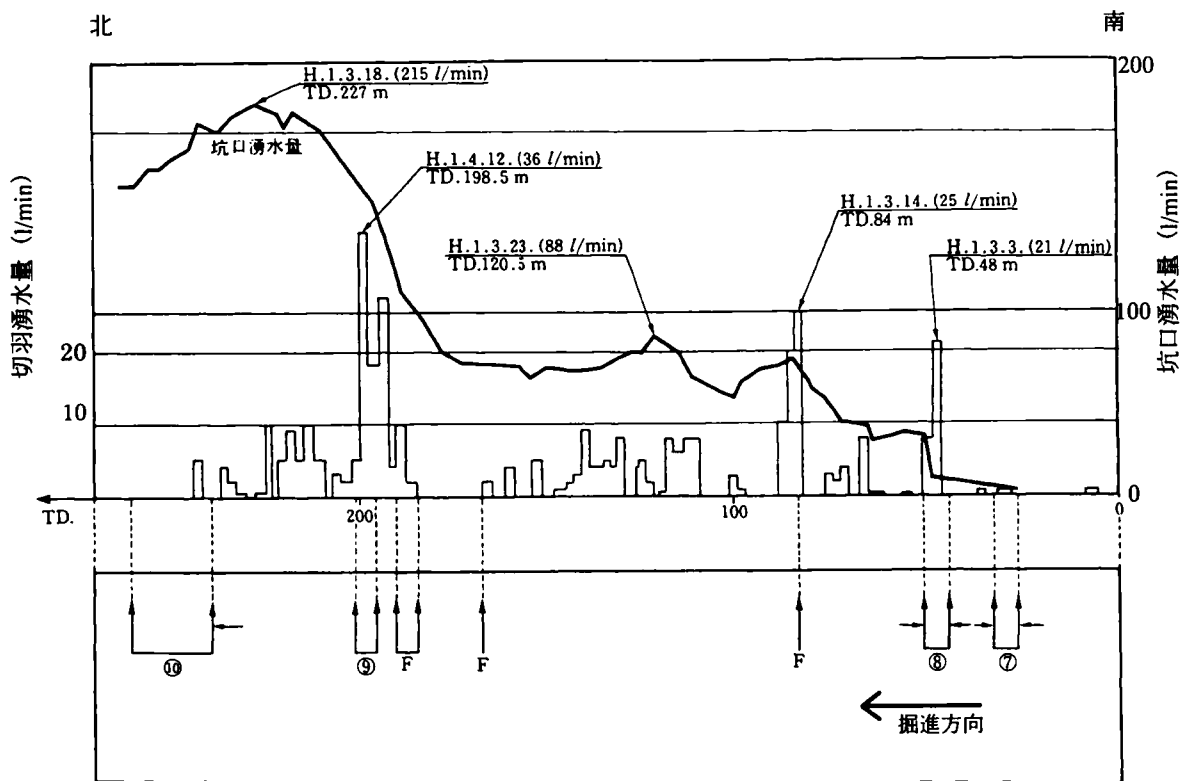
水封トンネル 2-N

: 坑口湧水量  
 : 切羽湧水量

図-6. 9. 2 水封トンネル掘削時の湧水量 (水封トンネル 2)



水封トンネル3-S



水封トンネル3-N



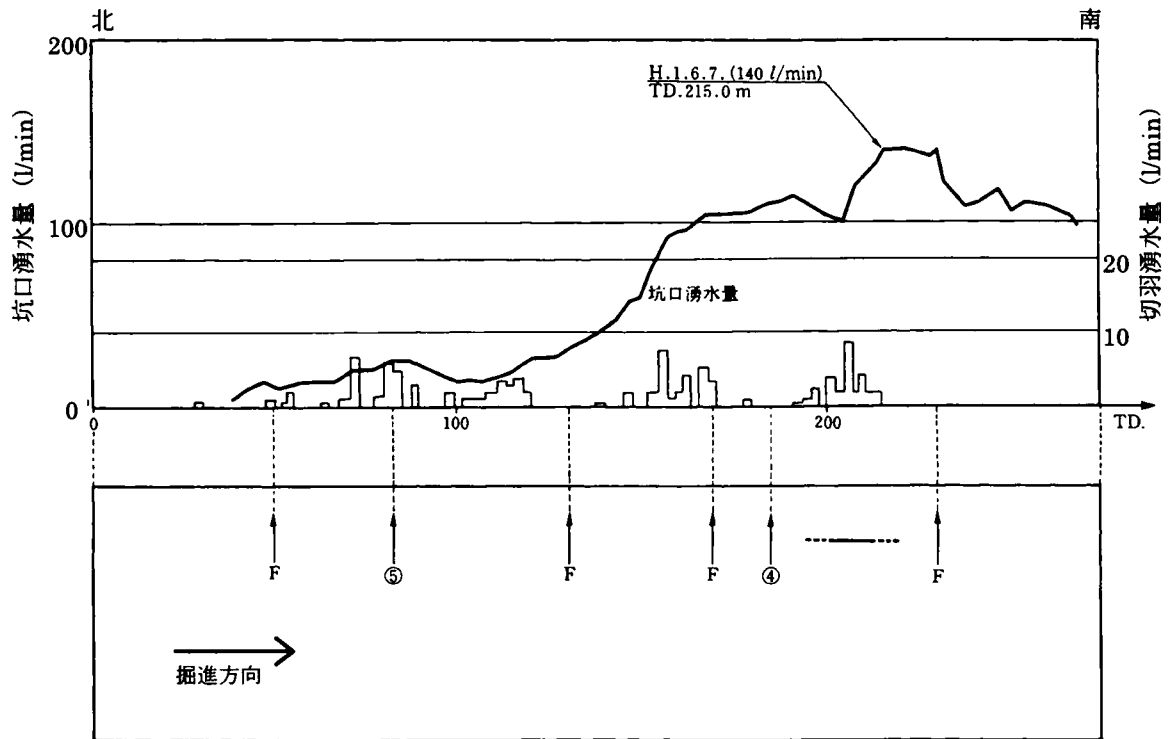
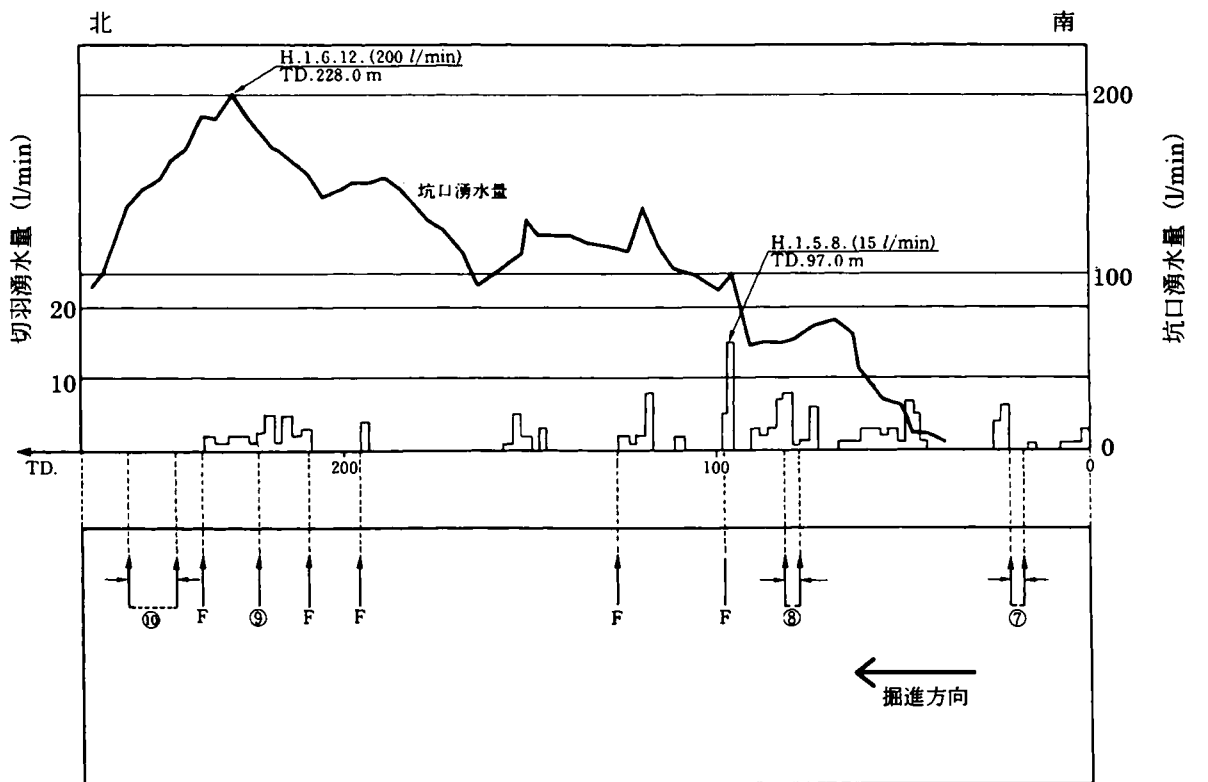
 : 坑口湧水量  
 : 切羽湧水量

図-6. 9. 3 水封トンネル掘削時の湧水量 (水封トンネル3)



水封トンネル4-S



水封トンネル4-N



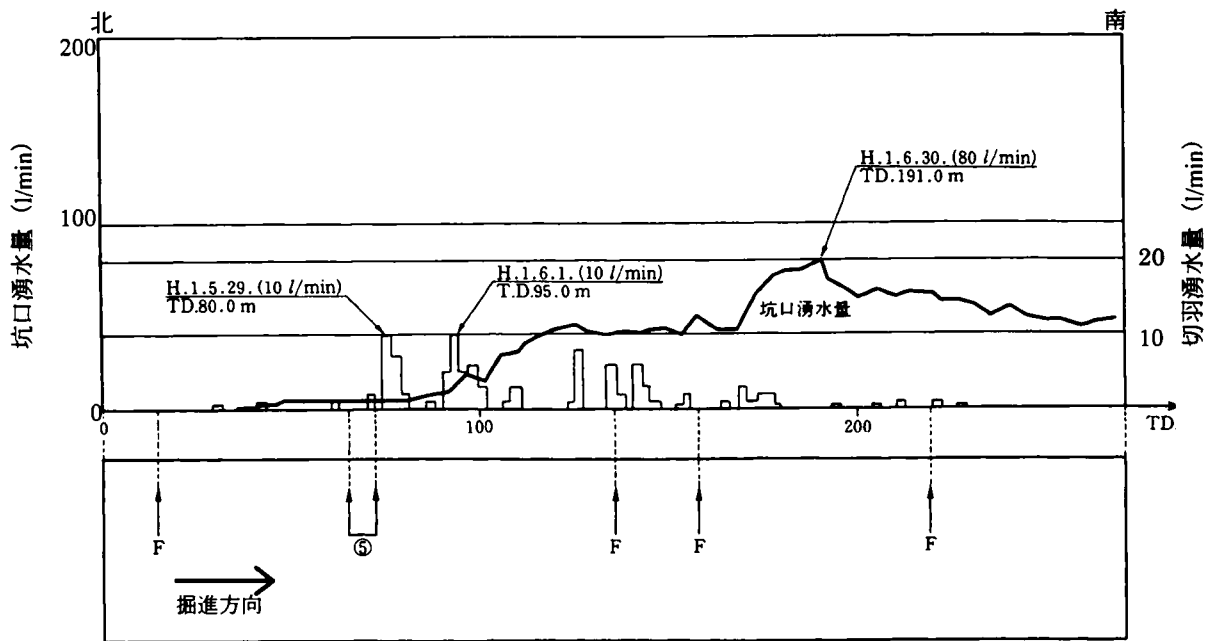
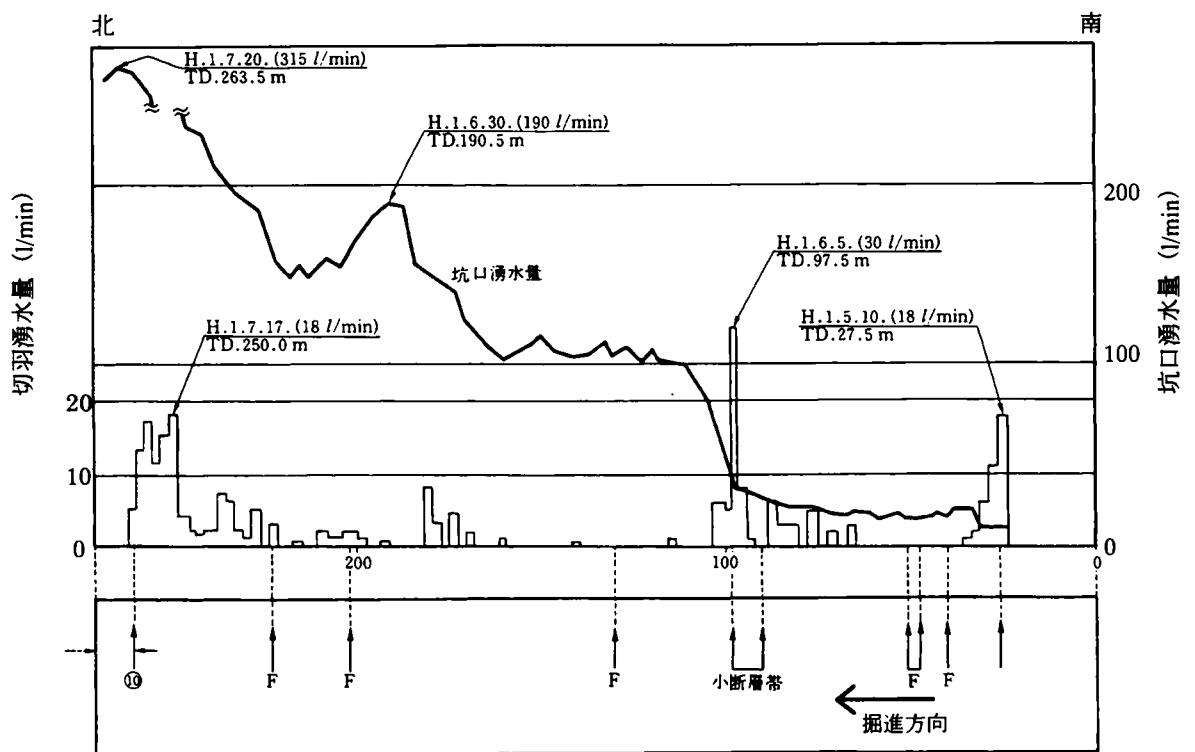
 : 坑口湧水量  
 : 切羽湧水量

図-6. 9. 4 水封トンネル掘削時の湧水量 (水封トンネル4)



水封トンネル5-S



水封トンネル5-N



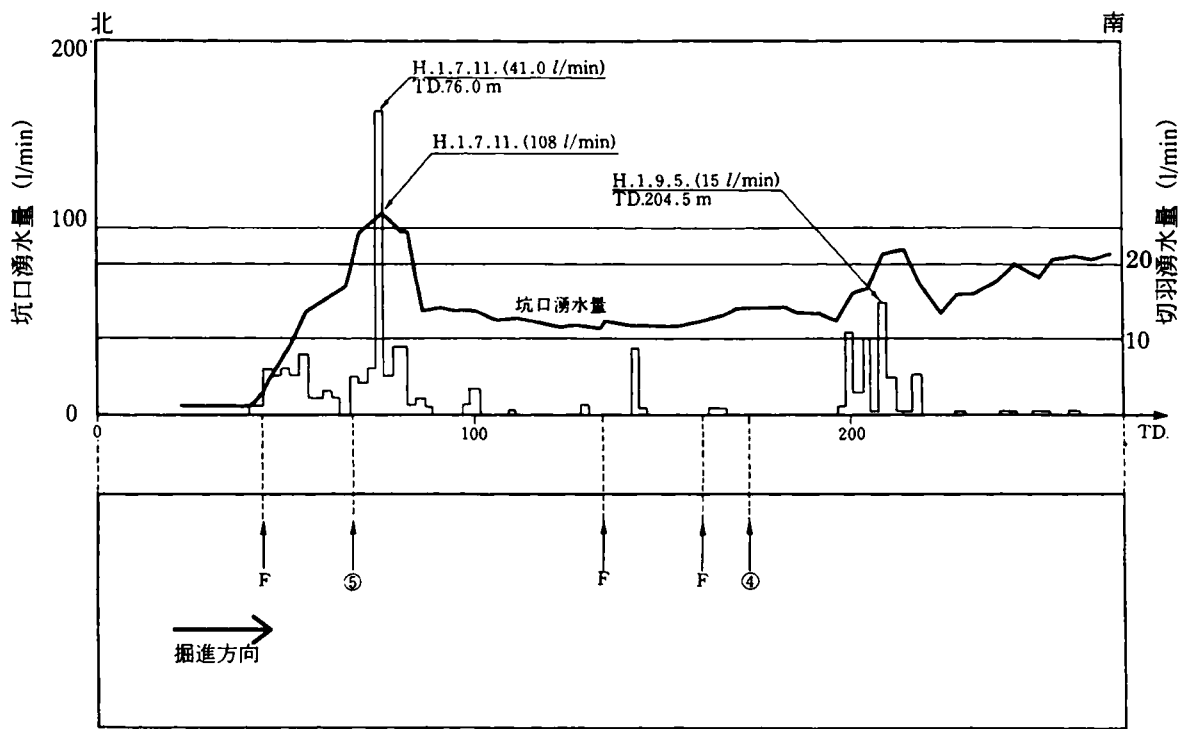
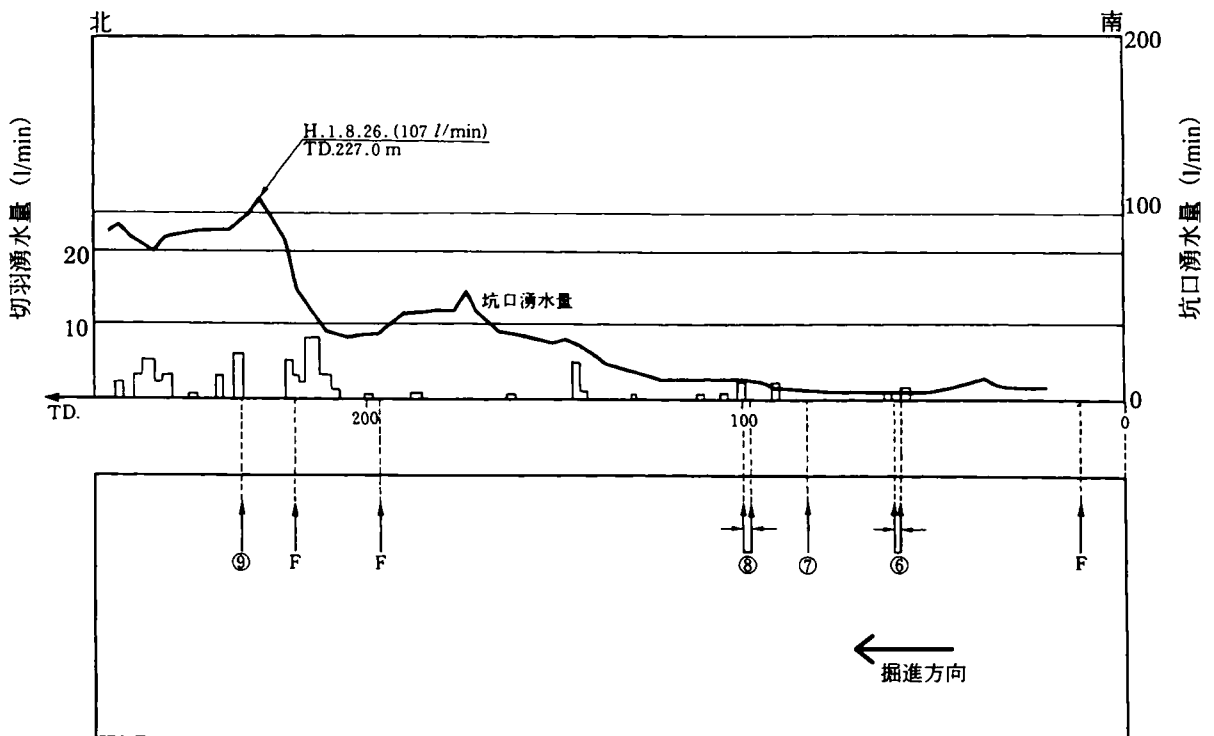
 : 坑口湧水量  
 : 切羽湧水量

図-6. 9. 5 水封トンネル掘削時の湧水量 (水封トンネル5)



水封トンネル6-S



水封トンネル6-N



 : 坑口湧水量  
 : 切羽湧水量

図-6. 9. 6 水封トンネル掘削時の湧水量 (水封トンネル6)

表-6. 2. 1 水封トンネル施工中に明らかとなった各断層の特徴 (④, ⑤, ⑥, ⑦断層)

トンネル名	断層④			断層⑤			断層⑥			断層⑦		
	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)
水封作業トンネル	—	—	—	—	—	—	530	N65° ~85° W 60° ~70° N	700~800	—	—	—
水封トンネル	1-S	213	N85° W60° N	10~20	90	N80° W90°	64	N86° W60° N	80~100	32	N70° W65° N	10×2条
	2-S	209	N85° W50° N	20	90	E W75° N	48	N80° W 60° ~70° N	100~150	11	N80° W70° N	10~30
	3-S	188	N70° W68° N	100	94 100	N85° W70° E W90°	20	N68° W55° N	150~200	—	—	—
	4-S	169	N75° E72° N	20	82	N80° W74° N	—	—	—	—	—	—
	5-S	157	N80° E50° N	10	70	N70° W80° N	27	N78° W68° N	40	—	—	—
	6-S	174	N80° E80° N	5~15	67	N85° E75°	60	N85° W60° N	10~20×2条	—	—	—
1-N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2-N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3-N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4-N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	N73° W68° N	5~10
5-N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	48	N80° W65° N	50
6-N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	82	N85° W65° N	5~10
備考	断層自体の規模は比較的小さい(特に No5~6-S)が断層の南(下盤)側に E W30~45° N 傾斜の割れ目が発達した劣化帯が厚く連続している。 ・3-Sでは、破砕部の厚さは厚いが粘土の厚さは薄く5cm以下。			断層の規模が側方へ著しく変化する。 ・3-Sでは、2条の主断層が平行し両断層より多数の小断層が派生する。 ・5-Sでは、粘土幅10~15cmの3条の断層の間300cm幅で破砕が強い。また、この破砕帯の前後10cmにわたり破砕幅10cmの小断層が致本存在する。			No1, 作業トシでは特に規模が大きく、多くの場合破砕物として7アライのリス状岩体、岩片を伴っている(桃色)。 ・作業トシでは、破砕幅10~50cmの断層が4条平行して存在し、その周辺の破砕も強い。 ・2-Sでは、5~10cmの粘土をはさむ断層の間100~150cmにわたり破砕強い。前後の酸化汚染極めて強い。 ・3-Sでは、10~20cmの粘土をはさむ断層の間150~200cmにわたり破砕強い。 ・6-Nでは、破砕幅10~20cmの断層が150~200cmの間隔を置いて平行して存在する。			No1~4 にかけては規模が小さいが、No5では規模が大きい。No1, 2では断層周辺の酸化汚染が強い。		

表-6. 2. 2 水封トンネル施工中に明らかとなった各断層の特徴 (⑧, ⑨, ⑩断層)

トンネル名	断層⑧			⑨断層			⑩断層		
	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)	出現深度 TD (m)	走向・傾斜	破砕幅 (cm)
水封作業トンネル	—	—	—	—	—	—	—	—	—
水封トンネル	1-S	—	—	—	—	—	—	—	—
	2-S	—	—	—	—	—	—	—	—
	3-S	—	—	—	—	—	—	—	—
	4-S	—	—	—	—	—	—	—	—
	5-S	—	—	—	—	—	—	—	—
	6-S	—	—	—	—	—	—	—	—
水封トンネル	1-N	35	N80° W90° 100~300	157	EW80° N 10~20	10~20	202 210	N82° W70° N N80° W70° N	100 50~80
	2-N	37	N85° W85° N 100~200	172	N75° W45° N	50	220	N60° W70° N N75° E80° N	100×2条 50~100
			N80° E80° N						
	3-N	46	N85° W70° N 50×2条	196	N75° W60° N	40	246	N80° W60° N	40
	4-N	80	N80° W75° N 30×2条	223	N85° E75° N	30	247	EW75° N N85° W85° S	50 40
5-N	92	EW90° 5~10 ×4~5条	223	EW75° N	20	264	N85° ~90° W 85° N~90°	10~20× 4条	
6-N	100	N85° W60° N 10~20 ×4条	234	N75° W60° N	15	—	—	—	
備考	No.1,2 では厚い破砕帯を形成するが No.3~6 では規模が小さく、全体として小断層の集合帯を呈している。 ・1-N では、50cm 幅の粘土優勢部伴う。左側壁では破砕幅は 700cm に達する。 ・2-N では、上盤側で77°ライト脈を切る。多数の小断層が平行しており、幅 700~800cm にわたる破砕帯を形成している。			断層の規模はあまり大きくないが、連続性は良い。上盤側 (~10 断層にかけて) で多量の湧水がある。(No.4~6 は切羽湧水量は少ないが切羽が削孔時に 10~20 l/min の湧水があった。)。 ・1-N では、斑れい岩体を切っているため、粘土量が多い。 ・2-N では上盤側より 10~20 l/min/切羽の湧水があった。 ・3-N では、上盤側より最大 36 l/min/切羽湧水があった。			いずれも、南側の断層 (60~75N 傾斜) と北側の乾燥固結状の粘土を主体とする断層より構成され、両断層周辺で 15~20cm にわたり破砕が強い。 ・3-N では、湧水があったため、断層面に沿って天端から岩の抜け落ちがあった。		

される地層も介在している。まず、水封トンネルの2-Nに現われる半花崗岩（Aplite）層は周囲の花崗岩より透水性が高く、切羽が到達すると湧水が顕著に増加する様子が見られる。一方、1-Nに現われる粘土を挟在する斑レイ岩（Gabbro）層においては湧水がほとんど見られない。しかし斑レイ岩層を抜けた位置で顕著な湧水が発生していることがわかる。

さらに、断層と湧水との関係は、以下のとおりである。まず、表-6. 2. 1~2に整理したように、断層のうちでも⑤、⑥、⑧は破碎幅が他より大きいのみならず、多数の小断層が派生していることが特徴的である。水封トンネルのうち南側（-S系）では、切羽が南向きに進行し、それぞれ北傾斜の断層である⑥断層、⑤断層を抜けた下盤側（⑤断層、④断層の上盤側に相当）でそれぞれの湧水が増大する。特に1-S、2-Sでは、⑤、⑥断層が比較的接近しているため、この間に派生する小断層が密集しており顕著な湧水ゾーンを構成しているものと考えられた。⑥断層が出現しない5-S、6-Sでは、⑤断層を抜けた部分で下盤側から顕著な湧水が発生している。水封トンネルのうち北側（-N系）では切羽が北向きに進行するが、規模が比較的大きい⑧断層を抜けた上盤で顕著な湧水が発生する。また、断層自体の規模は小さいが、山側で地下水位が最も高い部分を上盤とする⑨断層を通過した時の湧水量増加も顕著である。

上述の内容から、岩盤タンク空洞を掘削すれば特に④断層、⑤断層の上盤、⑦断層と⑧断層の間の節理密集帯、⑨断層と⑩断層の間の節理密集帯等を中心として湧水量が過大となる可能性が強いことを、周辺トンネル掘削時の取得した水理地質情報によって推定できることが示された。

図-6. 10には、水封トンネル掘削時に切羽で観察された湧水量の分布をまとめた。同図中には削孔された水平水封ボーリング孔削孔時の湧水量データも併記しており、これによって、EL+3mにおける水みち分布が推測できる。

#### 6. 3. 4 岩盤タンク施工中に確認した水理地質構造

施工途中で水封機能の確認を目的とした計測を岩盤タンク空洞の掘削中に実施したが、これらは主として岩盤タンク周辺に設置された27本の地下水位観測井による地下水位計測と、施工中の岩盤タンク空洞、および周辺トンネルからの湧水量計測、および水封トンネルへの水封水供給量計測であった<sup>15)</sup>。水位計測は観測井内に設置した間隙水圧計の出力をテレメータで観測室に転送し自動計測を行った。また、湧水量計測は各坑道毎に設置した排水施設の流量測定によった。これらの計測は、地下水位が6. 2. 2節で述べた限界地下水位を下回らぬことを確認すること、岩盤タンク湧水量の経時変化に基づき岩盤タンクの最終的な湧水量がどの程度となるかを数値解析を用いて予測し、その量が設計値を超えぬように湧水抑制工の諸元を決めることを目的としている。

これに加え、岩盤タンクの施工中には、岩盤タンク空洞坑壁からの湧水量と湧水の電気伝導度、および水温を測定した。また、併せて上部の12本の水封トンネルから供給される水封水の電気伝導度および水温を毎月1回の頻度で計測した。図-6. 11が、1991年1月に計測した結果である。同図中の下半は、岩盤タンク空洞の平面図に湧水量が0.5 l/min



以上の湧水ポイントを記したものであり、数字は各々の湧水の電気伝導度 (mS/m) を示している。また図中の上半は、計測時点での上部の各水封トンネルから供給していた水封水の電気伝導度や供給水量を記したものである。地山の地下水の電気伝導度が 10 mS/m 程度であるのに対し、水封水位は施工中の岩盤タンク空洞からの排水を坑外で処理し再利用しているため電気伝導度は 35 mS/m 内外となっている。この計測の具体的な目的は以下のとおりである。

① 岩盤タンク坑壁の湧水量測定は、岩盤タンク掘削前に実施したプレグラウチングによって絞りきれなかった過大湧水を、ポストグラウチングによって処理するための施工範囲設定用のデータに供すること。

具体的には、岩盤タンク坑壁から 1 点当たり 0.5 l/min 以上である湧水ポイントが複数存在し、これらを含む範囲を施工対象範囲として特定した。

② 各水封トンネルに貯留された水封水の電気伝導度の計測、および水封トンネルからの流入量を計測することにより、各水封トンネルに湧出している地下水の量が推定できる。

12 本の水封トンネルのうち 6 S、6 N、5 N は地山からの湧水量が多く、水封トンネルはオーバーフローする状況がみられた。特に 6 N への湧水量は多く全施工期間を通じて常時オーバーフローが認められ、電気伝導度も常に低い値を示していた。これは、当該水封トンネル周辺地山中の“自然の”地下水の電気伝導度を示しているものと考えられた。これに対して、他の水封トンネルでは水封水の供給量が多く、周辺岩盤内の地下水位が相対的に低下していたものと考えられる。これらの諸量の時間的な変動については後述する。

③ 水封トンネルと、約 20m 下部の岩盤タンクと水理的導通を把握すること。

降雨涵養により山体内に蓄えられた地下水の電気伝導度は、前述のように水封トンネル、岩盤タンク空洞の近辺において比較的低い値を示し、10mS/m 程度である。一方、水封トンネルに蓄える水封に用いる水は、岩盤タンク空洞に浸出した湧水、および工事用水の排水を一旦沈殿槽で処理し、さらに高分子凝集剤を添加することにより SS 分等を除去した水である。その電気伝導度は概ね 35mS/m を超え、自然の地下水の値との間には明瞭な差が存在する。この電気伝導度の顕著な相違を利用して、水封水をトレーサーにみため、水封トンネルと約 20m 下部に存在する岩盤タンク空洞との水理的導通を調査することが電気伝導度測定の主たる目的である。

各岩盤タンク空洞の掘削は、アーチ導坑掘削、および 3 段のベンチ掘削と多くの切羽を立てて進められるため、最盛期には全部で 10 近い切羽が同時進行している場合もあった。したがって、ある部位については極く近傍で施工が進められており、コンクリート吹付けの直後に電気伝導度が異常に高い値を示している場合や、施工中のため採水が不可能であった等、切羽数が多い備蓄基地ならではの調査の難しさもあった。しかし、可能な限り測定を継続することによって水みちに関わる様々な情報が得られることがわかった。例えば、水封トンネルの下部に位置する岩盤タンク空洞壁面に湧出する湧水の電気伝導度を計測すると、単純な比例計算で地山本来の地下水と、水封トンネルから供給された水封水との混

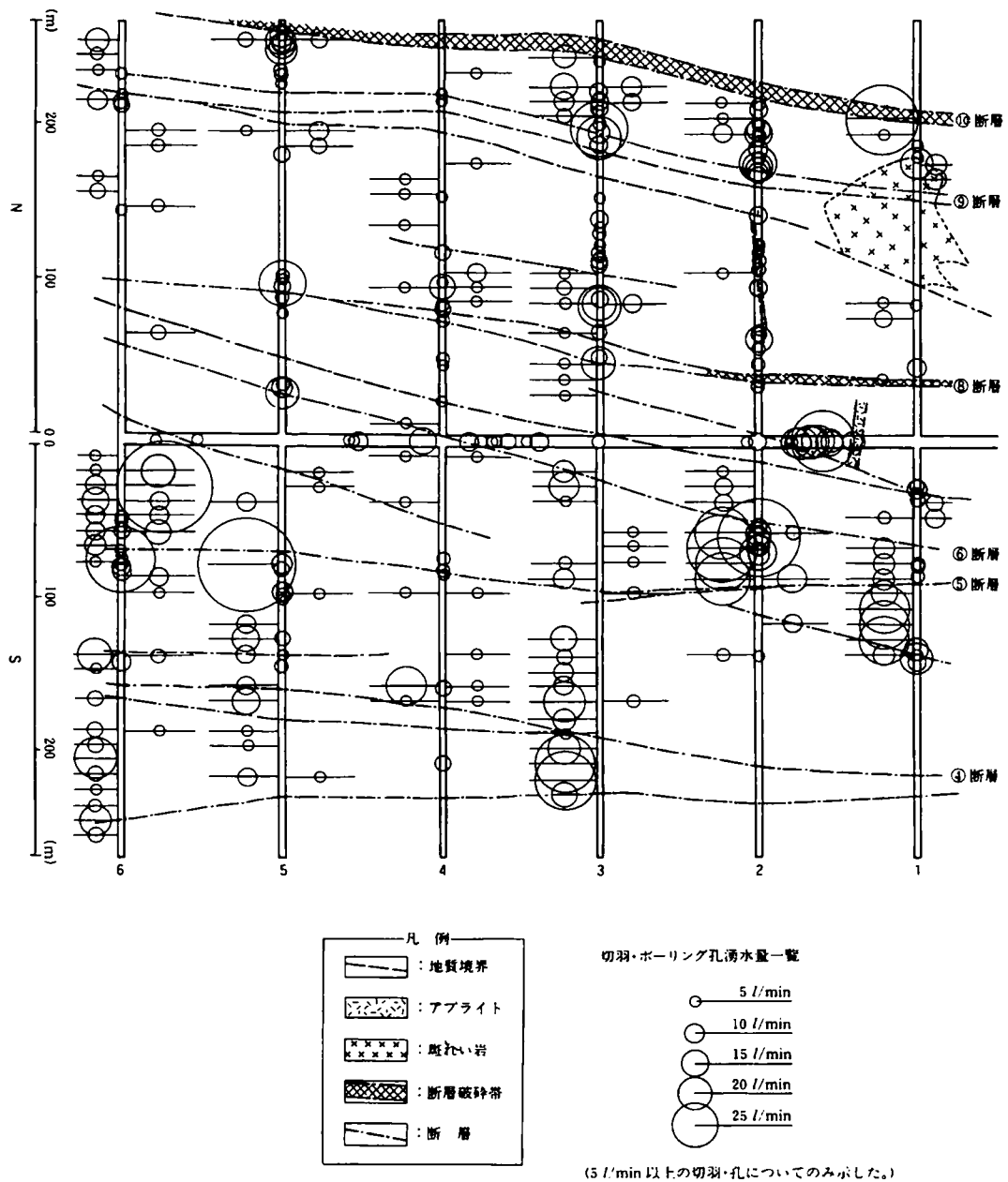


図-6. 10 水封トンネル掘削，水封ボーリング削孔時の湧水量

合比率を推定することが可能である。その結果，水封トンネルと導通している部位の特定と導通の度合いを知ることが可能となる。

岩盤タンク壁面からの湧水の起源が主として地山の水であるということは，

a. 地山中の地下水の水圧の方が水封水の圧力より大きい。そのため水封ボーリング孔からの水封水の供給が少なく，むしろ，地山の水が水封ボーリング孔を介して水封トンネル中に流入している。

b. 水封トンネル，水封ボーリング孔と空洞坑壁間を結ぶ水みちがない。

のいずれかを意味しているが、岩盤タンク空洞の上部に密に張り巡らされた水封ボーリング孔との導通がないということは考えにくく、a.が主な原因であると考えられる。

a.の領域では地下水位が少なくとも水封トンネルに貯留した水封水の水位（EL+5.5m）よりは高いことを意味している。

一方、岩盤タンク壁面からの湧水の起源が主として水封水であるということは、地山の地下水のみでは地下水位が保たれておらず、水封水によって地下水位が保たれていることを示している。これは水封トンネルが期待された機能を果たしていることを意味しているが、水封トンネル、水封ボーリング孔と岩盤タンク壁面との間に直結した水みちは閉塞する必要がある。

中間の値を示す部分は、これらが岩盤タンク空洞壁面に到達する前に、地山中の自然の地下水と水封水が混合したものと考えられる。岩盤タンク空洞への湧水量は抑制する必要があるため、その発生源が自然の地下水であれ水封水であれ止水工を施す必要があることには変わらない。しかし、湧水の起源を知ることで、自然の地下水の供給が十分である領域と、その供給が十分とは考えられず水封水の供給が必要不可欠である領域とを区別することが可能となった。この領域の分布は施工の進捗に応じて変化することが、頂設導坑貫通後の2年間にわたって継続した電気伝導度計測の結果わかった。

以下に、図-6. 11~12 に示した測定例について評価を行う。岩盤タンク空洞の掘削は1989年12月に始まり、1992年10月にすべて完了した。図-6. 11の下半は、岩盤タンク空洞アーチ部の掘削が全域で完了して6ヶ月経過した1991年1月に測定した、岩盤タンク空洞坑壁から湧出する地下水の電気伝導度（18℃換算値）の分布である。同図の上半には、水封トンネルの水封水に対する計測結果を併記した。自然の地山の水がほとんどを占める6-Nトンネルの水封水の電気伝導度は約11mS/mを示しているのに対し、その他の多くの水封トンネルでは35mS/m以上を示している。ちなみに水封トンネルに給水する前の濁水プラントにおける処理水の電気伝導度は35mS/mであった。岩盤タンク空洞坑壁における湧水について、電気伝導度が25mS/m以上のものは黒丸で示してある。25mS/mという電気伝導度は、自然の地下水の電気伝導度を10mS/m、水封水の電気伝導度を35mS/mとした場合には、湧水に占める水封水の割合が60%を占めることを意味している。すなわち、黒丸の領域は、水封水の混入率が60%以上となる領域であると解釈できる。一方、図中には水封水の電気伝導度である35~40mS/mより大きい値を示す部位が存在するが、これは、施工時の吹きつけコンクリートやグラウト工事等の直後のフレッシュなセメント分による電気伝導度の上昇、および水封トンネルの2-S、および3-Sにおいて試行していた粘土グラウト用のグラウト材料の電気伝導度が約70~85mS/mであることによると思われる。図-6. 12上図中、2-S、3-Sだけデータの記載が無いのは粘土グラウトを試行していたためであるが、注入量も少量であることから、岩盤タンク空洞への影響は南東のごく一部に限定されるものと考えた。

一方、1年後の1992年1月に測定したデータを図-6. 12に示した。この時期は岩盤タンク空洞の掘削工事が完了して3ヶ月が経過した時点である。久慈の降雨量には季節変動

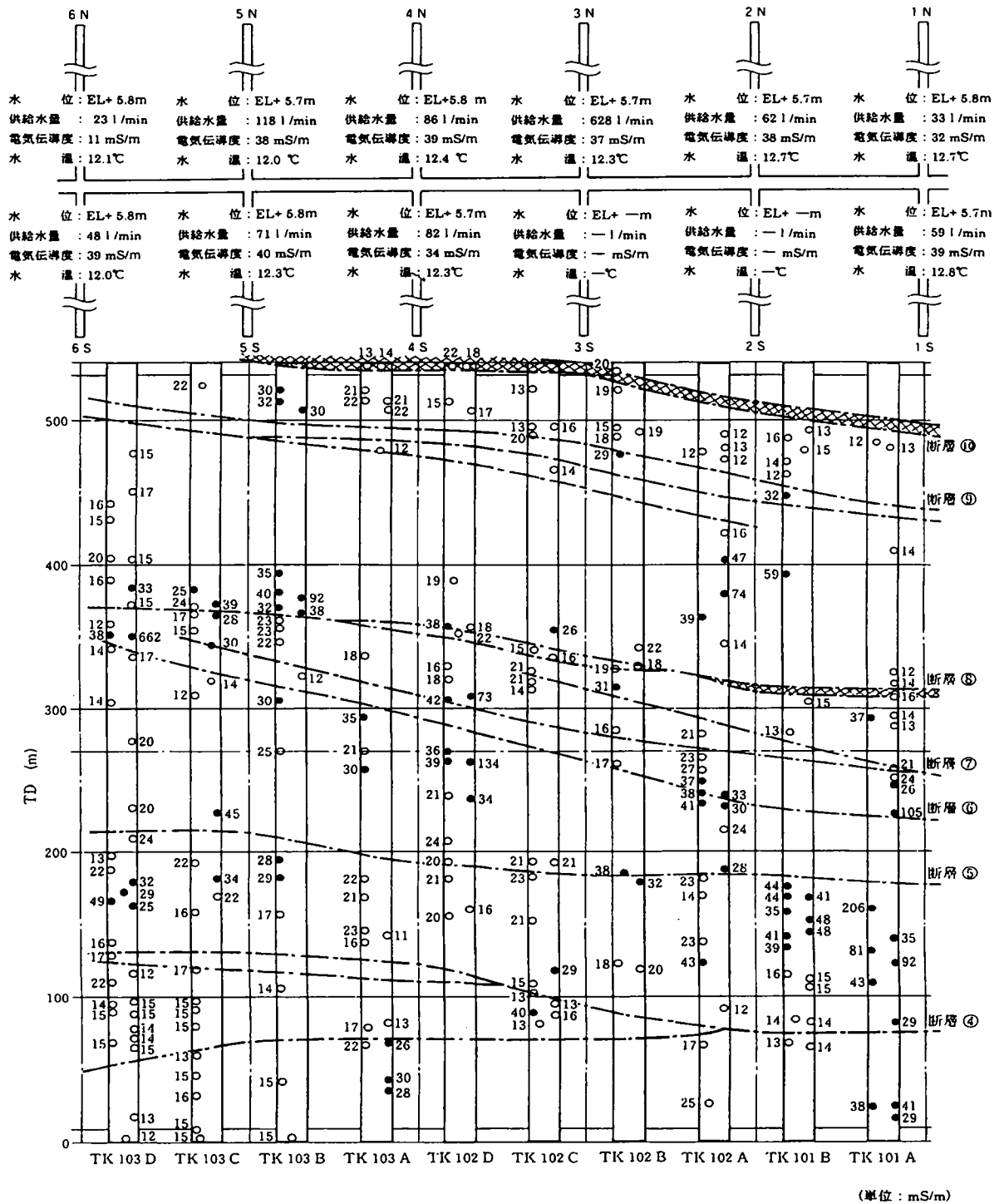


図-6. 11 岩盤タンク空洞坑壁湧水の電気伝導度 (1991年1月)

が認められるため、比較用には図-6. 12 と同一時期におけるデータを示した (1月 は 湯 水 期)。同 じ く 電 気 伝 導 度 が 25mS/m を 超 え る 湧 水 点 を 黒 丸 で 示 し た が、こ の 領 域 が 1991 年 の 時 点 より 狭 く な っ て い る こ と が 特 徴 的 で あ る。す な わ ち、1 年 間 の 間 に 掘 削 工 事 が 著 し く

進展し、掘削開口部の体積、表面積共に大きくなったが、湧水に占める水封水の割合は徐々に減少している様子がうかがわれる。1991年1月には地山の自然の水が湧出している領域は岩盤タンク設置領域の北西部に限られたのに対して、1992年の測定では、南端部も地山からの湧出が主体に変化していることが分かる。ただし、いずれの時期においても、断層破砕帯④、⑤の周辺では電気伝導度の高い状況が認められ、水封トンネルと直結した水み

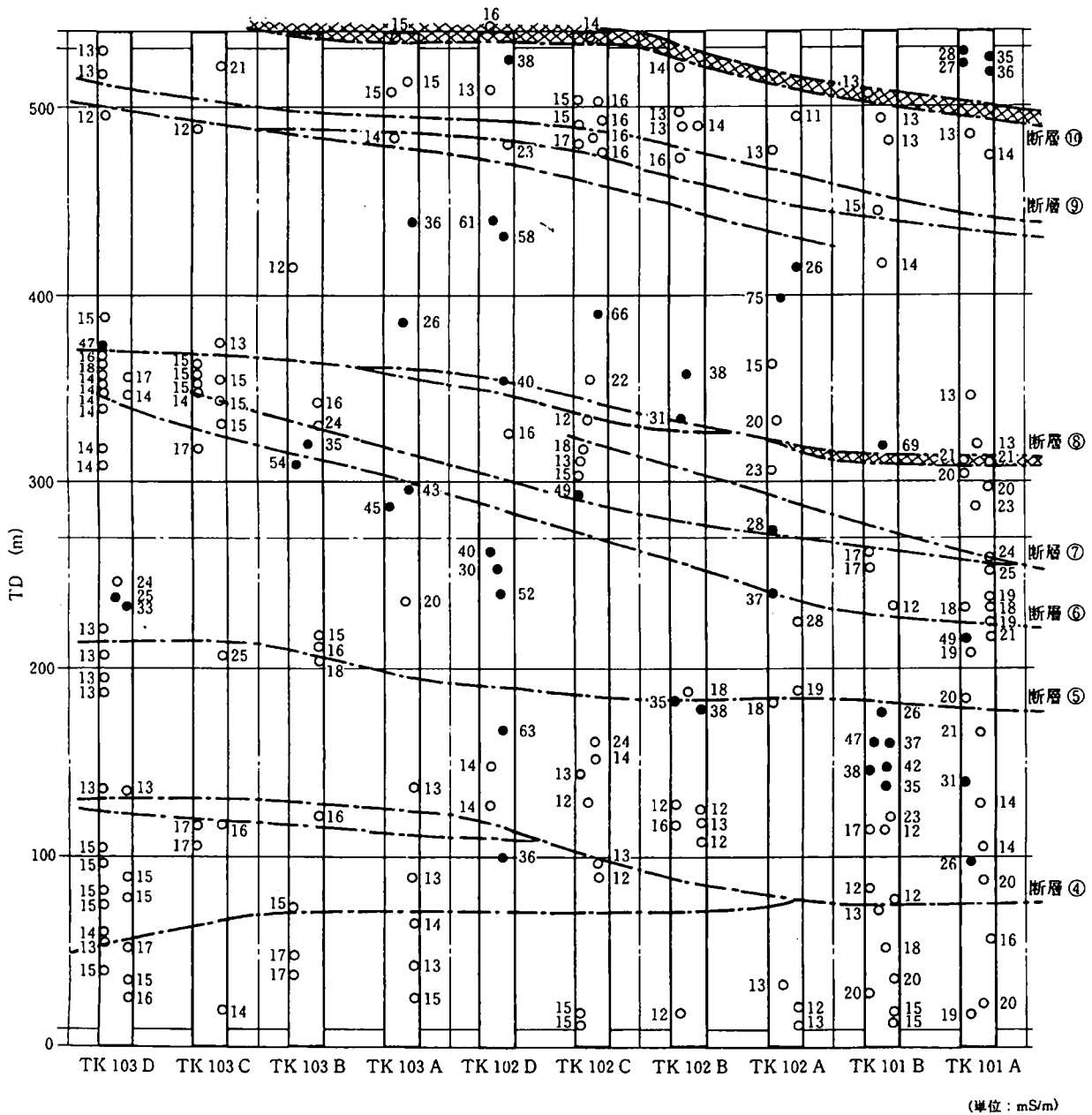
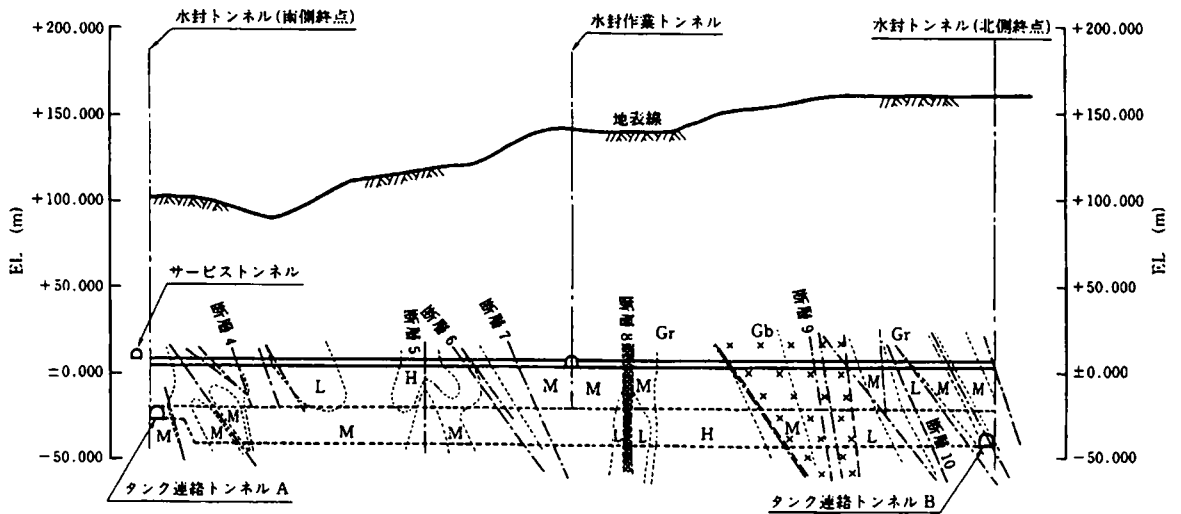


図-6. 12 岩盤タンク空洞坑壁湧水の電気伝導度 (1992年1月)

水封トンネル No.1 地質縦断面図



水封トンネル No.2 地質縦断面図

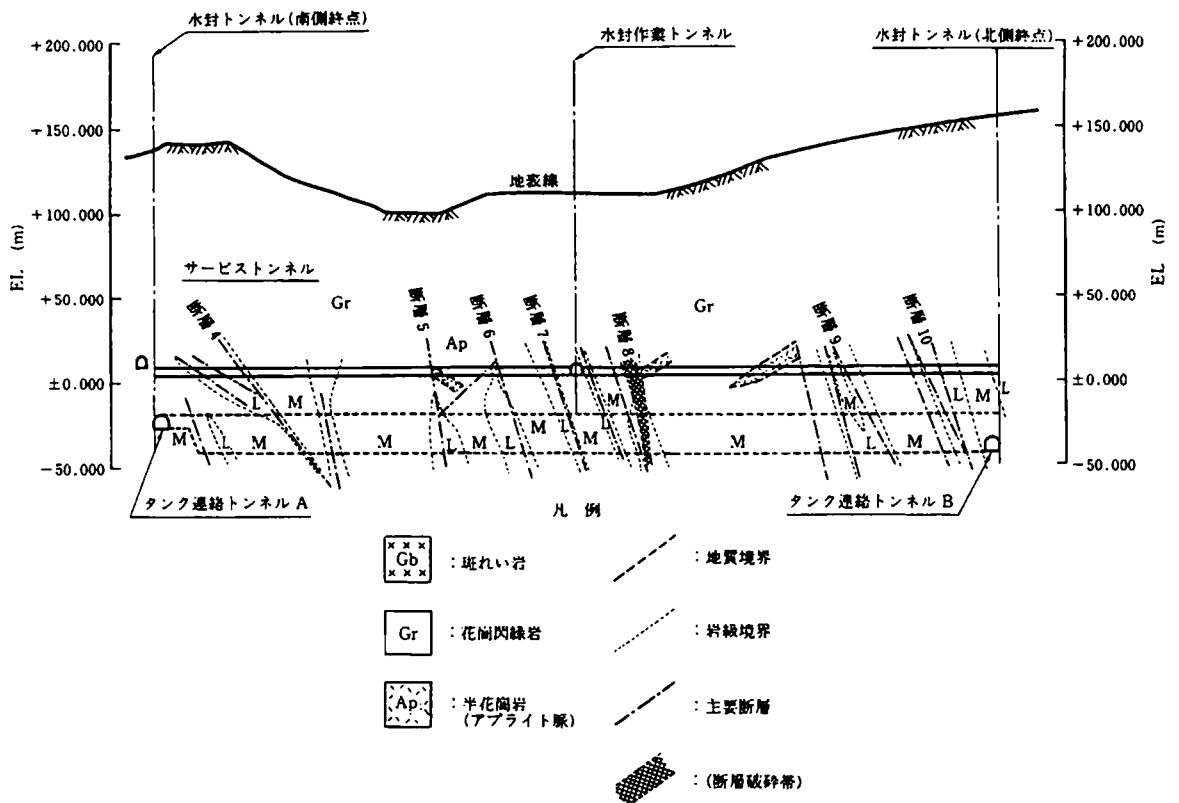
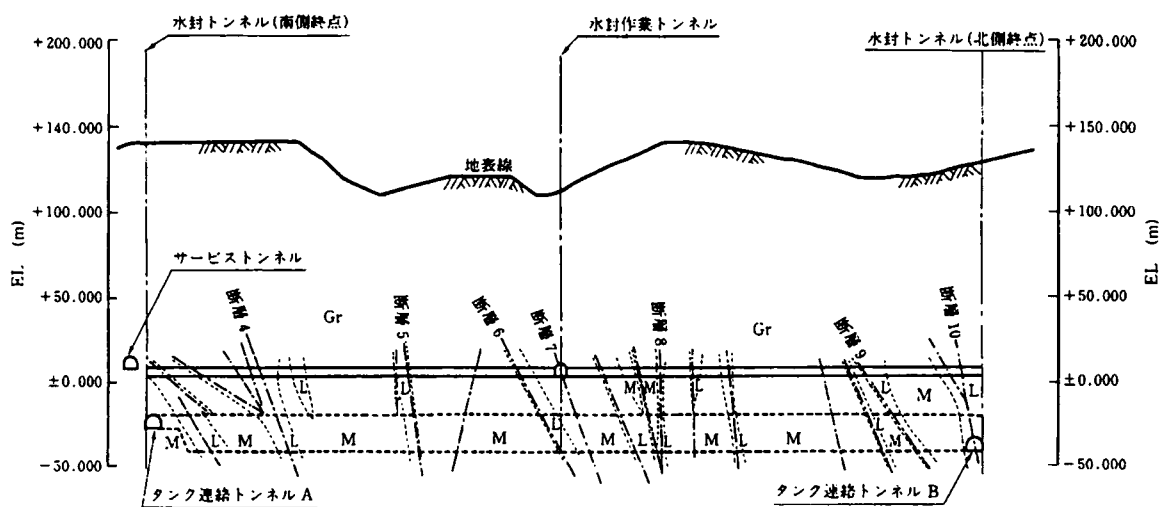


図-6. 13. 1 地質断面図 (水封トンネル No.1 断面, No.2 断面)

水封トンネル No.3 地質縦断面図



水封トンネル No.4 地質縦断面図

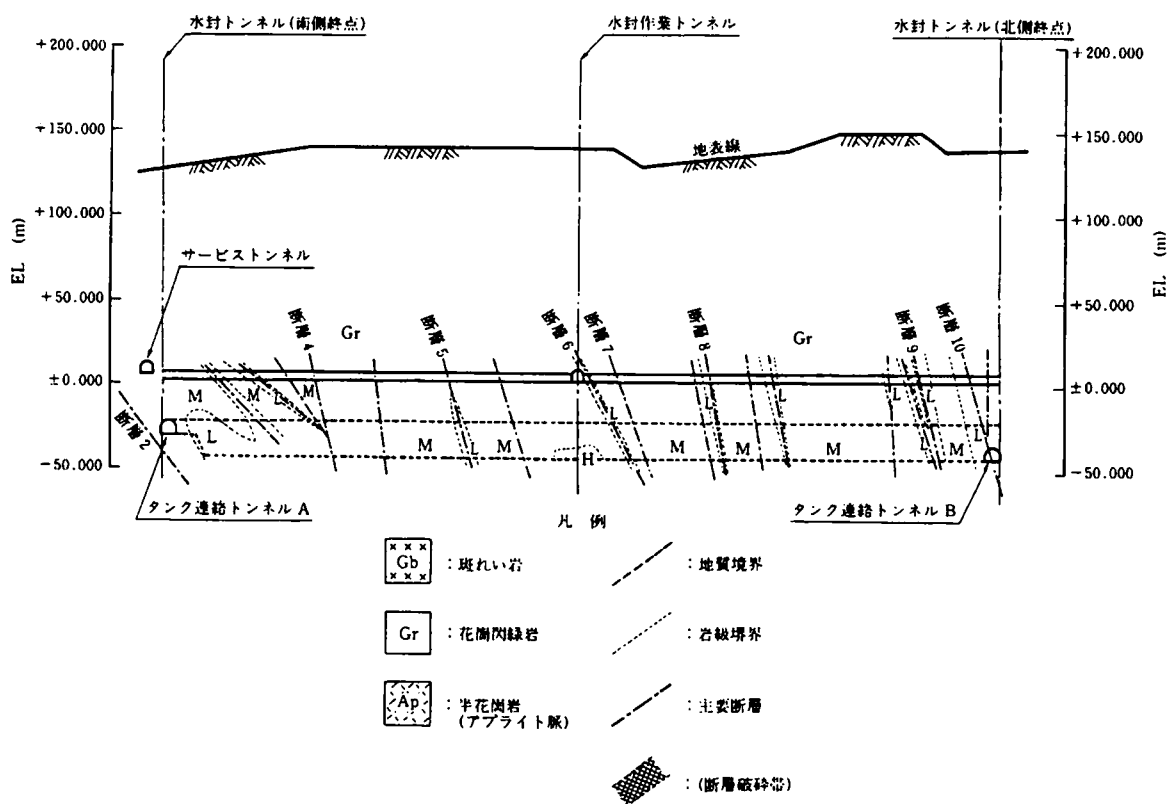
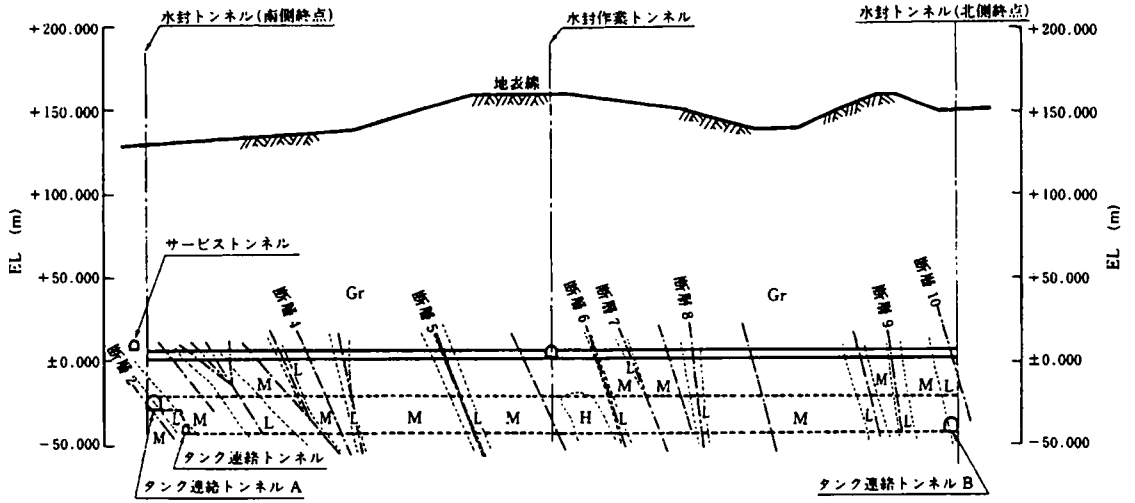


図-6. 13. 2 地質断面図 (水封トンネル No.3 断面, No.4 断面)

水封トンネル No.5 地質縦断面図



水封トンネル No.6 地質縦断面図

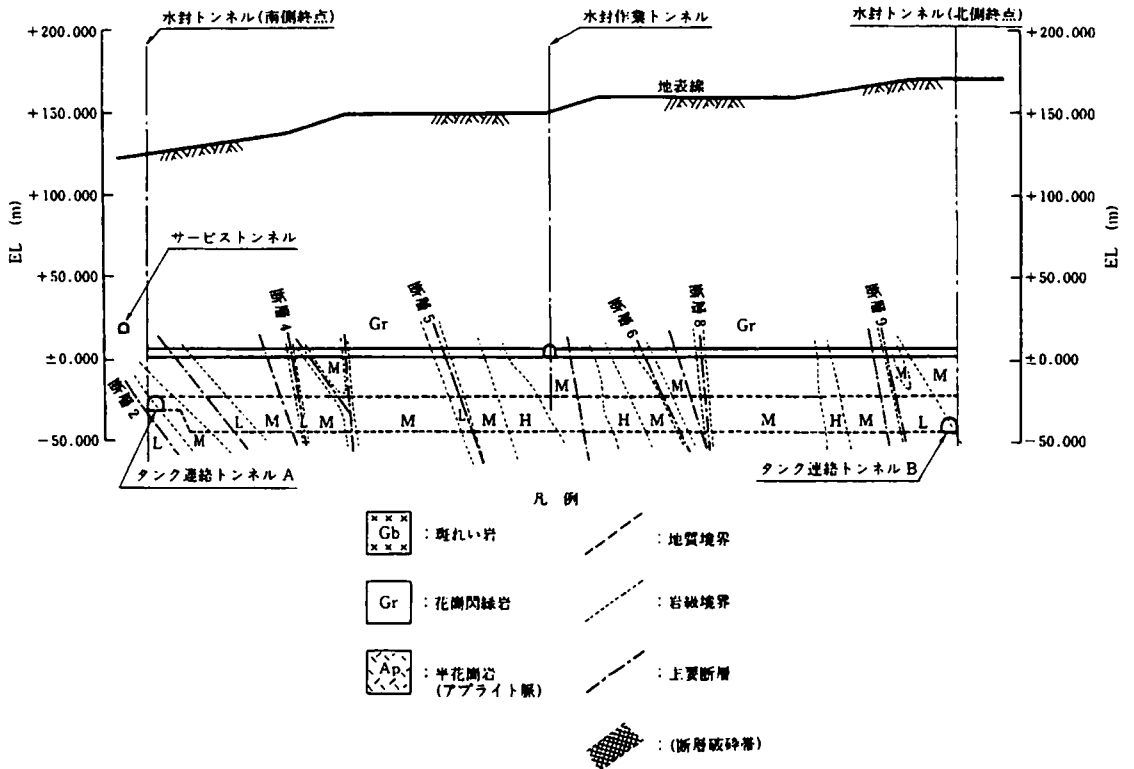


図-6. 13. 3 地質断面図 (水封トンネル No.5 断面, No.6 断面)



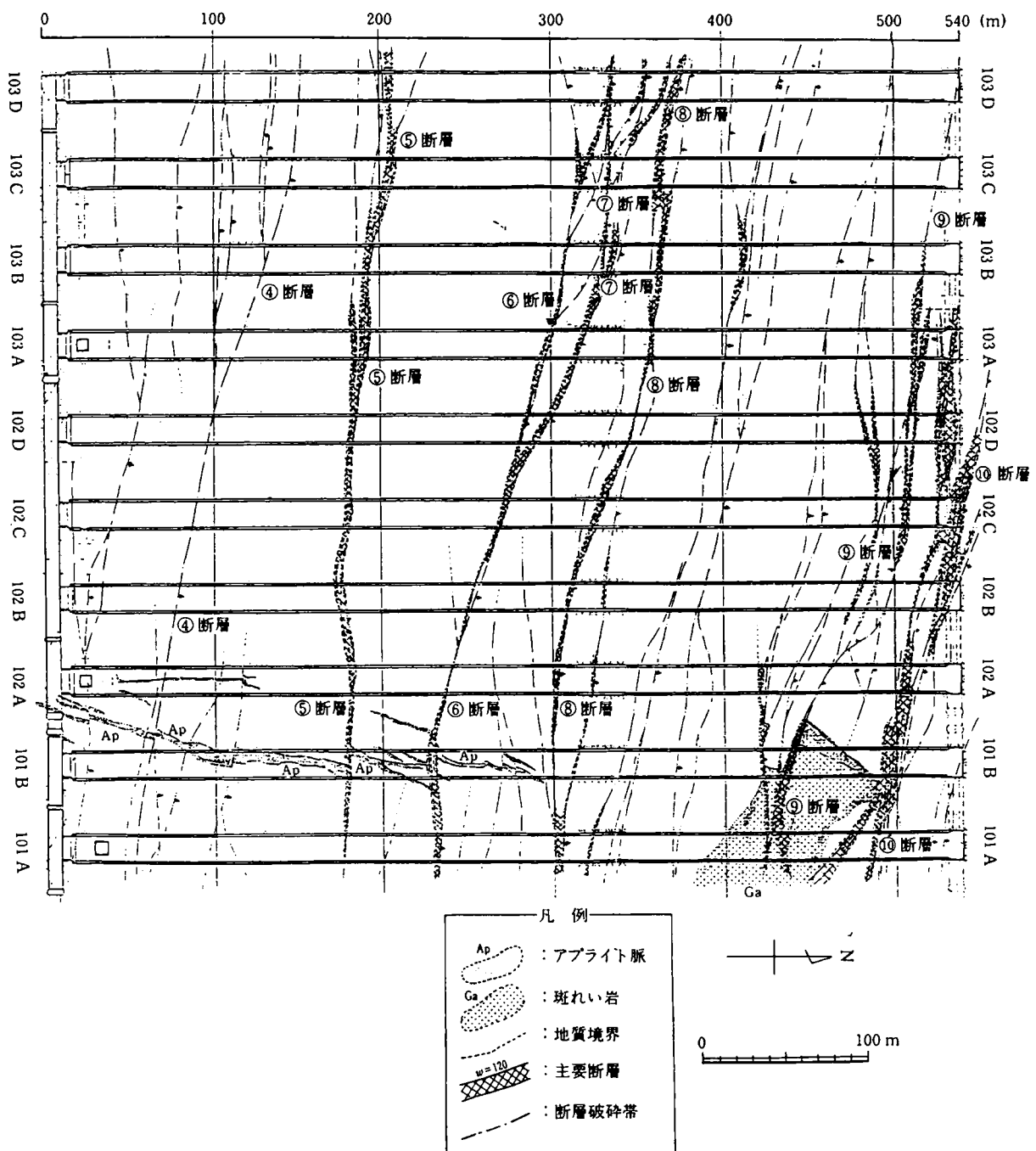


図-6. 14 岩盤タンク空洞掘削時に明らかとなった地質分布  
(アーチ部底盤レベル：EL-27.5m)

ちが密集していることがうかがわれる。また、1991年の時点では試行段階であった粘土グラウトも1991年9月からは全域において本格的に開始されており（水封トンネルが湧水によってオーバーフローし給水不要の5-S、6-S、6-Nを除く）、注入量も1000 l/min程度となっていた。この状況にも拘らず、岩盤タンク湧水の電気伝導度が1991年度の測定結果より低いことも特徴的な事実である。

実際に岩盤タンク空洞の掘削が完了した時点で判明した岩盤タンク設置領域内の地質分布を図-6. 13. 1~3 の縦断面図、および図-6. 14 の水平面図にまとめた。図-6. 13. 1~3 は、6 本の水封トンネルのそれぞれを含む縦断面図として示してある。図-6. 14 の平面図によれば、水封トンネル施工時情報に基づき予想した図-6. 12, 13 中の地質分布は、非常に高い精度で不連続面の出現を予測していたことがわかる。地表の露頭調査、調査坑における詳細地質調査、調査ボーリング孔を用いた地質調査では岩盤タンク掘削領域の地質状況を明確に推定することが出来なかったが、その後非常用トンネルに始まる周辺トンネルの掘削によって、至近距離からの情報に基づく地質分布の推定を行った。特に、約 20m の離隔で岩盤タンクの全域を覆う水封トンネル、および水封ボーリング孔の施工時に得られた情報は、詳細な地質情報だけではなく、岩盤の水理的な構造についても多くの情報を与えることが確認された<sup>16)</sup>。

調査の結果、当該サイトにおける水みちが、主として断層、およびこれに伴う破碎帯、節理密集帯沿いに形成されていることがわかったが、一方、断層・破碎帯も延長方向に消長が存在しその水理挙動にもコントラストがあると思われ、これを明らかにするためには実際に地下水が流れる状態を観察する、いわば自然に答えを聴くことが解決を与えることもわかった。実際に導通がある水みちであるか否かを判断するための方法論として地下水の電気伝導度の計測も有効であることを確認した。

#### 6. 4 久慈地下備蓄基地岩盤タンク空洞建設における地下水制御

本節では、6. 3において記述した岩盤タンク設置領域における水理地質構造の推定結果に基づき、湧水量の予測、その量を低減するための湧水抑制策の選定とそれぞれの施工諸元の決定、およびその結果の評価についてまとめる。

##### 6. 4. 1 地下水挙動の予測

空洞掘削等により岩盤内に開放面が形成されれば、この空間に向う地下水流が発生し、空洞湧水を生じる。これによって周辺岩盤内の地下水環境は変化する。すなわち、自然の岩盤に空洞を掘削する等の人為的擾乱を加えた場合にもたらされる岩盤内の地下水環境の変化の予測には、一般に数値解析手法が適用される。ここでは、対象領域のなかで数多く実施されたルジオン試験の結果から推定した平均透水係数を用いた等価連続体解析（二次元飽和不飽和浸透流解析）<sup>17)</sup>と、集水暗渠を対象とする理論解析解に基づく湧水量の推定を行った。いずれの解析についても簡便に実施できることから、施工途上で実測データと比較しながらモデルを改良しつつ解析を継続することを前提としている。

##### (1) 二次元飽和不飽和浸透流解析による湧水量の予測

南北方向に10本並ぶ岩盤タンク群の南端から160mの位置で東西方向の鉛直断面を切り、地表地形も反映させた解析断面を設定した。この断面を選定した理由は調査ボーリング孔が最も多く、地質構造、水理地質構造に関する情報が豊富なためである。透水係数は、新鮮岩盤部で $7.6 \times 10^{-6} \text{cm/s}$ 、また浅部の風化帯では $3.2 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ としている。解析範囲を図-6. 15に示した。岩盤の不飽和特性（サクシオン圧—不飽和透水係数—体積含水率）の

関係は駒田ら<sup>18)</sup>によった。また、水封施設もモデル化するため、水平水封については、水封ボーリング孔を設置する範囲内の EL+3.5m上にある節点には+5.5mの圧力水頭を与えている。また、岩盤タンクユニット（久慈基地においては 10 本の岩盤タンク空洞を 2 本、4 本、4 本ずつまとめて TK-101, TK-102, TK-103 とするユニット分けをしている）間の移流による異種油の混合を防止するために設置される縦水封については、各ユニット間の EL-42m（縦水封ボーリングの下端）の節点に+51m の圧力水頭を与えている（原設計において水平水封、縦水封共に、完工後の水頭は EL+9.0mとしていたため）。

まず、岩盤タンク空洞掘削前の地下水位分布を実現する涵養量を、準三次元解析を用い逆算することにより同定し、解析上の降雨涵養量とした。つぎにこの涵養量を用いて岩盤タンクを設置した場合の地下水挙動を二次元飽和不飽和浸透流解析によって予測した。解析結果の等圧力線図を図-6. 16 に示す。水封に関する解析条件は、水封水位 EL+9.0mとしている。このときの当初地下水位からの水位低下量は最大 110m 程度であると予想され、地下水位は EL+4.5m以上に保たれ限界地下水位以上の地下水位を維持できるものと判断された。この解析条件下において、岩盤タンク空洞への湧水量は 3,525 m<sup>3</sup>/dayであった。この値は、情報化設計・施工管理において管理限界値として採用し、施工途上の目安とした。

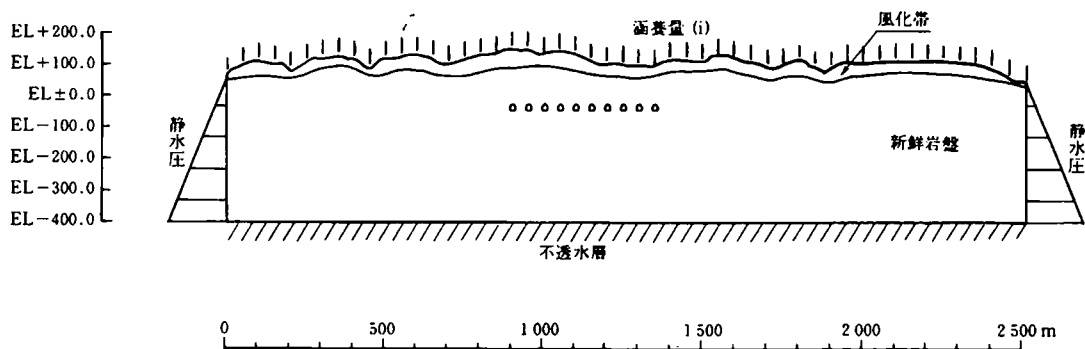
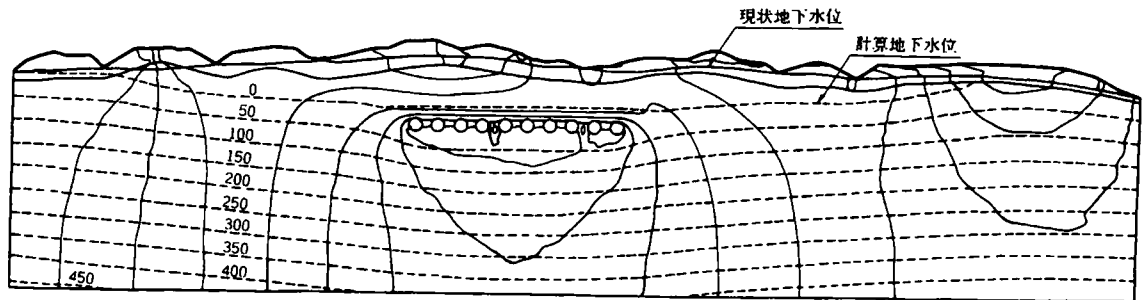


図-6. 15 鉛直二次元飽和不飽和浸透流解析断面



(単位：- 1/100MPa)

図-6. 16 空洞掘削時の等圧力線図

(2) 簡易式による湧水量の予測

Muskat の式は、自由地下水面下の半無限一様地盤中の円孔への湧水量を求めるための鏡像法に基づく理論式<sup>19)</sup>である。円形以外の断面のトンネルの場合には、掘削断面積と同一の面積を有する円の半径を等価半径として用いる。トンネルへの湧水量  $Q$  ( $\text{m}^3/\text{h r}$ ) は、以下のように表される。

$$Q = \frac{72\pi k a l}{\ln(4a/d)} \quad (\text{m}^3/\text{h r})$$

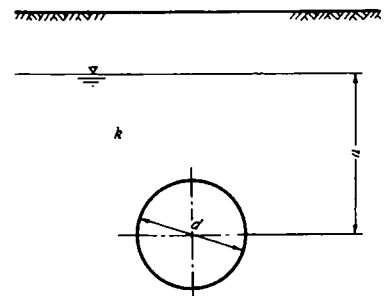
ここに、

$d$  : トンネルの換算直径 (m)

$a$  : 地下水面からトンネル中心までの距離 (m)

$k$  : 透水係数 (cm/sec)

$l$  : トンネルの延長 (m)



である。

岩盤タンク空洞への湧水量予測に対する Muskat 式の適用性については、原油地下備蓄施設の建設に先立ち実施された愛媛県菊間町におけるパイロットプラントでの詳細な検討の結果実証されている<sup>7)</sup>。ここではさらに、久慈基地の実施工に対する適用性を再確認するために、建設の最も早い段階で掘削された非常用トンネルの施工時に Muskat 式を用いた湧水量予測を実施した。非常用トンネルは図-6. 1 に示すように岩盤タンク設置領域の南西端の比較的浅部に施工するため、解析に用いる透水係数としては非常用トンネル近傍のボーリング孔におけるルジオンテスト結果を換算した透水係数の対数平均値を求め  $4.49 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$  を採用した。Muskat 式による非常用トンネル施工時の湧水量予測結果を図-6. 17 に示すが、同図中に示すように切羽進行に伴う湧水量の実測結果と実用的に十分対応すると判断した。

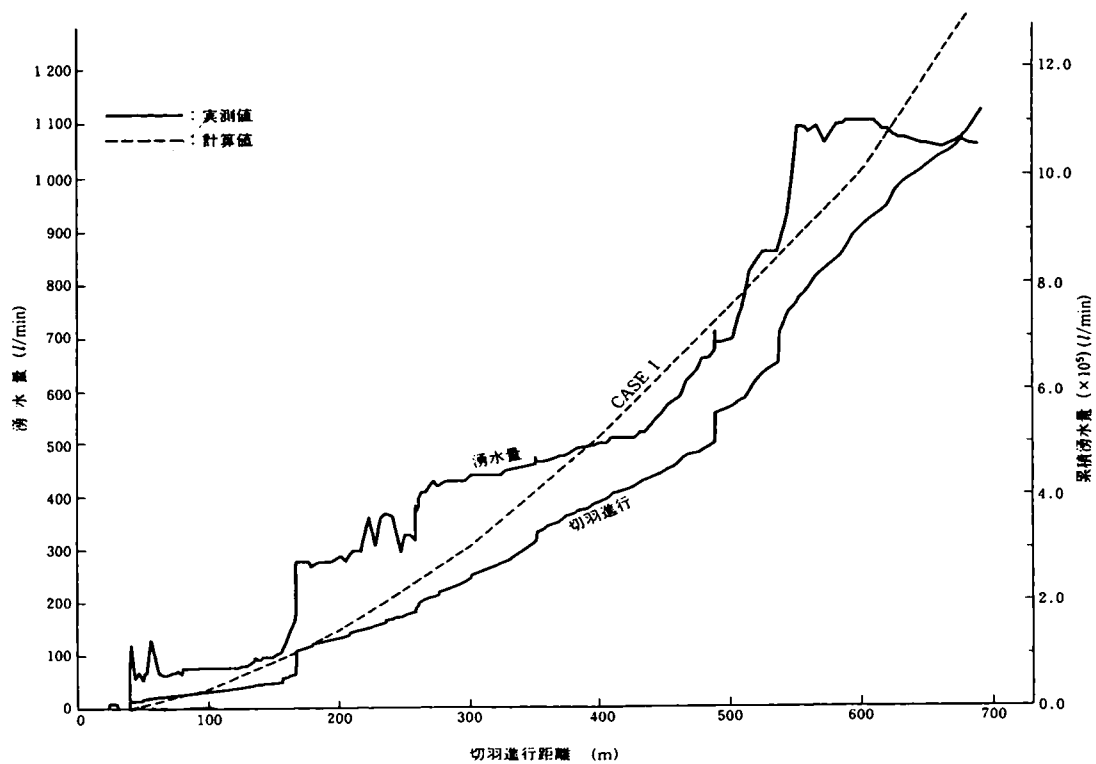


図-6. 17 非常用トンネル掘削時の湧水量の変化

岩盤タンク空洞への湧水量算定のための地下水位としては、水封トンネルの着工までを第1ステップとしてEL+90m、水封トンネルの完了までを第2ステップとしてEL+28.5m、またその後岩盤タンクの完了までをEL+8mと、暫時地下水位が低下していく条件の下で計算を行った。掘削完了時点での地下水位をEL+8mとしているのは、この水位が計算時点において設定されていた水封タンク完工時点での水封水位だったからである。また、第2ステップの水位は施工の時間経過率によって施工開始時の平均地下水位EL+90mと前述の地下水位EL+8mを按分して設定した。掘削断面積が330 m<sup>2</sup>の岩盤タンク空洞の換算直径を20.6mとして解析した結果、岩盤タンク掘削完了時の湧水量は4,370 m<sup>3</sup>/day、また同一時点における周辺トンネルの湧水量の合計は1,927 m<sup>3</sup>/dayと推定された（総湧水量：6300 m<sup>3</sup>/day）<sup>15)</sup>。

施工途上における底水排水設備発注のための最終湧水量予測の段階では、後述するグラウチング工等の効果が発揮され始めており、この値は6000 m<sup>3</sup>/day)と下方修正された。この決定以降は、この値を設計湧水量として、見合う水封水供給と湧水量のバランスを考えた施工中の湧水抑制を行った。

#### 6. 4. 2 地下水位の計測

久慈基地においては、地下水位はいずれも水位観測井内の自由水面を間隙水圧計で測定する方式が採用されていた。水位観測井の構造は、表土層から花崗岩の強風化帯を通過す

る間はセメンチングが施されており、その下部、すなわち弱風化帯から堅岩部にいたる花崗岩体中で裸孔となっている。したがって、それぞれの水位を示す複数の水みちを貫く観測井の場合には、孔内水位と、各水みちとの間に成立する平衡水位を計測していることになる。そのため、観測結果から地下水位がどの位置にあるのかを判断することが困難な場合が生じる。複数存在する可能性のある地下水位を測定するためには、孔井内に上下を隔壁で区切った測定区間中に間隙水圧計を設置し、岩体中のポイントにおける間隙水圧を測定することが望ましい。1本のボーリング孔井中で複数の間隙水圧計をセットすることも可能である<sup>20)</sup>。ただし、地下水位観測網は施工中だけではなく、岩盤タンクが完工し稼動が始まった後にも長期的にモニタリング用として用いられる。したがって、長期耐久性が求められたこと、また、間隙水圧計が故障した際には容易に取替えができる構造である等を勘案して、久慈備蓄基地では自由水面を間隙水圧計で計測するシステムを採用した。

#### 6. 4. 3 湧水抑制のためのグラウチング工

岩盤地盤における湧水の抑制工、あるいは止水工法の代表はグラウチング工である。グラウチング工法には、湧水が発生する前に先んじて施工をするプレグラウチング工と、湧水が発生した後に実施するポストグラウチング工がある。プレグラウチング工は、未掘削領域に対して少なくとも5m程度のカバーロック（高圧で注入してもグラウト材料が切羽からリークしないための遮断壁の役割をする）を設け、その奥に比較的高圧で注入を実施するものである。久慈基地の場合では最大有効注入圧力を2.5MPaとして注入を行った<sup>8)</sup>。一方、ポストグラウチングは湧水が発生した後に湧水個所の背面岩盤を対象として注入を実施するものであり、すでに施工済みの覆工が注入圧による損傷を受けないように、注入圧を低く抑える必要がある。久慈基地の場合には、施工試験結果に基づき注入圧の上限を0.5MPaとした。

上述のように、注入圧力を低く抑えなければならないポストグラウチング工では、注入圧力の上限が大きいプレグラウチング工のような高い改良効果を期待することができない。掘削する前に過大湧水が発生する可能性のある領域を特定することができれば、プレグラウチング工によって構造物の水理上の品質を効果的に確保することが可能となる。6. 2. 2において整理した岩盤タンク空洞掘削領域の水理地質構造を高精度で推定する必要性に関する記述は、岩盤タンクの性能確保を目的とするための上述のような内容を背景としている。

#### 6. 4. 4 グ라우チング工の実施と効果の確認

##### (1) プレグラウチング工

岩盤タンク空洞の掘削に先立って実施するプレグラウチング工を実施した位置は、図-6.18に示したとおりである。いずれも、水封トンネルを中心とする周辺トンネルの施工時に得られた水理地質情報に基づき、放置すれば過大湧水が発生すると思われる部位に対して施工を実施した。同図は空洞のアーチ部を対象とするプレグラウチング工の施工位置図である。施工にあたっては、必ず施工対象予定区間に対して5mのカバーロック（バルクヘッド）を残して切羽を止め、パイロット孔を掘削して、プレグラウチングが必要な湧水量

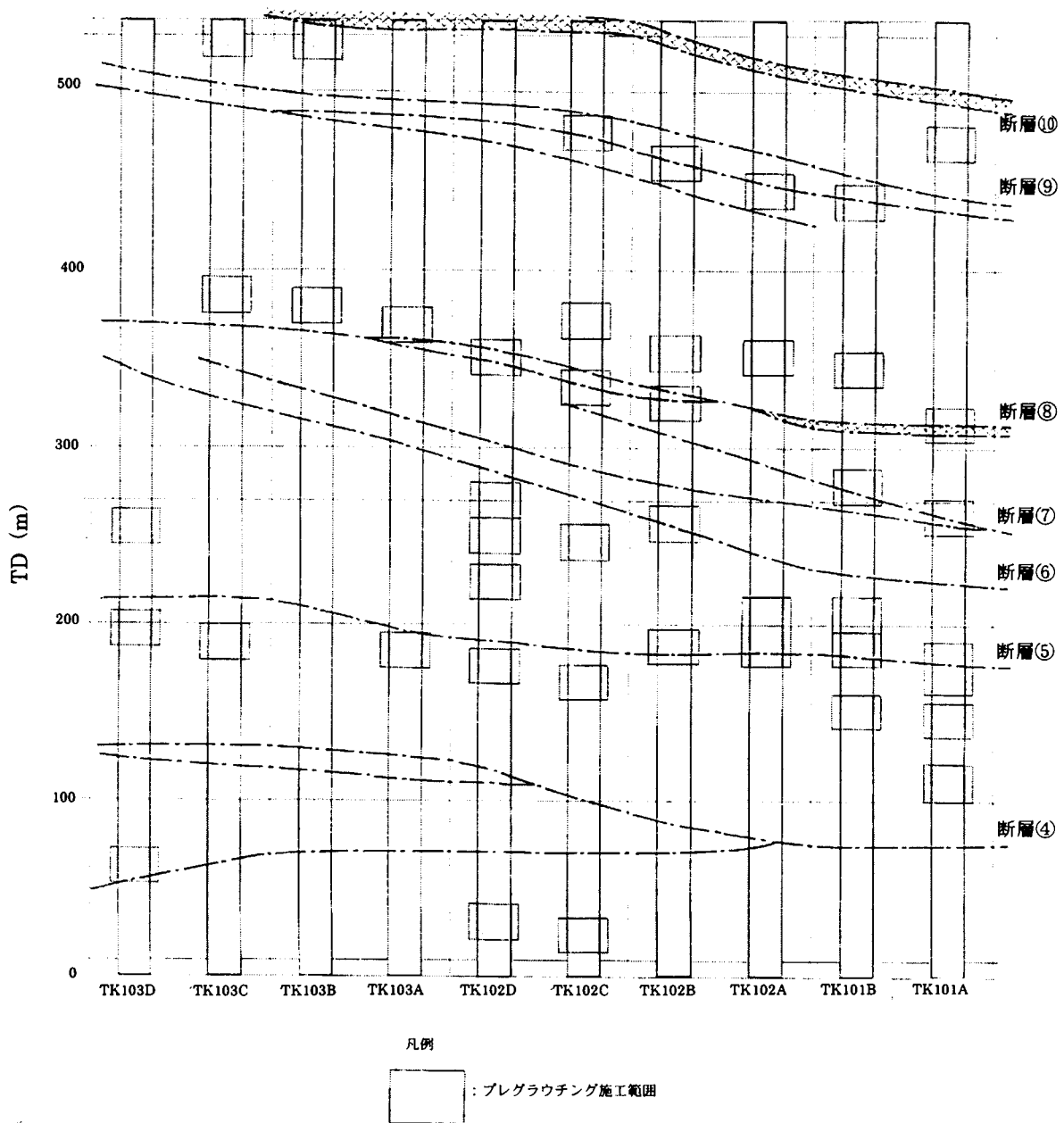


図 6. 18 アーチ部におけるプレグラウチング工施工範囲

があるか、あるいは透水係数が過大な値を示す区間があるかを調査した上で施工を開始した。プレグラウチングの施工が必要と判断された区間は、予め推定していた区間と±5 m以下の誤差で合致していた。しかし、稀に先行して切羽から過大な湧水に遭遇したケース、あるいは、予定していた区間より奥にも湧水区間が続いており施工区間を延長して設定し直した箇所も存在する。

アーチ部にプレグラウチング工を施工した範囲では、原則的に下段のベンチを掘削する前に、次段ベンチの側壁部を覆うプレグラウチング工を施工した。また、第2段ベンチか

らは、第3段ベンチ掘削前にインバートの下部を先行改良するためのプレグラウティング工を実施した。これをベンチプレグラウティング工、およびインバートプレグラウティング工と称する。アーチプレグラウティング工、および後述するポストグラウティング工を含む各グラウティング工が対象とする改良域を図-6. 19中に模式的に示した<sup>2)</sup>。注入材料としては、後述するポストグラウティング工も含め、主として高炉セメントB種を用いた。ただし、久慈基地の岩盤の割れ目の開口幅は高炉セメントで十分改良するには細かすぎる場合もあり、改良効果が期待できない場合には超微粒子セメントを使用した施工区間もある。

プレグラウティング工による改良効果は、それぞれの施工区間毎にチェックボーリングを削孔し、水押し試験を実施して確認した。試験の結果十分な改良が果たされていないと判断された場合には、チェック孔を次段の注入孔として利用し施工を継続した。

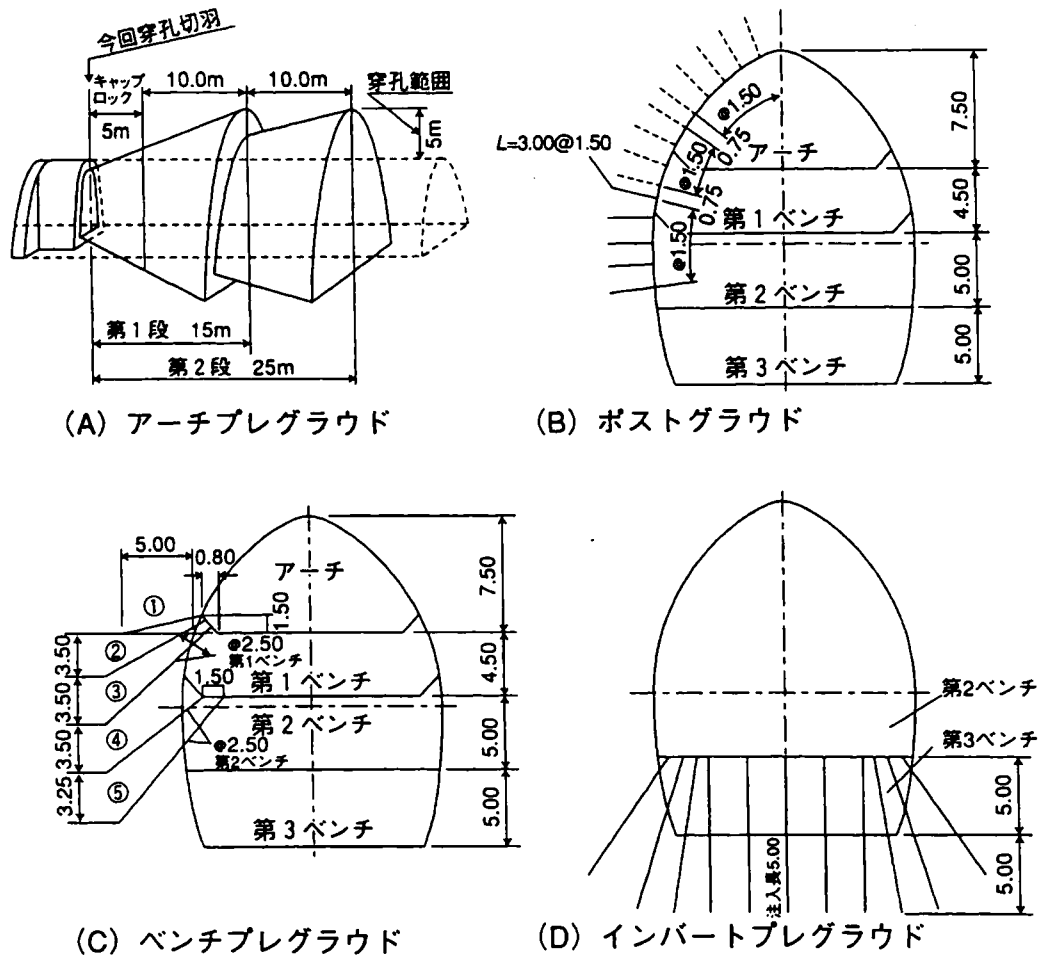


図-6. 19 各種グラウティング工の施工対象範囲模式図



## (2) ポストグラウチング工

プレグラウチング工を実施した後に空洞を掘削した際、以下に記述するような湧水が残った場合には、空洞壁面を対象としてポストグラウチング工を実施した。プレグラウチング工を実施することによって特定の部位に集中する多量の湧水は抑止されたものの、少量ずつではあるが広い範囲にわたり坑壁からの湧水が認められた。アーチ部においてプレグラウチングを実施しなかった区間においても湧水を抑制すべき部分があり、これらの区間に

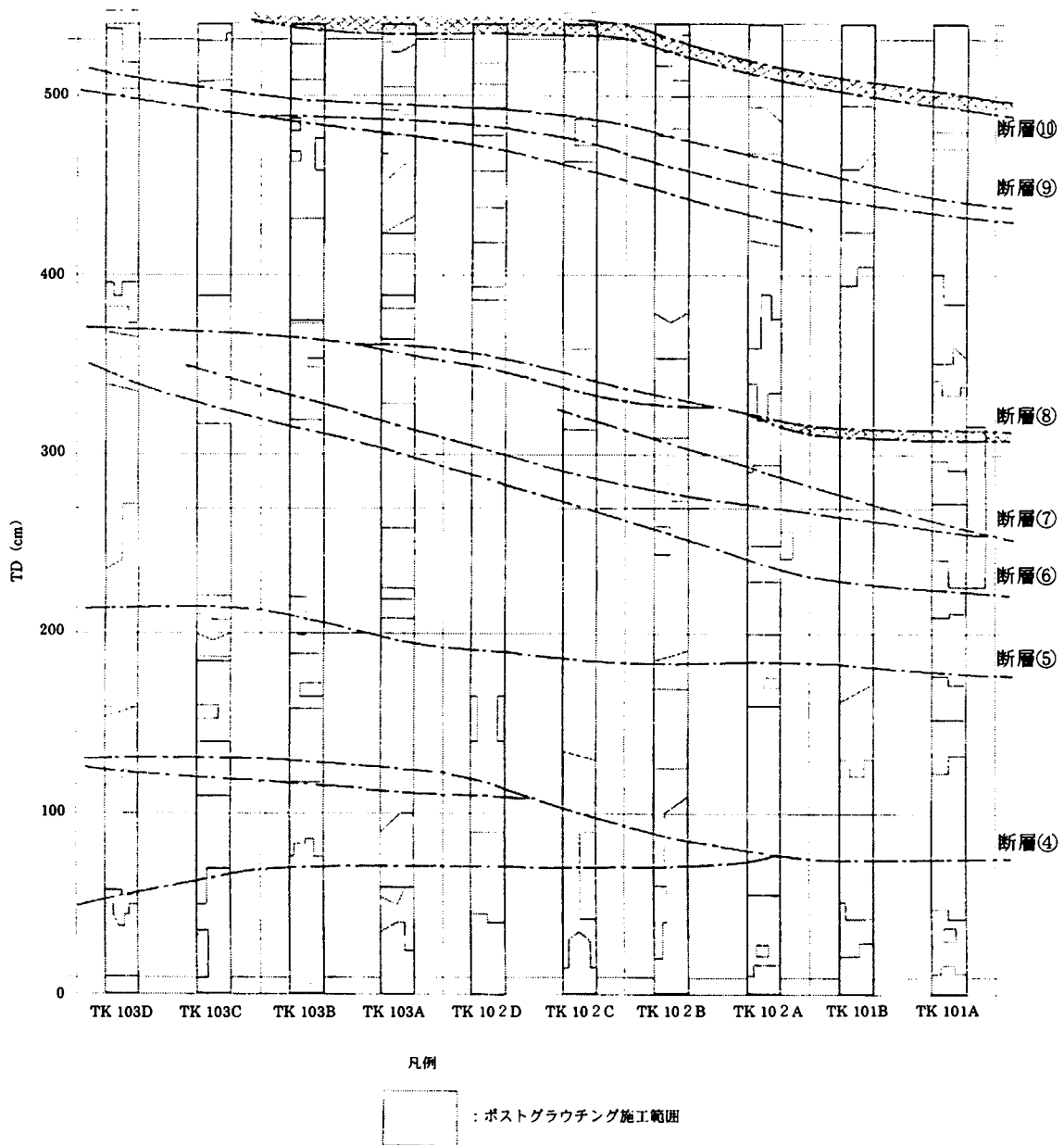
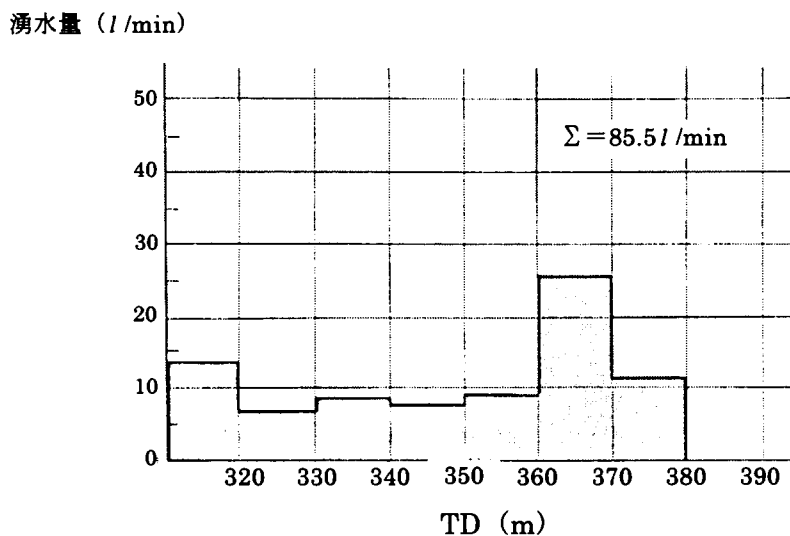


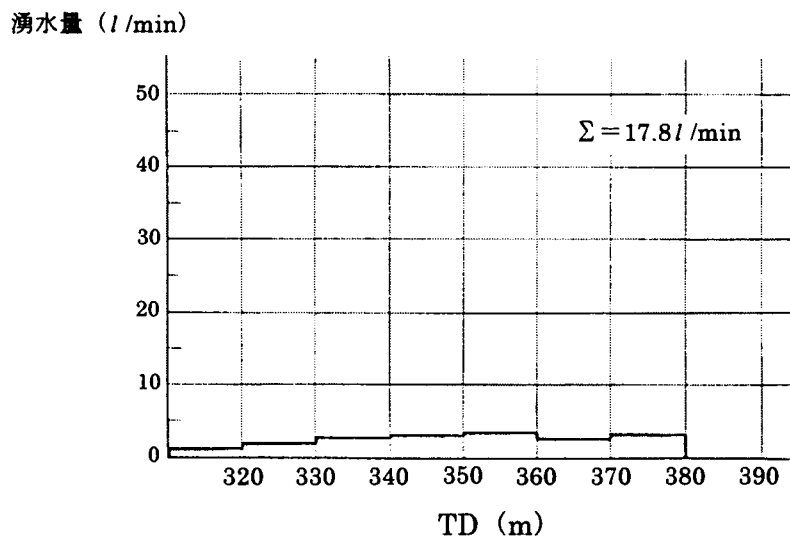
図 6. 20 アーチ部におけるポストグラウチング工施工範囲

対してはポストグラウチング工がはじめて適用する湧水抑制工となった。

ポストグラウチング工を実施する基準として、空洞壁面からの湧水量が 0.5l/min 以上ある複数の湧水ポイントをカバーする領域を対象範囲として施工した。アーチ部における施工区間長は図-6. 20 に示すように合計で 2645mであり、岩盤タンク総延長の 49%に及んでいる。施工に際しては、一次吹付けおよびロックボルト打設完了後の坑壁湧水量分布を詳細に観察し、施工範囲を決定した。図-6. 21 の上図にポストグラウチング実施前の坑壁湧水量分布の例を示し、同一区間の 2 次吹付けおよびポストグラウト完了後の湧水量分



(a) 湧水量測定結果(グラウト施工前)



(b) 湧水量測定結果(グラウト施工後)

TK - 103B

図-6. 21 ポストグラウチング前後の坑壁湧水量  
(TK-103B)

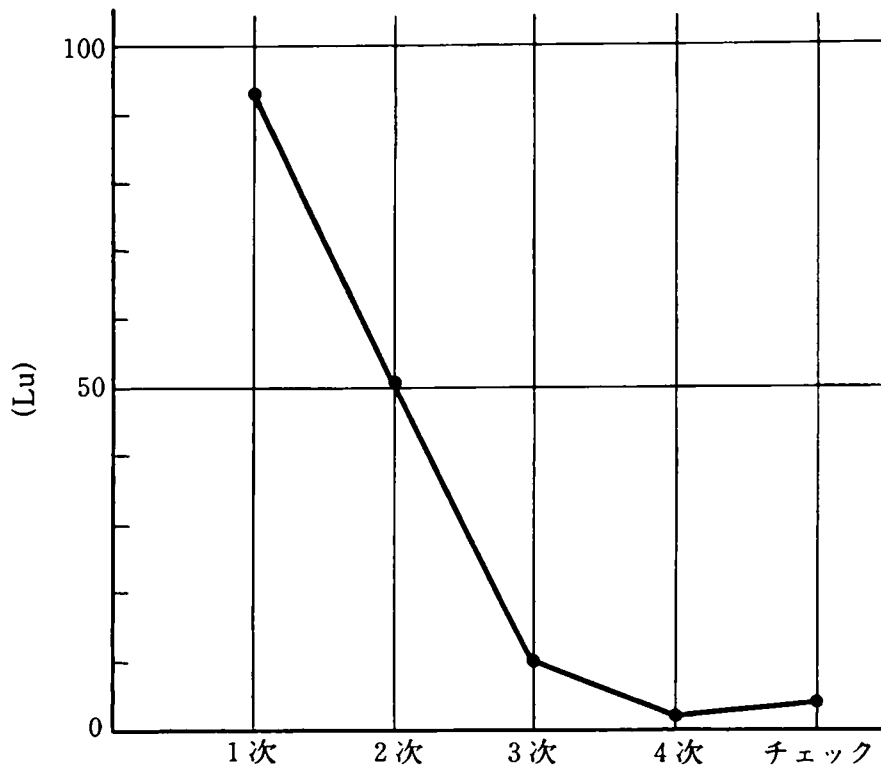


図-6. 22 各次孔ルジオン値（平均値）の推移  
(TK-103B TD300~380m)

布を下図に示す。また、ポストグラウチング工は、各次注入孔の水押しテスト、および湧水量測定結果に基づき次段孔の施工を決定する逐次施工を行い、チェック孔の注入によって施工を完了しているが、当該施工箇所におけるチェック孔周辺の各次孔注入直前の水押しテスト結果（ルジオン値で表示）の推移を図-6. 22に示した。

#### 6. 4. 5 情報化設計施工の結果の評価

岩盤タンク空洞の施工が完了し、オイルインを開始する1993年10月時点での空洞への湧水量は2300 l/min (3300m<sup>3</sup>/日)であった。これは岩盤タンクの過大湧水部位に対する止対策も完了した段階での湧水量である。

岩盤タンクへの湧水量は、完工後の岩盤タンクの運用にしたがって周辺の水理環境が変化するため変動する。湧水量が増大する要因としては、水封水位の増大が挙げられる。施工中には12本の水封トンネル坑口に堰を設け貯水をするという暫定的な水封を実施していたが、岩盤タンク空洞掘削が完了し、各タンクユニットのプラグ工が完了した後は、作業トンネルA,Bに充水し、水封トンネルを完全に水没した。これによって、水封トンネルの水位はEL+6mからEL+9.5mに上昇した。水封水位の上昇に伴い、岩盤タンク空洞への

湧水量は、3700 l/min (5300m<sup>3</sup>/日) に一挙に増加した。逆に湧水量の減少の要因は、岩盤タンクに原油が備蓄されたときに岩盤タンク坑壁に原油の油圧が作用することである。また、湧水が継続すると地下水に含まれている SS 分が長い時間をかけて水みちに沈積し、目詰まりを起こす可能性も湧水量低下の要因として考えられる。

図-6. 23 a) にオイルインを開始して後の降水量の年変動を示す。設計降水量が 1134mm であることを考えると、同図から 1995 年と、1996 年は年間降水量が 739mm、618mm と連続して異常に少なかったことがわかる。また、このような渇水年が 2 年続いたこともこれまでの記録にない稀な事象であったが、明年の 1997 年には平年値に近づいている。図-6. 23 b) に示す地山への降雨涵養量は、降水量から水文観測結果として得られた蒸発散量と河川流量を減じたものである。ここで涵養面積としては、岩盤タンク設置領域を含む複数の流域面積の合計 (958,200 m<sup>2</sup>) を採用した。地下水涵養も、1995 年、1996 年の両年は異常に少なかったことが分かる。

岩盤タンクへの湧水量と水封トンネルからの供給水量は常時計測されている。ここで水封トンネルが岩盤タンク空洞坑壁から離隔距離 20m 程度と至近距離に存在することから、水封トンネルから岩盤に供給される水量はすべて空洞に湧出するものと仮定する。この場合、岩盤タンク空洞への湧水量から水封水量を引いた量は、地山中の自然の地下水起源の湧水であると考えることができる。また、その起源は降水である。図-6. 23 c) には岩盤タンク空洞への湧水のうち自然の地下水起源の量の経年変化を示している。

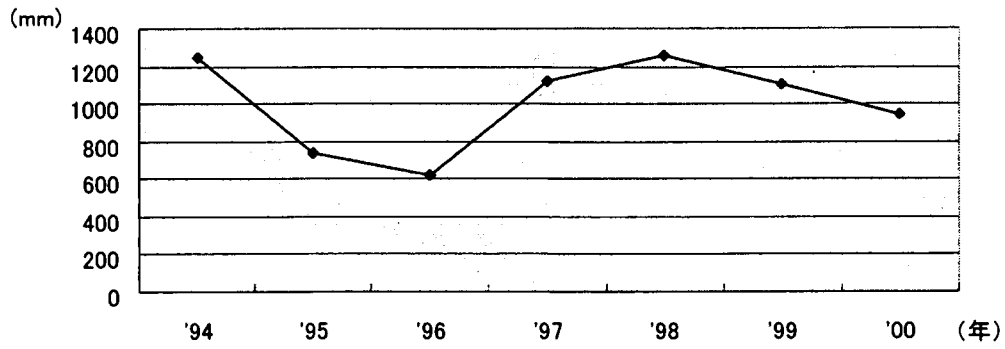
これらの図から、降雨涵養量が 2 年間にわたる渇水年の後増加に転じたにも拘らず、岩盤タンクへの湧水量の増加は 2 年遅れていること、また、岩盤タンク湧水量中の自然の地下水からの供給量の増加も 2 年遅れて現れていることがわかる。一方、岩盤タンク湧水量に占める水封水の割合は継続して減少していることがわかる。

図-6. 23 d) に示す地下水位は、観測井 27 孔全孔の水位の計測結果に対し、各年における個々の孔井の最低水位の平均値を求めたものである。水封機能確保のために最終的な管理対象となる地下水位は、降雨涵養量の増加に対して 2 年遅れで増加に転じており、オイルイン完了の時点に比べても高い水準で安定しつつある様子がうかがわれる。

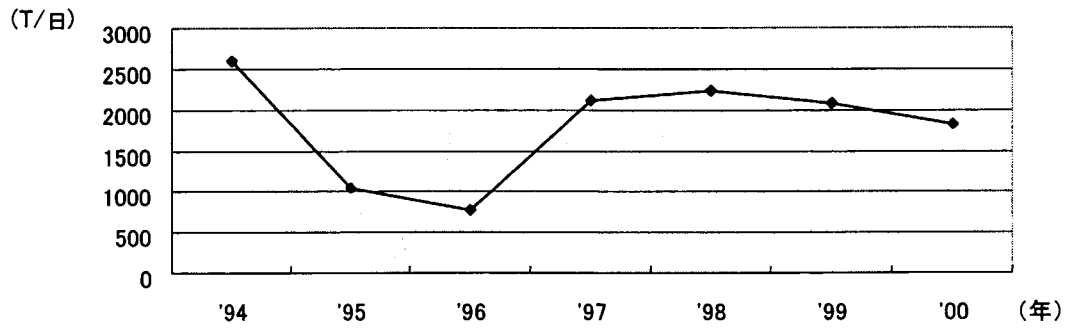
## 6. 5 まとめ

本章の結果をまとめると以下のとおりである。

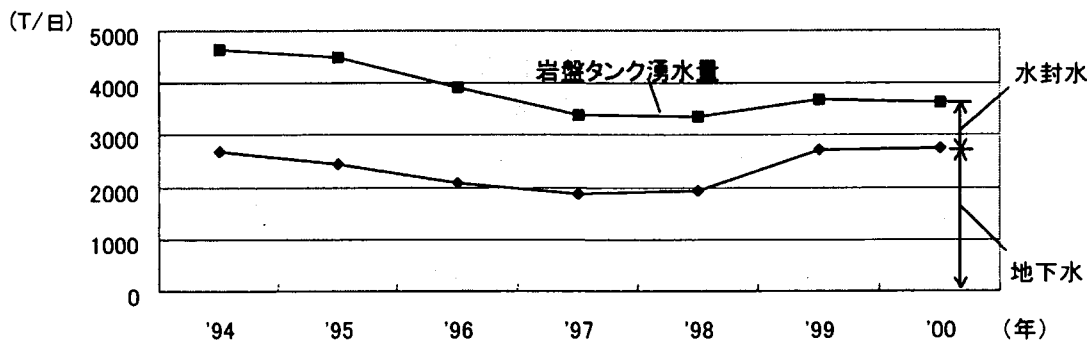
- ① 原油備蓄岩盤タンクのように地下水挙動が機能発揮のカギを握る岩盤地下構造物においては、設計上の地下水環境を確保するための地下水制御技術として、情報化設計・施工システムの導入・活用が必須である。
- ② 久慈基地の原油岩盤備蓄タンク空洞の施工は、地下水に関わる情報化設計施工法の初めての大規模な適用事例となった。情報化設計施工の適用を通して、建設の各段階において水理地質構造をどのように明らかにし、施工にどのように反映していくのかについて実際の施工を対象として具体的に示した。



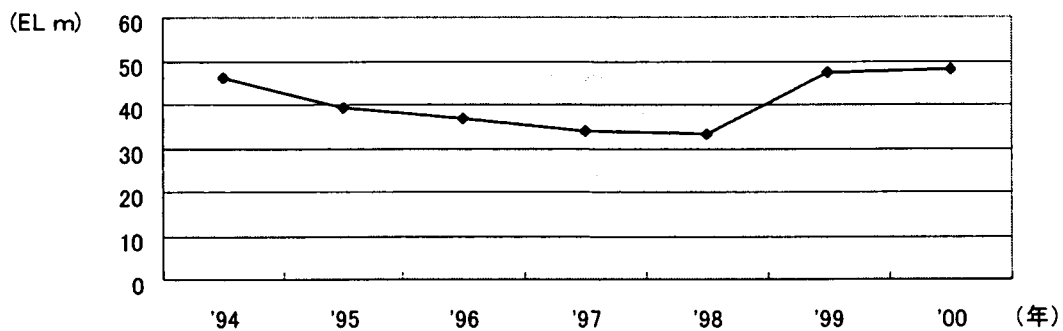
a) 降水量



b) 地下水涵養量



c) 起源別の岩盤タンク湧水量



d) 地下水位

図-6. 23 地下水諸量の年変動

- ・ 構造物本体（岩盤タンク空洞）の施工に先立ち、アプローチトンネル等の周辺トンネルの施工時から積極的に水理地質構造情報を取得した。
  - ・ 周辺トンネル施工時に切羽あるいは坑壁からの湧水状況を観察することによって、周辺岩盤の優勢な水みちの分布を判断することが可能となった。岩盤不連続面のうち水みちとなるのはごく一部であり、観察結果を詳細に分析することによって地質構造との関連を明らかにすることができた。
  - ・ 電気伝導度が異なる等、性質が異なる地下水が混在する場合には、これをトレーサーとして活用した地下水流動調査が可能である。
  - ・ 構造物本体の施工前に、優勢な水みちの分布を明らかにすることによって、比較的高い注入圧で実施するプレグラウチング技術の適用が可能となり、効果的に水みちを閉塞する地下水制御を実施することが可能となった。
- ③ 情報化設計施工により岩盤タンク空洞周辺の水理地質構造情報を施工に反映させた結果として、原油地下備蓄タンク空洞は具備すべき地下水条件を満足し十分に設計上の機能を果たしていることが確認されている。

久慈基地は、菊間、串木野の2基地に比べ岩盤タンク空洞への湧水量が1オーダー以上多く、湧水量を抑制し水封機能を確保するための施工管理がより厳重に行われなければならないサイトであった。このような地点はわが国では珍しくないことから地下水制御にかかわる情報化設計施工が必要となる今後の建設プロジェクトに対し貴重な情報を提供する。

原油備蓄を開始してから8年後の評価として、図-6.22に象徴される周辺岩盤内の地下水挙動を整理すると以下のとおりである。

- ・ 地下水涵養量の変動は降水量の変動に対応している。
- ・ 岩盤タンクの掘削によって一旦低下した地下水位は、渇水年が続いた影響で一次回復が鈍ったものの概ね上昇しつつあると判断される。
- ・ 岩盤タンク湧水量は減少しつつあるか、あるいは横這いである。その中に占める人工的に供給した水封水起源の湧水量は減少しつつある。すなわち、水封機能を充足する地下水に占める自然の地下水の割合が多くなりつつある。

過大湧水が発生する部位を周辺トンネル掘削時に得た水理地質情報に基づき推定し実施したプレグラウチング工、および、掘削後の空洞壁面の湧水量測定結果に基づき実施したポストグラウチング工によって、地下水位を所定以上に確保し、水封機能を満足する岩盤タンクの施工が実現したものと判断する。施工の進捗に応じて常に至近距離からの情報の取得に努め、これを迅速に設計施工に反映する情報化設計施工が地下水制御を目的として良好に機能したためと考えられる。

今後建設が予定されている高レベル放射性廃棄物地層処分施設の建設においても、原油備蓄の場合と類似した情報化設計施工管理が要求される。前述したように地下水制御に関しては、原油備蓄では漏油や漏気を完全に防止しなけりばならなかったのと同様、高レベル施設の場合にも処分した核種が漏洩して有意な濃度で生態圏に到達することを防がなけ

ればならない。施設の一箇所においてでも漏洩等の問題が残るならば、施設が全体として所期の機能を満足できなくなる点で両者は共通の特徴を有している。そして、有害な水みち（過大湧水の経路であったり、漏油・漏気の経路であったり、核種が移行する経路であったりする）を遮蔽することが有効な対策であり、そのために遮蔽すべき水みちを特定することが調査や解析の役割となる。

一方、特に高レベル処分の場合には、施工時湧水による動水勾配場の生成等、地盤の地下水環境に与える擾乱を可能な限り抑制するために、調査用の坑道、ボーリング孔の数量が抑制される<sup>22)</sup>。至近距離からの情報取得が一層困難になる可能性が大きい。したがって、従来よりも可探距離の大きな調査法の適用が要求される。また、半減期の長い核種の漏洩・移行に関わるシナリオの解決が目的となるため、広域を対象とした安全評価をしておく必要がある。そのための手法として、第3、4、5章で述べた調査技術が必要不可欠なツールになると判断する。

久慈備蓄基地で適用されたわが国で初めての大規模な地下水制御を目的とした情報化設計施工法、またその中核となる水理地質構造の現状を把握するための調査手法は、高レベル地層処分を対象とする場合とは異なったが、水理地質構造を調査する目的、および水理地質構造を推定してから行う対策の内容は、量的な軽重の差は存在しても本質は変わらない。

#### 【参考文献】

- 1) 青木謙治・日比谷啓介：LPGの岩盤内貯蔵，昭和63年度資源・素材関係学協会合同秋季大会、pp.9～12，1988.
- 2) Aoki K., K.Hibiya, T.Yoshida: Storage of Refrigerated liquefied gases in rock caverns – Characteristics of rock under very low temperature, Storage of Gases in Rock Caverns, pp.221～227, 1989.
- 3) Aoki K., K.Hibiya, T.Yoshida: Storage of Refrigerated liquefied gases in rock caverns – Characteristics of rock under very low temperature, TUNNELLING AND UNDERGROUND SPACE TECHNOLOGY, Vol.5, No.4, pp.319～325, 1990.
- 4) 青島輝夫・青木謙治・日比谷啓介：久慈地下石油備蓄基地における岩盤タンクの施工，土と基礎，Vol.40, No.11, pp. 49～52, 1992.
- 5) 西田米治・日比谷啓介・牟田潤：三陸海岸に築く大規模地下空洞群－久慈地下石油備蓄基地－，トンネルと地下，第22巻7号，pp. 7～14, 1991.
- 6) Aoki,K., K.Hibiya; Groundwater Control During the Construction of Large Underground Crude Oil Storage Caverns, Integral Approach to Applied Rock Mechanics, ISRM International Symposium, Proc. Vol.I, pp.567～577, 1994.
- 7) (社)土木学会, 危険物保安技術協会:岩盤タンクの安全確保に関する調査報告書, pp.155～193, 1986.
- 8) 吉田剛寿・日比谷啓介・青木謙治：地下水位の低下を抑止した大規模地下空洞の施工，土木学会東北支部技術研究発表会，pp.370～371, 1991.
- 9) 青木謙治・日比谷啓介・山本拓治：原油岩盤タンクの情報化施工システムの開発，電力土木，No.246, pp.453～454, 1993.
- 10) 久慈地下石油備蓄基地建設工事共同企業体：久慈地下石油備蓄基地建設工事工事誌，

- 
- 1996.
- 11) エンジニアリング振興協会：国家石油備蓄基地（地下備蓄）事前確認業務調査横坑掘削及び現地調査業務報告書（久慈プロジェクト），1989.
  - 12) 宮永佳晴・福原明：地下石油備蓄基地の設計について，電力土木，No. 219，pp.95～106，1989.
  - 13) 西田米治，日比谷啓介，牟田潤：三陸海岸に築く大規模地下空洞群－久慈地下石油備蓄基地－，トンネルと地下，第22巻7号，pp.7～14，1991.
  - 14) 日比谷啓介：断層破碎帯の工学的取扱い－地下空間の建設を中心として－，土と基礎，43-3，pp.21～24，1995.
  - 15) 西田米治，佐藤清信，日比谷啓介，牟田潤，手塚康成：久慈地下石油備蓄基地建設工事における水封管理システム，第26回施工体験発表会報文集，日本トンネル技術協会，1990.
  - 16) 青島輝夫，青木謙治，日比谷啓介：久慈地下石油備蓄基地における岩盤タンクの施工，土と基礎，Vol.40，No.11，pp.49～52，1992.
  - 17) 赤井浩一・大西有三・西垣誠：有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析，土木学会論文集，第264号，pp.87～96，1977.
  - 18) 駒田広也・中川加明一郎・北原義浩・林正夫：水封式燃料地下貯蔵用空洞周辺岩盤の浸透流に関する検討，土木学会論文報告集，No. 300，pp. 69～80，1980.
  - 19) Muskat, M: The Flow of Homogeneous Fluid Through Porous Media, Second Printing, J.W. Edwards Inc., Ann Arbor, Mich., pp.175～181, 1946.
  - 20) 青木謙治・日比谷啓介：岩盤内地下水の挙動計測－原油岩盤タンクでの事例－，昭和2年度資源・素材関係学協会合同秋季大会，E，pp.1～4，1988.
  - 21) 蒔田敏昭・宮永佳晴・野間正治：石油地下備蓄久慈基地建設工事－毎分10001の人工水封状態で大規模地下空洞掘削－，土木施工33巻第5号，pp. 254～262，1992.
  - 22) 日比谷啓介・稲葉武史・塩釜幸弘・山本拓治・升元一彦・古市光昭：我が国の地下水流動に関する研究，核燃料サイクル開発機構技術資料，JNC，TN7400-99-004，1999.



## 第7章 結論

岩盤内に建設される地下構造物の用途も昨今ますます多様化しつつある。その中で、地下構造物の機能が地下水の挙動に支配される構造物が存在する。原油等の燃料備蓄用の水封式岩盤タンクや、近い将来建設が予定されている高レベル放射性廃棄物地層処分施設である。このような構造物の建設にあたり必要となる地下水制御を目的とした調査技術について、原位置試験を中心とした様々な検討を行った。

まず、岩盤地下構造物の建設に際しては、構造物自体が機能するために必要な地下水制御、また周辺環境に悪影響を与えないために必要な地下水制御があること、また、それぞれの地下水制御を行うために必要な情報を取得するために、目的毎に対象とする領域の広がりを変え、それぞれに適切な手法を選択した調査が必要であることを整理した。すなわち、

- ① 水理地質構造調査のためには目的に応じて対象領域を異にする適切な調査技術が適用されるべきである。
- ② 岩盤内の地下構造物の建設が与える可能性のある周辺環境への影響を評価するために広域 (Regional scale) を対象とした地下水流動場の調査が必要となる。そのための調査技術として地球化学的地下水調査法が適用可能である。
- ③ 地下構造物の機能確保や直近の水理環境の整備を目的とする設計・施工資料を取得するために構造物規模 (Site scale) の水理地質構造調査が必要となる。具体的には、岩盤中の水みちの調査を目的として、比抵抗トモグラフィー、および電磁波トモグラフィー技術が水理地質構造を評価し、水理地質構造モデルを構築するために適切である。一方、構造物規模の調査として、周辺坑道掘削の段階から目視観察も含め水みち構造を把握していくことも、情報化設計施工の大切なプロセスのひとつとして忘れてはならない。
- ④ 不連続面が主要な地下水の移動経路となる岩盤の水理物性を評価するために、不連続面の次元を考慮した局所 (Block scale) の水理地質構造調査が適用されるべきであり、その手法として孔間透水試験法のうちサイナソイダル試験法が適切である。
- ⑤ 岩盤の不連続面はフラクタル性を有するといわれているが、非整数次元まで含めた流れの次元を定義すると、ある仮定の下にフラクタル次元と流れの次元が等価であることを示した。

調査範囲が広い方から広域 (Regional scale) の水理地質構造調査、構造物規模 (Site scale) の水理地質構造調査、局所 (Block scale) の水理地質構造調査として、それぞれ広域地下水流動場の推定、水みち構造を明らかにするための水理地質構造の評価、水理物性の評価を主な目的としている。それぞれにおいて評価した具体的な調査技術は、地球化学的地下水評価法、ジオトモグラフィー探査法の中でも比抵抗トモグラフィー法と電磁波トモ

グラフィー法、およびサイナソイダル試験法である。水理地質構造に関わる情報を情報化設計施工法適用の過程で入手し施工に反映した久慈地下備蓄基地岩盤タンク空洞施工実績も含め、各検討の結果は以下の1)～4)に示すとおりである。各項目毎に結論(①, ②, ③, …)を先に掲げ、後に追記をしている。

#### 1) 広域の地質構造評価技術

- ① 対象岩盤内の複数位置で採水した地下水に含まれる主要イオンに対し、多成分分析(主成分分析)を実施することにより、採水した試料間の、各々が涵養されてからの時間的な前後関係を明らかにできることを確認した。
- ② 酸素、水素の安定同位体の高度効果に着目して、地下水の涵養域が把握できることを確認した。
- ③ 壁面、および坑道から削孔されたいくつかのボーリング孔を介して採水した地下水に対して①, ②の分析を行い、両者の結果を総合的に評価すれば、岩盤内の大域的な地下水流動が把握できることを示した。

広域の地下水流動場を調査するための他に代替手法を見出すことが困難な調査手法として地球化学的地下水調査法を原位置に適用し、その性能について検討した。調査対象としたのは、いずれも花崗岩で構成される岩盤である。

第一に、施工中の阪奈トンネルにおいて地球化学的地下水調査法を適用した。阪奈トンネルは、南北にほぼ同一の断面形状が連続する生駒山系を東(奈良方)から西(大阪方)に向けて掘進中であった。したがって、トンネルを含む2次元鉛直断面で地下水の挙動が評価できるものと考えた。さらにその2次元断面内において山体が非常に単純な地形を成していることを特徴としているため、山体内の地下水流動形態は自明に近い理想的なサイトであった。その山体内で施工中であったトンネルの湧水、および地表の沢水、降水中の化学成分を2年間にわたり継続して計測・分析した。複数の化学指標に対して実施した分析結果のいずれもが地形から推定される地下水流動形態と整合的であった。

さらに阪奈トンネルでは、2年間にわたる測定期間を通じ施工が進捗していたため、これによる新たな地下水流動が山体内で発生しており、トンネル周辺の地下水が涵養された年代が従来よりも新しい地下水に徐々に置き換えられつつある現象を確認した。地下空洞の構築に伴う地下水環境の変動を把握する手段として活用することができることを示すものである。

また、第二の適用サイトである川浦水力発電所調査工における調査では、花崗岩体中に掘削された無覆工の坑道に湧出する地下水を採取し分析することによって、他の方法によっては困難と思われる地表の涵養箇所との間の水理的な導通の検知が可能であることを確認した。

## 2) 構造物規模の水利地質構造調査技術

- ① 比抵抗トモグラフィー法は、岩盤中の間隙構造を明らかにするため水利地質構造の把握法として適切であり、一方、弾性波トモグラフィー法は岩盤の硬軟を明らかにするため力学的強度の分布を明らかにするのに適当である。ここでは、これ等を組み合わせることによって、水利地質構造評価にしてもより細部にわたる構造区分（モデル化）が可能となることを示した。
- ② 比抵抗トモグラフィー法は、岩石と地下水との比抵抗のコントラストにより、岩盤の間隙構造を明らかにしようとするものである。このコントラストをさらに強めることを目的として、塩水（NaCl水溶液）を測定対象領域に注入することにより、間隙構造をより明瞭に検知することを確認した。また、塩水をトレーサーと考えれば、比抵抗トモグラフィーによって時間を追って塩水塊の移動を検知することが可能となり、より効率的な水みち構造の調査法になることを確認した。
- ③ 飽和された岩盤中で電磁波トモグラフィー測定を実施し、速度と振幅減衰に関わる情報を取得した。また、ボーリングコアから作成した供試体の含水比を様々に変えて誘電率測定を実施し、体積含水率と比誘電率との関係式を導き、先の速度減衰、振幅減衰から間隙率分布を推定できることを確認した。
- ④ 電磁波トモグラフィー法は、構造調査技術として分解能が高く高精度の調査法としての可能性が大きいだが、可探距離が小さいことが実用上のネックとなっている。これを解消するものとして連続波型のゾンデを試作し、可探距離が大幅に増大することを確認した。

地下構造物の設計・施工を行うとき、構造物への湧水状況や構造物に作用する水圧等の評価、あるいは予測を行うために、FEM浸透流解析等の数値解析を実施する場合が少なくない。岩盤の場合、地下水は主として岩盤の不連続面を通過するので、数値解析モデルを構築するためには岩盤中の不連続面分布を調査し、その結果に基づきモデル化を行う必要がある。しかし、地下水挙動の予測を目的とする不連続面の調査には以下の困難が存在する。

- a) 不連続面の調査では、地表であれば露頭、岩盤中であれば坑道の坑壁、あるいはボーリング孔の孔壁に現れる不連続面を目視等によって観察し、これをもとに対象とする領域内の不連続面の分布を推定する。ここでは不連続面の分布を統計量と考えており、実際に観察可能なごく一部の不連続面データに基づき母集団を推定していることになる。推定の前提として、不連続面は一様に分布しているとしているが、実際には対象とする領域内において一様と考えられない場合は少なくない。
- b) 岩盤の不連続面分布が完全に判明したとしても、実際に水みちを構成する連続した不連続面群はそのごく一部である。不連続面全体のうちどの不連続面が水理的にアクティブなのかを判断する根拠が明瞭でない。

上記のうち a) に対しては、水みちを直接評価する手段として未掘削部分の不連続面分布に関する情報が経済的な範囲で取得可能なジオトモグラフィー手法の適用が考えられる。すなわち、不連続面を多く含む部分では周囲より弾性波速度が小さいこと、不連続面中に存在する地下水の比抵抗が岩石の比抵抗に対してコントラストを有すること、同じく誘電率も両者間で大きなコントラストを有することを利用した、弾性波トモグラフィー手法、比抵抗トモグラフィー手法、および電磁波トモグラフィー手法の適用である。これらのひとつを単独で適用したのでは十分な情報が得られない場合には複数の方法を重複して実施し、それらの結果を総合的に評価することによって、より詳細な地下水の胚胎状況に関する情報を入手できることを奥美濃水力発電所の周辺坑道における原位置試験によって確認した。同地点においては、岩種によって湧水状況が異なるのに、岩種による比抵抗のコントラストが明瞭でなかった。このような場合には、弾性波トモグラフィーも併用し岩盤の硬軟に関わる情報も加えることによって湧水ゾーンの特特定が可能であることを示した。

また、b) に対しては、地下水の流動経路として有効な不連続面ネットワークを特定するために種々の解析的方法が提案されている。ある解析モデルでは、卓越透水経路となる規模の大きい破碎帯中に透水量係数のコントラストを与えている。またある解析では、水みちとなるチャンネルを地質学的分析により特定しこれによって 3 次元管路網を構築し解析モデルとしている。あるいは、複数の孔間透水試験結果を満足するように最適化手法によって水みちを特定しようとするモデル化手法もある。さらに、膨大な実測結果に基づいて透水経路を透水係数の大きい要素として連続体の中でモデル化し解析しようとする手法も存在する。しかし、これらのいずれの手法に対しても、未だ必ずしも十分な検証が行われているわけではない。解析用のモデルを作成するためだけでなく、解析手法自体の検証を行うためにも調査技術の整備は大切である。

その調査技術として、ジオトモグラフィー調査技術のうち、比抵抗トモグラフィー法に工夫を加え、原位置試験で性能を検討した。すなわち、岩盤中に塩水 (NaCl 水溶液) を注入することにより、岩盤中における地下水塊の移動を追跡できる手法を提案し、その性能を確認した。葛野川水力発電所調査坑において実施した従来の比抵抗トモグラフィー調査では不連続面分布に関する明瞭なイメージを得ることができなかった。これに対して塩水を地盤に注入しながら同一箇所でも実施した比抵抗トモグラフィー調査では、投入前を基準とした増分の分布を図化することにより、水みちのイメージを明瞭に可視化することができた。この方法では、地下水で満たされた不連続面の分布を検知するのではなく、水理地質構造評価において最も大切な実際に地下水の経路となる不連続面を抽出できる点が最大の特徴である。時間を追って計測することにより水塊のフロント、あるいは水塊自体の移動を追跡することも可能である。当地点における計測結果からは、水みちとなる不連続面は調査坑の坑壁において観察された高傾斜の卓越不連続面ではなく、水平に近いものが主体であった。この傾斜の不連続面を坑壁における不連続面観察結果から検知し難かったのは、水平に展開した調査坑では交差する頻度が少ないためであるが、この手法によればこ

のようなバイアスに基づく不連続面調査におけるブラインド現象も回避することが可能となる。

ジオトモグラフィー調査法のうちでも電磁波トモグラフィー調査法は例えば 100MHz オーダーの高い周波数帯を用いているため分解能が高く、不連続面の構造を細部に至るまで調査する可能性を有する。電磁波トモグラフィー調査から直接得られるのは岩盤中の誘電率や導電率の分布である。これを水理地質構造情報に変換するため、岩盤が飽和していることを前提として誘電率と間隙率の関係を詳細に調査し、久慈備蓄基地における原位置試験結果に基づいて岩盤の間隙率分布を調査する手法を提案し、性能を評価した。

一方、電磁波トモグラフィーによる調査は、高い周波数帯を用いているため減衰が大きく可探距離が小さいことが実用上の障害となっている。この状況を打開するために信号を連続波とした装置を試作し原位置に適用した。

### 3) 局所の水理地質構造調査技術について

- ① 岩盤の透水係数等の水理物性値を高精度に評価するための試験技術として、サイナソイダル試験法に着目した。孔間透水試験法の中でもサイナソイダル試験法は、振幅減衰から得られる情報、位相遅れから得られる情報、周波数を変えることによって得られる情報等、得られる情報量が多いこと、さらに受信信号が動的に変動するため検知しやすいこと等がその理由である。
- ② サイナソイダル試験結果の解析理論どおりの理想的な試験装置を初めて開発した。すなわち、従来の装置ではボーリング孔外に加圧・揚水ポンプを設置していたために、注水、揚水を自然の間隙水圧を中心として正弦波状に繰り返す試験の実施が困難であったが、自由水面を有する貯水タンクと、この水位を一定に保つように自動制御される揚水ポンプを孔内に配置することによって初めてこれを可能にした。正弦波状の水圧は貯水タンクの自由水面に付加されたエア一圧によって与えられる。これによって、
  - ・ サイナソイダル試験は通常非常に長い時間を要するが、この試験中に従来は必ず受信圧力波形に発生していた大きなドリフトを完全に回避することが可能となった。
  - ・ サイナソイダル試験では、波長、および振幅を変えて多くの試験を実施するが、従来の試験装置では自然の地下水環境に少なからぬ擾乱を与えるために、自然の地下水環境に戻るまで次の試験ができず、試験後の待ち時間が非常に長かった。これに対し、新しく開発した装置では次の試験を直ちに実施することが可能となり、大幅な試験時間の短縮が可能となった。
- ③ 原位置試験装置と全く同一の原理で製作した装置によって室内試験を実施した。ほぼ等方均質と考えられる熔結凝灰岩を対象として試験を実施した結果、“位相遅れ”についても“振幅減衰”についても共に3次元モデルで説明できることを確認した。ここで、“位相遅れ”については、3次元と2次元モデルの両者の理論曲線にほとんど差がないことから、位相遅れによって流れの次元を評価することは困難であった。

- ④ 流れが様々に拘束される供試体を準備して試験を実施した結果、流れの次元の差として評価することができた。さらに、周波数が大きくなるにしたがって影響範囲が狭くなるため流れの次元が1次元から3次元まで増大することが確認できた。
- ⑤ 久慈備蓄基地の作業トンネル枝坑において原位置試験を実施し、不連続面の卓越方向と、これと高い角度で交差する方向の2方向に対する試験結果を詳細に解析した。その結果、卓越節理面と高角度で交わる測線では流れの次元がほぼ3次元と評価されたのに対し、卓越節理面とほぼ一致する測線では2次元と3次元の中間を示すことがわかった。

岩盤中の地下水は、主として不連続面で構成されるネットワーク中を流れる。しかし不連続面は岩盤中に3次元的に必ずしも均質に存在しているわけではない。問題の対象とする岩盤の広がり毎に不連続面のネットワークは扱いを変えなければならない場合もある。たとえば、構造物がトンネルの場合にはフラクタル次元が3となる不連続面も、地下発電所空洞のように構造物の規模が不連続面規模に対して相対的に大きくなると3以下に見直さなければならない場合が生じる。

岩盤の不連続面にはフラクタル性があることが言われている。一方、岩盤中を浸透する地下水の流れにBlackが定義する流れの次元を考えた場合、浸透の流路となる亀裂の開口幅が一定であると仮定できる範囲内において、流れの次元とフラクタル次元が等価であることを示した。これによって、サイナソイダル試験で流れの次元を計測すれば、試験の対象となった岩盤の不連続面のフラクタル次元が評価できることになる。すなわち、サイナソイダル試験によってどのような不連続面分布の岩盤に対する透水特性を求めたのかが明らかにできることを示した。

サイナソイダル試験装置として、発信孔内用ゾンデに揚水ポンプを装備することにより自然状態における間隙水圧を中心とした圧力を変動が与えられる装置を開発した。従来の装置は、いずれもボーリング孔外からの送水によって送信区間の圧力を制御するものであったため、通常長時間を要する試験時間内に受信区間の水圧は大きくドリフトする。解析時には、数値的にこのドリフト分を取り除き正弦波でフィッティングすることにより受信信号の送信信号に対する振幅減衰、位相遅れを求めていた。これに対し今回開発した装置では、受信圧力が受信区間における間隙水圧を中心として変動する。そのため理論通りの解析によって試験結果を分析できる保証が得られた。それだけでなく、試験後に自然の間隙水圧に回復するまで次段階の試験ができなかった従来装置と比較して試験時間を大幅に短縮することが可能となった。

同じ原理で製作した室内試験装置によって、均質かつほぼ等方と評価できる白河産凝灰岩により作成した供試体を対象として試験を実施し、装置の原理的な性能を確認した。このとき振幅減衰による分析と位相遅れによる分析を実施したが、前者における理論解は次元に鋭敏であるものの、後者の位相遅れの理論解は次元の変化に対してほとんど差異を与えない。次元に関わる情報を得るためには振幅減衰による解析をすることが望ましいこと

を確認した。さらに、同じ白河産凝灰岩を用いて流れの次元が明らかに制約される形状の供試体を作成し、サイナソイダル試験を実施した。振幅減衰に関わるデータを分析した結果、供試体の形状、すなわち制約された流れの形状に応じて流れの次元が1次元から3次元にまで変化することを確認した。さらに、原位置試験装置を用いて久慈原油備蓄基地における試験を実施し、優勢な水みちとなる卓越破碎帯に直交する方向においては流れの次元がほぼ3になることを示した。一方、卓越破碎帯に平行な方向では流れの次元が2次元と3次元の間に存在することを把握した。後者の流れが問題となる場合には、等価連続体によるモデル化ではなく、不連続面を陽にモデル化し評価することが必要であることを示している。

岩盤の透水特性、強度特性、変形特性等には節理、破碎帯等の不連続面の分布が支配的に影響する。一方、我々は、原位置試験によってあたかも連続体の特性値であるかのようにこれらの物性を求め、岩盤挙動予測の検討に用いている。しかし、試験対象や検討の対象となる岩盤のスケールにおいて、不連続面が偏りなく3次元的に分布していない場合、長さLについて $L^2$ の次元を有する強度や変形特性、Lの次元を有する透水係数等、上述のように評価した特性値で必ずしも正確な岩盤の挙動評価を行えない可能性がある。このような場合、サイナソイダル試験に代表されるような不連続面の構造・接続状況も評価の対象とする試験方法による調査がはじめて答を与えることになると思われる。

#### 4) 久慈地下備蓄岩盤タンク空洞建設時の水理地質構造調査

- ① 原油備蓄岩盤タンクのように地下水挙動が機能発揮のカギを握る岩盤地下構造物においては、設計上の地下水環境を確保するための地下水制御技術として、情報化設計・施工システムの導入・活用が必須である。
- ② 久慈基地の原油岩盤備蓄タンク空洞の施工は、地下水に関わる情報化設計施工法の初めての大規模な適用事例となった。情報化設計施工の適用を通して、建設の各段階において水理地質構造をどのように明らかにし、施工にどのように反映していくのかについて実際の施工を対象として具体的に示した。
  - ・ 構造物本体（岩盤タンク空洞）の施工に先立ち、アプローチトンネル等の周辺トンネルの施工時から積極的に水理地質構造情報を取得した。
  - ・ 周辺トンネル施工時に切羽あるいは坑壁からの湧水状況を観察することによって、周辺岩盤の優勢な水みちの分布を判断することが可能となった。岩盤不連続面のうち水みちとなるのはごく一部であり、観察結果を詳細に分析することによって地質構造との関連を明らかにすることができた。
  - ・ 電気伝導度が異なる等、性質が異なる地下水が混在する場合には、これをトレーサーとして活用した地下水流動調査が可能である。
  - ・ 構造物本体の施工前に、優勢な水みちの分布を明らかにすることによって、比較的高い注入圧で実施するプレグラウチング技術の適用が可能となり、効果的に水みちを閉塞

する地下水制御を実施することが可能となった。

- ③ 情報化設計施工により岩盤タンク空洞周辺の水理地質構造情報を施工に反映させた結果として、原油地下備蓄タンク空洞は具備すべき地下水条件を満足し十分に設計上の機能を果たしていることを確認した。

わが国において建設された原油備蓄のための岩盤タンクでは、原油およびその上部に溜まるペーパーガスを地下水によって封じ込める、いわゆる水封機能を発揮させるために地下水位を限界地下水位と称する所定以上の水位に維持することが必要となる。岩盤空洞を掘削すれば開放空間に向かう地下水流が発生する。これを放置すれば過大湧水ゾーンの周辺には局所的な地下水位の低下域が形成され、上述の水封機能を満足しない状況が作られる。一旦不飽和状態となった岩盤を再飽和することは必ずしも容易ではないため、このような状況が発生することを未然に防ぐ手立てが講じられなければならない。そのために、不連続面が多く分布し、岩盤タンク空洞掘削時の湧水量も多いと評価された久慈備蓄基地においては、施工段階から地下水制御を行うことを目的とした水理地質構造の評価を実施した。岩盤タンク掘削前の周辺トンネル掘削時の地質情報、湧水情報がその主な情報源である。特に岩盤タンク全域を覆うように掘削された水封トンネルの掘削時情報、および水封トンネルから多数削孔された水封ボーリング孔施工時に最も重要な情報が得られた。坑壁に現われる多数の不連続面の内、優勢な水みちとなる不連続面はその一部であり、連続性も良く岩盤タンク空洞掘削時にも現われることが予測された。その予測は現実に掘削されたときの水みち調査結果とも良く合致した。また、水みちの事前予測により掘削前に高圧注入することができるプレグラウチング工の合理的な適用が可能となったため、掘削に伴う過大湧水の発生を未然に防ぐことができた。

上述の1) から4) に書き分けたことに共通する考え方は、実際に岩盤中を流れる地下水の流れを観察することによって、問題の解決、あるいは問題の発生の未然防止のために必要な水理地質構造を把握するという考え方であり、いわゆる自然に答えを聴くという考え方である。広域の水理地質構造調査としての地球化学的地下水調査法は、地下水に溶存する化学イオンや水の分子を構成する酸素や水素の同位体をトレーサーとして自然の地下水の流動状況を計測している。比抵抗トモグラフィーにおいて実施した塩水の注入は、塩水をトレーサーとして塩水塊のフロントの移動を検出し、地下水が流動する経路としての水みちを検出するものであった。また局所の水理地質構造調査法としてのサイナソイダル試験法は、まさに岩盤中に地下水流動を強制して発生させることにより、その媒体となる岩盤の不連続面の分布状況、接続状況まで含めた水理物性を把握するものであった。久慈の岩盤タンク空洞掘削時に周辺トンネルの掘削時情報から明らかにした水みちは、岩盤中に存在する多数の不連続面のうちでも一部の不連続面に限られることを示した。この情報は主として周辺トンネル掘削時の地質状況、湧水状況の観察から得たが、掘削中の岩盤タン



クに流入する湧水の電気伝導度を測定することによっても把握することができた。後者では、地山中の自然地下水と電気伝導度において明瞭なコントラストを有する水封水をトレーサーとみなして、岩盤中の地下水の流れを評価したことになる。

岩盤内の地下水の挙動を支配する不連続面の分布をすべて明らかにすることは現実的には不可能である。さらに、不連続面の中でも実際に水みちとなる不連続面はその一部に過ぎない。不連続面調査の目的が水理挙動の評価であるならば、実際に地下水を流す、あるいは自然状態で流動する地下水の挙動を調査することが有力な方法になると考える。

以上



## 謝辞

このたび学位申請論文をまとめることができたのは、偏に足立紀尚教授（京都大学大学院工学研究科土木工学専攻）に頂いた御指導のお蔭であると深く感謝申し上げている。1972年に京都大学工学部土木工学科路盤基礎工学研究室（赤井研究室）に配属させて頂き、以後3年間にわたり不飽和土の応力-ひずみ関係に関する研究の指導を頂いた。この間、当時35歳前の先生にグラフの読み方に始まり研究の方法論一切を叩き込まれた。現在の私のバックボーンである。その後現在までのほぼ四半世紀の間、まさに公私にわたる薫陶を頂く榮に浴した。足立先生に恥じない業績を今後とも残していかなければならないと気を引き締めているところである。

赤井浩一京都大学名誉教授（現(財)地域地盤環境研究所理事長）には学生時代に土質力学に関わる手ほどきを頂きながら、学問への真摯なる対し方をお教え頂いた。土で手を汚すこと、現場に学ぶべきこと等現在もその教えを大切にしている。その後も折に触れ叱咤激励を頂き、腰の重い私がようやく論文を取りまとめる勇気を奮えたのも先生のお蔭であると深く感謝申し上げている。

大西有三教授（京都大学大学院工学研究科土木システム工学専攻）には、愚にもつかぬ出来の段階から懇切丁寧に論文の添削を頂いた。振り返って考えてみるとまさに赤面の至りである。超多忙なスケジュールの中を辛抱して見て下さり、指導に時間をお割き下さった御恩は誠に計り知れない。まだ分厚かった初稿はヨーロッパへの出張にお持ち下さり、旅行中に真っ赤にして頂いた。今は私の宝である。

青木謙治教授（京都大学大学院工学研究科資源工学専攻）には、鹿島技術研究所に在籍されたうちの約15年間にわたり直属の上司として御指導頂いた。その上今回は学位申請論文の指導を頂き、論文の構成から叩き直して頂いた。久慈備蓄基地建設JVに出向し、地下水の挙動がプロジェクトの成否を握る大規模地下空洞建設工事に3年の間従事するという幸運に恵まれたのも、実は青木先生の御配慮のお蔭である。また、今回の学位申請論文のベースとなった論文の大半は青木先生の指導の下に執筆したものである。

田村武教授（京都大学大学院工学研究科土木工学専攻）には、先生が主催された連続体力学の輪読会に学生時代に参加させて頂き、主に数理的な展開等、学問の多様な進め方に目を開かせて頂いた。今回の論文提出に際しても多々御指導を賜った。

岡二三生教授（京都大学大学院工学研究科土木工学専攻）は、私が学生時代に赤井先生、足立先生、大西先生にお教えを頂く機会を与えて頂いた恩人である。先生の有難い勧めがなかったならば、今こうしてこのような論文を執筆させて頂くこともなかった。学生時代から岩盤工学に親しむ機会を下さり、今回も貴重なご指導を賜った先生に改めて感謝申し上げている。

岸田潔博士（京都大学大学院工学研究科土木工学専攻）にも大変お世話になった。論文のまとめ方等、適切な助言がなければここに至ることは難しかった。深く感謝申し上げる

次第である。

「出口のない仕事」、「永遠のテーマ」等々といわれながら岩盤中の地下水挙動の解析を相手に研究した10年余であったが、やっとその成果をまとめることができた。所属する鹿島技術研究所の皆様の協力なくしては考えられず深く感謝しなければならない。特に、副所長の阿部裕博士には折に触れて状況を御下問頂くと共に、最大限の便宜を図って頂いた。深く御礼申し上げます。また土木技術研究部長の竹田哲夫博士には、所員数減少のため超多忙となっている職場環境の中で様々な便宜を図って頂いた。多々ご迷惑をおかけしたことをお詫び申し上げますと共に有難く御礼申し上げます次第である。また、岩盤研究室の仲間の皆さんにはこの場を借りて改めて御礼申し上げたい。一緒に作り上げてきた成果を今回の論文に生かすことができたことを望外の喜びに感じている。場面ごとにそれぞれ多くの方に関わって頂いた。

その他、本論文の作成に際し参考とし引用させていただいた多くの論文の著者の方々に末筆ながら深甚の感謝を申し上げます次第である。

## Appendix-1 地下水の分析に用いた方法

試水は、溶存イオン等分析用として各サンプリングポイント毎に1ℓ、トリチウム分析用として各ポイント毎に3ℓを採取し、ポリエチレン製容器に保存した。安定同位体分析用としては100mℓのポリエチレン製容器に採取した。すべての試料は汚染されないように配慮し、容器の口元まで水を充たした。pH, RpH, 水温, 電気伝導度 (Ec) は採水と同時に測定した (pH: ガラス電極 pH メーター; 水温: サーミスター温度計; 電気伝導度: 電気伝導度計)。また, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> は現地で標準硫酸溶液による滴定法 (pH4.8) により求めた。

試験室における分析項目は, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SiO<sub>2</sub>, δD, δ<sup>18</sup>O, およびトリチウム濃度である。

一般溶存成分については, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> は原子吸光法により, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> についてはイオンクロマトグラフィーで, SiO<sub>2</sub> はモリブデン黄吸光光度法で分析した。

トリチウムは試水を電解濃縮後, 試水 40mℓ を 60mℓ のシンチレーター (AQUA-SOL-II) と混合し, 液体シンチレーションカウンター (Aloka 社製 LSC-LB II) によるβ線計数法により測定した。結果は<sup>1</sup>H原子核 10<sup>18</sup>個に対する比の値である TR の単位で表した。

水の同位体比分析は, δD は金属ウラン還元による水素ガスの複式検出器質量分析法で, δ<sup>18</sup>O は同位体平衡にした二酸化炭素ガスの複式検出器質量分析法で検出した。ここでδ (デルタ) は次の式で定義され単位は単位は‰ (パーミル) で表した。

$$\delta = (R_x / R_{ST} - 1) \times 10^3$$

X, ST は測定試料及び標準試料を示し, R は対象とする同位体比 (D/H, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) である。標準試料としては, δD, δ<sup>18</sup>O 共に SMOW (標準平均海水) を用いた。測定精度はδD については±1‰, δ<sup>18</sup>O は±0.1‰程度である。分析試料の調製は, 水のδD分析は, ファインピペットを用いて5μℓ採取し, 反応容器内 (グリースレスストップコック付き反応管) で約0.1gの金属亜鉛と真空下450℃で反応させH<sub>2</sub>ガスを発生させる (Coleman et al., 1982)。δ<sup>18</sup>O分析は5mℓの水試料を, 30mℓ (STP) のCO<sub>2</sub>ガスと共にガラス容器内に封入し, 25℃の恒温水槽内で水との酸素同位体変換をさせた後のCO<sub>2</sub>ガスを用いた。これらのH<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>ガスを質量分析計で測定することにより, 試料水の同位体比を算出した。

## Appendix-2 非整数次元の算定方法

流れの次元  $n$  と水頭拡散率  $k/Ss$  および透水係数  $k$  の3つの未知数を直接求めるため、まず発信区間の圧力振幅に対する受信区間の圧力振幅の比を算定し、様々な周期で実施した試験結果を満足する  $(n, k/Ss)$  の組み合わせを求め、これらを既知数として、流量振幅から透水係数  $k$  と比貯留係数  $Ss$  を分離する。

非整数次元における発信・受信区間の圧力振幅の比は次式で表される。

$$\frac{A}{A_0} = \left(\frac{r}{r_0}\right)^\nu \frac{|K_\nu(\lambda r)|}{|K_\nu(\lambda r_0)|} \quad (1)$$

$$\nu = 1 - n/2 \quad (2)$$

$$\lambda^2 = \frac{i\omega Ss}{k} \quad (3)$$

- ただし、 $A$  : 受信区間の圧力振幅 (L)  
 $A_0$  : 発信区間の圧力振幅 (L)  
 $r$  : 発信区間と受信区間の間の距離 (L)  
 $r_0$  : 発信孔の半径 (L)  
 $K_\nu$  : 第2種変形ベッセル関数  
 $\omega$  : 正弦波流量の角周波数 ( $T^{-1}$ )  
 $Ss$  : 比貯留係数 ( $L^{-1}$ )  
 $k$  : 透水係数 ( $LT^{-1}$ )

例えば、(1) ~ (3) 式において  $n = 3$  とおけば、3次元の点源における理論解が得られる。(2) 式で  $n = 3$  とし、(1) 式に代入すると、

$$\frac{A}{A_0} = \left(\frac{r}{r_0}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{|K_{\frac{1}{2}}(\lambda r)|}{|K_{\frac{1}{2}}(\lambda r_0)|} \quad (4)$$

$$K_{\frac{1}{2}}(z) = \sqrt{\frac{\pi}{2z}} \cdot e^{-z} \quad (5)$$

(5) 式を (4) 式に代入すると、

$$\frac{A}{A_0} = \sqrt{\frac{r_0}{r}} \left[ \left| \sqrt{\frac{\pi}{2\lambda r}} e^{-\lambda r} \right| \left/ \left| \frac{\pi}{2\lambda r_0} e^{-\lambda r_0} \right| \right. \right] \quad (6)$$

(3) 式を (6) 式に代入すると、

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \left[ \exp \left[ -(r - r_0) \cdot (1 + i) \sqrt{\frac{\omega S s f}{2 K f}} \right] \right]$$

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp \left[ -(r - r_0) \cdot \sqrt{\frac{\omega S s f}{2 K f}} \right] \quad (7)$$

(7) 式は 3 次元の理論解と完全に一致する。1 次元および 2 次元についても同様に誘導できる。