

# 地下水流動に関する調査・解析研究（その8）

（核燃料サイクル開発機構 研究委託内容報告書）

1999年 2月

社団法人 システム総合研究所

地下水流動に関する調査・解析研究（その8）

社団法人 システム総合研究所  
理事長 榎木 義一

要 旨

「地下水流動に関する調査・解析研究（その8）」として、平成10年度に実施された研究内容は以下に要約される。

「深地層における硬岩系不連続性岩盤の透水性評価に関する研究」については、岩盤浸透流の挙動を把握するに際して、放射線廃棄物の地中処分との関連で考え、ファーストフィールドでは等価連続体、ニアフィールドでは離散型のネットワークモデルの適用が想定され、問題点の指摘と研究が進められている。本研究の目的は、亀裂ネットワークモデルの単純化について見直しを行い、従来の不連続性岩盤モデル化方法と比較しての評価や今後の亀裂ネットワークモデルのあり方について考察を加え、不連続性岩盤を材料定数が岩盤内で大きくばらつく不均質岩盤としてとらえ、地盤統計法を用いての透水性評価の方法も検討することである。

「岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析」については、今年度はニューロ・ネットワークによる東濃流域の流出解析の基礎研究とEvaporation Logging Systemの改良の二つのテーマについて研究を進めた。

「水理試験法及び水理試験装置の開発研究」については、汚染された土壌に対し、FDR-V計測法を用いて、汚染土壌における複素誘電率の分布変化を測定し、そこで得られたデータから土壌構成物質を瞬時に予測することにより、経時的な汚染度を計測できるような試験法を開発を目的とする。FDR-V計測法の測定システムおよび測定システムについて説明、地盤内の各条件に対する適用性の検討を行う。石油や有機塩素化合物などの水に溶けない物質であるNAPLと地下水、空気の混在した状態の土壌における各物質の地盤内浸透現象を計測する試験法としてのFDR-V計測法の妥当性を検討する。

「深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究」については、地下深部を含む広域陸水系の挙動解析における地下・地表流れ（河川流れ）のモデル化方法に関し、特に、河川のような、地下水流れに比し高速の流れを粗い離散化格子上で扱うための誤差抑制の方法、および、地下2相流と拡散波近似による地表流モデルの結合方法について研究する。

「地下水の地球科学的調査に関する研究」については、数十万年スケールの比較的単純な地下水流動系をもつオーストラリアの大鑽井盆地の地下水を利用し、環境同位体（炭素14および塩素36、ヘリウム4）による年代決定と安定同位体を用いた涵養時の温度、降水量関連の情報解析を行う。今年度は、加速器質量分析システムによる塩素36の測定結果を踏まえた具体的に詳細な地下水年令の評価を行った。

「再冠水現象に関する検討」については、地下空間利用の一環として得られた実測データを利用して、再冠水時の緒現象が環境安全と長期の地質環境の安定にどのように関与するかを検討する。

「塩淡境界に関する検討」については、動力炉・核燃料開発事業団の委託研究として1995年から1997年の3年間に実施した公開資料「深部地下水の水質形成機構に関する研究」報告書の再検討を実施し、深部境界と深部地下水環境の

実態に関する既存のデータおよびその長期変化予測に関するシミュレーションの頭出しをおこない、それらをこの報告書のエグゼクティブサマリーとしてまとめる。

---

本報告書は、社団法人 システム総合研究所が核燃料サイクル開発機構の委託により実施した研究委託内容である。

契約番号：100D0264

核燃料サイクル開発機構担当部課室および担当者：2000年レポートチーム  
研究調整グループ 主幹 石川 博久

広域地下水流動に関する調査研究専門委員会

委員長	東京大学名誉教授 地圏空間研究所		代表	小島圭二
委員	京都大学	大学院工学研究科 土木システム工学専攻	教授	大西有三
委員	埼玉大学	工学部物理工学科	教授	渡辺邦夫
委員	岡山大学	環境理工学部 環境デザイン工学科	教授	西垣誠
委員	東京大学	大学院工学系研究科 地球システム工学専攻	助教授	登坂博行
委員	筑波大学	地球科学系	助教授	嶋田純

## 目 次

1. 深地層における硬岩系不連続性岩盤の透水性評価に関する研究.....	1
1. 1 はじめに	
1. 2 亀裂ネットワークモデルの特性	
1. 2. 2 ネットワークの基本パターン	
1. 3 地下水の流路モデルの構築	
1. 3. 1 亀裂ネットワークの整理	
1. 3. 2 地下水流路モデルの検証	
1. 4 不均質等価連続体としての岩盤の地盤統計法による透水係数場の推定 と浸透流解析	
1. 4. 1 概説	
1. 4. 2 クリギングおよびインディケータクリギングによる透水係数場の 推定	
1. 4. 3 釜石鉾山における浸透流実験の再現解析	
1. 5 まとめ	
2. 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析.....	59
2. 1 今年度の注目点	
2. 2 ニューロ・ネットワークによる東濃流域の流出解析の基礎研究	
2. 3 Evaporation Logging Systemの改良	
3. 水理試験法及び水理試験装置の開発研究.....	77
3. 1 はじめに	
3. 1. 1 緒言	
3. 1. 2 本研究の目的と概要	
3. 2 地盤汚染度の調査法に関する従来の研究	
3. 2. 1 概説	
3. 2. 2 地盤汚染の調査法	
3. 3 FDR-V計測法の測定理論と計測システム	
3. 3. 1 概説	
3. 3. 2 ベクトルネットワークアナライザ	
3. 3. 3 測定理論	
3. 3. 4 計測システムの構築	
3. 3. 5 結果の整理方法	
3. 4 複素誘電率の密度、温度、塩分濃度依存性の検討	
3. 4. 1 概説	
3. 4. 2 密度依存性	
3. 4. 3 温度依存	
3. 4. 4 塩分濃度依存	
3. 5 地盤の塩分濃度の計測	
3. 5. 1 概説	
3. 5. 2 塩化ナトリウム水溶液における温度依存	
3. 5. 3 温度依存を考慮した塩水中の塩分濃度の測定法	
3. 5. 4 標準砂試料中の塩分濃度の影響	
3. 5. 5 標準砂試料内の塩分濃度の測定法	
3. 6 FDR-V計測法を用いた土壌汚染度の測定	
3. 6. 1 概説	
3. 6. 2 材質の測定	

3. 6. 3	汚染土壌に対するキャリブレーション	
3. 7	まとめ	
3. 8	今後の課題	
4.	深層水理の調査方法およびモデル化に関する研究	125
4. 1	はじめに	
4. 2	広域水理解析における地表流表現の手法に関する検討	
4. 2. 1	地表流の基礎式	
4. 2. 2	河川形状を模した開水路実験	
4. 2. 3	粗格子モデルにおける河川表現の方法	
4. 3	地表・地下流れの結合に関する検討	
4. 3. 1	結合の方法	
4. 3. 2	二次元断面モデルによるケーススタディ	
4. 4	まとめ	
5.	地下水の地球化学特性調査に関する研究	149
5. 1	地下水古水文情報の解析に関する研究 (3)	
5. 1. 1	はじめに	
5. 1. 2	$^{36}\text{C}$ 1法による地下水の年令評価	
5. 1. 3	調査地域の地下水滞留時間	
5. 1. 4	過去20万年の温度変化の推定	
5. 1. 5	まとめと今後の課題	
6.	再冠水現象に関する検討	177
7.	塩淡境界に関する検討	178
< 参考研究論文 >		
	養老川流域における地下水流動系について	179
	— 二次元地下水モデルのMODFLOWによる検討 —	

# 1. 深地層における硬岩系不連続性岩盤の透水性評価に関する研究

## 1. 1 はじめに

自然の岩盤の中を流れる地下水は、様々な条件の下きわめて予測しがたい挙動を呈することはよく知られている。この困難な岩盤浸透流の挙動を把握することは難しいとされる状況の中、従来から代表的な2つのコンセプトが用いられてきた。一つは岩盤を等価な連続体に置き換えて解析を行うもので、クラックテンソル法、均質化法など多くの理論的・解析的また経験論的方法が提示されているが、等価なものに置き換える段階で問題点が取り上げられそれらに対して様々な対案が提案されている。もう一方の手法は、離散的に個々の不連続面を取り上げ、不連続体として解析するもので、原理的には正確であるが無数にある不連続面をすべて解析対象とするには無理があり、また不連続面データの整理方法にも問題があり、従来のように単純にデータを取り入れるだけでなく何らかの形での単純化や工夫が検討の主な題目となる。

放射性廃棄物の地中処分との関連で考えると、不連続性岩盤のモデル化として、ファーフールドでは等価連続体、ニアフィールドでは離散型のネットワークモデルの適用が想定されている。後者は、従来からの国際協力プロジェクトの一環として多くの亀裂ネットワークモデルが考えられ、国内でも種々のモデルが提案されている。一方、軟岩系の岩盤ではなく硬岩系の不連続性岩盤が主体となる場合のファーフールド用の等価連続体モデルは、具体的な方策がほとんど示されておらず、今後のさらなる研究が待たれている。本研究の目的は、上記の状況を勘案する形で、亀裂ネットワークモデルの単純化について見直しを行い、従来の不連続性岩盤モデル化方法と比較しての評価や今後の亀裂ネットワークモデルのあり方について考察を加えるとともに、不連続性岩盤を材料定数が岩盤内で大きくばらつく不均質岩盤としてとらえ、地盤統計法を用いての透水性評価の方法も検討する（この方法は軟岩系の不均質岩盤の評価にはすぐ転用できる）ことである。

前半部1.2 および1.3 では「亀裂ネットワークモデルの浸透特性に関する研究」を取り扱い、後半1.4 では「不均質等価連続体としての評価方法の開発に関する研究」を実施した当面の結果を報告する。

## 1.2 亀裂ネットワークモデルの特性

### 1.2.1 概説

深地層における硬岩系不連続性を有する岩盤の地下水流れのモデリングは、地下深部での廃棄物貯蔵施設からの汚染物質の漏洩とそれに続く移流・拡散など実際的な問題に直接関与する大きな課題である。よく知られているように、これまでの岩盤のモデル化手法を大別すると、等価な連続体手法とデスクリートな不連続面を組み合わせた不連続ネットワーク解析手法となる。岩盤中の水の流れやそこに存在する物質の移行を正しくとらえようとする、研究対象として後者は困難はあるがより魅力的であることは言うまでもない。

しかしながら、不連続ネットワーク手法は、流れの経路となる亀裂の大きさ、位置、方向、形状及び透水係数、透水量係数があらかじめ把握できていることを前提にする。したがって、従来の実験技術をもってしてもすべてを明らかにすることは不可能であるし、たとえ最大限にデータを利用して、実際には複雑過ぎて、モデル化することが不可能になる。こうした場合には、チャンネル化などの単純化手法が導入されるが、等価な浸透係数などのパラメータの同定化 (calibration parameter) が必要となる。本報告では、不連続ネットワーク及びその中での水の流れのモデリングとパラメータを決定するためのモデルのキャリブレーションに関する問題について検討する。

### 1.2.2 ネットワークの基本的パラメータ

#### 1.2.2.1 亀裂面と幾何定数

岩盤中の亀裂面が相互に交差して複雑な幾何学形状を構成し、その中を流れる地下水は水みちとなるネットワークを形成して、岩盤の浸透特性を支配する。ネットワークの特徴を表現するパラメータとしての幾何学定数 (geometric parameter) は、すべてが厳密に定義されているわけではないが、一般的に亀裂の位置 (又は空間座標)、間隔 (spacing)、走向・傾斜などの方位 (dipping direction and dipping angle)、形状、大きさ (サイズ) 及び亀裂のアパーチャ (開口幅) などが考えられる。

現実の岩盤の中に存在する亀裂面の数は無数であり、ボーリング孔、掘削面、地表などで計測できる部分は、岩盤中のネットワークの亀裂面全体と比べると、極めて小さな一部だけである。したがって、一部の情報から岩盤全体を把握するためには、上記の幾何学定数は、実用的には確率変数として処理されるのが普通である。

岩盤によっては亀裂のグループごとの幾何特性に対して、それぞれ異なる確率分布関数を用い、全体として亀裂ネットワークを数学的に描写することができる。この時一般的に用いられる統計的な関数は一様分布、正規分布、指数分布と対数正規分布であり、各々



以下のような数学的な表現で示される。それぞれの分布密度関数は、

$$P(x) = \begin{cases} \frac{1}{b-a} & a \leq x \leq b \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (1)$$

$$P(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left(-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (2)$$

$$P(x) = \lambda \exp(-\lambda x) \quad (3)$$

$$P(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (4)$$

ここに、 $P(x)$  は幾何定数の分布密度関数、 $x$  は各々の幾何定数である。

亀裂の形について、主に以下のような提案がなされている。

- (a) 任意多角形
- (b) 楕円形
- (c) 円盤（ディスク）形

亀裂の形を表現する正確性の観点から見れば、任意多角形の提案がよいが、モデル化することが容易ではない。楕円の場合、現場で楕円の主軸の方向性及び主軸長さの比率を把握することは簡単ではなく、モデルの変数も増えることになるので、使用するには困難さが伴う。したがって、亀裂が円盤の形を有すると考えるが最も実用的である。その上、我々の目に見えるものは不連続面全体ではなく、不連続面と掘削面などの交差線、すなわちトレースというものでしかない。したがって、亀裂を円盤と仮定することができても円盤の大きさそのものは直接測定できず、トレースデータから推定しなければならない。そのプロセスを以下に説明する。

図-1.1に示すように亀裂円盤半径  $r$  は確率変数  $z$  によって次式で表すことができる。

$$r = \frac{l}{2\sqrt{1-z^2}}$$

$P(l)$  をトレース長さ  $l$  の分布密度関数、 $r$  の平均値を  $\bar{r}$  とし、 $z$  が一様分布と仮定すると、 $r$  の確率密度関数は次式のように表すことができる。

$$P(r) = \int_0^r P(l) \cdot \frac{\pi l^2}{2r^3 \sqrt{4r^2 - l^2}} dl \quad (5)$$

### 1.2.2.2 不連続面が構成するネットワークの作成

上述の内容に基づいて、岩盤亀裂ネットワークの概念モデルは、以下のように表現することができる。

- (a) 3つ又5つのグループの亀裂を組み合わせて、ネットワークを形成する。
- (b) 亀裂が円盤の形をしており、その寸法がトレースの長さにより推測される。
- (c) それぞれのグループの各々の幾何学定数は、ある確率分布関数で表現できる。例えば、グループ1のトレース長さは対数正規分布、位置（空間座標）は一様分布とされる。実測データにより各々の幾何学定数の分布を決め、Monte Carlo 方法を用いて、実際のネットワークをモデリングし、何百というネットワークを作成することができる。

岩盤の単位体積の当たりの亀裂の数はグループの亀裂サイズと間隔により決まり、次式で示すことができる。

$$N_i = \frac{4}{\pi E(D_i^2) E(c_i)} \quad (6)$$

ここで  $N_i$  は  $i$  グループ亀裂の単位体積当たりの亀裂枚数（三次元密度）、 $E(D_i^2)$  は  $i$  グループの亀裂円盤の直径の二乗の平均値、 $E(c_i)$  は  $i$  グループの亀裂の平均間隔である。

亀裂トレースの分布により推定された直径（半径）の分布が通常の分布ではないので、(5) 式と (6) 式により直径の平均値及び  $N_i$  を推定することは容易ではない。その上、Monte Carlo 方法により亀裂半径のデータを発生する際に、(5) 式に示された密度関数に従う乱数を発生するのは相当難しい。したがって、本研究では逆解析方法を用いて、実測のトレース長さデータから、合理的な亀裂直径を推定して、ネットワークを作成する。詳しい過程は以下に示すとおりである。

(a) 各々のグループの幾何学定数の分布密度関数を入力する。また、亀裂直径の分布密度関数を一時的に推測により設定する。他の幾何学定数の分布を実測データにより決める。

(b) (6) 式によって、研究領域内に発生する亀裂の数を算定する。そして、Monte Carlo 法を用いて、ネットワークを作成する。

- (c) 作成されたネットワークのトレースを検討するため、仮想掘削面を設定する。
- (d) 作成されたネットワークと設定された仮想掘削面の交差線を計算する。
- (e) 以上の交差線を理論モデルのトレースとして、長さの平均値と標準差を計算する。
- (f) 逆解析モデルの目標関数 (goal function) を設定する。本研究で目標関数を以下のように設定する。

$$f_{\text{goal}} = \sum_{i=1}^{\text{ngroup}} ((\mu_i^c - \mu_i^m)^2 + (\sigma_i^c - \sigma_i^m)^2) \quad (7)$$

ここに ngroup はネットワーク中の亀裂のグループの数、 $\mu_i^c$  と  $\mu_i^m$  は i グループの理論モデルのトレース長の平均値及び実測のトレース長の平均値、 $\sigma_i^c$  と  $\sigma_i^m$  は i グループ亀裂のトレース長さの標準差を表す。

- (g) 最適化法を用いて、目標関数を最小化し、亀裂直径を推定する。本報告では、DOWNHILL SIMPLEX METHOD を使う。

釜石地下実験施設の周辺岩盤亀裂を例として上記の手順が検討された。ネットワークは5グループの亀裂により成り立っており、トレース長さ及び亀裂の直径は表-1.1に示されている。図-1.5には作成された亀裂ネットワークと対象領域境界面との交差線(トレース)を示す。

### 1.3 地下水の流路モデルの構築

#### 1.3.1 亀裂ネットワークの整理

以上に述べたように作成されたネットワーク中には、他の亀裂と交差しない孤立亀裂及び孤立亀裂クラスタがある。地下水流路モデルを組み立てる前にそれらの透水に対して役立たない亀裂を除去することによって、モデルの要素の数を少なくし、メモリーとCPU時間を節約することが可能となる。上述の釜石鉱山の例の場合、 $20 \times 20 \times 20m$  の範囲の中に、当初 37,668 個の亀裂を発生させたが、透水に寄与しない亀裂を除去した後では、12,127 個が残った。

一つの亀裂を抽出して考えれば、三次元空間では、広さが限られた平面と見なすことができる。数値モデル作る時、この平面を複数の要素に離散化する。数値的な収束性及び計算精度を保つためには、要素の形と寸法の変化に注意しなければならない。離散化する時に、線状のソース(またはシンク)となる亀裂が持っている交差線は要素の数を制限する要因になる。

一般的にはそれらの交差線の数は多く、分布も複雑である。したがって、条件によっては一つの亀裂を100個ぐらいの要素に分けなければならない。そうすると通常の現実的なモデルを考えると、全体の要素数が $10^6$ 個ぐらいに達し、解析するのが困難になってしまう。それに対して、種々の単純化方法が提案されている。その中で、よく採用されているのはCacas(1989,1990)らによって提唱されたチャンネルモデルである。本研究もそれに似た考え方を採用するので、以下に簡単に紹介する。

チャンネルモデルは以下の仮定に基づく。

- (a) 亀裂の上に、ある数のチャンネルがあり、水の流れはそれらのチャンネルの中にしかならない。亀裂の交線はチャンネルによって連結される。
- (b) チャンネルは亀裂の中心点から交差線の中心点まで設ける。
- (c) モデルにおいて、未知数は亀裂の中心にある節点の水頭になる。
- (d) チャンネルの形は具体的に定義されておらず、ある仮想的な浸透係数(K)によって代表される。

図-1.2にチャンネルモデルの考え方を示している。実用化をめざしたモデルを作る場合、チャンネルや節点を設ける方法は、亀裂ネットワークだけでは決まらず、境界面の形にも配慮しなければならない。本研究では図-1.3に示すようにチャンネルと節点を設定している。

### 1.3.2 地下水流路モデルの検証

チャンネルモデルにおいて、仮想的に設定された透水係数(K)が求められると、その値が等価な透水係数と言えるが、この等価透水係数を求めるために、逆解析すなわち同定作業を行わなければならない。具体的には、ここではモデルを構築した時、計算結果と実測データを比べて、想定する係数を繰返し修正し、最終的に最も誤差が少ないという条件に適合した透水係数を得ることになる。

以下に釜石鉱山 TEST PIT 浸透流試験を例にとり、この過程を説明する。亀裂性岩盤の特性研究のため、釜石鉱山で様々な試験が行なわれていたが、その中でバッファーマス試験に先立って行われたピット掘削浸透流試験を図-1.4に示す。

試験を行う時、円柱形の TEST PIT の周辺の地表面に人工的にプールを作って、岩盤亀裂を通過して TEST PIT 中に入る水の流量を測定する。TEST PIT の壁に128枚の吸収紙を貼り付けて、浸出面の異なる部分の浸透量を測っている。

本研究は TEST PIT を中心にする $20 \times 20 \times 20$  mの周辺岩盤を取りだし、モデル化する。図-1.5にモデル化する範囲の亀裂ネットワークを示す。地下水境界について、媒体が不連続性を持つので、非常に複雑であるが、便宜上、以下のように設定した。

- (a) 東、西、南、北の境界に静水圧分布を持つように仮定する。
- (b) ピット浸透試験を行う際に、地表面が深さ 0.4 メートルの人工的なプールで覆われていたので、上の境界面を水頭一定と設定する。
- (c) TEST PIT の壁を自由浸出面と設定する。今回は単純化して六角柱を用いて円柱形の TEST PIT を近似した。この場合、モデルと試験が同じ面積の浸出面を持つように設定した。

理解を容易にするため、本研究ではチャンネルは円形パイプと仮定し、等価な透水係数 (k) の逆算問題を等価パイプ寸法の逆算問題に変える。そして、本研究では等価パイプ寸法を逆解析する時、次式に示すような目的関数を設ける。

$$f_{\text{bal}} = (Q_m - Q_c)^2 + (q_m^\mu - q_c^\mu)^2 + (q_m^\sigma - q_c^\sigma)^2 \quad (8)$$

ここで、 $Q_m$  と  $Q_c$  は浸出面の実測総流量と計算総流量、 $q_m^\mu$  と  $q_c^\mu$  は実測の単位面積当りの流量 (specific flow rate) の平均値及び計算の単位面積当りの流量の平均値、 $q_m^\sigma$  と  $q_c^\sigma$  は実測及び計算の単位面積当たりの流量の標準偏差である。

5つのグループの亀裂に対する等価なチャンネルの直径は対数正規分布に従うと仮定されており、それらの分布の平均値と標準偏差を表-1.2に示す。等価な直径の平均値は 0.5mm 又は 0.6mm と求められた。計算された自由浸出面 (TEST PIT の壁) での流速分布と実測値を比較したものを図-1.6 に示す。

以上のような逆解析により計算されたチャンネルパラメーターを用い、乱数の種 (seed) を変えて、100例の地下水流路モデルの解析が行われた。図-1.7 に、その100例のモデルの総流量と平均流速の分布を示している。

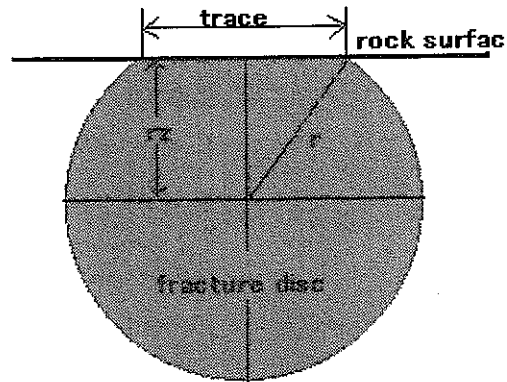


図-1.1 トレースと円盤（ディスク）形亀裂の関係

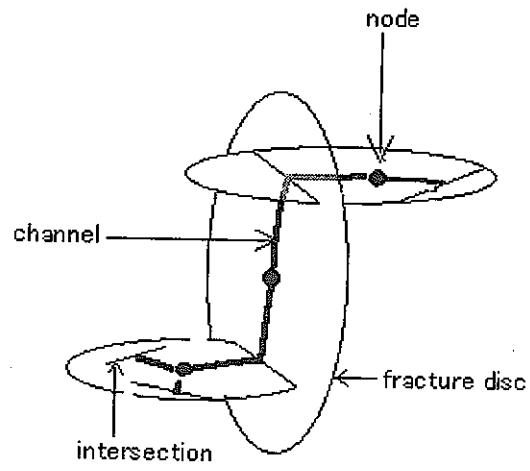


図-1.2 チャンネルモデル

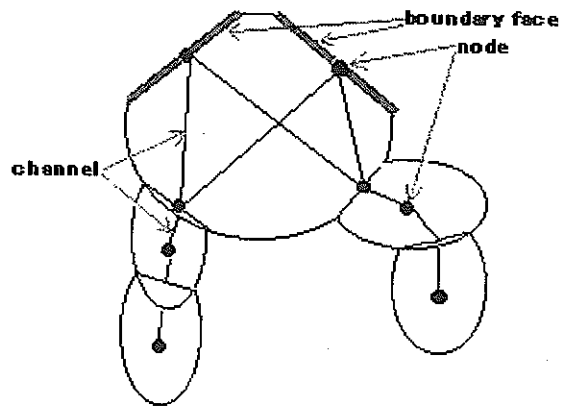


図-1.3 本研究におけるチャンネルとノード（節）の配置

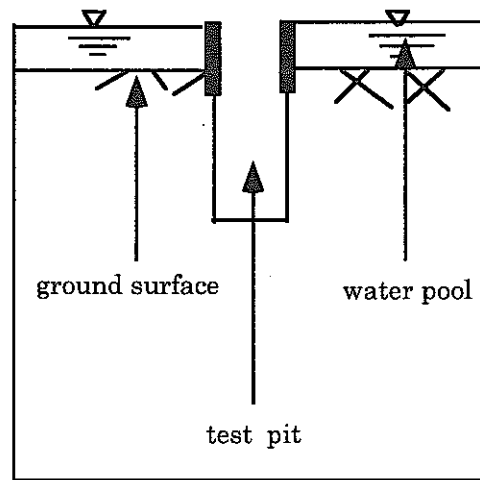


図-1.4 テストピット掘削浸透試験概略図

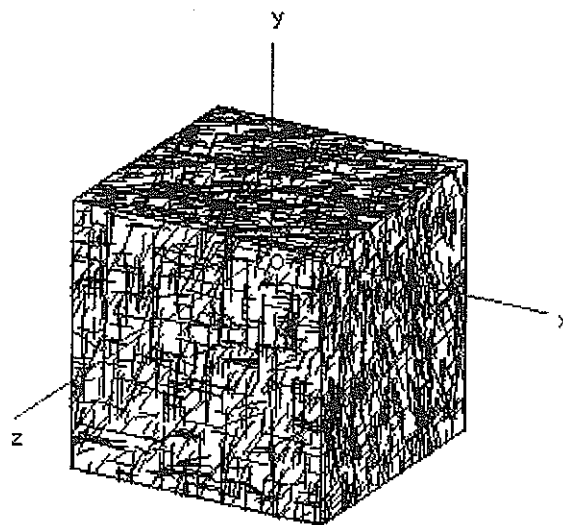


図-1.5 テストピット周辺の岩盤亀裂ネットワークモデル



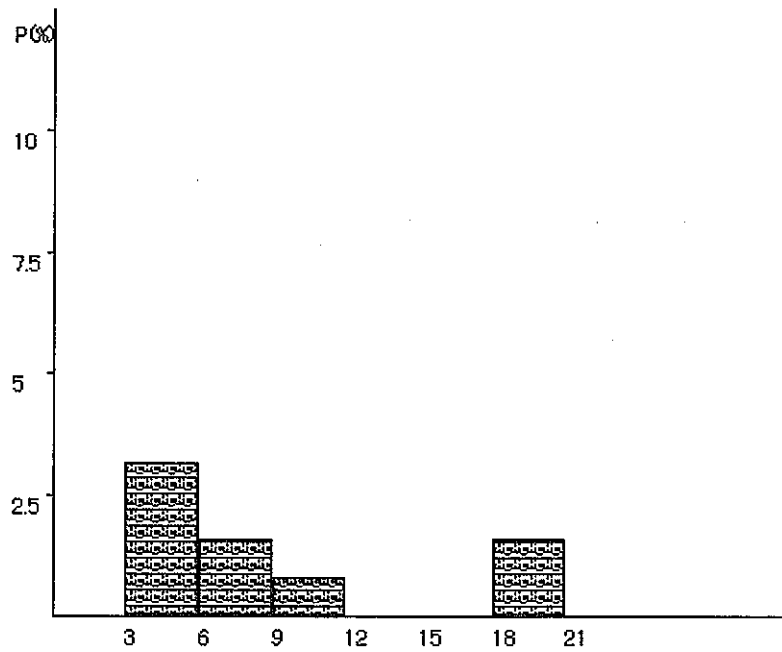
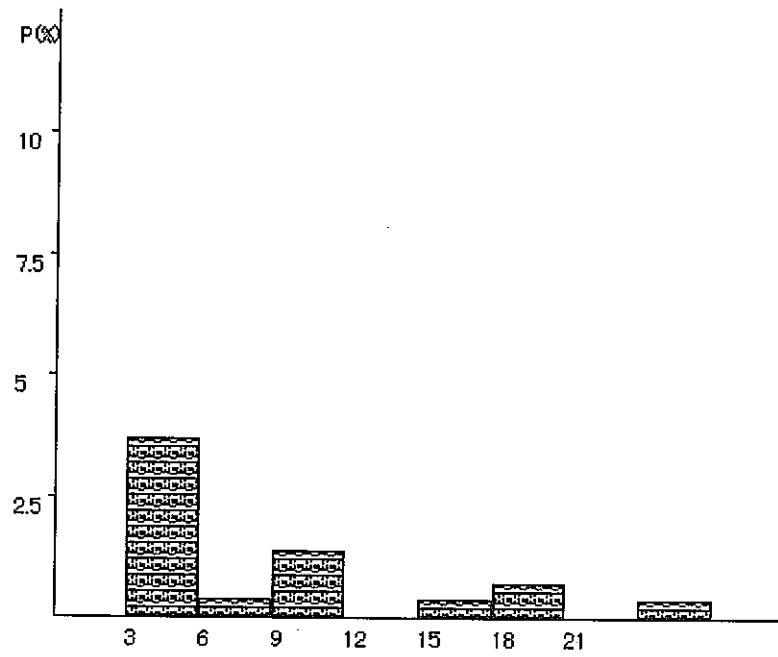


図-1.6 テストピット内への浸透量分布  
(a : 数値計算値、b : 測定値)

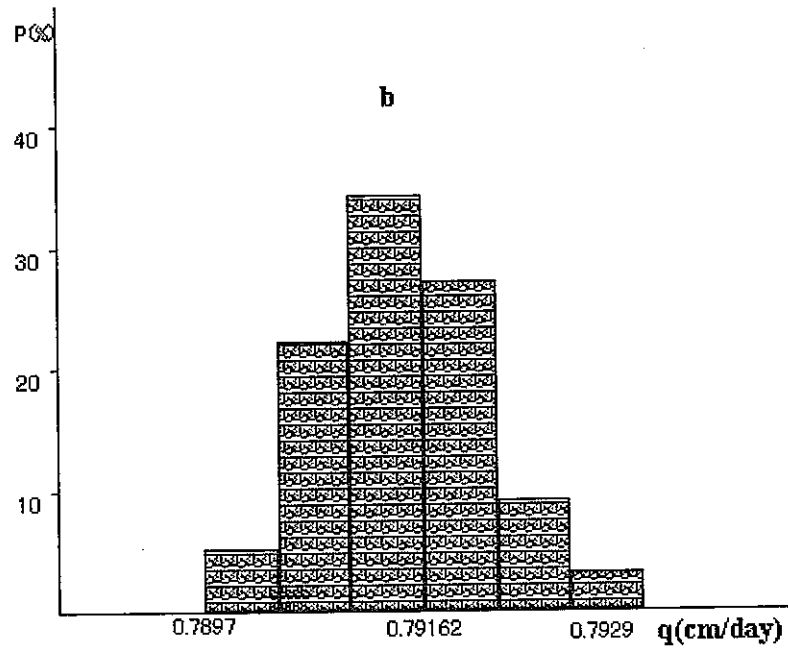
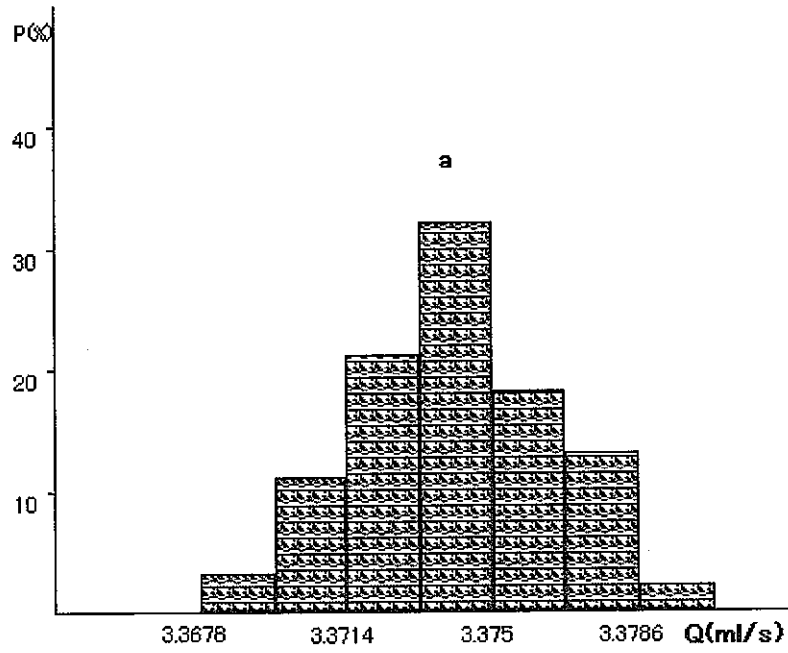


図-1.7 100例の浸透計算の結果の整理  
 (a : テストピットへの全流入量 (ml/sec))  
 (b : 平均単位流入流量 (cm/day))

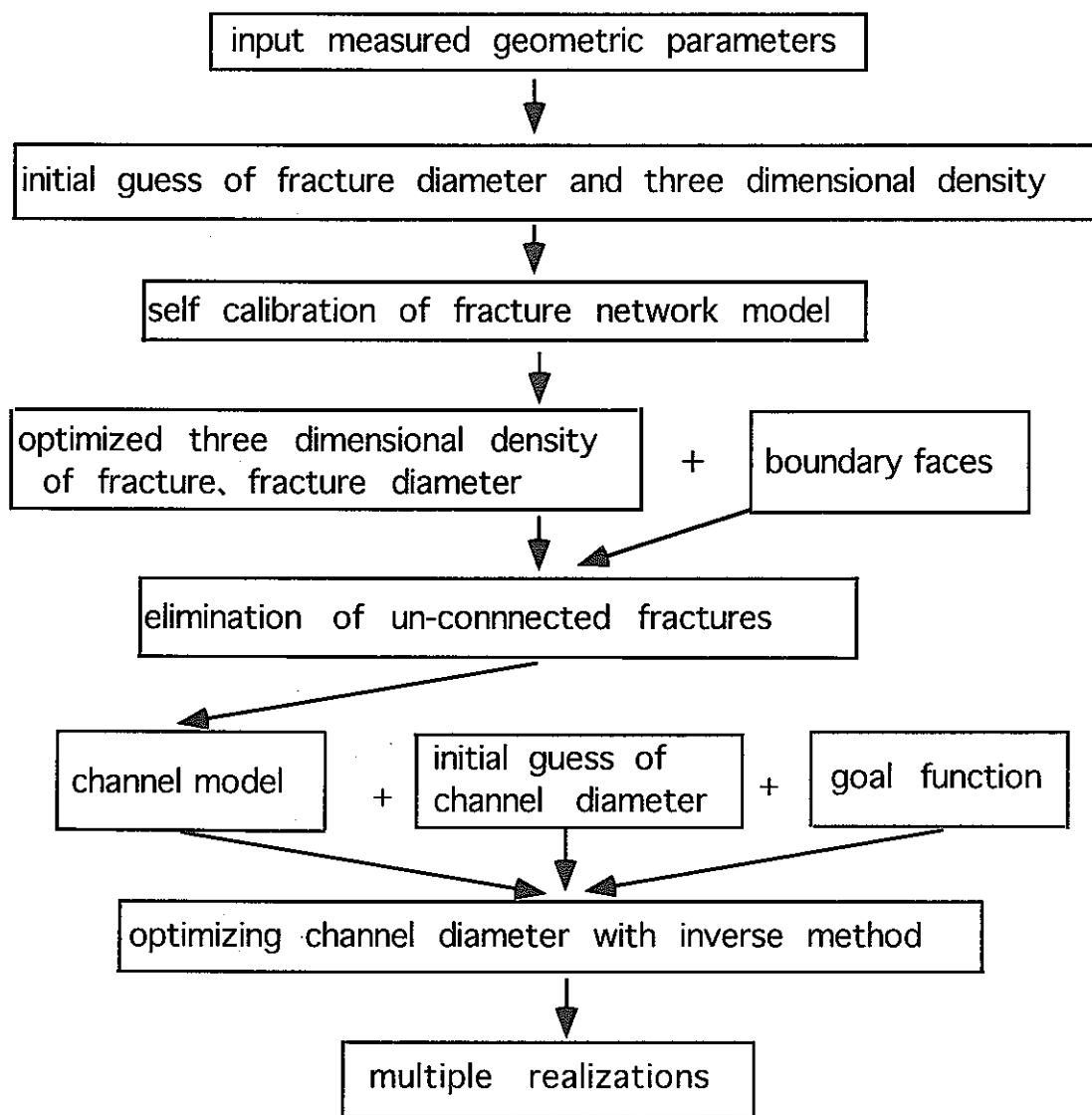


図-1.8 モデル化の手順

## 1.4 不均質等価連続体としての岩盤の地盤統計法による 透水係数場の推定と浸透流解析

### 1.4.1 概説

第2章では、地盤統計手法のうちクリギングによる地盤パラメータの空間分布の推定法について述べ、層厚の水平方向分布のように空間変動があまり激しくない推定対象量に対して、良好な推定を行うことができることを示した。

しかし、クリギングによって得られる推定値の空間分布は必然的になめらかなものとなるため、推定対象量のレンジ (2.2.3 (a)参照) やデータ採取点間隔の距離スケールでの局所的な空間変動が激しい場合は、通常のクリギングだけでは空間変動を十分に追いつけないことが予想される。本章では、これを克服するための条件付シミュレーション<sup>1)</sup>の適用について議論する。

既に述べたように、クリギングは、推定値をサンプルデータの加重平均として与えるものであり、推定値とともに誤差分散を計算することができる。推定結果は、推定点(領域)における推定対象量の確率分布を支配するパラメータであると考えことができ、母集団が正規分布に従うとすれば、推定値および誤差分散はそれぞれ母集団の平均および分散の推定量となる。

地盤、特に岩盤の透水係数は、岩盤内に存在する亀裂の影響を強く受けるため、同一の岩盤でも亀裂密度の高い部分と低い部分では透水係数は何オーダーにもわたって変動することがある。このような岩盤の浸透流を解析しようとするとき、高透水部分が連続して存在する(水みちが形成される)かどうかが問題になる。クリギングによる透水係数の推定値をそのまま浸透流解析モデルの入力としたのでは、推定される透水係数の分布は必然的になめらかな空間変動を持つようになるため、解析モデルに水みちが形成されることがない。これは現実を反映していないことになり、例えば浸出量を求めると過大あるいは過小な評価につながってしまう恐れがある。

このように、最適推定値をモデルの入力として1通りの不均質地盤モデルを作成し、これに対して浸透流解析を行うだけでは、十分とはいえない場合がある。そこで、推定値をそのまま解析モデルの入力とするのではなく、各点で求められた推定値と誤差分散からその点における推定対象量の確率分布を決定し、これに基づいてモンテカルロシミュレーションを行い、何通りものモデルを作成して解析を行うことが考えられる。計測点ではクリギングやインディケータクリギングによる誤差分散は常に0となり、このモンテカルロシミュレーションは計測点においては常に計測値と同じ値を発生させることになるため、この方法は条件付シミュレーションと呼ばれている。

クリギングによって透水係数の推定値と誤差分散の空間分布を求めた後、 $n$ 回のシミュレーションを行えば、 $n$ 通りの透水係数場が与えられる。この $n$ 通りの透水係数場の中には、水みちが形成されるものもあれば、逆に高透水領域が低透水領域によって分断されるものもあると予想される。この $n$ 通りすべてについて浸透流解析を行って浸出量

を求めれば、前者では大きく後者では小さい値が得られるであろう。 $n$ 通りの透水係数場に対して $n$ 通りの浸出量が求められるので、浸出量もある頻度分布をなすことになる。

また、透水係数のような地盤物性値を計測するための試験には、多大な時間、労力、費用を要することがある。しかも、計測機器の制約から、計測限界が存在することがあり、例えば透水係数はある値以下であるが具体的な値は不明であるといった結果だけがもたらされることがある。

このため、高精度の推定に十分な数の正確な計測データが入手できるとは限らず、少ないデータから推定を行わざるを得ないことがある。

本章では、透水係数場の推定を例として取り上げ、透水係数と密接に関係があると考えられる岩盤の亀裂密度を補助情報として用い、かつ透水係数が計測下限値以下であるという情報をも活用して、透水係数場を求める方法を示す。このために、通常のクリギングに加えて、インディケータクリギング(indicator kriging)という手法を用いる。

4.2.1では、インディケータクリギングの方法について述べ、計測値が計測限界外にあるという情報を活用するためにインディケータクリギングを適用する方法を示す。4.2.2では、クリギングおよびインディケータクリギングによって求められた透水係数の推定値と誤差分散を用いたモンテカルロシミュレーションについて述べる。

4.3では、4.2.1および4.2.2で述べた手法によって、岩盤に掘削されたテストピットの周囲で行われた浸透流実験<sup>2)3)</sup>を例に、解析・検証を行う。

## 1.4.2 クリギングおよびインディケータクリギングによる透水係数場の推定

### 1.4.2.1 クリギングおよびインディケータクリギング<sup>4)5)6)</sup>

本章では、第2章で述べた通常のクリギングに加えて、インディケータクリギングという手法を用いた。

例えば、通常の原位置透水試験では、注水試験、揚水試験、水位回復試験のいずれによっても、透水性がある程度小さい場所の透水係数を正確に求めることは非常に困難であり、「この箇所<sup>7)</sup>の透水係数は計測下限値以下である」という結果だけが得られることが多い。このような制約がある場合、通常のクリギングでは、正確に計測できた部分のデータだけを用い、正確に計測できなかった部分は、透水性が計測可能下限値以下であるという情報があるにもかかわらず、その情報が透水係数という具現化された数値で表されていないために、これを活用することができない。インディケータクリギングにより、物性値そのものはわかっていないが計測限界を越えているということだけはわかっているといった情報を活用することができる。

インディケータクリギングは、推定対象量の値そのものをクリギングにより推定するのではなく、値がある値域に存在する確率を推定することで、推定する箇所の物性値がどの値域にどれだけの確率で存在するのかを計算するものであり、計測条件等により、ある範囲の値は計測できるが、その範囲を超える値は計測できない、という物性値の空間分布を推定するのに用いられる方法である。インディケータクリギングは、実際の計

測値に加えて、計測結果がある特定の値以下（以上）であるという情報、すなわち不等式で表される情報を補助情報として用いるというところに特徴がある。

以下、位置を $x$ で、推定対象量を $z$ で表すことにする。

補助情報は、次式で表されるような存在範囲の制約条件のもとにあるものとする。

$$z(x_i) \in [a, b] \quad (4.2.1)$$

ここに、 $a$ 、 $b$ はそれぞれ上限値および下限値である。上式は

$$z(x_i) < a, \text{ or } z(x_i) > b \quad (4.2.2)$$

と書き直すことができる。

このように不等式で表現される補助情報を活用するために、推定対象量が特定の値を超過しない確率（非超過確率）を用いる。

$$\text{Prob} \{Z(x_i) \leq z\} = F(z, x_i) \in [0, 1] \quad (4.2.3)$$

ここで、インディケータ変換 $I$ および閾値（カットオフ、cutoff） $z_c$ と呼ばれる数値を設定し、計測値がそれ以上であれば $I(x; z_c) = 0$ 、それ以下であれば $I(x; z_c) = 1$ を与える。すなわち、任意のカットオフの値 $z_c$ に対して、位置 $x$ において

$$I(x; z_c) = \begin{cases} 0, & Z(x) > z_c \\ 1, & Z(x) \leq z_c \end{cases} \quad (4.2.4)$$

と定義する。そして、 $I(x; z_c)$ の平均は $z$ の累積分布関数であるとする。同じ位置における $I$ の条件付期待値は

$$\begin{aligned} & E[I(x; z_c) | z(x_n), n \in N] \\ &= 0 \times \text{Prob}[Z(x) > z_c | z(x_n), n \in N] \\ &\quad + 1 \times \text{Prob}[Z(x) \leq z_c | z(x_n), n \in N] \\ &= \text{Prob}[Z(x) \leq z_c | z(x_n), n \in N] \end{aligned} \quad (4.2.5)$$

である。ここに、 $\{z(x_n), n \in N\}$ は $N$ 個の計測値の集合で、推定の条件付けに用いられる。また、2.2.2で述べたのと同様に、次式で表される $I(x; z_c)$ に関する準定常性の仮定をおく。

$$E[I(x+h; z_c) - I(x; z_c)] = 0 \quad (4.2.6)$$

$$E[\{I(x+h; z_c) - I(x; z_c)\}^2] = 2\gamma_{z_c}(h) \quad (4.2.7)$$

ここに、 $\gamma_{z_c}$ はインディケータセミバリオグラムである。同時に、

$$E[Z(x+h) - Z(x)] = 0 \quad (4.2.6')$$

$$E[\{Z(x+h) - Z(x)\}^2] = 2\gamma(h) \quad (4.2.7')$$

として、 $Z(x)$ にも（準）定常性を仮定すれば、式(4.2.5)は $z_c$ のみの関数となり、 $x$ に依存しない。

そして、位置 $x_0$ における非超過確率 $I^*(x_0; z_c)$ を、 $N$ 個の計測値を式(4.2.4)によって変換した結果 $(I(x_1; z_c), I(x_2; z_c), \dots, I(x_N; z_c))$ の加重平均として、次式で与える。

$$I^*(x_0; z_c) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(z_c) I(x_i; z_c) \quad (4.2.8)$$

ここに、 $\lambda_i$ は重みである。

以下、2.4で展開した議論と同様にして、推定誤差の分散を最小にする重みを求める式、および推定値の不偏条件(non-biased condition)が次式で与えられる。

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j \gamma_{z_c}(h_{ij}) + \mu = \gamma_{z_c}(h_{i0}) \quad (i=1, 2, \dots, N) \quad (4.2.9)$$

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad (4.2.10)$$

ここに、 $h_{ij}$ は2点 $x_i, x_j$ の間の距離ベクトル、 $h_{i0}$ は2点 $x_i, x_0$ の間の距離ベクトルである。以上の操作をいくつかの $z_c$ の値について繰り返せば、推定対象領域の任意の点 $x$ における $I$ の条件付確率分布（空間分布ではない）を折れ線として求めることができる。この概念をFig. 4.2.1に示す。

もし、推定値として代表値が必要ならば、例えば超過確率が50%となる値（メディアン）をこの折れ線から求めればよい。

式(4.2.9)、(4.2.10)を解けば、最適解に対する重み $\lambda_i$ および未定係数 $\mu$ が求められる。この $\lambda_i$ から $I(x_0; z_c)$ の最適推定値を得る。また、最適解に対する推定誤差の分散 $\sigma_{K_{z_c}}^2$ は次式で求められる。

$$\sigma_{K_{z_c}}^2 = \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma_{z_c}(h_{i0}) + \mu \quad (4.2.11)$$

以上の操作を、いくつかの適当なカットオフ $z_c$ について、推定対象点 $x_0$ を全対象領域内の各部分に動かして繰り返すことによって、 $I(x; z_c)$ の累積分布関数の空間分布が推定される。4.2.2で述べるモンテカルロシミュレーションでは、値域を $[0, 1]$ とする一様乱数を発生させ、こうして推定された各部分の累積分布関数に従って変換することにより、1回の試行における透水係数値を発生させることになる。

なお、実際に得られている計測値からインディケータセミバリオグラムを作成するとき、2.2.2および2.2.3で述べたことと同様、実験セミバリオグラムを作成し、これにモデルをフィットさせるという手順を踏む。2つの計測点を選べば、計測点のインディケータ（0または1）は一致するか否かのいずれかになるが、一致すれば実験セミバリオグラムの値は0、一致しなければ実験セミバリオグラムの値は1となる。これに2つの計測点同士の距離を対応させ、距離-実験セミバリオグラムのグラフにプロットする。

#### 1.4.2.2 モンテカルロシミュレーションによる透水係数場の発生

本研究では、モンテカルロシミュレーションによって推定対象量の場合を複数回発生させ、各々の場について浸透流解析を行って複数個の数値解を求めることにより、計測誤差に代表される不確定性を有する不均質場の平均的特性と不確定性を定量的に把握することを考えた。

##### (a) クリギングとモンテカルロシミュレーション

透水係数といった推定対象量のデータ数が少なく、まばらにしか計測値が得られていない場合、クリギングによって推定を行っても、任意の計測点から $a$ （レンジ）以上離れた点では、推定値としてほぼ全計測値の単純平均、誤差分散として全計測値の分散が与えられるだけである。すると、推定によって得られた場の空間的相関特性は、真の空間的相関特性とは大きく異なることが予想される。

このことを回避するため、クリギングやインディケータクリギングによる推定を行う

点（部分領域）に推定順序を付け、未推定点の推定を行う際に、計測値のみならず、その点からある範囲（サーチ半径）内にある既推定点の推定値をもクリギングの条件とすることを考えた。この概念をFig. 4.2.2に示す。これによって、未推定点と近傍の既推定点との間の空間的相関が場に反映され、空間的相関を満たす場が推定されることになる。ただし、セミバリオグラムは当初のものから変更しないものとする。

しかし、複数回のモンテカルロシミュレーションで、既推定点と未推定点の推定順序を同一にすると、似たような場を多数発生してしまうことになる。そこで、推定を行う点の推定順序を乱数によって決定し、場の不確定性を保ちつつ空間的相関を場に反映させることを考えた。

また、計測値すなわちクリギングの条件として用いる計測値が多いと、クリギング行列の次元が大きくなり、計算量が多くなる。モンテカルロシミュレーションでは複数回の計算を行うため、計算量が多くなることは好ましくない。一方、推定点から $a$ （レンジ）以上離れた計測点の計測値は、クリギングの条件として用いなくても推定にほとんど影響しない。このため、 $a$ 以上離れた計測点の計測値はクリギングの条件から除外することを考えた。

クリギングによれば、任意の点における最適推定値および推定誤差分散が求められるが、その点における推定対象量の確率分布が、これらを平均および分散とする正規分布に従うとして、次のような手順でモンテカルロシミュレーションを行う。

対象領域から、推定対象量の値を与えるべき点を適当に選ぶ（例えば、有限要素分割における要素中心点を全て選ぶ）。第 $i$ 回目の試行（乱数発生）において、選んだ点のうち $j$ 番目の点 $x_j$ における推定対象量の値 $v_i(x_j)$ を、その点における最適推定値 $T_i(x_j)$ およびクリギングによる推定誤差（推定誤差分散の正の平方根） $\sigma_i(x_j)$ を用いて、次式で発生させる。

$$v_i(x_j) = T_i(x_j) + r_{ij}\sigma_i(x_j) \quad (4.2.12)$$

ここに、 $r_{ij}$ は標準正規乱数である。1回の試行において、選んだ全ての点について式(4.2.12)によって推定対象量の値を与える。このとき、 $r_{ij}$ は、選んだ全ての点それぞれについて個別に発生させる。また、4.2.2 (a)で述べたように、選んだ点にランダムに順序を付け、計測値に加えて既推定点における推定値をもクリギングの条件とするとともに、推定対象点から $a$ 以上離れた計測点の計測値はクリギングの条件から除外する。このため、 $T_i(x)$ および $\sigma_i(x)$ は1回の試行ごとに異なったものになる。この試行を適当な回数繰り返せば、推定対象量の場をその回数だけ発生させることができる。

#### (b) インディケータクリギングとモンテカルロシミュレーション

インディケータクリギングにおいても、4.2.2 (a)で述べた通常のクリギングの場合と同様に、推定を行う点の順序を乱数によって決定し、未推定点の推定を行う際に、計測値のインディケータ変換のみならず、その点からある範囲（サーチ半径）内にある既推定点の非超過確率をもインディケータクリギングの条件とするとともに、 $a$ 以上離れた計測点の計測値のインディケータ変換はインディケータクリギングの条件から除外した。



インディケータクリギングによれば、任意の点における推定対象量の累積分布関数が求められるが、これがその点における推定対象量の確率分布であるとして、次のような手順でモンテカルロシミュレーションを行う。

対象領域から、推定対象量の値を与えるべき点を適当に選ぶ（例えば、有限要素分割における要素中心点を全て選ぶ）。第*i*回目の試行（乱数発生）において、あらかじめ決めておいた全てのカットオフ $z_c$ を用いてインディケータクリギングを行い、選んだ点のうち*j*番目の点 $x_j$ における推定対象量の値 $v_i(x_j)$ を、その点における非超過確率の最適推定値 $I_i^*(x_j; z_c)$ を用いて、次式で発生させる。

$$v_i(x_j) = I_i^{*-1}(x_j; p_{ij}) \quad (4.2.13)$$

ここに、 $p_{ij}$ は区間 $[0, 1]$ における一様乱数、 $I_i^{*-1}(x_j; p_{ij})$ は $I_i^*(x_j; z_c)$ を $z_c$ の関数とみたときの逆関数（Fig. 4.2.3参照）である。1回の試行において、選んだ全ての点について式(4.2.13)によって推定対象量の値を与える。このとき、 $p_{ij}$ は、選んだ全ての点それぞれについて個別に発生させる。ここでも、 $I_i^*(x_j; z_c)$ は1回の試行ごとに異なったものになる。この試行を適当な回数繰り返せば、推定対象量の場をその回数だけ発生させることができる。

### 1.4.3 釜石鉱山における浸透流実験の再現解析

#### 1.4.3.1 浸透流実験の概要

本研究では、岩手県釜石市の釜石鉱山で行われた浸透流実験を解析対象とした<sup>7)</sup>。

現場のレイアウトをFig. 4.3.1に示す。試験用坑道（図中ではTest drift）の床から深さ5m、直径1.7mの円筒形のテストピット（立坑）を掘削し、その周囲に計測・モニタリング用の深さ8mのボーリング孔を7本掘削した。テストピットの配置をFig. 4.3.2に示す。7本のボーリング孔のうち4本において原位置透水試験が行われ、計27個の透水係数が計測された。このうち13個は、透水係数が計測下限値( $3.0 \times 10^{-8}$  cm/sec)以下であるということだけがわかっていて、値は求められていない。計測された透水係数をTable 4.3.1に、透水係数のヒストグラムをFig. 4.3.3に示す。これら7本のボーリング孔においては、ボアホールカメラにより亀裂が観察されている。ボーリング孔内で観察された亀裂をFig. 4.3.4に示す。

また、試験用坑道の床では亀裂がスケッチされている。亀裂のスケッチをFig. 4.3.5に示す。

現場では、(1)テストピット掘削後のテストピットへの水の浸出量が計測され、(2)試験用坑道床面にプールを作って水を張り、岩盤を飽和状態にした上でテストピットへの水の浸出量を計測するという、2つの実験が行われた。

本研究では、岩盤を等価連続体とみなし、4.3.2に示すクリギングおよびインディケータクリギングによるモンテカルロシミュレーションを行って透水係数場を発生させ、有限要素法による浸透流解析を行ってこれらの実験を再現し、解析手法の妥当性を検証した。

### 1.4.3.2 透水係数場の推定方法

4.1で述べたように、解析モデルの透水係数場が均質またはなめらかな空間変動をもつ場合と、激しい空間変動をもつ場合では、浸透流解析の結果は大きく異なることが予想される。Table 4.3.1から明らかなように、計測された透水係数の値は大きくばらついており、透水係数場が均質またはなめらかな空間変動をもつと考えることはできない。

また、亀裂性岩盤の透水性は亀裂の存在に大きく左右される。亀裂性岩盤を多孔体モデルで表現して透水係数場を与えようとする、例えば水平方向に亀裂が発達している場合は、透水係数の空間分布は、水平方向には比較的強い空間的相関をもち、鉛直方向には比較的弱い空間的相関をもつようなことが考えられる。

そこで、本研究では、透水係数場を発生させる方法として、場の不均質性を考慮するか否か、補助情報を利用するか否か、計測下限値以下の計測値をそのまま入力データとして取り扱うか否か、透水係数の空間的相関特性の異方性を考慮するか否かにより、次の7通りを考えた。また、岩盤実質部と比較して格段に大きい透水性を有する顕在亀裂が存在し、この亀裂の透水性に関しては他の部分との間に透水係数の空間分布の準定常性(2.2.2参照)が仮定できるかどうか疑わしいため、モデル作成において顕在亀裂の透水係数を固定した解析(キャリブレーション)も行うこととする。なお、クリギングおよびインディケータクリギングの直接の対象として、透水係数そのものの値ではなく、その対数値を取り扱うこととした。

#### (a) Case 1: 透水係数場を均質場とする場合

Table 4.3.1に示した23個(計測下限値以下となったものは計測下限値そのものとする)の透水係数の幾何平均 $1.98 \times 10^{-7}$  cm/secをモデル全体に与える均質場を考えた。

#### (b) Case 2, 2': 透水係数の計測値のみからクリギングによって透水係数場を発生させる場合

透水係数の計測値からセミバリオグラムを計算し、通常のクリギングを行った。セミバリオグラムの作成に際して、水平方向と鉛直方向の異方性を考慮する、考慮しないによる場合分けも行った。異方性を考慮しない場合をCase 2、考慮する場合をCase 2'とした。

#### (c) Case 3, 3': 亀裂情報を補助情報として用いたクリギングによって透水係数場を発生させる場合

透水係数の計測値は23個しかないため、透水係数と密接な関係にあると考えられる亀裂情報を補助情報として用いることを考えた。ここでは、計測された透水係数と亀裂情報から変換された透水係数を同列に扱っているため、通常のクリギングにおける入力情報が増加しただけであり、Bayes推定的な取り扱いはしていない。亀裂情報としては亀裂頻度を用いた。まず、透水係数を計測したボアホールを深さ方向に1mずつの区間に区切り、ボアホール壁面で観察された亀裂トレースから次式で定義した亀裂頻度を求めた。

$$\text{亀裂頻度}(m^{-1}) = 10 \times \text{開口亀裂数}(m^{-1}) + \text{閉口亀裂数}(m^{-1}) \quad (4.3.1)$$

これは、区間長1mごとの亀裂頻度( $m^{-1}$ )である。これを透水係数の対数值（計測下限値以下のものは除く）と対比させたところ、Fig. 4.3.6に示すような相関が得られ、相関係数は0.79となった。これを亀裂頻度 $D$ と称することにする。両者の関係を線形であると仮定し、最小二乗法によって関係を求めると、

$$\log k = D \times 0.109 - 7.277 \quad (4.3.2)$$

（ただし、 $k$ はcm/sec単位）

となった。

そして、試験用坑道の床面で計測された亀裂のスケッチから1m格子( $1m^2$ )当たりの亀裂トレースの総長( $m/m^2$ )を加えて補助情報とした。これを亀裂トレース密度 $L$ と称することにする。ただし、これと上述の亀裂頻度 $D$ とは単位は同一であるものの異なる指標であるため、変換を考える必要がある。

亀裂トレース密度 $L$ および亀裂頻度 $D$ の平均および標準偏差をそれぞれ $m_L$ ,  $\sigma_L$ ,  $m_D$ ,  $\sigma_D$ とし、 $D$ を $L$ と同じ指標に変換したものを $d$ とすると、

$$d = m_D + \sigma_D \times \frac{L - m_L}{\sigma_L} \quad (4.3.3)$$

となる。従って、亀裂トレース密度 $L$ から透水係数 $k$ への変換式は、式(4.3.3)を式(4.3.2)に代入して、

$$\log k = -7.277 + 0.109 \times \left( m_D + \sigma_D \times \frac{L - m_L}{\sigma_L} \right) \quad (4.3.4)$$

（ただし、 $k$ はcm/sec単位）

となる。式(4.3.4)を用いて亀裂トレース密度 $L$ を透水係数 $k$ に変換し、計測された透水係数と併せると、Fig. 4.3.7のようになった。

セミバリオグラムを作成に際して、水平方向と鉛直方向の異方性を考慮する、考慮しないによる場合分けも行った。異方性を考慮しない場合をCase 3、考慮する場合をCase 3'とした。

#### (d) Case 4, 4': 亀裂情報を補助情報として用いたインディケータクリギングによって透水係数場を発生させる場合

前述のように、今回の透水係数の計測には $3.0 \times 10^{-8}$  cm/secなる計測下限値が存在し、透水係数はこれ以下であるが具体的な値は不明であるといった結果だけがもたらされることがあった。そこで、「この点における透水係数が $3.0 \times 10^{-8}$  cm/sec以下である」という情報を活用するため、インディケータクリギングを行った。

先のCase 3, 3'と同様に、亀裂トレース密度 $L$ および亀裂頻度 $D$ を式(4.3.3)および式(4.3.4)によって透水係数に変換し、これを補助情報として用いる。インディケータクリギングを行うためにはカットオフの値を何通りか設定するが、カットオフの値が推定対象量（透水係数）のとりうる最大値を上回ったり最小値を下回ると、求めるべき非超過確率は明らかに前者では0、後者では1となり、推定の意味がない。そこで、Fig. 4.3.7の亀裂情報から変換された透水係数の頻度分布を補助情報として用い、透水係数の最大値、最小値をそれぞれ $1.0 \times 10^{-3}$  cm/sec,  $1.0 \times 10^{-10}$  cm/secとした。

カットオフには、計測値の最大値である $1.0 \times 10^{-4}$  cm/secから、 $3.0 \times 10^{-5}$ ,  $1.0 \times 10^{-5}$ ,  $3.0 \times 10^{-6}$ ,  $1.0 \times 10^{-6}$ ,  $3.0 \times 10^{-7}$ ,  $1.0 \times 10^{-7}$  cm/sec、それに計測下限値である $3.0 \times 10^{-8}$  cm/secを設定した。計測された透水係数および亀裂情報から変換された透水係数の各カットオフ以下のデータの割合は、Table 4.3.2のようになった。

セミバリオグラムを作成に際して、水平方向と鉛直方向の異方性を考慮する、考慮しないによる場合分けも行った。異方性を考慮しない場合をCase 4、考慮する場合をCase 4'とした。

以上の各ケースを整理してTable 4.3.3およびFig. 4.3.8に示す。なお、クリギングおよびインディケータクリギングにおいては、透水係数の対数値を直接の推定対象量として取り扱った。

### 1.4.3.3 浸透流実験の再現解析

各ケースの解析に用いたセミバリオグラムおよびインディケータセミバリオグラムの一覧をTable 4.3.4に示す。モデルフィット (2.2.3 (c)参照) は、すべて球状モデルを用いて最小二乗法によって行った。これらの方法によって、100通りの透水係数場を発生させるモンテカルロシミュレーションを行い (Case 1を除く)、テストピットからの水の浸出量を求めた。

テストピット掘削直後にテストピットへの水の浸出量が計測されているが、これは自然地下水位のもとで行われている。また、この計測後に試験用坑道床面にプールを作って水深が0.4mとなるように水を張り、岩盤を飽和状態にした上でテストピットへの水の浸出量を計測する実験が行われている。解析領域は、水平方向にはテストピットの周囲の1辺15mの正方形、鉛直方向には試験用坑道床面から深さ10mの、直方体の領域とした。それぞれの計測・実験を再現解析するためのモデルの境界条件をFig. 4.3.9およびFig. 4.3.10に示す。

#### (a) テストピット掘削直後のテストピットからの浸出量

テストピット周囲のボアホールで計測された地下水位をFig. 4.3.11に示す。テストピットの南側のボアホールでは地下水位は試験用坑道床面から深さ5mのところであり、その他のボアホールではおよそ深さ3mの所にあることから、地下水位が解析領域南端の側面ではトンネル床面から深さ5mのところに、解析領域北端では深さ3mのところにあるように設定した。不飽和浸透特性はFig. 4.3.12のように設定した。

各ケースの浸出量の解析結果をTable 4.3.5に示し、Case 2およびCase 4'の浸出量のヒストグラムをそれぞれFig. 4.3.13、Fig. 4.3.14に示す。図中、縦線 (浸出量2.00l/day) は計測結果を示している。

また、実際に観測されたテストピット内壁からの浸出状況をFig. 4.3.15に、Case 2およびCase 4'の浸出状況をそれぞれFig. 4.3.16、Fig. 4.3.17に示す。

#### (b) プールに水を張ったときのテストピットからの浸出量

テストピットの周囲にプールを設けて水深が0.4mとなるように水を張ったことから、

地下水位は試験用坑道床面から高さ0.4mのところにあるように設定した。

各ケースの浸出量の解析結果をTable 4.3.6に示し、Case 2およびCase 4'の浸出量のヒストグラムをそれぞれFig. 4.3.18、Fig. 4.3.19に示す。図中、縦線（浸出量280l/day）は計測結果を示している。

また、実際に観測されたテストピット内壁からの浸出状況をFig. 4.3.20に、Case 2およびCase 4'の浸出状況をそれぞれFig. 4.3.21、Fig. 4.3.22に示す。

### (c) 考察

Case 1のように確定的に得られる解析結果と、他のケースのようにモンテカルロシミュレーションで得られる解析結果は、ただ1つの結果がある分布に従う複数個の結果かという点で大きく異なる。前者では、1回の解析で得られた結果に対して、構造物の重要度や利用状況等から設定された安全率をかけて設計基準とするということが想定される。一方後者では、例えば、設計基準を超過する確率を1%以下に抑えるためにはどのような処理をすればよいかといった施工計画を、定量的に策定することができる。

テストピット掘削直後の解析では、浸出量の解析結果はCase 1が数字上は実測値に最も近いが、見方を変えれば、4割近くも過小評価したとも言える。Case 1以外では、Case 4'が最も実測値に近い結果を与えている。Fig. 4.3.15の浸出量のヒストグラムを見れば、Case 4'では、解析によって得られた浸出量の分布のほぼ中心に実測値がくるような結果となっていることがわかる。Case 4はCase 4'と同様の分布を示しており、Case 4'に準ずる良好な結果が得られていると言える。Case 2、Case 2'、Case 3、Case 3'の各ケースでは、解析によって得られた浸出量の分布の中央値が実測値を大きく上回っている。これは、モンテカルロシミュレーションにおいて、計測下限値以下の透水係数を計測下限値で代用したため、クリギングによって推定された透水係数場が高透水側に偏っているからであると考えられる。

プール設置時の解析では、浸出量の解析結果は各ケースとも実測値を下回っている。Case 1では、浸出量の解析結果は実測値の約1/20となっている。これは、今回の解析対象岩盤のように透水係数のばらつきが大きい地盤では、透水係数場を均質と仮定して解析を行うことには無理があるということを示唆している。Case 1以外では、Case 2が数字上は実測値に最も近く、以下、Case 2'、Case 3、Case 3'、Case 4'、Case 4の順に浸出量の解析結果が小さくなる。

しかし、Fig. 4.3.20の実際に観測されたテストピット内壁からの浸出状況を見れば、テストピットの南側の深さ4mの近辺と亀裂に沿った部分において浸出量が特に多くなっていることがわかる。いずれのケースもこのことを再現してはならず、浸出量の結果だけを見てCase 2が最も現実に近いと判断するのは早計である。Case 2、Case 2'、Case 3、Case 3'では、計測下限値以下とされた透水係数を一律に計測下限値である $3.0 \times 10^{-8}$  cm/secとしており、この部分で透水性を過大評価していることは明らかである。

テストピットの南側の深さ4mの近辺では、Table 4.3.1に示された通り、他の場所と比べて格段に高い透水係数が計測されており、解析にもそれが反映されているが、亀裂に沿った部分では解析では特に高い透水係数を与える条件はなく、解析が実現現象を完全

に再現しきれないことが伺われる。

このため、解析モデル作成において、透水係数を高い値に固定した要素によって顕在亀裂を表現し、モンテカルロシミュレーションを再度行うことを考えた。このことは、掘削直後の解析で良好な結果を得たCase 4'についてのみ行った。

#### 1.4.3.4 顕在亀裂を考慮した解析

顕在亀裂に相当する要素の透水係数は、シミュレーションとは別に特定の値に固定して解析することとした。

Fig. 4.3.23に示すように、2枚の顕在亀裂（顕在亀裂1および顕在亀裂2と呼ぶ）に相当する要素（以下、亀裂要素1および亀裂要素2と呼ぶ）の透水係数を特定の値に固定し、他の部分の透水係数を100通り発生させて解析を行い、次に、亀裂要素の透水係数を別の値に固定し、他の部分の透水係数を100通り発生させて解析を行うということを繰り返した。亀裂要素の厚さは5cmとした。

顕在亀裂1は、テストピット内壁に明確に現れており、Fig. 4.3.20のABBおよびDDAの部分に見られる。Fig. 4.3.20から、顕在亀裂1のDDA側の上部に浸出量の多い部分があることがわかる。一方、顕在亀裂2は、テストピット内壁の観察では明確に現れているものの、Fig. 4.3.20からわかるように、これに沿って浸出量が多くなっている部分は特に見当たらない。

亀裂要素の透水係数を5通りの値に固定して、それぞれ100回のモンテカルロシミュレーションを行い、浸出量を求めた。顕在亀裂1のみを考慮した浸出量の解析結果をTable 4.3.7に、顕在亀裂1と2の双方を考慮した浸出量の解析結果をTable 4.3.8にそれぞれ示す。後者については、簡単のため顕在亀裂1と2の透水係数は同じ値に固定した。亀裂要素の透水係数(cm/sec)の対数値は、前者では-3.3、後者では-3.7とした場合の解析結果が最も実測値に近くなった。

また、前者について、亀裂要素の透水係数(cm/sec)の対数値を-3.3とした場合の浸出量のヒストグラムをFig. 4.3.24に、内壁からの浸出状況をFig. 4.3.25にそれぞれ示す。Fig. 4.3.24を顕在亀裂を考慮していないFig. 4.3.18やFig. 4.3.19と比較すると、浸出量のばらつきが少なくなっている。また、Fig. 4.3.25から、浸出量にとって支配的なのが亀裂部分であることがわかる。

内壁からの浸出状況を実験（Fig. 4.3.20）と解析（Fig. 4.3.25）で比較すると、ABからABBにかけての部分、DDAからDAAにかけての部分で浸出量が多くなっていることは再現できているものの、CからCDDにかけての部分で浸出量が多くなっていることは再現できていない。これは、顕在亀裂以外にも比較的透水係数の大きい部分がテストピット壁面付近に存在するためであると考えられる。

#### 1.4.3.5 テストピット内壁の亀裂情報を考慮した解析のキャリブレーション

これまでの解析では、テストピット内壁の亀裂情報を考慮してこなかった。しかし、本章で取り扱っているような円筒形のテストピットへの流入の問題では、テストピットへ向かう放射状の流れが発生し、テストピット壁面付近で流線の間隔が密になることが

予想されるため、テストピット壁面付近の透水係数の推定の良否は、他の部分と比較して浸透流解析に対する影響が当然ながら大きくなる。

一方、テストピット壁面は透水係数が得られている点から離れており、単にクリギングやインディケータクリギングを行っただけでは、テストピット壁面付近の透水係数の推定誤差を小さくすることは困難である。

そこで、テストピット壁面付近の透水係数の推定精度を向上させるため、Case 4'について、壁面で観察されている亀裂の情報を考慮して、解析のキャリブレーションを行うことを考えた。

浸透流解析に用いた有限要素のうちテストピット内壁に面したものを考え、要素の表面に現れた亀裂のトレース長を要素面積で除し、4.3.2 (c)および4.3.2 (d)と同様に亀裂トレース密度 $L$ を求めた。これを式(4.3.4)によって透水係数 $k$ に変換した。また、4.3.4と同様に、顕在亀裂1は亀裂要素として透水係数を固定した。こうすることによって、テストピット内壁に面した要素の透水係数は固定され、それに近接した要素の透水係数はクリギングおよびインディケータクリギングによって、テストピット内壁に面した要素の透水係数に近い値が多く発生するようになり、水みちの形成が促進される。

このようにして、亀裂要素の透水係数を5通りの値に固定して、100回のモンテカルロシミュレーションを行い、浸出量を求めた。浸出量の解析結果をTable 4.3.9に示す。亀裂要素の透水係数(cm/sec)の対数値を $-3.4$ とした場合の解析結果が最も実測値に近くなった。

また、亀裂要素の透水係数(cm/sec)の対数値を $-3.4$ とした場合の浸出量のヒストグラムをFig. 4.3.26に、内壁からの浸出状況をFig. 4.3.27にそれぞれ示す。Fig. 4.3.27を、テストピット内壁に面した要素の透水係数を固定していないFig. 4.3.24や、顕在亀裂を考慮していないFig. 4.3.18やFig. 4.3.19と比較すると、浸出量のばらつきがより少なくなっている。これは、条件付シミュレーションにおける透水係数の自由度が低下したためであると考えられる。また、Fig. 4.3.27から、テストピット内壁に面した要素の透水係数を固定しても、浸出量にとって支配的なのはやはり亀裂部分であることがわかる。

このケースの解析結果は4.3.4の解析結果と大差は見られないが、これは、式(4.3.4)に代入される亀裂トレース密度 $L$ の値が $10^{-1}$ ないし $10^1$  m/m<sup>2</sup>のオーダーであり、テストピット壁面で観察されている亀裂の情報を考慮する、しないによる透水係数の差異がそれほど大きくなることによると考えられる。

## 1.5 まとめ

本報告では、前半部分で不連続性岩盤亀裂ネットワークの作成手法を考察した。釜石テストピット浸透流試験データを例にし、不連続性浸透流の逆解析問題を検討して、構築した統計モデルの安定性を検証した。この際、テストピットの中で大きな亀裂の存在が判明し、それらが浸透流量に大きく寄与していることが判明した。したがって、モデル作成上、特定の亀裂を取り込むことのできるよう、すなわち亀裂ネットワーク作成する時に、確定的な亀裂（例えば、断層）を含む場合も取り扱うことができるように改良が施されている。その端的な例を図-10に示す。図中の太い線が任意に挿入できる確定的な亀裂である。

本研究で用いたプログラムは、入力と出力がウィンドウズ化されているので多くのパソコンで使用可能である。また、従来のプログラムでは境界の形に制限があり、境界は任意の形の平面により組成することが要求されていた。今回、平面の凹凸性及び空洞があるかどうかに係らず境界が任意形状に設定できるように改良が加えられた。

地下水流路モデルについて、今回の入力データが含む媒体の不均質性及びにグループにより浸透性の変化に関するメッセージが少ないので、岩盤の統計上の不均質性を反映できなかった。

一方、本報告の後半部では不連続性岩盤を不均質等価連続体として取り扱う手法の例を示した。不均質性の空間分布は、地盤統計法を用いて処理し、合理的な透水係数分布を推定することができた。その結果を、釜石鉱山のテストピット浸透流試験に適用して、手法の有効性を検討した。この場合もやはりテストピット内の大きな亀裂の透水量に与える影響が顕著で、特定の亀裂を後でモデルに追加せざるを得なかった。

今後は、ある程度大きな亀裂の影響を如何に事前に予測してそれらをモデルに取り込むかが鍵になる。したがって、調査方法、モデルの推測方法の進展が望まれる。



## 参 考 文 献

- 1) Journel, A. G. & Huijbregts, Ch. J.: Mining Geostatistics, Academic Press, 1978.
- 2) Chijimatsu, M., Fujita, T., Sugita, Y., Isikawa, H. and Kobayashi, A.: "Fracture Characteristics", Coupled Thermo-Hydro-Mechanical Experiment at Kamaishi Mine, Technical Note No. 04-95-07, Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, 1996.
- 3) Chijimatsu, M., Fujita, T., Sugita, Y., Isikawa, H. and Kobayashi, A.: "Hydraulic Tests", Coupled Thermo-Hydro-Mechanical Experiment at Kamaishi Mine, Technical Note No. 07-95-07, Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, 1996.
- 4) Clayton, V. D. and Journel, A. G.: Geostatistical Software Library and User's Guide, Oxford University Press, 1992.
- 5) Ando, K.: Continuum Stochastic Modeling of Flow and Transport in a Crystalline Rock Mass, Master Thesis, Department of the Hydrology and Water Resources, The University of Arizona, 1995.
- 6) Ohnishi, Y., Tanaka, M., Tajika, H., Soliman, M. A., Ismail, Z. and Ando, K.: Contaminant Transport from Waste Depository in Stochastic Rock Media, Proceedings of the 1st Asian Rock Mechanics Symposium, pp. 3-8, 1997.
- 7) Fujita, T., Chijimatsu, M., Kobayashi, A., Ohnishi, Y. and Tanaka, M.: Analyses of TASK 2B, DECOVALEX II, Technical Note, No. 13-97-01, 1998.
- 8) 大西有三(監訳)、地下水の科学 (by P.A. Domenico, F.W. Schwartz), 土木工学社、1990.
- 9) Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow, U.S National Committee for Rock Mechaics: Rock Fruatures and Fluid Flow, National Academy Press, Washington, D.C. 1996.
- 10) Jacob Bear, Chin-Fu Tsang, Ghislain de Marsily: Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock (edited), Academic Press, Inc., 1993.

Table 4.3.1 計測された透水係数

深さ(m)	透水係数(cm/sec)			
	KBH2	KBH4	KBH6	KBH7
1~2	$2.7 \times 10^{-7}$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$7.4 \times 10^{-8}$	—
2~3	$3.0 \times 10^{-8} *$	$2.3 \times 10^{-5}$	$8.6 \times 10^{-8}$	$2.9 \times 10^{-6}$
3~4	$1.2 \times 10^{-4}$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$8.5 \times 10^{-5}$	$4.2 \times 10^{-5}$
4~5	$3.0 \times 10^{-8} *$	$1.8 \times 10^{-7}$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$1.4 \times 10^{-7}$
5~6	$3.0 \times 10^{-8} *$	$1.0 \times 10^{-7}$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$2.1 \times 10^{-7}$
6~7	$3.0 \times 10^{-8} *$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$1.2 \times 10^{-6}$
7~8	$2.0 \times 10^{-7}$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$3.0 \times 10^{-8} *$	$2.9 \times 10^{-8} *$

幾何平均  $1.98 \times 10^{-7}$

\*は計測不可能のため計測下限値で代用

Table 4.3.2 透水係数データ（計測、変換）のカットオフ非超過割合

No.	カットオフ(cm/sec)	非超過割合(%)
1	$3.0 \times 10^{-8}$	39.8
2	$1.0 \times 10^{-7}$	58.5
3	$3.0 \times 10^{-7}$	73.7
4	$1.0 \times 10^{-6}$	77.1
5	$3.0 \times 10^{-6}$	82.2
6	$1.0 \times 10^{-5}$	87.3
7	$3.0 \times 10^{-5}$	93.2
8	$1.0 \times 10^{-4}$	97.5

Table 4.3.3 解析ケース

ケース	空間分布推定法	亀裂データを補助 情報として利用	空間的相関の異方性
Case 1	—	—	—
Case 2	K	—	—
Case 2'	K	—	○
Case 3	K	○	—
Case 3'	K	○	○
Case 4	IK	○	—
Case 4'	IK	○	○

K: クリギング

IK: インディケータクリギング

Table 4.3.4 各ケースの解析に用いたセミバリオグラム  
およびインディケータセミバリオグラム

ケース	モデル	影響距離
Case 2	球状	3.0m (等方)
Case 2'	球状	水平: 3.0m、鉛直: 1.0m
Case 3	球状	3.0m (等方)
Case 3'	球状	水平: 3.0m、鉛直: 1.0m
Case 4	指数	0.8m (等方)
Case 4'	指数	水平: 1.0m、鉛直: 0.6m

Table 4.3.5 各ケースの浸出量の解析結果（テストピット掘削直後）

ケース	幾何平均値	標準偏差 (最尤推定量)	中央値
Case 1	1.25	—	1.25
Case 2	29.66	0.56	36.58
Case 2'	22.39	0.49	25.49
Case 3	14.14	0.44	16.37
Case 3'	14.07	0.45	17.18
Case 4	5.14	0.35	5.47
Case 4'	4.74	0.36	4.61

(単位：l/day)

実測値：2.00

Table 4.3.6 各ケースの浸出量の解析結果（プール設置時）

ケース	幾何平均値	標準偏差 (最尤推定量)	中央値
Case 1	11.30	—	11.30
Case 2	211.46	0.37	223.07
Case 2'	174.13	0.31	179.25
Case 3	109.22	0.28	111.70
Case 3'	109.05	0.29	110.38
Case 4	68.53	0.23	70.70
Case 4'	74.71	0.25	73.36

(単位：l/day)

実測値：280

Table 4.3.7 顕在亀裂1を考慮した浸出量の解析結果（プール設置時）

透水係数(cm/sec) の対数値	幾何平均値	標準偏差 (最尤推定量)	中央値
-4.0	121.92	0.15	113.54
-3.5	222.29	0.11	221.40
-3.4	248.87	0.10	249.43
-3.3	280.37	0.10	281.84
-3.0	416.03	0.08	416.44

(単位：l/day)

実測値：280

Table 4.3.8 顕在亀裂1および2を考慮した浸出量の解析結果（プール設置時）

透水係数(cm/sec) の対数値	幾何平均値	標準偏差 (最尤推定量)	中央値
-4.0	183.29	0.15	165.77
-3.8	229.98	0.11	205.51
-3.7	282.10	0.10	249.86
-3.6	346.16	0.10	304.39
-3.5	414.14	0.08	478.32

(単位：l/day)

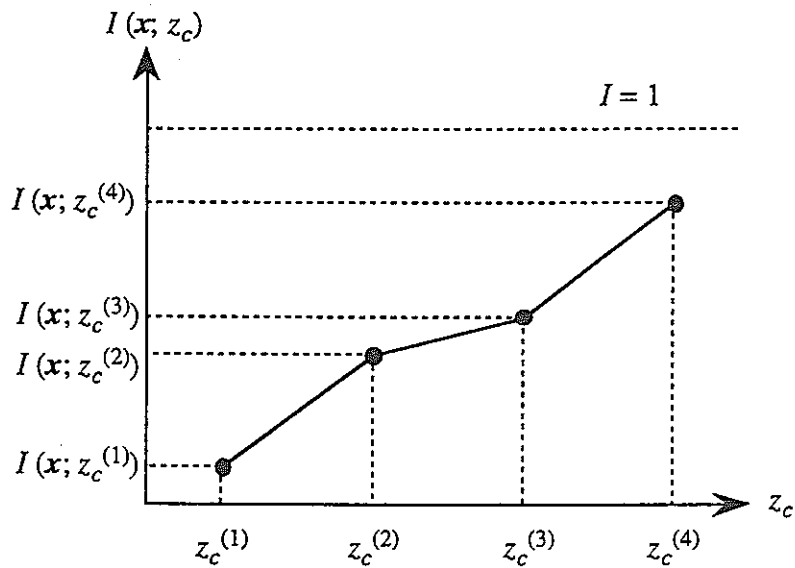
実測値：280

Table 4.3.9 顕在亀裂1を考慮した浸出量のキャリブレーション解析結果  
(プール設置時)

透水係数(cm/sec) の対数值	幾何平均値	標準偏差 (最尤推定量)	中央値
- 4.0	135.33	0.13	126.03
- 3.5	248.96	0.10	247.97
- 3.4	281.22	0.09	281.86
- 3.3	319.62	0.08	321.30
- 3.0	478.43	0.07	478.91

(単位：l/day)

実測値：280



あるカットオフ  $z_c$  を与えれば、ある推定点  $x$  において  
それに対応するインディケータ  $I(x, z_c)$  が求められる



特定の推定点  $x$  においては、設定した複数個の  $z_c$  と  
 $I(x, z_c)$  との対応が得られる



折れ線関数で表現しモンテカルロシミュレーションに  
おける累積分布関数として使用する

Fig. 4.2.1 インディケータクリギングによる条件付確率分布の推定

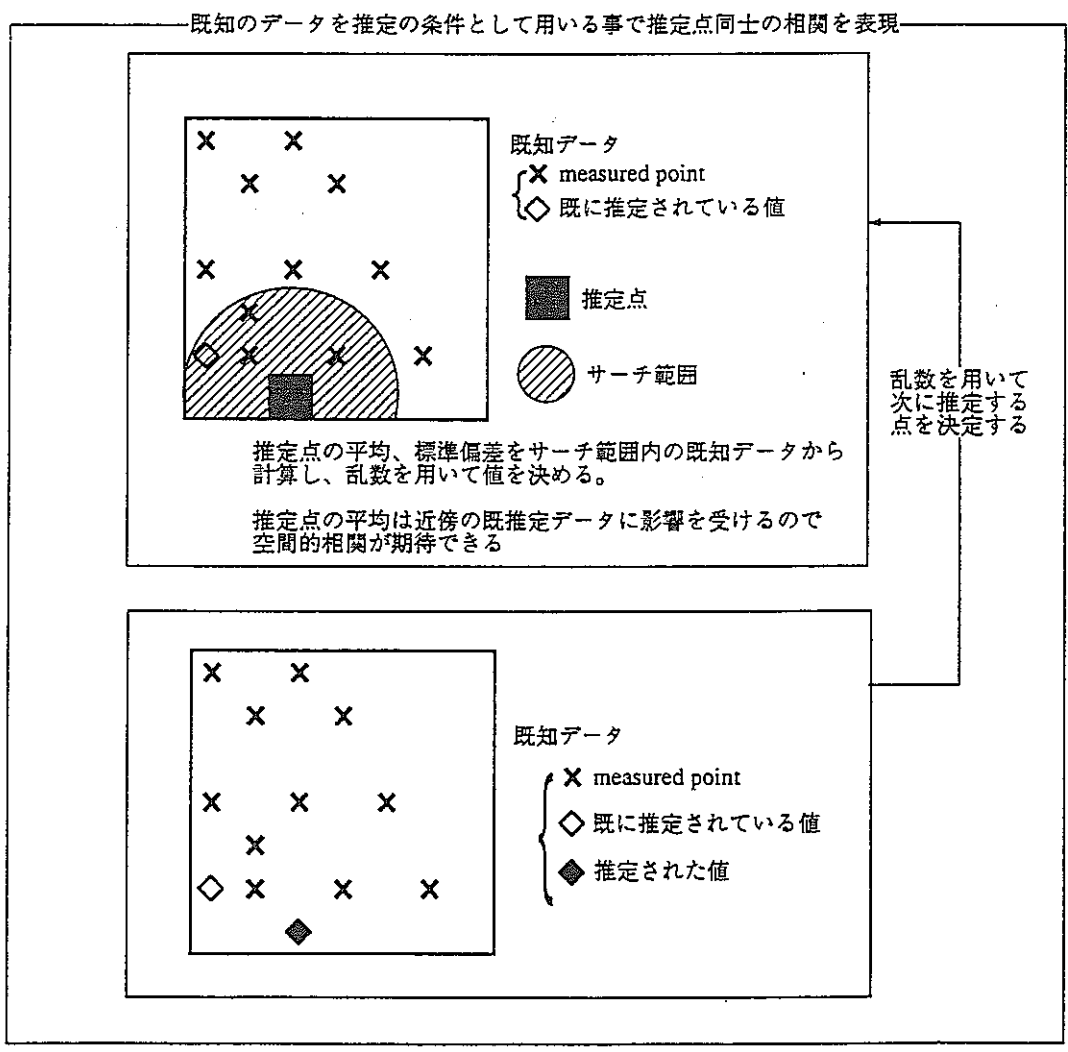
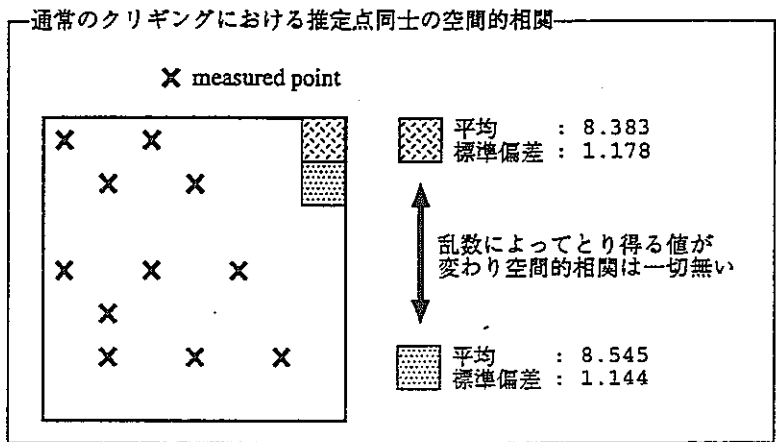


Fig. 4.2.2 シミュレーションで用いた手法の概説



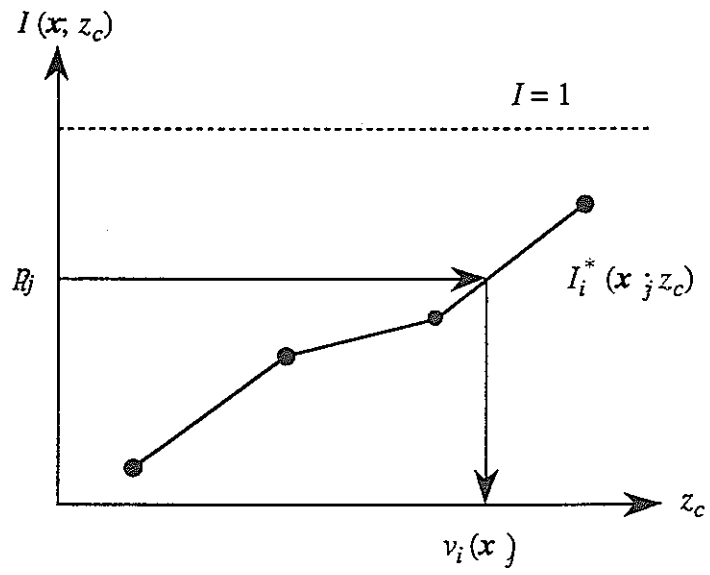


Fig. 4.2.3 インディケータクリギングにおける乱数発生による推定対象量の与え方

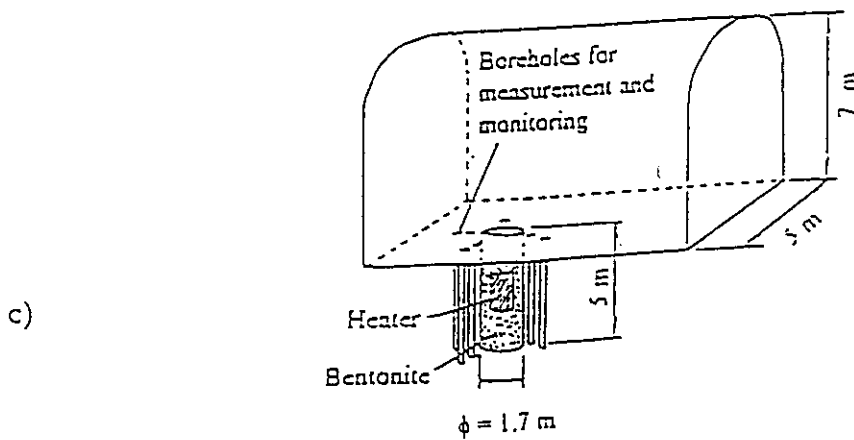
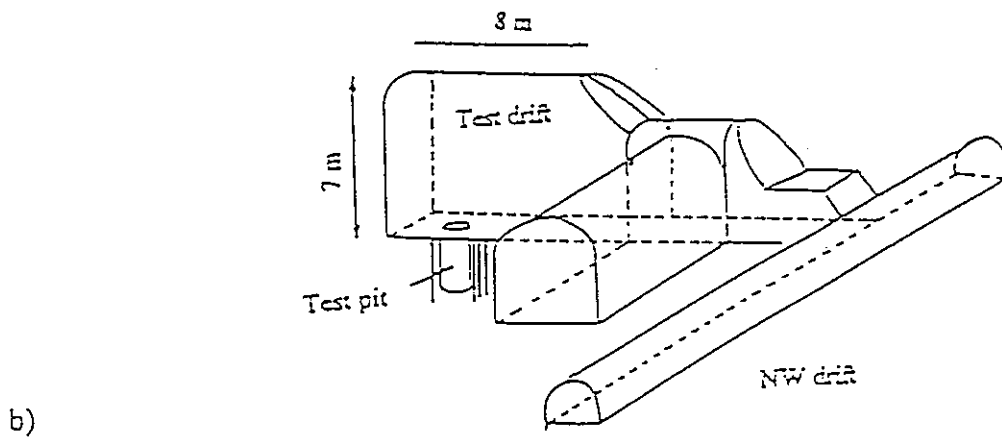
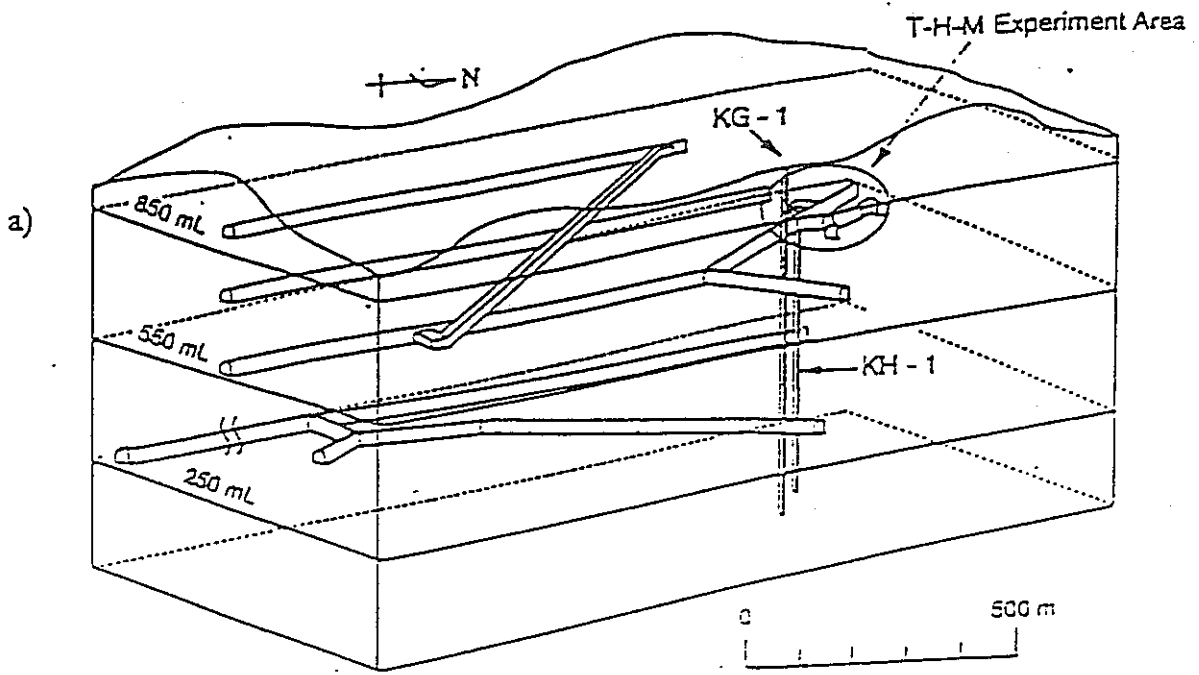


Fig. 4.3.1 釜石鉾山坑道配置

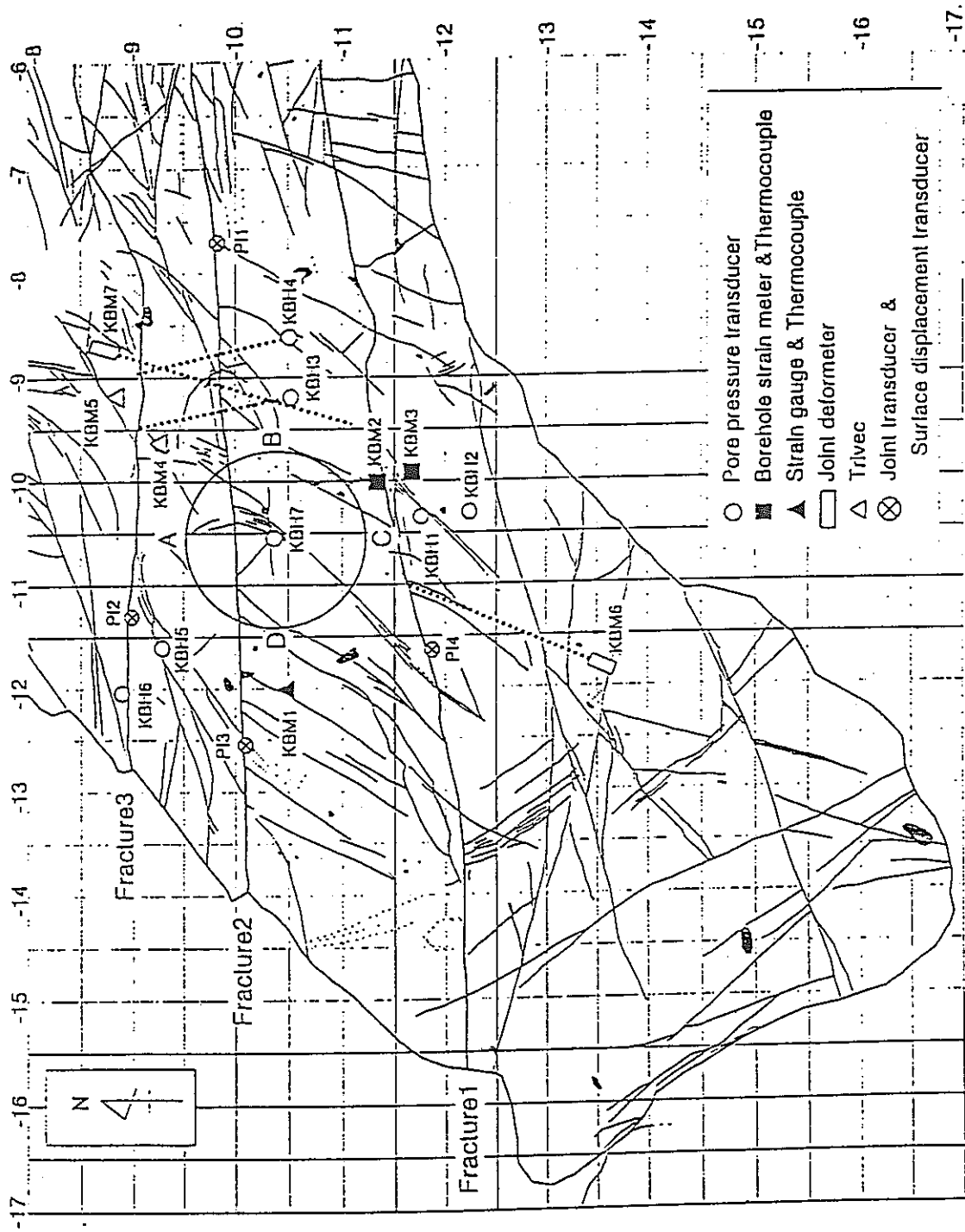


Fig. 4.3.2 テストピットの配置

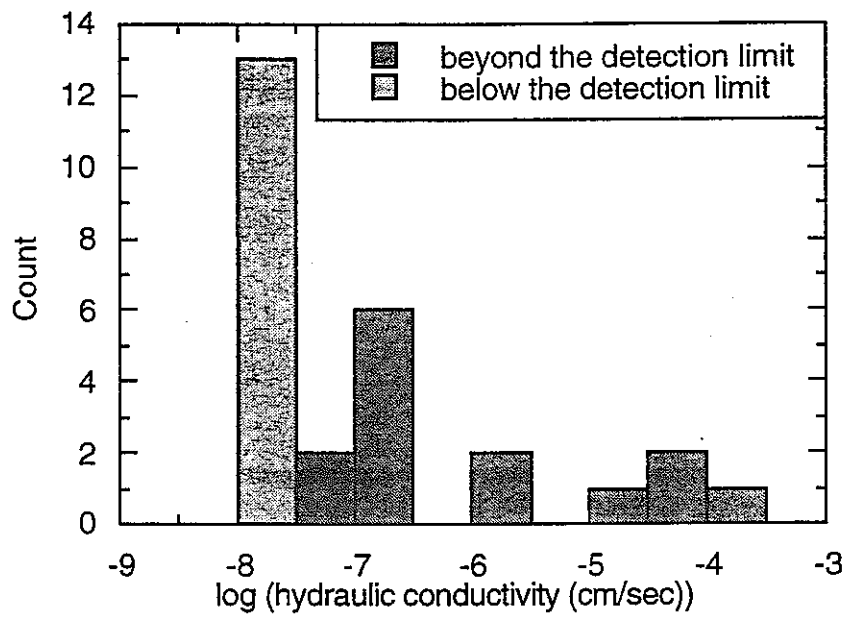


Fig. 4.3.3 透水係数のヒストグラム

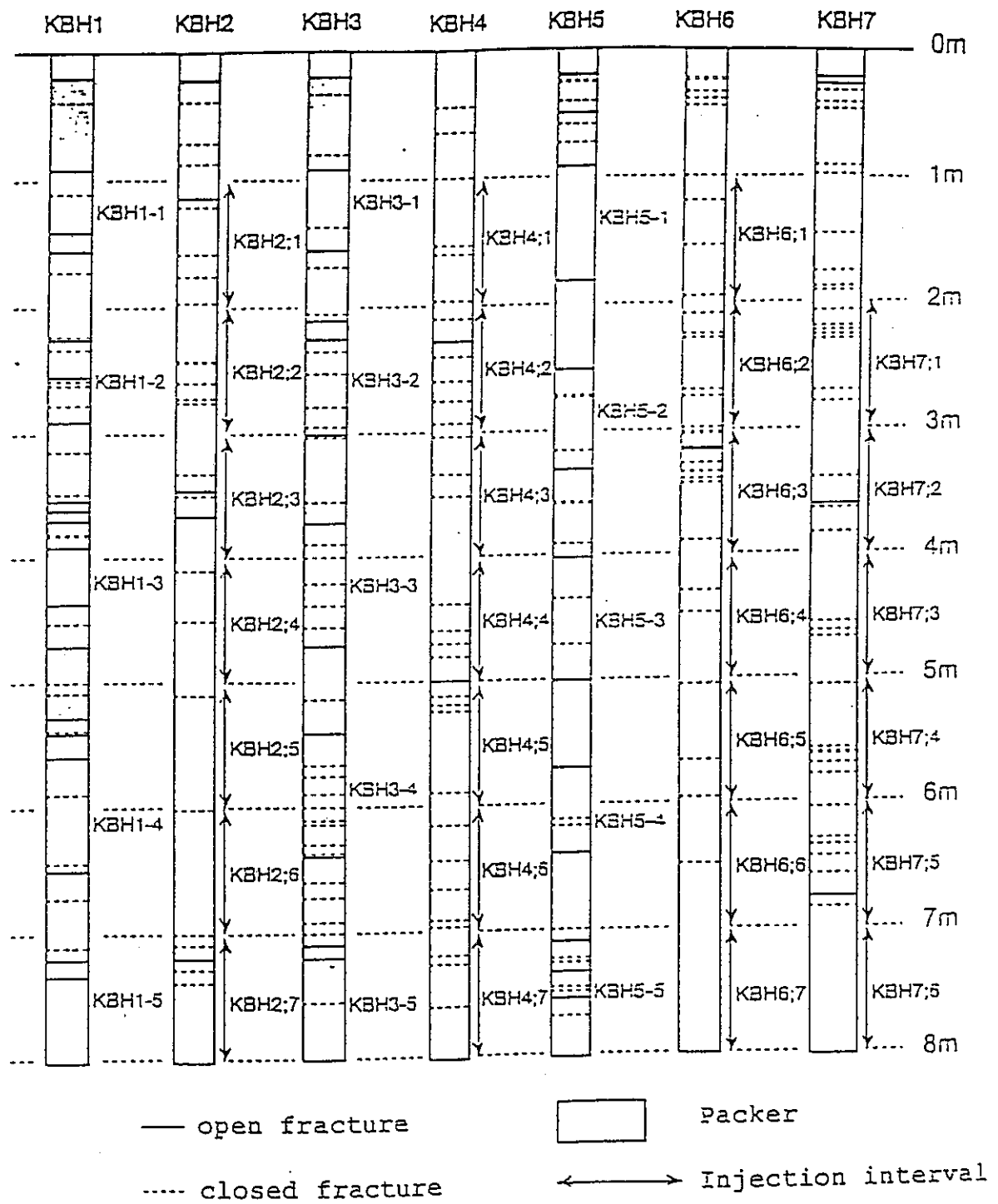


Fig. 4.3.4 ボーリング孔壁面で観察された亀裂

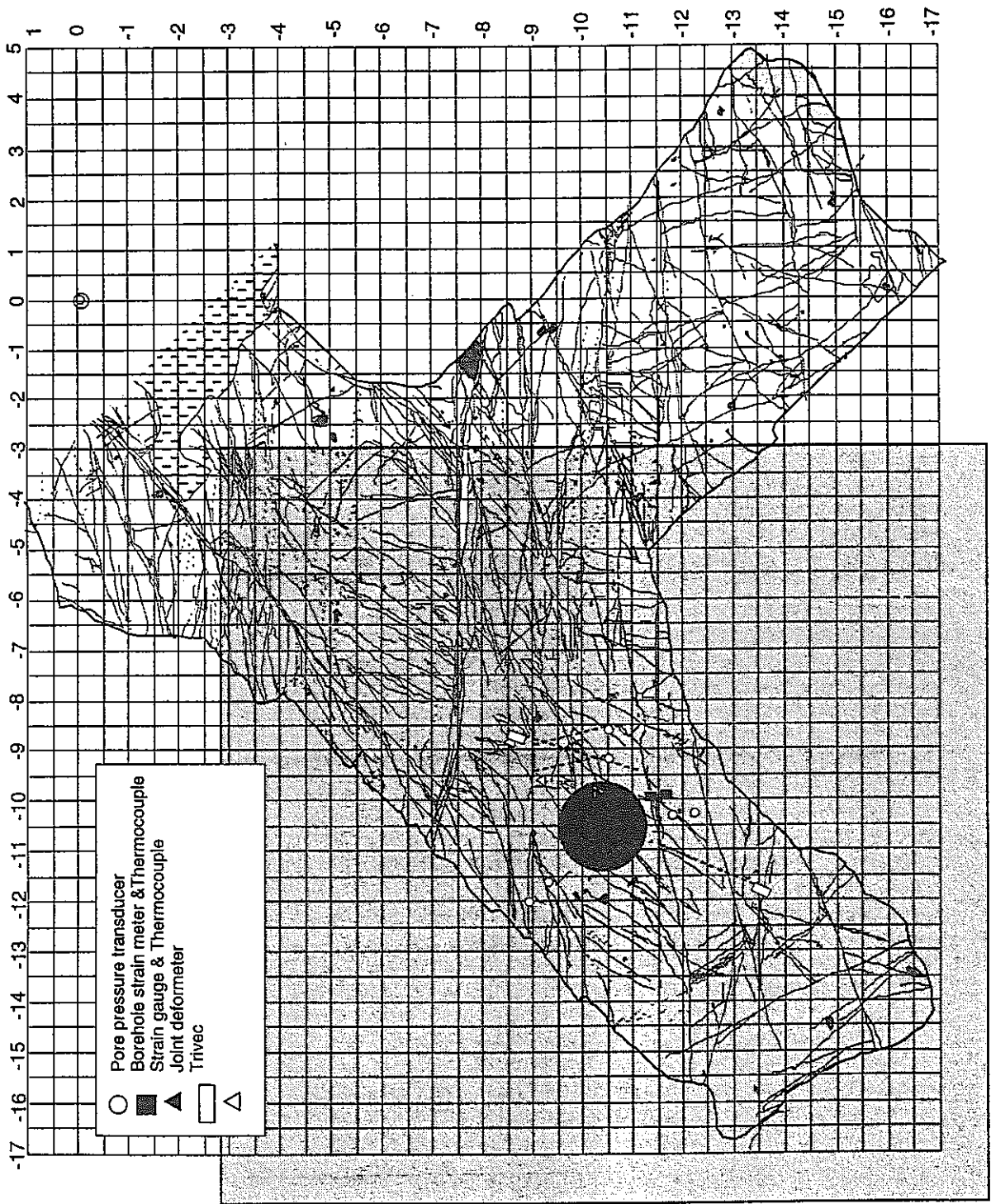


Fig. 4.3.5 テストピット床面の亀裂のスケッチ

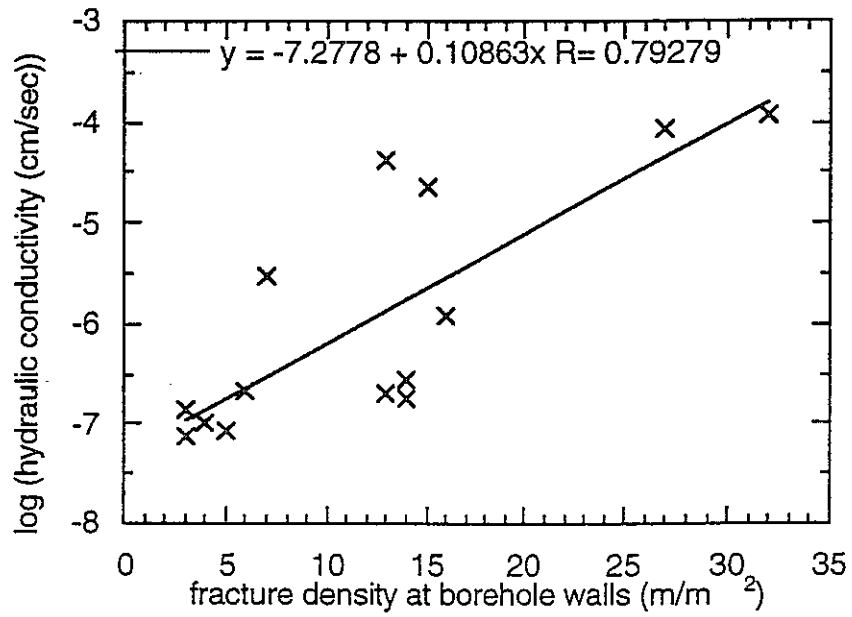


Fig. 4.3.6 ボーリング孔壁面の亀裂頻度と計測された透水係数との相関

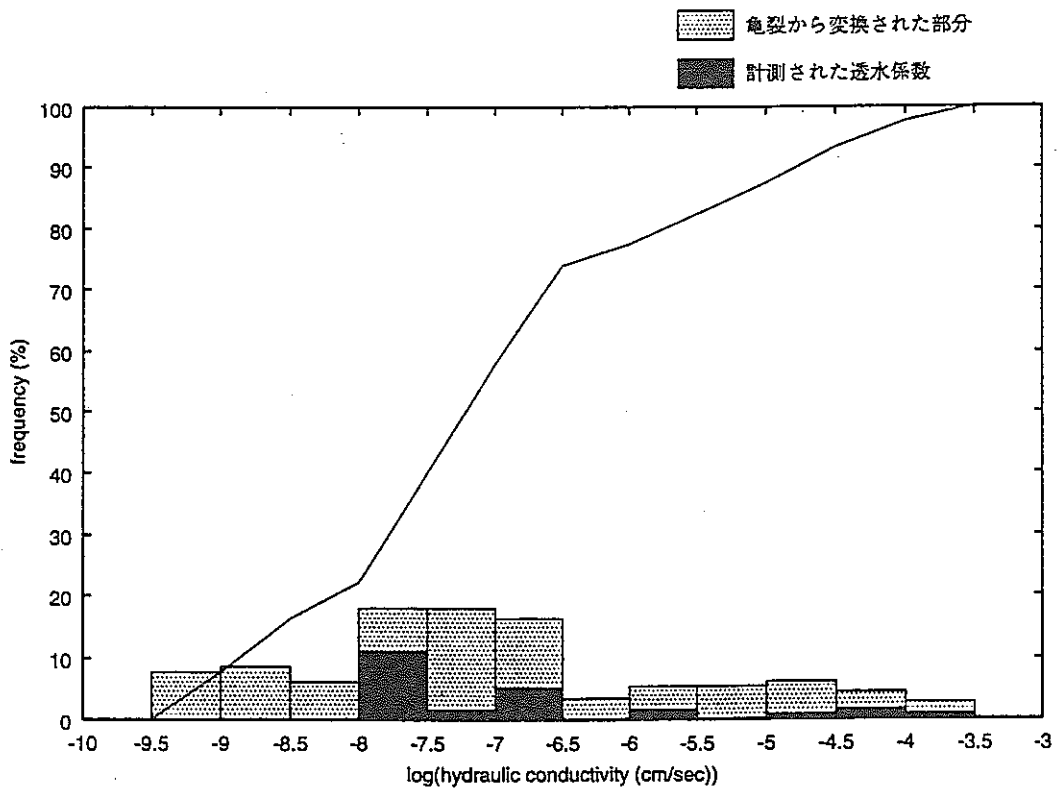


Fig. 4.3.7 計測された透水係数と亀裂頻度から変換された透水係数のヒストグラム

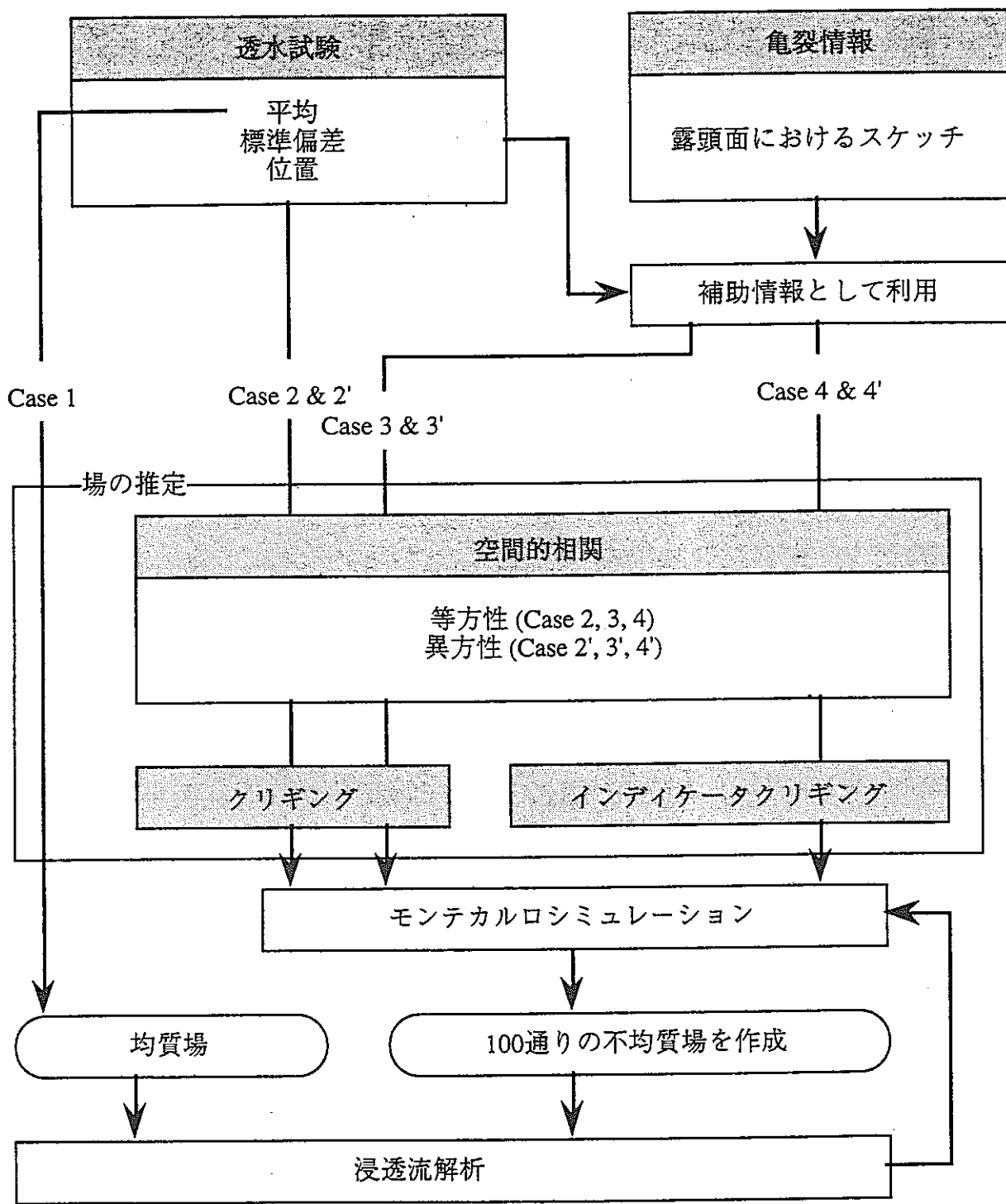


Fig. 4.3.8 解析手法に関するフローチャート



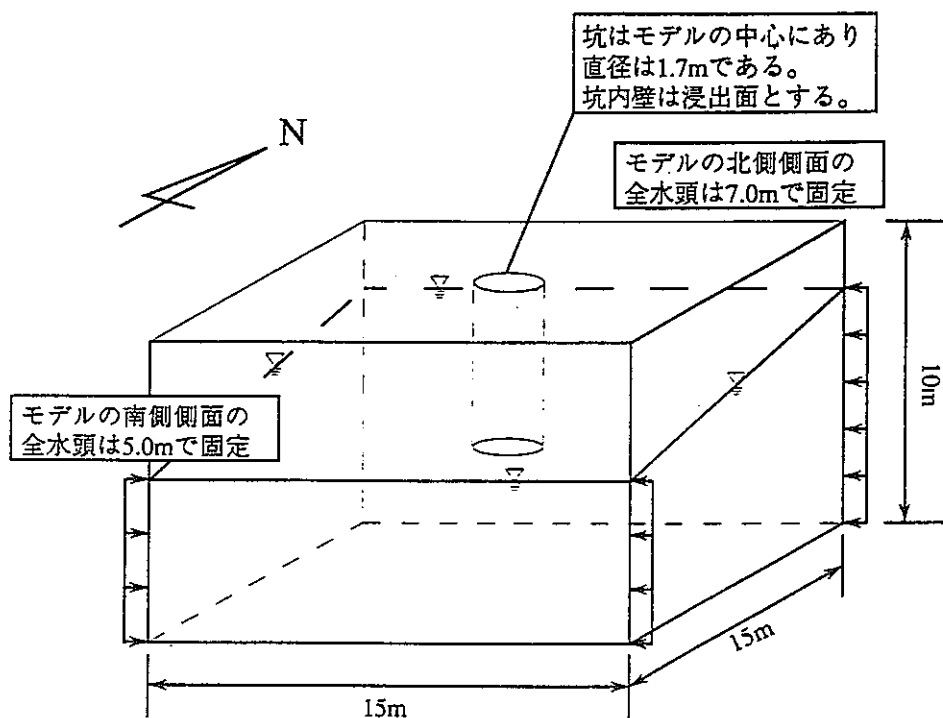


Fig. 4.3.9 掘削直後の解析のための境界条件

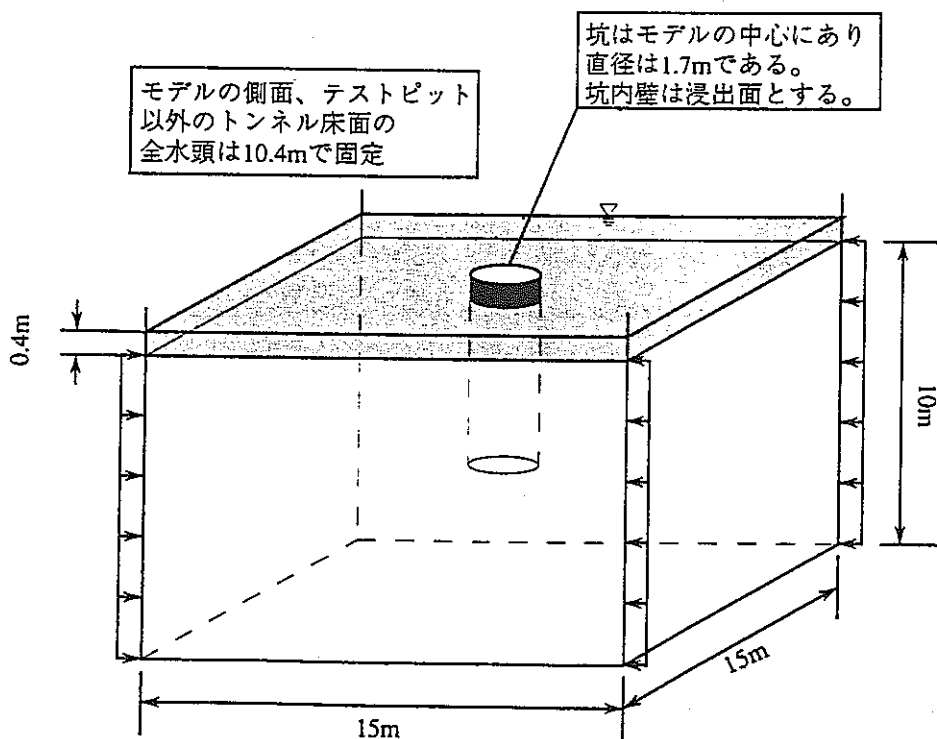


Fig. 4.3.10 プールを設置した場合の解析のための境界条件

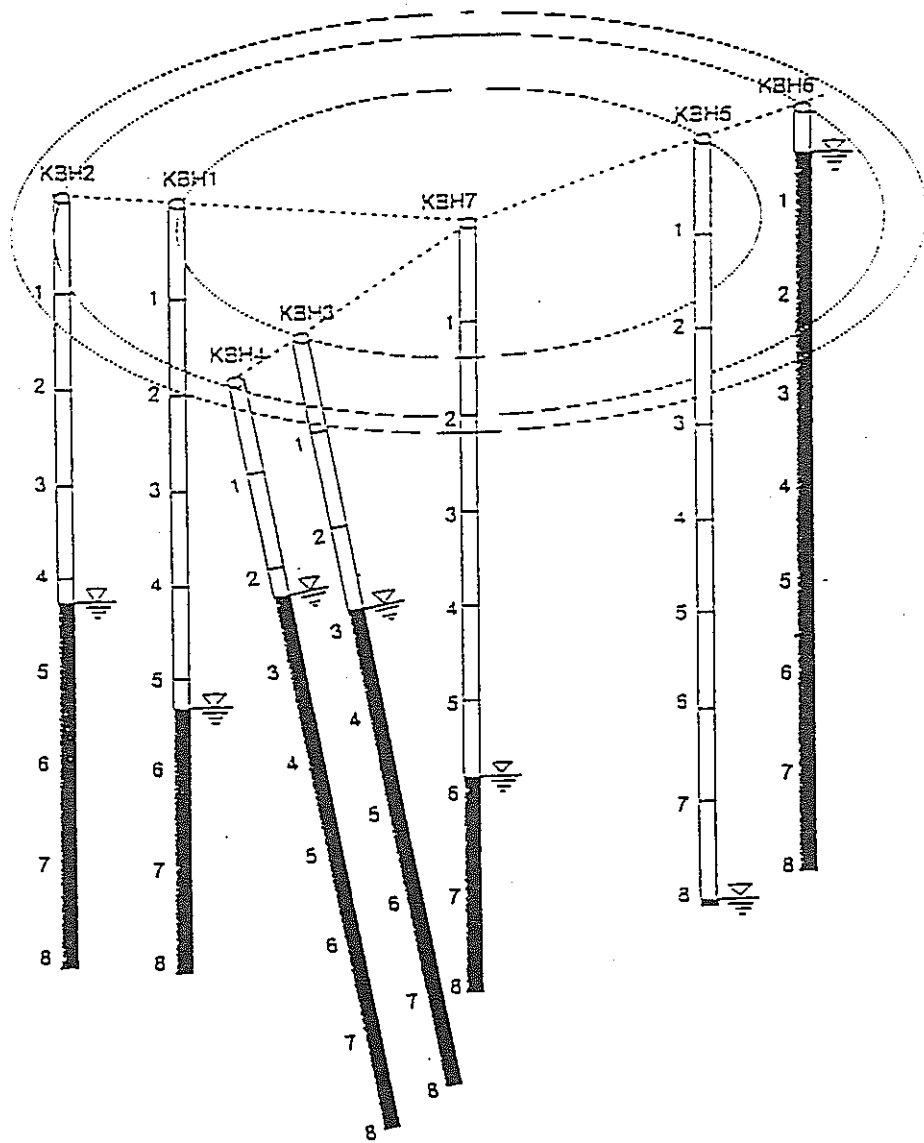


Fig. 4.3.11 テストピット周囲のボアホールで計測された地下水位

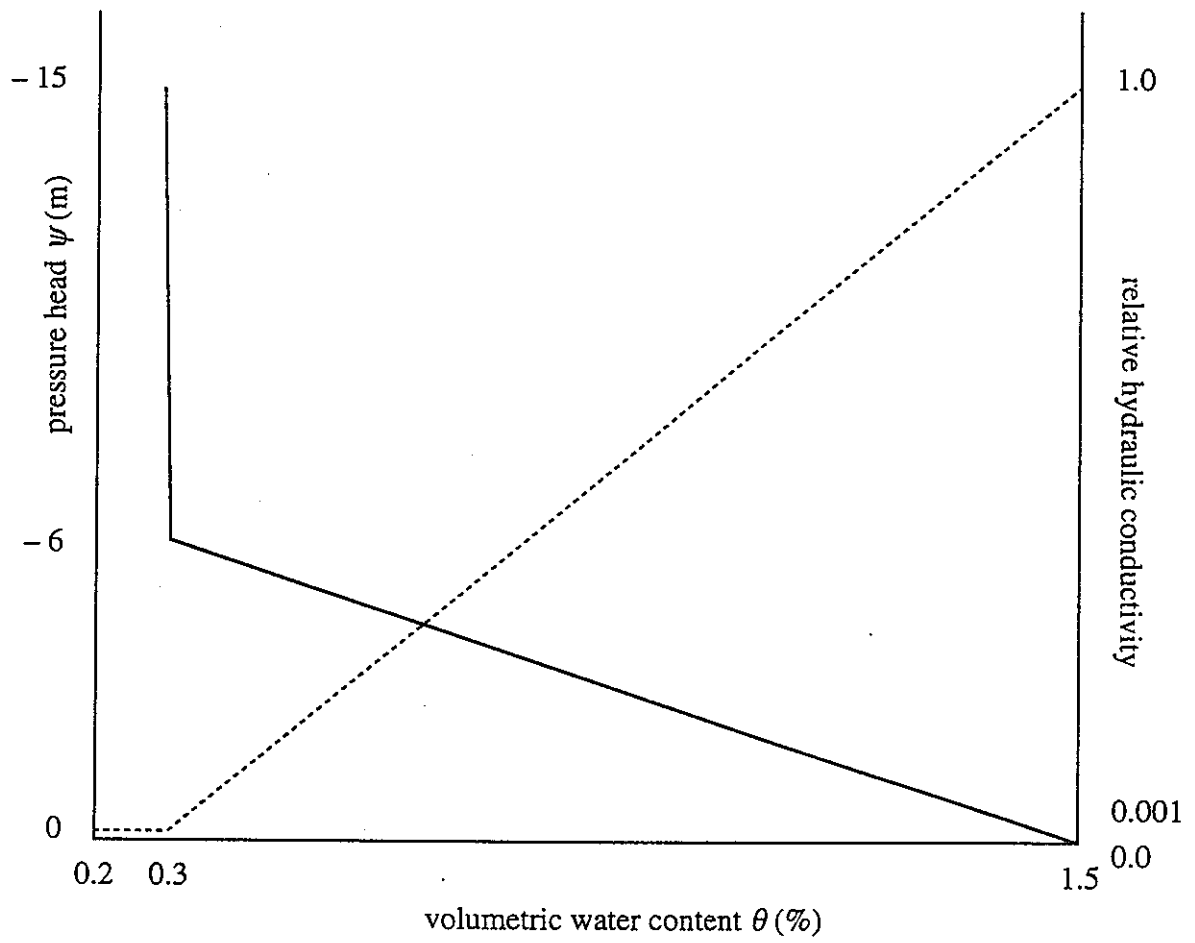


Fig. 4.3.12 不飽和浸透特性

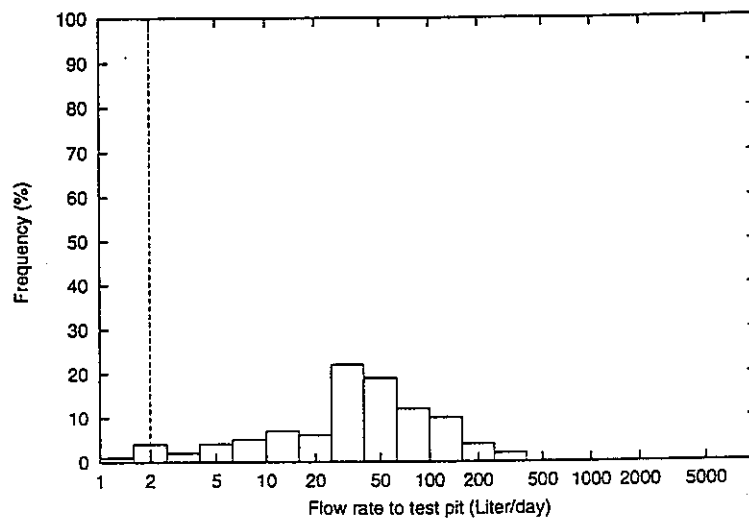


Fig. 4.3.13 浸出量のヒストグラム (掘削直後、Case 2)

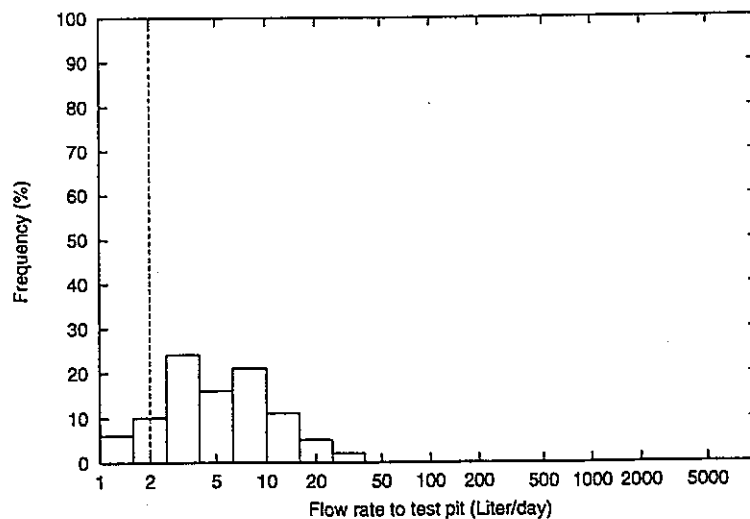


Fig. 4.3.14 浸出量のヒストグラム (掘削直後、Case 4')

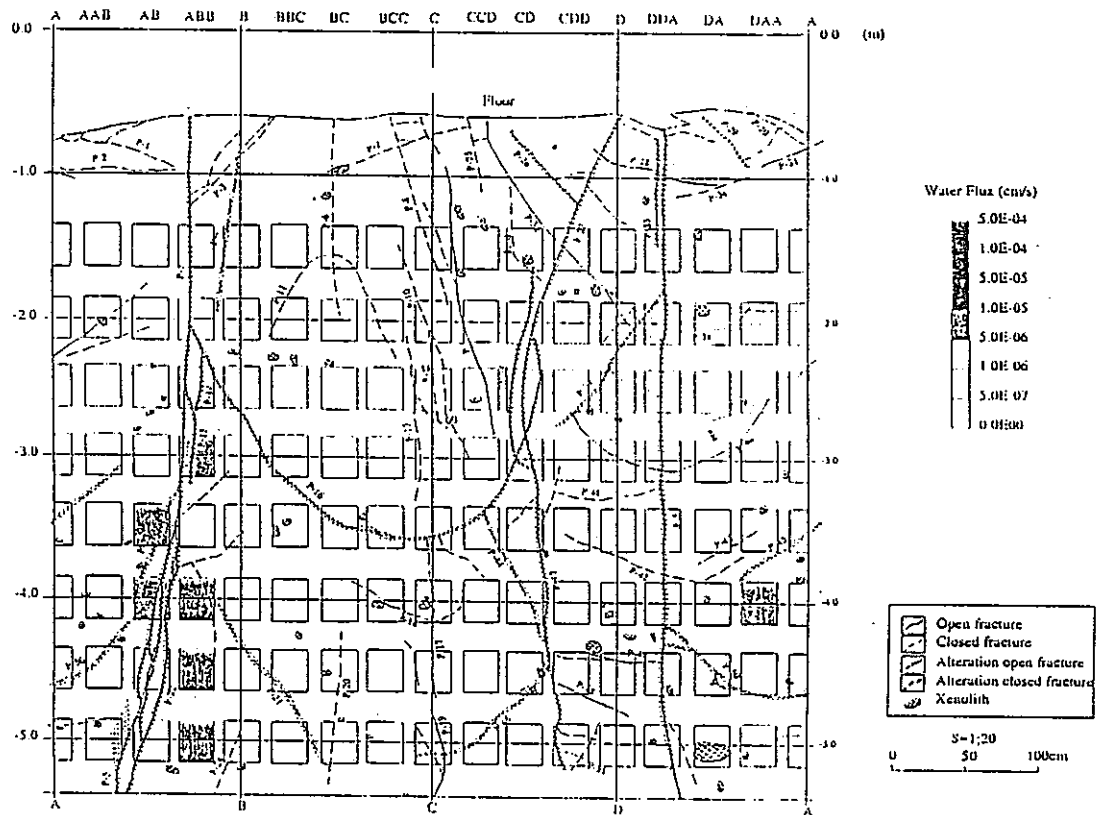


Fig. 4.3.15 実験で観測された内壁からの浸出状況（掘削直後）

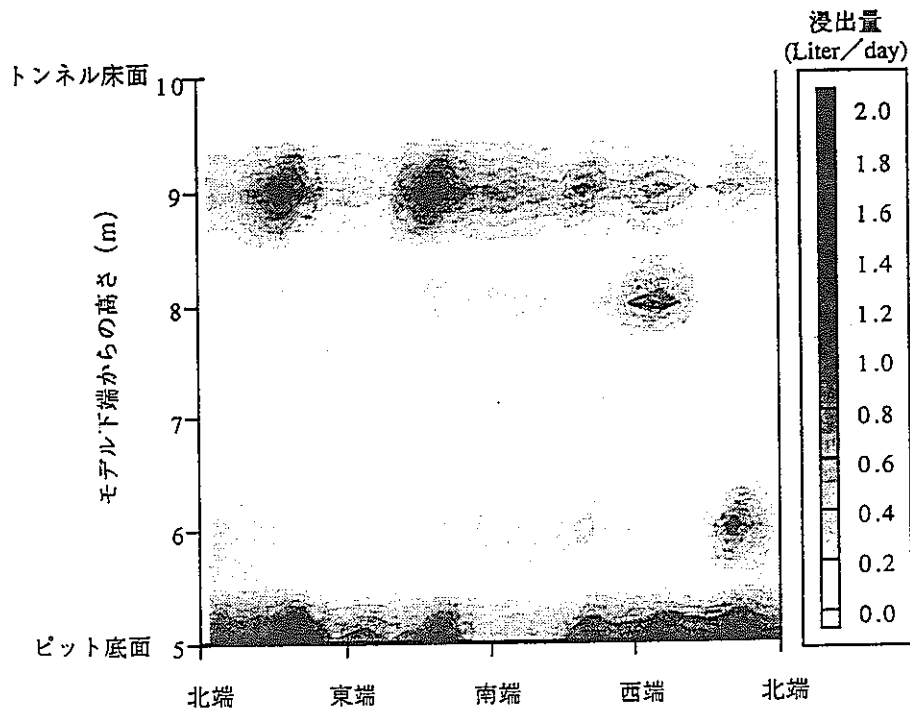


Fig. 4.3.16 内壁からの浸出状況（掘削直後、Case 2）

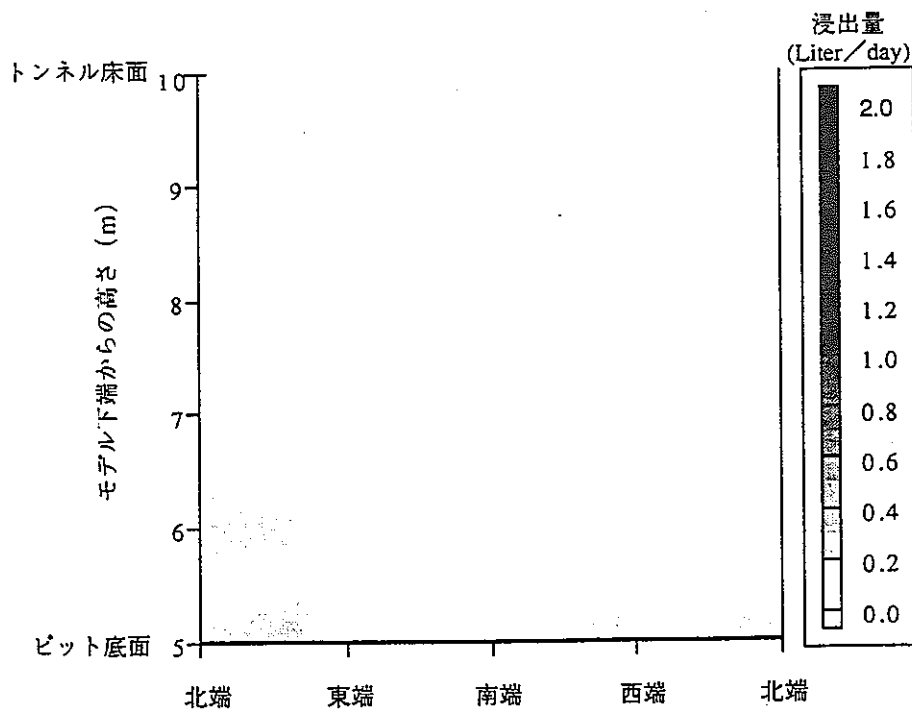


Fig. 4.3.17 内壁からの浸出状況（掘削直後、Case 4'）

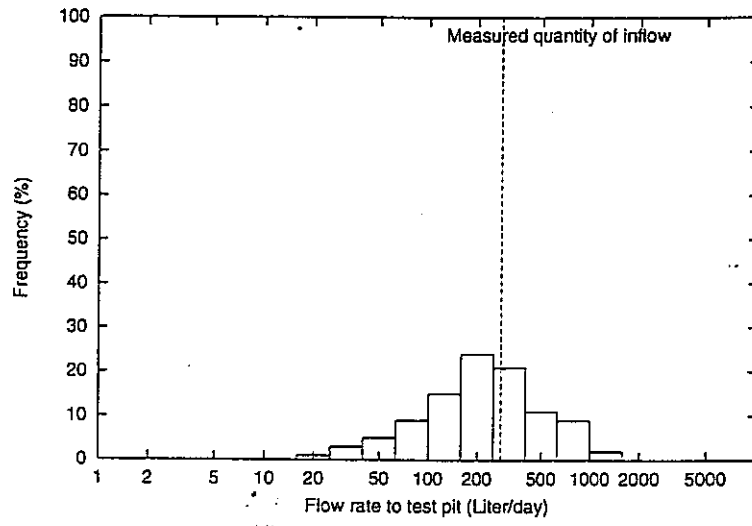


Fig. 4.3.18 浸出量のヒストグラム（プール設置時、Case 2）

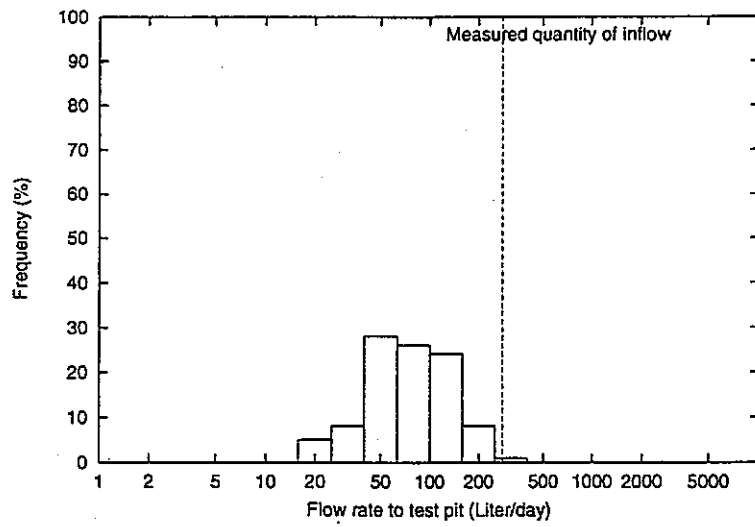


Fig. 4.3.19 浸出量のヒストグラム（プール設置時、Case 4'）

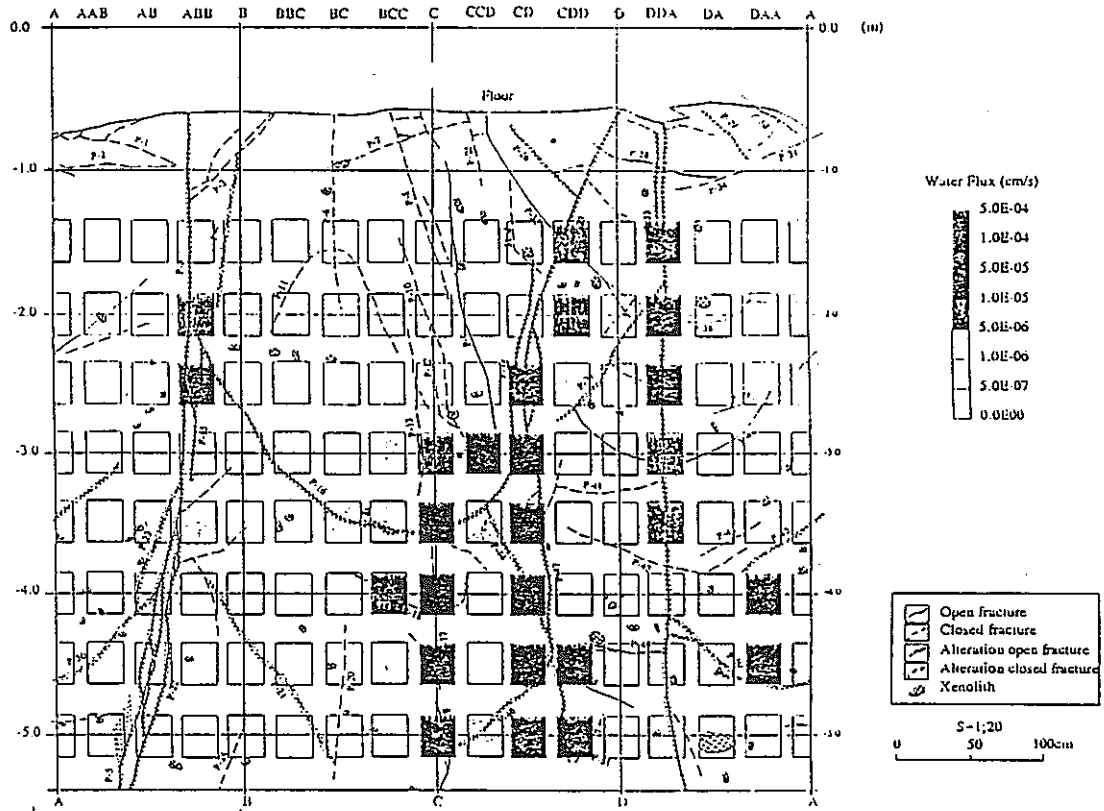


Fig. 4.3.20 実験で観測された内壁からの浸出状況（プール設置時）



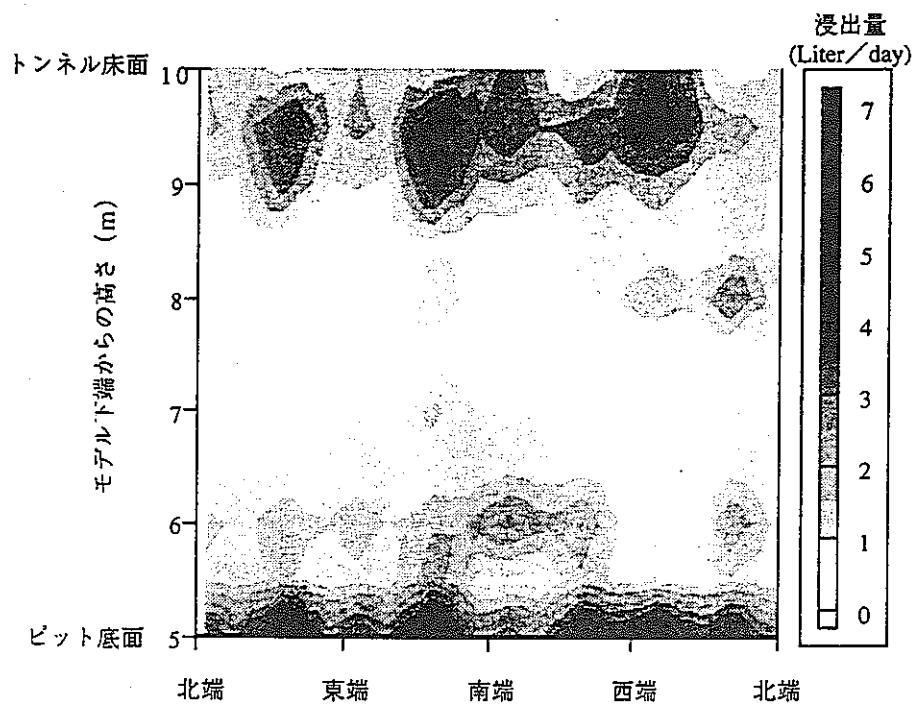


Fig. 4.3.21 内壁からの浸出状況（プール設置時、Case 2）

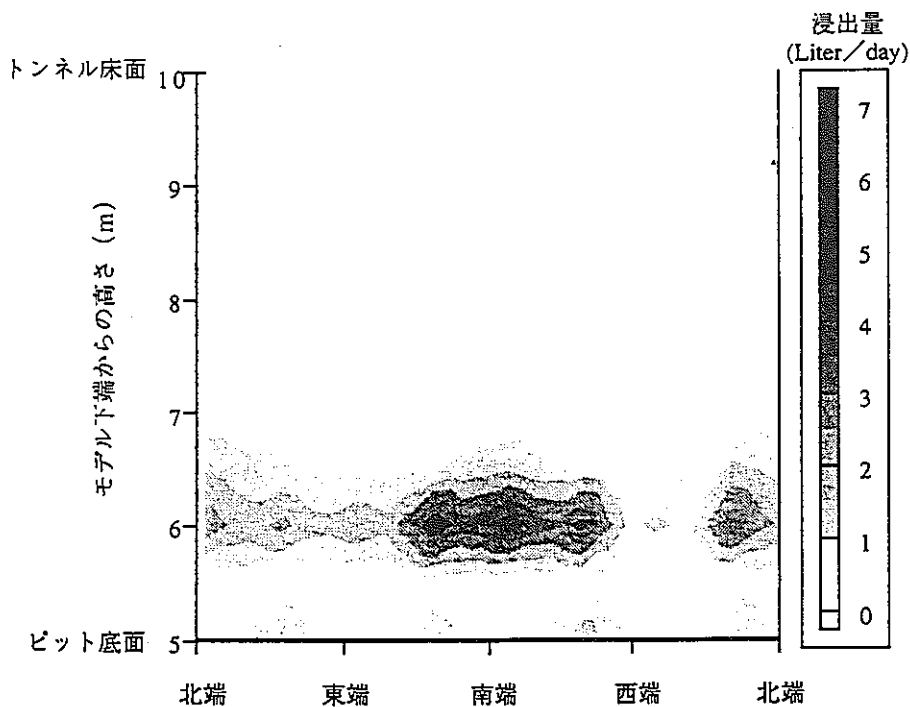
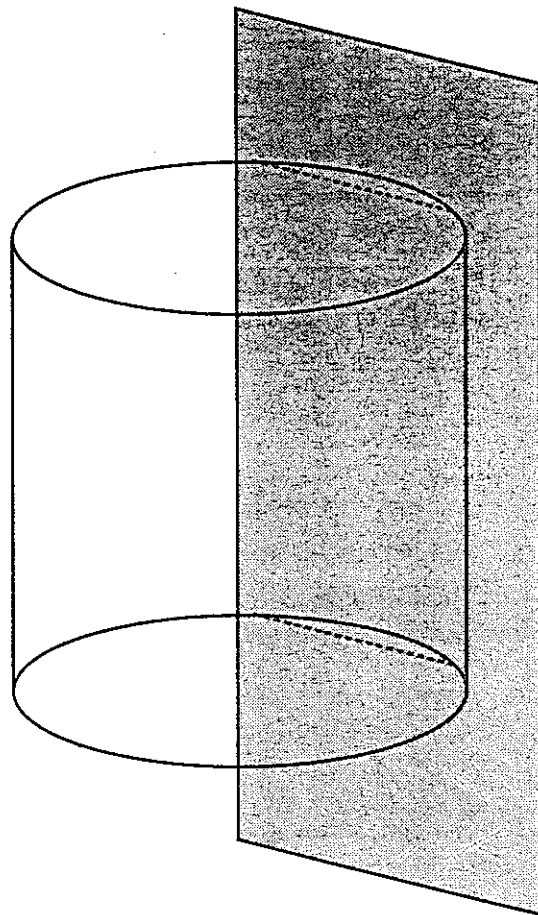
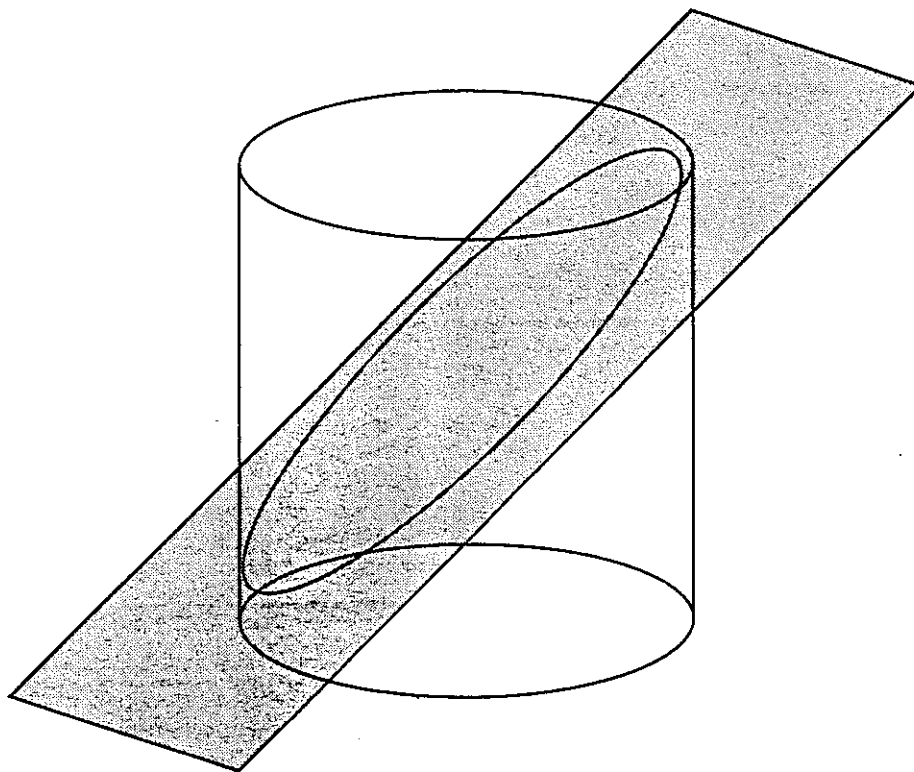


Fig. 4.3.22 内壁からの浸出状況（プール設置時、Case 4'）



顯在龜裂1 (鉛直)



顯在龜裂2 (傾斜角45度)

Fig. 4.3.23 龜裂要素

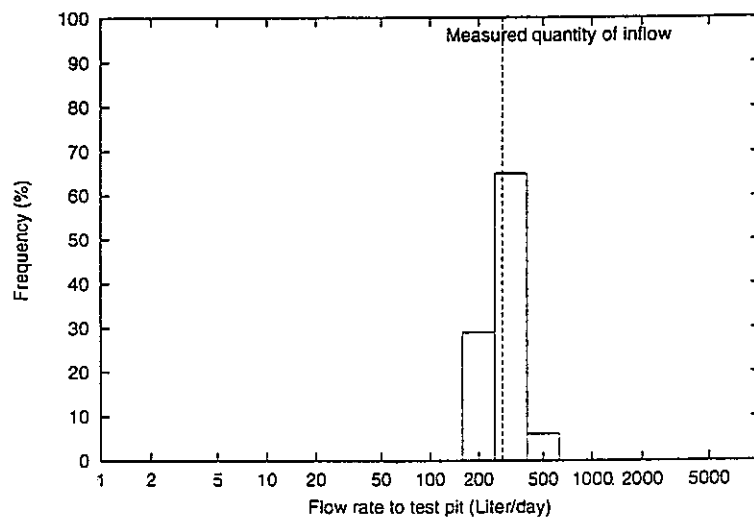


Fig. 4.3.24 浸出量のヒストグラム（プール設置時、Case 4'、顕在亀裂1考慮）

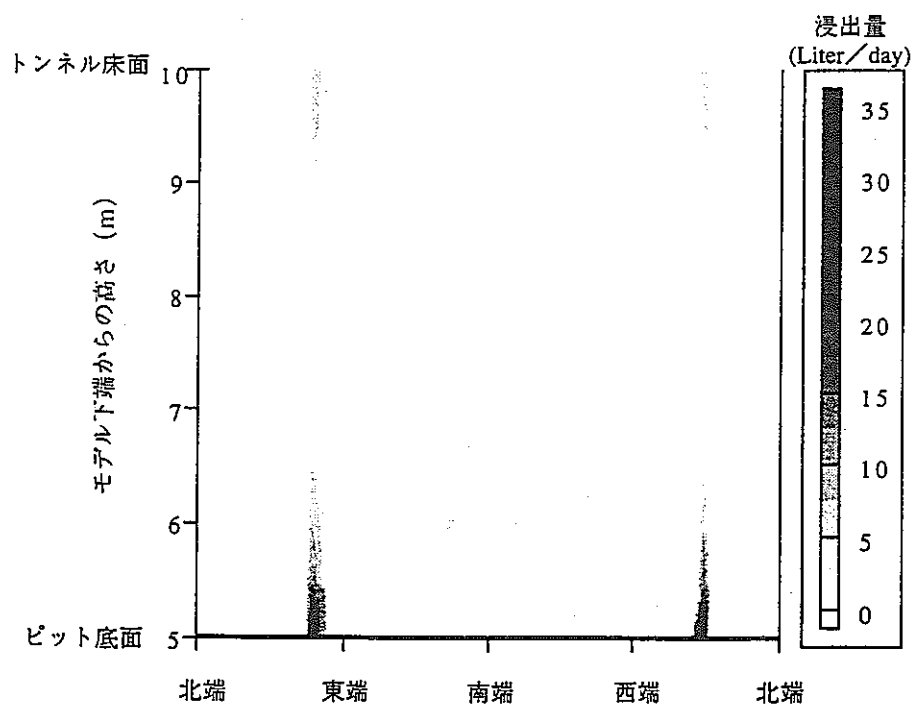


Fig. 4.3.25 内壁からの浸出状況（プール設置時、Case 4'、顕在亀裂1考慮）

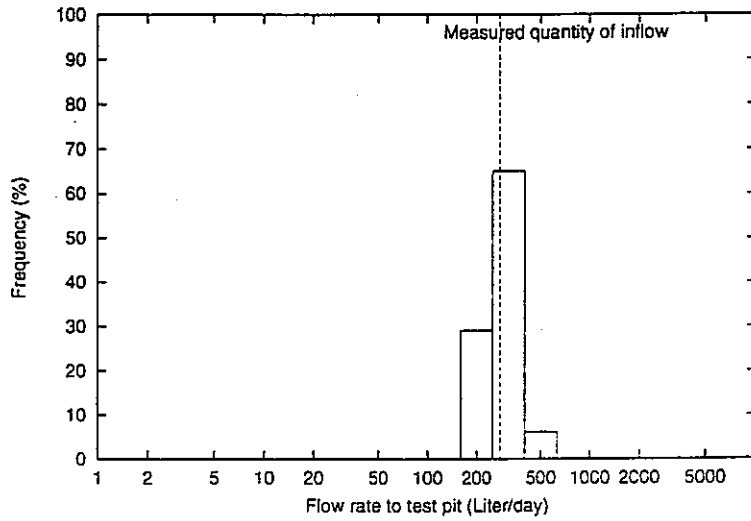


Fig. 4.3.26 浸出量のヒストグラム（プール設置時、Case 4'キャリブレーション解析、顕在亀裂1考慮）

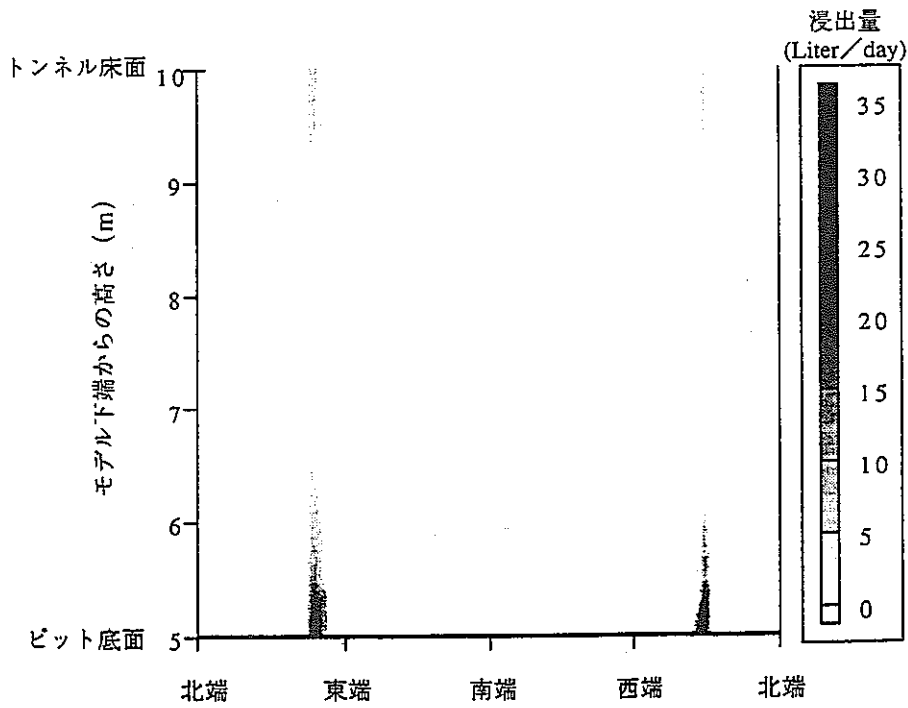


Fig. 4.3.27 内壁からの浸出状況（プール設置時、Case 4'キャリブレーション解析、顕在亀裂1考慮）

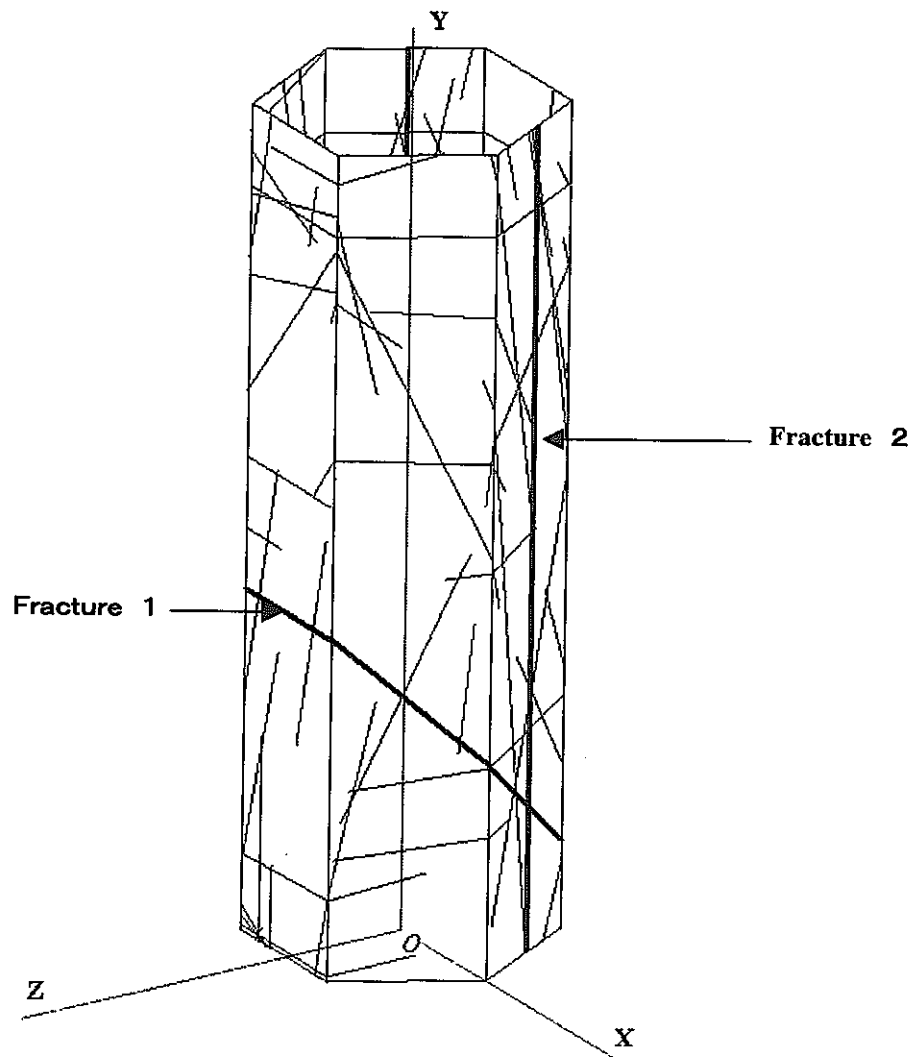


図-10 特定の亀裂を任意に挿入した岩盤亀裂ネットワークモデルの例

公開論文

Ohnishi, Y., Tanaka, M., Tajika, H., Soliman, M. A., Ismail, Z. and Ando, K.: Contaminant Transport from Waste Depository in Stochastic Rock Media, Proceedings of the First Asian Rock Mechanics Symposium, pp. 3-8, 1997

Fujita, T., Chijimatsu, M., Kobayashi, A., Ohnishi, Y. and Tanaka, M.: Analyses of TASK 2B, DECOVALEX II, Technical Note, No. 13-97-01, 1998

田近 久和：地盤統計法に基づく不均質な岩盤の透水特性推定に関する研究、京都大学大学院工学研究科修士学位論文、1998

千々松 正和・藤田 朝雄・杉田 裕・小林 晃・大西 有三：釜石鉱山における湧水量測定および解析評価、第33回地盤工学研究発表会、pp. 1833-1834、1998

大西 有三・大津 宏康・崎谷 和貴：最尤法による透水係数場推定法に関する研究、第33回地盤工学研究発表会、pp. 1867-1868、1998

大西 有三・田中 誠・田近 久和：インディケータクリギングを用いた透水係数場の推定、第33回地盤工学研究発表会、pp. 1869-1870、1998

大西 有三・田中 誠・田近 久和：インディケータクリギングを用いた透水係数場の推定、第33回地盤工学研究発表会、pp. 1869-1870、1998

大西 有三・大津 宏康・崎谷 和貴：最尤法による透水係数場推定法に関する研究、第33回地盤工学研究発表会、pp. 1867-1868、1998

千々松 正和・藤田 朝雄・杉田 裕・小林 晃・大西 有三：釜石鉱山における湧水量測定および解析評価、第33回地盤工学研究発表会、pp.

1833-1834、1998

## 2 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析

### 2-1 今年度の注目点

本研究における注目点は、下記の2点である。

#### (1)ニューロ・ネットワークによる東濃流域の流出解析の基礎研究

従来、東濃鉱山では、表層水理現象の把握を目指して、多くの調査がなされている。例えば、土壌水分測定システム、気象観測システム、河川流量観測システムの構築である。これらの調査システムによって、過去、膨大なデータが取得されてきた。またこれらのデータの解析が、主に、飽和-不飽和地下水解析などによって行われてきた。その成果の利用の一つが、深層への降雨浸透量の見積もりである。

しかし、地下水解析には問題もあった。それは、複雑な地形、土壌構造のため、広域の解析には向かない事である。例えば、大きな流域を持つ河川の流量の解析と予測等では、タンク・モデルなどの、確率モデルのほうが使い易い。しかし、確率モデルでは、流域の物理現象の把握ができない点がある。又、一般に、入力データとして、降雨量が用いられているため、土壌水分などのデータが導入し難い。そのため、最終的には、地下水解析などの物理モデルと、確率モデルの融合が望ましい。

こういった目的のため、まず、降雨量以外の、種々の量を入力量として考えられる、ニューロ・ネットワーク・モデルを確率モデルの1つとして選び、実際に解析を行い、解析の有用性と精度について検討した。

#### (2)Evaporation Logging Systemの改良

Evaporation Logging Systemは、スイス、モンテリ実験場の岩盤の様に、透水係数が極めて小さい堆積性軟岩の透水係数の測定のため、日本の独自技術として開発されているものである。1997年12月にモンテリ実験場において現場計測が行われ、ボーリング孔内で、蒸発量がかなり良く測定できるとの成果が得られたものの、同時に、多くの改良点が指摘された。本年度はそのシステムの精度改良の基礎実験を行い、それに基づいて既存システムの改良を行った。

### 2.1 ニューロ・ネットワークによる東濃流域の流出解析の基礎研究

東濃流域は、図2.1に概念図で示すように、4つに区分される。各々、地形、流域面積などが異なっている。又、図中A流域は、土壌水分の計測システムや河川流出計測システムは完備しているものの、流域内に沈砂池や種々の建物があり、自然状態の流域とは言いがたいし、降雨浸透・流出メカニズムが極めて複雑である。一方、A流域に隣り合うB流域は、自然状態が保存され、SPU地点で流量観測されているものの、土壌水分データが降雨後、飽和となりやすい等、流域全体の特性を捉えているか問題もある。そのため、今回は、A流域の土壌水分データを用いて、B流域の流出を解析した。

A流域の土壌水分データは、図2.2に示されるように、斜面に沿って、標高の違う4点



で測定されている。又、測定深度も種々あるが、今回、特に、地表面下20cmと40cmのデータを用いた。これは、河川流出にとくに影響するのは、表層の地下水分と考えたからである。これらのデータは10分間隔で取られている。

解析では、ある時間 $t$ の河川流量が、その時点に先立つ $t-i$ 時点(ここで、 $i$ は $i \cdot 10$ 分を意味している)の土壤水分で予測しうるかどうかを検討した。具体的な方法は、まず、図2.2に示される4カ所のデータを組み合わせ、実際の河川流出を再現してみる。その後、最も再現できたモデル・パラメーターを用いて、別の流出現象を検証するものである。前者をCalibration、後者をVerificationと呼ぶ。今回、土壤水分を4種類変えた結果を示す。解析ケース、解析に用いた降雨イベントを表-1にまとめる。又、各解析ケースに対応した、Calibration、Verificationの結果を図2.3から図2.6に示す。いずれのケースも、ある程度河川流出ハイドログラフを表現していることがわかる。つまり、土壤水分データから、河川流量が予測しうることとなる。

実用性を考えると、予測に用いる土壤水分データの時点、つまり、 $t-i$ の $i$ が大きい程良いはずである。しかし、実際の降雨を考えると、あまり大きい $i$ は意味がない。今回は、1、2、4を取った。この方法の応用としては、山地崩壊予測などがある。今後、さらに多くのデータを用いて、検討する予定である。

## 2.3 Evaporation Logging Systemの改良

図2.7にEvaporation Logging Systemを示す。このシステムは、ボーリング孔内をベンチレーションして、ボーリング孔壁に沿った、蒸発量の場所的変化を計測するものである。ボーリング孔内には、シリカゲルを通した、乾燥空気が送入され、排気される。入・排気の絶対湿度から、一定区間の全蒸発量が求められる。又、ログ内に取り付けた湿・温度センサーを移動させて、ボーリング孔軸に沿った絶対湿度分布が得られ、その分布勾配から、図2.8に模式的に示す様に、蒸発量の場所的分布を求める。

最大の問題は、この方法で、どの程度の蒸発量まで測定しうるかである。そのため、図2.9に示すボーリング孔モデルを作り、そのモデルに砂岩を取り付け、そこからのみ蒸発を与えた。実験では、まず、種々の、壁面からの高さ位置でセンサーを走らせ、ボーリングモデル内の絶対湿度分布を調べた。その結果例を図2.10に示す。その結果、壁面から5mm程度上(図中30mm)以外は、絶対湿度の上昇は見られない。又、図2.11の様に、与える風速によっては、低下傾向を示す。つまり、この方法では、局所的な蒸発量が求められない事になる。

低蒸発量を測定するため、今回新たに提案する方法は、送気を止めて、蒸発場所直上のボーリング孔内湿度の変化を調べるものである。測定結果例を図2.12に示す。蒸発する部分直上の絶対湿度分布をうまく捉えていることがわかる。そのため、全体の蒸発量が極めて小さく、その中に低蒸発部がある場合は、この測定方法が適切と考える。

絶対湿度分布の変化から、蒸発量を算定するためには、ボーリング孔内の湿度分布を解析する必要がある。今回、ボーリング孔モデルを図2.13に示すようにモデル化し、有限要素法により解析した。解析結果例を図2.14に示す。

今回の研究により、低蒸発部の検出も可能であることがわかった。

この他、本年度は、シリカゲルの耐久性、送気部の整流方法の改良などを行った。又、ボーリング孔内を2つのセンサーを走査する機構、漏気防止機構、パッカーの性能向上などの精度改良を実行した。さらに、蒸発量から、透水係数を求めるために必要な、孔壁のサクション測定機構を設計した。

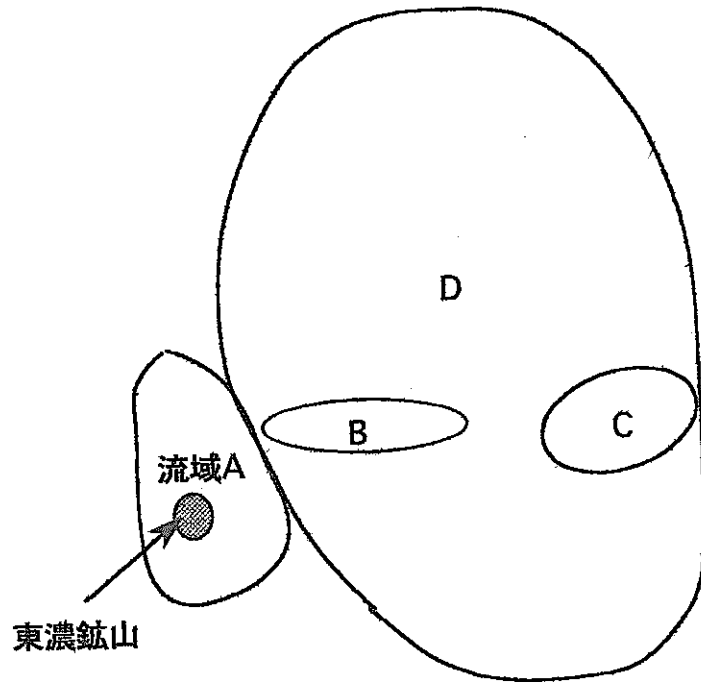


図2.1 東濃流域概念図

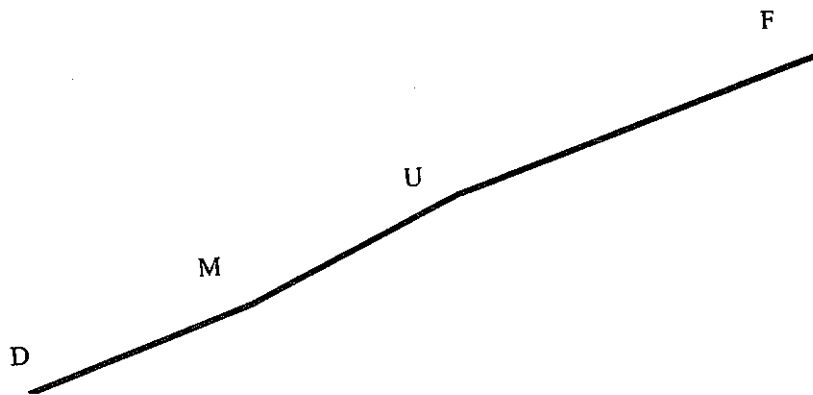


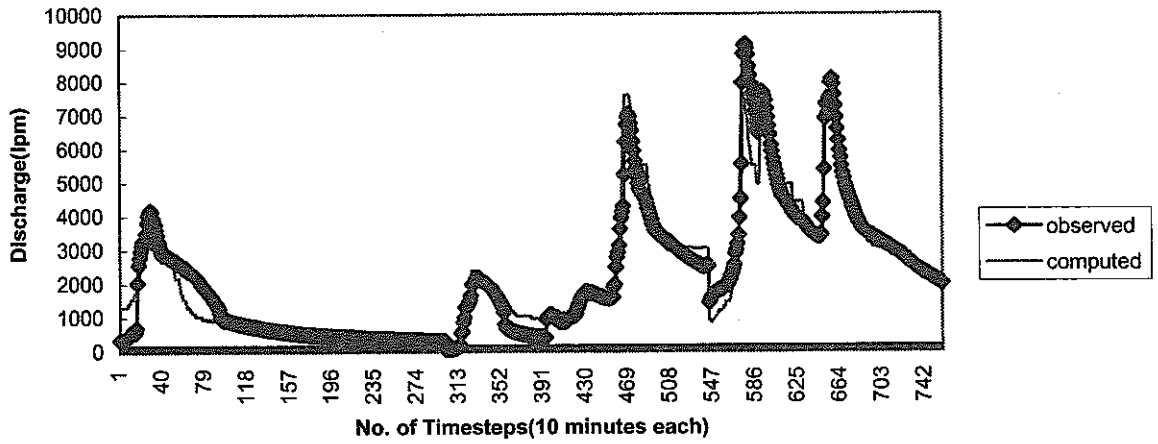
図2.2 土壤水分観測位置模式図と観測点名称

表2.1 解析ケースと解析に用いた降雨イベント

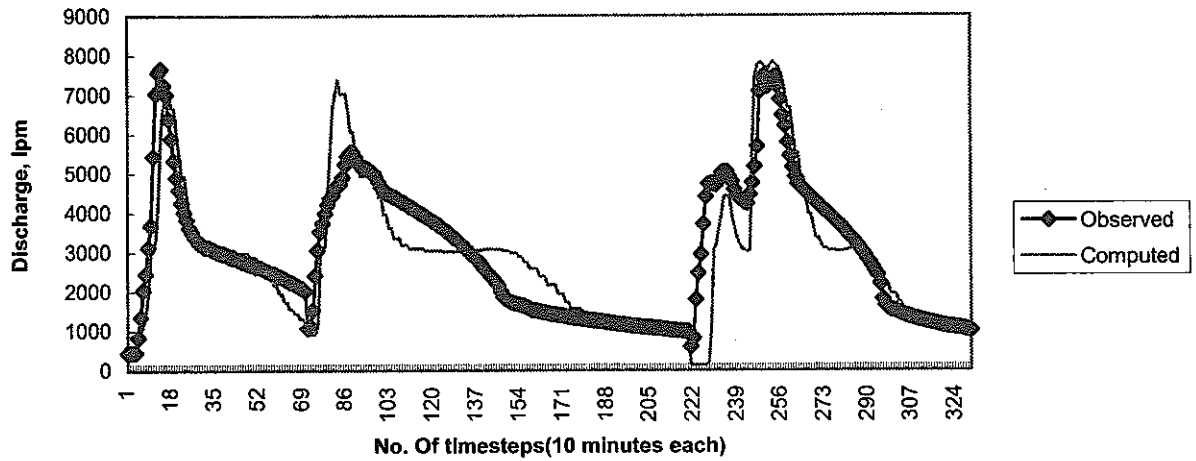
**Model Nomenclature and Input Variable(s) Considered for Computing Output Discharge at Time t.**

Model Name	Input(s)
NN 1	Soil moisture at 40 cm depth at point D at time (t-1)
NN 2	Soil moisture at 40 cm depth at point M at time (t-4)
NN 3	Soil moisture at 20 cm and 40 cm depth at point D at time (t-1)
NN 4	Soil moisture at 40 cm depth at point D at time (t-2)

Training(Calibration) Phase data	Verification Phase data
Year 1997. Moderate High flow events	Year 1998. Moderate High flow events
1. Month 5: (1 event) 2. Month 7: (3 events)	1. Month 4 (1 event) 2. Month 5(1 event) 3. Month 7(1 event)

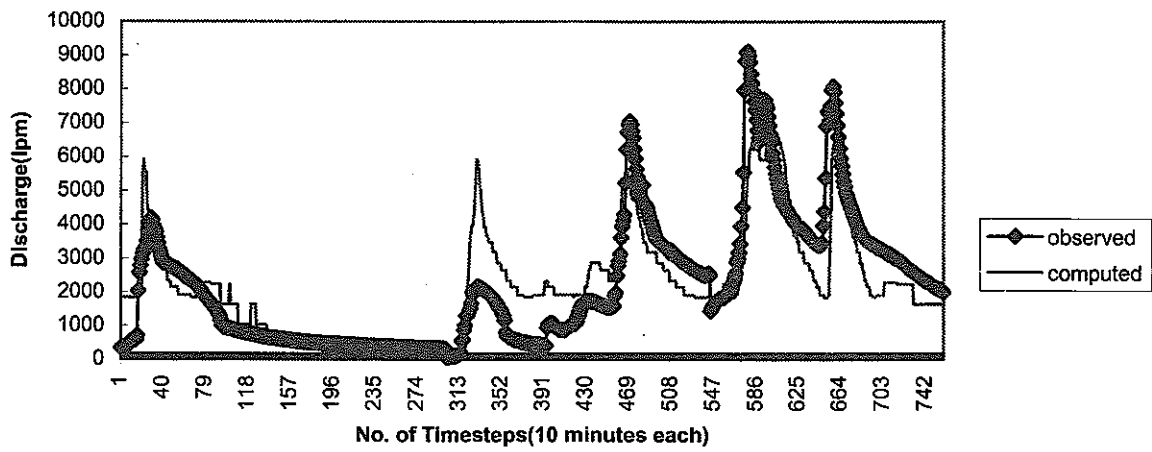


Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN1 model, Training Phase)

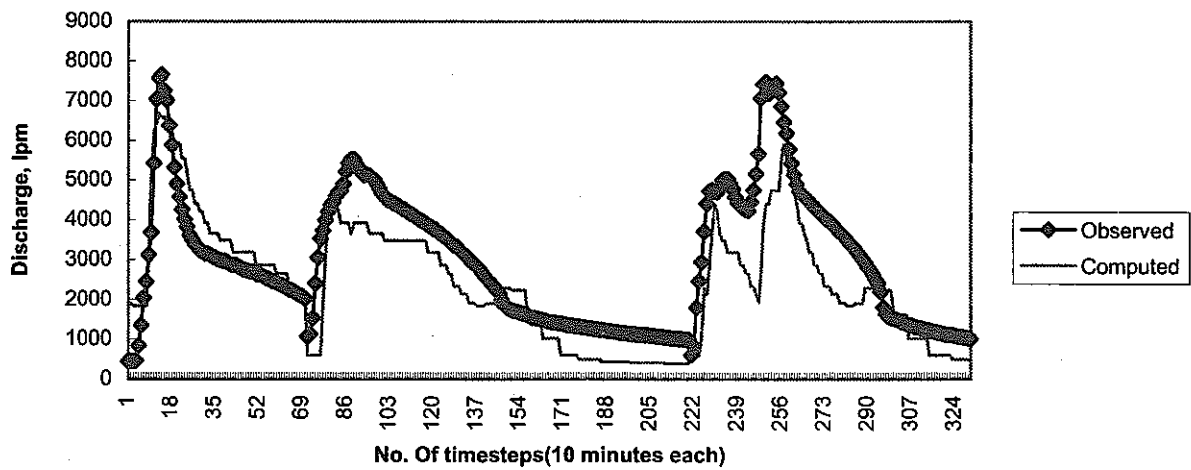


Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN1 model, Testing Phase)

図2.3 解析ケースNN1のCalibrationとVerification結果

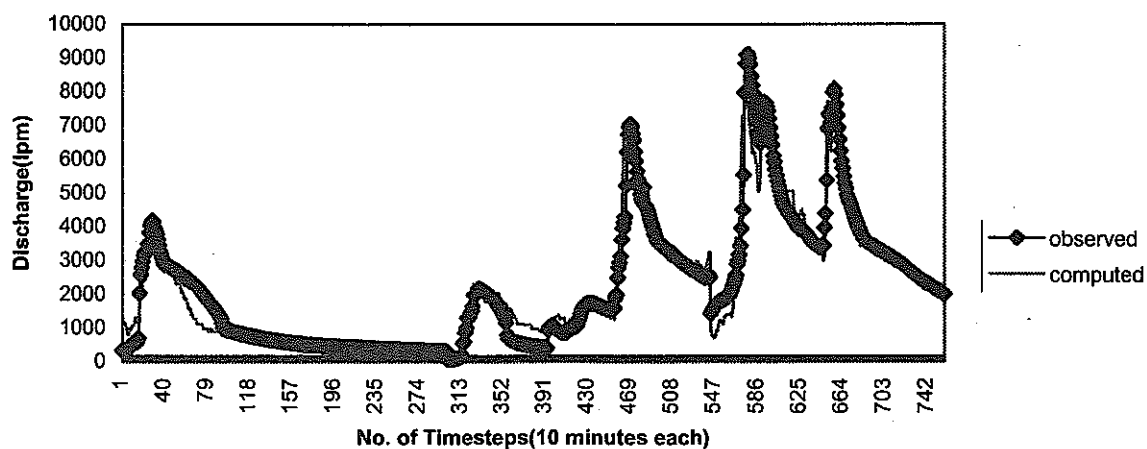


Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN2 model,Training Phase)

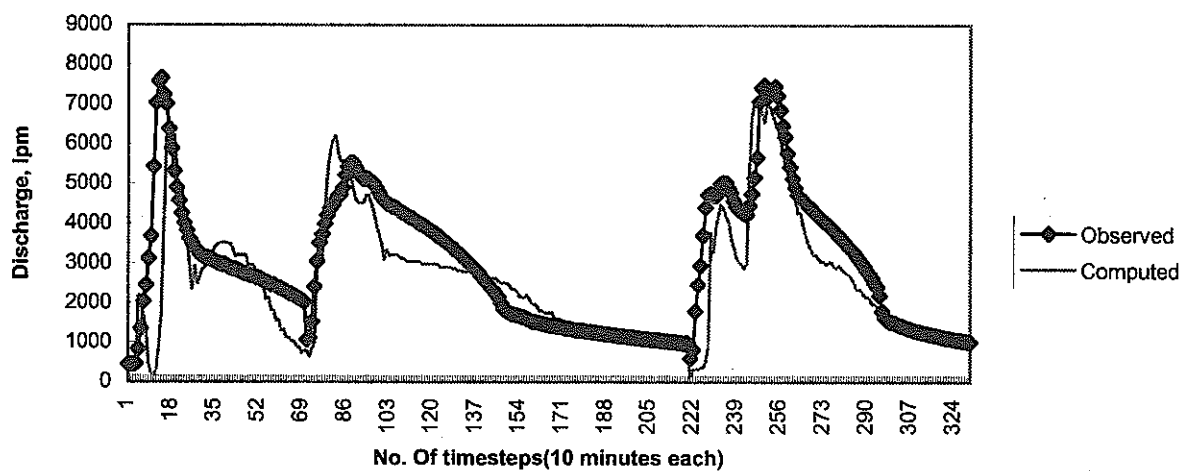


Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN2 model,Testing Phase)

図2.4 解析ケースNN2のCalibrationとVerification結果

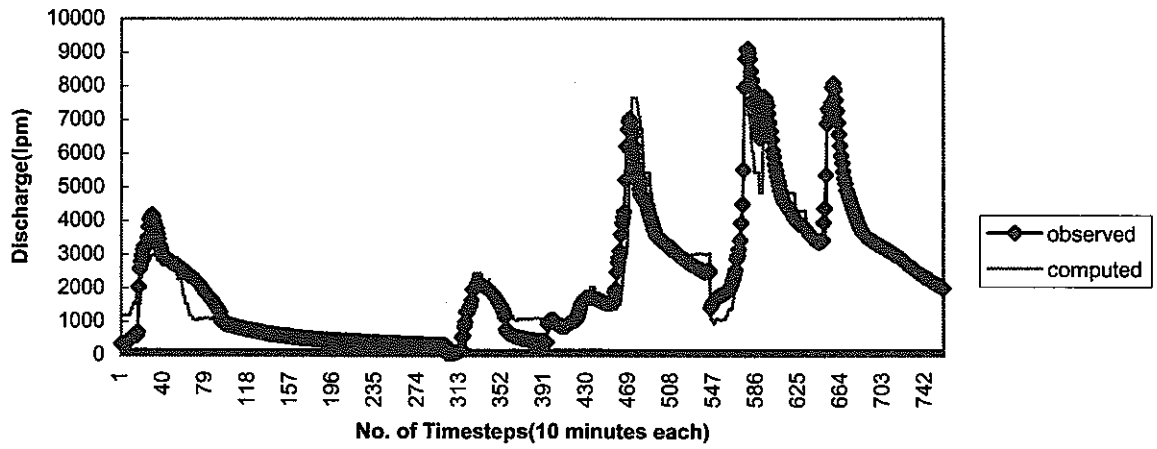


Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN3 model,Training Phase)

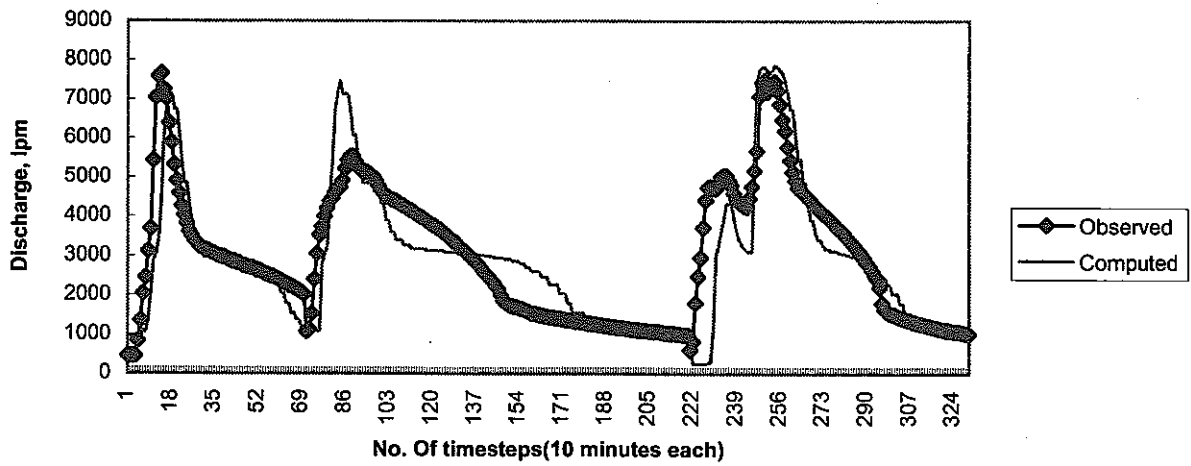


Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN3 model,Testing Phase)

図2.5 解析ケースNN3のCalibrationとVerification結果



Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN4 model,Training Phase)



Comparison between Observed and Calculated Discharge(NN4 model,Testing Phase)

図2.6 解析ケースNN4のCalibrationとVerification結果



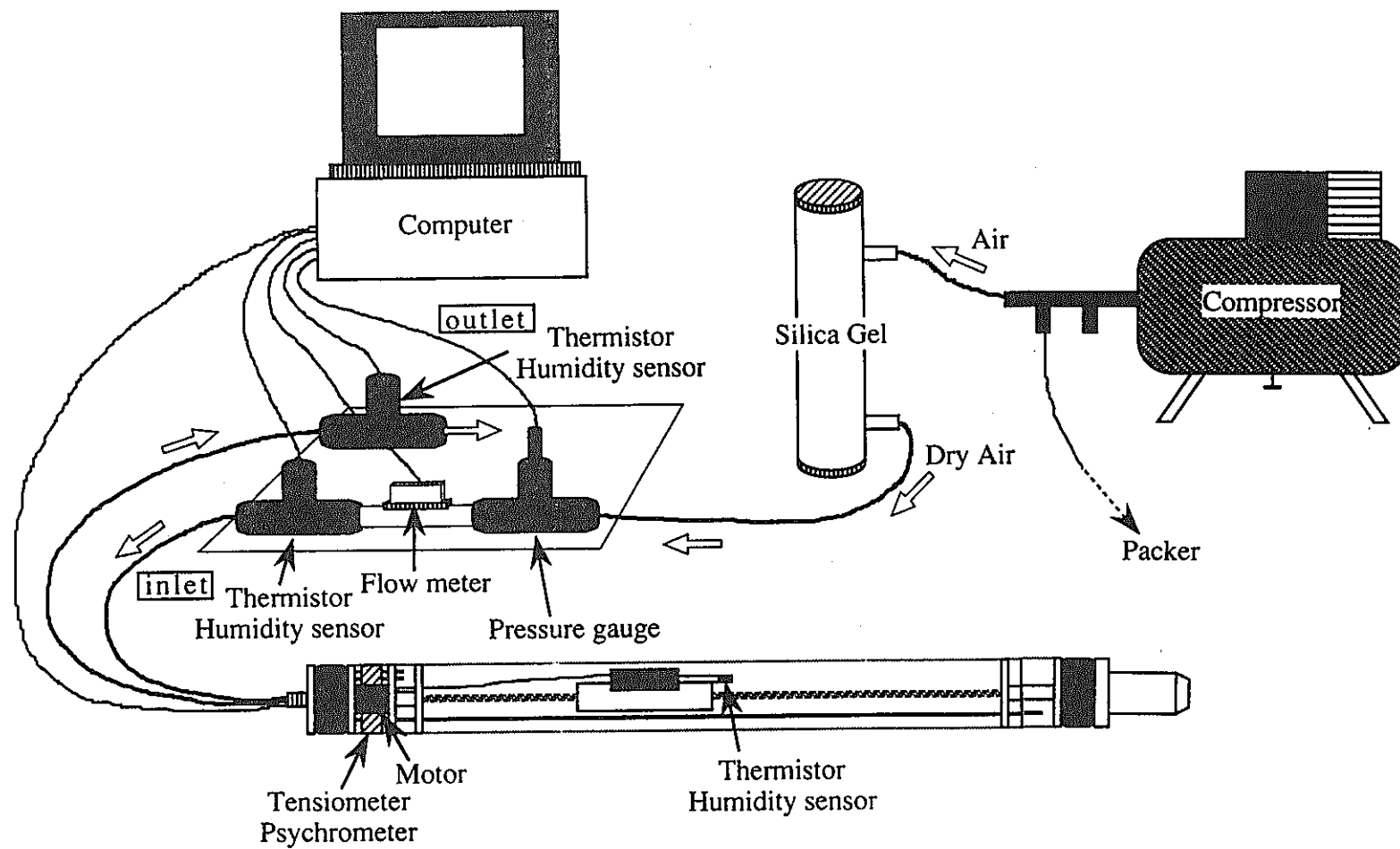
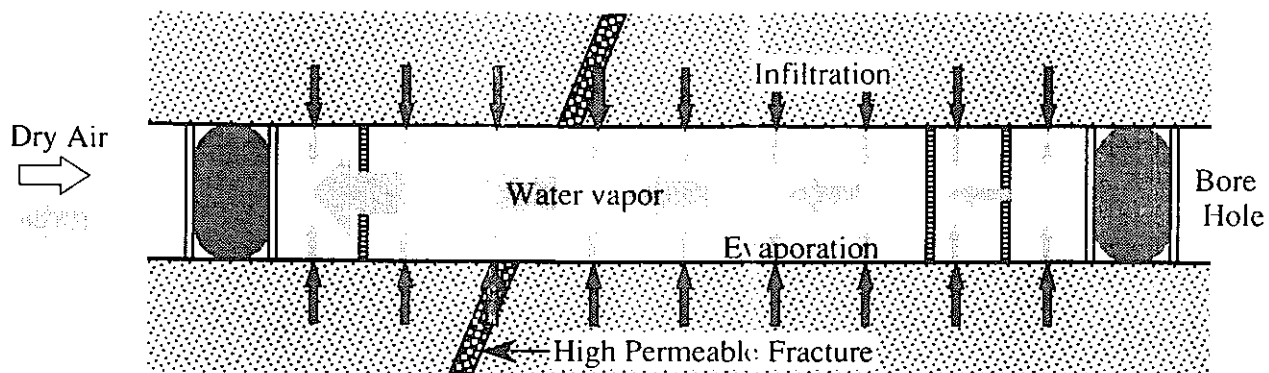
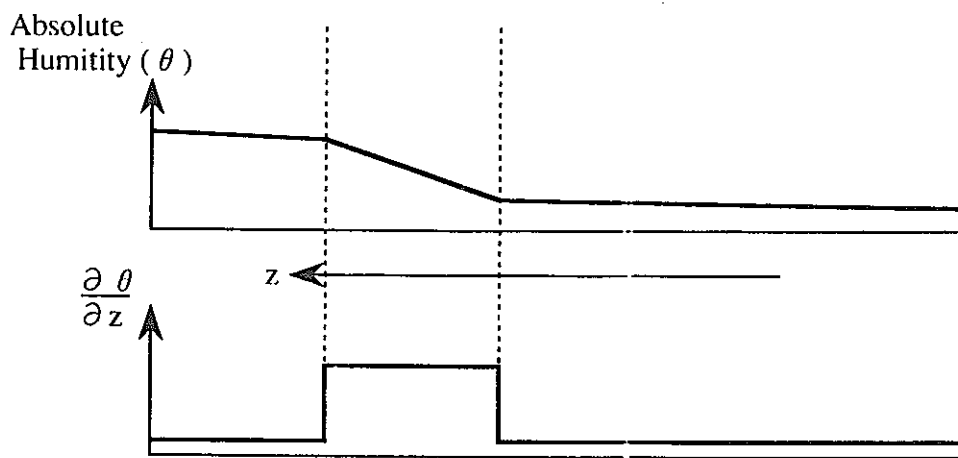


图2.7 Evaporation Logging System 概念图



(a) Evaporation Caused By Ventilation



(b) Absolute Humidity &  $\frac{\partial \theta}{\partial z}$  Distribution Along a Ventilation Borehole

图2.8 蒸发量计测模式图

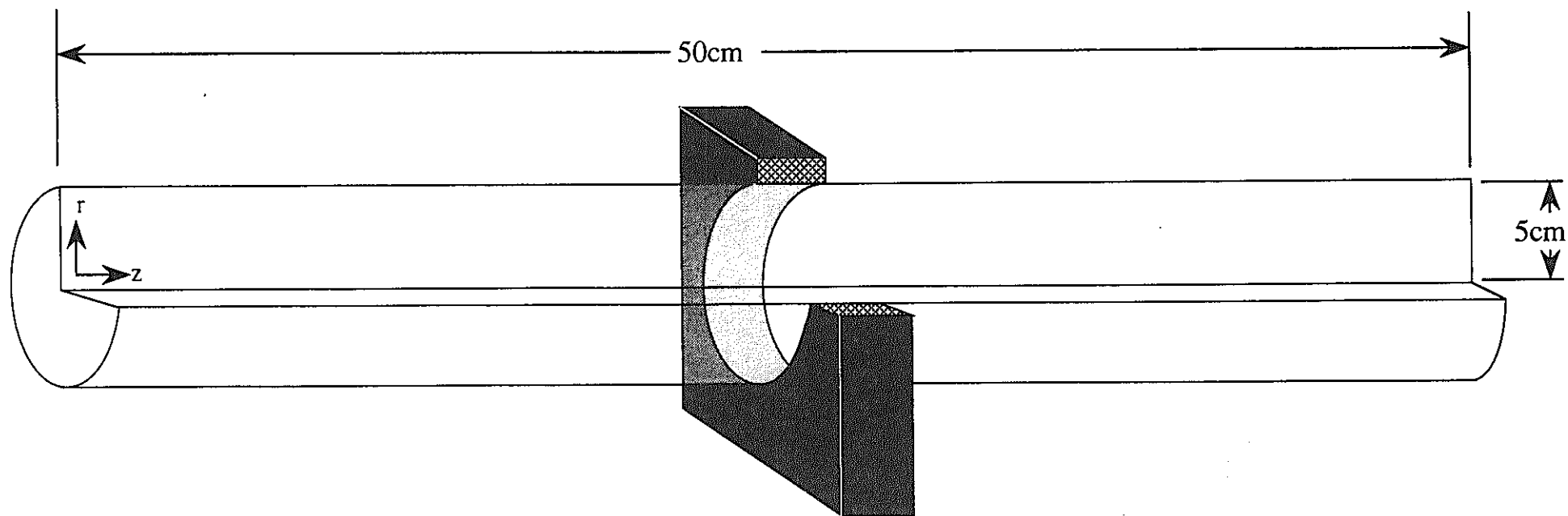


図2.9 実験に用いた装置

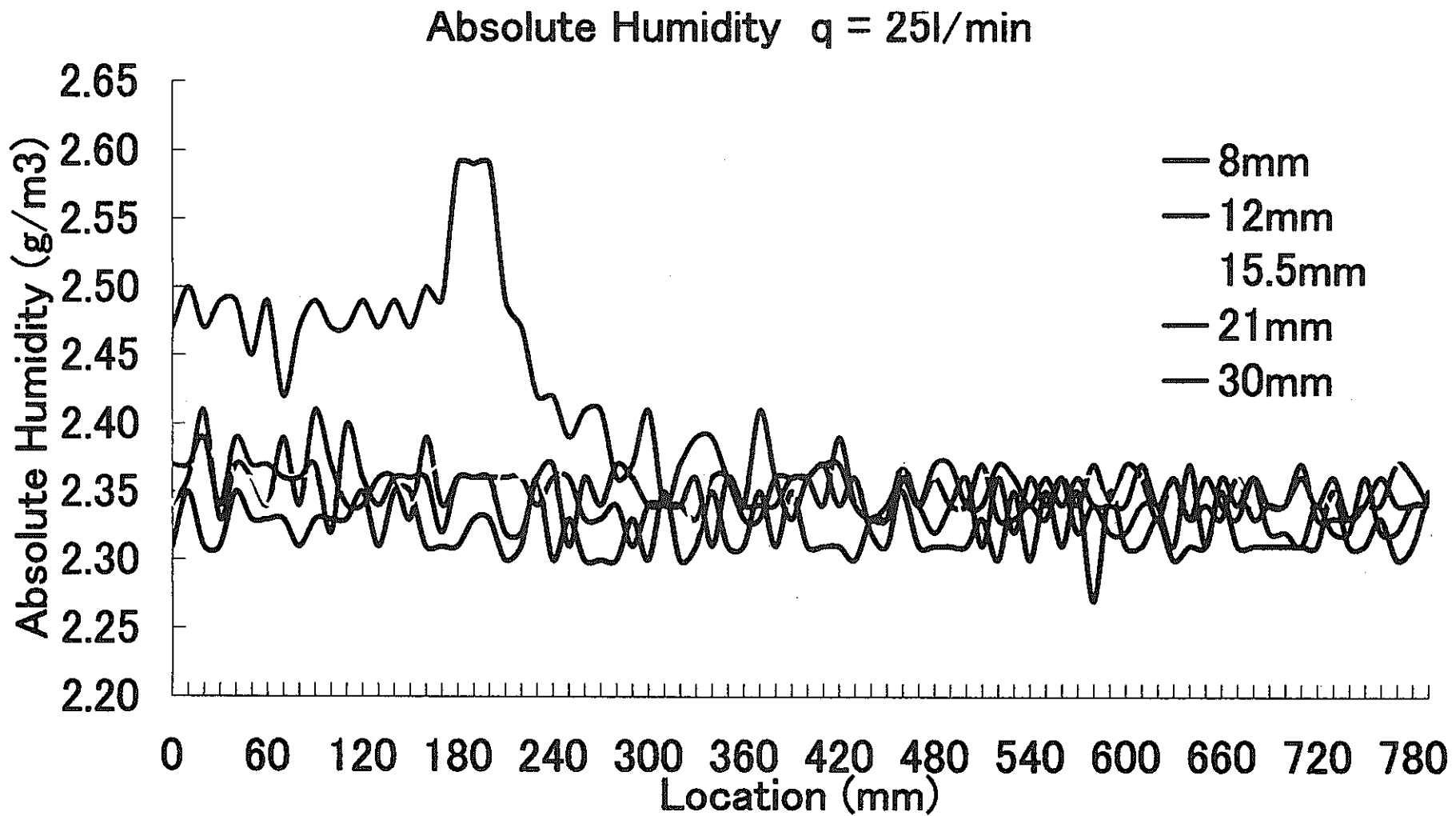


図2.10 従来の方法による測定結果

Absolute Humidity  $q = 15\text{l}/\text{min}$

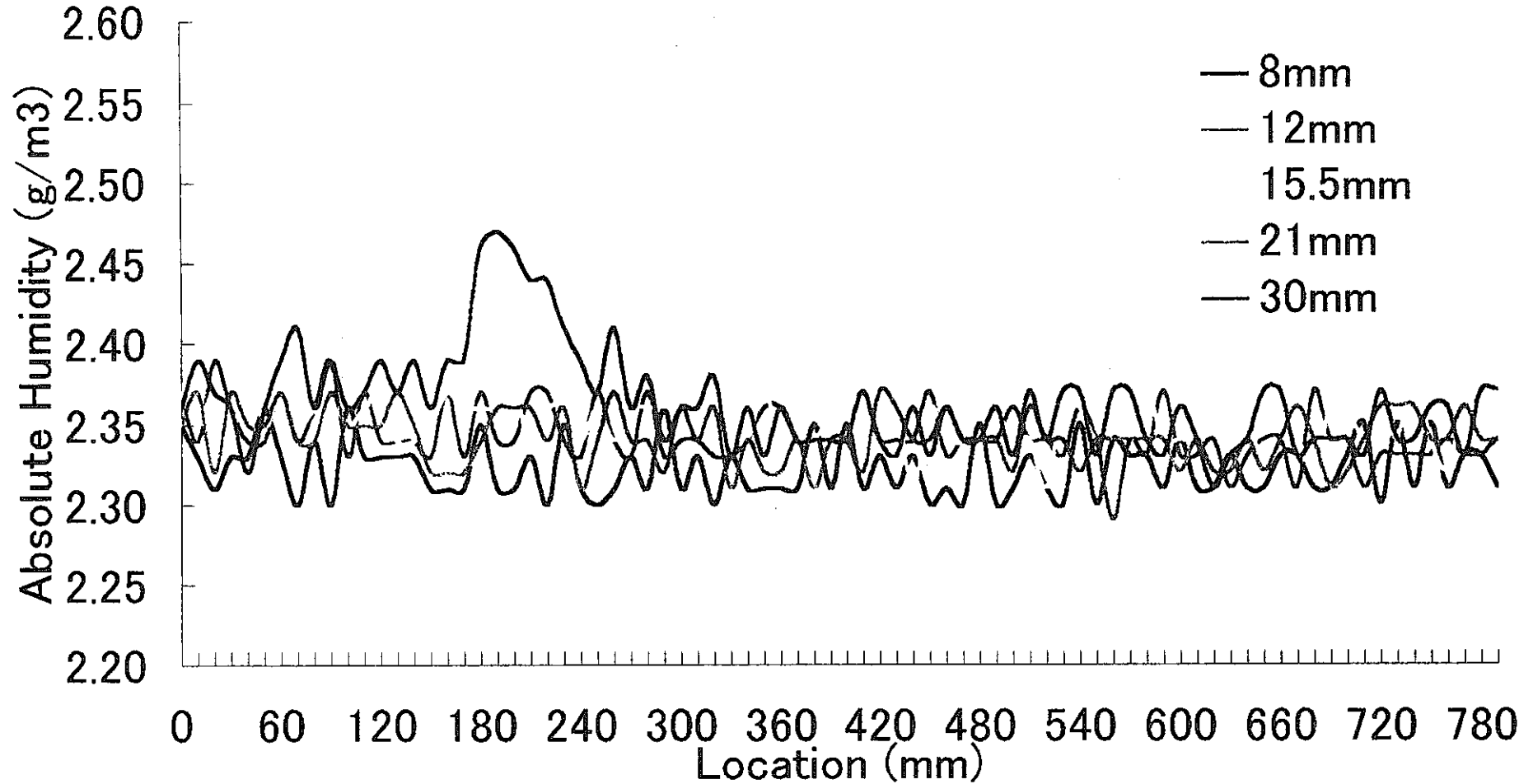


図2.11 従来の方法による測定結果

Absolute Humidity  $q = 0$  l/min

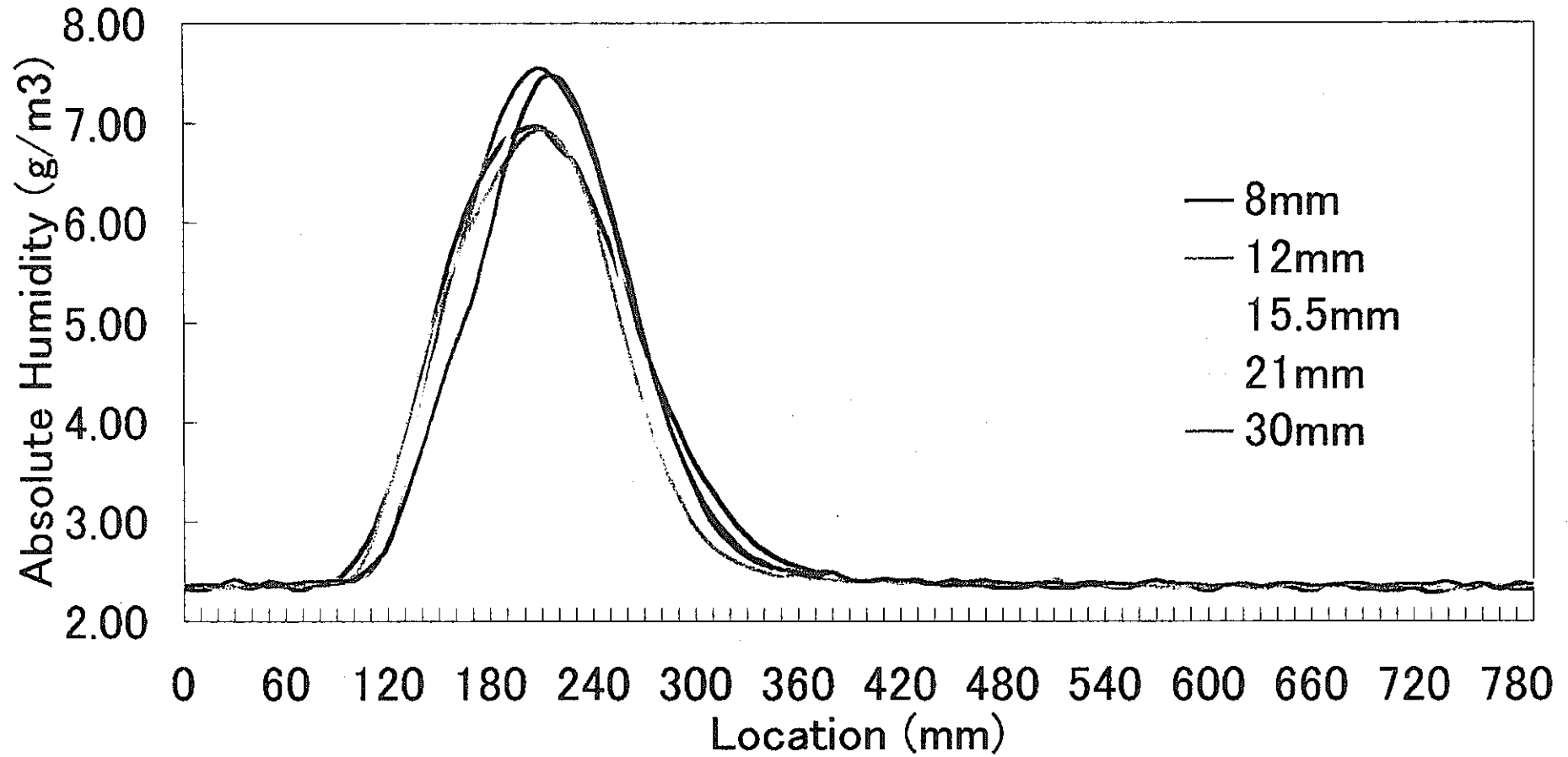


図2.12 提案する方法による測定結果

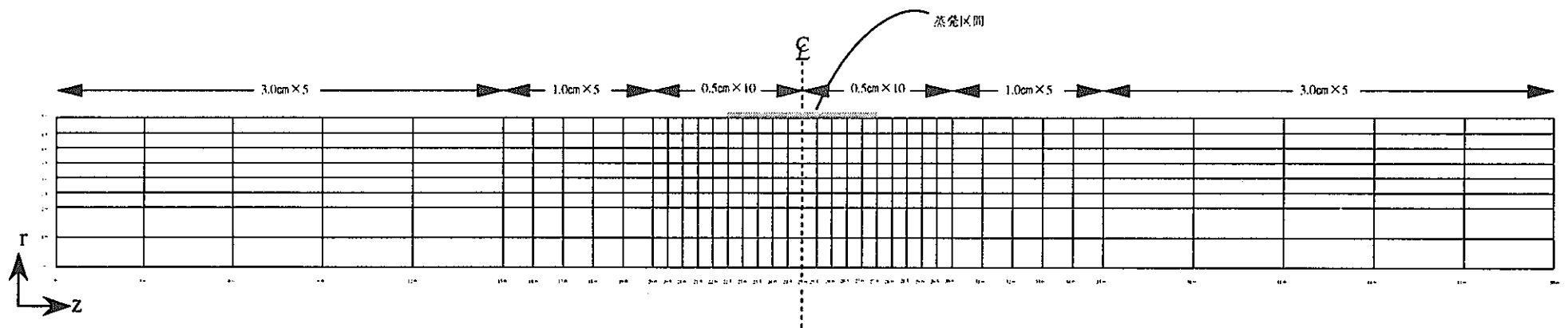
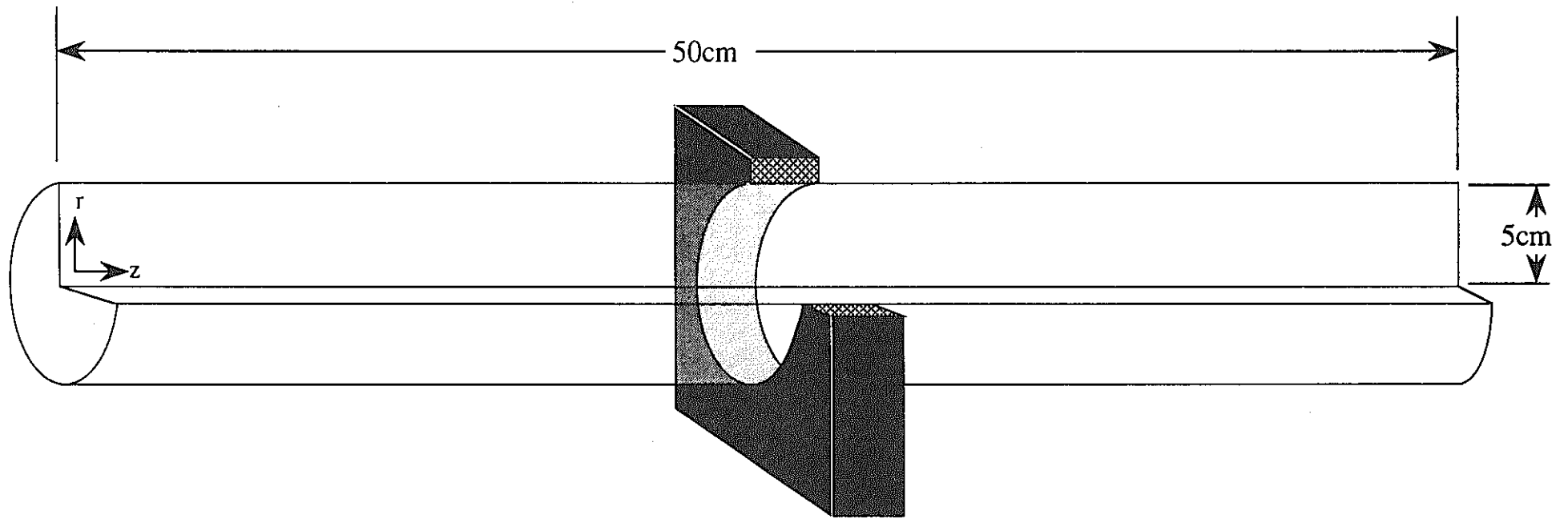


図2.13 解析モデルと有限要素分割

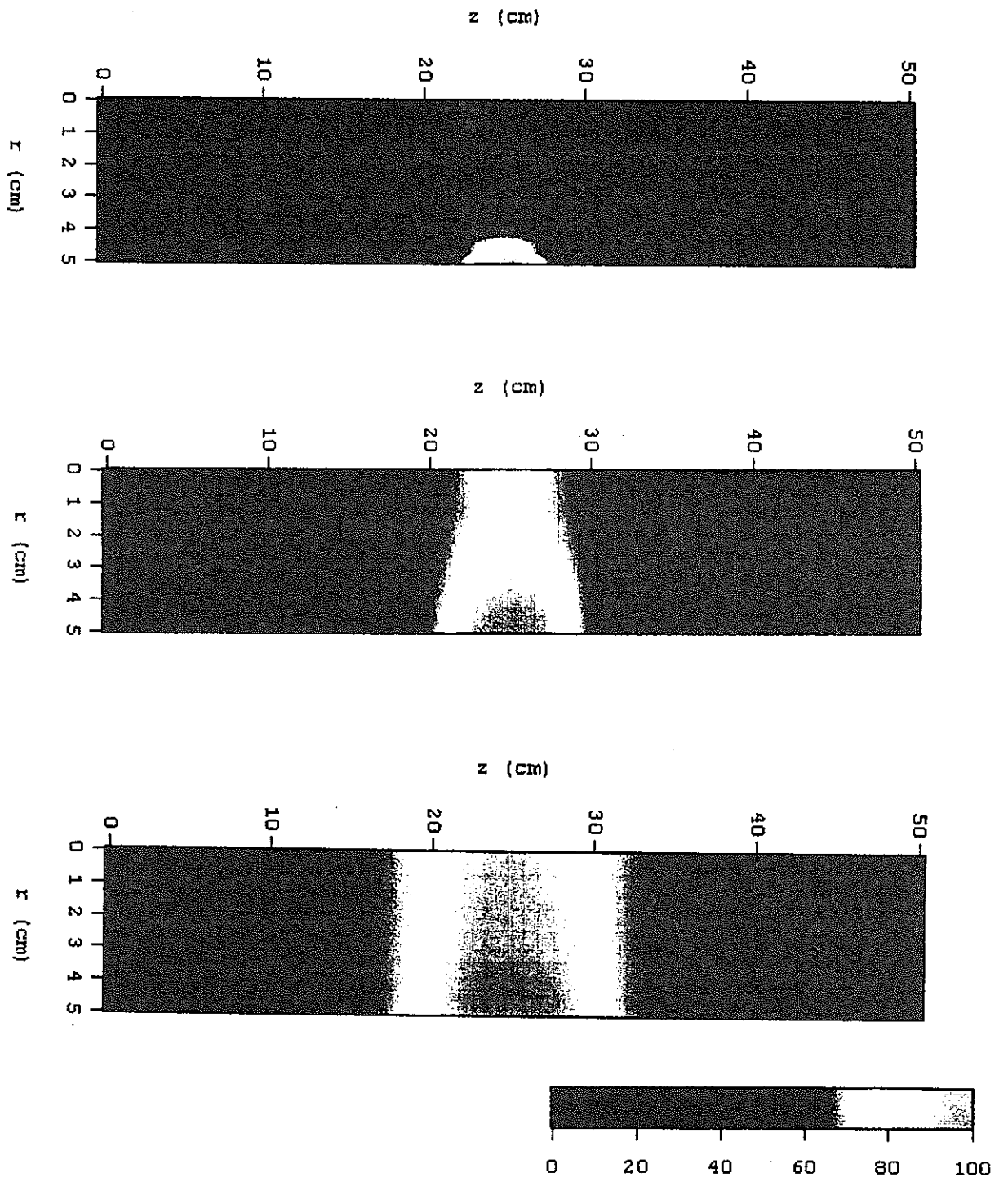


圖2.14 解析結果例



### 3. 水理試験法及び水理試験装置の開発研究

#### 3.1 はじめに

##### 3.1.1 緒言

近年、地盤環境の汚染問題は深刻化しつつあり、全国各地で環境問題として取り上げられている。特に農作物・水産資源・飲料水などの食料品を媒体として、土壌汚染や地下水汚染が人体に及ぼす影響は深刻であり、慢性的な中毒症状や染色体異常・癌を引き起こす原因の一つとしても考えられている。近年の産業廃棄物処理場に対する住民運動の激しさからも、事態の深刻性や運営業者や行政に対する住民の不信感を伺うことができる。

また、時代の移り変わりと共に汚染物質は、複雑化の傾向をたどっており、耕作地やゴルフ場等からの農薬汚染、臨海部の工業地域などにおける重油等の石油精製物質等の流出問題、平野部帯水層の硝酸汚染、産業廃棄物の処理や投棄に伴う有害物質の流出問題など、重金属からダイオキシンにまで汚染物質の範囲は広がっており、汚染の原因や社会的背景・汚染規模はより複雑になりつつあると言える。

これらの汚染問題に取り組む際、数値解析を用いたシミュレーションにより、汚染物質の分布・拡散状況などの挙動をあらかじめ予想しておくことは、汚染土壌を効率よく改善するために必要であり、今日種々の解析方法が研究されている。しかし、数値解析においては対象とする地盤環境をモデル化する必要があるが、土壌汚染の現象に関わりのある地盤特性を表す各要素について入力しなければならぬわけであるが、それらの要素の測定法については、これまで電気探査などの物理探査による方法が補助的に用いられてはいるものの、その絶対量を把握するには、ボーリング孔などから地下水・土壌をサンプリングする方法が唯一の方法である。しかし、この方法では試料を取り出してしまいうために経時的な土壌汚染度を測定することができないことや、室内試験での計測に時間がかかるなどの短所もあるため、有機塩素系化合物による汚染のように、初期段階での対策が大きな意味を持つような汚染問題においては、より簡単で正確に地盤汚染度を計測できるような測定方法の確立が必要である。さらに、

地層の構成要素を破壊せずに測定することにより、経時的な土壌汚染度の変化を把握することができれば、より正確に汚染地盤の特性を知ることができると期待されている。

### 3.1.2 本研究の目的と概要

前述したように、地盤の汚染度を非破壊で迅速かつ経時的に分析する方法は、実用的なものがないのが現状である。そのため、簡易な方法で正確なデータの得られるような土壌分析システムの開発が望まれている。

このような状況の中で、汚染土壌の複素誘電率が地盤を構成する物質の差異により様々な特性を示すことから、特定の周波数における複素誘電率特性を得ることで土壌の構成物質を把握することが可能になるのではないかと期待されており、その研究が進められている。

そこで本研究においては、汚染された土壌に対して FDR-V 計測法 (Frequency Domain Reflectometry - Vector network analyzer system)を用いて、汚染土壌における複素誘電率の分布変化を測定し、そこで得られたデータから土壌構成物質を瞬時に予測することにより、経時的な汚染度を計測できるような試験法の開発を目的とする。

したがって本研究では、まず FDR-V 計測法の測定理論および測定システムについての説明をおこない、次に地盤内の各条件に対する適用性についての検討を行う。最後に、石油や有機塩素化合物などの水に溶けない物質である NAPL(Non-Aqueous Phase Liquid)と地下水、空気の混在した状態の土壌における各物質の地盤内浸透現象にを計測する試験法としての FDR-V 計測法の妥当性を検討する。

## 3.2 地盤汚染度の調査法に関する従来の研究

### 3.2.1 概説<sup>1)</sup>

汚染物質の地盤内の挙動に関わりのある地盤特性を表す各要素求める必要性については、前章において述べた。しかし、実際その測定方法としては、観測井、ボーリング孔からのサンプリング、トレーサ試験以外では、ほとんど確立されていないのが現状である。

そこで本章においては、サンプリングやトレーサ試験を用いた地盤汚染度の調査方法として、これまでおこなわれてきた研究の中から、電気探査比抵抗法、同位体を用いた調査法について説明をおこなう。

### 3.2.2 地盤汚染の調査法

#### (1) 電気探査法

土木地質調査法の一つである、電気探査比抵抗法を改善した手法として、ダイポール・ダイポール電極配置を用いた浅部電気探査比抵抗法が竹内ほかにより提案されている<sup>2)</sup>。この手法の特徴は、一般に用いられている Wenner 垂直探査法と比較し、感度のよい電極配置（ダイポール・ダイポール電極配置）の採用、高精度測定器の開発による分解能の向上、測定の半自動化などにより測定時間が大幅に短縮されたことである。また高密度のデータにもとづいた 2次元疑似断面図表現法をもちいているため地下構造の把握が容易であるばかりでなく、静的、動的な解析も可能となった。

電気探査法の電位法の 1 つである電気探査比抵抗法<sup>3)</sup>における原理を、次に説明する。電位法の基礎方程式は Laplace 方程式であり、与えられた地下構造にかんする境界条件を満足するように解を求めなければならない。電位にかんする Laplace 方程式は、

$$\nabla^2\phi=0 \quad (3.2.1)$$

で、図-3.2.1 の媒質 1, 2 の間の境界条件は

$$\phi_1=\phi_2 \quad (3.2.2)$$

$$E_{1n}=E_{2n} \quad (3.2.3)$$

である。ここで、 $E_{1n}, E_{2n}$  は境界面における電場の直角（法線）成分、

電位、電場の関係は

$$\vec{E} = -\nabla\phi \quad (3.2.4)$$

であり、Ohmの法則は電流密度 $\vec{j}$ 、比抵抗を $\rho$ とすれば

$$\rho\vec{j} = \vec{E}, \vec{j} = \vec{E}/\rho \quad (3.2.5)$$

である。

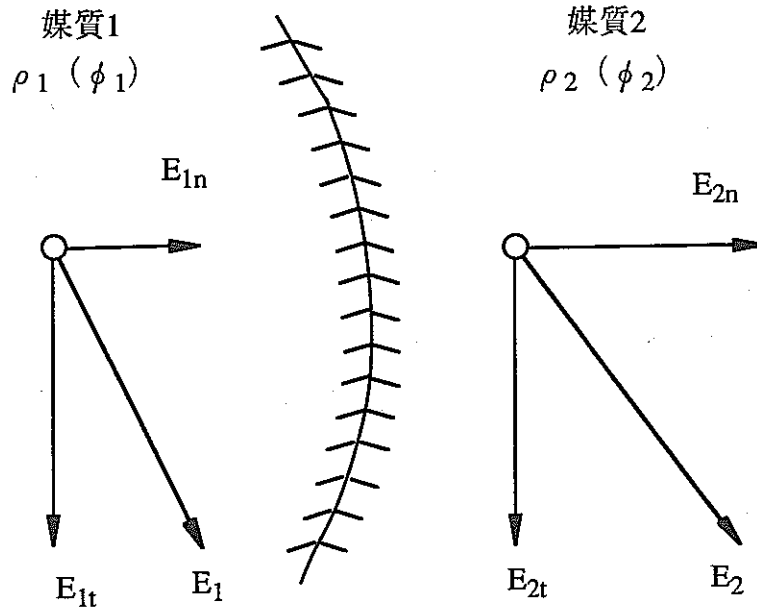


図-3.2.1 電気探査における境界条件

無限媒質内の点Cから強さIの電流を流した場合、ほかの点Pの電位 $\phi$ は、点C、点Pの間の距離をa、媒質の比抵抗を $\rho$ とすると

$$\phi = \frac{\rho I}{4\pi a} \quad (3.2.6)$$

となる。式(3.2.6)には重畳の定理が成立し、電流源 $I_i$ の各点より点Pまでの距離を $a_i$ とすれば

$$\phi = \frac{\rho}{4\pi} \sum_i \frac{I_i}{a_i} \quad (3.2.7)$$

となる、地表面を考慮した半無限媒質に相当した地下構造の場合には点Cが地表面に存在すれば式(3.2.6)、式(3.2.7)はそれぞれ次のようになる。

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi a} \quad (3.2.8)$$

$$\phi = \frac{\rho}{2\pi} \sum_i \frac{I_i}{a_i} \quad (3.2.9)$$

図-3.2.2 は比抵抗法のダイポール・ダイポール電極配置である。正の電流電極  $C_1$ 、負の電流電極  $C_2$  によって生じる電位電極  $P_1$ 、 $P_2$  の電位  $\phi_1$ 、 $\phi_2$  は式(3.2.9)から

$$\phi_1 = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_2 P_1} \right) = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{a+na} - \frac{1}{na} \right) \quad (3.2.10)$$

$$\phi_2 = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{C_1 P_2} - \frac{1}{C_2 P_2} \right) = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{2a+na} - \frac{1}{na+a} \right) \quad (3.2.11)$$

となり、電極  $P_1$ 、 $P_2$  との電位差  $V$  は

$$V = \phi_2 - \phi_1 = \frac{\rho I}{\pi a} \times \frac{1}{n(n+1)(n+2)} \quad (3.2.12)$$

となり、半無限媒質の地下構造の比抵抗  $\rho$  は

$$\rho = \pi a n(n+1)(n+2) \frac{V}{I} \quad (3.2.13)$$

となる。地下構造の比抵抗が均質であれば式(3.2.13)はその値を示すが、均質でない場合にはいわゆる‘みかけ比抵抗’を示すことになる。

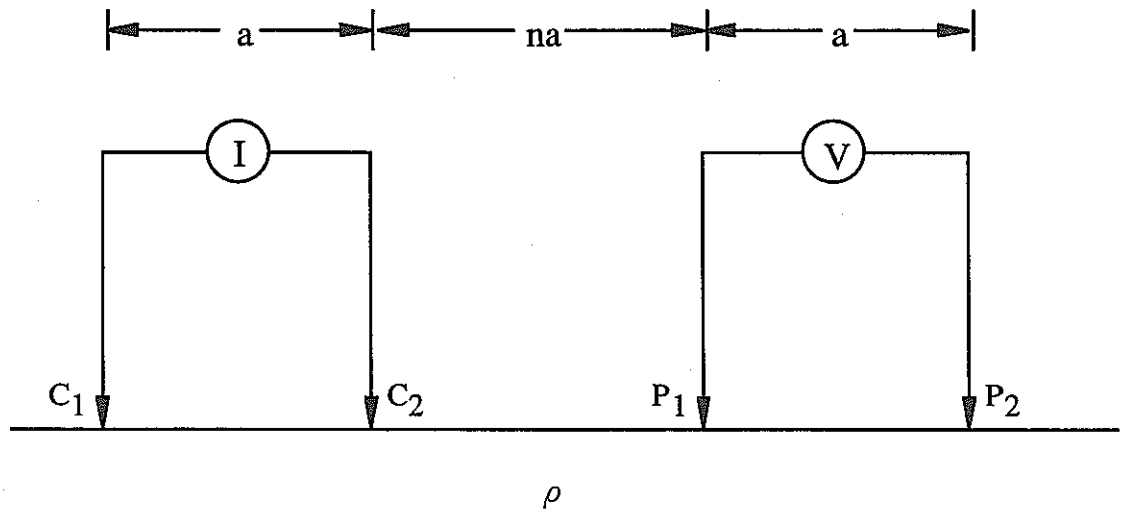


図-3.2.2 比抵抗法のダイポール・ダイポール電極配置

a: 電極間隔, n: 隔離係数, I:  $C_1$ - $C_2$ 間の電流, V:  $P_1$ - $P_2$ 間の電位差

測定システムは、電流電極  $C_1$  と  $C_2$ 、電圧電極  $P_1$  と  $P_2$  を、ダイポール・ダイポール配置を用いて、地表の直線上に配置し、 $C_1$  と  $C_2$  から矩形波電流を大地に流すことによって発生する  $P_1$  と  $P_2$  の間の電位差を測定する。測定された電位差から式(3.2.14)をもちいて見かけ比抵抗 ( $\rho_a$ ) を算出する。

$$\rho_a = \pi a n(n+1)(n+2) \frac{V}{I} \quad (3.2.14)$$

この見かけ比抵抗値を、見かけ比抵抗値擬似断面図に整理し、既に計算されている 2 次元、3 次元の標準曲線や、地質柱状図、地表地質踏査結果などを参考にして、地質断面に置き換えることにより、地盤内の塩水に代表される電解質の汚染物質そのものの流動方向、流速、分布状況などを非破壊で測定することができる。

## (2) 同位体を用いた調査法<sup>1)</sup>

各元素の安定同位体の数は元素ごとに異なり、スズ (Sn) は 10 の安定同位体を持ち、最も多い。また 21 種の元素には安定同位体がないことが知られている。

この同位体含有比の違いにより、自然界に産する物質の原子量には違いが生じる。このような原子量の変動は、物理的、化学的、生物学的過程により、自然に元素の同位体の分離が起こり、この分離の結果さまざまな化合物中での同位体の存在比に小さい相違が発生するとされている。ある状況下においては、拡散、蒸発といった物理的過程が原因となる場合もあるが、一般的には化学的、生物学的反応が、同位体が分離する主要原因である。生物学的過程は複雑でよく分かっていないが、化学的な過程は詳細に研究され、同位体の質量ならびに結合性の違いにもとづいて同位体分離の現象を説明することができる。

この同位体の分離の状態を調べる手段として、任意の試料に含まれている同位体の比が、標準の同位体比とどれだけ異なるかをパーミル ( $\text{‰}$ : parts per thousand) 単位で表したデルタ値 ( $\delta$  値) が用いられる。同位体比は常に軽い同位体に対する重い同位体比で表す。また標準同位体比に比べて、試料中の同位体比のほうが高い場合は正の数で、低い場合には負の数で表す。標準同位体比の  $\delta$  値は 0 である。

この同位体比を用いて、ボーリング孔、観測井より得られた試料中内に含

まれる同一構成物質の $\delta$ 値の違いから、対象とする構成物質が人工精製物質か、非人工精製物質かを見分けることにより、地盤の汚染、非汚染の判別をおこなえた事例もある。しかし同位体を用いたこの方法は、従来からおこなわれてきた陸水学的、地質学的調査とゆう基礎的調査をおこなった上で、確実な結果を得るための補助的手段としてに用いられる程度である。

### 3.3 FDR-V 計測法の測定理論と計測システム

#### 3.3.1 概説

ベクトルネットワークアナライザは、被測定物質内の反射係数を S パラメータより直接求めるため、どのような物質に対しても、誘電率の測定が可能であるという利点をもっている。また、測定周波数範囲が 1GHz から 18GHz と非常に広範で高いため、これまで測定が不可能であった物質の誘電率の測定や、さらには土粒子内部の水分量の測定等、より微細な測定の可能性も持ち合わせている。本章においては、ベクトルネットワークアナライザのシステムや測定原理について説明をおこなう。

#### 3.3.2 ベクトルネットワークアナライザ<sup>4)</sup>

##### (1) 測定機器の概説

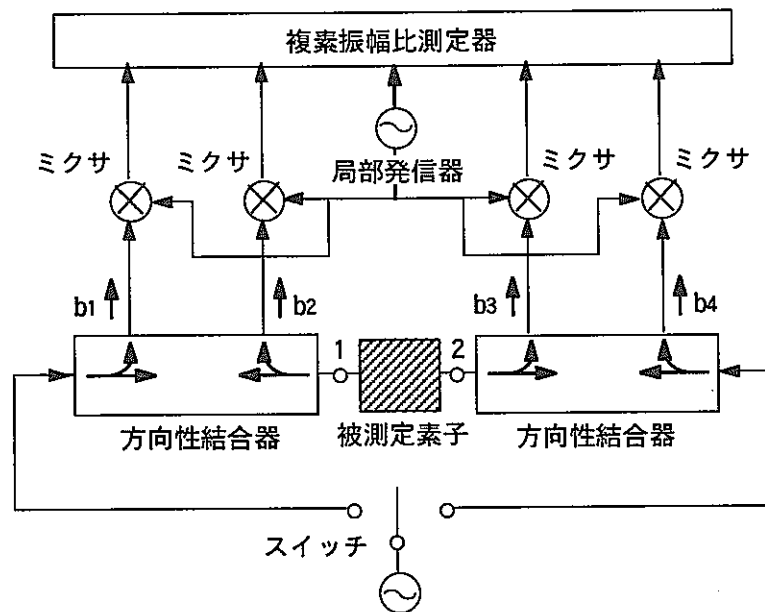


図-3.3.1 ベクトルネットワークアナライザの回路図



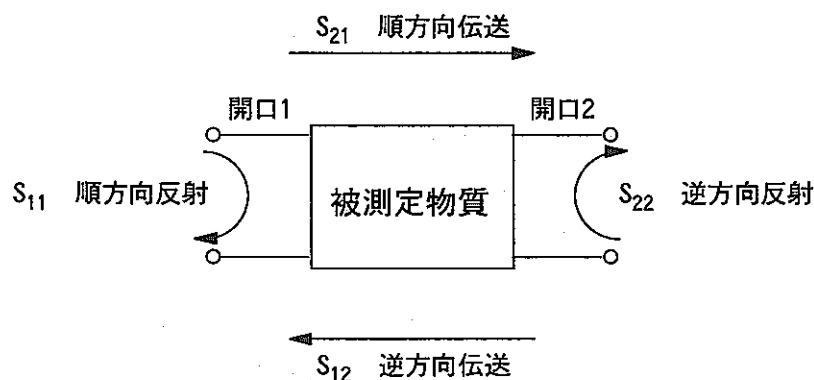


図-3.3.2 Sパラメータ

ベクトルネットワークアナライザの基本的な回路図を図-3.3.1 に示す。ベクトルネットワークアナライザは、図-3.3.1 に示すような 2 開口素子の全 S パラメータを複素量として測定し、その値から反射係数と透過係数を総合的に測定する装置である。各 S パラメータの測定は方向性結合器の各開口の出射波の波振幅  $b_1, b_2, b_3, b_4$  の測定値よりそれぞれ  $S_{11}=b_2/b_1, S_{21}=b_3/b_1, S_{22}=b_3/b_4, S_{12}=b_2/b_4$  のように求められる。ここで、 $S_{11}, S_{21}, S_{22}, S_{12}$  はそれぞれ、図-3.3.2 に示すような順方向反射特性、順方向伝送特性、逆方向反射特性、逆方向伝送特性を表すパラメータである。本研究では、この内の  $S_{11}$ 、つまり図-3.3.1 の被測定素子の開口 1 での順方向反射特性のみを測定することにより、被測定物質の反射係数を求める方法を用いる。

また、ベクトルネットワークアナライザは、複素量測定ゆえ測定系の不完全性による誤差の補正が可能になっている。

## (2) 校正方法

図-3.3.3 に示すように、方向性結合器の方向性や各部の反射等、測定系の不完全性のため測定値にはかなりの不確定値が必ず含まれている。従って、測定値は常に実際の値にシステムの測定誤差が加わった合成値を表している。ベクトルネットワークアナライザでは、これらの誤差をベクトル的に取り除き、補正する機能を備えている。校正方法には LRL 法や TRL 法、OSL 法等、測定系の構成によって何種類かの方法が提案されているが、ここでは、最も標準的な OSL 法を用いる。

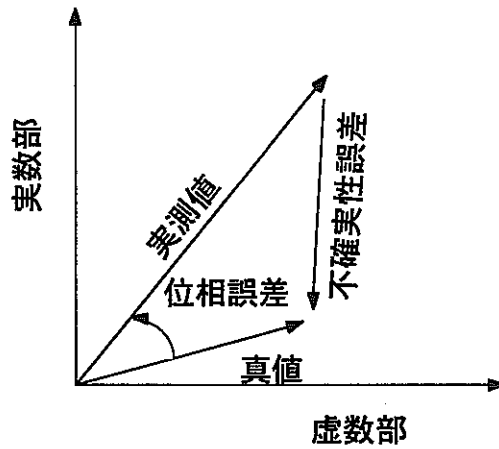


図-3.3.3 測定値の不確か性

校正にはオープン（開放終端器，反射係数：1），ショート（短絡器，反射係数：-1），ロード（無反射終端器，反射係数：0）の3種類の校正標準器を用いる。オープンとショートは，全反射に対して2つの基準値を供給し，終端器はゼロ反射の基準を供給するものである。これら3つの校正標準器を実際に接続した状態で測定を行い，その値より補正值を計算する。校正データは，本体の内蔵ディスクに保存され，後の測定に対しても用いることができる。

### 3.3.3 測定理論

まず，同軸ケーブルの先端を図-3.3.4のような等価回路とみなす。

そして図中の  $Z_m$  をベクトルネットワークアナライザで測定される反射係数  $\rho_m$  より得られる出力インピーダンスとする。したがって，

$$Z_m = Z_c(1 + \rho_m)/(1 - \rho_m) \quad (3.3.1)$$

または， $Z_m$  は図-3.3.4 から容易に

$$Z_m = \frac{Z_1 Z_2 + Z_2 Z_3 + Z_3 Z_1 + (Z_1 + Z_2) Z(\epsilon, \omega)}{(Z_2 Z_3 + Z(\epsilon, \omega))} \quad (3.3.2)$$

と表される。

ここで3つのパラメータ  $\Delta$ ， $\Delta_{12}$ ， $\Delta_{23}$  を

$$\Delta = Z_1 Z_2 + Z_2 Z_3 + Z_3 Z_1 \quad (3.3.3)$$

$$\Delta_{12} = Z_1 + Z_2 \quad (3.3.4)$$

$$\Delta_{23} = -(Z_2 + Z_3) \quad (3.3.5)$$

のように定義すると、式(3.3.2)はこれらを用いて

$$Z_m = (\Delta + \Delta_{12} Z(\varepsilon, \omega)) / (Z(\varepsilon, \omega) - \Delta_{23}) \quad (3.3.6)$$

ここでインピーダンス  $Z(\varepsilon, \omega)$  を同軸ケーブルの先端がコンデンサーと考えたときのキャパシタンスによるものとし、 $Z(\varepsilon, \omega)$  を次のように定義する。

$$Z(\varepsilon, \omega) = 1 / \omega C_0 \varepsilon \quad (3.3.7)$$

この式を式(3.3.6)に代入すると  $Z_m$  は

$$Z_m = (\Delta + \Delta_{12} / \omega C_0 \varepsilon) / (1 / \omega C_0 \varepsilon - \Delta_{23}) \quad (3.3.8)$$

となる。ここで上式に含まれる誘電率に着目する。

まず、同軸先端がオープン（空气中）のときには  $\varepsilon$  は空気の誘電率に等しいとみなし、 $\varepsilon = 1$  と考える。すると、このときの出力インピーダンス  $Z_{m0}$  は、式(3.3.8)より、

$$Z_{m0} = (\Delta + \Delta_{12} / \omega C_0) / (1 / \omega C_0 - \Delta_{23}) \quad (3.3.9)$$

と表される。

次に、同軸先端がショート（インジウムシートに圧着）のときには  $\varepsilon$  が無限大とみなすと出力インピーダンス  $Z_{ms}$  は

$$Z_{ms} = -\Delta / \Delta_{23} \quad (3.3.10)$$

と表される。

さらに誘電率既知の物質（純水もしくはアセトン）が同軸先端にある場合は、 $\varepsilon = \varepsilon_a$  とすると

$$Z_{ma} = (\Delta + \Delta_{12} / \omega C_0 \varepsilon_a) / (1 / \omega C_0 \varepsilon_a - \Delta_{23}) \quad (3.3.11)$$

最後に同軸先端に誘電率  $\varepsilon$  の試料があるときは

$$Z_{mm} = (\Delta + \Delta_{12} / \omega C_0 \varepsilon) / (1 / \omega C_0 \varepsilon - \Delta_{23}) \quad (3.3.12)$$

となる。

式(3.3.9)～(3.3.12)によってパラメータ  $\Delta$ 、 $\Delta_{12}$ 、 $\Delta_{23}$  が消去され、試料の誘電率は

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_a (Z_{mm} - Z_{m0})(Z_{ms} - Z_{ma}) + (Z_{mm} - Z_{ma})(Z_{m0} - Z_{ms})}{(Z_{mm} - Z_{ms})(Z_{m0} - Z_{ma})} \quad (3.3.13)$$

となる。

上式の 4 つの出力インピーダンスは(3.3.1)式によってそれぞれの場合の反射係数によって表すことができる。これらを式(3.5.13)に代入すると、

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_a(\rho_{mm} - \rho_{m0})(\rho_{ms} - \rho_{ma}) + (\rho_{mm} - \rho_{ma})(\rho_{m0} - \rho_{ms})}{(\rho_{mm} - \rho_{ms})(\rho_{m0} - \rho_{ma})} \quad (3.3.14)$$

となり、試料のオープン、ショート、試料それぞれに対する同軸先端の反射係数と、標準物質の誘電率  $\varepsilon_a$  によって計算できる。

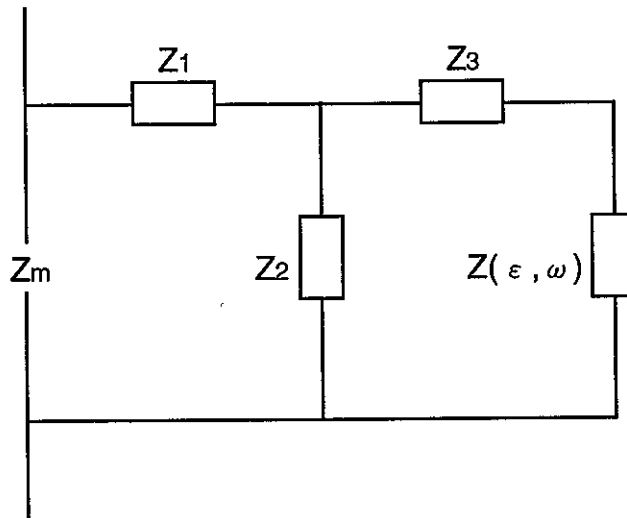


図-3.3.4 プローブ先端回路図

### 3.3.4 計測システムの構築

FDR-V 計測システムは、基本的に図-3.3.5 のようにネットワークアナライザ、スイッチングユニット、測定プローブから構成されており、それぞれ特性インピーダンスが  $50\Omega$  の同軸伝送線で接続されている。また、ネットワークアナライザとスイッチングユニットをコンピュータと GP-IB 接続することで、スイッチングユニットのチャンネル切り替えや、プローブの校正とそのデータ保存、さらに実際の測定とそのデータ保存をコンピュータによるリモート操作で実施することが可能である。

図-3.3.5 において、ベクトルネットワークアナライザより発生された電磁波は、本体の A 点からスイッチングユニットに到達する。そこから各チャンネルのポートを通過して同軸伝送線により先端の同軸プローブに達する。さらに、試料内部にまで伝達され、プローブ先端の B 点で完全反

射してスイッチングユニットに戻ってくる。スイッチングユニットには増幅器と方向性結合器が内蔵されており、そこで、反射波と前進波を分別し反射波のみが増幅され、ベクトルネットワークアナライザ本体により測定される。

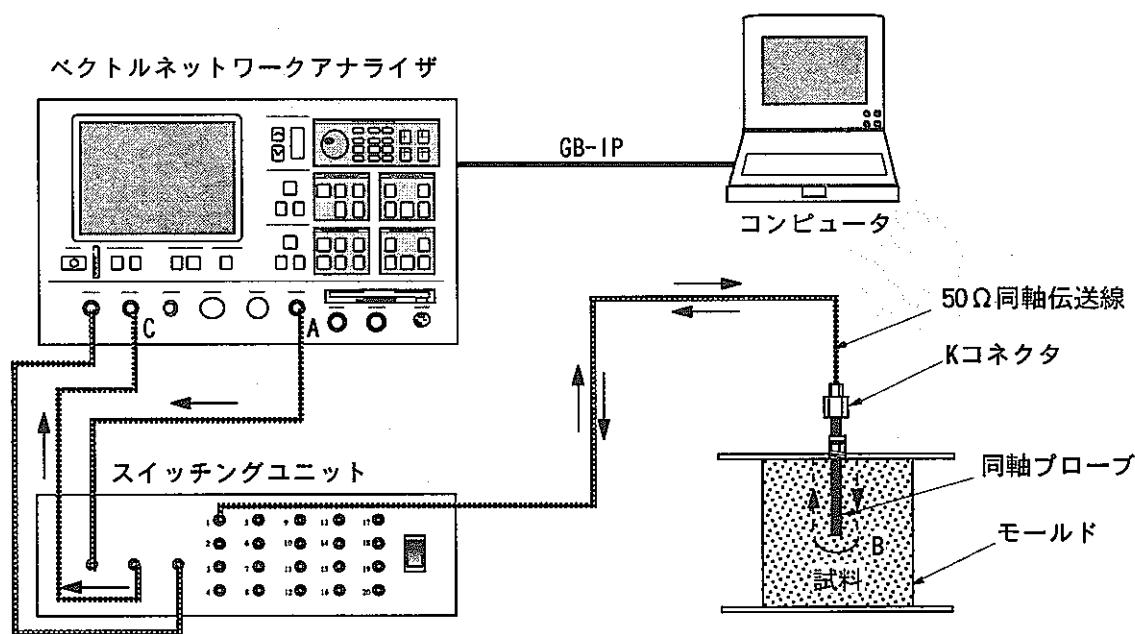


図-3.3.5 FDR-V計測システムの概略図

以下に今回用いる各装置について説明する。

① ベクトルネットワークアナライザ：360B（株）A社製

1GHz から 40GHz の非常に広い周波数領域での測定が可能であるが、ここでは、スイッチングユニットの適応周波数範囲が1GHzから18GHzであるため、その範囲内での測定に限られている。Sパラメータ入出力の複素インピーダンス、入出力の複素アドミタンス、順方向、逆方向の複素伝送特性が測定可能である。また、周波数ドメインからタイムドメインへ変換し、干渉スペクトルのうち単一スペクトルへ再変換が可能である。

② スwitchingユニット：(株) A社製

最大 20 チャンネルの測定が可能である。また、パワーアンプを内蔵しており、センサへの出力レベルを 0dBm 以上に増幅できる。さらに、GB-IP を用いたコンピュータによるリモートコントロールが可能である。

### ③ 同軸プローブ

同軸ケーブルは図-3.3.6 のような太さの異なる導体からなる伝送線で、それぞれの導体の間は誘電体によって満たされている。同軸ケーブルの特性インピーダンスは、内側と外側の導体の半径を  $a$ 、 $b$  とすると、 $\ln(a/b)$  に比例する。

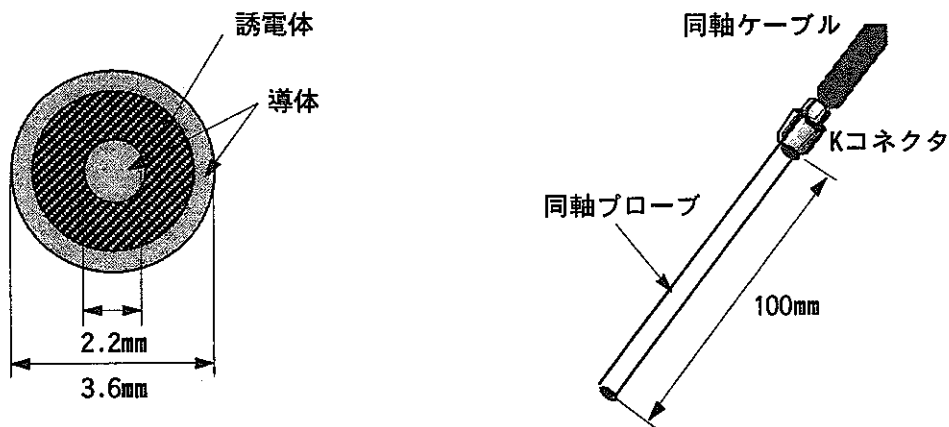


図-3.3.7 同軸プローブ

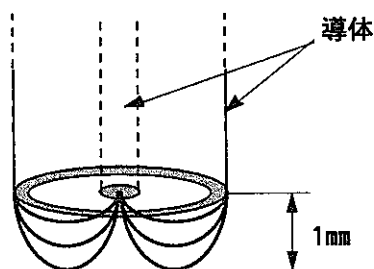


図-3.3.7 プローブ測定影響範囲

高周波においては、半径の小さい同軸ケーブルほど電磁波の放射が少ない。本システムでは、径が 3.6mm および 2.2mm、長さが 100mm のケーブルを用いる。このケーブルに K コネクタを取り付け、これをプローブとし試料に接触させる。

なお、プローブ周辺の測定影響範囲の検討として、プローブ端面に下方から次第に水面を近づけ順次計測したところ、プローブ端面にほぼ水面が接するまで複素誘電率に変化はみられなかった。側面においても同様の結果が得られた。よって、プローブ周辺の測定影響範囲は、図-3.3.7に示すようにプローブ先端の約1mm以内であると思われる。

### 3.3.5 結果の整理方法

図-3.3.8は、FDR-V計測法により得られる周波数と複素誘電率の関係を表すグラフである。このグラフは、ベクトルネットワークアナライザシステムのデータポイント数の設定段階において1～18GHzの周波数範囲を401等分するよう設定し、その401点の周波数における複素誘電率値を用いて構成されている。この401点の誘電率値を用いた実験結果の整理方法としては、特定周波数の複素誘電率値の形状の変化により整理する方法、複素誘電率の波形の変化により整理する方法など無限に考えられるが、本研究においては、測定の全体を通して最も誘電率の変化量が大きい1GHz、18GHzの誘電率実数部と虚数部の変化の様子から考察をおこなった。すなわち図-3.3.8に示す円で囲んだ部分が実際の結果の整理に用いる1GHz誘電率実数部( $\epsilon'_{f1}$ )、1GHz誘電率虚数部( $\epsilon''_{f1}$ )、18GHz誘電率実数部( $\epsilon'_{f18}$ )、18GHz誘電率虚数部( $\epsilon''_{f18}$ )である。また、本研究においては上記の方法を用いたが、今後他の整理方法を用いることによりFDR-V計測法は、さらに複雑な測定にも対応できると思われる。

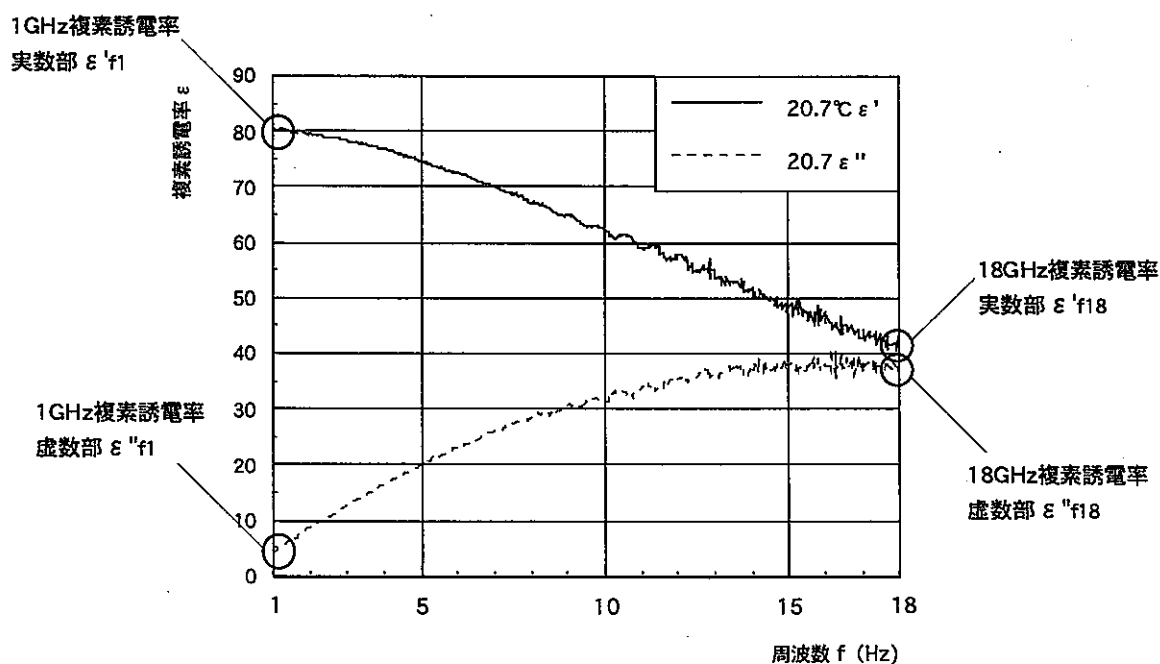


図-3.3.8 結果整理に用いるデータの選定

### 3.4 複素誘電率の密度、温度、塩分濃度依存性の検討

#### 3.4.1 概説

FDR-V 計測法を用いて、実際の地盤を測定するとき、地盤の温度、密度、塩分濃度などの測定条件は様々であり、常に一定の条件下で計測を行えるとは限らない。また、複素誘電率は温度、周波数により変化する<sup>5) 6)</sup>。そこで、測定条件の変化により FDR-V 計測法が受ける影響を考慮しておく必要がある。本項目では、密度依存性、温度依存性、塩分濃度依存性等の測定条件の変化に伴う複素誘電率の変化について、それぞれ実験を行い可能であれば補正方法を検討する。

実験装置には、図-3.4.1 に示すように、高さ 30 mm 内径 50 mm のモールドを二つ重ねた高さ 60 mm 内径 50 mm のアクリル製のモールドを用い、上面のアクリル製平板の中央にプローブコネクタを取り付け、測定プローブを固定した状態で行う。プローブは先端から 30 mm をコネクタを通して試料に差し込み、先端部の誘電率を測定する。

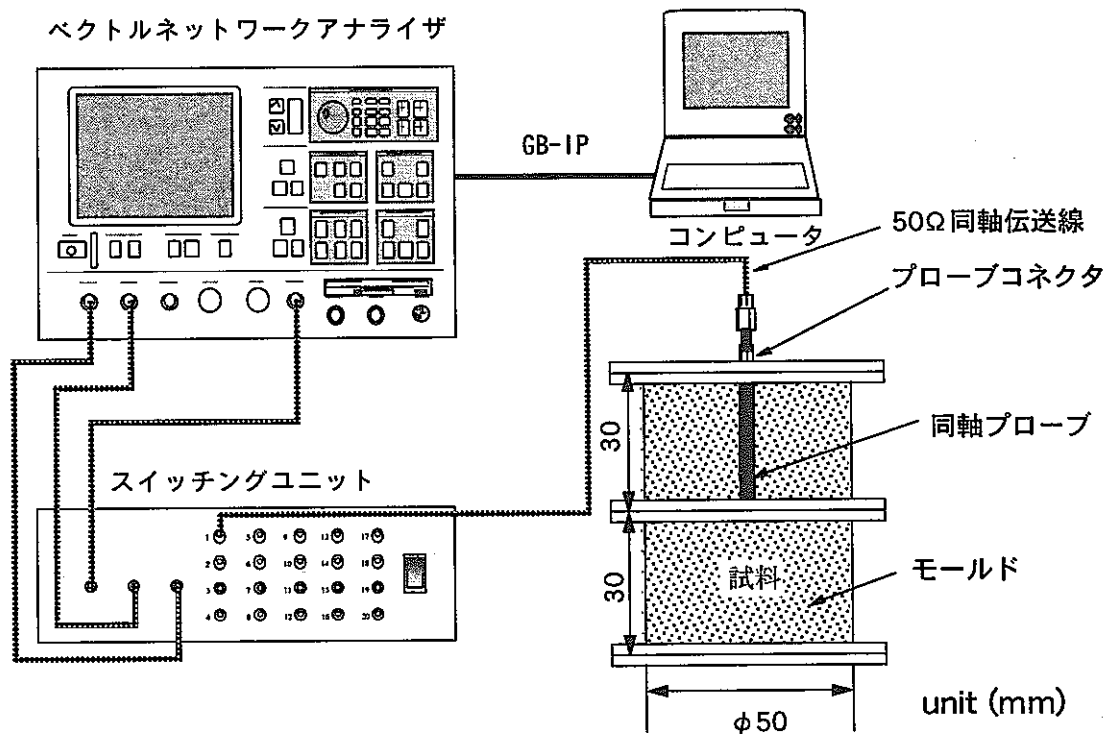


図-3.4.1 アクリル製モールドおよびプローブ設置図

#### 3.4.2 密度依存性

地盤の密度は、その堆積過程や地盤を構成する物質により様々であり、FDR-V 計測法を室内および原位置の測定に適用する際、乾燥密度の違いによる複素誘電率の変化について検討しておく必要がある。本項目においては標準砂とマサ土について実験をおこなった。測定はそれぞれの試



料を幾つかの体積含水率において乾燥密度を変化させて締固めることにより行い、標準砂については $\theta=4\%$ 、 $14\%$ 、 $24\%$ 、 $29\%$ マサ土については、 $\theta=10\%$ 、 $17\%$ 、 $25\%$ についてそれぞれ計測を行った。乾燥密度については、標準砂  $1.45\sim 1.57\text{g/cm}^3$ 、マサ土  $1.28\sim 1.9\text{g/cm}^3$  の範囲内でおこなった。また、計測時のモールド内の試料密度を一定にするために試料を3層に分け2cmずつ締固めた。標準砂、マサ土ともに複素誘電率が低いためプローブの標準校正溶液にはアセトンを用いた。

得られた標準砂、マサ土の実験結果を付図4.1～4.7に示し、体積含水率別に乾燥密度と複素誘電率の関係により結果を整理したものを標準砂を図-3.4.2(a)～(d)、マサ土を図-3.4.3(a)～(c)に示す。図-3.4.2(a)～(d)より、標準砂においては、 $\epsilon'_{f1}$ 、 $\epsilon''_{f1}$ 、 $\epsilon'_{f18}$ 、 $\epsilon''_{f18}$ のどの複素誘電率値においても密度変化に伴う誘電率値の変化は見られない。マサ土の密度依存性については、図-3.4.3(a)  $\theta=10\%$ 、(b)  $\theta=17\%$ では誘電率値の変化は見られないが、図-3.4.3(c)  $\theta=25\%$ の高含水率領域において、乾燥密度が大きくなるに従って、 $\epsilon'_{f1}$ における誘電率値の低下が見られる。この誘電率値の低下の原因としては、乾燥密度が大きくなると、プローブ端面の土粒子の割合が増加し、測定部分の水分量が低下したため、マサ土の誘電率がおもに計測されたことが考えられる。しかしながら、マサ土においても乾燥密度の変化による複素誘電率が受ける影響は、考慮する必要はないと考えられる。

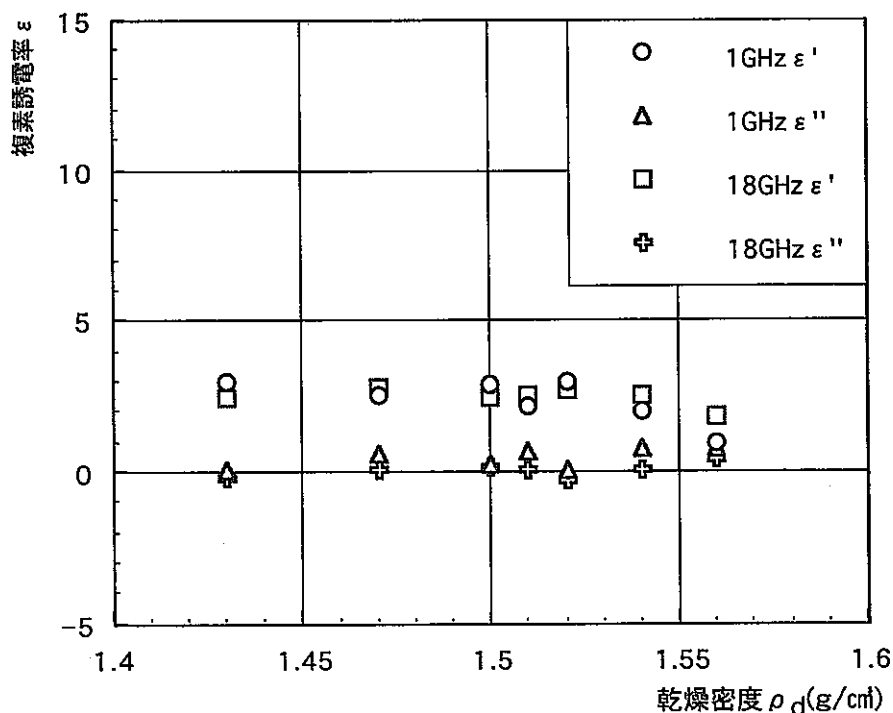


図-3.4.2(a)標準砂 ( $\theta=4\%$ )

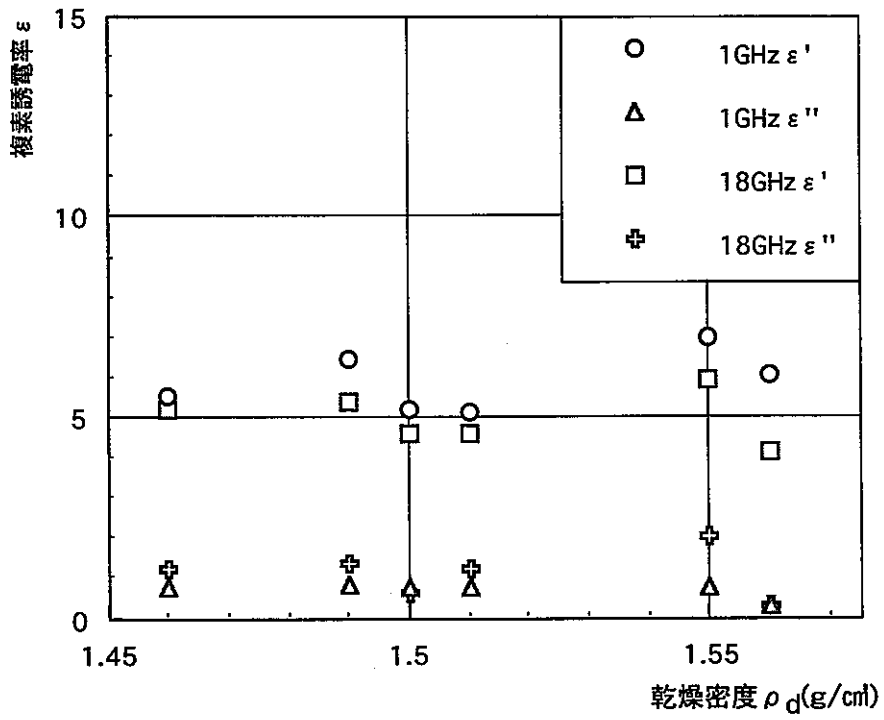


圖-3.4.2(b) 標準砂 ( $\theta=14\%$ )

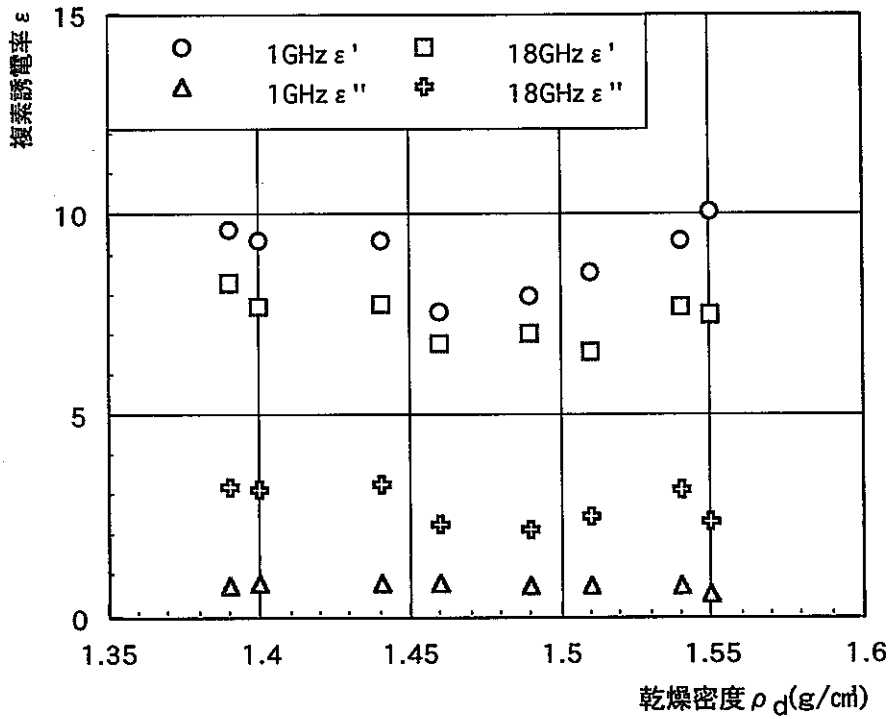


圖-3.4.2(c) 標準砂 ( $\theta=24\%$ )

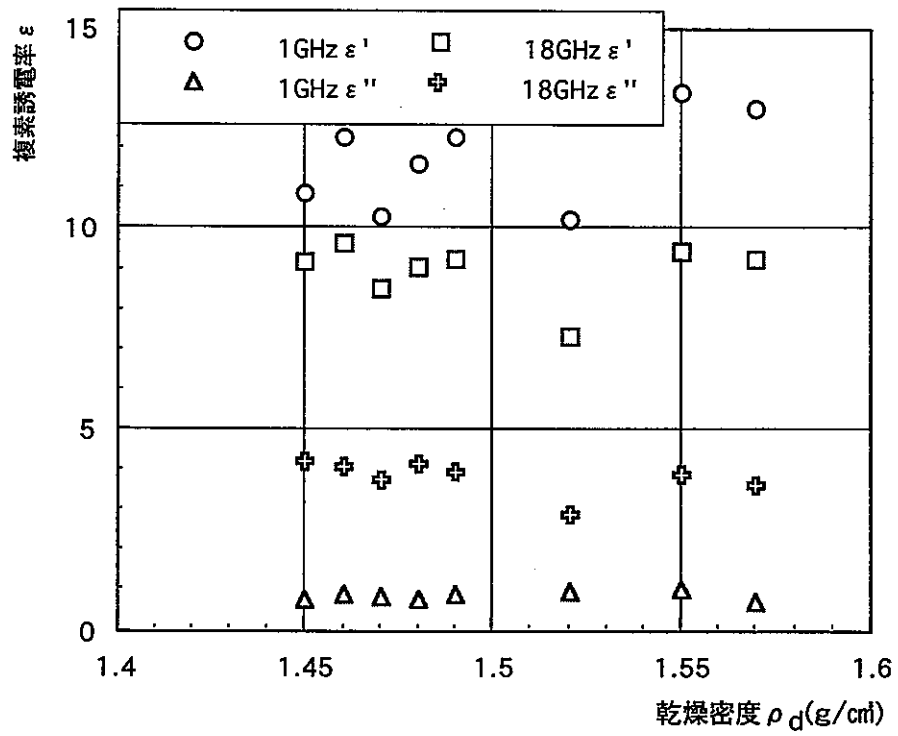


図-3.4.2(d) 標準砂 ( $\theta=29\%$ )

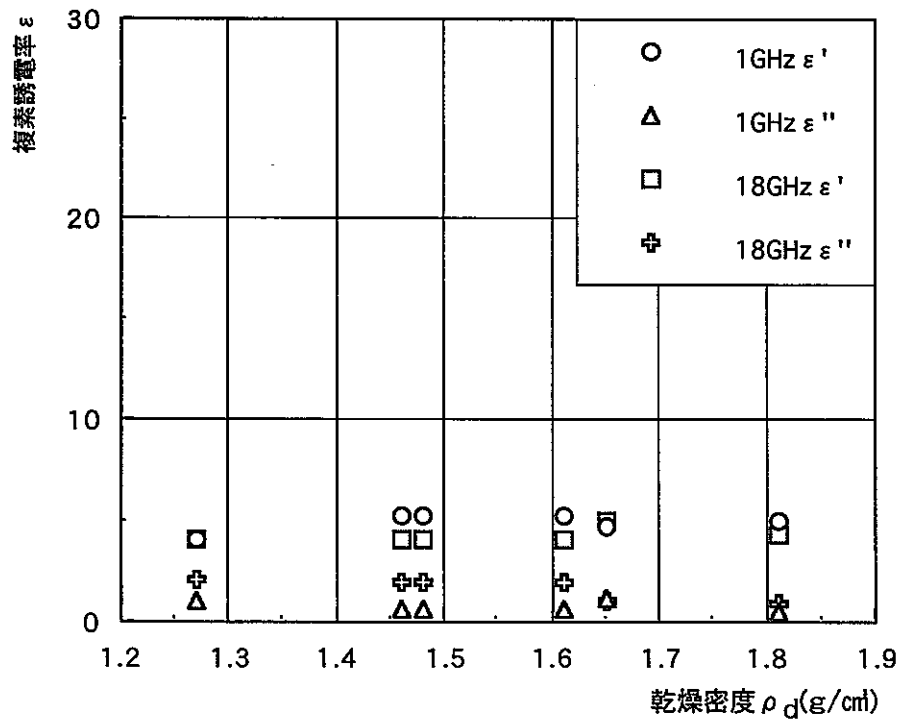


図-3.4.3(a) マサ土 ( $\theta=10\%$ )

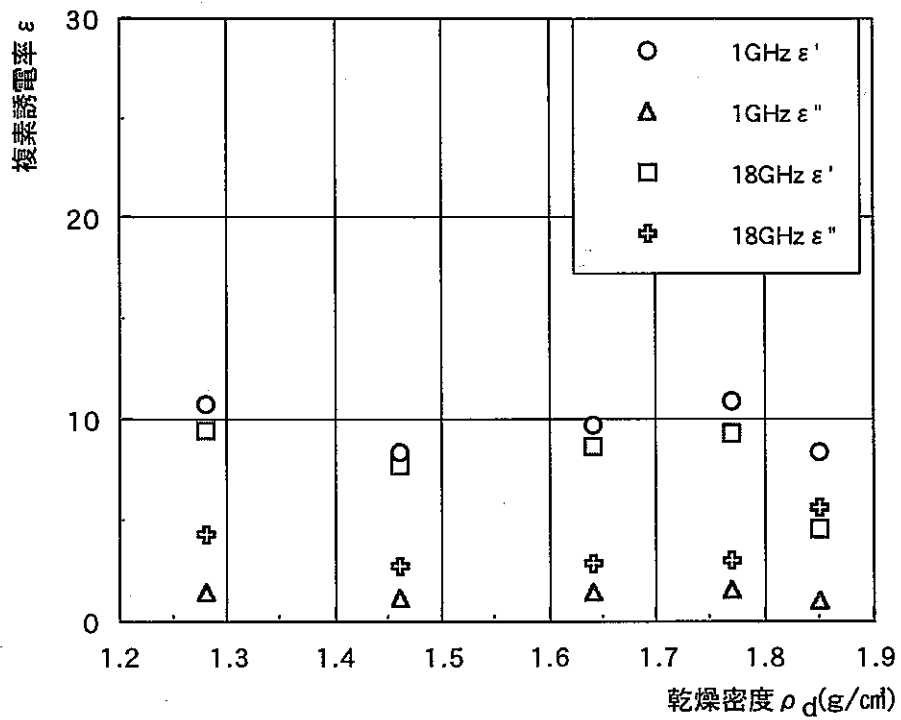


図-3.4.3(b) マサ土 ( $\theta=17\%$ )

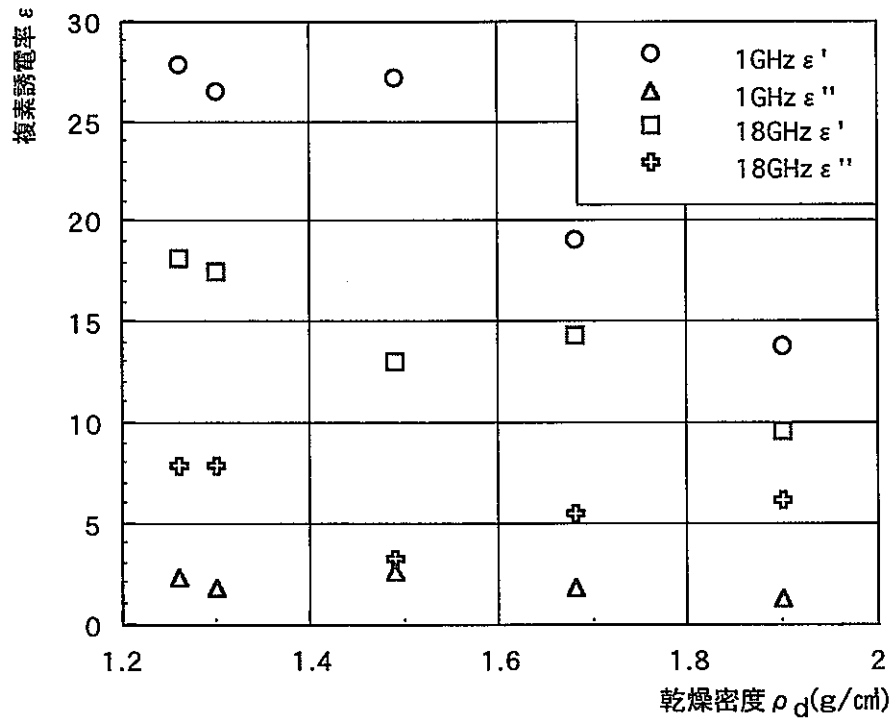


図-3.4.3(c) マサ土 ( $\theta=25\%$ )

### 3.4.3 温度依存

地盤内の温度は、季節、気候、地形などの様々な要因に影響を受け変化する。そこで本項目においては、各物質の複素誘電率の温度変化による影響を検討し、影響が認められるならば、適当な補正方法を検討し、より正確なデータを得る事を目的とする。

#### (1) 水の温度依存

水の温度依存性を検討するにあたり、水温 0.4℃～79.2℃において約 5℃おきに複素誘電率を計測した。実験装置は前述したものを用い、温度調整は試料を詰めたアクリルモールドを、氷水または湯煎にかけることによりおこなった。プローブの標準校正溶液には純水を用いた。

測定結果を付図 4.8 (a)～(l)、水温と複素誘電率の関係により結果を整理したものを図-3.4.4 に示す。図-3.4.4 より、10℃～80℃において  $\epsilon''_{f1}$ 、 $\epsilon'_{f18}$ 、 $\epsilon''_{f18}$  の周波数領域では温度の上昇に伴う誘電率値の変化は見られなかったが、 $\epsilon'_{f1}$  の周波数領域において、Udo.Kaatze<sup>6)</sup> の実験と同様に誘電率はほぼ二次関数的に上昇している。これより、1GHz 実数部周辺の誘電率値において温度変化に伴う影響が考えられるため、今後 FDR-V 計測法における物質の水分量測定においては、温度管理の実施もしくは 1GHz 実数部の誘電率値の補正が必要となると考えられる。

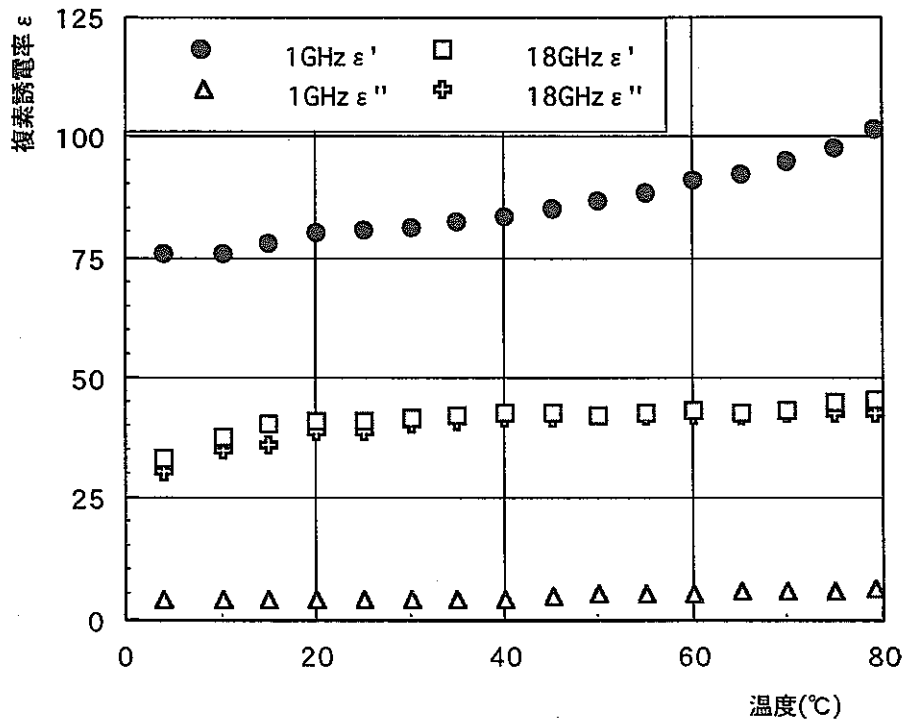


図-3.4.4 水の温度変化に伴う複素誘電率の変化

また、図-3.4.5 に  $\epsilon'_{f1}$  における各温度の誘電率値をプロットし、二次方程式により近似をおこなったグラフを示す。水の温度依存性は、次の方程式により表すことができる。

$$\epsilon'_{f1} = 0.003T^2 + 0.111T + 74.9 \quad (\text{相関係数: } R^2=0.991) \quad (3.4.1)$$

ここで、 $T$ : 温度 (°C) である。

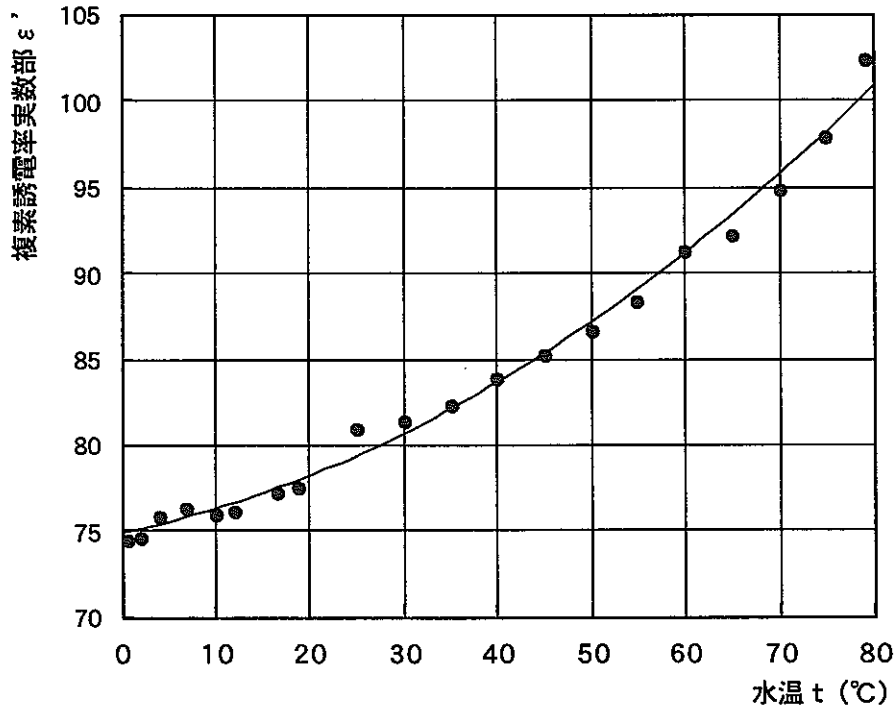


図-3.4.5  $\epsilon'_{f1}$  における水の誘電率値の変化

## (2) 灯油の温度依存

水の温度依存性と同様の方法により、灯油の温度依存性についても 2.7°C~55°C について約 5°C おきに計測を行った。プローブの標準校正溶液にはアセトンを用いた。

測定結果を付図 3.4.9 (a)~(c) に、灯油の温度と複素誘電率の関係により結果を整理したものを図-3.4.5 に示す。図-3.4.6 より、 $\epsilon'_{f1}$ ,  $\epsilon''_{f1}$ ,  $\epsilon'_{f18}$ ,  $\epsilon''_{f18}$  のどの複素誘電率値においても温度変化に伴う変化は見られず、灯油においては複素誘電率の温度依存性を考慮する必要性は無いと言える。

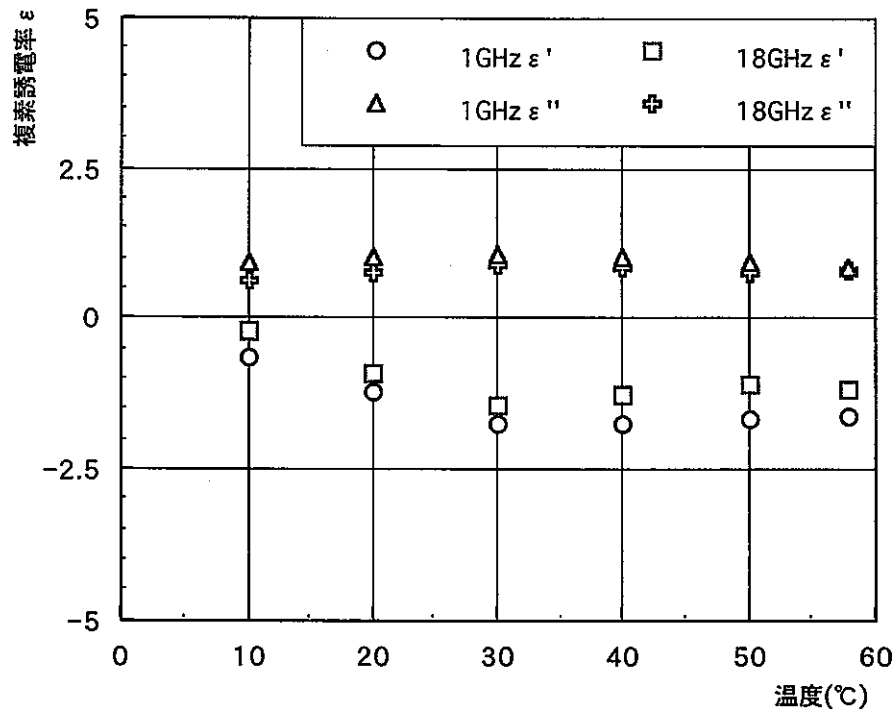


図-3.4.6 灯油の温度変化に伴う複素誘電率の変化

### 3.4.4 塩分濃度依存

実際の地盤中にはいくらかの塩分が含まれている場合があり、それが及ぼす影響について検討する必要がある。本項目においては地盤に含まれる塩分として塩化ナトリウムを用い、FDR-V 計測法における塩分濃度の依存性について検討をおこなった。

実験方法としては、塩分濃度 0~40,000ppm において 2,500ppm 以下の低濃度領域については約 500ppm おきに、5,000ppm 以上では 5,000ppm, 10,000ppm, 20,000ppm, 40,000ppm について計測を行った。水温は全て 20°C で実験をおこなった。なおプローブの標準校正溶液には純水を使用した。

測定結果を付図 4.10(a)~(g), 図-3.4.7, 塩分濃度と複素誘電率の関係により結果を整理したものを図-3.4.8 に表す。図-3.4.7 は、20,000ppm における周波数と複素誘電率の関係を示している。図-3.4.7 と、水の周波数と複素誘電率の関係を表す付図-3.4.8 (c) を比べると、複素誘電率虚数部 1GHz 周辺に興味深い変化が見られる。塩分濃度変化が、複素誘電率値に及ぼす変化として

は、図-3.4.8 より、 $\epsilon'_{f1}$ ,  $\epsilon'_{f18}$ ,  $\epsilon''_{f18}$  の複素誘電率値においては、濃度変化に伴う誘電率値の変化は見られなかったが、 $\epsilon''_{f1}$  において、塩分濃度の上昇とほぼ比例するような誘電率値の上昇がみられ、今後 FDR-V 計測法を用いた地盤測定において、地盤内の塩分濃度に対する配慮が必要であると言える。そこで、第五章において、温度変化が塩化ナトリウム水溶液の複素誘電率値に与える影響と、地盤内における塩分濃度の計測について検討をおこなった。

また、 $\epsilon''_{f1}$  における塩分濃度と複素誘電率虚数部の関係を図-3.4.9 に示し、一次方程式により近似をおこなった結果、誘電率の上昇については以下のような関係が求められた。

$$\epsilon''_{f1} = 0.002c + 6.80 \quad (\text{相関係数: } R^2=0.999) \quad (3.4.2)$$

ここで、 $c$ : 濃度(ppm)である。

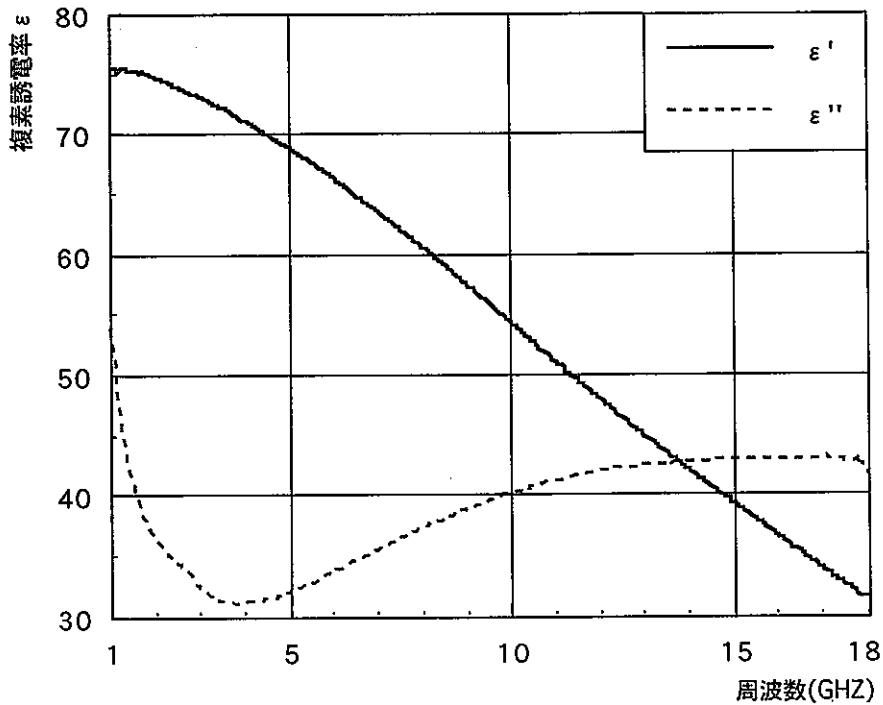


図-3.4.7 20,000ppm 水溶液における周波数と複素誘電率の関係



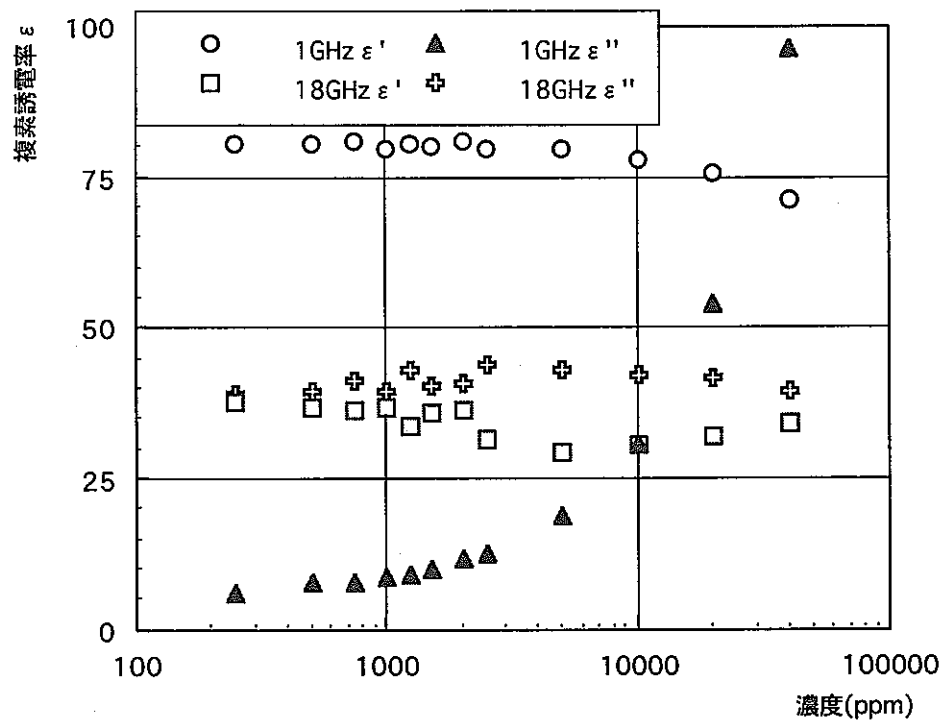


図-3.4.9 塩分濃度による複素誘電率の変化

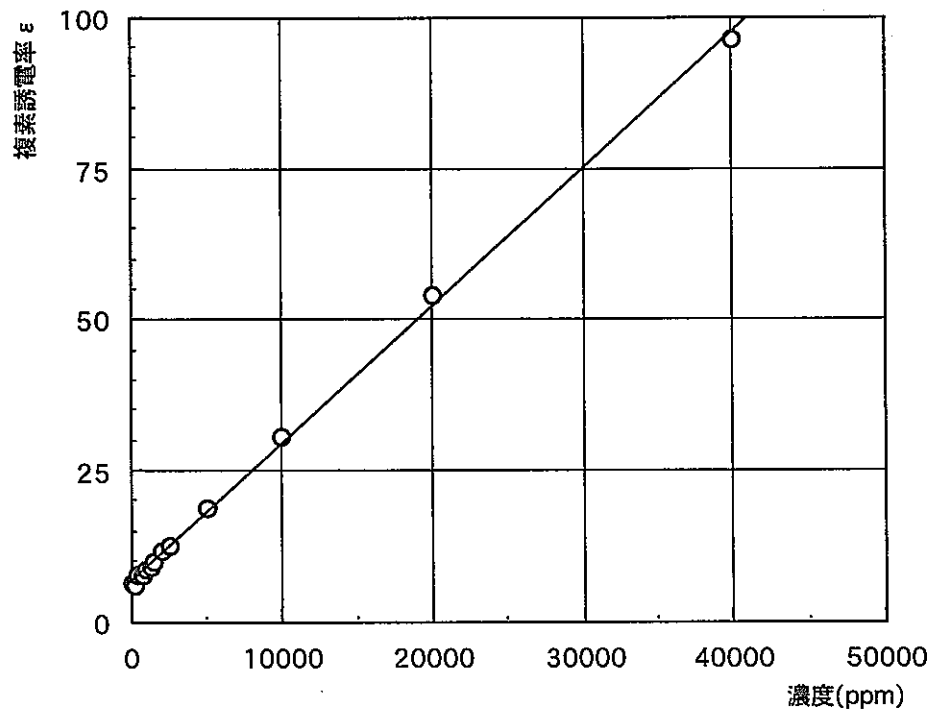


図-3.4.10 1GHz 複素誘電率虚数部の濃度による変化

## 3.5 地盤の塩分濃度の計測

### 3.5.1 概説

3.4 における塩分濃度依存性の検討の結果、FDR-V 計測法は塩分濃度により、1GHz 複素誘電率虚数部周辺の誘電率値に影響を受ける事が判明した。そこで本章においては、FDR-V 計測法を用いて塩化ナトリウム水溶液における温度依存性、および標準砂における濃度依存性の検討をおこない、FDR-V 計測法により得られた複素誘電率値を用いて、水溶液、地盤内の塩分濃度を求めることを目的とする。

### 3.5.2 塩化ナトリウム水溶液における温度依存

FDR-V 計測法において、温度変化が水の 1GHz 複素誘電率実数部に影響を与えることが第 4 章において分かった。本節においては、温度変化が塩化ナトリウム水溶液の複素誘電率に与える影響について検討するとともに、水の温度依存性との比較をおこなった。

実験装置、方法については、水の温度依存性と同様のものを用いた。温度の変動範囲は約 5℃おきに複素誘電率値の計測をおこない、塩分濃度は、5,000ppm、10,000ppm、15,000ppm、20,000ppm、30,000ppm について実験をおこなった。プローブの標準校正溶液には純水を用いた。

実験結果を付図 5.1, 5.3, 5.5, 5.6, 5.8 温度と複素誘電率の関係により結果を整理したものを図-3.5.1, 付図 5.2, 5.4, 5.7, 5.9 に示す。図-3.5.1 は、15,000ppm の塩化ナトリウム水溶液の実験結果であり、 $\epsilon'_{f18}$ ,  $\epsilon''_{f18}$  の複素誘電率値においては温度変化に伴う複素誘電率値の変化は見られなかったが、0℃～60℃における  $\epsilon'_{f1}$ ,  $\epsilon''_{f1}$  複素誘電率値においては、温度の上昇に伴い、 $\epsilon'_{f1}$  では低下、 $\epsilon''_{f1}$  では上昇する傾向が見られた。付図 5.2, 5.4, 5.7, 5.9 に示す、その他の塩分濃度においても同様の結果が得られた。このことより、塩化ナトリウム水溶液の温度依存性は、水の温度依存性とは異なると考えられる。

次に、温度依存と塩分濃度の関係について考察をおこなった。図-3.5.2(a), (b), 付図 5.10, 5.11, 5.12 に各温度における濃度と複素誘電率の関係により得られたデータを整理した。図-3.5.2(a), (b) は塩化ナトリウム水溶液の温度 10℃, 50℃におけるグラフである。図-3.5.2(a), (b) より、 $\epsilon'_{f1}$ ,  $\epsilon'_{f18}$ ,  $\epsilon''_{f18}$  には濃度変化による複素誘電率値の変化は見られないが、 $\epsilon''_{f1}$  においては、誘電率値の上昇が見られる。これより塩分濃度変化が  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値に及ぼす影響は、水温と関係なく起こることが分かる。また、水溶液の温度が 10℃と 50℃では、塩分濃度の増加に伴う  $\epsilon''_{f1}$  における誘電率値の変化の割合が異なることも分かる。そこで、図-3.5.3 に水溶液の温度について 10℃～50℃まで、10℃おきに濃度と  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値の関係をプロットし、線形方

程式により近似をおこなったものを示す。図-3.5.3 より、温度上昇に伴い、塩分濃度に伴う  $\epsilon''_{f1}$  の上昇を表す方程式の傾きが大きくなっていることが分かる。また、純水における  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値は図-3.4.4 に示すように、水の温度に関係なく約 8 で一定であることから、表-5.1 における方程式の切片も 8 で一定であるとみなすことができる。よって、濃度 C との関係は次の式により表される。

$$\epsilon''_{f1} = ac + 8 \quad (3.5.1)$$

ここで、c: 塩分濃度 (%), a: 各水温における傾きである。

さらに、図-3.5.4 に温度と表-3.5.1 に表す方程式の傾きの関係をプロットし、線形方程式により近似をおこなった結果、温度と方程式の傾きは、次の方程式で表すことができた。

$$a = 0.30T + 12.72 \quad (3.5.2)$$

ここで、a: 各水温における傾き、T: 温度 (°C) である。

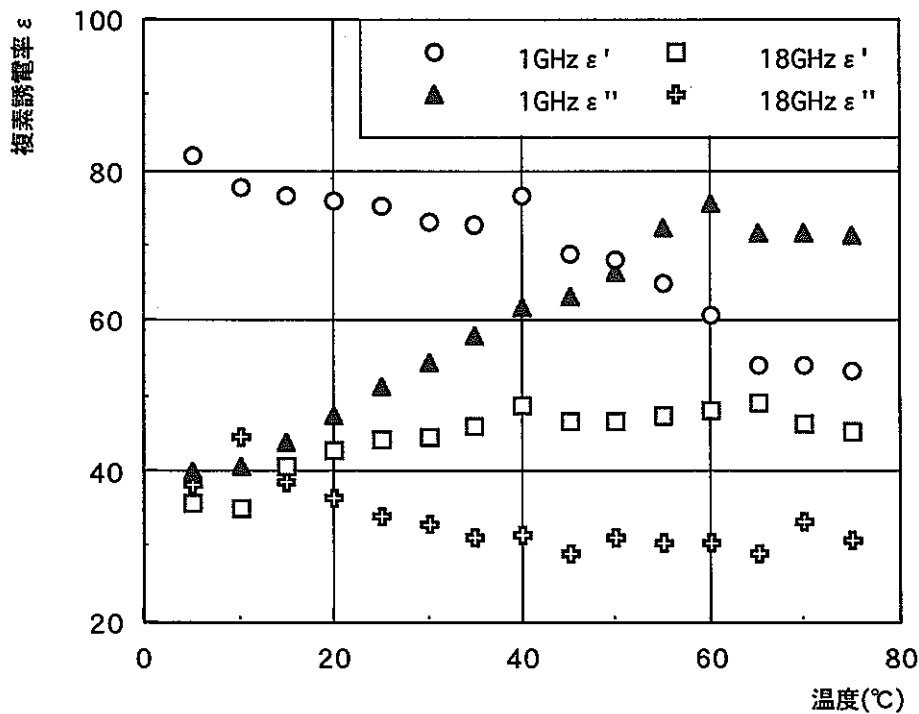


図-3.5.1 塩分濃度 15,000ppm における温度変化に伴う複素誘電率の変化

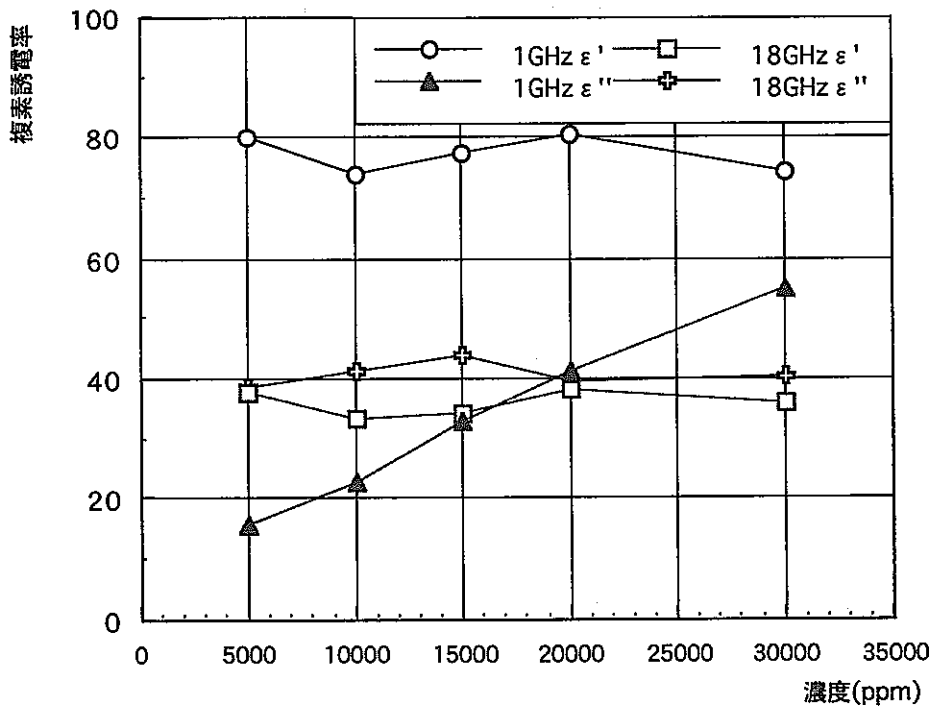


図-3.5.2(a) 水温 10°Cにおける塩分濃度と複素誘電率の関係

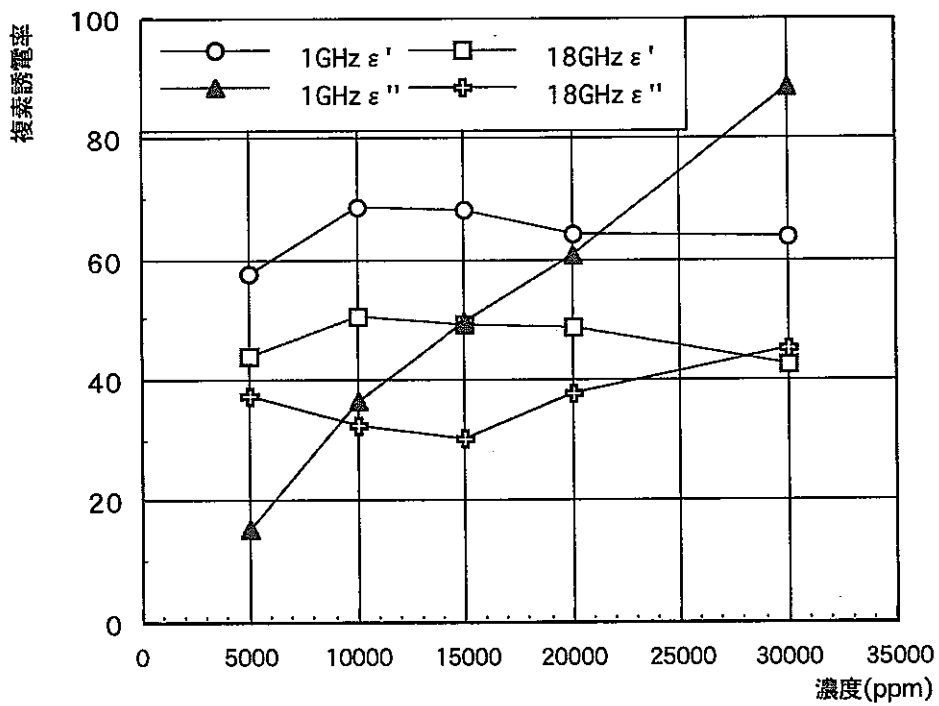


図-3.5.2(b) 水温 50℃における塩分濃度と複素誘電率の関係

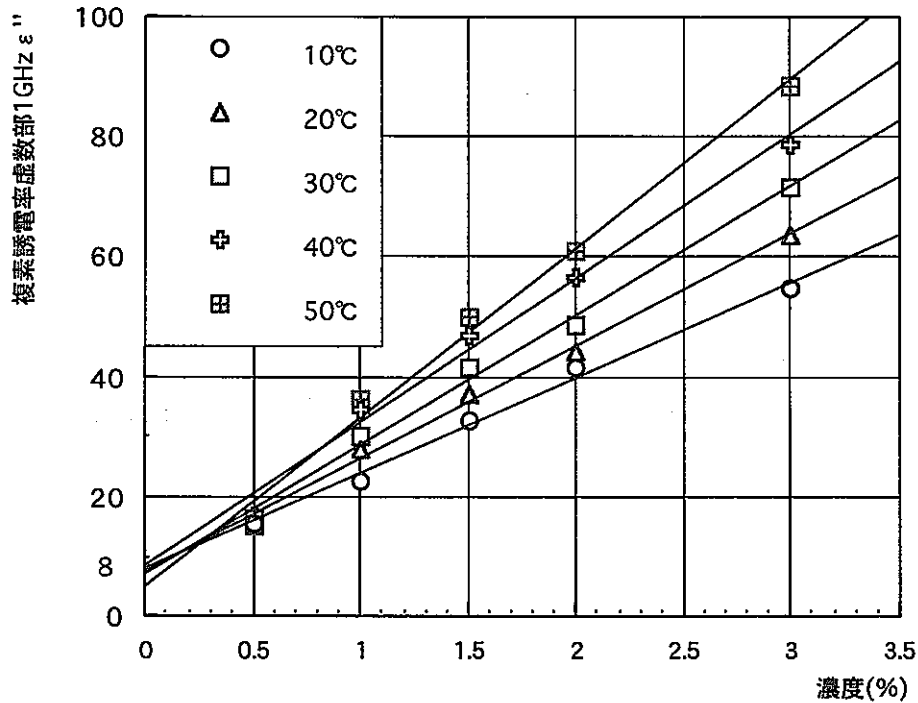


図-3.5.3 各温度における  $\epsilon''_{f1}$  の塩分濃度と複素誘電率の関係

表-3.5.1 各温度における  $\epsilon''_{f1}$  の塩分濃度と複素誘電率の関係を表す式

温度	近似式
10	$y=15.95x+8.01$
20	$y=18.75x+7.74$
30	$y=21.43x+7.41$
40	$y=23.88x+8.55$
50	$y=28.29x+4.90$

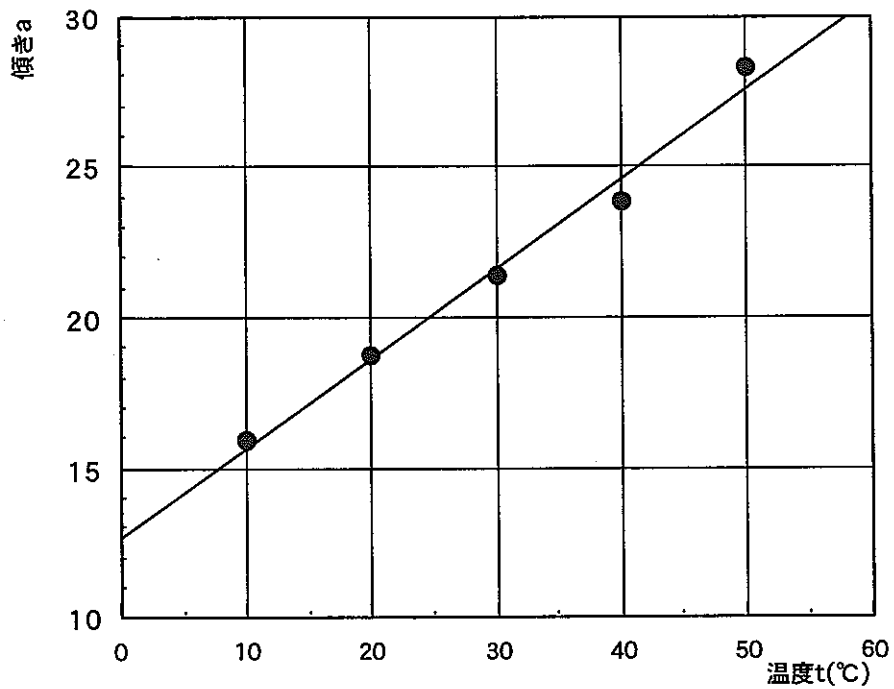


図-3.5.4 温度と傾きの関係

### 3.5.3 温度依存を考慮した塩水中の塩分濃度の測定法

3.5.2 により得られた結果を用いて、本項目において温度変化を考慮した FDR-V 計測法を用いた塩化ナトリウム水溶液の濃度の測定方法を提案する。図-3.5.6 は測定法の概要について示している。塩化ナトリウム水溶液の温度に関しては、計測器を用いて比較的容易に計測することができるので、計測器により測定した値を用いる。次に、得られた温度を式(3.5.2)に代入することにより、濃度と  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値の関係を表す方程式の傾きが求められ、式(3.5.1)に示す一次関数が求められる。得られた方程式に、FDR-V 計測法により測定した  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値を代入し、方程式を塩分濃度 C について解くことにより、測定をおこなった水溶液の塩分濃度を算出する。以上のような方法を用いて、FDR-V 計測法により温度と複素誘電率値から、水溶液の塩分濃度の計測をおこなうことができる。

# 測定項目

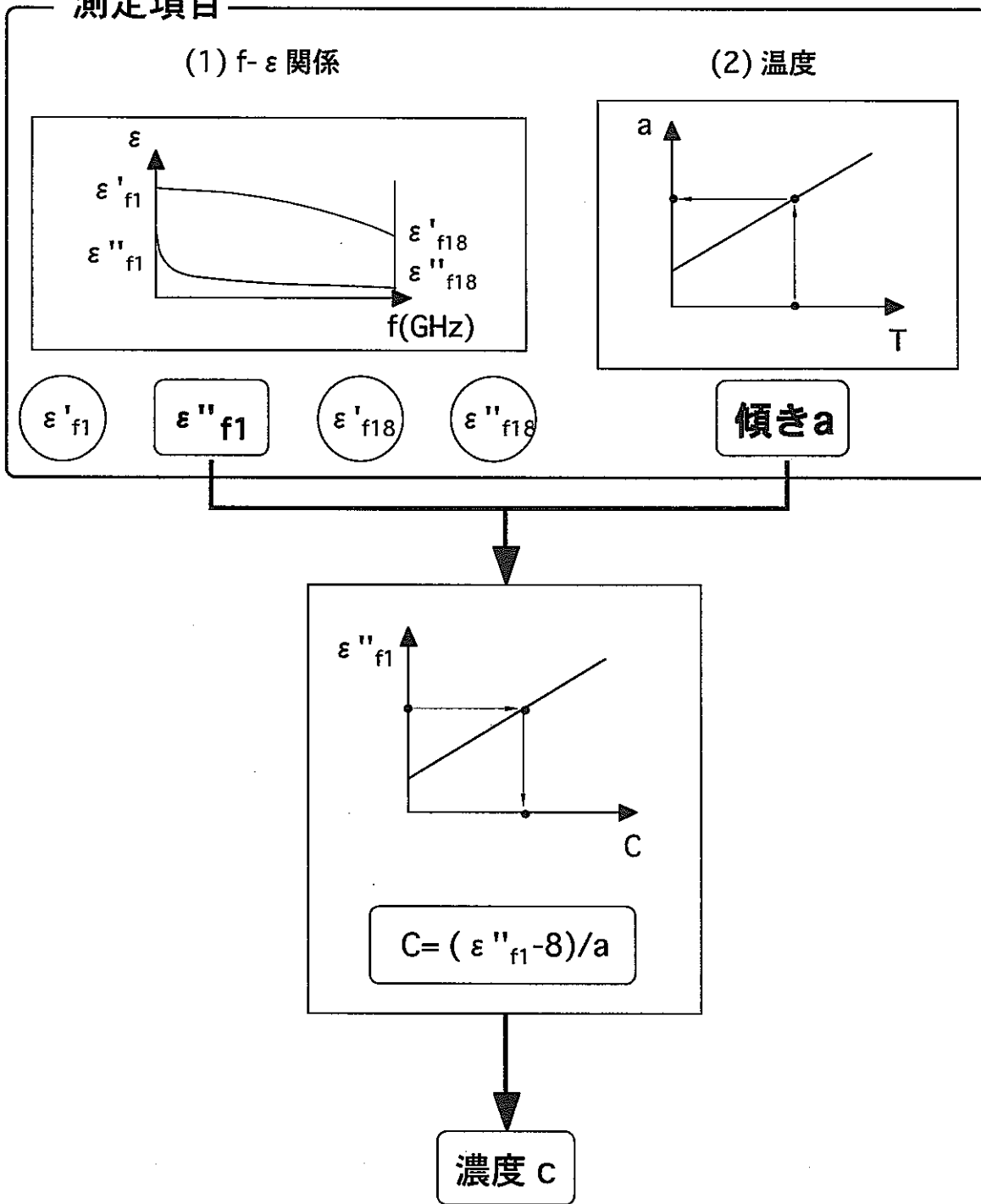


図-3.5.6 温度依存を考慮した塩水中の塩分濃度の測定法の概要

### 3.5.4 標準砂試料中の塩分濃度の影響

これまでに、塩分濃度依存性に関して、塩化ナトリウム水溶液について検討をおこない、塩分濃度が複素誘電率に及ぼす影響を確認した。そこで本節においては、FDR-V 計測法による実際の地盤測定を想定し、塩分濃度が標準砂の複素誘電率値に与える影響について検討をおこなう。実験装置、方法については、密度依存性の検討に用いたものと同様のものを用い、プローブの標準校正溶液にはアセトンを用いた。実験には豊浦標準砂を用い、乾燥密度  $\rho_d=1.5\text{g/cm}^3$  で締固めた。試料については、塩化ナトリウム水溶液の濃度を 5,000ppm, 10,000ppm, 15,000ppm, 20,000ppm, 30,000ppm, の場合においてそれぞれ飽和度を  $S_r=10\% \sim 90\%$  まで、10%おきに変化させ作成し、複素誘電率を計測した。なお、試料温度は  $15^\circ\text{C}$  の一定条件で測定をおこなった。

測定結果を付図 5.13, 5.15, 5.17, 5.18, 5.20, 5.22, 5.23, 5.25, 5.27 飽和度別に濃度変化と複素誘電率の関係により結果を整理したものを図-3.5.6(a)~(c), 付図 5.14, 5.16, 5.19, 5.21, 5.24, 5.26 に示す。図-3.5.6(a)~(c)は、飽和度 30%, 60%, 90%における誘電率の変化をしたものであり、 $\epsilon'_{f1}$ ,  $\epsilon'_{f18}$ ,  $\epsilon''_{f18}$  においては温度変化に伴う複素誘電率値の変化は見られなかったが、 $\epsilon''_{f1}$  において塩分濃度の上昇に伴い複素誘電率値の上昇が見られた。付図 5.14, 5.16, 5.19, 5.21, 5.24, 5.26 に示すその他の飽和度においても同様の結果が得られた。また、飽和度の違いにより、塩分濃度の増加に伴う  $\epsilon''_{f1}$  における誘電率値の変化の割合が異なることから、図-3.5.7 において各飽和度における濃度と  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値の関係をプロットし、提案した線形方程式により近似をおこなった。図-3.5.7 のグラフより、飽和度の上昇に伴い、塩分濃度に伴う  $\epsilon''_{f1}$  の上昇を表す方程式の傾きが大きくなっていることが分かる。また、誘電率値の違いは濃度が低くなるほど小さくなり、濃度 0ppm における各方程式の切片に関しては、飽和度に関係なく約 0.6 で一定であると見なすことができる。よって、 $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値と濃度  $C$  との関係は次の式により表すことができる。ここで、 $c$ : 塩分濃度 (%),  $a$ : 各飽和度の傾きである。

$$c = (\epsilon''_{f1} - 0.6) / a \quad (3.5.3)$$

さらに、図-3.5.8 に飽和度と表-3.5.2 に表す方程式の傾きの関係をプロットし、三次方程式により近似をおこなった結果、飽和度と方程式の傾きは、次の方程式で表すことができた。

$$a = 6.2 \times 10^{-6} S_r^3 - 2.1 \times 10^{-4} S_r^2 + 1.2 \times 10^{-2} S_r + 7.8 \times 10^{-2} \quad (\text{相関関数; } R^2=0.97) \quad (3.5.4)$$

ここで、 $a$ : 各飽和度における傾き、 $S_r$ : 飽和度 (%)である。

また、図-3.5.6(a)~(c)において、 $\epsilon'_{f1}$  の誘電率値を比較すると、飽和度の上昇とともに誘電率値が上昇していることが分かる。図-3.5.9 に各飽和度における  $\epsilon'_{f1}$  の誘電率値と、飽和度の関係をプロットし、二次方程式により近似をおこなったものを示す。各飽和度における  $\epsilon'_{f1}$  の誘電率



値については、同一飽和度の各濃度における誘電率値を平均して求めた。結果として、 $\epsilon'_{f1}$  の誘電率値と、飽和度の関係は、次の方程式により求めることができた。

$$S_r = \sqrt{500\epsilon'_{f1} - 2019} + 1 \quad (\text{相関関数: } R^2=0.987) \quad (3.5.5)$$

ここで、 $S_r$  : 飽和度 (%)である。

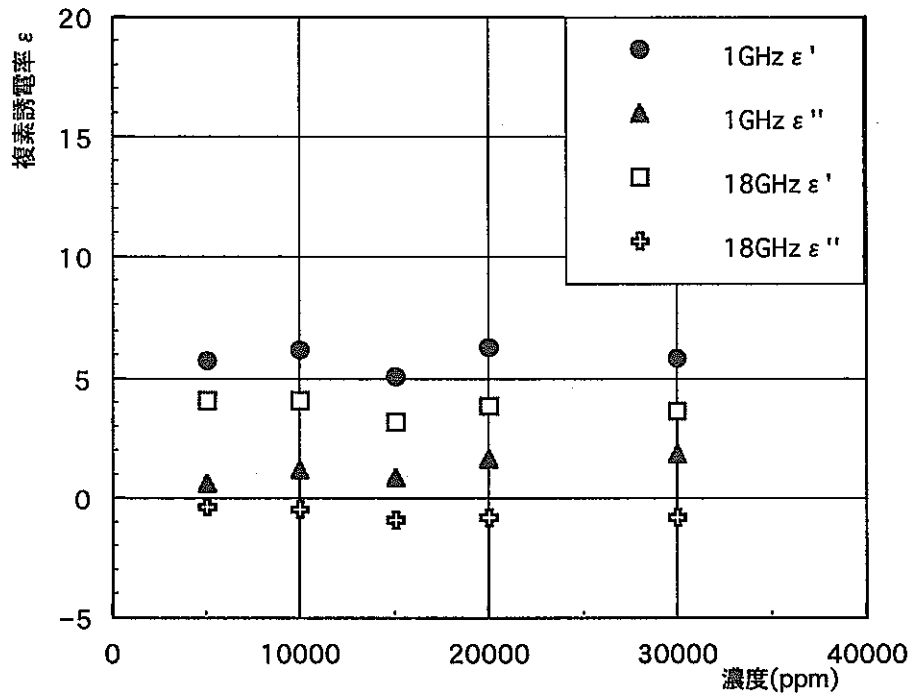


図-3.5.6(a) 飽和度 30%における塩分濃度変化に伴う複素誘電率の変化

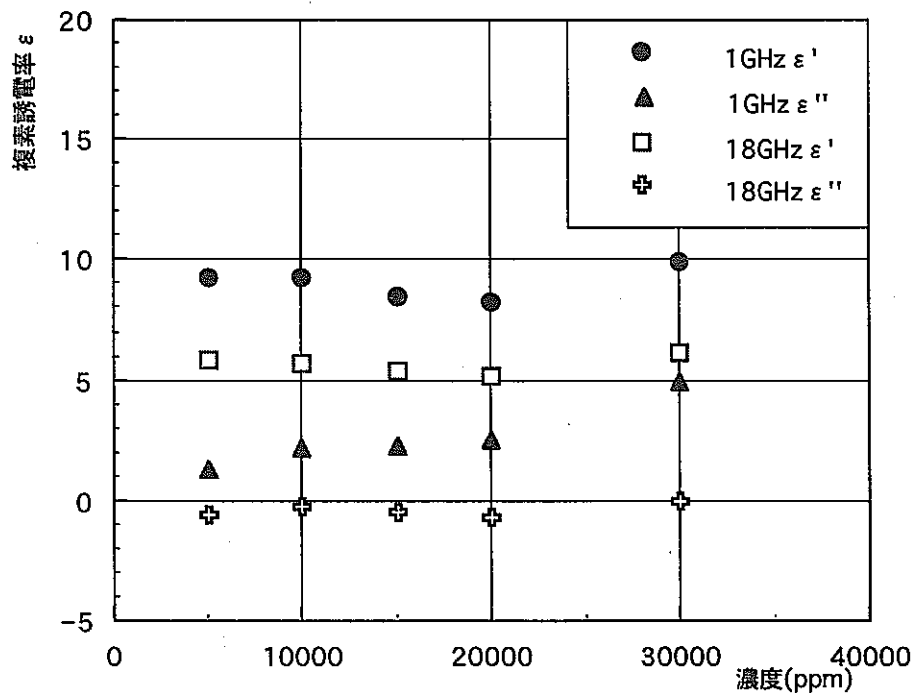


図-3.5.6(b) 飽和度 60%における塩分濃度変化に伴う複素誘電率の変化

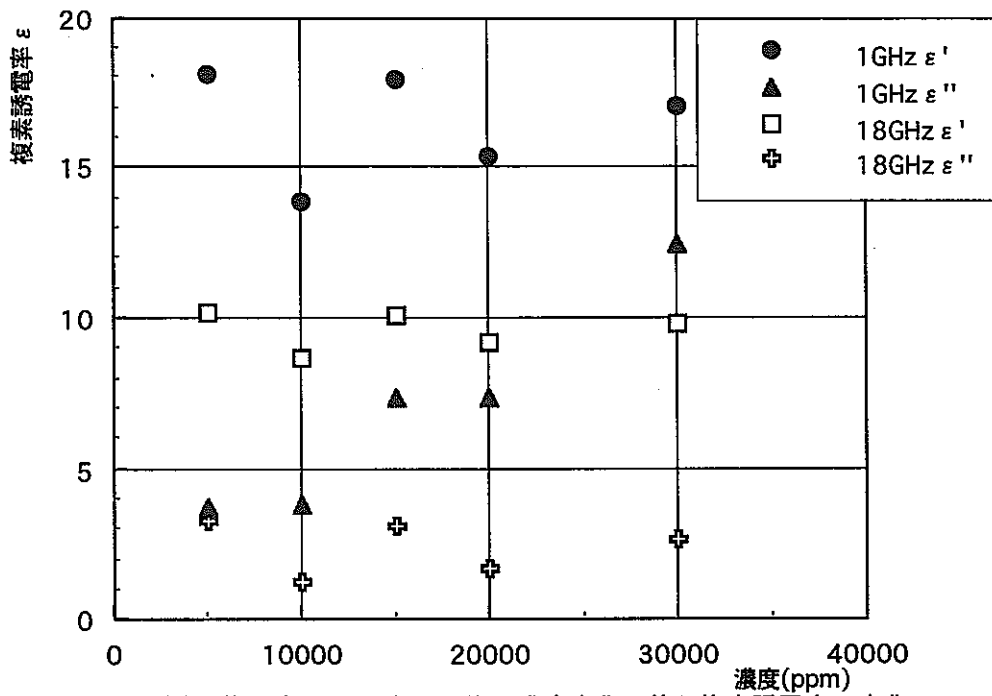


図-3.5.6(c) 飽和度 90%における塩分濃度変化に伴う複素誘電率の変化

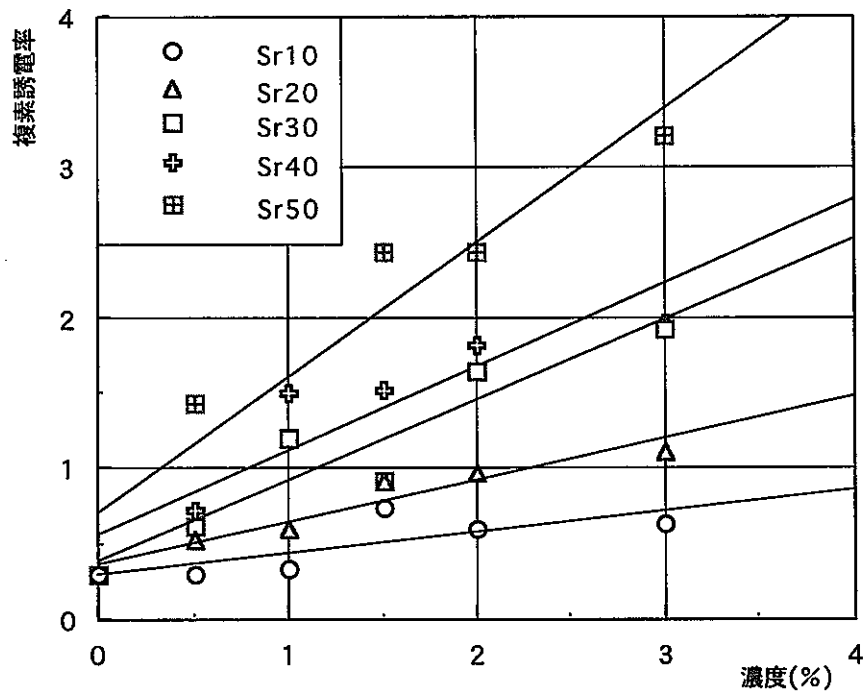


図-3.5.7 各飽和度における  $\epsilon''f_1$  の塩分濃度と複素誘電率の関係

表-3.5.2 各飽和度における  $\varepsilon''_{f1}$  の塩分濃度と複素誘電率の関係を表す式

飽和度 (%)	方程式
10	$y=0.14x+0.30$
20	$y=0.28x+0.37$
30	$y=0.54x+0.39$
40	$y=0.55x+0.57$
50	$y=0.90x+0.70$

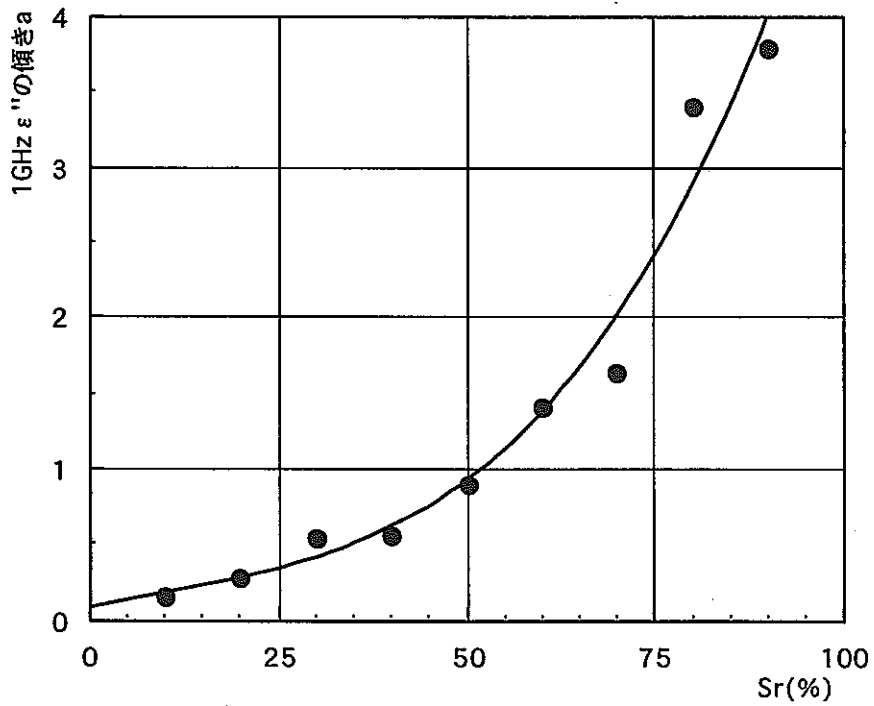


図-3.5.8 飽和度と傾きの関係

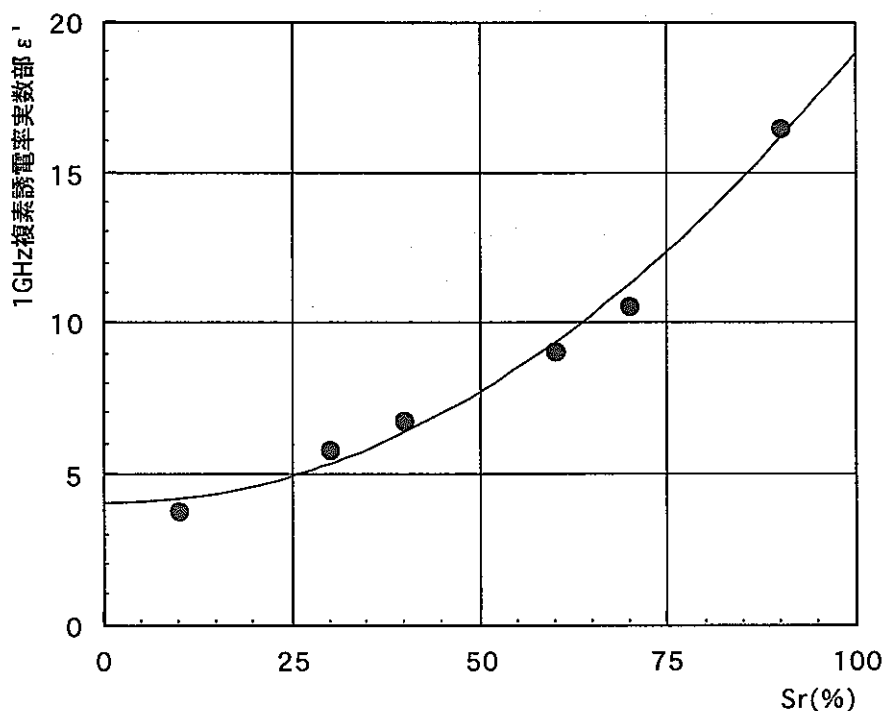


図-3.5.9 飽和度と  $\epsilon''_{f1}$  における誘電率値の関係

### 3.5.5 標準砂試料内の塩分濃度の測定法

3.5.4 節により得られた、標準砂内の塩分濃度が複素誘電率におよぼす影響の結果から、本節において、FDR-V 計測法を用いた標準砂試料内における塩分濃度の測定方法を提案する。図-3.5.10 は測定方法の概要について示している。まず、FDR-V 計測法により測定した  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値を、 $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値と飽和度の関係を表す式(3.5.5)に代入し、方程式を解くことにより試料の飽和度  $Sr$  がもとめられる。次に飽和度と傾きの関係を表す式(3.5.4)に、式(3.5.5)より求められた供試体の飽和度を代入し、方程式を解くことにより、塩分濃度と  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値の関係を表す方程式の傾きが求められ、式(3.5.3)に示すような一次関数が求められる。このようにして得られた方程式に、FDR-V 計測法により測定した  $\epsilon''_{f1}$  の誘電率値を代入し、方程式を塩分濃度  $C$  について解くことにより、測定をおこなった供試体内の塩分濃度を算出する。以上のような方法を用いることにより、FDR-V 計測法を用いて塩分を含んだ供試体を測定することにより得られた複素誘電率値から、供試体内の塩分濃度および飽和度の測定をおこなうことができる。

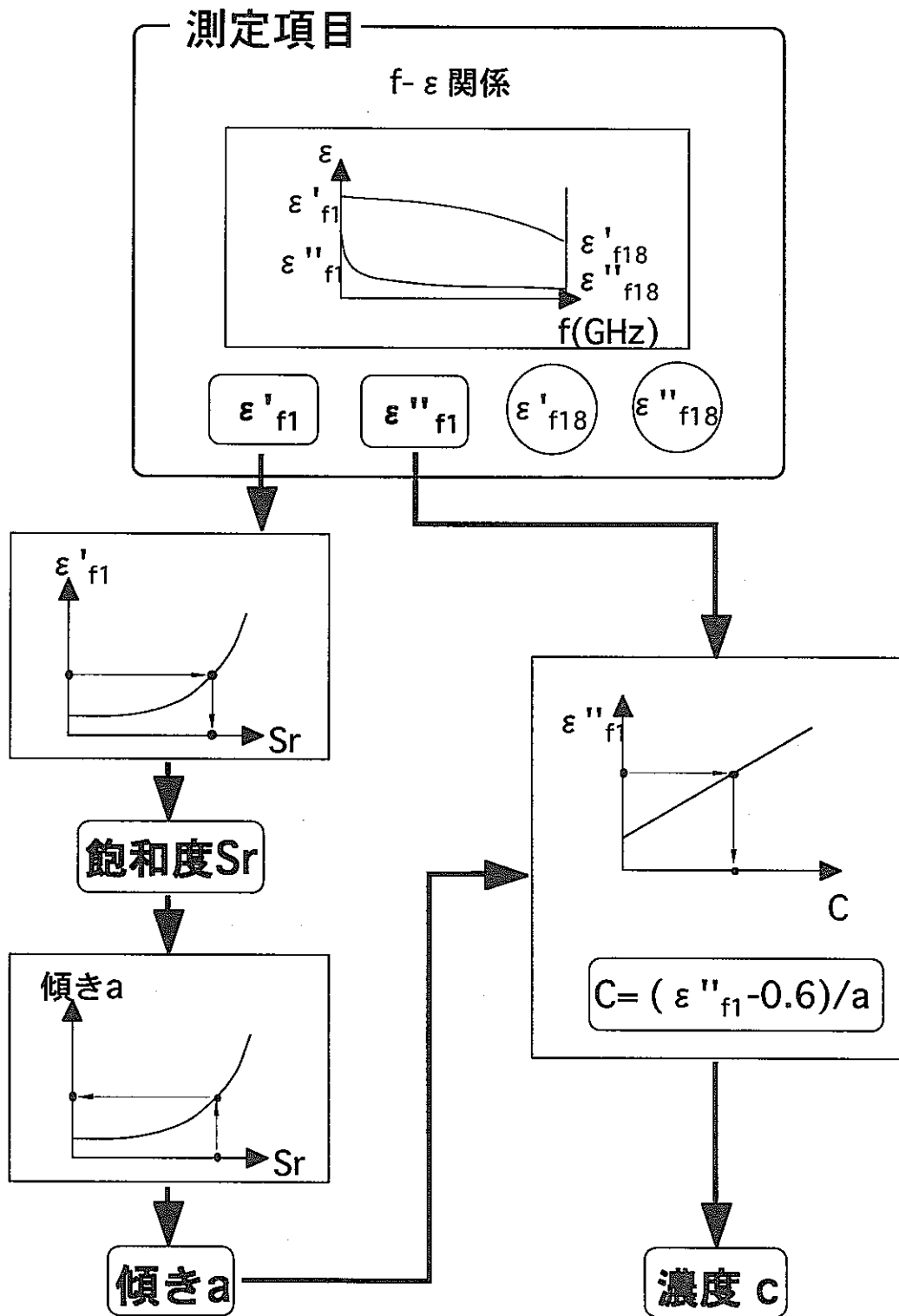


図-3.5.10 標準砂試料内における塩分濃度の測定法の概要

### 3.6 FDR-V 計測法を用いた土壌汚染度の測定

#### 3.6.1 概説

3.4, 3.5 において FDR-V 計測法における各種依存性について検討をおこなってきた。そこで、本章においては、不飽和領域での水分量、空気の量および汚染物質の量の測定が、FDR-V 計測法によって可能となるかどうかについて、実際に汚染地盤を想定して測定を行い検討する。なお、汚染物質として灯油を、また土試料として豊浦標準砂を用いた。

#### 3.6.2 材質の測定

ここでは、汚染地盤を構成する水、砂、空気、灯油のそれぞれについて、FDR-V 計測法を用いた複素誘電率値を把握し、各物質の分離の可能性について検討を行う。実験装置および方法は、塩分濃度の測定および依存性の検討で用いたものと同じものを用いた。なお、標準砂の測定については、土粒子のみの測定は困難であり、必然的に土粒子と空気の混在した場合についての測定を行っている。以下に測定結果を周波数と複素誘電率の関係を表すグラフで示す。

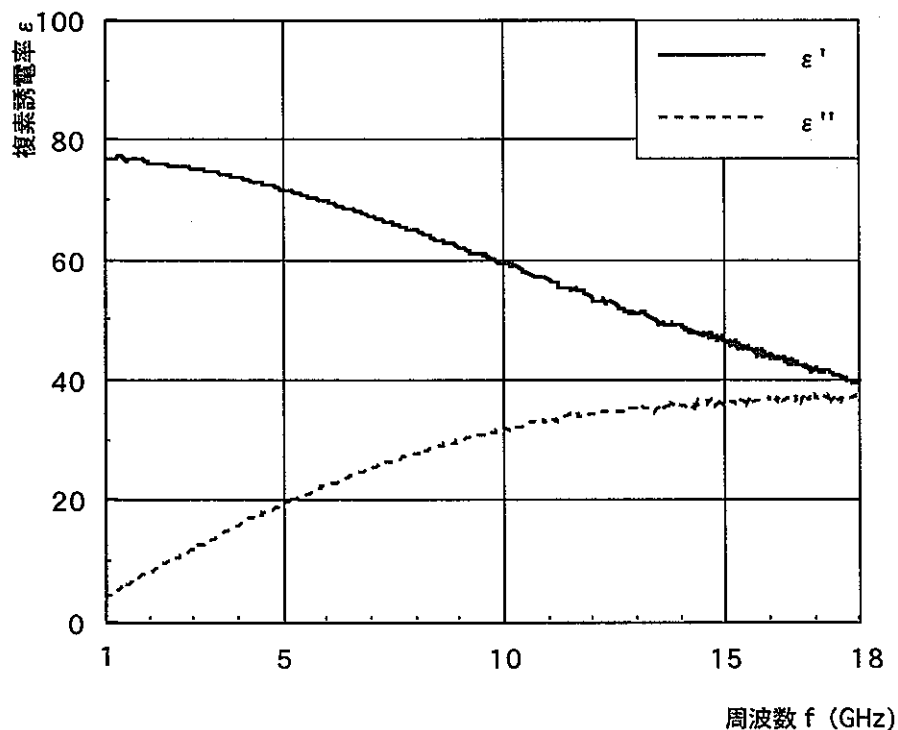


図-3.6.1(a) 水の測定結果

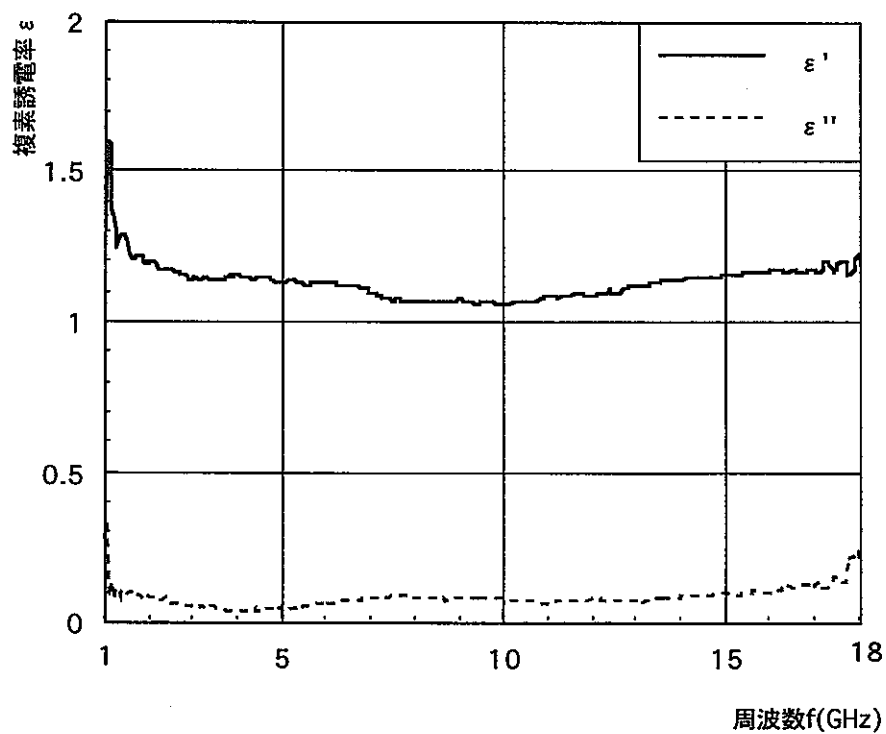


図-3.6.1 (b) 豊浦標準砂の測定結果

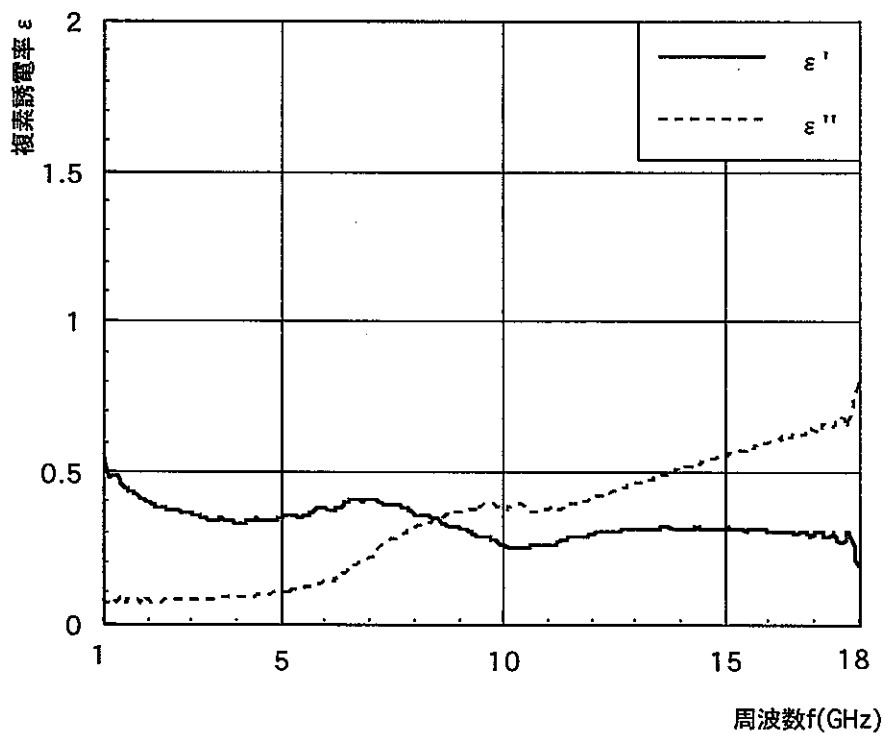


図-3.6.1(c) 空気の測定結果

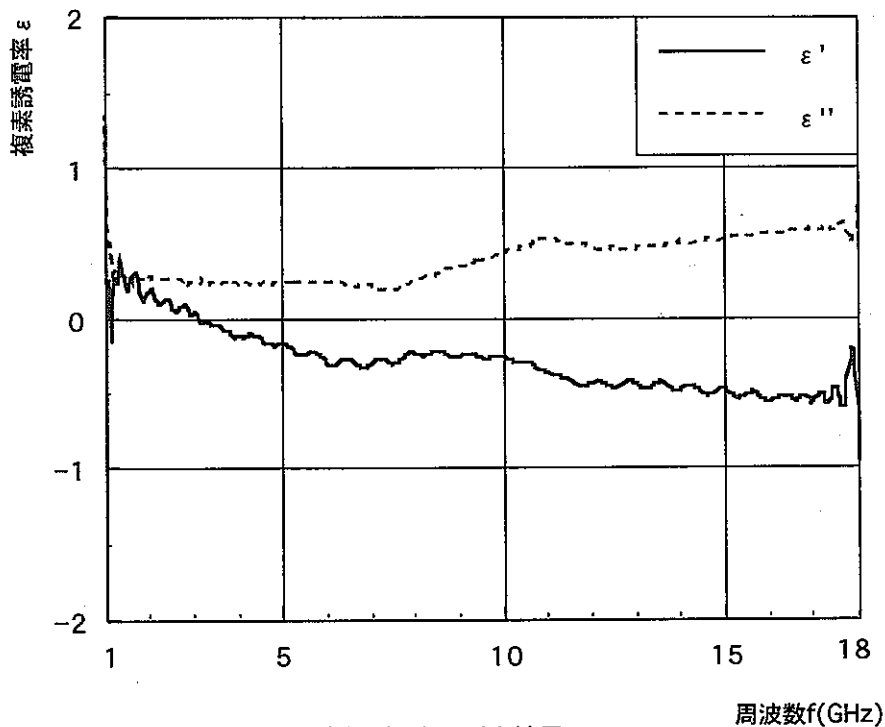


図-3.6.1(d) 灯油の測定結果

図-3.6.1(a)～(d)より、水、砂、空気、灯油のそれぞれの誘電率値をみると、水の結果を除いては、全て 0～1 の間で殆ど同じ値を示していることが分かる。また、波形形状の特徴的な変化もほとんど認められず、汚染土壌において、水分量の測定は可能であるが、灯油、砂、空気の分離は困難であるのではないかとと思われる。

次項で実際の汚染地盤を想定した、標準砂に水や灯油を混ぜた試料のキャリブレーションについて述べ、FDR-V 計測法の汚染度測定法への応用の可能性の有無について、さらに検討を加える。

### 3.6.3 汚染土壌に対するキャリブレーション

ここでは、標準砂に水、汚染物質（灯油）、水と汚染物質を混ぜ合わせ、締固めた試料の測定を行い、汚染地盤に対する校正曲線の作成を行った。実験装置および方法は密度依存性の検討に用いたものと同様のものを用いた。試料は、水、灯油の場合は、それぞれ飽和度  $S_r=0\% \sim 90\%$ まで 10%ずつ変化させた合計 10 通りを作成した。また、水と灯油を混合した場合については、水の飽和度を  $S_r=10\% \sim 80\%$ まで変化させ、水の飽和度  $S_r=10\%$ の試料には灯油を油度  $S_r=10\%$ 分ずつ足して行き、水と灯油の両方を合わせた飽和度が  $S_r=90\%$ まで 8 通り、水の飽和度  $S_r=20\%$ の試料では 7 通りという具合に、水の飽和度  $S_r=80\%$ まで合計 36 通りを作成した。試料の締固めは  $\rho_d=1.5\text{g/cm}^3$ で一定で行った。また、プローブの標準校正溶液にはアセトンを用いた。なお、測定時の試料および室温は  $20^\circ\text{C}$ で一定条件で行った。

測定結果を付図-6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.6, 6.8, 6.10, 6.11, 6.13, 6.14 に、また、



飽和度と複素誘電率の関係により結果を整理したものを、それぞれ水のキャリブレーション結果として図-3.6.12 に、灯油のキャリブレーション結果を図-3.6.14 に、また、水と灯油の混在した場合のキャリブレーション結果として図-3.6.15, 3.6.16, 付図-6.5, 6.7, 6.9, 6.12 に示す。

まず、図-3.6.12 の水のキャリブレーション結果であるが、周波数 1GHz での複素誘電率実数部で、水分量の増加に伴う誘電率値の上昇が確認できる。図-3.6.13 に、この 1GHz での複素誘電率実数部  $\epsilon'_{f1}$  のみを取り出したグラフをしめし、これを 3 次式で近似した曲線を示す。これを見ると非常に良好なキャリブレーション結果が得られているのがよく分かる。以下の式(3.6.6)に標準砂に対する水の校正曲線式を示す。

$$\epsilon'_{f1} = 2.0 \times 10^{-6} S_r^3 + 6.1 \times 10^{-4} S_r^2 + 8.0 \times 10^{-2} S_r + 1.4 \quad (\text{相関係数: } R^2=0.99) \quad (3.6.6)$$

次に、図-3.6.14 の灯油のキャリブレーション結果を見ると、灯油の含有量の変化に伴う、 $\epsilon'_{f1}$  で多少の誘電率値の変化は見られるが、その変化量も誘電率値で約 1 足らずの変化であり、標準砂試料内の灯油の含有量を FDR-V 計測法により測定することは困難であることが分かる。このことは、図-3.6.15, 3.6.16 を見てもよく分かる。この図はそれぞれ、水の飽和度が  $S_r=10\%$  の場合と  $50\%$  の場合であるが、この他のキャリブレーション結果についても、同様の結果が得られる。

したがって、本節での目的である、FDR-V 計測法を用いた不飽和地盤に対する汚染度の測定は、不可能であることが実験より分かった。しかし、飽和地盤に対する測定への適用は可能であると考えられ、今後、測定を行うものとする。

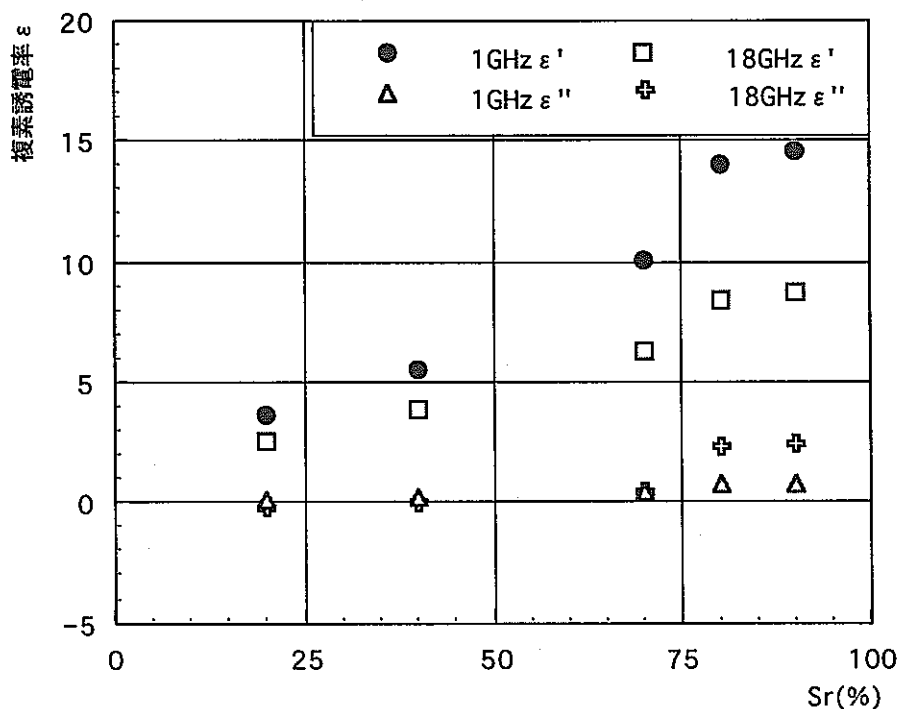


図-3.6.12 水のキャリブレーション結果

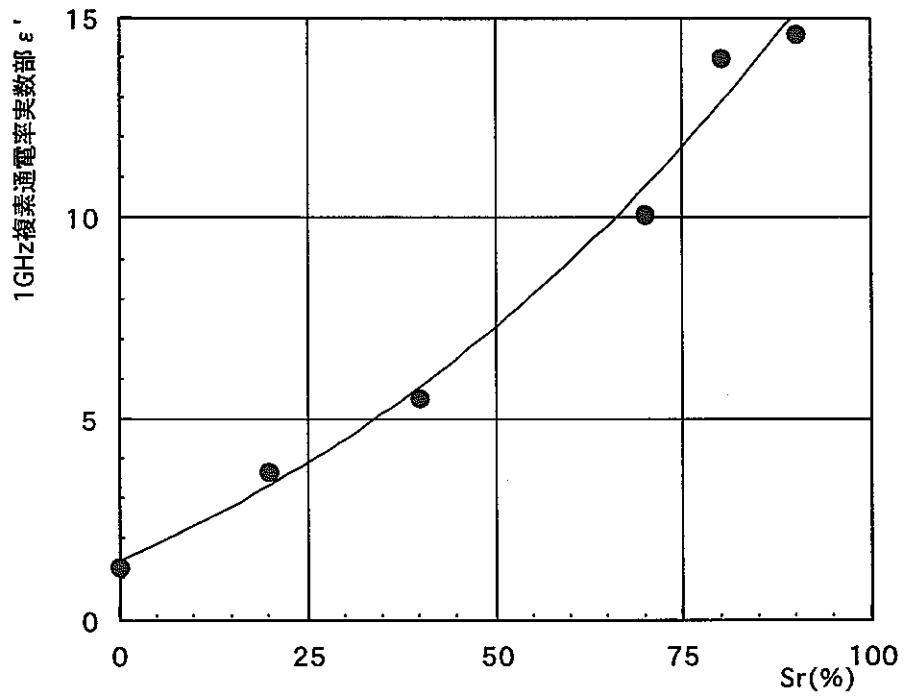


図-3.6.13 水の飽和度  $S_r$  と 1GHz の複素誘電率実数部  $\epsilon'_{r1}$  の関係

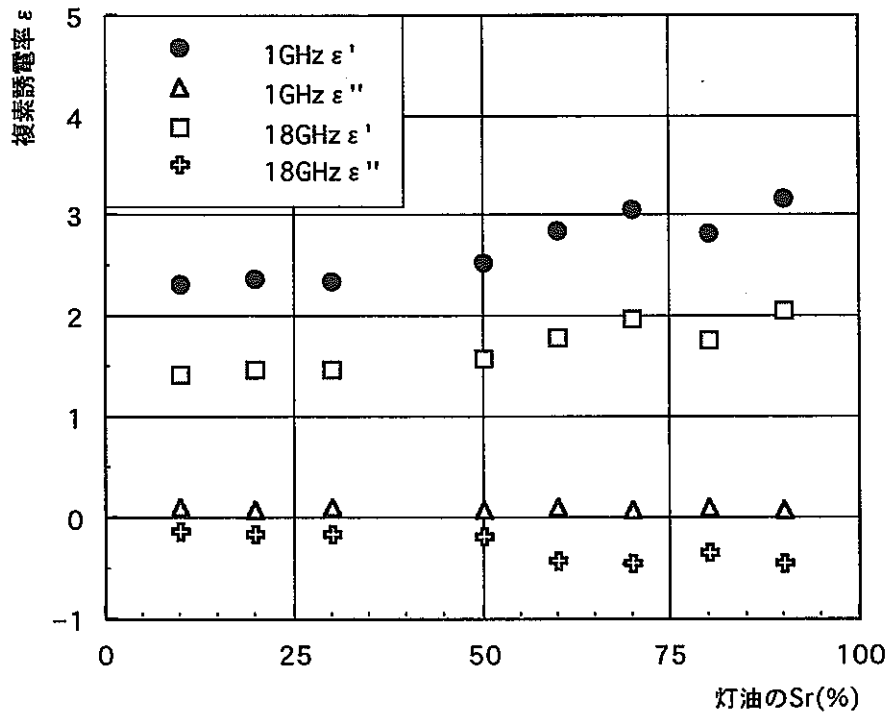


図-3.6.14 灯油のキャリブレーション結果

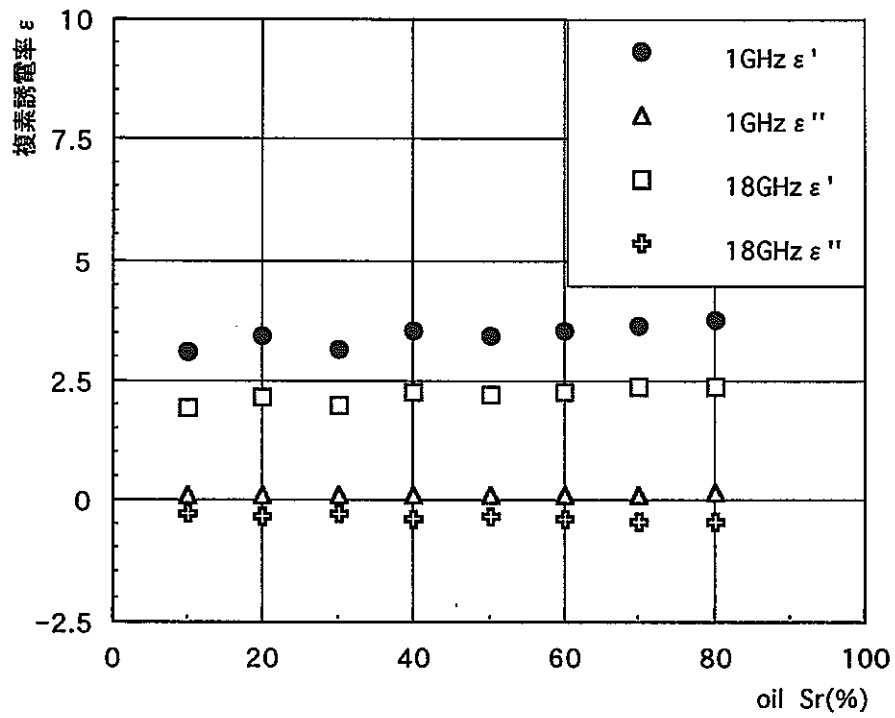


図-3.6.15 水と灯油の混在した場合のキャリブレーション結果 ( $S_{rw}=10\%$ )

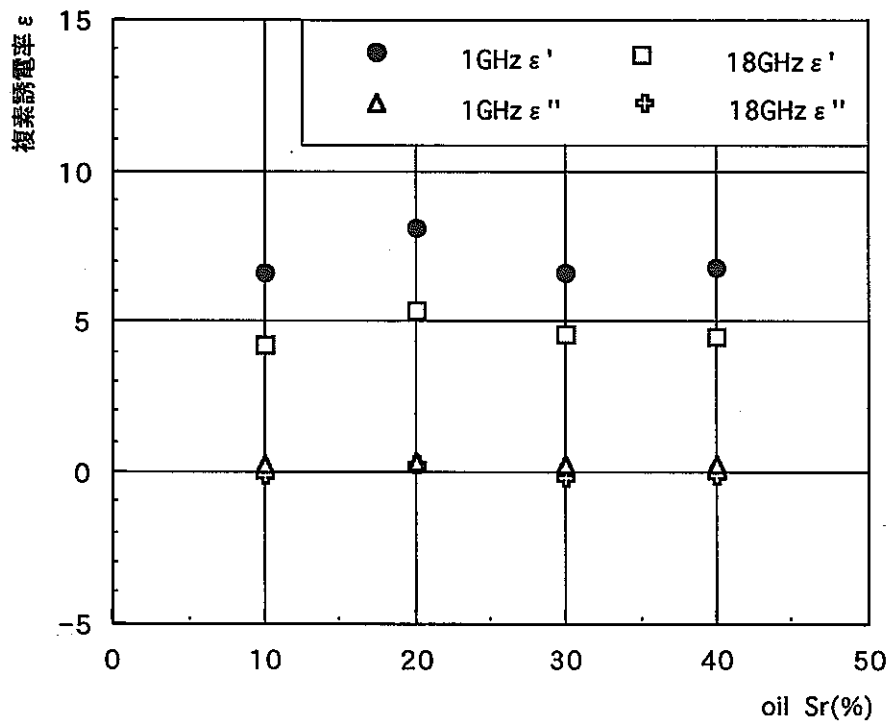


図-3.6.16 水と灯油の混在した場合のキャリブレーション結果 ( $S_{rw}=50\%$ )

### 3.7 まとめ

本研究においては、ベクトルネットワークアナライザシステムを用いた FDR-V 計測法の測定機器、測定理論について説明をおこない、システムの構築をおこなった。また、計測の準備段階をして、各種依存性について検討を行い、最後に、汚染土壌に関するキャリブレーションをおこなった。

依存性の検討においては、密度、温度、塩分濃度について検討をおこなった。密度依存に関しては、標準砂とマサ土について、温度依存に関しては、水と灯油について、塩分濃度依存に関しては、水と標準砂について検討をおこなった。キャリブレーションに関しては、空気-水-標準砂、空気-灯油-標準砂、空気-水-灯油-標準砂について検討をおこなった。

本研究の結果を以下に列挙する。

- (1) 密度依存性の検討においては、標準砂、マサ土ともに密度に対する依存性はないことを確認した。
- (2) 温度依存性の検討においては、水の誘電率では、複素誘電率実数部で温度の上昇に伴う誘電率値の上昇を確認し、灯油の誘電率値では、温度の変化による影響はないことを確認した。
- (3) 塩分濃度依存性の検討においては、塩化ナトリウム水溶液の誘電率において周波数 1GHz 周辺での複素誘電率虚数部で、塩分濃度の増加に伴う誘電率値の上昇が確認された。
- (4) 塩化ナトリウム水溶液に対しては、FDR-V 計測法を用いた温度変化を考慮した塩分濃度の測定法を提案した。
- (5) FDR-V 計測法を用いた土試料中の塩分濃度と飽和度を同時に計測する測定法を提案した。
- (6) 空気-水-標準砂の校正曲線の作成においては、良好な結果を得ることができたが、空気-灯油-標準砂、空気-水-灯油-標準砂については灯油の影響が計測できない程微少であるため、校正曲線は、作成できなかった。このことより、汚染物質として灯油を用いた、不飽和領域での地盤汚染度の測定は不可能であることが分かった。

今後の課題としては、実際の地盤における塩分濃度、含水量測定を想定し、FDR-V 計測法が地盤構成材質の違いにより受ける影響について検討を行うこと、さらに飽和透油実験を行うことにより、透油係数、有効間隙率等の地盤特性を求めることができるかを確認することなどが考えられる。

### 3.8 今後の課題

不飽和状態の多孔質体中の飽和度を非破壊試験法により、継続的に計測できるシステムの確立を行った。特に FDR-V 法による計測方法は浸透水中に塩分等の電解質物質が含まれていても、その飽和度と塩分濃度を分離して計測できる、きわめて有効な手法であることがわかった。

今後は、実際の現場での再冠水モデルでの適用性に関して研究する必要がある。

公開論文

1) 西垣誠, 小松満, 横田英嗣 : 誘電法を用いた不飽和浸透特性の計測法,  
日本地下水学会1998年春期講演会講演要旨, pp.40-45, 1998.

2) 西垣誠, 小松満, 渡邊徹 :  
FDR法を用いた室内試験における不飽和浸透特性の計測法に関する研究,  
第50回土木学会中国支部研究発表会発表概要集, -69, pp.393-394, 1998.

3) 西垣誠, 佐藤常雄, 小松満, 熊本創, 渡邊徹 :  
FDR法による土壌汚染度の調査法に関する研究,地下水・土壌汚染とその防止対策  
に関する研究集会第6回講演集,  
pp.25-28, 1998.

4) 西垣誠, 小松満, 小松満 :  
FDR法を用いた不飽和土の水分量と溶液濃度の計測法に関する研究,  
土木学会第53回年次学術講演会講演概要集, -A333, pp.662-663, 1998.

5) 西垣誠, 小松満, 渡邊徹 :  
FDR法を用いた室内不飽和透水試験法に関する研究,  
土木学会第53回年次学術講演会講演概要集, -A334, pp.664-665, 1998.

公開予定 (投稿中を含む)

6) 西垣誠, 小松満,  
二宮功: 誘電率計測法を用いた地盤汚染の調査法に関する研究, 土木学会中国支  
部平成11年研究発表会

7) 西垣誠, 小松満, 熊本創, 二宮功: 誘電率計測法によるペントナイト混合土の  
キャリブレーションに関する一考察, 第34回地盤工学会

8)西垣誠，小松満，熊本創，二宮功：複素誘電率計測法によるペントナイト混合土のキャリブレーションに関する一考察第，34回地盤工学会

9) 西垣誠，小松満，

二宮功：複素誘電率計測法を用いた塩水汚染地盤の調査法に関する研究，第34回地盤工学会

10)西垣誠，小松満，熊本創：FDR法を用いた岩石試料の不飽和浸透特性の計測法に関する研究，土木学会平成11年全国大会

11)西垣誠，小松満，熊本創，二宮功：誘電率計測法を用いた不飽和地盤の調査法に関する研究，土木学会平成11年全国大会

## 4 深層水理の調査手法およびモデル化に関する研究

### 4.1 はじめに

本章では、地下深部を含む広域陸水系の挙動解析における地下・地表流れ(河川流れ)のモデル化方法に関し、特に、河川のような、地下水流れに比し高速の流れを粗い離散化格子上で扱うための誤差抑制の方法、および、地下2相流と拡散波近似による地表流モデルの結合方法について報告する。

### 4.2 広域水理解析における地表流表現の手法に関する検討

一般に、水理場の大規模な3次元解析では、計算機の制約上、空間離散化は粗くなり、1つの格子の大きさは、地表、地下共に数十メートルから数キロメートルオーダー、河川部分を表現する場合もそれよりは小さくするものの、決して実態に即して細かく表現することはできない。実際には、河川は大きく曲がり、流量によって流路幅も河床形状も異なることが普通であるが、自然河川の形態は如何であろうと、すべては粗い格子上を流れる直線水路に近似して考えることになる。粗い離散化によって様々な自然情報が失われ、大流域の解析であればあるほど実体との誤差が大きくなっていく。このような誤差は元々許容することを了解した上で、我々はシミュレーションを実行しているが、観測値とのマッチングを行う場合には、その再現性が、地質・水理パラメータの変更だけでは達成されなくなるおそれがある。ここでは、特に地表流表現につき、そのような離散化に関わる誤差を遡減する方法につき検討した結果を述べる。

#### 4.2.1 地表流の基礎式

開水路流れの運動方程式は次式で与えられる。

$$I_f - a + \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{2g} \frac{\partial v^2}{\partial x} + \frac{r_e v}{gh} + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} = 0 \quad (1)$$



ここで、第1項  $I_f$  は摩擦損失勾配、 $a$  は水路勾配 ( $a = \partial Z / \partial x$ )、第3項は水深勾配 ( $h$ : 水深)、第4項は速度水頭勾配 ( $v$ : 速度)、第5項は降雨を加速するための水頭勾配 ( $r_e$ : 降雨)、第6式は速度変化、である。さらに、開水路のマニングの平均流速公式は次式で書かれる。

$$v_x = \frac{R^{2/3}}{n} I_f^{1/2} \quad (2)$$

ここで、径深  $R$  は、水路幅を  $W$  として

$$R = \frac{Wh}{W+2h} \quad (3)$$

である。また、開水路中の質量保存則は、

$$\frac{\partial(vh)}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4)$$

となる。運動方程式(1)はそのまま解くことは難しく、実用的な水理解析では、以下に述べる近似が十分な適用性を有することが知られている。

(1) 運動波近似: 運動方程式の第2項までを考慮

$$q = \frac{R^{2/3} wh}{n} \sqrt{a} \quad (5)$$

(2) 拡散波近似: 運動方程式の第3項までを考慮

$$q = \frac{R^{2/3} wh}{n} \sqrt{a - \alpha \frac{\partial h}{\partial x}} \quad (6)$$

これらの式は、実際の河川のハイドログラフを再現するために歴史的に使用され、その有効性が

確かめられている。

#### 4.2.2 河川形状を模した開水路実験

従来の開水路実験は、多くの場合、直線的開水路に関するものであり、自然河川のような不規則な形状の流路中の流れはどの程度前記近似式で再現できるかは明確ではない。ここでは、室内実験により河川形状変化によるハイドログラフの変化を見ると共に、開水路モデル実験挙動の数値計算による再現性について検討する。

##### (1) 開水路実験装置および実験結果

開水路は、図4.1の様に、直線水路、蛇行水路、不定幅水路を設定し、表1のように、各々水路勾配を変えて多数の設定を行い、上流のみに降雨を想定した脈流を与え、下流端のハイドログラフを計測した。

図4.2は水路勾配が比較的大きな場合の直線、蛇行、不定幅モデルの実験結果である。線で示したものは、拡散波近似による再現結果であり、マニング数0.01とした場合、すべての実験ハイドログラフは良く再現される。これらは、運動波近似によっても同様に再現性がよい。しかし、水路が蛇行、不定幅になると、直線水路の場合よりマッチングが悪くなってくる傾向が見て取れる。図4.3は水路勾配の緩やかな場合である。前図と同様、実験結果と計算結果(拡散波および運動波)を示してある。図からわかる様に、運動波近似、拡散波近似共に再現性が悪く、特に拡散波では、ハイドログラフの形がなまって(smearing)しまっている。実験時には、与えられる降雨が増大する時生じる段波が下流端までほぼ崩れず到達することが観察されているが、拡散波による数値解では、段波による水深勾配の差は速やかに解消されて行くことがわかった。

##### (2) 地表流表現基礎式の補正係数の導入およびマッチング

以上の考察から、拡散波近似における数値解の数値分散が大きいことが一因と考えられた。拡散波近似式は、単純化すると移流拡散方程式となり、移流項の上流化に伴う誤差を評価できる。そ

表1 実験ケース設定

形状	直線	蛇行(幅一定)	不定幅
幅	2.5cm	2.5cm	2.5~6cm 3~5cm 2~8cm
水路長	180cm	183~266cm	180cm
傾き	約1.0/100.0 約2.0/100.0 約3.0/100.0		
流量条件	4秒間パルス状に注水 注水間隔 4秒及び2秒		
実験回数	各条件で3回づつの実験		

total : 約130回

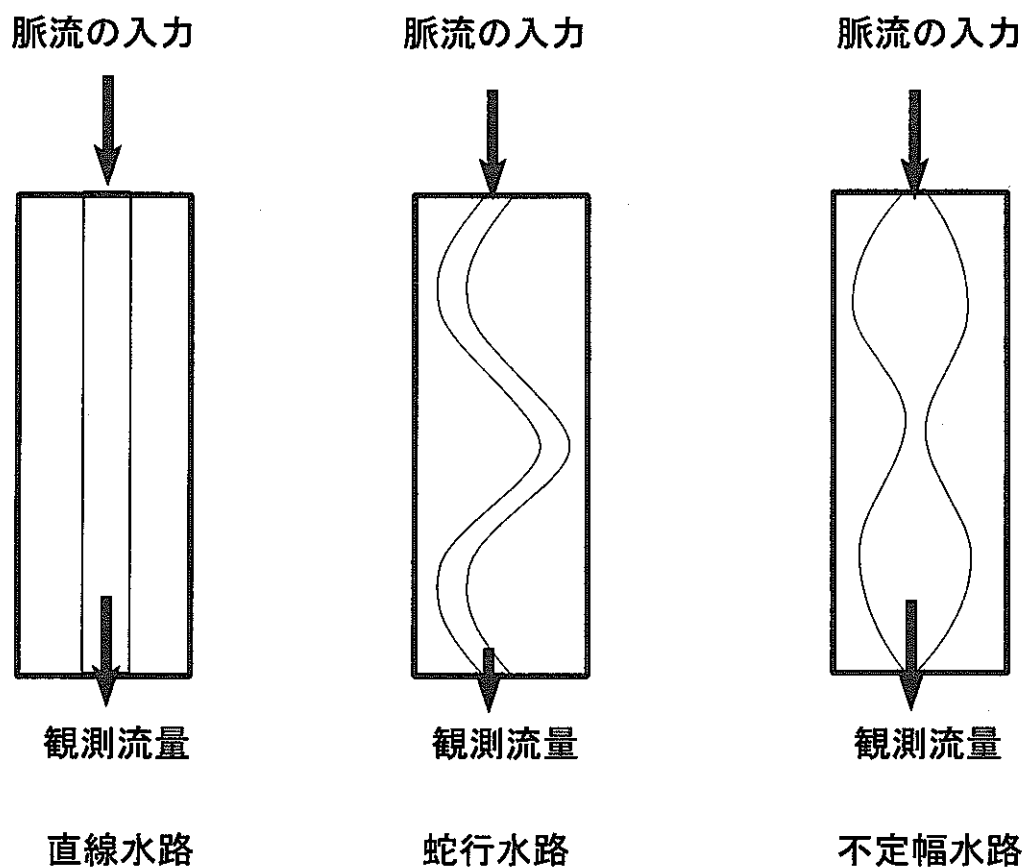


図4.1 実験水路の模式図

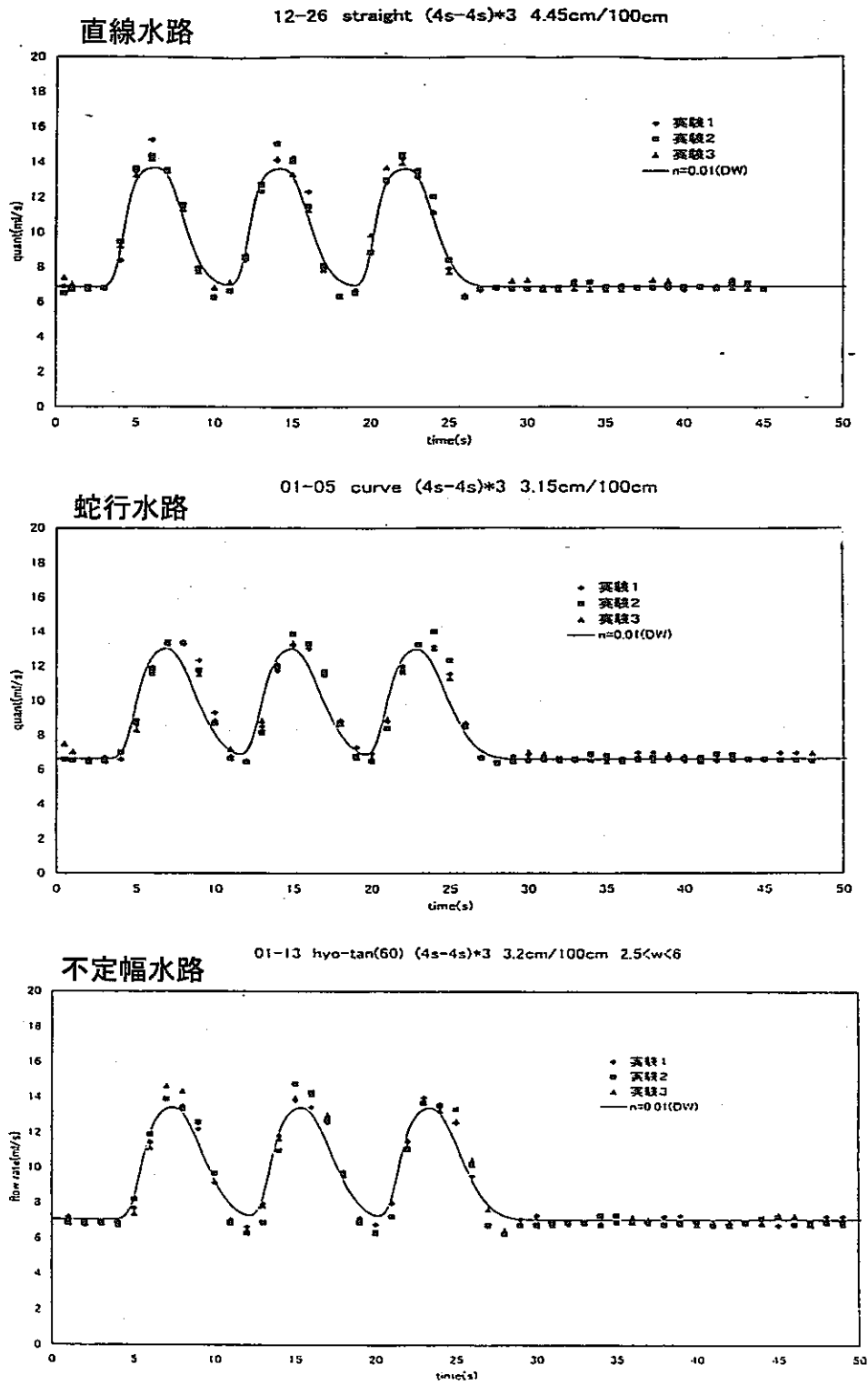


図4.2 実験ハイドログラフと数値計算の比較(水路勾配4.45/100)

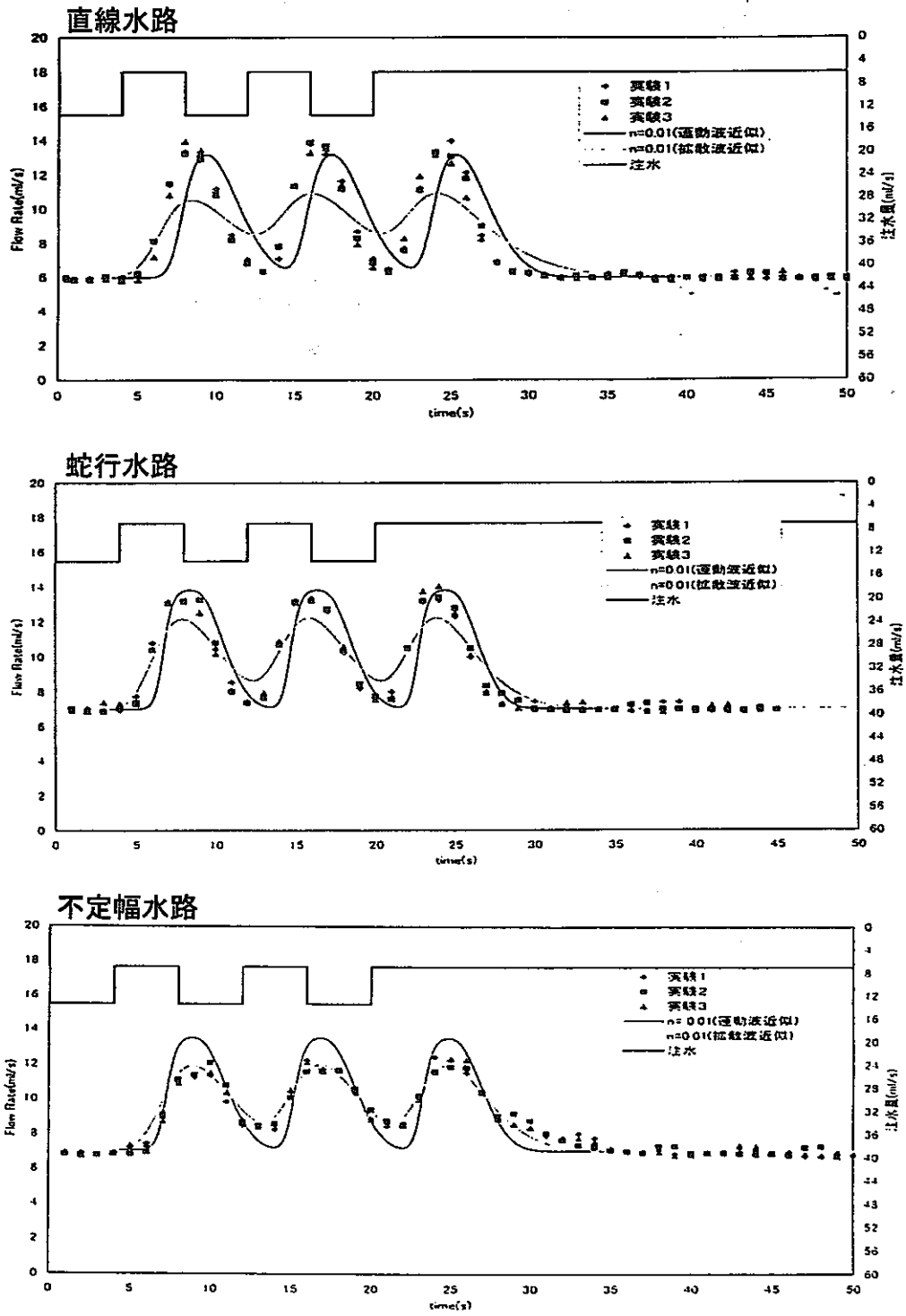


図4.3 実験ハイドログラフと数値解との比較(水路勾配0.8/100)

のような数値分散を減じるためには、拡散波近似の式を次のように変形できる。

$$q = \frac{R^{2/3}wh}{n} \sqrt{a - \alpha \frac{\partial h}{\partial x}} \quad (8)$$

ここで、 $\alpha$ は補正係数で、水路での機械的分散効果 $D_M$ 、式本来の持っている拡散効果 $D_E$ 、上流法による数値拡散効果を $D_N$ とすると、

$$\alpha = \frac{D_M - D_N}{D_E} \quad (13)$$

と見積もられる。即ち、式を解いた結果が、水路での機械的分散効果のみを持つように補正を施していることになる。また、この補正は、例えば、基底流量の上に乗った洪水流の波のフロント速度を抑制し、後方速度を速め、結果として波を崩れさせない効果を持つ。

この補正式を使い、勾配の緩やかな場合にマッチングを行ったものが、図4.4である。補正係数の値は直線のものから蛇行、不定幅水路にかけ大きくなるが、格子分割の程度はほぼ同じであり、これは、流路内の機械的分散の大きさの順番となっている。

#### 4.2.3 粗格子モデルにおける河川表現の方法

図4.5の様に、実際の自然河川を直線的な格子に分け、さらに大きな格子分割を適用して広域の解析を行う場合を考える。流れ方向の格子分割数や格子幅が大きくなるにつれ、図4.5の様に、ハイドログラフは本来のものとは大きくずれてくることが予想される。大きな分割の際のなまった形をある程度本来のものに近づけることは、実はかなり難しいことである。ここでは、前記(7)式をさらに変形することで、補正を行う方法について検討する。

##### (1) 河川離散化に伴うハイドログラフの変化

自然河川は、流下に伴い波が機械的分散を受け、段波或いは孤立波状の水面形状は現れにくい。このような場合には、補正係数 $\alpha$ は1に近く、ほぼ拡散波近似が成り立つものと考えられる。河川

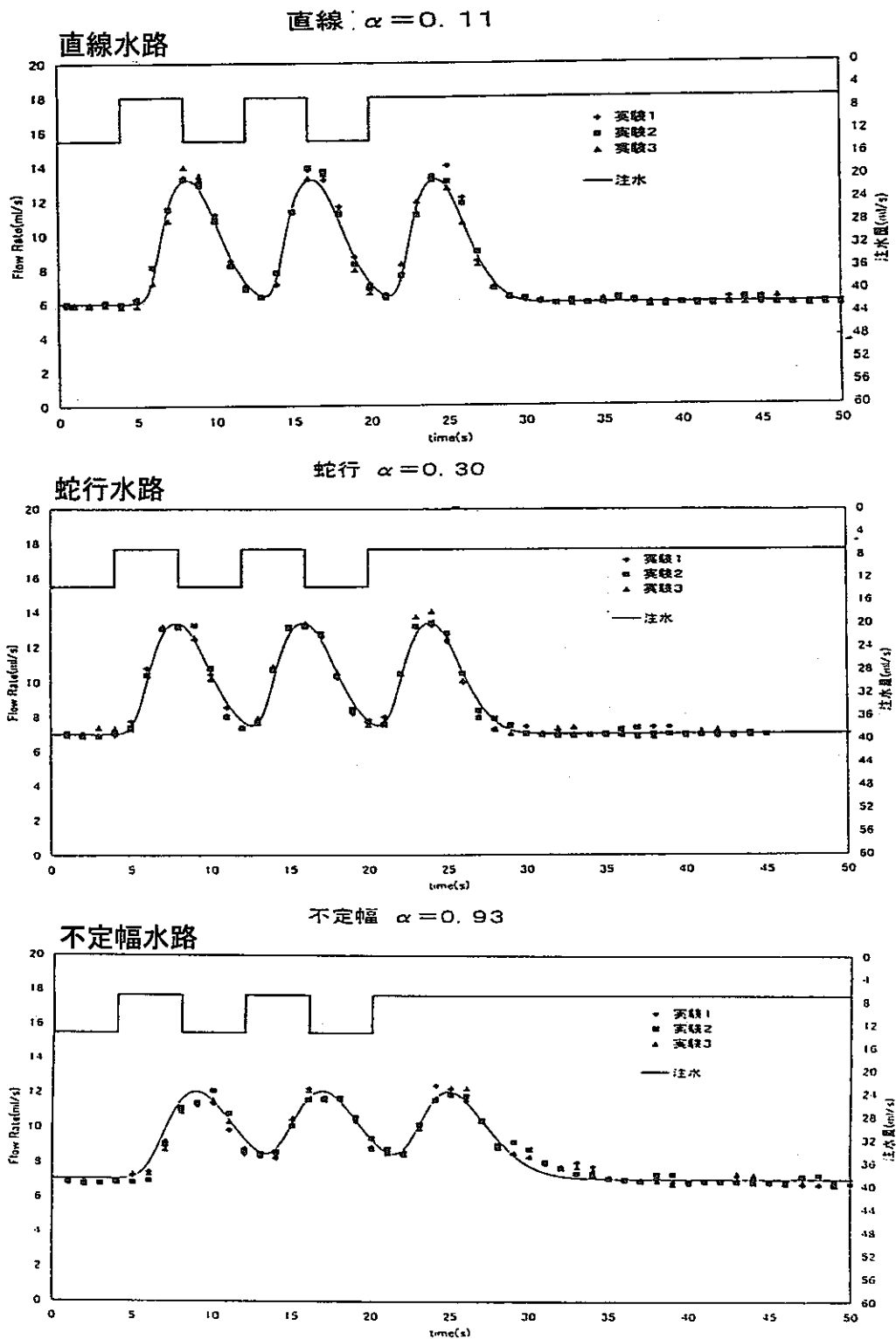


図4.4 緩勾配水路における補正式によるマッチング(水路勾配0.8/100)

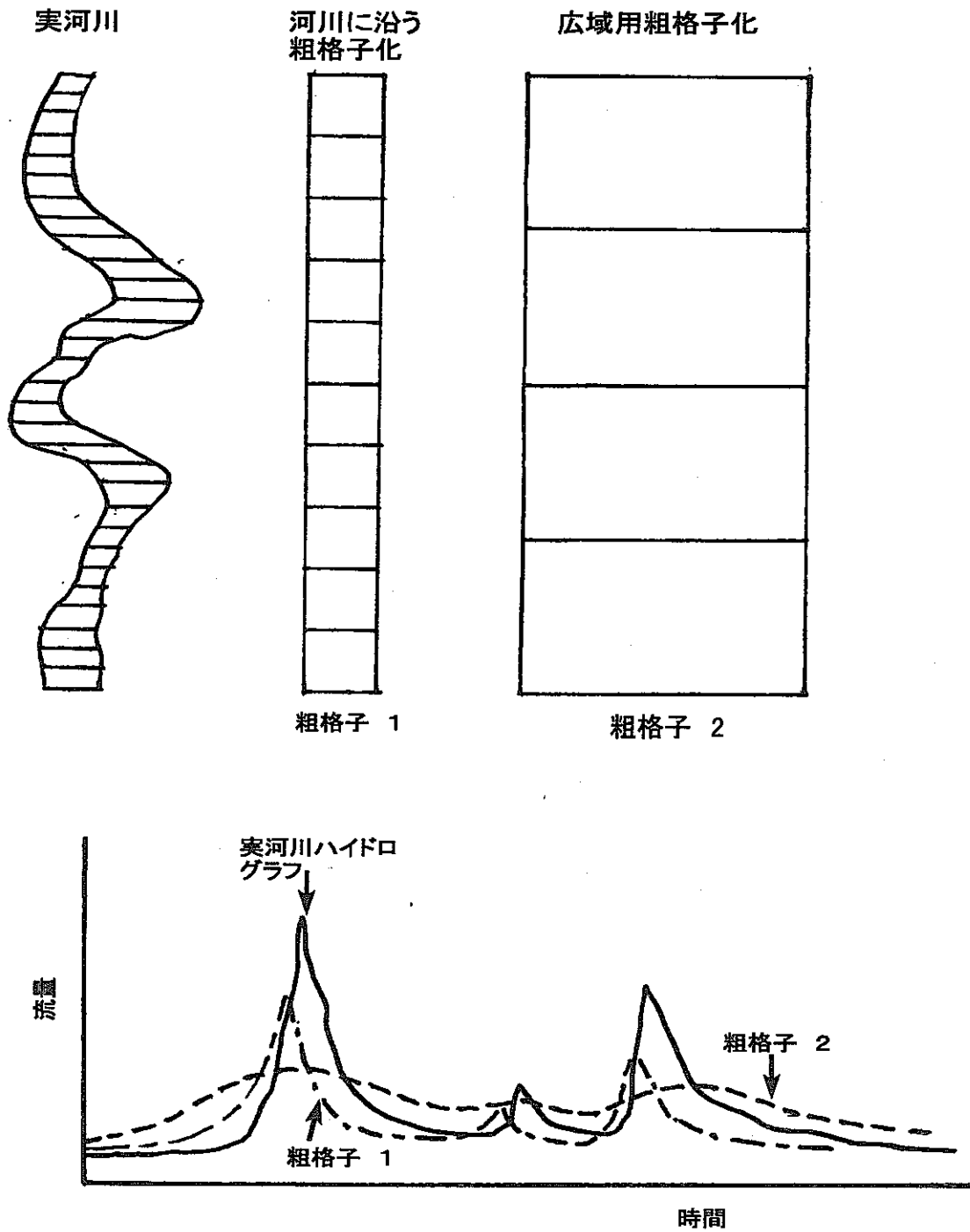


図4.5 河川付近の粗い離散化に伴うハイドログラフの変化の概念図



部を細かく離散化し、拡散波近似により計算を行った場合のハイドログラフを正しいものとするれば、離散化が粗くなるにつれ、必然的に実際の河川挙動からずれた計算挙動が得られる。これは、空間離散化の粗さに起因した数値エラーであり、ハイドログラフマッチングにおいて許容できないエラーを招くことも起こり得る。

今、仮想的に、流下方向に長さ2km、幅10mの直線状河川を考え、この流れを5m毎の精細分割を行って得たハイドログラフを観測ハイドログラフと考える。図4.6の様に、分割数を減らして行くと、だんだんピーク流量が小さくなり、さらに分割数が少なくなるとピークは前方にずれ、元の形とは全く異なったものとなる。図4.7は、水路幅を次第に大きくしたもので、幅比が1.0から大きくなるにつれ、ピークは後方にずれ、ピーク値も下がる。

以上のような、ハイドログラフに現れる離散化エラーをなるべく小さくし、粗い分割を行わざるを得ない場合にも、ある程度精細な分割を行った場合のハイドログラフに近いものを計算できることが望ましい。これは、いわゆるアップスケーリング、或いは疑似化と呼ばれる問題となる。

## (2) 粗格子モデル上の開水路流れの表現式の導出

開水路の拡散波近似を用いて、大流域の河川を表す方法について考える。図4.5のように、実際の河川を離散化し、非常に粗い格子に分割することを考える。

拡散波近似の基礎式は次の形に変形される。

$$q = \frac{h^{2/3} w h}{\beta_L \beta_w^{-2/3}} \sqrt{a - \beta_w \alpha_D \frac{\partial h}{\partial x}} \quad (15)$$

ここで、 $\beta_L$ 、 $\beta_w$ 、 $\alpha_D$ はそれぞれ、流路長さ、幅、分散に関する補正係数で、 $\beta_L$ は実際の水路長さと直線化された長さとの比に近い値、 $\beta_w = w/w_0$ である。

今、 $C = \beta_L \beta_w^{-2/3}$ 、 $\alpha = \beta_w \alpha_D$ として、パラメータ値を動かして計算した場合のハイドログラフを図4.8、図4.9に示す。 $\alpha$ は流れ方向の分割数に対応したパラメータで、値が小さいほど波を立たせる効果を

hydrograph (ncut free)  
ratio=1.0, alpha=1.0, c=1.0

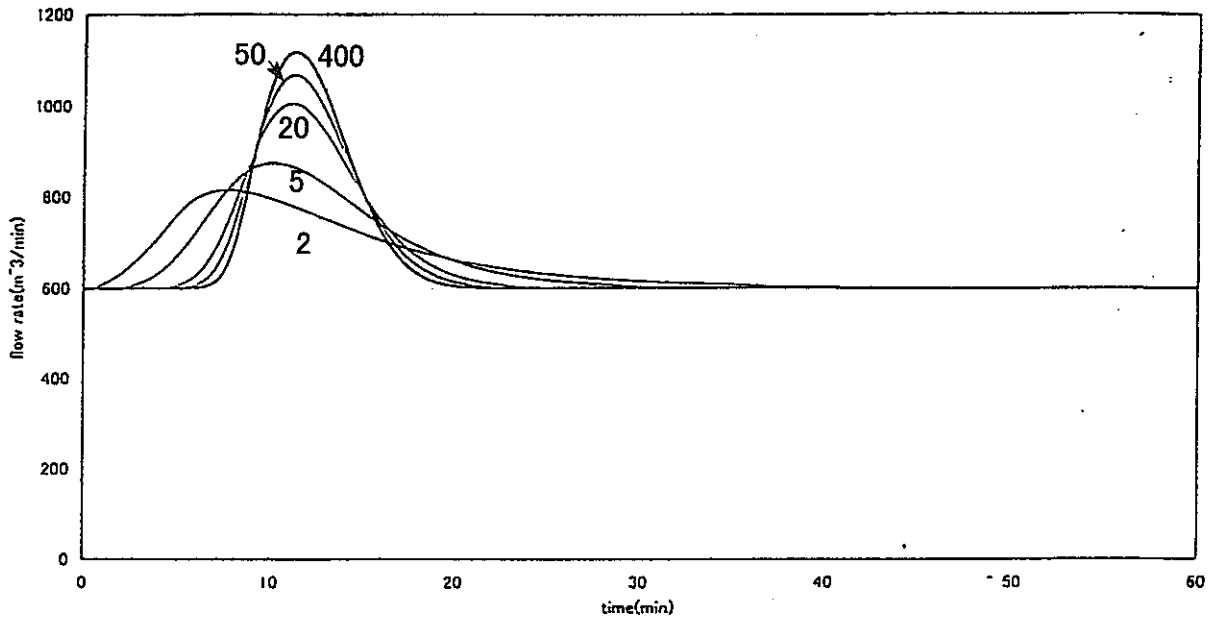


図4.6 格子分割数によるハイドログラフの変化

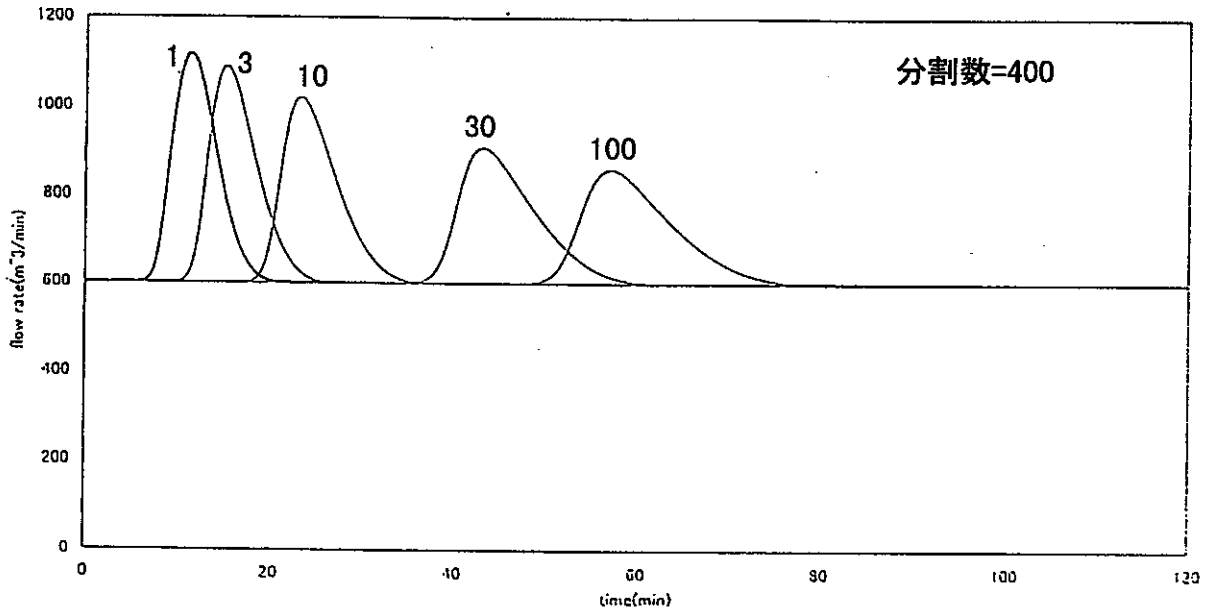


図4.7 格子幅を拡大した時のハイドログラフの変化

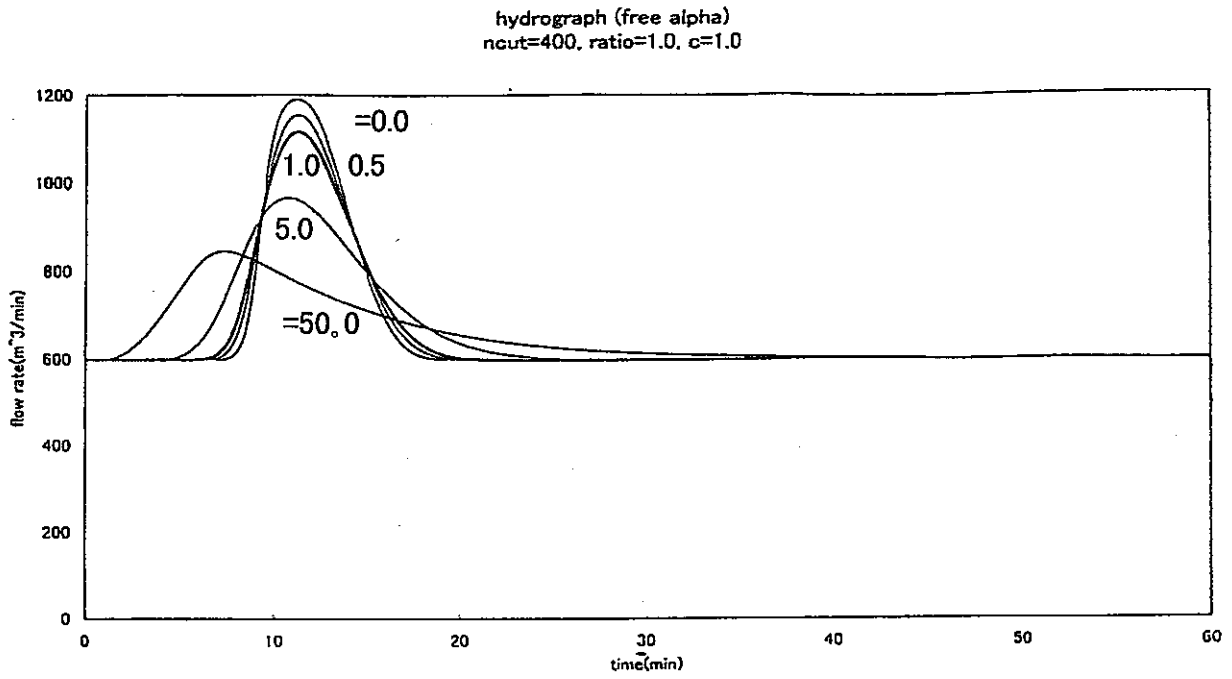


図4.8 補正係数 $\alpha$ によるハイドログラフの変化

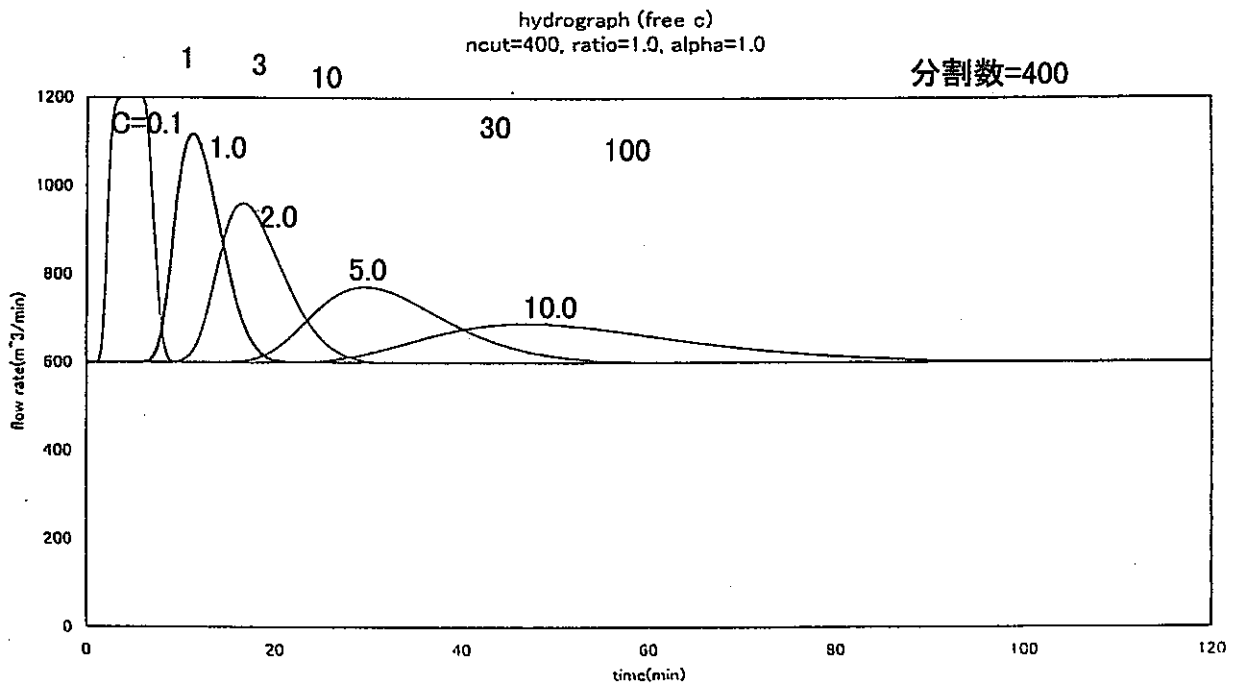


図4.9 補正係数 $C$ によるハイドログラフの変化

持つ。また、Cは幅方向の変化(図4.7)に対応したもので、ピーク到達時間を変化させるものである。両パラメータは、格子の大きさに応じて調節することで、ピークがなまったり時間がずれたりしたハイドログラフを望ましい方向に修正するように利用できる可能性がある。

### (3) アップスケーリングのための補間曲線の算出

図4.10には、直線状河川につき、様々な分割(幅の拡大、流れ方向の格子分割数)を与えたとき、なるべく実際の河川のハイドログラフに近づけるための補正係数 $C=\beta_L \beta_w^{-2/3}$ 、 $\alpha=\beta_w \alpha_D$ の組み合わせを与えるものである。この二つのパラメータが決まれば、シミュレーションに組み込まれている拡散波ルーチンに入力することで、離散化によるエラーを減少できる可能性がある。また、蛇行した場合や幅の変化の大きな河川に対しても同じように補間図を作成することができ、もう少し一般化できるものと考えられる。

## 4.3 地表・地下流れの結合に関する検討

### 4.3.1 結合の方法

水及び空気の多孔質体内の同時流れは、2成分2相圧縮性流体に関する一般化ダルシーの法則により表現される。

$$Q_{pS,x} = -\frac{K_x k_{rp,x}}{\mu_p B_p} A_{x\perp} \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \quad (7)$$

ここで、添え字 $p$ は相(水 $w$ 、空気 $g$ )、 $x$ は流れの方向を表し、 $Q_{pS,x}$ : $p$ 相の $x$ 方向の標準状態での体積流量、 $K_x$ : $x$ 方向の浸透率、 $k_{rp,x}$ : $p$ 相の $x$ 方向相対浸透率、 $\mu_p$ : $p$ 相の粘性係数、 $B_p$ : $p$ 相の容積係数(体積を標準状態に換算する係数)、 $\Psi_p$ : $p$ 相のポテンシャル、 $A_{x\perp}$ :流れに垂直な断面積である。各相のポテンシャルは次式で表される。

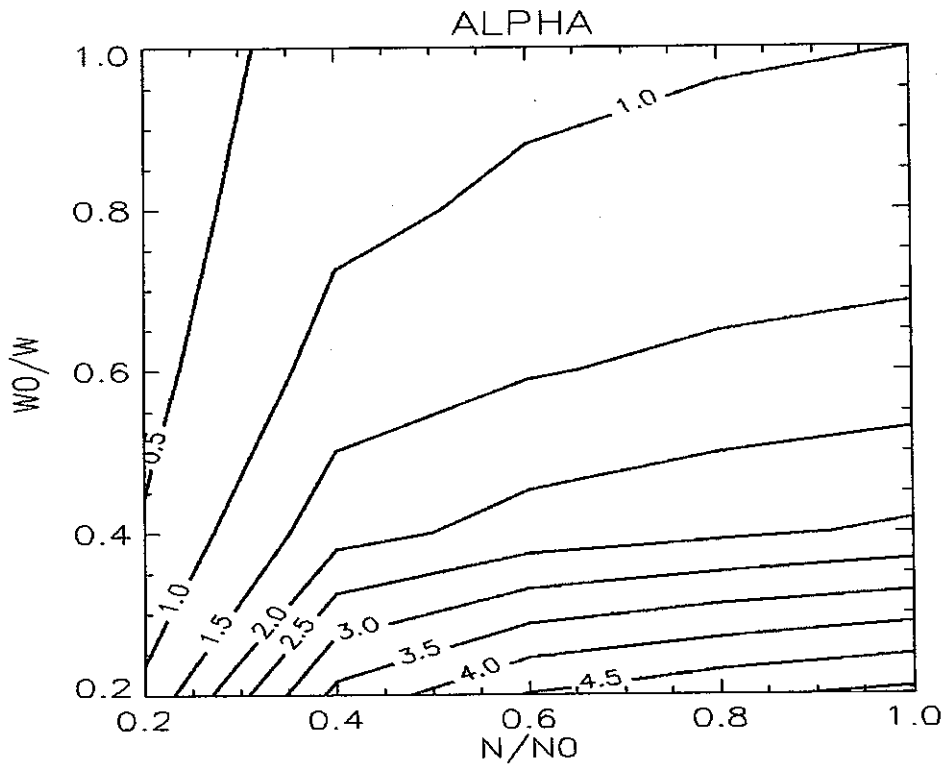
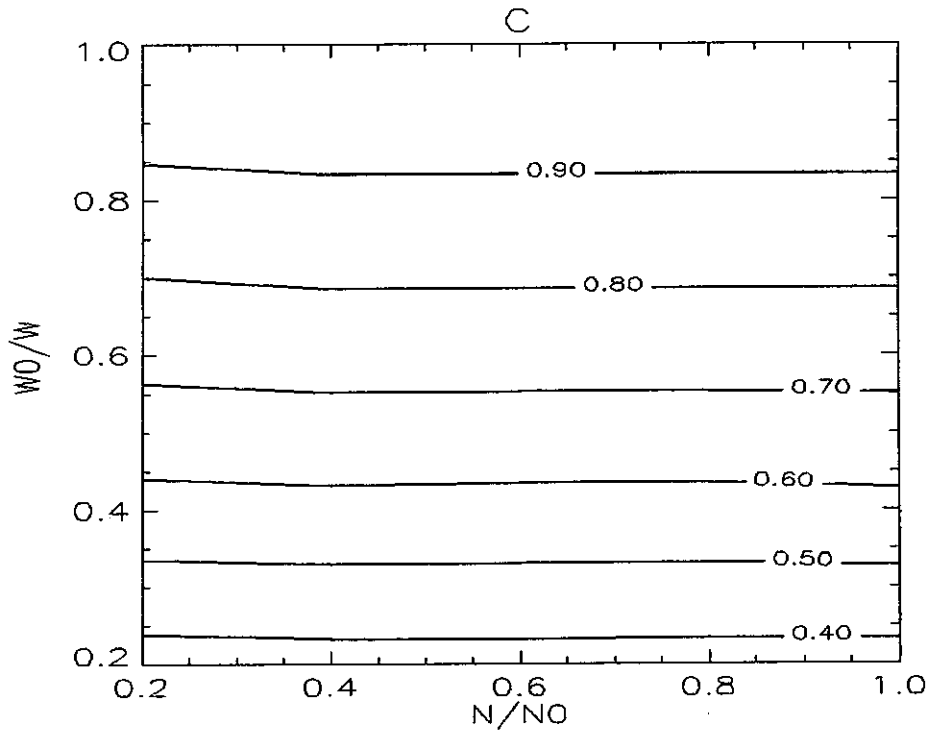


図4.10 補正係数Cおよび  $\alpha$  の補正関係図

$$\Psi_w = P_w - \rho_w g Z, \Psi_g = P_g - \rho_g g Z \quad (8)$$

ここで、 $P_w, P_g$  はそれぞれ水及び空気の相圧力、 $Z$  は下方に測った距離（深度）、 $\rho_w, \rho_g, g$  は各々水の密度、空気密度、重力加速度である。(2)式の未知量として $P_g, S_w$  をとり、他のパラメータは等温状態を仮定して以下のような関数として扱う。

$$\begin{aligned} P_w &= P_g - P_{cw}[S_w], k_{rx} = k_{rx}[S_w] \\ B_p &= B_p[P_p], \rho_p = \rho_p[P_p] \end{aligned} \quad (9)$$

ここで、 $S_w$  は水飽和率で、常に $S_w + S_g = 1$  が満たされる。また $P_{cw}[S_w]$  は水・空気系の毛管圧力で $S_w$  の関数であり、上式中の相対浸透率 $k_{rx}[S_w]$  なども $S_w$  の関数であることを意味している。以上から、2相ダルシー公式は、次のような関数の掛け合わせた形となっている。

$$Q_{pS_x} = -K^* A_1^* f_1[P_g] f_2[S_w] f_3[P_g, S_w] \quad (10)$$

ここで、 $K^*, A_1^*$  は定数、 $f_1[P_g]$  などは[ ]内の状態量を独立変数とする非線形関数を意味する。各々は以下となる。

$$\begin{aligned} K^* &= K_x, A_1^* = A_{x1}, f_1[P_p] = \frac{1}{\mu_p B_p} \\ f_2[S_w] &= k_{rx}, f_3[P_g, S_w] = \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \end{aligned} \quad (11)$$

地表流の運動方程式およびその近似モデルについては(1)、(2)、(5)、(6)式に示してあるが、最も多用されているのが、運動学的近似であり、モデル化の仕方によってはそれで足りる場合が多い。しかし、複数の異なる斜面勾配を持つ地表面状の流れを表すことは不可能で、拡

散波近似を用いる必要がある。拡散波近似では水面勾配（斜面勾配+水深勾配）を考慮するが、それは以下の様に前出ダルシー式のポテンシャル勾配で書き換えられる。

$$\begin{aligned}
 I &= -\frac{\partial h}{\partial x} + a = -\frac{1}{\rho_w g} \frac{\partial P_w}{\partial x} + \frac{\partial Z}{\partial x} \\
 &= -\frac{1}{\rho_w g} \left( \frac{\partial P_w}{\partial x} - \rho_w g \frac{\partial Z}{\partial x} \right) = -\frac{1}{\rho_w g} \frac{\partial \Psi_w}{\partial x}
 \end{aligned} \tag{12}$$

拡散波近似（Diffusion Wave, DWと略記）の形を使うと、次式が得られる。

$$\begin{aligned}
 Q_{wS,x} = v_x hW &= \frac{1}{n} R^{2/3} hWI^{1/2} = \frac{1}{n} \left( \frac{hW}{2h+W} \right)^{2/3} hWI^{1/2} \\
 &= -\frac{1}{(\rho_w g)^{1/2} n} \left( \frac{WH}{2H+W} \right)^{2/3} \cdot WH \cdot S_w^{5/3} \cdot \left( \frac{2H+W}{2S_w H+W} \right)^{2/3} \cdot \left| \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \right|^{1/2} \cdot \text{sgn} \left( \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \right)
 \end{aligned} \tag{13}$$

$$\begin{aligned}
 K^* &= \frac{\mu_w B_w}{(\rho_w g)^{1/2} n} \left( \frac{WH}{2H+W} \right)^{2/3} \\
 A_{x1}^* &= WH \\
 f_1[P_p] &= \frac{1}{\mu_w B_w} \\
 f_2[S_w] &= S_w^{5/3} \left( \frac{2H+W}{2S_w H+W} \right)^{2/3} \\
 f_3[P_g, S_w] &= \left| \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \right|^{1/2} \cdot \text{sgn} \left[ \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \right]
 \end{aligned} \tag{14}$$

ここで、sgnは[]内の値が負であれば-1、正であれば1をとる。上式からわかるように、 $f_3$ の形が少々取り扱いにくい形となっているが、2相流れと同様の非線形関数の掛け合わせ

になっているので、数値的に解くことは可能である。

DW近似そのものではなく、より線形化された次式のように平均流量 $Q_{ws,x}$ を見積もることもできる (Linearized Diffusion Wave, LDW近似と略記)。

$$\begin{aligned}
 Q_{ws,x} &= v_x hW = \frac{1}{n} \frac{R^{2/3}}{|I|^{1/2}} hWI = \frac{1}{n|a|^{1/2}} \left( \frac{hW}{2h+W} \right)^{2/3} hWI \\
 &= - \frac{1}{\rho_w g n |a|^{1/2}} \left( \frac{WH}{2H+W} \right)^{2/3} \cdot S_w^{5/3} \left( \frac{2H+W}{2S_w H+W} \right)^{2/3} WH \frac{\partial \Psi_w}{\partial x}
 \end{aligned} \tag{15}$$

$$K^* = \frac{\mu_w B_w}{\rho_w g n |a|^{1/2}} \left( \frac{WH}{2H+W} \right)^{2/3}$$

$$A_{x1}^* = WH$$

$$f_1[P_p] = \frac{1}{\mu_w B_w} \tag{16}$$

$$f_2[S_w] = S_w^{5/3} \left( \frac{2H+W}{2S_w H+W} \right)^{2/3}$$

$$f_3[P_g, S_w] = \left( \frac{\partial \Psi_w}{\partial x} \right)$$

ここで、DW近似との違いは、分母にでてくる $I$ の平方根を、一般に斜面勾配と比較して小さいことから斜面勾配の平方根とし、水面勾配はポテンシャル勾配の部分で考慮していることである。即ち、この近似では、平坦地においても水面勾配が駆動力として働くため速やかに流れが起こり、定性的にDWに近い自然な解が計算できることになる。

#### 4.3.2 二次元断面モデルによるケーススタディ

地下2相流れと拡散波モデル(DW)の結合された計算コードの挙動の合理性を検討するため、



図4.11のようなスケールの尾根部及び低地を含む断面モデルを考える。低地部には中央に小さな盛り上がりがある。今、尾根部に継続的に5mm/dayの降雨があるとして、雨が地表や地下を流れて低地部に湛水して行く様子を計算する。

#### (1) 地表面が不浸透性の場合

地表面が不浸透性の場合には、図4.12のように、地表流れのみが起こり、速やかに低地部へ流れ下り、湛水が起こる。やがて、低地部の盛り上がりを乗り越え右方の低地に流入し、そこでの湛水が始まる。両低地部が満水すると、中央部盛り上がり部分でも湛水が始まり、湖面が形成されて行く様子が、計算される。

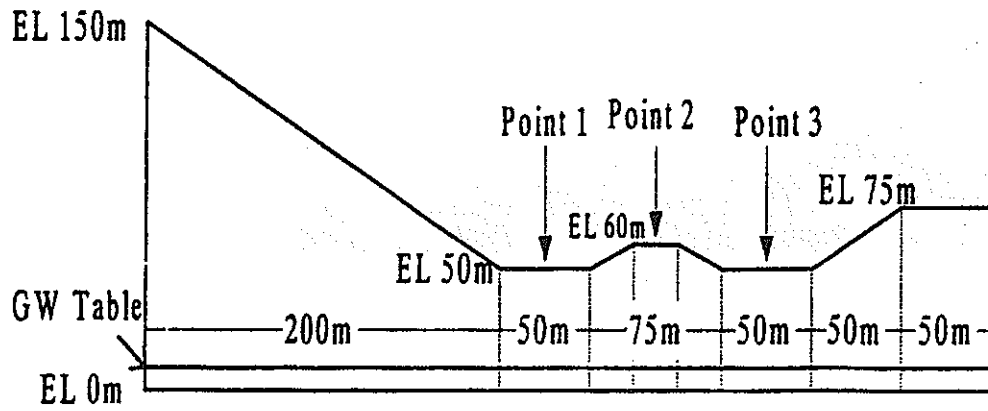
#### (2) 地表面が浸透性の場合

この場合には、降雨は地下不飽和帯に浸透すると共に、一部は斜面上を流れて側方低地部に達する。不飽和帯への浸透により次第に地下水面があがり、やがて側方低地部で地表面レベルを超え湛水が始まる。この過程を示したものが図4.13である。やがて、中央の高まりと同じ水深になり、越流して右側の低地に湛水が始める。低地部での湛水は、前ケースに比べ大きく遅れることがわかる。

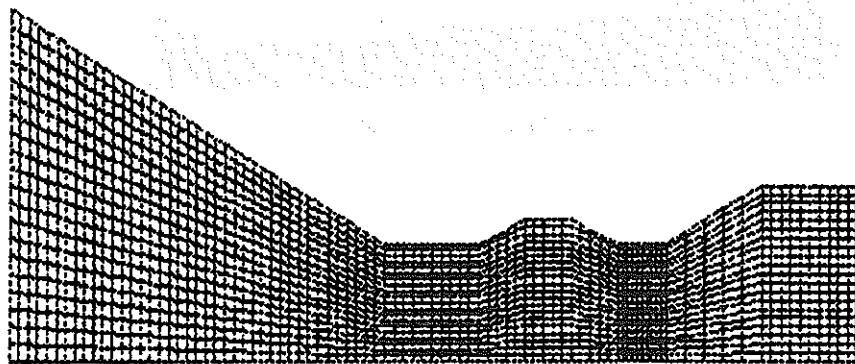
以上の計算により、地表流れと地下2相流れのどちらも合理的な数値解が安定に得られることがある程度確かめられた。なお、DW近似はこの場合良い結果を与えたが、LDW近似では、真ん中高まり部の水位が両側の水面と同時に上がる時点以降の挙動をうまく表せなかった。しかし、実際のフィールドスケールシミュレーションでは、LDW近似の方が安定である場合も多いようである。

### 4.4 まとめ

広域の陸水挙動計算のための手法として、特に地表流表現および地下と地表流との結合方法に



(a) ケーススタディに用いた2次元断面モデルと格子分割



(b) ケーススタディに用いた2次元格子分割

図4.11 ケーススタディに使用した斜面モデル

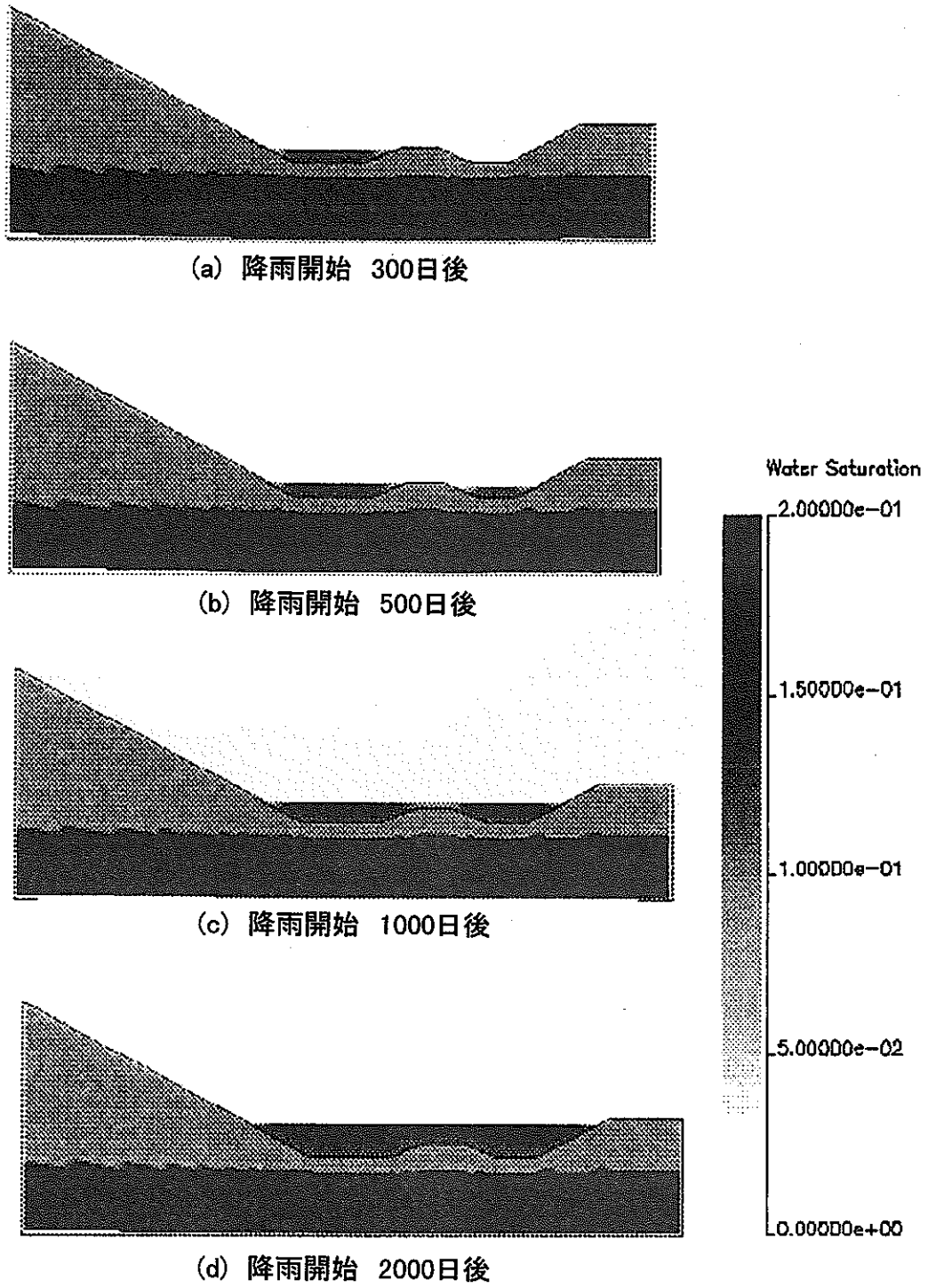


図4.12 不浸透性斜面上の地表湛水の様子

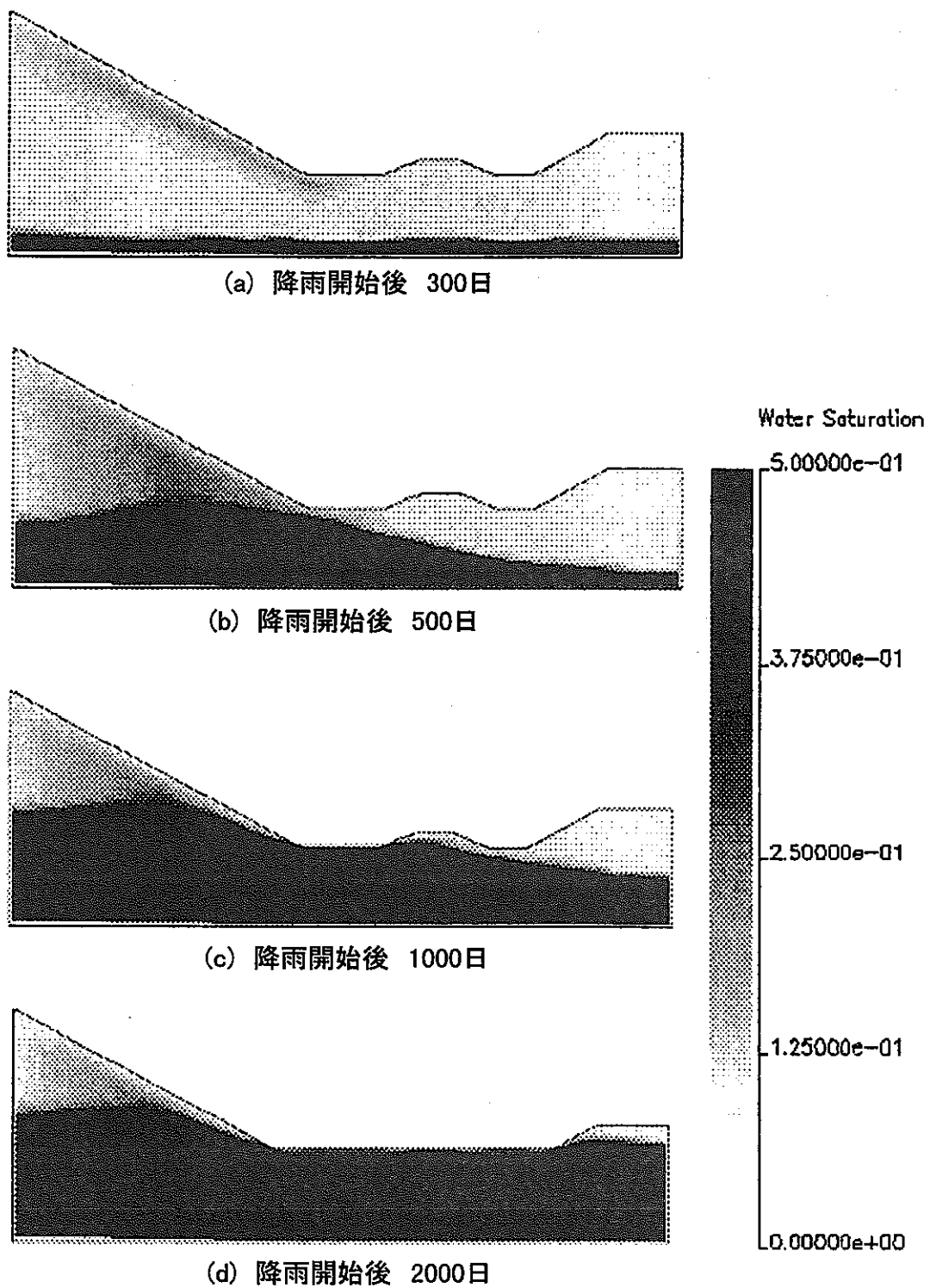


図4.13 浸透性斜面の地下水分布と地表水深分布の様子

関し検討を加えた。その結果は、以下のようにまとめられる。

- (1) 地表流近似モデル(運動波近似、拡散波近似)の妥当性を検討するため、河川形状を模した実験室スケールの水路によりハイドログラフの観測を行った。その結果、水路の傾斜が緩くなる場合には近似モデルの再現性が悪くなるが、数値解法による誤差を逓減する補正係数を導入することにより、良い再現性が得られることがわかった。
- (2) 粗い格子分割の流域モデルによる河川挙動の再現性を高めるため、流れの方程式のパラメータのアップスケーリングの方法について検討した。その結果、実際の河川幅、河川長さ、離散化の大きさが与えられた時、誤差を逓減するための地表流近似モデルの補正式を導出した。
- (3) 拡散波近似モデルと地下2相流れのモデルとの結合方法を検討し、数値ケーススタディの結果から、合理的な計算が可能であることを示した。

## 参考文献

1. 登坂博行(1998):フィールド情報を総合化した陸水挙動解析への試み、日本情報地質学会誌、第9巻第3号、181-190.
2. 山石毅、小林仁、谷藤吉郎、岡本明夫、登坂博行、小島圭二(1998):地下石油備蓄基地建設に伴う水文・水理挙動の数値シミュレーション、地下水学会誌、第40巻第2号、167-183.
3. 登坂博行、岩井卓、伊藤一誠、長富功、小島圭二(1998):水理解析における地形離散化手法に関する基礎的研究、日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集、285-288.
4. 廣田善夫、登坂博行、小林仁(1998):休廃止鉱山地域の鉱害防止対策に伴う地下水流動評価の一例、日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集、289-292.
5. 登坂博行、伊藤彰、田中正将、岩井卓(1998):陸域水文系における流体・熱移動の新しいモデルとその適用、日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集、293-296.
6. 伊藤一誠、中川昌浩、登坂博行、岩井卓、古野貴史、小野誠(1998):新しい地形離散化手法による流出解析の実例、日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集、305-308
7. 登坂博行、伊藤一誠、岩井卓、廣田善夫、松原修(1998):揮発性物質を含む3成分3相地下水汚染解析法の開発、第6回地下水・土壌汚染とその防止対策に関する研究集会講演予稿集
8. 蛭原雅之、登坂博行、岩井卓、徳永朋祥、小島圭二(1997):三次元油層解析におけるCVFEMの適用性、平成9年度石油技術協会春季講演会要旨集、126.
9. K. Itoh, H. Tosaka, S. Mori and Y. Otsuka(1997): Numerical modeling of groundwater contamination with volatile material with multi-component flow formulation, Proc. 1st Asian Rock Mechanics Symposium held in Seoul in Oct.13-15, 1997, 93-98.
10. 中川昌浩、中島北夫、安田勇次、伊藤一誠、登坂博行(1997):浸透流を考慮した3次元超短期流出解析、平成9年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集、253-256.
11. 伊藤彰、登坂博行、茂木勝郎、三木章生、田中正希(1997):地表・地下2相流体流動および熱移動を考慮した陸水挙動解析、平成9年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集、257-260.
12. 岩井 卓、登坂博行、小島圭二(1997):地下流体解析における格子分割法に関する研究、平成9年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集、261-264.
13. 登坂博行、徳永 朋祥、小島圭二、岡田誠、新田邦弘、稲葉秀雄、濱克宏、小出馨(1997):淡塩境界の形成・変動過程に関する基礎的研究、平成9年度日本応用地質学会研究発表会講演論文

集、229-232.

14. 登坂博行、小島圭二、三木章生、千野剛司(1996):地表流と地下水流を結合した3次元陸水シミュレーション手法の開発、地下水学会誌、第38巻第4号, 253-267.
15. 登坂博行、伊藤一誠、蝦原雅之、稲葉薫、伊藤彰、小島圭二(1996):多成分多相型移流拡散モデルによる包括的な地下水汚染解析、地下水学会誌、第38巻第3号, 167-180.
16. 登坂博行、伊藤一誠、蛭原雅之、伊藤彰、坂本利夫(1996):多成分多相型シミュレーションの実地盤における地下水汚染事例への適用、平成8年度日本応用地質学会講演論文集、193-196.
17. 岡本明夫、登坂博行、小島圭二、山石毅、谷藤吉郎、小林仁(1995):建設全期間にわたる地下石油備蓄基地周辺の水文・水理挙動再現シミュレーション、平成7年度日本応用地質学会講演論文集、91-94

## 5. 地下水の地球化学的調査に関する研究

### 5. 1. 地下水の古水文情報の解析に関する研究 (3)

#### 5.1.1 はじめに

これまで、主として海底のコアに依存している古気候、古水文に関する情報を、陸水である地下水を利用して解析することを試みるため、数十万年スケールの比較的単純な地下水流動系をもつオーストラリアの大鑽井盆地の地下水を利用し、環境同位体（炭素 14 および塩素 36，ヘリウム 4）による年代決定と、安定同位体を用いた涵養時の温度、降水量関連の情報の解析を行う。昨年度までの成果として過去 100 年間の地下水頭変動の最も少ない測線沿いの情報が、極めて安定した地下水の水質変化（涵養域から流出域へ向かっての水質進化）を示し、南半球における最終氷期及びそれ以前の気温に関するトワット情報が示された。今年度は、加速器質量分析システムによる塩素 36 の測定結果を踏まえた具体的に詳細な地下水年齢の評価を行った。

#### 5.1.2 $^{36}\text{Cl}$ 法による地下水の年齢評価

$^{36}\text{Cl}$  は  $^{14}\text{C}$  に比べて遥かに長い半減期 ( $3.01 \times 10^5$  年) を持ち地球化学的にも安定で、しかも地下水中には多量の  $\text{Cl}^-$  イオンが溶存していることから、古い地下水の年代測定法として微量のサンプルでも分析可能な加速器質量分析システム (AMS) の実用化と共に近年注目されるようになってきた (Bentley *et al.*, 1986a, Bird *et al.*, 1989, Torgersen *et al.*, 1991)

自然界における  $^{36}\text{Cl}$  の供給源は、①主として大気における宇宙線による  $^{40}\text{Ar}$  からの破砕反応による生成、②同じく宇宙線による  $^{36}\text{Ar}$  の中性子反応による生成、③主として地表面及び海洋表面における宇宙線による  $\text{K, Ca}$  からの破砕反応による生成、④主として海洋表面および地表面における宇宙線による  $^{35}\text{Cl}$  の中性子反応による生成、⑤主として地層中における  $\text{U, Th}$  系列の鉱物から発生する中性子による  $^{35}\text{Cl}$  からの生成があり、これに加えて人工的な核実験に伴う生成が 1960 年代以降加わっている。自然発生  $^{36}\text{Cl}$  には、①～④の宇宙線による生成（大気、地表面、海洋表面）と⑤の地層起源のものに二分でき、前者の発生量は、緯度（30 ～ 40 度付近の中緯度で大きい）および海岸からの距離（内陸ほど  $\text{Cl}$ （主要成分は  $^{35}\text{Cl}$  (76%) と  $^{37}\text{Cl}$  (24%)) の降下量が少ない）という一般特性を考慮す



ることにより陸域各地での地下水への入力量としての<sup>36</sup> Cl/Cl 比が推定されており、実測値と良い一致を見ている (Bentley *et al.*, 1986b)。ここで<sup>36</sup> Cl/Cl 比を用いることにより蒸発等による水分減に影響を受けないため、安定した Cl (<sup>36</sup> Cl/Cl 比) に対する涵養条件を確保できる。

いま、(a) 帯水層中では自然発生による<sup>36</sup> Cl は⑤の地層起源のもののみである、(b) <sup>36</sup> Cl は放射壊変によってのみ減衰する、(c) 対象とする地下水流動系の中には上記以外の Cl のソースもシンクもない場合、涵養時の<sup>36</sup> Cl/Cl 比を  $R_0$  とし地層起源によって供給される<sup>36</sup> Cl/Cl 比を  $R_{sec}$  とすると、測定された地下水中の<sup>36</sup> Cl/Cl 比 ( $R$ ) から推定される地下水の年令 ( $t$ ) は、

$$t = \frac{1}{\lambda_{36}} \ln \frac{R - R_{sec}}{R_0 - R_{sec}} \quad (5.1)$$

により評価できる。帯水層中における異なる<sup>36</sup> Cl/Cl 比を持つ他の地下水系との混合が起こっている場合や、岩塩層からの<sup>36</sup> Cl/Cl 比が 0 の地下水が混合するような場合にはそれらを考慮して上式を変更する必要がある (Bentley *et al.* 1986a)。

### 5.1.3 調査地域の地下水滞留時間

昨年度の報告書に示したように、調査対象地域となった大鑽井盆地南東部 (Coonamble embayment) の被圧帯水層においては、地下水年令を評価するトレーサーであるトリチウム、炭素 14、塩素 36 の測定を行ったが、涵養域の一部を除きトリチウム・炭素 14 の存在は全く確認されておらず、調査地域の地下水が 3 年以上の滞留時間を持っていることが確認されている。図 -5.1 は調査地域における地下水中の塩素 36 濃度 (<sup>36</sup> Cl/Cl 比) 分布を示す。涵養域から調査地域中央部付近までは顕著な濃度低減傾向が見られるが、それ以降では<sup>36</sup> Cl/Cl 比が 50 以下で著しい変化が認められない地下水の停滞域になっている。本研究では、濃度の低減傾向が認められる涵養域から<sup>36</sup> Cl/Cl 比 50 までの地域を対象に地下水滞留時間の評価を行った。

大鑽井盆地南東部 (Coonamble embayment) の被圧帯水層を構成するジュラ紀の砂岩 (Philiga sand stone) は、比較的均質な層厚をもち、母岩中に塩素イオン源を特に持たないため、測定された地下水中の<sup>36</sup> Cl/Cl 比 ( $R$ ) から推定される地下水の年令 ( $t$ ) は、上記の (5.1) 式が適応できる。今ここで、涵養時の<sup>36</sup> Cl/Cl 比を  $R_0$  を、 $200 \times 10^{-15}$  とし、地

層起源の永続平衡によって供給される<sup>36</sup>Cl/Cl比( $R_{\text{rel}}$ )を、 $5.7 \times 10^{-15}$ と仮定した場合、図-5.2に示すように5万年から20万年の滞留時間が得られる。ここで、図中白丸で示した涵養域にあるa,b,c地点の地下水は炭素14濃度により滞留時間を評価している。同図の横軸は、測定地点の地下水ポテンシャルと帯水層の平均透水係数(1.2 m/day)と平均間隙率(40%)を想定した場合の水理的な滞留時間を示している。涵養域から地点10(13万年)付近までは、両者はほぼ比例関係を示しており、塩素36による滞留時間の推定値がほぼ妥当なものであることを支持している。

#### 5.1.4 過去20万年の温度変化の推定

前節の方法によって確定された地下水の年令情報を基に、温帯域で確認されている安定同位体比と気温との関係(酸素同位体比で $0.5 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$ )を用いて地下水中の安定同位体比から換算した古気温の変化特性に時間軸を設定した。図-5.3にその結果を示す。図中白丸で示した現在の安定同位体比の測定値は、調査地域から最も近い地点で降水中の安定同位体比の観測を行っているAlice spring(約1700km北西)の測定結果を示してある。

#### 5.1.5 まとめと今後の課題

古気候データの少ない大陸内部における古水文情報把握のための手法として、同位体水文学の応用テーマとして地下水帯水層中に保持されている古水文情報の抽出を試みた。これまで、手がけられていた炭素14を用いた過去4~6万年スケールのデータに対し、地下水中の塩素36放射性同位体を用いることで、過去20万年におよぶ古水文データの取得が可能であることが示された。今後は、オーストラリア内陸部におけるこの種の古気候データとの比較を行うことにより、測定結果の妥当性を評価して行く予定である。

#### (参考文献)

- Bentley,H.W.,Phillips,F.M.,Davis,S.N.,Habermehl,M.A.,Airley,P.L.,Calf,G.E.,Elmore,D.,Gove,H. E. & Torgersen,T.(1986a): Chlorine 36 dating of very old groundwater.1.The Great Artesian Basin, Australia.*Water Resour.Res.* Vol.22 (13),pp.1991-2001.
- Bentley,H.W.,Phillips,F.M.& Davis,S.N.(1986b):Chlorine 36 in the terrestrial environment.*in Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.*Vol.2, Elsevier, pp.427-480.
- Bird,J.R.,Calf,G.E.,Davie,R.F.,Fifield,L.K.,Ophel,T.R.,Evans,W.R.,Kellett,J.R. & Habermehl, M.A.(1989):The role of <sup>36</sup>Cl and <sup>14</sup>C measurements in Australian groundwater studies.*Radiocarbon*, Vol.31 (3),pp.877-883.

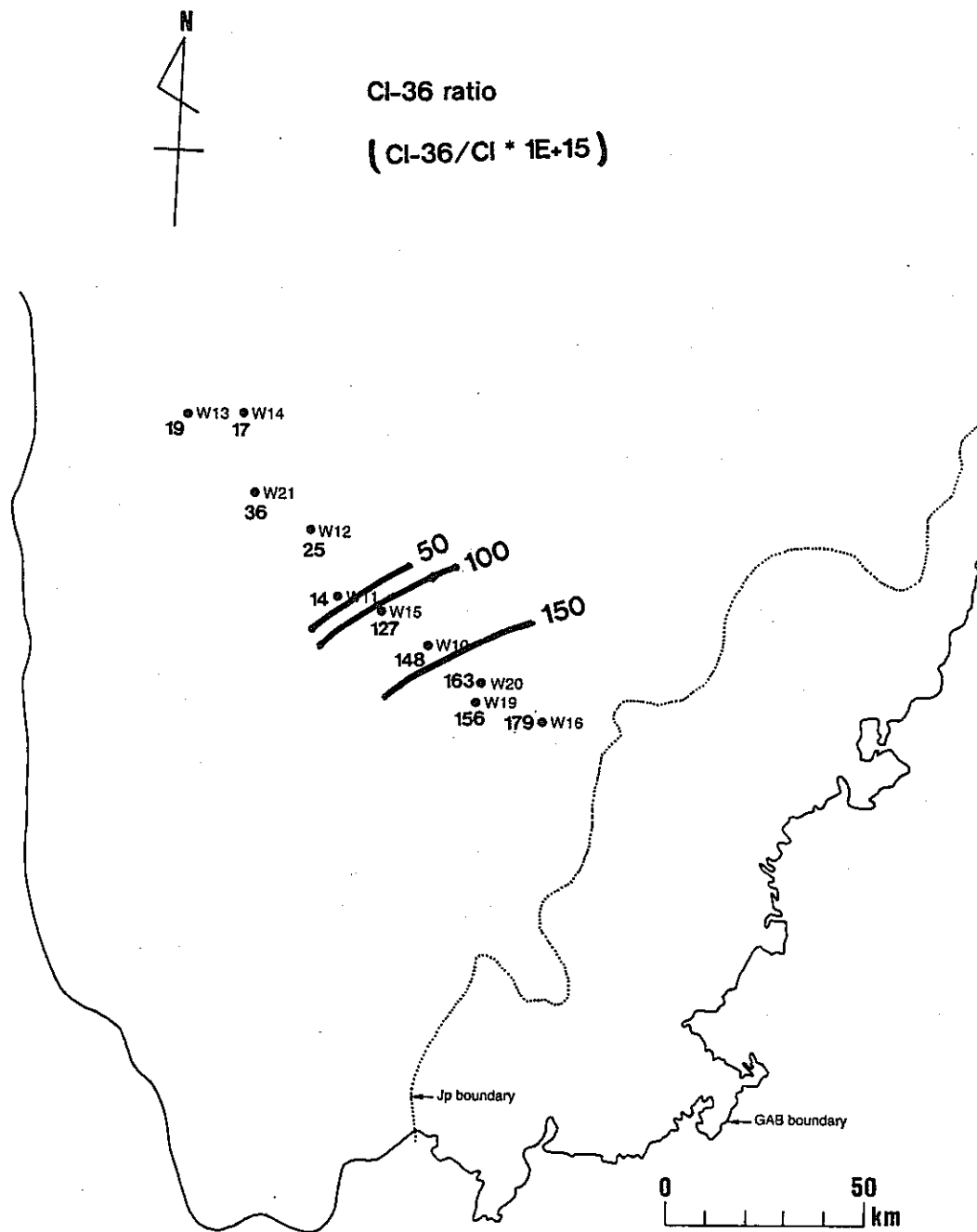


図 -5.1 大鑽井盆地南東部 (Coonamble embayment) の被圧帯水層における地下水中の塩素 36 濃度 ( $^{36}Cl/Cl$  比) 分布

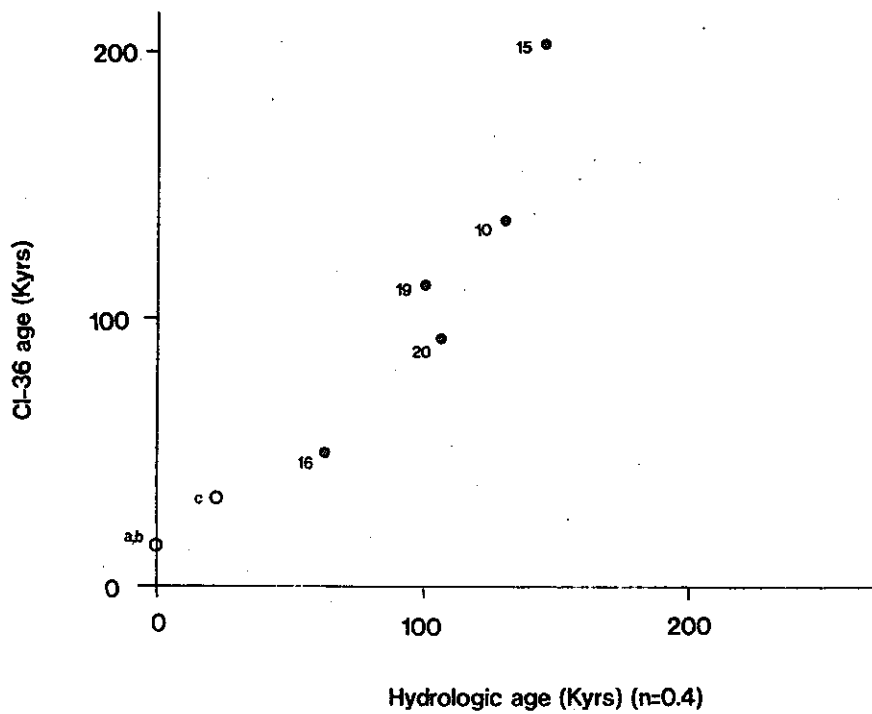


図-5.2 地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比( R )から推定される地下水の年令と水理学的に求めた地下水年令

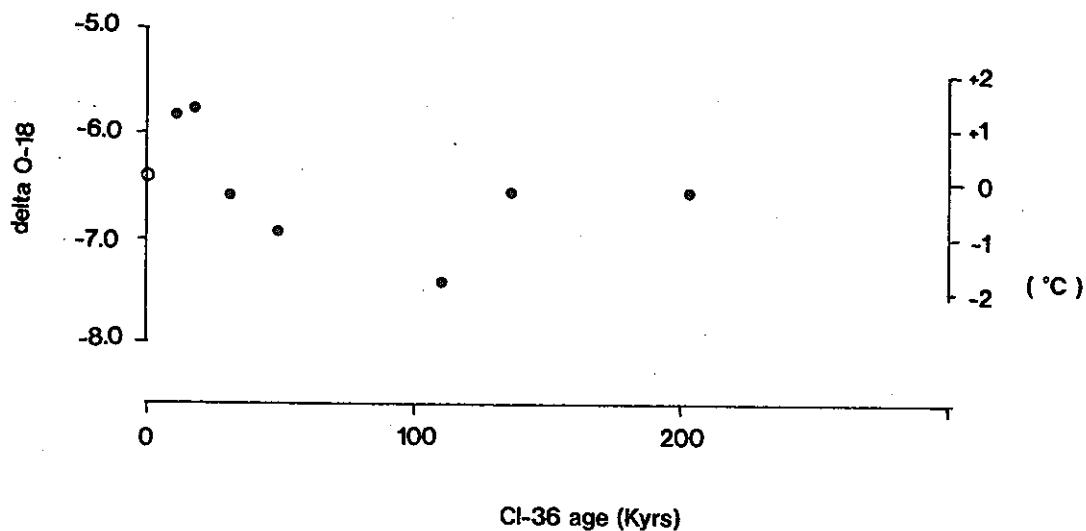


図-5.3 地下水中の安定同位体比から換算した大鑽井盆地南東部(Coonamble embayment)の古気温の変化特性

Torgerssen, T., Habermehl, M. A., Phillips, F. M., Elmore, D., Kubik, P., Jones, B. G., Temmick, T. & Gove, H. E. (1991): Chlorine 36 dating of very old groundwater 3. Further studies in the Great Artesian Basin, Australia. *Water Resour. Res.* Vol.27 (12), pp.3201-3213.

## 5. 2. 難透水層中の古水文情報の解析に関する研究 (2)

### 5.2.1 はじめに

我が国のような温帯湿潤域で且つ地形起伏に富み、また流域規模の相対的に小さな地域においては、地下水の流動速度が相対的に大きく且つ地下水域が小さいために、地下水帯水層中に保存されている連続した古水文情報の抽出は、精々数百年から古くても数千年程度が限界と考えられる。しかしながら、帯水層間の粘土・シルト層を主体とする難透水層にそれらの地層の堆積した時代の情報が封入されている可能性がある。そこで、昨年度は福島県いわき市周辺の縄文海進期に堆積した粘土性の難透水層を対象に、その中に含まれる水分を抽出する方法の開発と得られた一部深度のデータをもとに、粘土層堆積時の温度情報の再現を試みた。具体的には縄文海進時の堆積層分布地域の把握した後、シンオールコアリングによる粘土層を採取し実験室において冷却遠心機およびプレス装置による粘土層中の土壌水分の抽出した。抽出水について安定同位体比および Cl 濃度分析を実施し、それらの深度別変化から時系列的データとして評価した結果、ある程度の層厚を持つ粘土層には、堆積時の情報が一部残存している可能性が確認された。今年度は、採取場所を再度検討して確実に海成の粘土層の堆積している地点を限定してボーリングを行い、粘土層の連続採取を実施し再度詳細な解析を試みる予定である。尚、粘土層中に見出される貝化石の C<sup>14</sup>分析による年代決定により堆積時代の確定を試みた。

### 5.2.2 研究地域の概要

福島県いわき市小名浜地区の地盤を構成する地層は、上位から最上部層、上部砂層、上部粘土層、下部砂層、下部粘土層、最下部層、基盤土層に区分される第四紀層が、第三紀層、古期岩類層からなる基盤岩層の上を覆っている。最上部層、上部砂層、上部粘土層は沖積層に属し、最上部層の一部を除けば他は基本的に海成の地層である。下部砂層と下部粘土層は洪積世最新期の海成層と考えられている。平野の地下に伏在する最下部層も大部分は海成の洪積層であり、基盤土層もそうである可能性が大きいとされている。

本研究でのボーリングによる試料採取地点（図-5.4）は、藤原川の埋没谷を埋めた上部粘土層及び下部粘土層の分布域となっており、このボーリング地点は、縄文時代の貝塚が多く分布している標高5 mより低位にあり縄文海進時には海面下にあったことが想定されることら、図-5.5 の地質柱状図に示される深度11～31mに見られる軟質な粘性土層は、後氷期以降縄文海進に至る海進時の沖積堆積物と考えられる。

本研究では深度11.00～27.00 m、27.55～29.35 mにあるシルト層と深度27.00～27.55 mにある砂混じりのシルト層を対象として深度11.00～30.00 mの土壌を採取した。ボーリング試料は真鍮製のシンウォールコアチューブに入れ、切断両端面は間隙水を逃がさぬように蠟で固めて保存し、現地から大学の研究室まで運搬した。

### 5.2.3 試料土壌からの間隙水の抽出

#### (1) 遠心分離法による採水

シルト層から間隙水を採取する方法として、遠心法を用いた。土壌用冷却遠心分離機にかけるためにボーリング試料をシンウォールコアチューブに入れたまま7 cmごとに切断し、ステンレス製の100cm<sup>3</sup>の土壌採土缶に再充填した。ボーリング試料から土壌採土缶に再充填したものを以下、土壌サンプルと記す。

本研究では土壌サンプルにかかる負圧をpF4.0に設定し、2時間の遠心分離を行うことにより間隙水を抽出した。

#### (2) 圧縮法による間隙水の採水

一般に、より強い吸着力で保存されている間隙水は、移動速度あるいは置換速度が相対的に小さいと考えられる。従って、相対的に古く、堆積時に近い情報が保持されている可能性が高い。そこで本研究では、昨年度開発された土壌圧縮採水装置を用いて、遠心法による採水を行った後の土壌サンプルを遠心法よりも大きな負圧（最大で5.0～6.0t、pF5.4～5.5程度に相当）で圧縮することにより、遠心法では抽出できなかった間隙水を抽出した。土壌圧縮採水装置はフィルターとして土壌テンション測定用素焼プレートを用いており、遠心法による採水後の土壌サンプルを100cm<sup>3</sup>土壌採土缶に入れたまま連続的に使用でき、かつ、より強い負圧で採水を行うことが可能である。

遠心分離法及び土壌圧縮法によって採水された水を以下ではサンプル水と称す。2段階の採水を終了した土壌サンプルは炉乾燥をした後、土壌の乾燥重量を計測した。採水の前及び、炉乾燥前後の重量変化から各採水過程における土壌水の採取量を把握すると共に、試料水採取前の土壌全体の水分量に対する採取率として検討した。また、シルトの一般的

な比重 2.6 と仮定し、固相率を想定することにより三相分布図を作成した (図 -5.6)。

## 5.2.4 測定結果

### (1) 安定同位体比

遠心法、圧縮法により採取されたすべてのサンプル水に関して  $\delta$  ダイアグラムを作成した (図-5.7 ~ 5.8)。ボーリング地点近傍の浅層不圧地下水と海水との中間的な同位体比を示しており、同一深度において遠心法により採取されたサンプル水と圧縮法により採取されたサンプル水の安定同位体比には、ほとんど違いが見られなかった。図-5.9、図-5.10 に遠心法・圧縮法により採取されたサンプル水の安定同位体水素の深度プロファイルを示す。いずれも深度 11m ~ 14m にかけての緩やかな同位体比の上昇、その後 14m ~ 22m 付近までの安定した値、23m ~ 30m における急激な同位体比の低減傾向が見られる。

### (2) 電気伝導度

同位体比の測定結果の同様に、遠心法により採取されたサンプル水と圧縮法により採取されたサンプル水の電気伝導度には、ほとんど違いが見られず、ほとんどすべての深度において電気伝導度は 20mS/cm 以上の値を示した。20mS/cm 以上の値は測器の測定範囲を上回ってしまうため、参考値としての整数値で示したてある。

遠心法により採取されたサンプル水の電気伝導度プロファイルを図-5.11 に示す。深度 11.81 ~ 12.67m の緩やかな値の上昇と、その後の 13m ~ 25m 付近までの 30 ~ 35mS 程度の比較的安定したプロファイルの後、深度 24.80 ~ 30.00m の急激な値の下降が見られ、この傾向は、前述の安定同位体比に見られる傾向と一致している。

### (3) 放射性炭素同位体による地質年代測定結果

地層の堆積時代を基に間隙水の時間情報を特定し、それに対応する深度毎の古水文情報を抽出することは、本研究の大きな目的である。そこで、ボーリング試料から得られる貝化石を用いて放射性炭素同位体の測定を行った。放射性炭素同位体を測定するためには、貝化石をベンゼンに合成する必要があるが、本研究では、タスク社製、タスクベンゼン合成装置を用いた。ベンゼン合成に必要な炭素量は最低 1 g であり、貝化石類に含まれる炭素の割合はおおよそ 12 % であることから、最低 8.4 g の貝化石が必要となる。ボーリング試料からある程度狭い範囲で 8.4 g 以上の貝化石が得られたのは、深度 11.38 ~ 11.78 m、13.50 ~ 14.01 m、15.77 ~ 16.22 m、21.24 m の 4 地点であり、そのすべてにおいてベンゼン合成を行った。

土壌サンプルから採取された貝化石の年代は、5200 ~ 7300yBP のものであった (図-5.12)。採取した土壌サンプルは、測定誤差及び貝化石の堆積深度のずれを考慮に入れても、当初想定していた後氷期に堆積したシルト層と評価される。

## 5.2.5 考察

### (1) 堆積時の海水の希釈の評価

本研究では 45 深度において圧縮法による土壌水採水を行ったが、そのすべてにおいて遠心法より採取されたサンプル水と圧縮法により採取されたサンプル水の水素安定同位体比はほぼ等しい値をとった。つまり、ほぼ全層において間隙水のマトリックサクションの違いによる同位体比の違いは認められなかった。このことから、当初想定していたシルト層に保持されている間隙水はそのマトリックサクションの違いによる流動特性の違いは存在しないと考えられる。

本研究では 4 箇所深度において土壌サンプルの年代を決定することができた。4 箇所のデータを内挿、外挿することによって、すべての土壌サンプルについて深度別に地質年代を決定した。図からは約 12500 年前から約 6000 年前までの急激な海進と、約 6000 年前以降の緩やかな海退の特徴が示されている。

ボーリング地点では、深層被圧地下水が浅層不圧地下水よりも 0.34m 水頭が高い被圧状態であり、鉛直上向きフラックスが存在していることが確認されている。今ここで、シルト層堆積後のポテンシャル状態は現在と同じ状態が継続していたとし、シルトの透水係数を  $1.0 \times 10^{-7}$  cm/sec と仮定した場合、深度 11.00 ~ 31.00m の層厚 20m のシルト層の通過時間をダルシー則によって計算すると、約 4 万年と求まる。上記のシルト層の採石年代の絶対評価と合わせて考えると、本研究で対象としたシルト層においては、土壌サンプルから得られたサンプル水はその地層堆積時に保存された水であり、土壌サンプルの地質年代をサンプル水の年代として評価することを支持している。

遠心法によって得られたサンプル水、圧縮法によって得られたサンプル水ともに電気伝導度は非常に高い値を示した。溶存化学成分の結果と比べても  $\text{Cl}^-$  濃度が電気伝導度の挙動と極めてよく似ていることから、ボーリング試料の間隙に地層堆積時の海水組成成分が存在し、それが採取された可能性が高い。電気伝導度は  $\text{Cl}^-$  濃度に代表されるものとして、電気伝導度と  $\text{Cl}^-$  濃度の相関式を導いて電気伝導度を  $\text{Cl}^-$  濃度に変換した (図-5.13)。

$\text{Cl}^-$  イオンは濃度が変化しにくく、一般に地層中にその起源を持たないので、 $\text{Cl}^-$  イオンを用いて堆積時の海水が、堆積後現在までの長い時間の中に研究地の地層外からの地下水によってどれだけ希釈されたら、溶存化学成分濃度が測定された間隙水中の濃度になる



かを検討した。採取されたサンプル水に海水が混ざっている割合を混合率 $\alpha$ と定義して、以下の2成分合成式を用いた。

$$C_{Cl-Sample} = \alpha \cdot C_{Cl-Sea\ water} + (1 - \alpha) C_{Cl-浅層地下水}$$

C : 濃度 (ppm)     $\alpha$  : 混合率

海水の値は、堆積時における研究地域周辺の海水の組成は現在の海水の組成とほぼ同じであったと仮定して、現在のいわき市沖海水の  $Cl^-$  濃度 (16000ppm) を採用した。また、浅層不圧地下水の  $Cl^-$  濃度は、ボーリング地点直上にある浅層不圧地下水の  $Cl^-$  濃度を用い、堆積時も現在もほぼ同じであったと仮定した。

混合率の計算結果は、遠心法により採取されたサンプル水で 20 ~ 75 % 程度となった。シルト層の上部、下部で低い値をとり、中央部では 70 ~ 75 % の比較的安定した高い値をとったことから、堆積時に周辺の浅層不圧地下水に希釈されつつ間隙に閉じ込められた海水は、シルト層の上部では浅層不圧地下水によって、下部では深層被圧地下水によって大きく希釈されたものの、中央部では地下水による希釈の影響をあまり受けなかったと判断された。

## (2) 古水文情報に関する総合的考察

これまでの考察から難透水層中の間隙水に堆積時の古水文情報が保存されている可能性が示唆された。また、前述したような方法により、 $Cl^-$  イオンを用いて混合率の決定ができています。そこで、遠心法で得られた 8 つのサンプル水の水素安定同位体比から古水文情報の抽出を試みた。

同位体比を決定する主な要因には高度と温度があるが、サンプル水は浅海水域で涵養された水を想定しているため、高度という要因は無視できる。つまり、いわき市の浅層不圧地下水の同位体比とサンプル水の同位体比の差は、現在のいわき市の気温と堆積時の気温の差と考えた場合、以下の計算式により、先ほど求めた  $Cl^-$  濃度によって得られた混合率  $\alpha$  を用いて古海水の水素安定同位体比が推定できる。

$$\delta D_{Sample} = \alpha \cdot \delta D_{Sea\ water} + (1 - \alpha) \delta D_{浅層地下水}$$

ここで、浅層不圧地下水の  $\delta D$  値は、ボーリング地点直上で得られた現在の浅層不圧地下水の  $\delta D$  値を用いた。

中緯度地域における気温と水素同位体比の関係 (気温が  $1^\circ C$  上昇すると  $\delta D$  の値が 5.6 ‰ 上昇する、Mazor, 1991) を用いて、比較的  $Cl^-$  濃度の安定している深度 12.77 ~ 17.64m の区間において堆積時の古海水温を推定した結果、図-5.14 に示すように 7000 年前 ~ 5700 年前の数百年のタイムスケールで最大  $2^\circ C$  程度の古海水温の変動が見積もられた。

## 5.2.6 まとめと今後の課題

縄文海進期に堆積したシルト層中の間隙水を抽出し、その  $\text{Cl}^-$  濃度と安定同位体比を測定した結果、地層堆積時の海水成分の情報が 5000 ～ 6000 年後の現在まで保持されていることが判明した。シルト層上下の不圧・被圧地下水間のポテンシャル差から想定される地下水流動は極めて小さく、堆積時の水質情報が十分隔離できる環境にあった。同位体比から推定された古海水温変動は、7000 年前～ 5700 年前の数百年のタイムスケールで最大 2 °C 程度の古海水温の変動が存在することが見積もられた。手法的には、ほぼ確立できたので、今後は、より古い堆積年代の難透水層に研究対象を拡大してゆくことを考えたい。

### (参考文献)

Mazor, E. (1991): Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. Open university press, 274p.

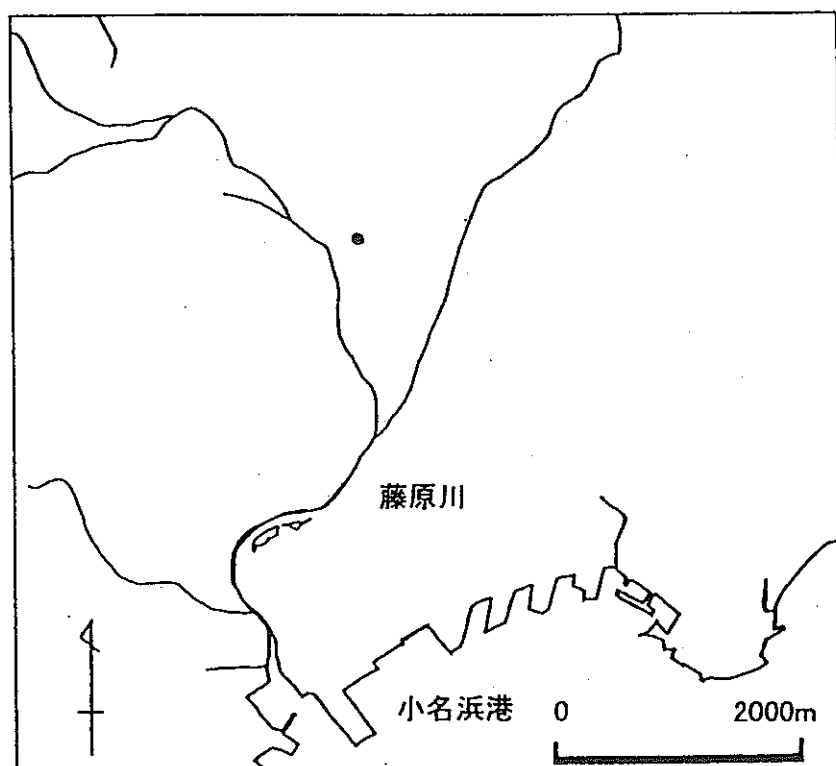
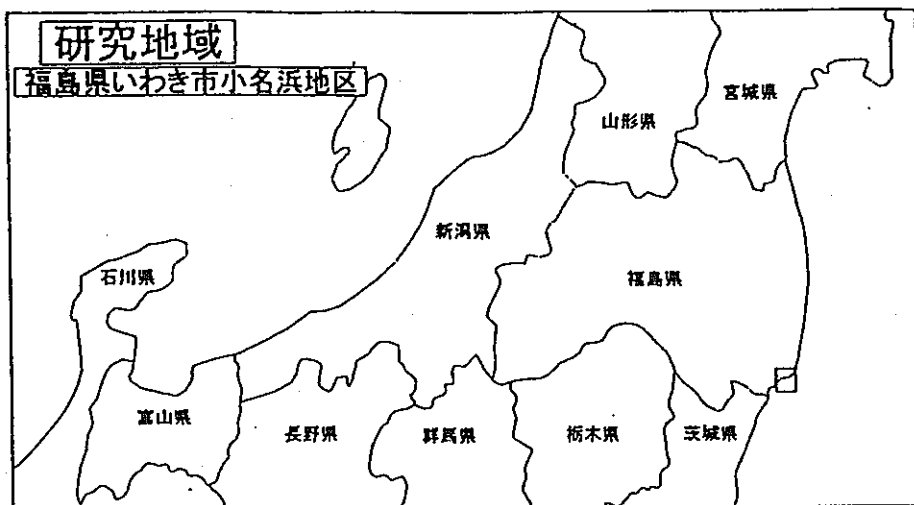


図-5.4 研究地域(いわき市小名浜地区)位置図  
 (● 印はボーリング地点を示す)

標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	色調	サ ン プ リ ン グ 位 置	
2.50	0.50	0.50		アスファルト他		深度 11.00m	
1.50	1.00	1.50		粗中粒砂	暗灰		
-0.90	2.40	3.90		シルト	暗灰		
-2.50	1.60	5.50		粗中粒砂	暗灰		
-8.00	5.50	11.00		シルト混じり砂	暗灰		
-24.00	16.00	27.00		シルト	暗灰		深度 30.00m
-24.55	0.55	27.55		砂混じりシルト	暗灰		
-26.35	1.80	29.35		シルト	暗灰		
-28.00	1.65	31.00		シルト混じり 細粒砂	暗灰		
-34.15	6.15	37.15		岩片混じり 粗中粒砂	暗灰		

図-5.5 ボーリング地点の地質柱状図

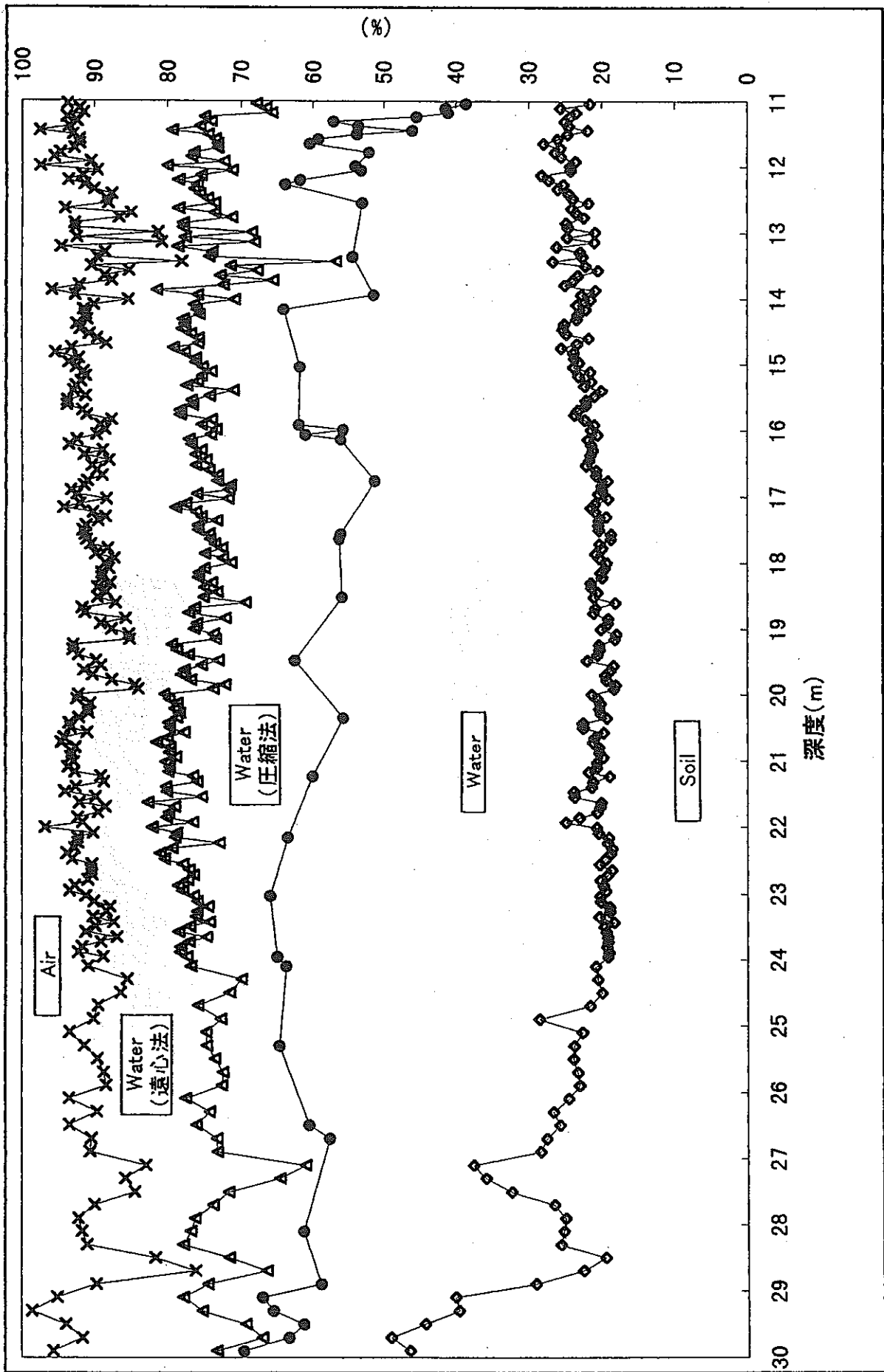


図-5.6 土壌サンプルの深度別三相分布

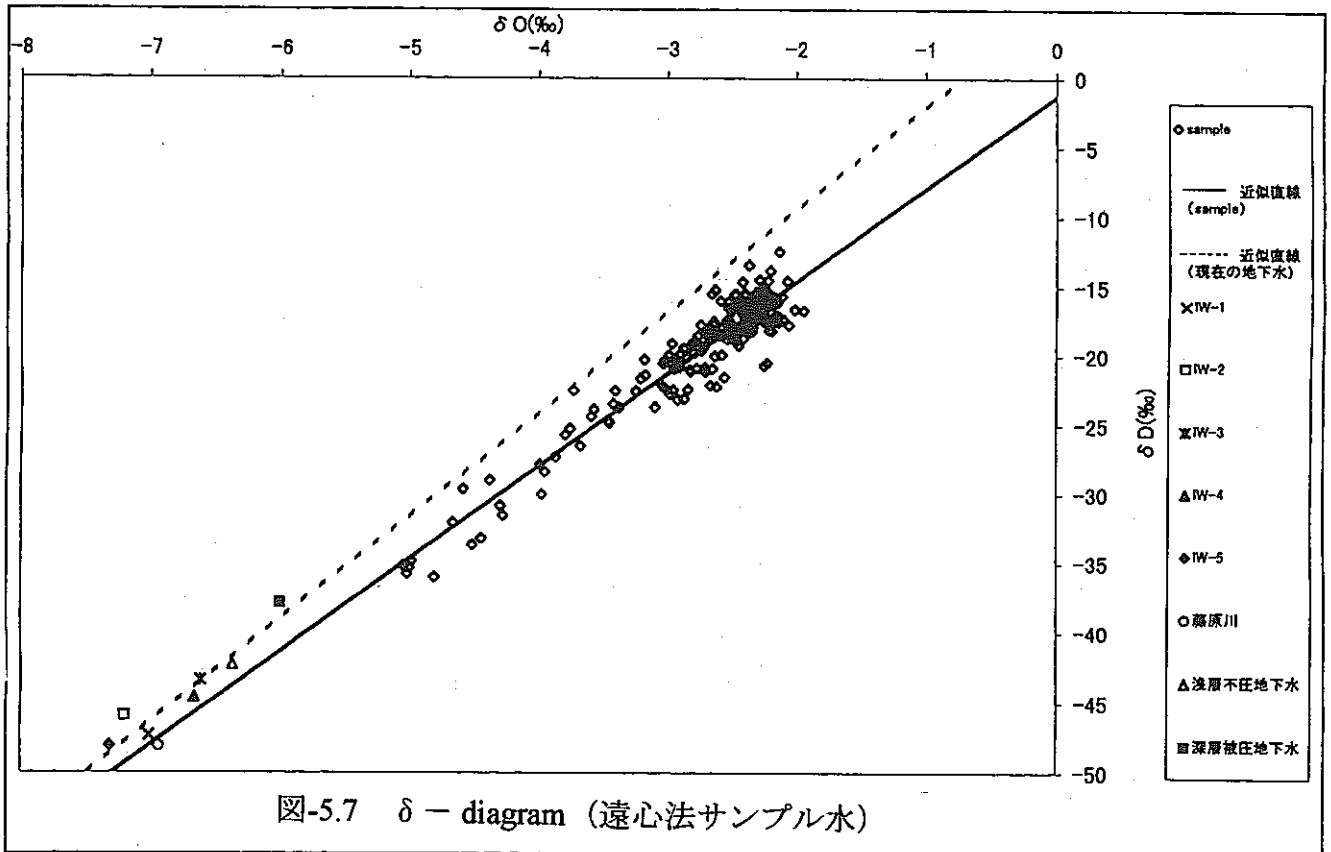


図-5.7  $\delta$  - diagram (遠心法サンプル水)

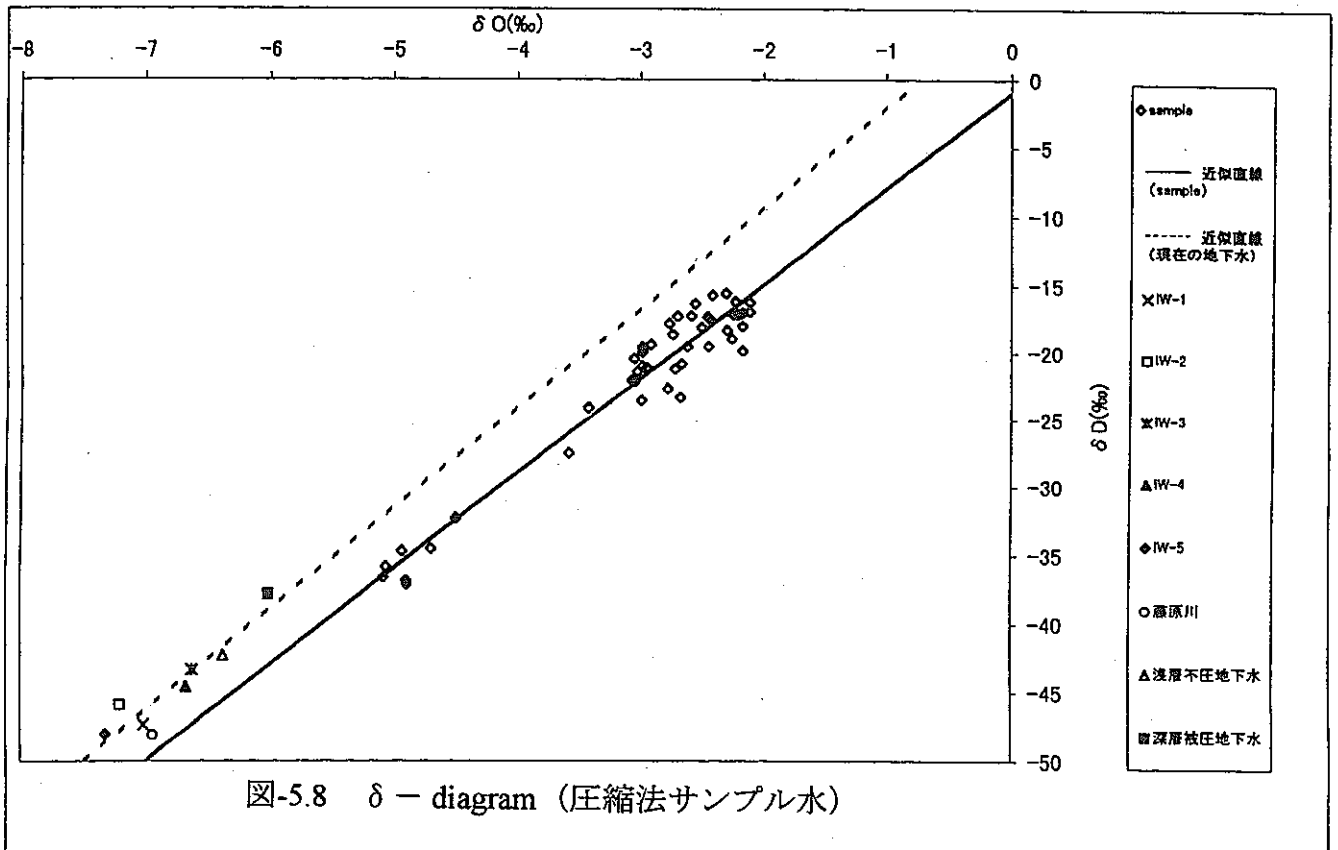


図-5.8  $\delta$  - diagram (圧縮法サンプル水)

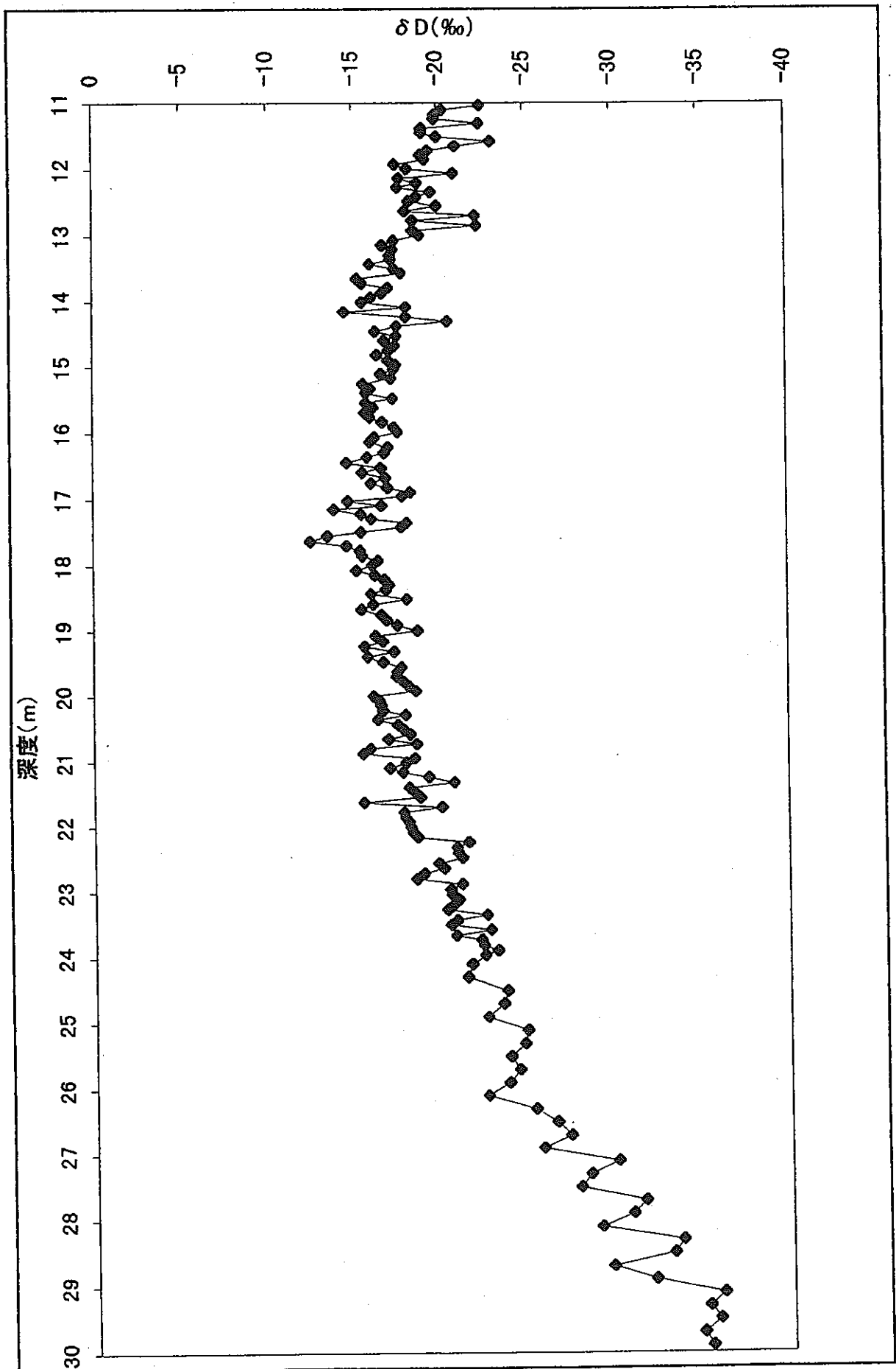


図-5.9 水素安定同位体比の深度プロファイル (遠心法サンプル水)

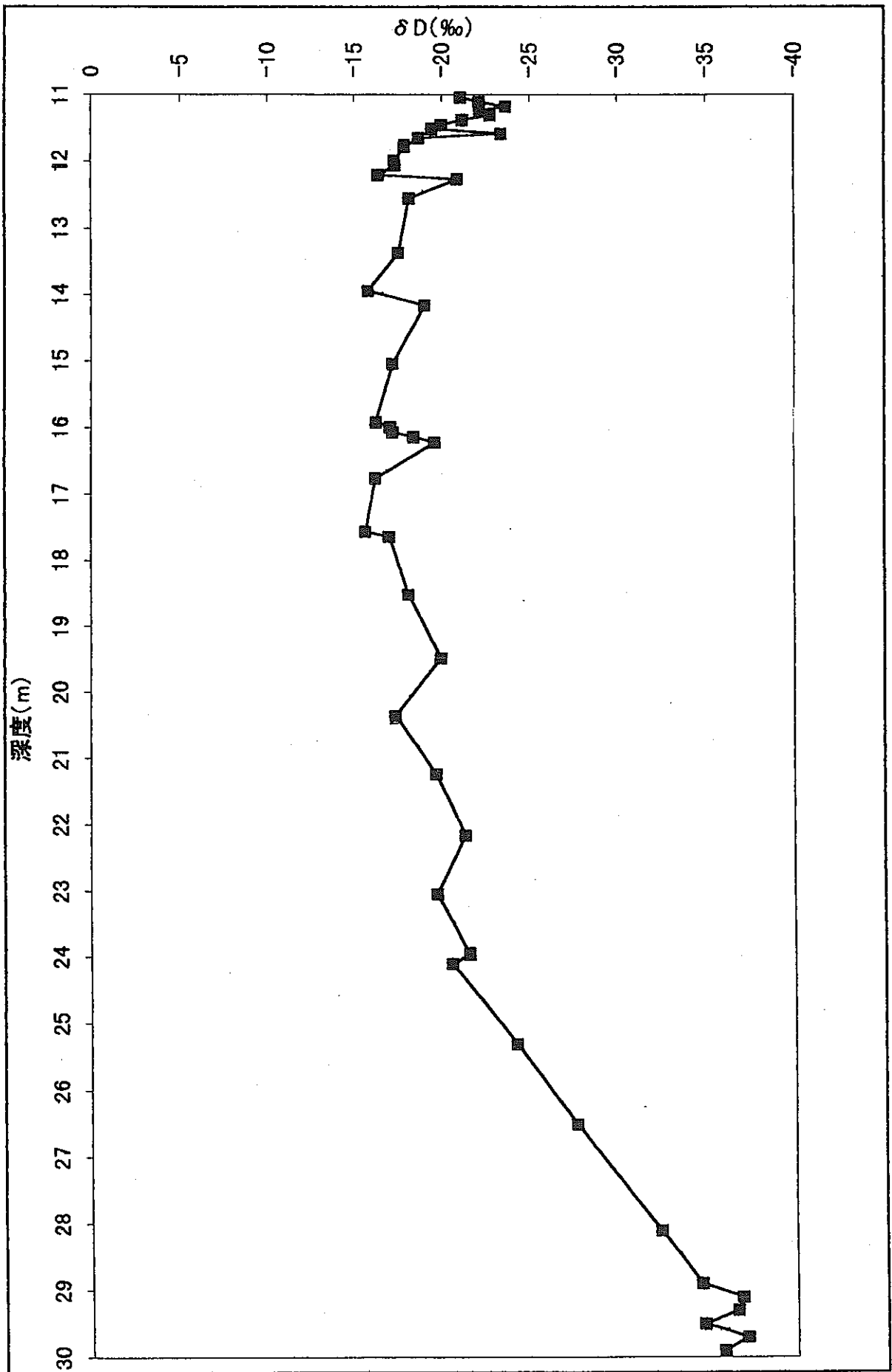


図-5.10 水素安定同位体比の深度プロファイル (圧縮法サンプル水)



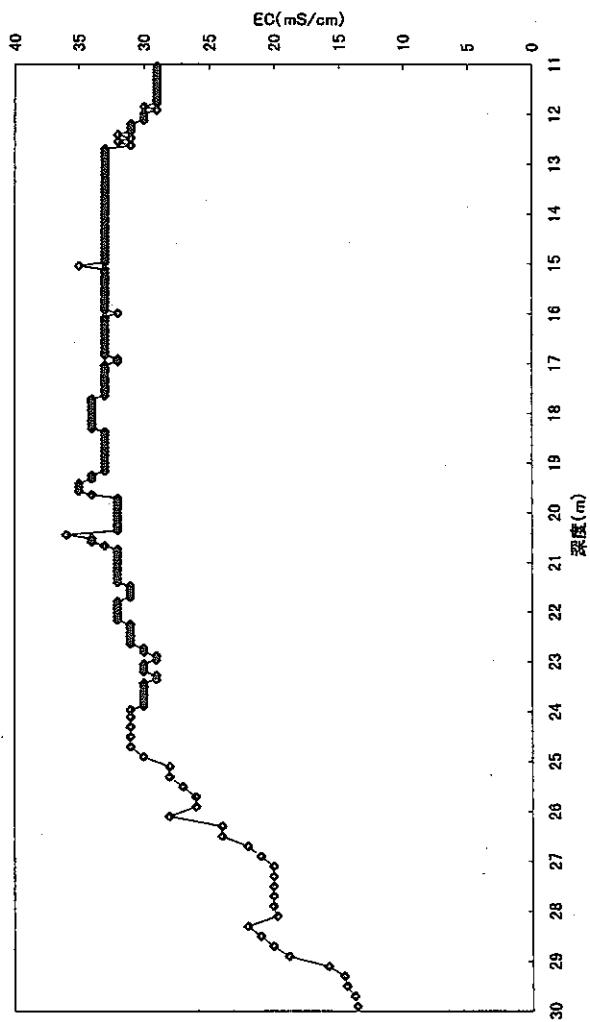


図-5.11 電気伝導度の深度  
プロフィール (遠心法サンプル水)

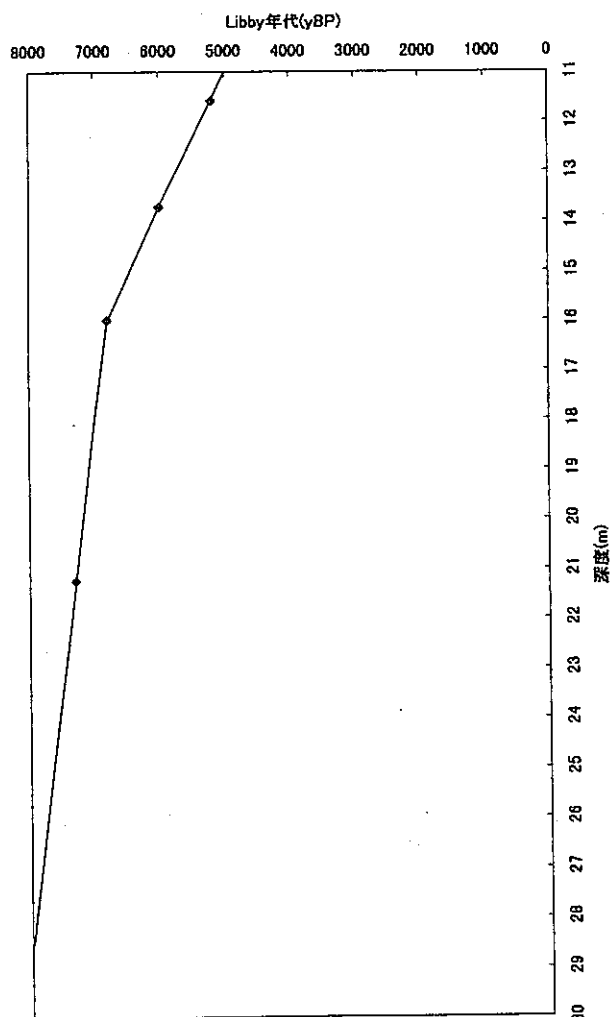


図-5.12 放射性炭素同位体による  
地質年代測定

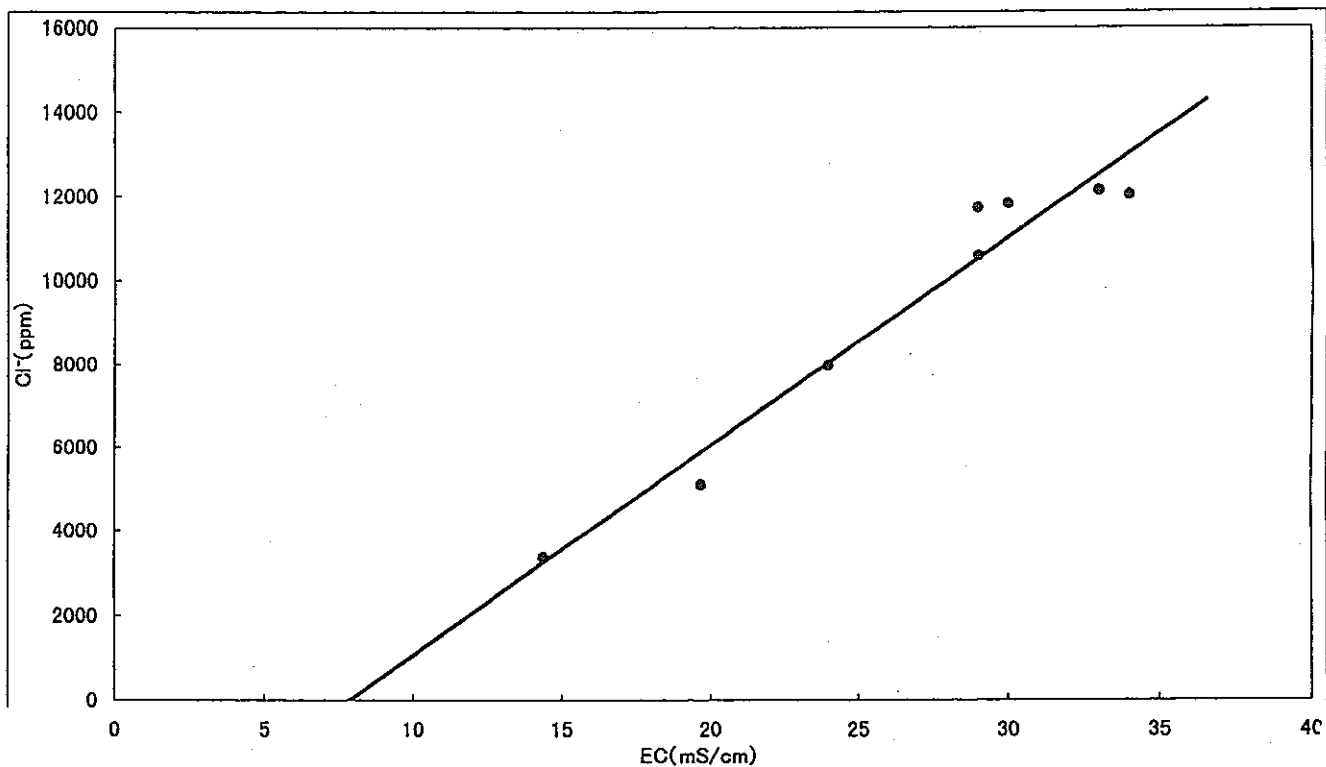


図-5.13 電気伝導度と Cl<sup>-</sup>イオン濃度の関係 (遠心法サンプル水)

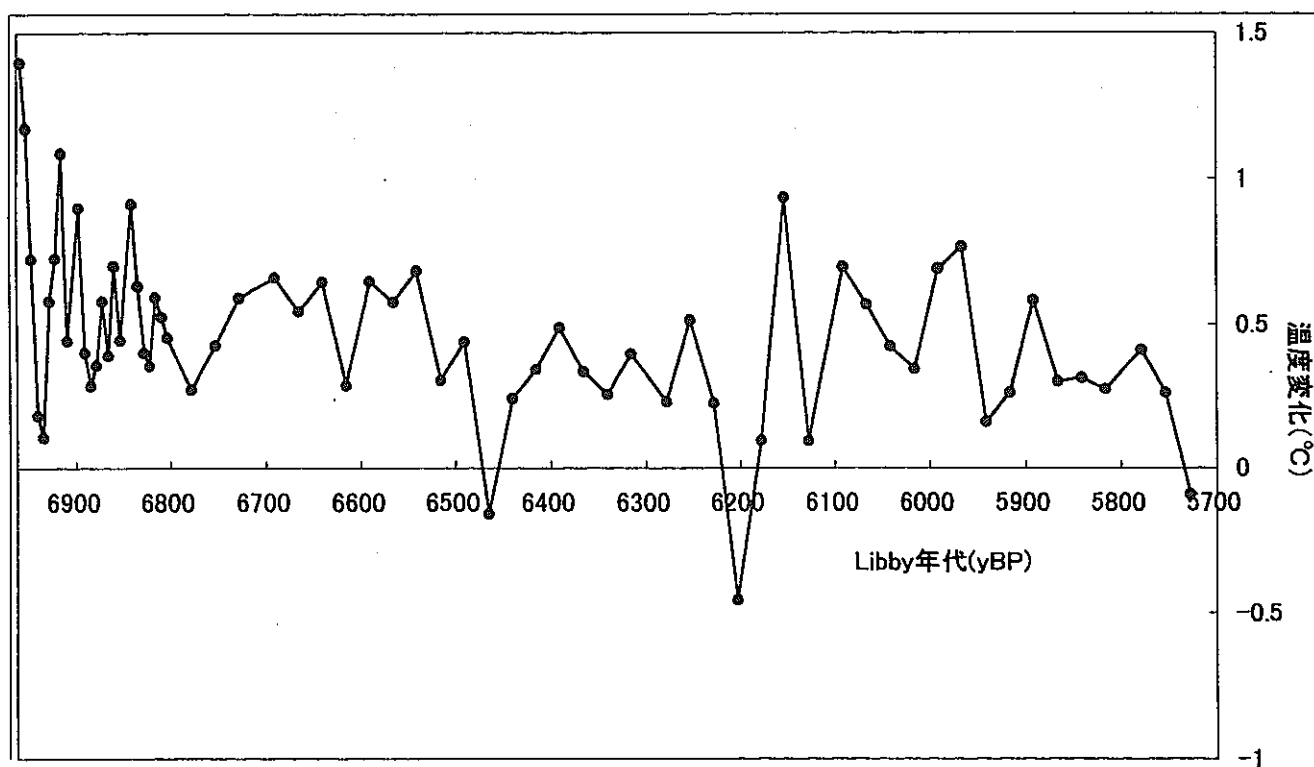


図-5.14 古海水温変化 (深度 12.77m を基準としたとき)

## 5.3 地下水中の地化学特性に基づく再冠水時の地下水流動の検討

### 5.3.1 はじめに

神奈川県相模原台地の下部にある上総層群に属する第三紀の泥岩層に掘削されたジオドームの実験終了後に埋め戻しを行い、その後地下水の再冠水時の挙動を捉えることを目的として周辺に新たに掘削したボーリング孔を用いて水位・水質・水温のモニタリングを行なうとともに、これらのボーリング孔から定期的に地下水を採取し、その一般水質、環境同位体の変動をドーム埋設直後の1998年3月よりほぼ1～2ヶ月毎に1回の割合でモニターしている。台地礫層帯水層中の地下水との関連が水質・同位体的に押さえられれば、空洞掘削とその後の埋設時の地下水の挙動が把握できる貴重なデータが取得されるものと考えられ、現在データの取得と分析を実施中である。得られた経時変化データをもとに再冠水時の地下水流動の検討を行った。

### 5.3.2 泥岩コアからの間隙水の抽出

地下実験所内に設けられた、GL-50m～96mの基盤岩に掘削されたボーリング孔(A-3孔)から採取された泥岩のコアについて、岩石抽水装置を利用して土壌を圧縮し、間隙水の抽水を行った。岩石抽水装置の概略は図-5.15のとおりである。実験室に持ち帰った泥岩コアは深度約5mおきに1箇所、それぞれ長さ12cmほどに切断し、水の蒸発を極力防ぐため、サランラップとアルミホイルで覆いジップロックのついたポリ袋中に入れ、空気を抜いた状態で冷暗所に保存した。抽水試験を行う際、コアの表面に付着した物質の除去や蒸発によって水分を失った表面の除去、岩石抽水装置の内部径と一致のためにコアの整形作業を行う。コア直径が7.5cmのサンプルを、たこ引き包丁を使用して直径5cm、長さ10cm以下に整形した。抽水には約100kgf/cmの軸圧で約8時間圧縮し、1サンプルあたり平均約10ccの間隙水を搾り取った。また、抽水前と抽水後にそれぞれサンプルの重量を計測し試料採取時の蒸発ロスを評価した。

### 5.3.3 地下水中の環境同位体から見た再冠水時の地下水流動

ボーリング孔地下水、コア抽出水の安定同位体比の再冠水後の時間変化を $\delta$ ダイアグラム上で検討した結果を図-5.16,図-5.17,図-5.18及び表-5.1に示す。

相模原台地(田名原面)の不圧地下水の安定同位体比実測値は、水素-50～-60‰、酸素-7.5～-8.5‰の範囲にあり、ボーリング孔地下水、コア抽出水の安定同位体比変化を $\delta$ ダイアグラム上で検討した結果、

a) 再冠水前にドームのノッチに湧出していた地下水および断層より下位のコア水特に 40m ~ 42m 付近の下部軽石層付近の地下水は、共に相対的に軽い同位体比を示し、上記の礫層中の不圧地下水の同位体比に近い。

b) 断層上部のコア水（深度 9.67m,15.02m,19.86m）および既存 A2 ボーリング孔の地下水は相対的に重い同位体比を示す。

という特性を示した。ジオドームのある田名原面の不圧地下水の同位体比実測値とドーム湧水、下部軽石層中の地下水の同位体比が近い値を示すことから、再冠水前にドームに湧出していた地下水は、主として断層より下位の亀裂を伝わって流動した、浅層系の地下水の影響が強い可能性がある。

再冠水と共にすべてのボーリング孔の地下水は上記 b) の相対的に重い同位体比から a) の軽い同位体比の方向に顕著に変化している。これに対する解釈の一つとして、再冠水後ドーム空洞へ向かう地下水ドレインが停止したために、それまでドームに湧出していた浅層系地下水が行き場を失い、断層上部を含むドーム周辺のボーリング孔に湧出してきたことが想定される。

また、水質の時間変化については、パイパーダイアグラム表示上での各ボーリング孔地下水の水質変化によれば、断層上部の A-1,B-1 ボーリング孔が相対的に不圧系の特性に近くその外の断層下位の地下水はより水質進化が進んだ被圧系の特性を示す。また、水質変化は A-1,B-1 のみ顕著で重炭酸成分が再冠水後の時間経過と共に増大する傾向が顕著である。また、これらの 2 孔には、硝酸・燐酸イオンの存在が認められ、相対的に人為的影響の強い浅層地下水からのコンタミが想定される。これは上記の同位体の結果とは整合するものである。

表-5.1 に示した 1998 年 4 月、7 月の各ボーリング孔地下水のトリチウム濃度には、安定同位体のような顕著な濃度変化は認められ、検出限界ぎりぎりの極めて低い濃度が測定されていることから、相対的に長い滞留時間を経過した地下水が湧出していると考えられる。但し、c-1 孔のみ相対的にトリチウム濃度が高く、かつ上記の 3 ヶ月間に有意な濃度上昇を示していることから、この孔の地下水に関しては田名原面の礫層不圧地下水の影響が顕著にでてきているものと考えられる。

#### 5.3.4 今後の展望

ジオドームに埋設したセメント系高アルカリ成分の水質変化が、何れの孔においてもまだ観測されておらず、特に地下水流動上下流部に当たる、c-1 孔においても顕著な水質変化が認められていないため、今後もうしばらくの期間水質変化をモニターしてゆく必要がある。

る。これまでの結果から、それほど急激な変化はなさそうなので、地下水採水モニターの間隔は2～3ヶ月毎に1回程度で十分と考えられる。

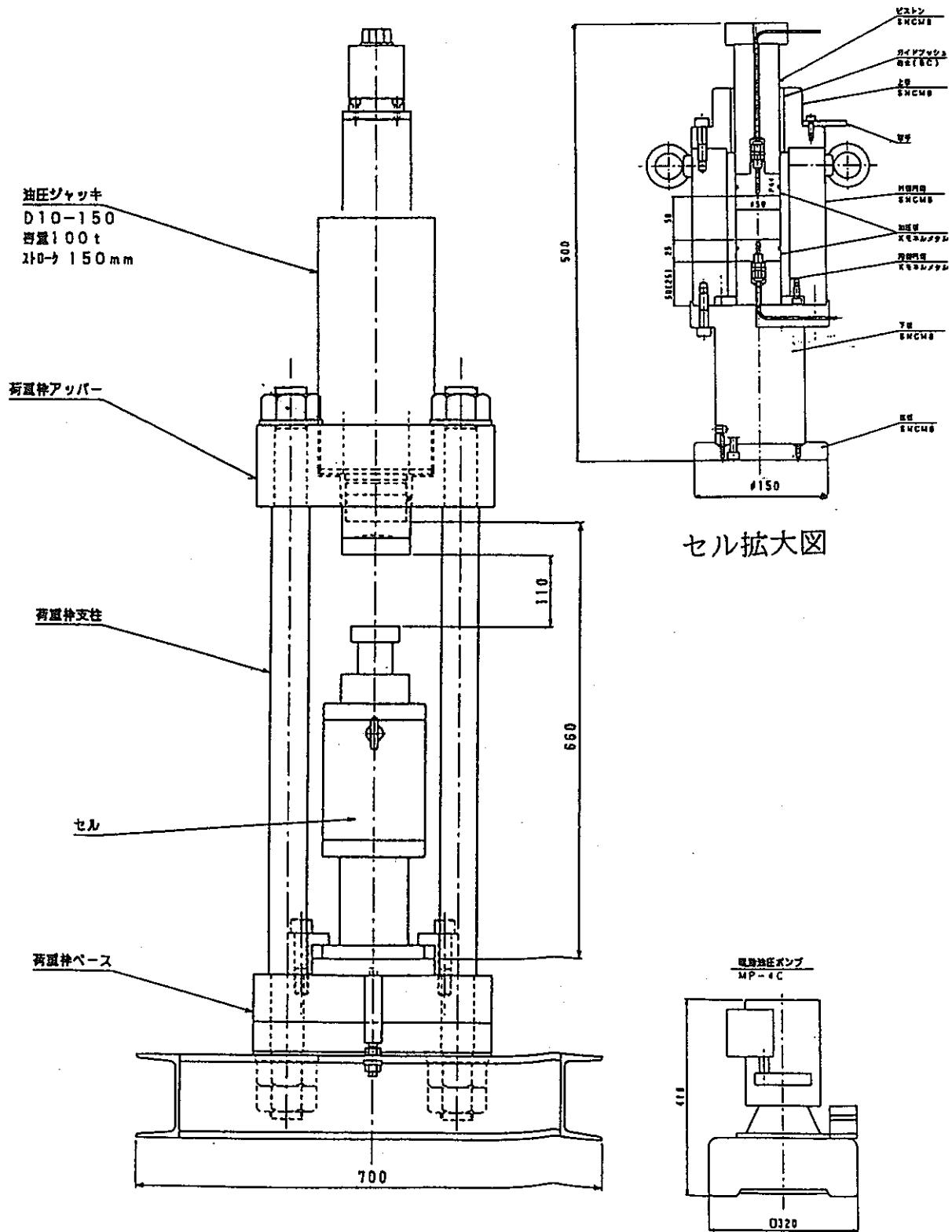


図-5.15 岩石抽水装置 \*SEIKEN SOIL TESRING EQUIPMENT

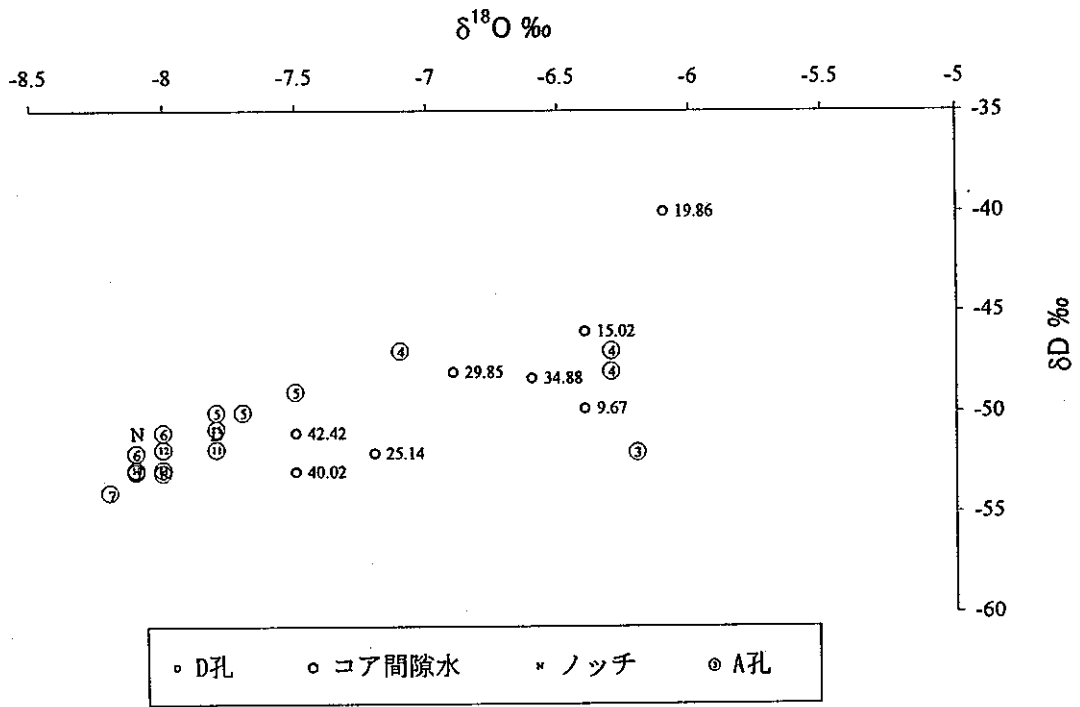


図-5.16 ボーリング孔地下水、コア間隙水の同位体比の時間変化(1)

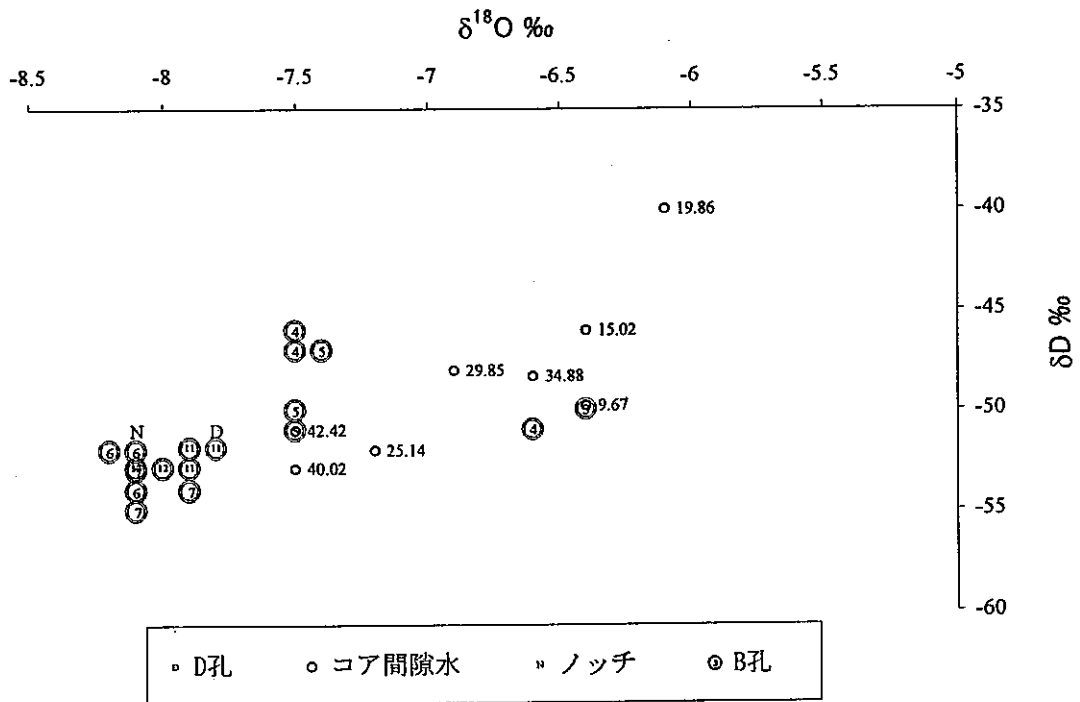


図-5.17 ボーリング孔地下水、コア間隙水の同位体比の時間変化(2)

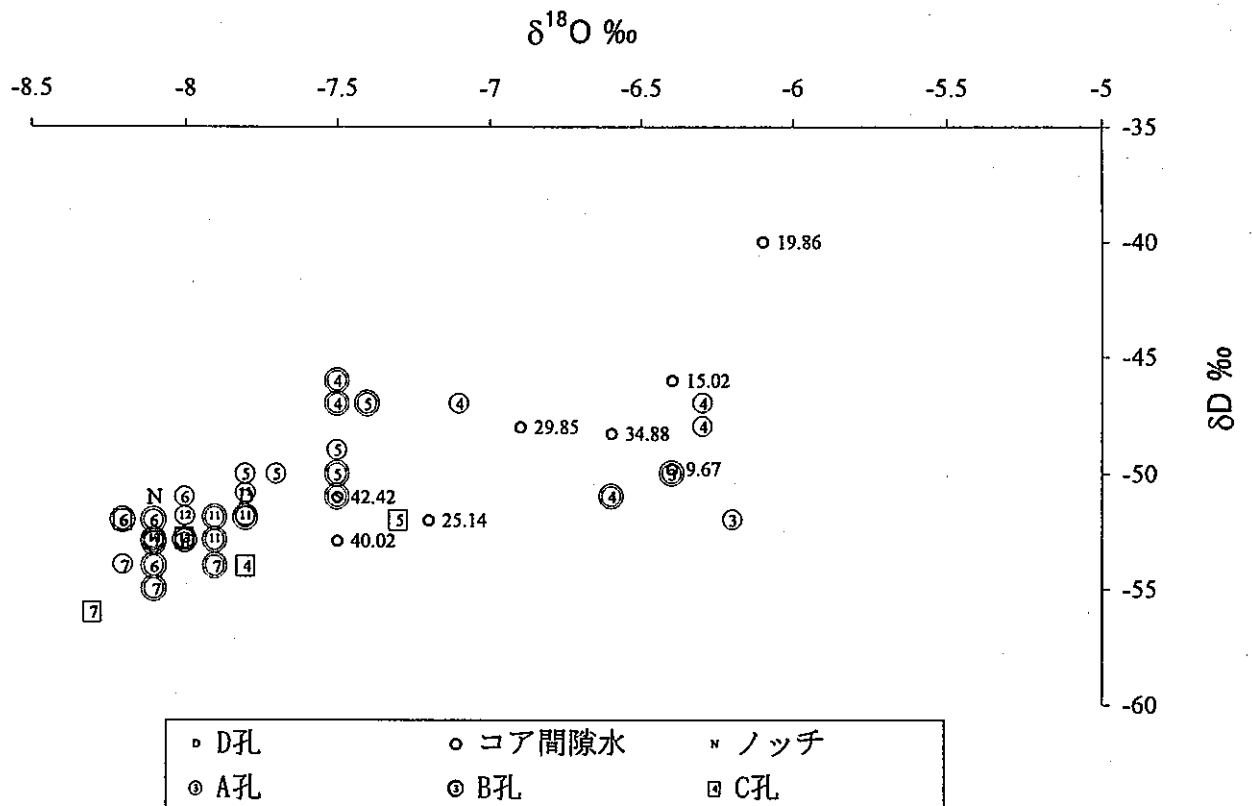


図-5.18 ボーリング孔地下水、コア間隙水の同位体比の時間変化(3)



表-5.1 コア間隙水及びボーリング孔内水中の環境同位体(トリチウム・安定同位体比)濃度

Sample number	1998/2/		1998/3/			1998/4/6			1998/5/7		1998/6/12		1998/7/9			1998/11/19		1998/12/24		1999/2/12	
	D	18-0	D	18-0	3-H	D	18-0	3-H	D	18-0	D	18-0	D	18-0	3-H	D	18-0	D	18-0	D	18-0
既存A2						-53	-6.4	1.5													
A-1						-47	-7.1	1.2	-50	-7.8	-51	-8	-53	-8.1	1	-51	-7.8	-52	-8		
A-2						-48	-6.3	1	-49	-7.5	-53	-8	-53	-8.1	1	-52	-7.8	-52	-8		
A-3			-52	-6.2	1.2	-47	-6.3	1.1	-50	-7.7	-52	-8.1	-54	-8.2	0.6	-53	-8	-53	-8.1		
B-1						-51	-6.6	1.6	-50	-7.5	-52	-8.1	-54	-7.9	0.5	-52	-7.8	-53	-8		
B-2						-47	-7.5	1.6	-47	-7.4	-52	-8.2	-53	-8.1	0.6	-52	-7.9	-53	-8		
B-3			-50	-6.4	0.7	-46	-7.5	0.6	-51	-7.5	-54	-8.1	-55	-8.1	0.7	-53	-7.9	-53	-8.1		
C-1						-54	-7.8	2.2	-52	-7.3	-52	-8.2	-56	-8.3	3.9	-53	-8	-53	-8		
D	-51	-7.8						2													
ノッチ	-51	-8.1																			

コア間隙水																					
9.67-9.80m	-49.8	-6.4																			
15.02-15.12m	-46	-6.4																			
17.35-17.47m		-7.1																			
19.86-19.98m	-40	-6.1																			
25.14-25.27m	-52	-7.2																			
29.85-29.97m	-48	-6.9																			
34.88-35.00m	-48.3	-6.6																			
40.02-40.15m	-52.9	-7.5																			
42.42-42.55m	-51	-7.5																			

公開論文

Shimada, J., Habermehl, M.A., Mahara, Y. & Kayane, I. (1999): Use of  $^{36}\text{Cl}$  age to compile recent 200k year paleohydrological information from artesian groundwater in great artesian basin, Australia. Proc. of Int'l Symp. on groundwater in environmental problems, Chiba Univ., Japan, 125-131.

## 再冠水現象に関する検討

### 要 旨

地下空洞掘削後、地下石油備蓄のように空洞に流体を貯蔵したり、鉱山の休廃止に伴う水没など、大気圧下で空洞を建設し、地下水が下がった状態から、それを元に戻す過程（再冠水）では、空洞の力学的安定性や地下水の水質等地下水環境の変化が生じ、これらの影響評価は、空洞の維持・管理段階で重要な問題であるが、従来から、土木構造物の維持・管理段階では、計測や分析がかならずしも十分におこなわれているとはいえ、システムティックなデータがほとんど残されていないのが現状である。地下の長期にわたる地質環境の変化の予測は、上記の問題の他に廃棄物による地下水汚染や放射性廃棄物の地層処分などの環境問題に関しても重要な研究・開発事項となっている。

とくに地層処分では、地下深所・長期の地質環境の変化を予測し、処分施設周辺の環境安全を予測する必要がある。地層処分の工程は、サイト選定、建設／操業、閉鎖・処分の段階に大別される。再冠水はこの最後の段階の過渡過程として生じる。この段階では、建設／操業時に、空洞周辺の地下水位が低下し、空洞周辺には不飽和領域が生じ、また建設や埋め戻しにともなう水質の変化、空洞周辺のゆるみに伴う水理的性質や地下水流れの変化が想定され、その時回復に要する時間も特定されていない。しかしながら、この再冠水の現象の実測データは、上述の理由から、世界的にもほとんど得られていないのが現状である。

今回の検討は、上記の地下空間利用の研究の一環として得られた実測データを利用しておこなわれたものである。これらは我が国における典型的な軟岩の地下空洞の埋め戻しに伴う再冠水の諸現象を計測したデータである。計測項目は、再冠水に伴う地下水の水理的挙動、水質の時系列変化、安定同位体による長期の地下水挙動の変化と砂・泥層中の地下水置換および地質の基礎データなどである。さらに埋め戻し材のソイルセメントの発熱を利用した熱移動に関するデータも得られている。これらのデータを用いて、再冠水時の諸現象が環境安全と長期の地質環境の安定にどのように関与するかを検討した。

## 塩淡水境界に関する検討

### 要 旨

我が国の人口の大部分は、国土の十数%を占める平野部に集中し、その多くは海岸に接している。このような人口稠密な平野部においては、地下水に関する人工的な変化が大きく、地下水の揚水、沿岸の埋め立て、鉱山の開発等が、自然の地下水環境を、いつのまにか、じわじわと変化させている。一方自然環境もゆっくりと変化しており、長期的には地下水環境の変化に寄与していると考えられる。特に沿岸地域は、淡水と塩水の境界にあたるため、地下水の挙動は複雑であり、その割には、とくに深部地下水の実態を調査したデータは世界的にも乏しく、地下水環境の変化の基礎となる淡水／塩水境界の形成メカニズムについても研究事例は少ない。

この研究の目的は、沿岸地域の地下水環境の実態を計測・観測して、また過去から現在にいたる地下水環境の長期の変化を調査・解析して、淡水／塩水境界の実態を把握し、その形成のメカニズムを研究するとともに、将来の沿岸地域地下水環境の変化の予測を目指すものである。

今回の検討では、動燃事業団の委託研究として1995年から1997年の3年間に実施した公開資料「深部地下水の水質形成機構に関する研究」報告書の再検討を実施し、塩淡水境界と深部地下水環境の実態に関する既存のデータおよびその長期変化予測に関するシミュレーションの頭出しをおこない、それらをこの報告書のエグゼクティブサマリーとしてまとめた。

養老川流域における地下水流動系について  
—二次元地下水モデルの MODFLOW による検討—

佐倉 保夫

千葉大学理学部地球科学教室

## 目次

- I. はじめに
- II. 研究地概要
  - 1. 地形
  - 2. 地質
- III. 観測方法
  - 1. 地下水温
  - 2. シュミレーション
- IV. 結果
  - 1. 地下水温
    - ① 地下水温鉛直プロファイル
    - ② 標高-50m, -100m での平面地下水温分布
    - ③ 鉛直断面のける地下水温分布
  - 2. 水理水頭
  - 3. シュミレーション
- V. 考察
  - 1. 地下水温
    - ① 地下水温鉛直プロファイル
    - ② 標高-50m, -100m での平面地下水温分布
    - ③ 鉛直 2 次元断面地下水温分布
  - 2. シュミレーション
- VI. まとめ
- VII. 謝辞
- VIII. 参考文献

## 図表

- 図 1. 研究対象地域
- 図 2. 養老川流域接峰面図
- 図 3. 研究地域地質概念図
- 図 4. 養老川沿いの鉛直断面における地質概念図
- 図 5. 地下水温観測井の位置・観測井名
- 図 6-1. 地下水温鉛直プロファイル (姉崎)
- 図 6-2. 地下水温鉛直プロファイル (岩崎)
- 図 6-3. 地下水温鉛直プロファイル (八幡)
- 図 6-4. 地下水温鉛直プロファイル (海士)
- 図 6-5. 地下水温鉛直プロファイル (馬立)
- 図 6-6. 地下水温鉛直プロファイル (南総)
- 図 6-7. 地下水温鉛直プロファイル (立野)
- 図 6-8. 地下水温鉛直プロファイル (能満①)
- 図 6-9. 地下水温鉛直プロファイル (湿津)
- 図 6-10. 地下水温鉛直プロファイル (水沢)
- 図 6-11. 地下水温鉛直プロファイル (岩崎・深度 600m)
- 図 6-12. 地下水温鉛直プロファイル (能満②)
- 図 6-13. 地下水温鉛直プロファイル (宗角)
- 図 7. 地下水温鉛直プロファイルのタイプ別分類
- 図 8. 岩崎 - 水沢断面での鉛直 2 次元地下水温分布
- 図 9. 湿津 - 立野断面での鉛直 2 次元地下水温分布
- 図 10. 標高-50m での平面地下水温分布
- 図 11. 標高 - 100m での平面地下水温分布
- 図 12. 岩崎 - 水沢断面での等水理水頭線分布
- 図 13. 湿津 - 立野断面での等水理水頭線分布
- 図 14-1. 計算領域・内部構造
- 図 14-2. シュミレーション結果 1
- 図 14-3. シュミレーション結果 2
- 図 14-4. シュミレーション結果 3
- 図 15. 養老川流域断面における酸素安定同位体比分布 (紺野,1997 に加筆)

## I. はじめに

千葉県市原市は、上総堀による自噴井で有名な地域で、地下水の利用は相当に古い年代から行われていたものと考えられる。1950年代まで、地下水は自噴井や浅井戸を用いて家庭用・農業用・養殖海苔の洗浄に利用されてきた。しかし1960年代になると、臨海部の工業化に伴い地下水の利用は急激に増大した(榎根, 1973)。それに伴い下総層群中に広く分布していた自噴井は、自噴停止または自噴量の著しい減少によりポンプによる用水を余儀なくされた。そこで千葉県は昭和40年に、五井・姉崎地区工業水道を導入するとともに同49年に臨海諸企業との間に公害防止協定を締結し、積極的な指導が行われた。その結果、同48年を最低とした地下水位は徐々に回復し、現在自噴停止地域は海岸付近の浅い深度のみとなっている(徳橋・遠藤, 1983; 市原市)。

地下水の適切な利用のためにも、地下水流動系を知ることは重要である。ここ市原市でも、従来から地下水流動系に関する研究が行われてきた。

近藤(1985)は、市原市南部の下総台地から低地にかけて環境トリチウムをトレーサーとして地下水流動の調査を行った。その結果、台地で涵養され低地で流出する立体的な地下水流動系が明らかにされた。また、近藤(1985)は、三次元地下水流動シミュレーションを行ない、台地は地下水涵養域、低地は流出域になり、地下水流動系は基本的に対応して形成されていることを指摘している。

また、田村(1988)は養老川上流部で水質の測定、数値計算から養老川上流部の自噴井機構は丘陵と穿入蛇行する養老川の地形に依存することを示した。

最近では、紺野(1995)(1997)が温度分布と酸素安定同位対比に着目して養老川流域全体の地下水流動の研究を行なっている。図15に、図5・A-A'断面における酸素安定同位体比分布図を抜粋した。その結果から、上流部で涵養された地下水が海岸付近で流出している広域地下水流動と、中流部で涵養され海岸付近で流出する中間流動系、台地で涵養され低地で流出する局地流動系が考えられることを指摘している。

本研究では、紺野(1997)に引き続き、養老川流域での地下水温度の測定を行ない、その結果と既存の測定結果から推定される地下水流動系を流域断面でのモデルのシミュレーションにより検証する。モデルには地形・地質条件を組み込む。地下の温度場の形成に関係する地下水流動系は、この影響を受けていると考えられるためである。

## II. 研究地概要

### II-1. 地形

図1・2に、研究対象地域位置および養老川流域の接峰面図を示す。

研究対象地域は房総半島中部から南部に位置する千葉県市原市および夷隅郡大多喜



町で、研究地の大部分は養老川流域である。

養老川流域は、流域面積約 250km<sup>2</sup> をもち、幅約 10km、長さ約 40km の南北に細長い地域である。地表面の高低差は約 360m で、平均傾斜角約 0.5° と非常になだらかな傾きで東京湾に向かって傾斜している。

研究地の地形は大きく分けて、上総丘陵、下総台地、および沖積低地に分類することができる。

上総丘陵は牛久より南の養老川中・上流部に位置している。上総丘陵の地形的特徴は、地質構造に起因する組織地形が発達していることである。すなわち、上総丘陵のうち砂質の万田野層、国本層、梅ヶ瀬層の分布する地域には地形の高まりがあり、泥質の笠森層、長南総、柿ノ木台層、大田代層、黄和田層の分布する地域では低地となっている。このような地形の成因は、岩質による侵食に対する抵抗性の相違によるものではなく、透水性の違いによるものであると考えられる (Nakagawa, 1960)。上総丘陵において養老川は、各地層を貫くように穿入蛇行しながら北流している。

下総台地は牛久より北の養老川中・上流を取り巻くように分布している。地形の主体をなす地形面は下総下位面 (杉原, 1970) に相当し、下末吉ローム層より上位の関東ローム層により形成されている。台地面は北西方向に緩やかに傾き、分布高度は南部で 100m を超えるが北部では 40m 程度にまで低下する。またこれらの台地には養老川やその支流によって解析された支谷が分布している。

沖積低地は養老川中・下流の河谷に広く分布している。この低地の幅は牛久から馬立にかけての中流部において約 2km で、また河口付近では三角州をなしているが、現在では海岸部が人口的に埋め立てられている。

## II-2. 地質

図 3・4 に、本研究地における地質概念図および養老川沿いの鉛直断面における地質概念図を示す。

研究地の地質は下位より、後期中新統三浦層群、中期～後期更新統上総層群、中期～後期更新統下総層群、および完新統からなる。

### ①. 三浦層群

・天津泥岩層 (大塚, 1949)

模式地：天津小湊町西方

岩層・層序：新鮮面では帯緑灰色、風化面では灰白色の泥岩からなり、10～20m の凝灰質砂岩層を 4 枚挟む。上位の清澄砂岩層に整合に覆われ、下位の佐久間層を整合に覆う。

分布：模式地より西方へほぼ東西の走向で鋸山周辺まで分布するほか、清澄山背斜の軸部などに分布する。

層厚：800m

・清澄砂岩層 (小池, 1949)

模式地：天津小湊町北方清澄山の西方

岩層：1～5mの砂岩層と数10cmの泥岩との砂勝ち互層からなる。

分布：東西に近い軸を持つ清澄山背斜野周りに分布するが本層中下部背斜構造の南側の向斜部で厚く、同背斜の北翼では薄い。これとは逆に本層上部とその下位の安野層は背斜北翼では厚く、南側の向斜では薄くなっている。

層厚：1100m

・安野互層 (三上, 1933)

模式地：君津市郷台 (旧安野) の河底。

岩相：凝灰岩と泥岩の互層

層序：清澄砂岩層を整合に覆い、上総層群に不整合に覆われる。

層厚：400～600m

②. 上総層群

・黒滝凝灰岩質砂岩層 (上田, 1930)

模式地：千葉県君津郡亀山村・小櫃川中流黒滝

岩層：主に凝灰岩質砂岩 (安山岩質) からなり、模式地では最下部6mに安山岩および同質凝灰岩、古生層の砂岩・頁岩などの礫を含む凝灰岩質砂岩層がある。

層序：三浦層群を不整合で覆い上位の黄和田層には数mの漸移部をもって整合に覆われる。

層厚：模式地で約40m、薄い所で20～30m、最も厚い養老川で約300m。

・黄和田泥岩層 (植田, 1933)

模式地：千葉県君津郡上総町亀山村黄和田畑

岩相：模式地では最上部数mの砂泥互層を除いては、普通数cmの細～微細粒砂層をわずかに挟むシルト岩層であり、また2～3m以下の火砕層 (粗粒～シルト粒) を挟んでいる。模式地付近での含砂率は3%前後で、また火砕層を含めても、全層厚の5.3～5.4%程度である。

層序：黒滝層を整合で覆い、上位の大田代層に整合で覆われる。

層厚：模式地では全層厚370m、東に向かって層厚は増大し、養老川では模式地の2倍近くになる。

・大田代砂泥互層 (植田, 1933)

模式地：夷隅郡大多喜町大田代

層序：黄和田層を整合で覆い、梅ヶ瀬層に整合で覆われる。

岩相・層厚：模式地で540m。岩相は上位から (1) 砂質泥岩と砂岩と泥岩・砂岩の互層、層厚255m、(2) 砂岩と泥岩との互層 (泥勝ち)、層厚170m、(3) 砂岩と泥岩との互層 (砂勝ち)、層厚115m、の3層序に区分される。

・梅ヶ瀬砂泥互層 (植田, 1933)

模式地：市原市梅ヶ瀬

層序：大田代層を整合に覆い、上位の国本層に整合に覆われる。

岩相・層序：模式地で 530m の砂岩と泥岩との互層（砂勝ち）で、含砂率は 65～80% である。岩相によって以下の 3 層序に分けられる。上位より、(1) 5～10m の細～中粒砂と 20～数 10cm の泥岩層と砂勝ち互層。数 m の泥勝ち互層部分を含む。層厚 220m。(2) 厚い含礫級化砂層と 10～数 10cm の泥岩層との砂勝ち互層。種々の異常堆積層を含み、火砕鍵層  $U_6$ 、 $U_8$ （三梨他, 1959）を含む。層厚 100m。(3) 1～5m の細～中粒砂と 20～数 10cm の泥岩層と砂勝ち互層。火砕鍵層  $U_9$ 、 $U_{10}$ 、 $U_{11}$ 、 $O_1$ （三梨他, 1959）を含む。層厚 220m。

・国本塊状砂質泥岩細砂互層（植田, 1930）

模式地：市原市国本

層序：梅ヶ瀬層を整合に覆い、上位の柿の木台層に整合に覆われる。

岩相・層厚：本層は塊状砂質泥岩と砂勝ち互層とからなり、模式地での全層厚は 350m あり、岩相によって上位から次の 4 つに分けられる。

- (1) 砂岩と砂質泥岩との互層（砂勝ち）、層厚 83m、含砂率 54～60%、火砕鍵層  $K_{U0}$ 、 $K_{U2}$  を挟む。
- (2) 砂勝ち泥岩層、層厚 95m、含砂率 50% 以下、火砕鍵層  $K_{U2}$  を挟む。
- (3) 砂岩と砂質泥岩との互層（砂勝ち）、層厚 115m、含砂率 45～70%。
- (4) 砂質泥岩層、層厚 57m 含砂率 57%、模式地では  $K_{U5}$ ～ $K_{U6}$  を含む。

・柿ノ木台砂質泥岩層

模式地：市原市柿ノ木台

岩相：模式地では、灰～青灰色砂質泥岩層を主とする。他では上部は泥質砂岩、下部は砂質泥岩。

層序：国本層を整合に覆い、長南層に整合に覆われる。

層厚：模式地で 76m。

・長南砂泥互層（三土, 1933）

模式地：長生群長南町

岩相：主に砂と泥質砂との互層。含砂率は本層の下部で 30～40% 以上であるが、中～上部では 40～60% に及ぶ。西側に移行するにつれて砂の粒径は増大し、含砂率も増大する。

層序：養老川以東で笠森層に、以西で万田野層に整合で覆われる。また、下位の柿ノ木台層を整合で覆う。

層厚：模式地で 110m、養老川付近で 75m、西部の小櫃川付近で 65m と東部から西部に向かって少しずつ薄くなっている。

・万田野砂礫層 (三土, 1933)

模式地：市原市万田野

層序：養老川以東では笠森層の中・下部に挟まれ、養老川から小櫃川にかけては長南層を整合に覆う。長男層, 万田野層, 笠森層は同時異相の関係にある。

岩相：礫を含む中粒砂を主体とする砂礫層である。礫は直径 2~3cm の安山岩質の古生礫を主とする。本層中部から上部の砂礫部分は、クロスラミナが顕著である。

層厚：0~70m 前後で、養老川沿いでは約 38m である。

・笠森泥質砂層 (三土, 1933)

模式地：長生郡長南町笠森

岩相：模式地では、無層理の灰色泥質細粒砂からなるが、養老川沿いでは不明瞭な層理を示す泥質砂層に変わる。また、粒度は西に向かって増大する。

層序：長南層もしくは万田野層を整合に覆い、上位の金剛地層に整合に覆われる。笠森層から上位金剛地層への意向は漸移的である。

層厚：模式地付近で約 250~260m, 養老川で約 150m, 小櫃川で最も薄く約 60m。

・金剛地砂層 (三土, 1933)

模式地：市原市金剛地

層序：下位の笠森層に整合に重なり、上位の上総層群地蔵堂層によって整合に覆われる。ただし、上位の地蔵堂層との間には、場所によりダイアステム程度の侵食間隙が認められる場合がある。

岩相・層序：主に砂質堆積物からなる厚さ 40~60m の地層であるが、岩相上多くの地域で下部と上部に区別することができる。

下部…層厚 50~30m で細粒で淘汰のよい砂層。

上部…層厚 10~15m で細礫を含む中~極粗粒砂からなるときは、中礫大の古期岩円礫やシルト岩円礫を伴う。

③. 下総層群

下総層群は、房総半島北部の下総台地に広く分布し、主に浅海成の砂層と淡水~汽水の泥質層が周期的に繰り返すサイクルから構成されており、このサイクルに基づき界層区分すると、下位より地蔵堂層・藪層・上泉層・清川層・横田層・木下層・姉崎層に区分される。(徳橋・遠藤, 1983)。各地層ごとの境界が明確化せず区分することは困難である。各地層の傾斜はほぼ水平に近く、北部の藪層で 2~3°、南部の地蔵堂層で 3~4° を示し、市原市臨海部では約 400m 以浅に分布する。

Ⅲ. 観測・計算方法

### III-1. 地下水温度観測

地下水温度をトレーサーとした地下水流動についての研究は従来から行なわれてきた。地下水温度は測定が比較的容易であり、観測井内の水温が周囲の地温と温度平行であることが仮定できれば、1つの観測井から一次元的な連続した情報が得られるという利点がある。

地下の温度場の形成機構としては、熱の伝導と移流が考えられる。地下水流動系が存在しない場合は、地下の熱輸送は熱伝導にのみ支配され、一様な温度勾配となる。地下水流動系が存在する場合は、地下の温度分布に地下水流動に伴う強制熱移流による歪が生じる。地下水流動が活動的であるほどその歪は大きくなり、地下水流動が存在しない場合の温度勾配一定と比較し、地下水涵養域では下に凸、流出域では上に凸の温度分布が現れ、涵養域でより低温に、流出域でより高温になる (Domenico, 1973)。なお、通常の温度場を対象とするときは、温度勾配に伴う密度差で生じる自由対流は無視できる。

地下水温度による広域の地下水調査としては、上記した紺野 (1997) の他、佐倉 (1992) が山形県米沢盆地において地下水温度を観測し、地下水涵養域にあたる盆地周辺部では温度が低く、流出域にあたる盆地中心部では温度が高くなることを示した。また理論式から導き出された温度分布と観測で得られた結果が傾向として一致することから、盆地における広域流動系の存在が実証された。引き続き、内田 (1993) は山形盆地において温度計測を行なった結果、同様の結論に達した。また、岩間 (1994) は、愛知県濃尾平野において地下水温度の計測を行なっている。また、紺野 (1995)、鶴岡 (1995) はそれぞれ市原市、千葉市で温度計測を行なった結果地下に温度勾配が逆転する層を確認し、この温度の逆転が最近の地表面温度上昇の影響であるという仮説を提唱した。

本研究では、紺野 (1995) (1997) に引き続き、市原市所有の 10ヶ所の観測井で 4月に観測を行った。また、新たに関東天然瓦斯開発株式会社所有の観測井 (深度 2000m) と、千葉県所有の観測井 (深度 600m) の 3ヶ所を加えた。

観測に用いた器材は、デジタルサーミスタ温度計 (分解能 0.01℃) およびセンサ付ケーブルである。現場では、センサ付ケーブルを観測井孔内に挿入し温度測定を行なった。深度 300m 以浅の 10ヶ所の観測井 (姉崎・岩崎・八幡・海士・馬立・南総・立野・能満・湿津・水沢) については、水面から孔底または 300m まで 2m 間隔で、同様に、深度 300m 以深の 3ヶ所の観測井 (岩崎・能満②・宗角) については、600m まで 5m 間隔で地下水温度を測定した。

観測井内の水温を地温の連続した 1次元データとして取り扱うためには、井戸孔内の水温と周囲の地下温度が一致していなければならない。そこで考えられる弊害は、観測井内での自由対流による温度場の乱れである。しかし、井戸口径に関しては、半径の小さい井戸においては自由対流があるとしてもその影響は小さいと考えられる (谷口, 1987)。また、井戸孔内の水温はスクリーンの深度にそれほど依存せず、地質条件や地

下水流動の違いなどをそのまま反映していると考えられる (谷口他, 1984)。

### Ⅲ-2. シュミレーション

#### ①. 計算式

本研究で行なった、2次元モデルの数値計算には、基本的に、Freeze and Witherspoon (1966) に準拠した。

すなわち、ダルシー式 (1) を連続式 (2) に代入した定常リチャード式 (3) を境界値問題としてといた。ただし、本モデルは2次元断面でのシュミレーションを行なった。

$$v_x = K_x(x, y, z) \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x(x, y, z) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y(x, y, z) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z(x, y, z) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right] = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\left( \begin{array}{l} v_x, v_y, v_z \dots\dots x, y, z \text{方向の流速} \\ K_x, K_y, K_z \dots\dots x, y, z \text{方向の透水係数} \\ \phi \dots\dots \text{水理水頭} \end{array} \right)$$

(3) 式を差分法で用いて解いた。

#### ②. 計算領域

図 14-1 に計算領域を示す。水平方向の格子間隔は 500m、鉛直方向は標高 0m 以上については 10m、0m~300m は 50m、300m~600m は 100m とした。

シュミレーションの境界条件としては、上部、下部、側方の境界条件を設定し、この各境界を越える地下水流動は起こらないものと仮定して計算する。境界条件について以下に示す。

##### ・上部境界

Freeze and Witherspoon モデルでは、上部境界は地下水面におけるポテンシャル値が与えられている。本研究ではモデルに地下水涵養量を与え、それにより形成される地下水面を上部境界とした。地下水涵養量については近藤 (1985) が年降水量から蒸発散量・直接流出量を差し引いて計算している。その計算値である約 600mm/年を用いた。

##### ・下部境界

深度 - 600m 以下では地下水流動が小さく無視できると仮定し、不透水基盤とした。

#### ・側方境界

養老川上流の側方境界は、地形的分水界を地下水分水界とし、東京湾側の側方境界は不明であるため、観測井での実測値から水理水頭を与えた。

### ③. 内部構造

下総層群・上総層群上位層については帯水層試験により透水係数が判明している（近藤，1985）。市原市の帯水層の分布について、上総層群上位に位置する笠森層の自噴井は、深度が浅く自噴量も少ない。また、ボーリング資料の柱状図では、青色砂質粘土または頁岩と記載されている場合が多い。以上から、笠森層は難等水性の地層と考えられる（榎根，1973）。それより下位の上総層群は半固結堆積物であるため、下総層群よりも透水性が悪いと考えられる。しかし、自噴井も多く存在するため帯水層となっており、笠森層より透水性はよいと考えられる。以上から、モデルでの透水係数に、下総層群： $K_{\text{下総層群}}=2.8\times 10^{-4}\text{m/s}$ 、上総層群笠森層： $K_{\text{KS}}=6.0\times 10^{-6}\text{m/s}$ 、その他の上総層群： $K_{\text{上総層群}}=1.0\times 10^{-5}\text{m/s}$ の値を妥当と推定し用いた。

## IV. 結果

### IV-1. 地下水温

#### ①. 地下水温鉛直プロファイル

図 6-1～図 6-13 は観測井の温度と深度の関係を図化したものである。これらの図から以下のことが認められた。

地下水温鉛直プロファイルは形状からいくつかのタイプに分類できる。タイプ A は、深くなるにしたがって温度が緩やかに上昇するタイプで、分布は姉崎・岩崎である。タイプ B1 は浅い深度では深くなるにしたがって温度が上昇し、深い深度では深くなるにしたがって温度が上昇し、深度 50～70m に極小点を持つタイプである。分布は馬立・南総・立野・能満である。タイプ B2 は、タイプ B1 と類似するが、極小点の深度が深く 100m 以上である。分布は海士・湿津である。以下は分類不能の観測井である。八幡はタイプ B1 に類似するが、温度の極小深度付近での温度変化が急激で、また深度 80m 以深では緩やかに温度が上昇し、タイプ A に類似する。水沢は深度によって急激な温度上昇と緩やかな温度上昇を繰り返している。

深度 600m の観測井での地下水温鉛直プロファイルについて、3 地点共に温度は深度と共に上昇している。しかし、温度の上昇率に相違が見られる。岩崎では、深度 150m と深度 400m 付近から、宗角は深度 150m 付近から、能満は深度 200m 付近から温度上昇率に変化がある。プロファイルの形から分類はできないが、地下水温は岩崎、能満、宗角の順で高くなっている。

## ②. 平面地下水温度分布

図 10・11 は、標高-50m, -100m における地下水温度分布である。両標高ともに、海岸付近で最も温度が高くなっている。また、馬立～南総付近では海岸付近について温度が高い。この部分は宗角・湿津付近とともに、温度の低い立野～海士、および水沢に対して温度の高まりを形成している。

## ③. 鉛直断面における地下水温度分布

図 8 は、図 5 中の A-A'断面における鉛直 2 次元地下水温度分布である。

海士付近の標高-100m、馬立付近の標高-30m、南総付近の標高-70m に極小温度が存在し、15.2℃の等温線は閉じている。

また、この断面深部から、海岸部の岩崎付近の温度が最も高く、等温線が上に凸になっている。また、馬立～南総付近では岩崎付近に次いで温度が高い。

図 9 は、図 5 中の B-B'断面における鉛直 2 次元地下水温度分布である。

立野付近の標高約-30m、海士付近で標高約-100m に極小温度が存在する。深部では等温線がほぼ水平になっている。

## IV-2. 水理水頭

図 12 は、図 5 の A-A'断面における等水理水頭線の分布を示したものである。水沢～岩崎に向かって水理水頭が低くなり、この方向に、つまり東京湾に向かい地下水が流動している。

図 13 は、同様に図 5 の B-B'断面における等水理水頭線の分布を示したものである。台地付近の湿津・立野では海士より水理水頭が高く、湿津・立野から海士方向に地下水が流動している。

## IV-3. シュミレーション結果

図 14-2～14-4 にモデルのシュミレーション結果を示す。差分法計算は誤差が  $1.0 \times 10^{-4}$  で計算を終了した。鉛直方向である z 軸方向は水平方向である y 軸方向の距離の 30 倍に拡大している。

図 14-2 は、下総層群、上総層群ともに透水係数に同値を用いた場合である。水理水頭線・流線とも上流部から下流部へと地下水が流動することを示している。

図 14-3、14-4 は、本地域の地形・地質特質を考慮したモデルである。上記したとおり、透水係数に下総層群： $K_{\text{下総層群}}=2.8 \times 10^{-4} \text{m/s}$ 、上総層群笠森層： $K_{\text{KS}}=6.0 \times 10^{-6} \text{m/s}$ 、その他の上総層群： $K_{\text{上総層群}}=1.0 \times 10^{-5} \text{m/s}$  の値を用いた場合である。

結果から難等水層である笠森層付近で等水理水頭線・流線ともに変化し、地下水流動が上向きに変化していることがわかる。しかし、より深部は等水理水頭線の歪はあまりみられない。



## V. 考察

### V-1. 地下水温度分布

#### ①. 地下水温度鉛直プロファイル

図7は地下水温度鉛直プロファイルのタイプ別分類を地図上に示したものである。この図から以下のことが考えられる。

第一に、タイプAは地下水流出域と考えられる海岸付近に分布している。したがって、タイプA（極小値を持たずに深くなるにしたがって温度が単調増加するタイプ）は、流出域を示す温度プロファイルであると考えられる。

第二に、タイプB1、B2は、養老川中流域および台地上に分布している。この2タイプの特徴として、タイプB1深度30~70mに、タイプB2は深度100m以上に温度の極小が存在することである。この現象は、地下水涵養に伴う熱移流によるもので、タイプAより、タイプBがよりその影響を受けているためであると考えられる。

第三に、分類不能であった八幡、水沢観測井について考察する。八幡観測井の鉛直温度プロファイルは深度50m付近で極小温度を示すが、深度80m井深では海岸付近に分布するタイプAに類似する。八幡観測井は海岸付近の観測井の中ではやや内陸に位置しているため、タイプAとタイプB1との中間的なタイプを示すと思われる。また、水沢観測井は涵養域と考えられる内陸部の丘陵に位置しているため全体的に温度が低くなっていると考えられる。

#### ②. 平面地下水温度分布図

図10・11は、標高-50m・-100mにおける平面地下水温度分布図である。これによると、海岸付近の温度が高く、海岸付近が地下水流出域であると考えられる。また、立野・能満～湿津付近の台地では温度が低く、涵養域であると考えられる。

また、養老川中流部の馬立～南総付近で、より下流側の海士付近よりも温度が高くなっているが、このような温度分布を示す要因として、地形・地質によるより上流部からの地下水流動の影響が考えられる。

#### ③. 鉛直断面における地下水温度分布

図8に示したA-A'断面における地下水温度分布から、以下のことが考えられる。

第1に、上流側の水沢付近で温度が低くなっている。このことから、水沢付近の丘陵地が、この断面で示す流域の涵養域になっている。

第2に、鉛直断面でも、海士～南総付近での標高-50~-100mに極小温度が現れているが、特に海士付近で深度は最深となり、極小温度も最低となっている。このことから、海士付近の温度場の形成要因に、地表面の温度上昇による熱伝導だけではなく、低温の

地下水が涵養されることによる熱移流の効果も含んでいるように考えられる。

第3に、海岸付近では温度が最も高く、深い部分の15.6℃～16.0℃の等温線が上に凸になっているため、流出域であると考えられる。

図9は、養老川に直行するB-B'断面の温度分布を示している。湿津観測井は深度が浅いため推定値となるが、標高-100m以浅では、立野付近に15.0℃の低温部分が現れている。このことは立野付近の台地で涵養された地下水が、低地の海士付近に移動していることを示している。しかし、深い深度では等温線が、ほぼ水平になっていることから、浅深度では台地で涵養され低地で流出する局地流動系が、深深度では広域流動系が卓越していると考えられる。

#### V-2. シュミレーション

図14-2～14-3は養老川A-A'断面におけるモデルでの計算結果である。養老川上流部に分布する上総層群の透水係数の平均値： $K_{\text{上総層群}} = 1.0 \times 10^{-5} \text{m/s}$ の値を用いたが、この値は地下水面などからも妥当であると考えられる。

結果から地形・地質が地下水流動に及ぼす影響は大きいといえる。難透水層である笠森層の影響により、この部分で地下水流動が上向きになっている。この上向きの流れが存在する部分と、図10・11平面地下水温度分布図中の馬立～南総付近の高温部分と一致する。これは、上向きの地下水流動による熱移流の影響が出ていると考えられる。また、図5のA-A'鉛直断面地下水温度分布で海士～馬立～南総に見られる温度の極小部分は、この部分での地表面からの地下水涵養が影響していると考えられる。以上から、紺野(1997)による酸素安定同位体比分布や地下水温度から推定された、①上総丘陵で涵養され海岸部分で流出する広域地下水流動系、②養老川上流で涵養され難透水層である笠森層付近で上向きの流れとなる流動系、③養老川中流部で涵養され海岸部で流出する局地流動系と、2次元モデルによるシュミレーション結果が一致する。このように、観測結果から推定された地下水流動系の形成に、地形・地質、特に難透水層である笠森層が影響していることが検証できる。

## VI. まとめ

本研究では、市原市周辺の地下水流動系を既存の研究結果と、地下水温度を測定することから推定、それをシュミレーションにより検証した。その結果を以下に示す。

1. 海岸付近では温度が高く、地下水が流出していることを示している。このことは、深度-600mまで、深度によらずいえる。
2. 同標高での地下水温度の比較から海岸部分に次いで、馬立～南総付近で温度の高まりが存在する。これは、シュミレーションから、地形・地質、特に上総層群笠森泥質砂層の影響により、養老川上流からの地下水が上向きの流動に変化

していることによると考えられる。

3. 馬立～海士付近の標高-50～200mでは、温度が低くなっている。シュミレーション結果から、この付近で地下水が地表から涵養され海岸部で流出する地下水流動系が存在している。この流動系が低温部分の形成に影響していると考えられる。また、酸素安定同位体比分布が海岸部とこの部分で一致している。
4. 数値計算・酸素安定同位体比・鉛直断面地下水温度分布から、深部では地形・地質による影響はあまり受けていない。上流の上総丘陵で涵養された地下水が海岸付近で流出する広域地下水流動系が考えられる。

## Ⅶ. 謝辞

本研究を進めるにあたり、市原市環境保険部環境保全課の皆様には観測井での温度計測に協力していただいた。また、関東天然瓦斯開発株式会社の皆様にも温度計測にあたり協力していただいた。以上の方々に心からの感謝の意を表します。

## Ⅷ. 参考文献

- 市原市環境保全部環境保全課 「市原市地盤沈下観測井調査報告,平成 8 年, 9 年」, 財団法人日本気象協会
- 岩間昭憲(1994) 濃尾平野における地下水温度分布と地下水流動について, 千葉大学理学部地学教室卒業論文
- 内田洋平・佐倉保夫 荒川隆嗣(1993) 山形盆地の地下の温度分布から推定される地下水流動, ハイドロロジ—23, 119 - 179.
- 榎根勇(1973) 「地下水資源の開発と保全」 水理科学研究所, 418p.
- Kondoh,A.(1985) Study on the ground water flow system by environmental tritium in Ichihara Region,.Chiba Prefecture.Environmental Reserch Center Papers,No.6, Environmental Reserch Center, The Univercity of Tsukuba.
- 近藤昭彦(1985) 環境トリチウムによって明らかにされた市原地域の地下水流動系, 地理学評論 57(Ser. A) - 3, 167 - 179
- 紺野道昭(1994) 温度をトレーサーとした市原市における地下水流動の研究, 千葉大学理学部地学科卒業論文.
- 紺野道昭(1997) 地下水温度と安定同位体による市原氏周辺における地下水流動系の推定, 千葉大学理学研究科地学専攻修士論文.
- 佐倉保夫(1993) 温度をトレーサー とした地下水流動の研究, ハイドロロジ—, 23, 35 - 45.

- 佐倉保夫(1993) 地下水流動と応用地学, 応用地学の視点.
- 谷口真人(1987) 長岡平野における地下水温の形成機構, 地理学評論, 60, 725 - 738.
- 田村和巳(1988) 養老川流域における上総層群の自噴機構について, 千葉大学理学研究科修士論文
- 地質調査所(1964) 手葉西部水理地質図日本水理地質図, 7, 地質調査所, 昭和 39 年.
- 遠藤秀一・徳橋秀典(1983) 姉崎地方の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地質調査所.
- 千葉県(1978) 土地分類基本調査・姉崎・木更津・大多喜, 国土調査.
- 鶴岡義久・佐倉保夫・野中和久(1994) 千葉市における地下水温について 1995 年春季日本地下水学会講演要旨, 94 - 99.
- Mary P. Anderson, William W. Woessner, 藤縄克之監訳(1994) 地下水モデル 共立出版.
- 三梨昂・安国昇・品田芳二郎(1959) 千葉県千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序. 地質月報, vol10, No.2, 83 - 98
- 三梨昂・菊地隆男・鈴木尉元ほか(1979) 東京湾とその周辺地域の地質, 特殊地質図(20). 10 万分の 1 地質説明書, 地質調査所.

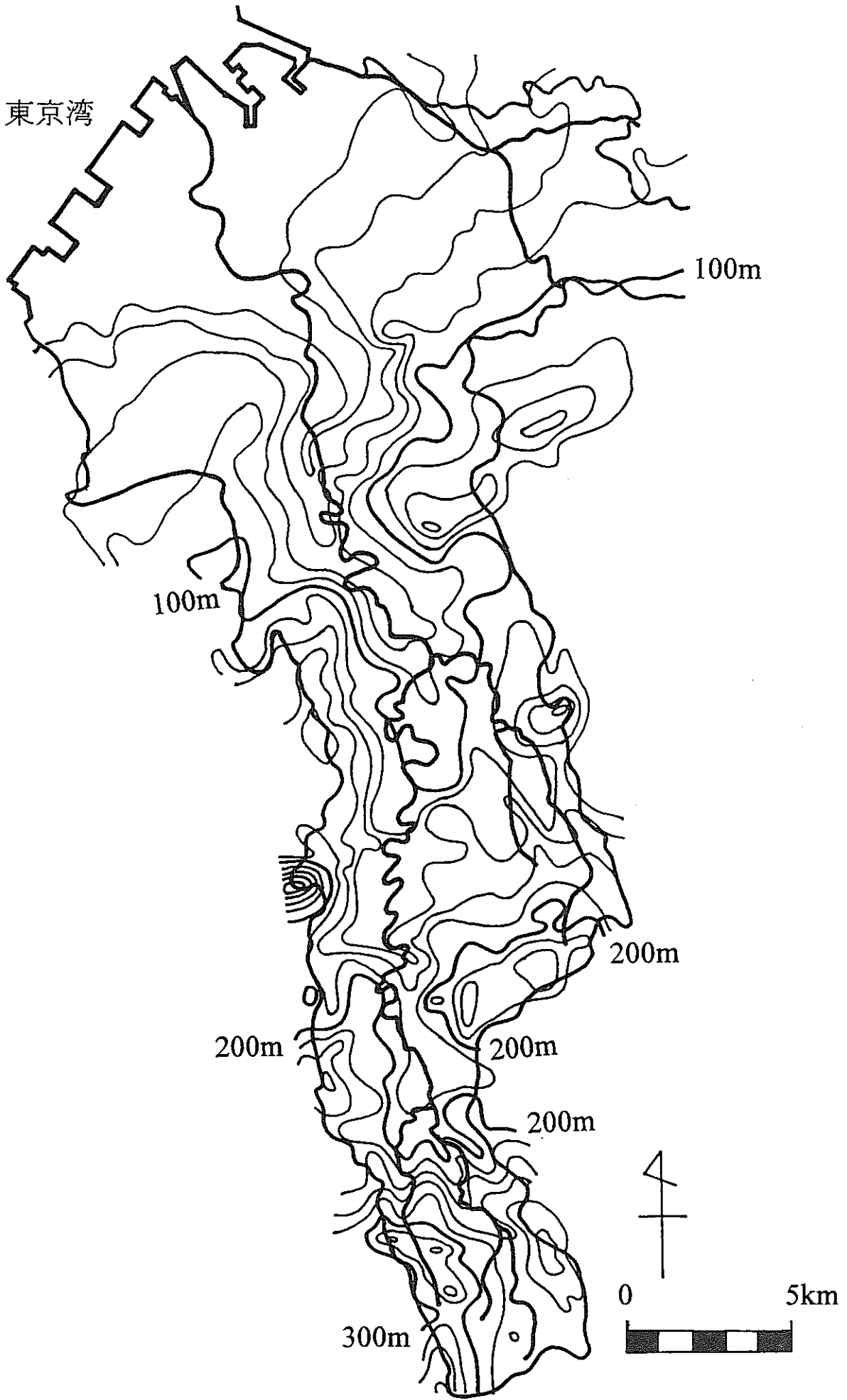


图2. 養老川流域接峰面図

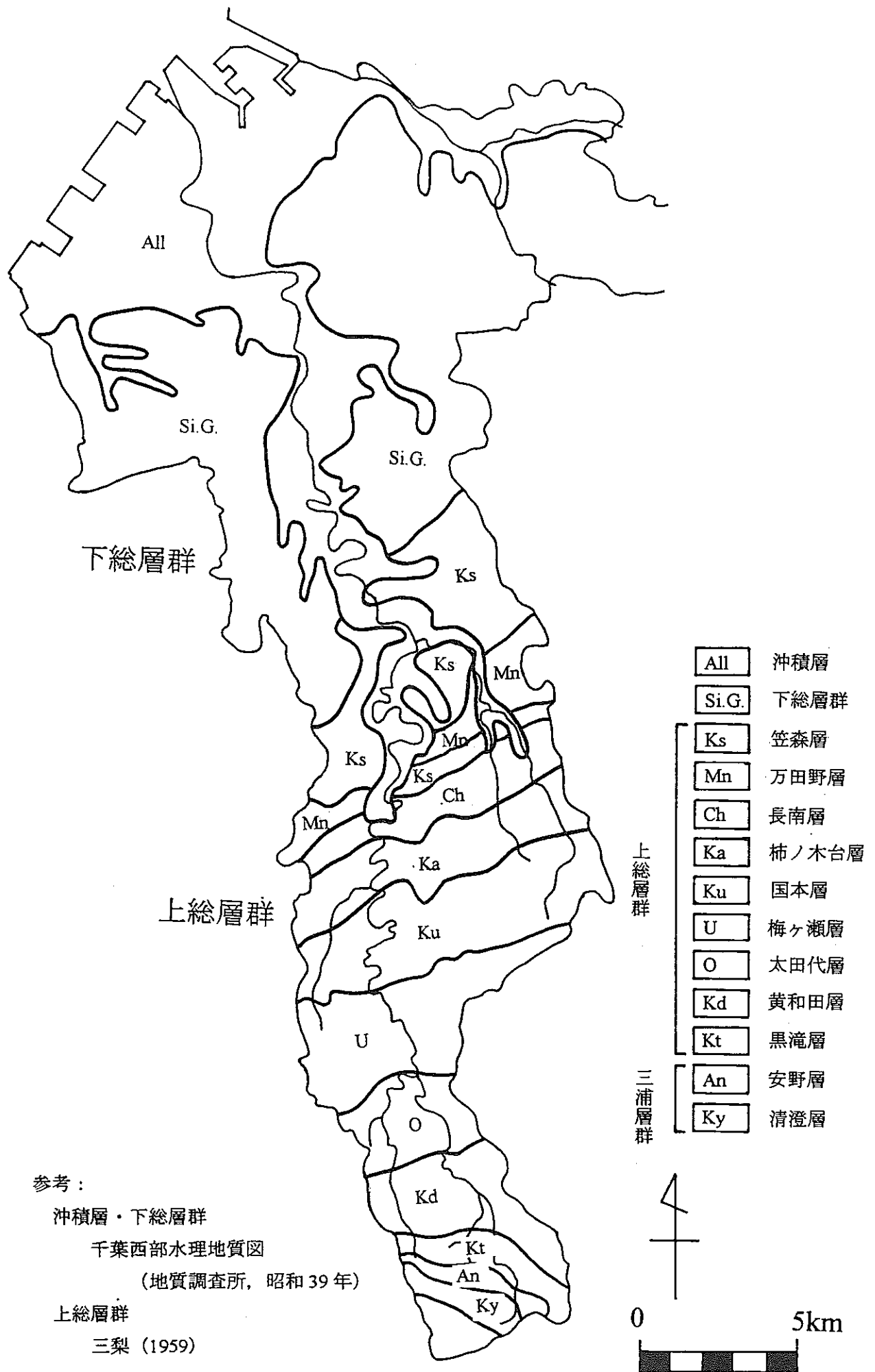


図3. 研究地域地質概念図

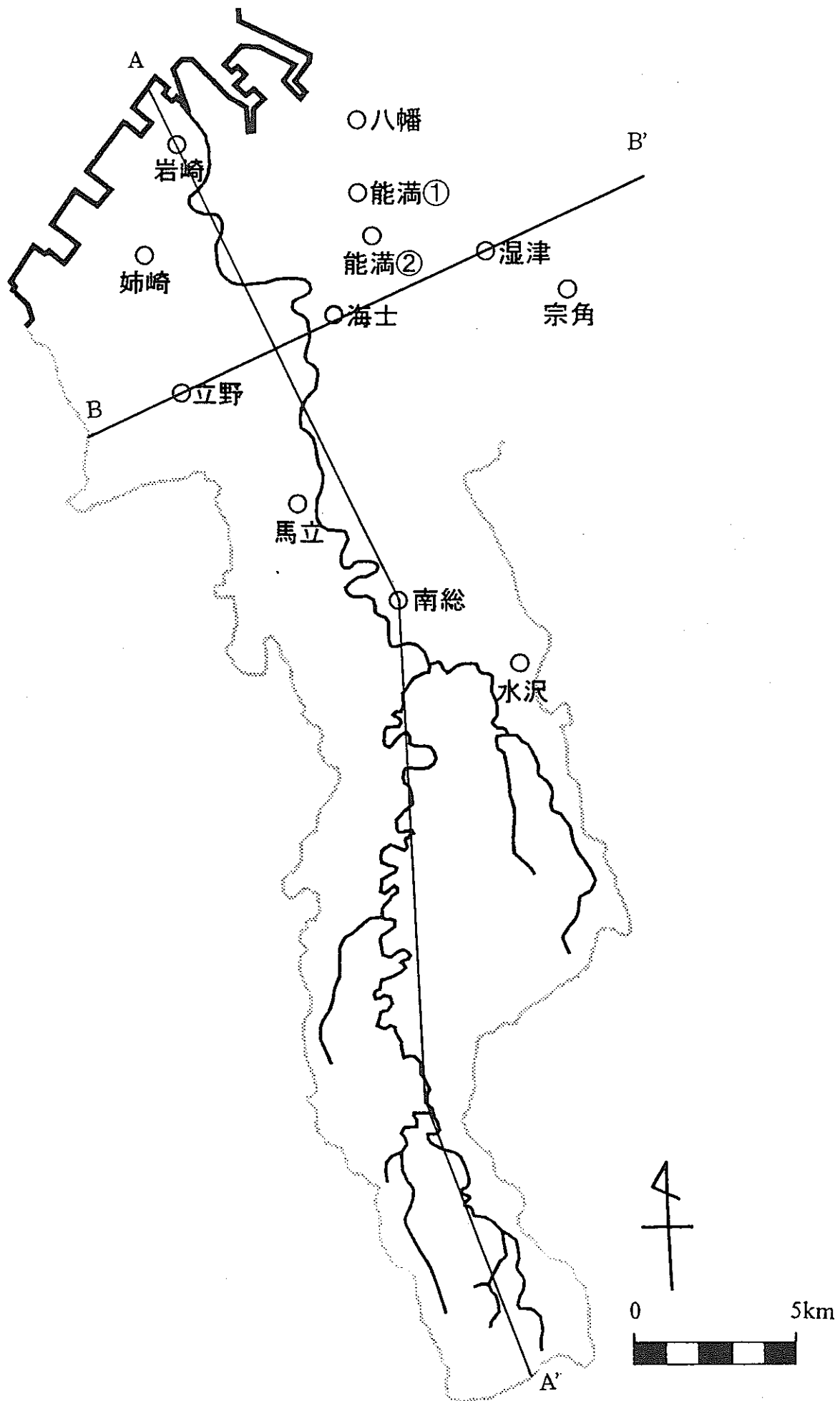


図 5. 地下水温観測井の位置・観測井名

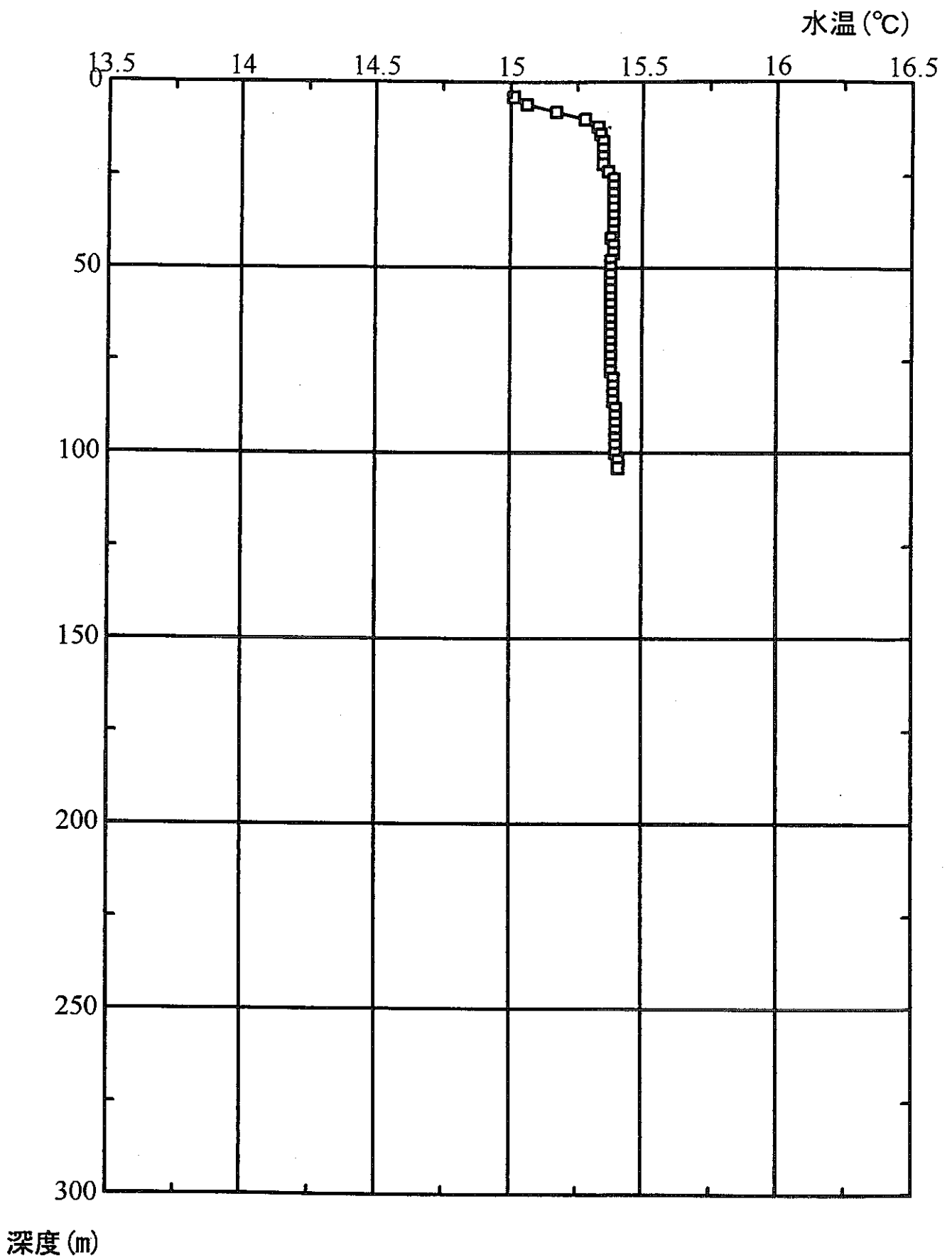


図6 - 1. 地下水温度鉛直プロファイル (姉崎)



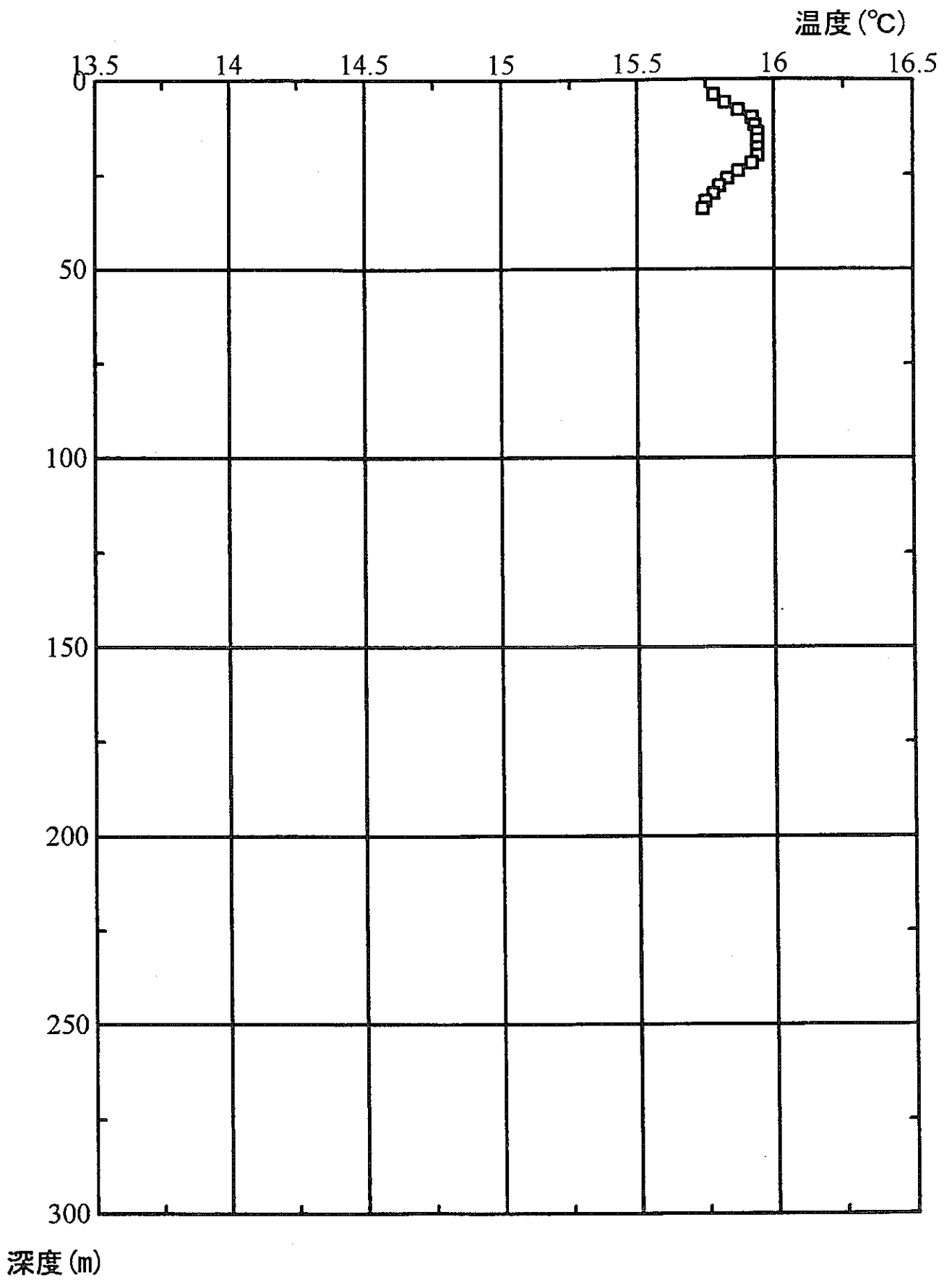


図6 - 2. 地下水温度鉛直プロファイル (岩崎)

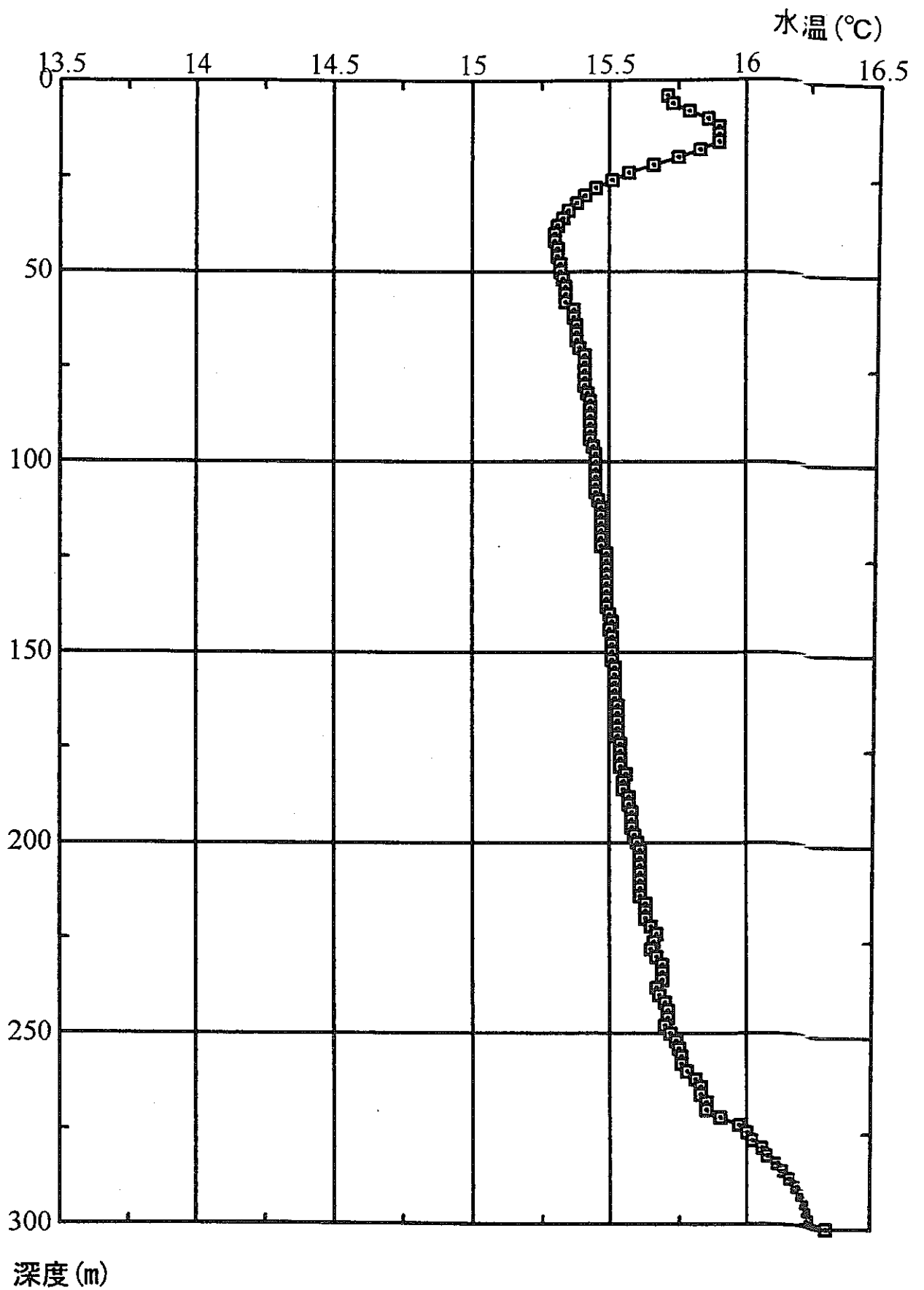


図6-3. 地下水温度鉛直プロファイル(八幡)

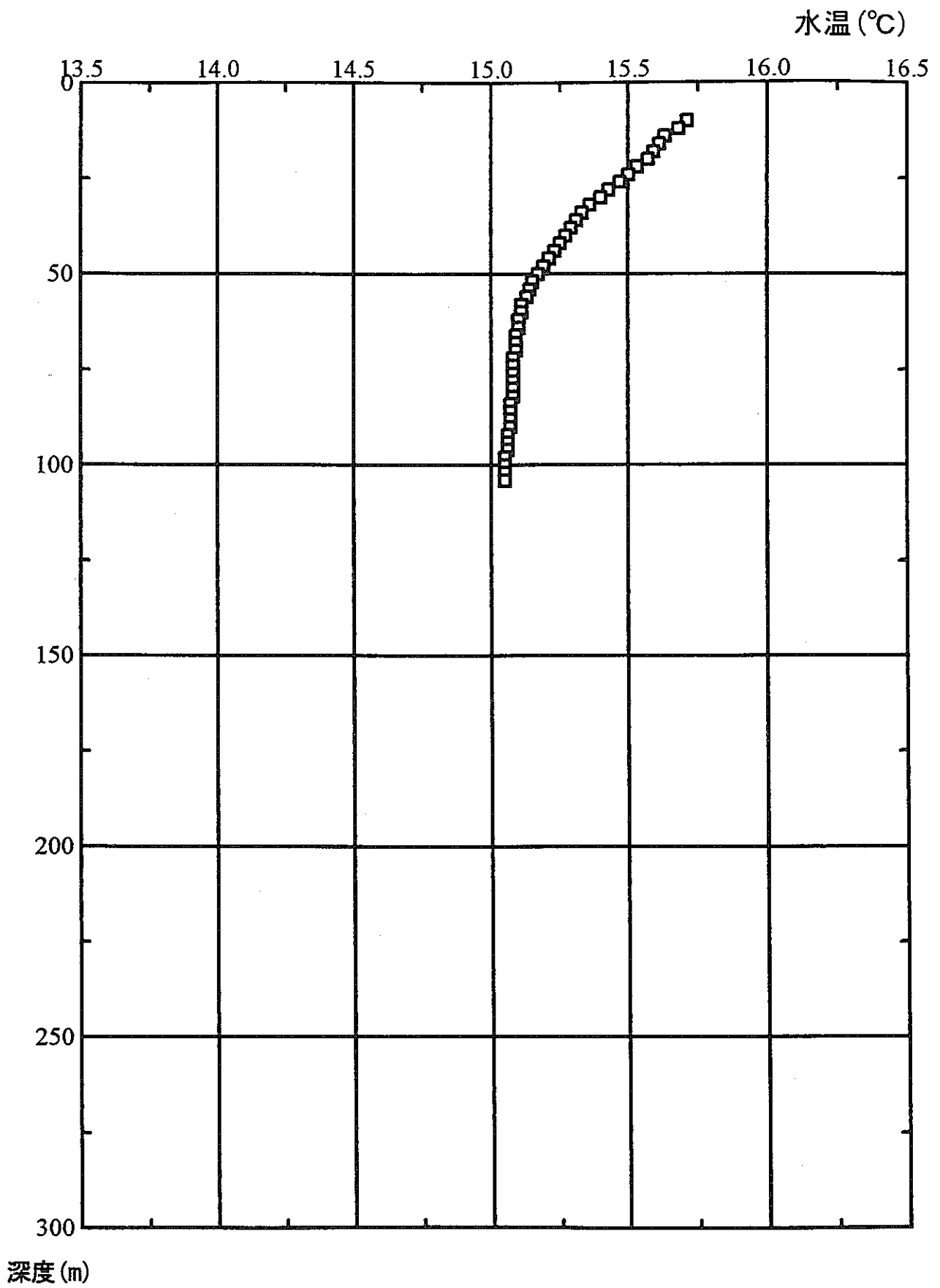


図6 - 4. 地下水温度鉛直プロファイル (海土)

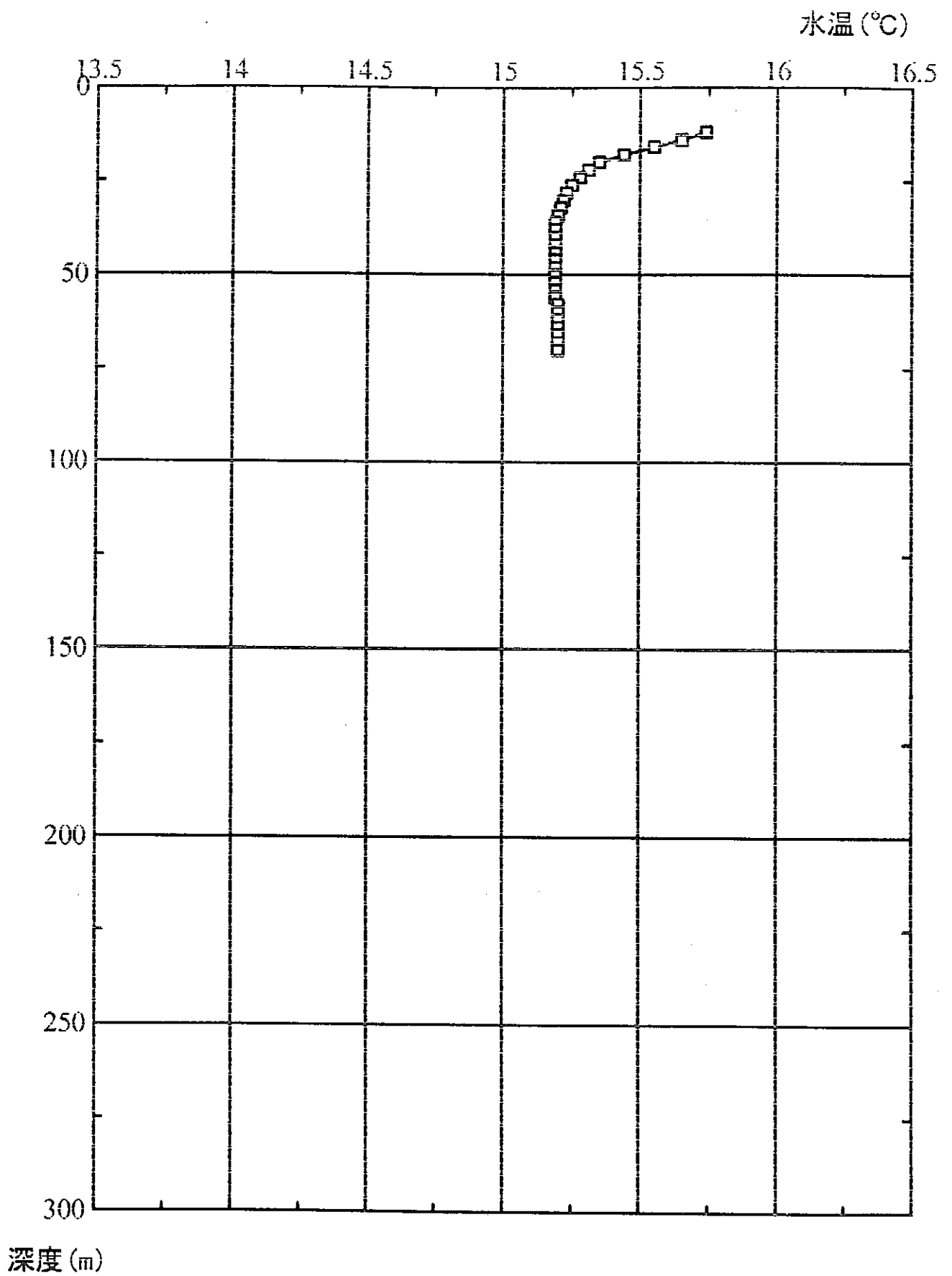


図6 - 5. 地下水温鉛直プロファイル (馬立)

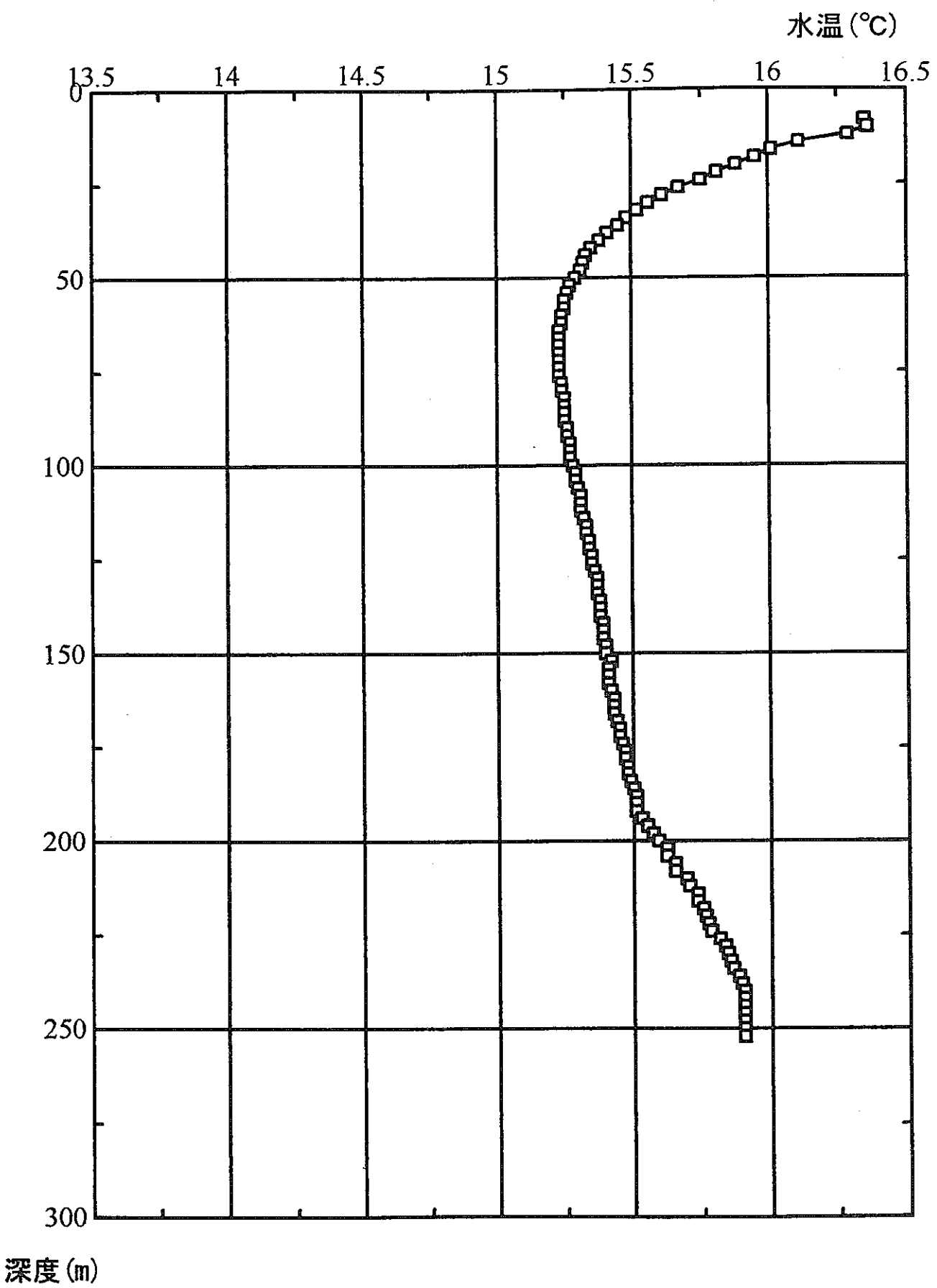


図6 - 6. 地下水温度鉛直プロファイル (南総)

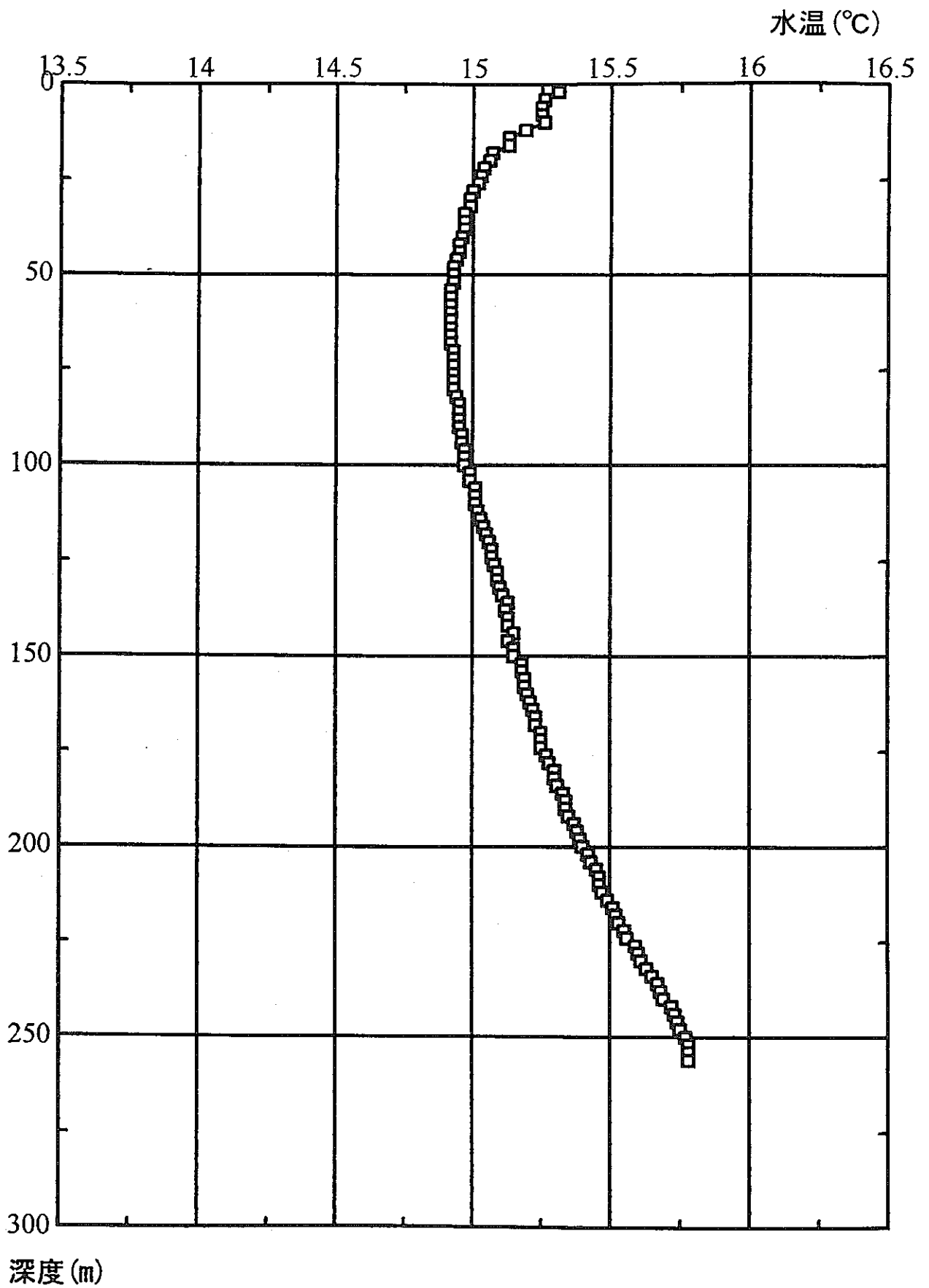


図6 - 7. 地下水温度鉛直プロファイル (立野)

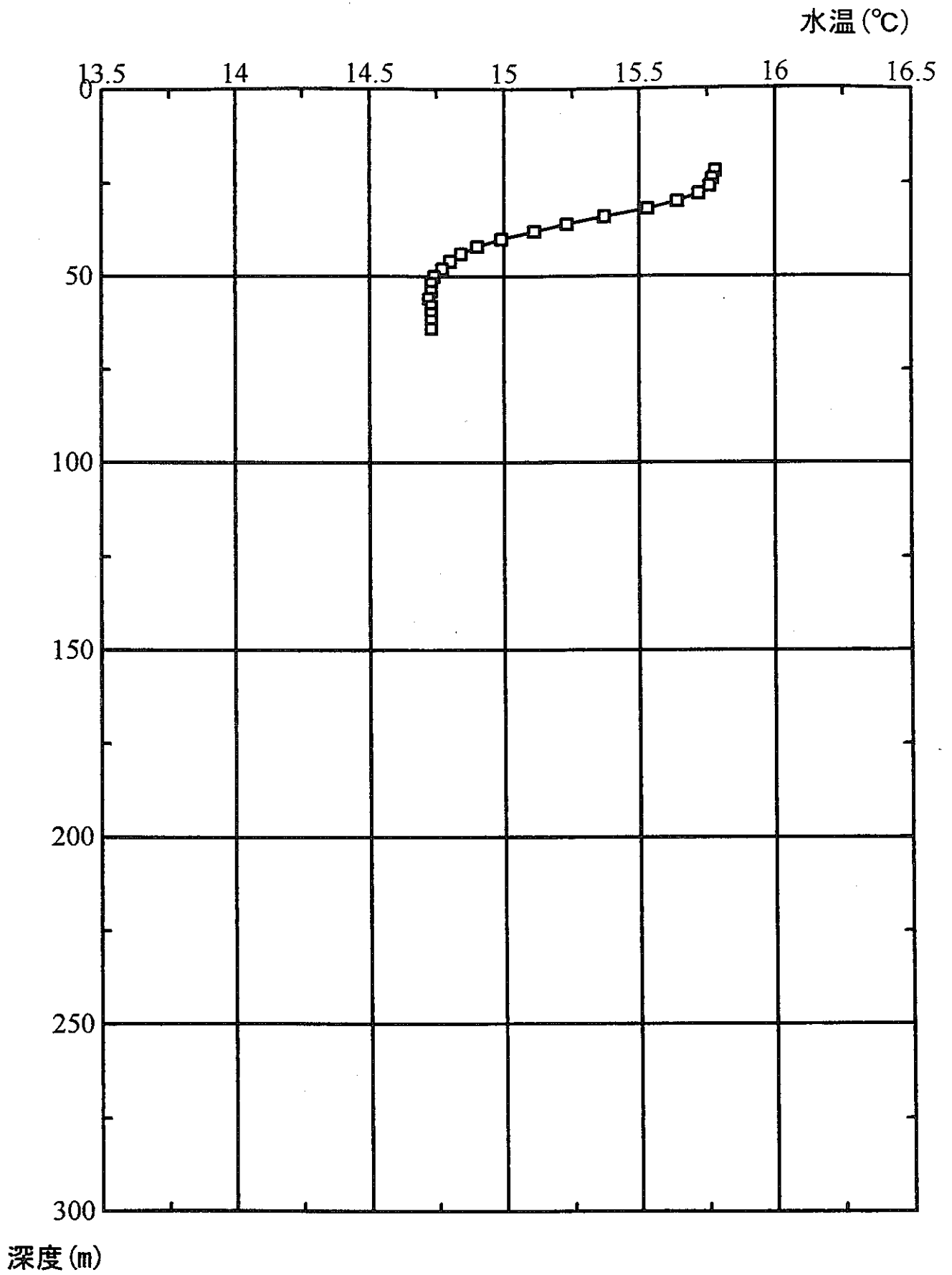


図6 - 8. 地下水温度鉛直プロファイル (能満①)

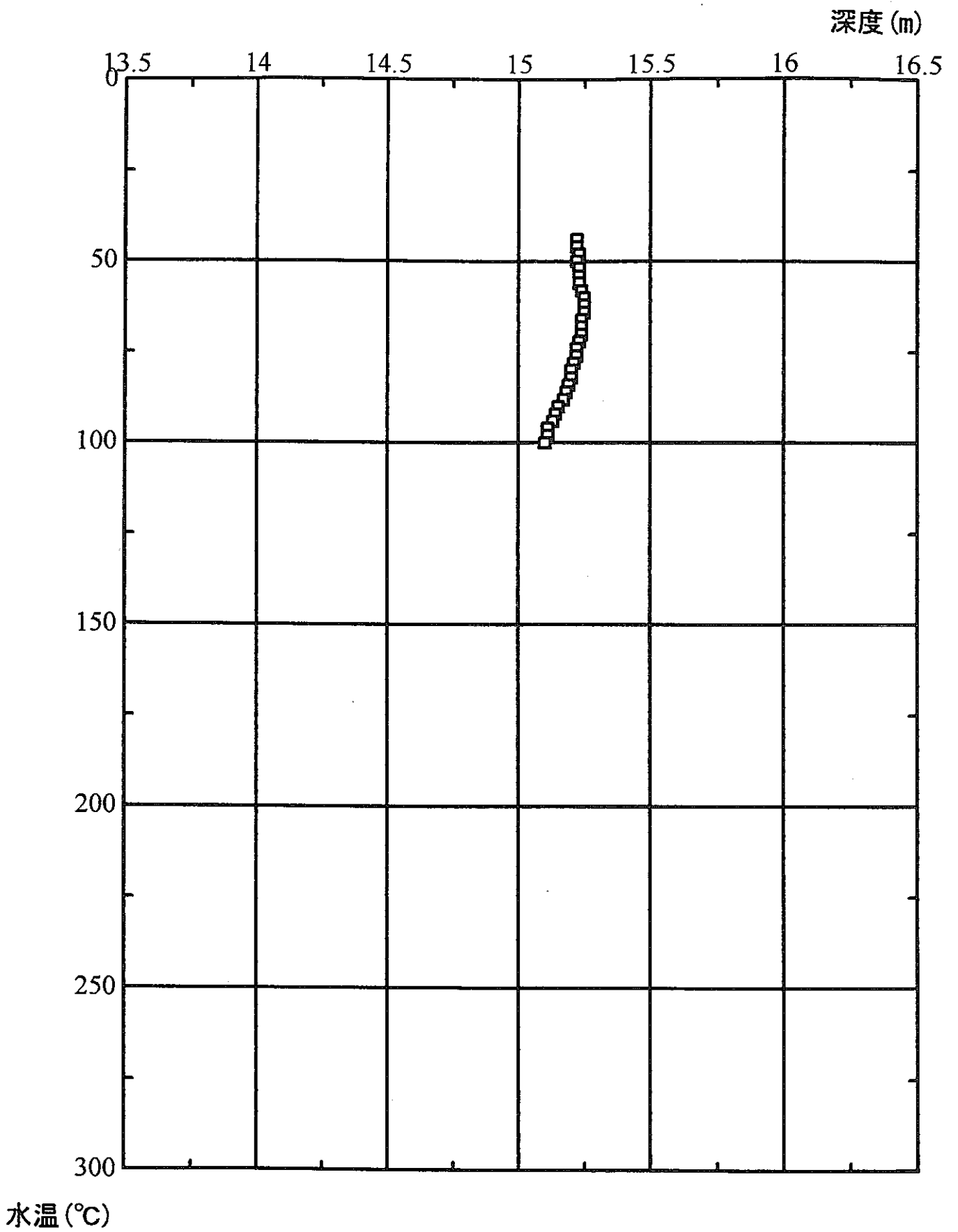


図6 - 9. 地下水温鉛直プロファイル (湿津)



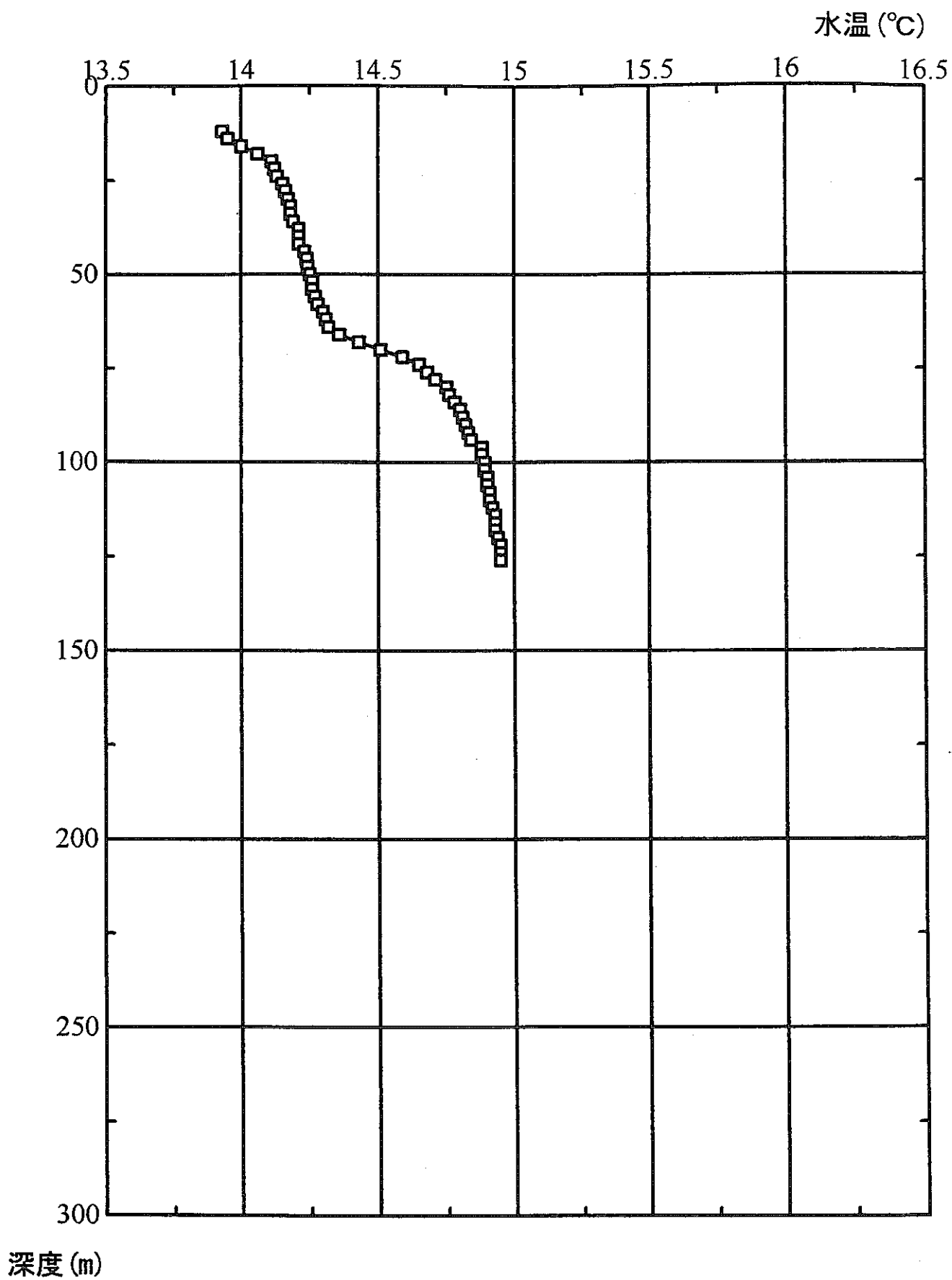


図6 - 10. 地下水温鉛直プロファイル (水沢)

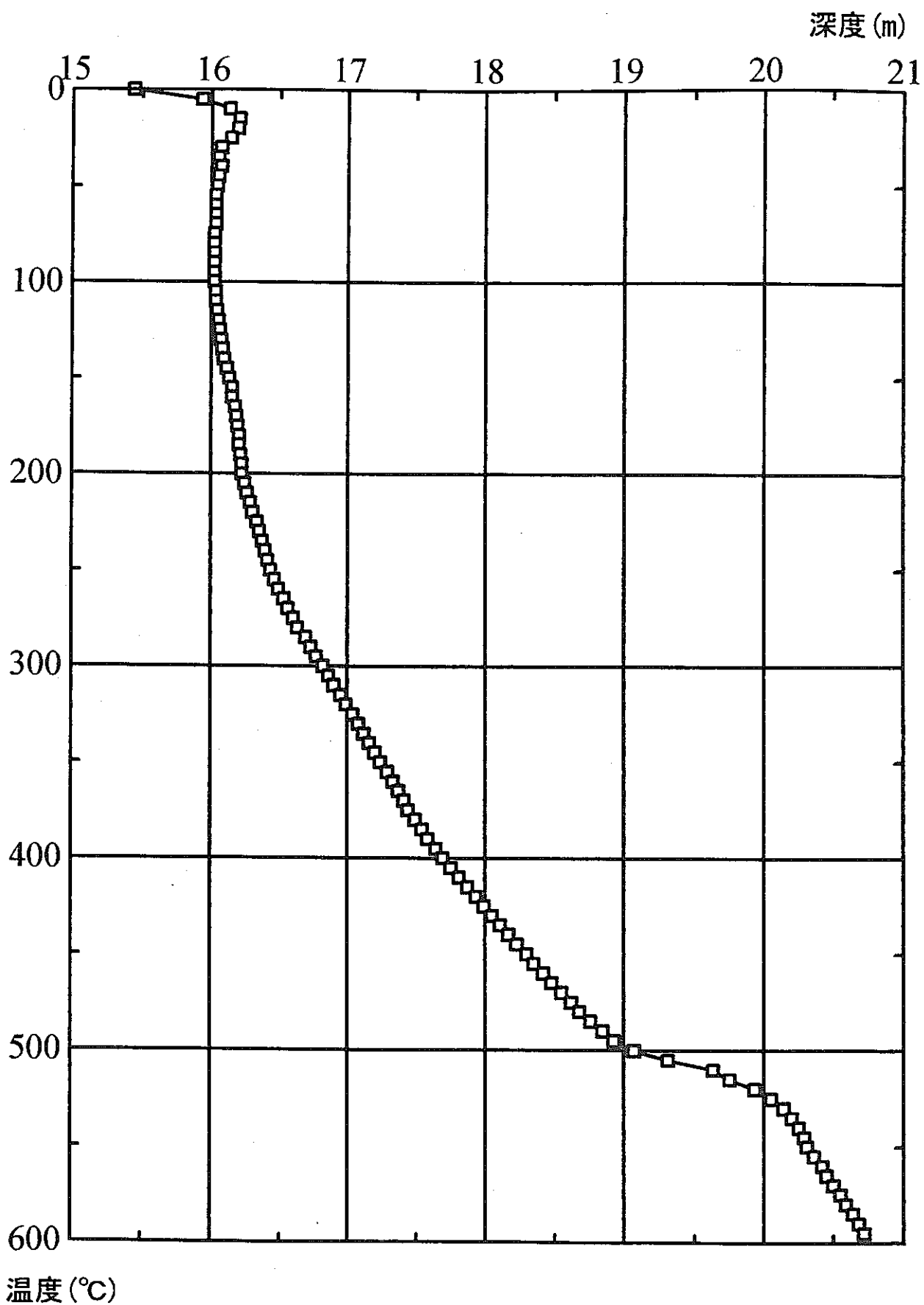


図6 - 11. 地下水温度鉛直プロファイル (岩崎・深度600m)

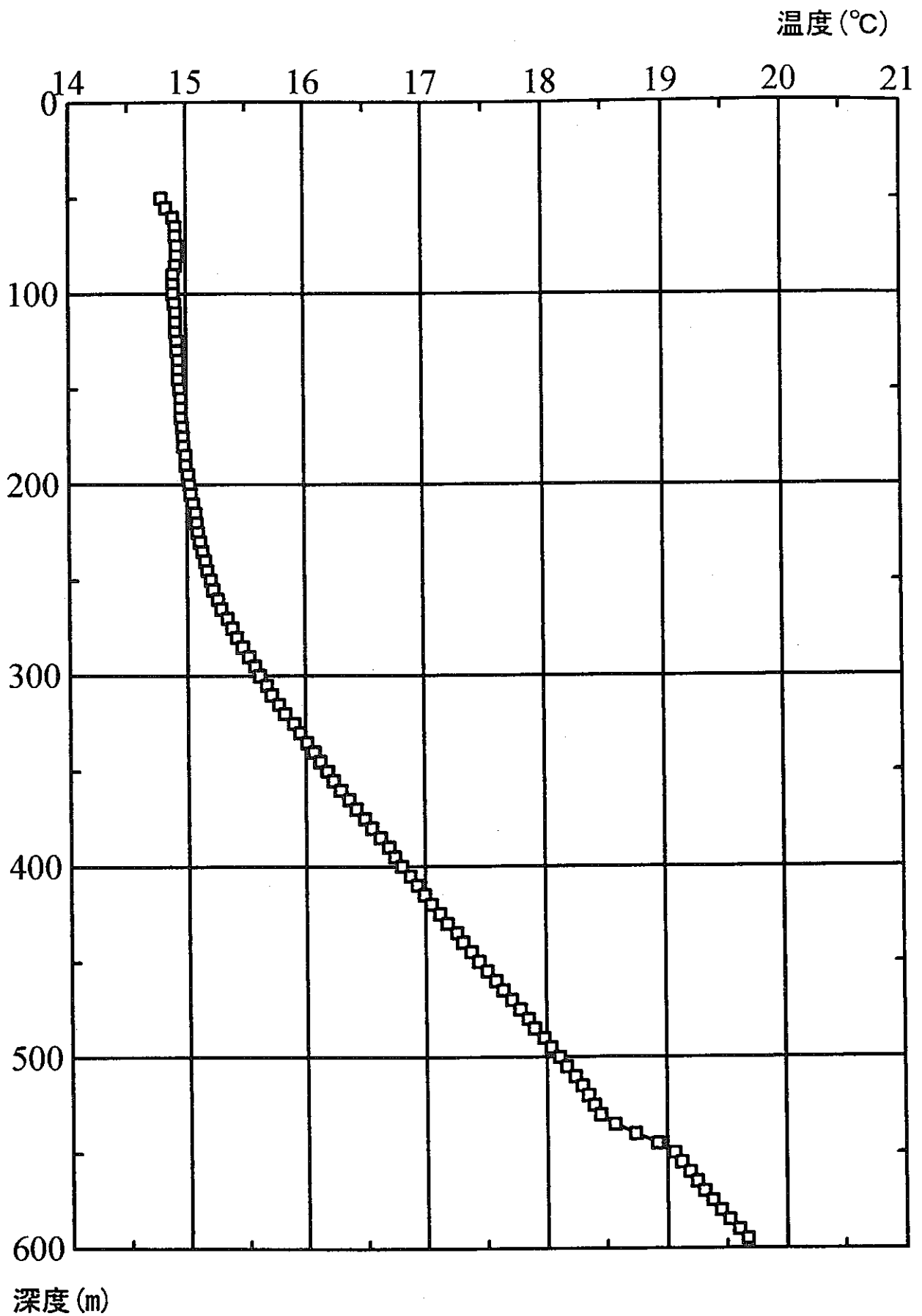


図6 - 12. 地下水温度鉛直プロファイル (能満②・深度600m)

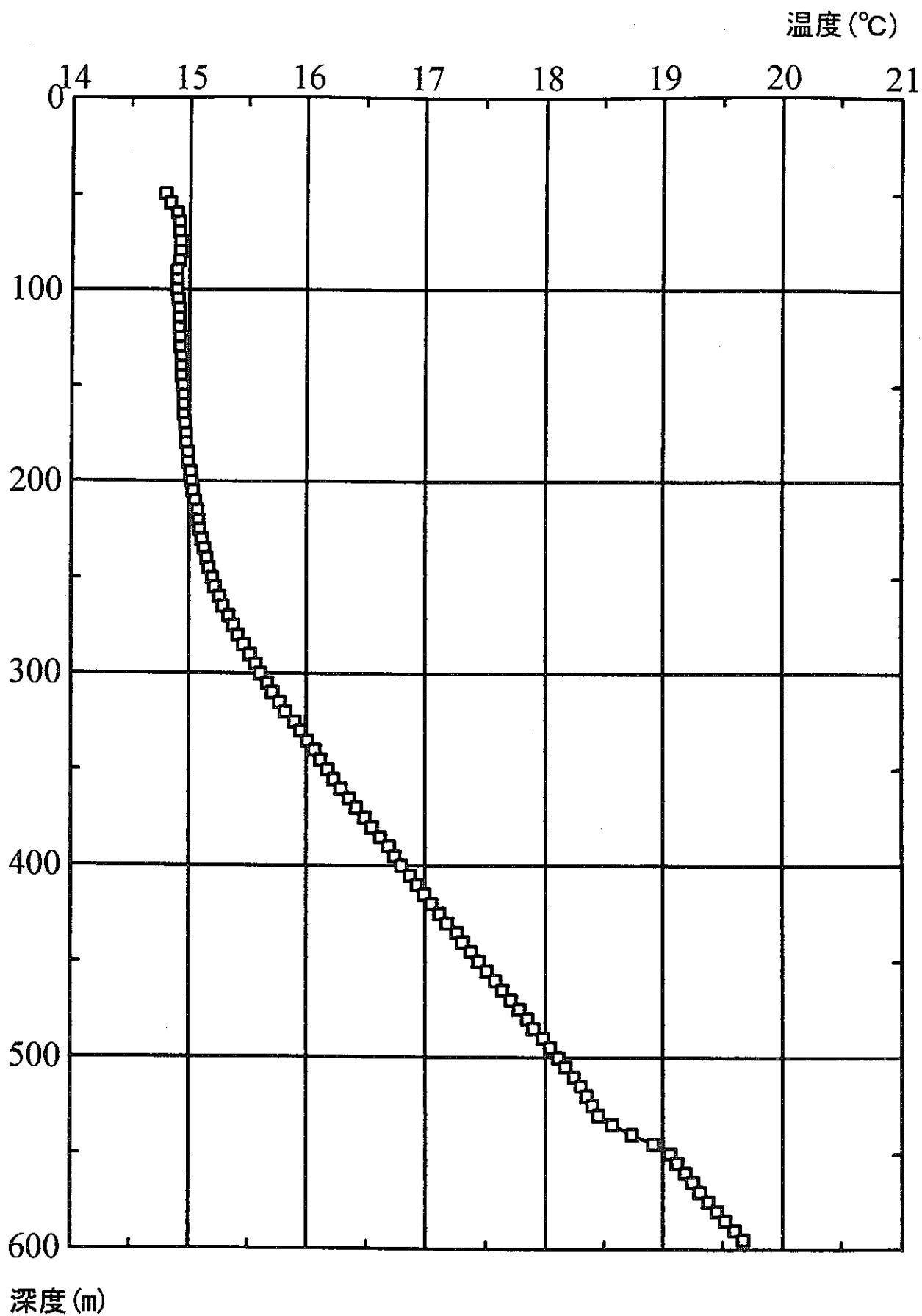


図6 - 13. 地下水温度鉛直プロファイル (宗角・深度600m)

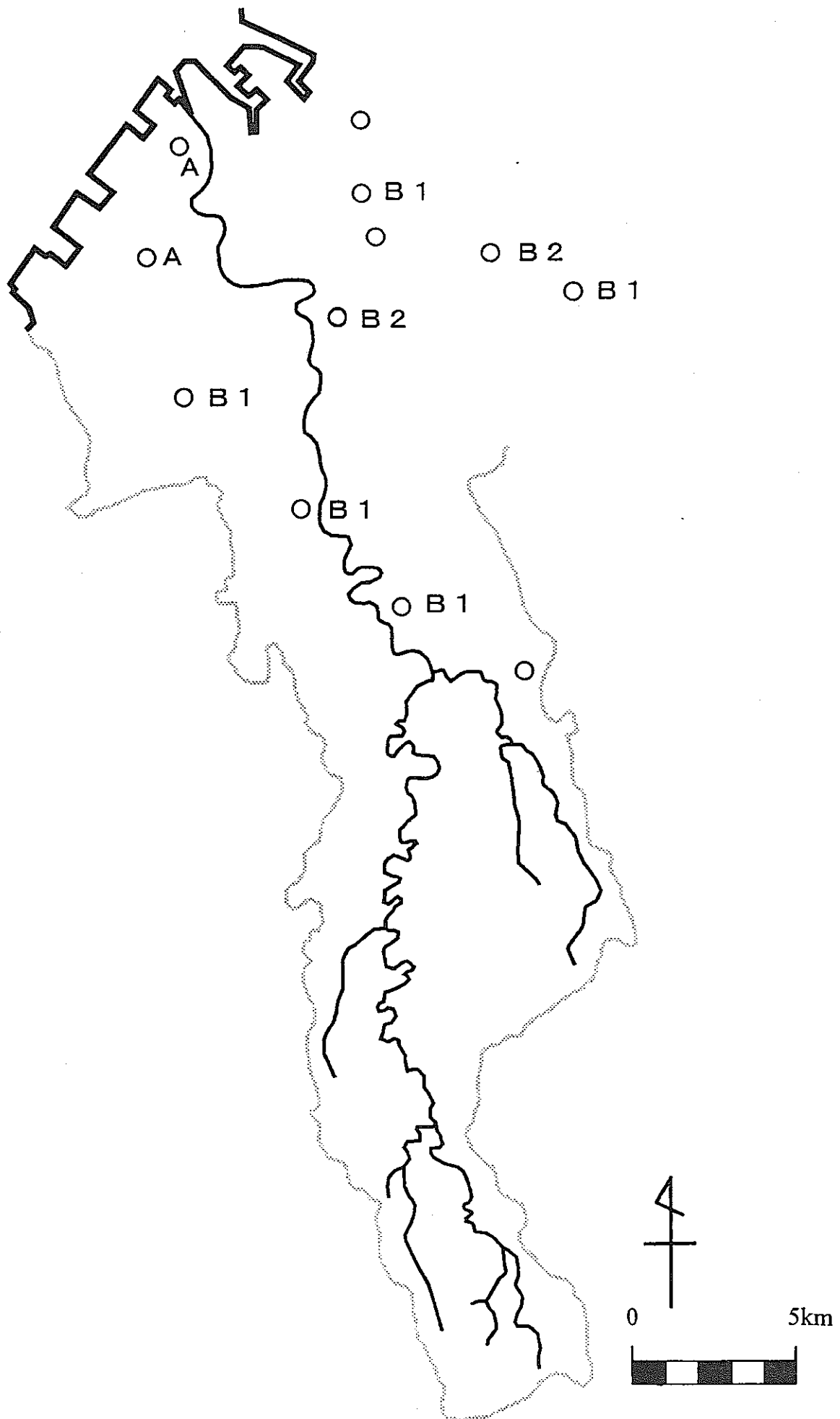


図 7. 地下水温度鉛直プロファイルのタイプ別分類

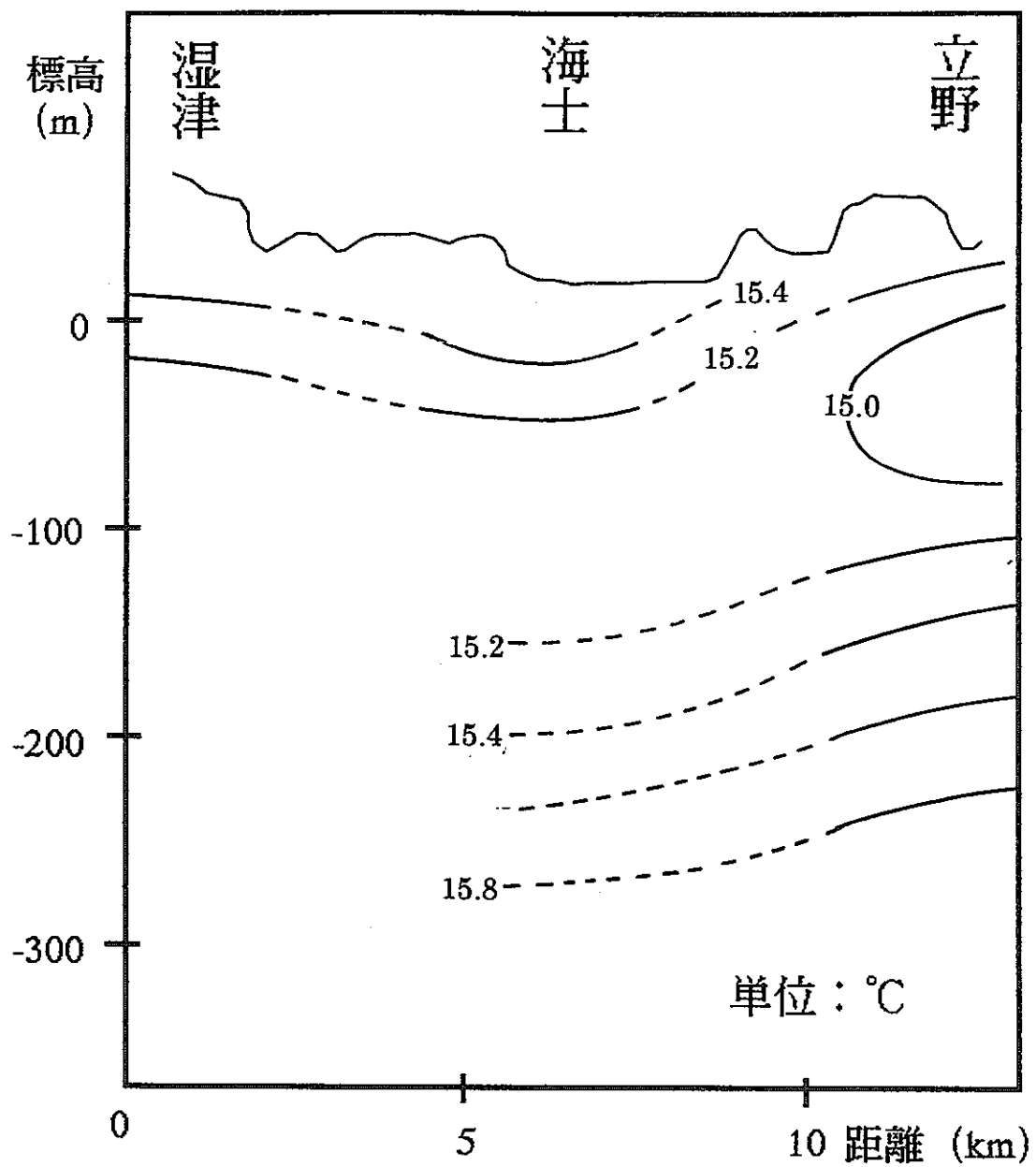


図9. 湿津 - 立野断面での鉛直2次元地下水温度分布

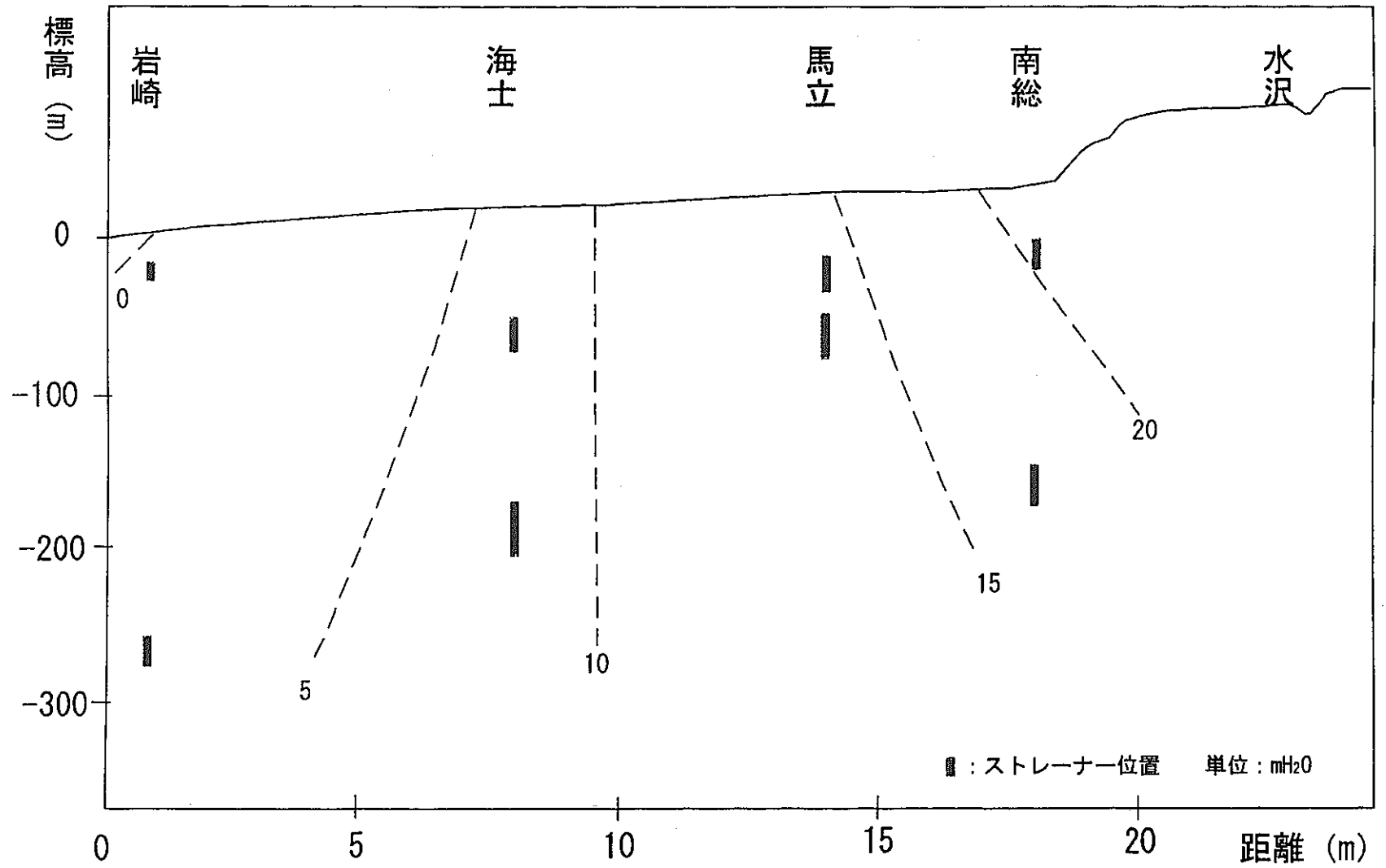


図12. 岩崎一水沢断面での等水理水頭線分布

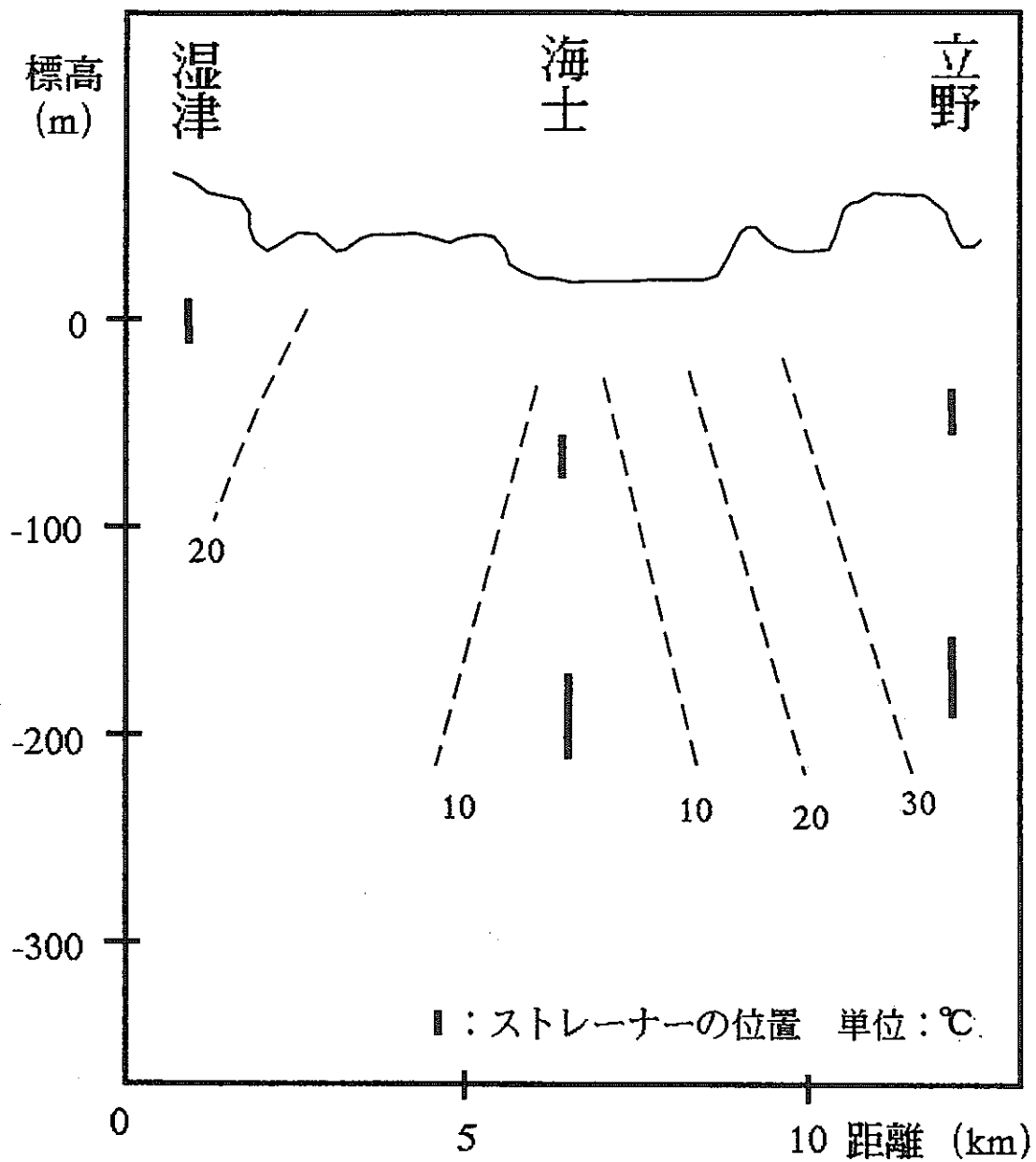


図 13. 湿津 - 立野断面での等水理水頭線分布



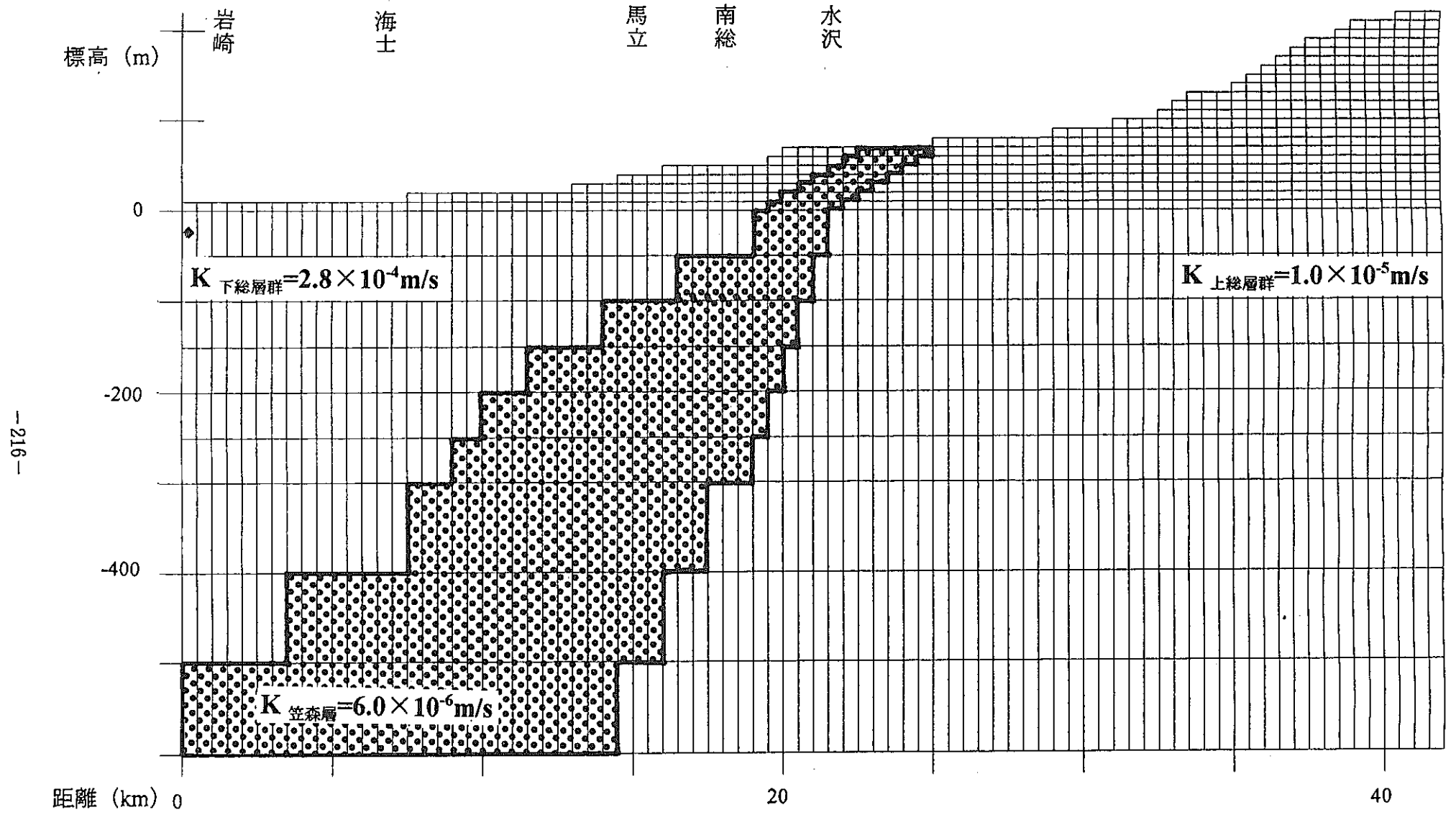


図 14-1. 計算領域・内部構造

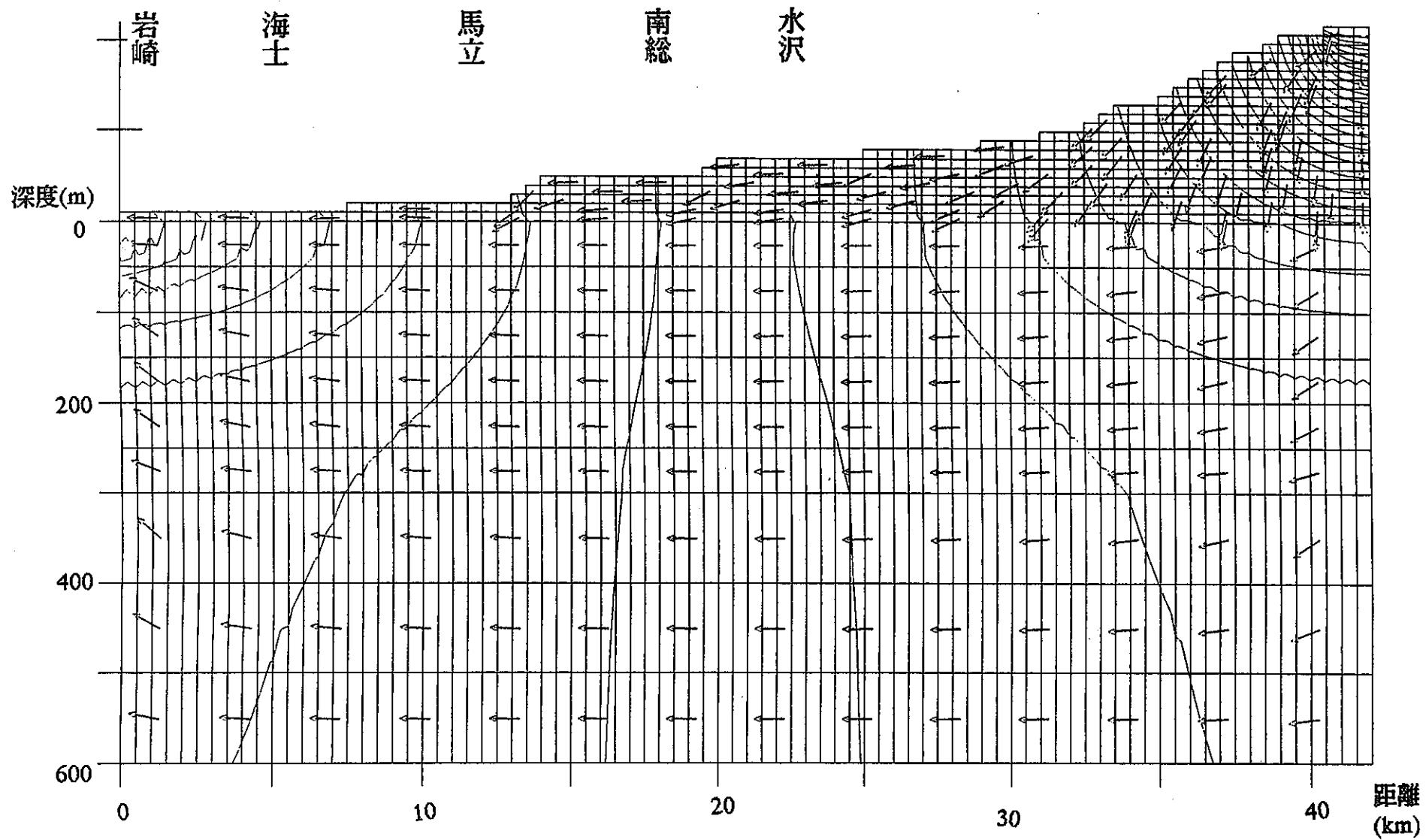


図14-2. シュミレーション結果1

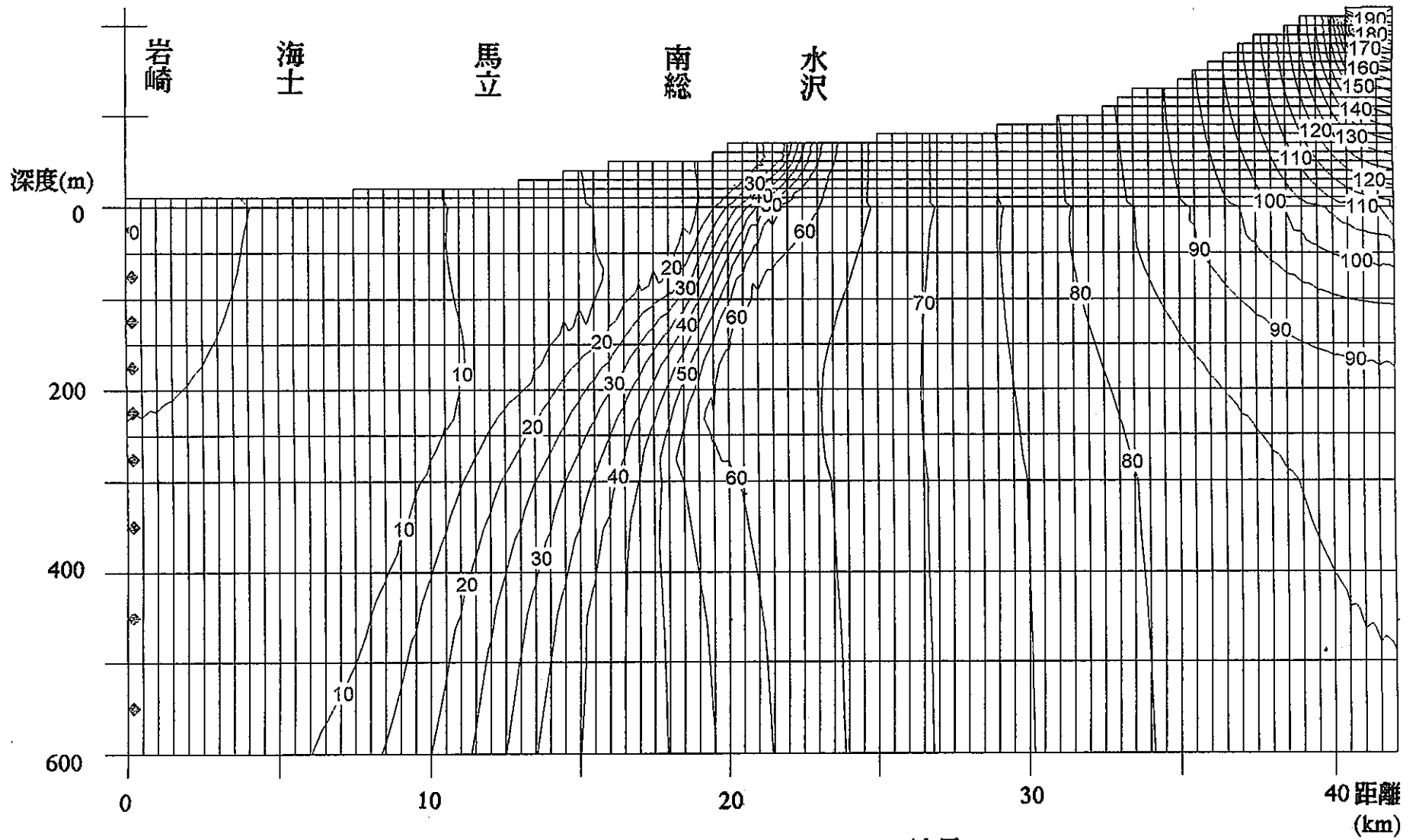
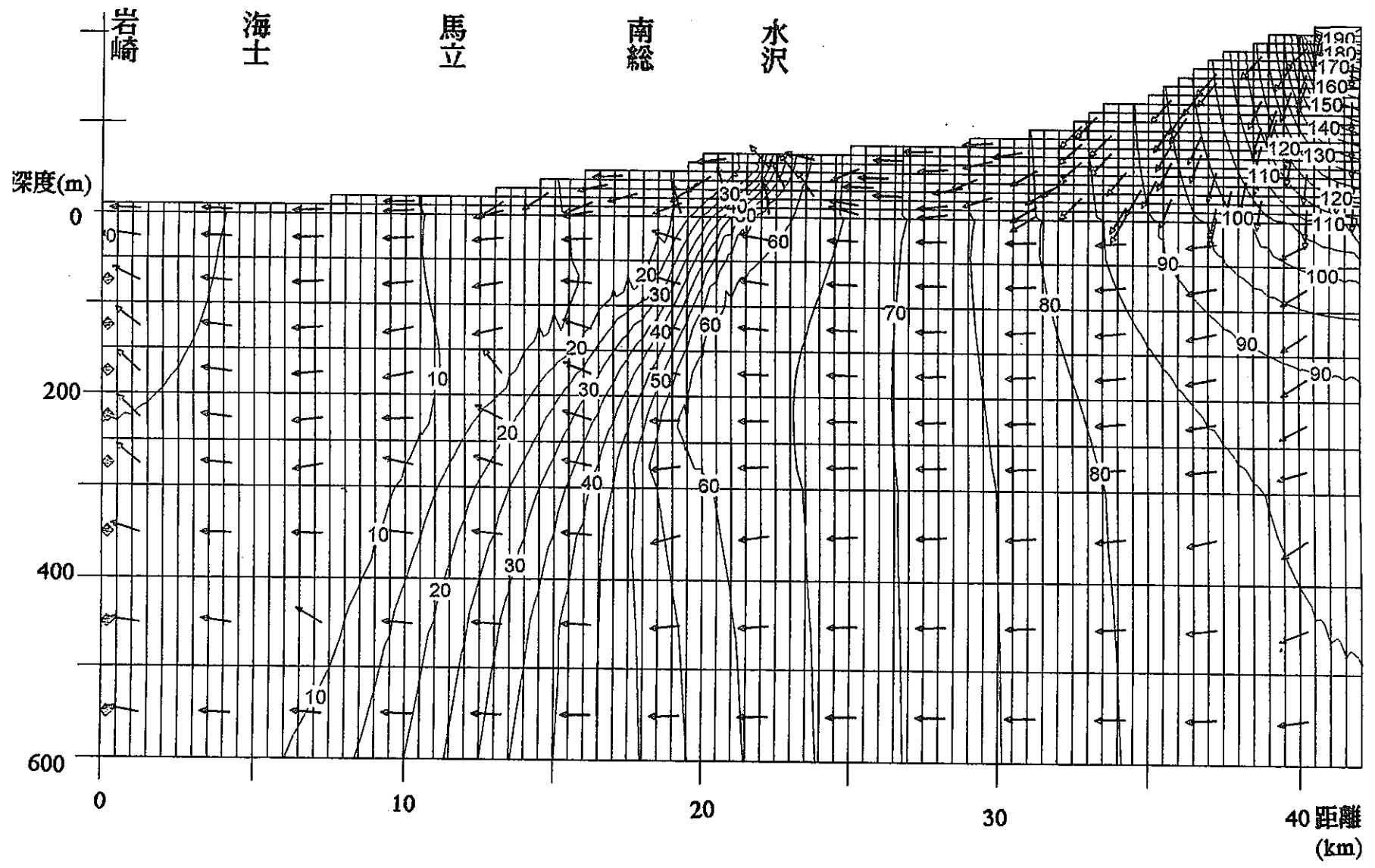


図14-3. シュミレーション結果2



シミュレーション結果