

地下水流動に関する調査・解析研究(その7)

(動力炉・核燃料開発事業団 研究委託内容報告書)

1998年3月

技術資料		
開示区分	レポートNo.	受領日
D	J1559 98-002	1998.6.10
この資料は技術管理室保存資料です 閲覧には技術資料閲覧票が必要です 動力炉・核燃料開発事業団 技術協力部技術管理室		

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7）

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7）」として、平成9年度に実施された研究内容は以下に要約される。

「不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価に関する研究」については、浸透流問題について数値解析手法を用いて予測手法を開発する。そして、浸透問題において最も重要なパラメーターであり、大きな影響を持つと考えられる透水計数の不確定性を考慮しうる解析手法を開発する。

「岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析」については、従来の研究成果と今回の研究課題、破碎帯構造の研究及び割れ目系形態の群としての把握について報告があった。

「水理試験法及び水理試験装置の開発研究」については、バッファー材への浸透挙動及び岩盤内の不飽和浸透を定量的に評価するための計測方法として、FDR法の土中水分計測法としての適用性の検討とFDR法を用いた室内試験の一例として瞬時水分計測法を研究した。

「深層水理の調査手法及びモデル化に関する研究」については、広域地下水流動を追跡することを目的として、地表地形の離散化手法、流体・熱移動の取扱い手法、逆解析情報量に関する検討を行った。地層内物性分布を如何にして少数の観測孔のデータから逆解析するか、そのためにはどのような情報をとればより解析能があがるかを検討した。実際には、いくつかの周期生産方式の場合に逆解析を実行し、逆解析特性（解の収束性、偽像）を検討し、広域を対象とした最適な井戸試験形態を考えて行きたい。

「地下水の地球化学特性調査に関する研究」については、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った。

「再冠水現象に関する検討」については、「神奈川県相模原市に建設された、地下空間利用実験施設ミニドーム」埋め戻しに伴う、地下空洞の再冠水過程の地下水挙動を利用して、地下空洞周辺地盤の地下水環境変化と埋め戻しに伴う熔存物質の移流・拡散の実体を把握し、地下空間利用に伴う地下水環境の保全に資することを目的として、試験実施機関であるエンジニアリング振興協会地下利用開発センター等と検討を行った。

「塩淡境界に関する検討」については、産業創造研究所の「深地層環境科学確立調査」に関する研究会において実施された調査に参画し、塩淡境界調査計画の検討を行った。

本報告書は、社団法人 システム総合研究所が動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究委託内容である。

契約番号 : 090D0276

事業団担当部課室および担当者 : 環境技術開発推進本部 地層科学研究グループ
主 幹 山崎 真一

広域地下水流動に関する調査研究専門委員会
構 成 員

委員長	東京大学	大学院工学系研究科 地球システム工学専攻	教授	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	工学部附属 水理地盤実験施設	助教授	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

地下水流動に関する調査解析研究（その7）

1. 不連続性岩盤の浸透流解析と確率論的評価に関する研究	1
1. 1 はじめに	
1. 2 従来の研究	
1. 3 解析手法	
1. 3. 1 解析の概要	
1. 3. 2 確率場のモデル化	
1. 3. 3 パラメーターの統計的推定	
1. 3. 4 A I Cによる最適モデル推定	
1. 3. 5 K r i g i n gによる空間分布推定	
1. 3. 6 本研究で使用したモデル	
1. 4 解析結果及び考察	
1. 4. 1 直交異方性を持つデータへの適用	
1. 4. 2 菊間地下石油備蓄基地ルジオン試験への適用	
1. 4. 3 菊間地下石油備蓄基地広域ルジオン試験への適用	
1. 4. 4 菊間ボーリング調査への適用	
1. 4. 5 釜石鉱山の岩盤への適用	
1. 5 釜石鉱山での岩盤浸透流実験に対するアプリケーション	
1. 5. 1 はじめに	
1. 5. 2 解析対象岩盤について	
1. 5. 3 透水係数場について	
1. 5. 4 掘削直後の岩盤の浸透解析（不飽和浸透流解析）	
1. 5. 5 トンネル床面にプールを張ったモデルの解析（飽和浸透流解析）	
付 録 マニフォールド法による浸透流解析法の開発	
2. 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析	127
2. 1 従来の研究課題と今回の研究主題	
2. 2 破碎帯構造の研究	
2. 3 割れ目系形態の群としての把握	
3. 水理試験及び水理試験装置の開発研究	131
3. 1 はじめに	
3. 2 不飽和土の浸透特性の計測法の開発	
3. 2. 1 序論	
3. 2. 2 土中水分量計測法に関する従来の研究	
3. 2. 3 F D R計測法の適用性の検討	
3. 2. 4 F D R計測法を用いた瞬時水分計測法	
3. 2. 5 結論	

4. 深層水理の調査手法及びモデル化に関する研究	187
4. 1 はじめに	
4. 2 水理解析における地表地形離散化の手法	
4. 2. 1 地形図からの領域地形のデジタル化	
4. 2. 2 領域内任意点の標高計算法	
4. 2. 3 弾性ばねネットワークモデルによる水理解析格子の形成	
4. 3 水理解析における地表・地下の流体・熱移動の定式化に関する検討	
4. 3. 1 地表付近を含む流体・熱移動モデル	
4. 3. 2 地表水・大気非平衡型モデル	
4. 3. 3 支配方程式	
4. 3. 4 計算例	
4. 3. 5 今後の展望	
4. 4 広域物性分布の逆解析に関する検討	
4. 4. 1 生産試験における地層情報量と評価関数	
4. 4. 2 目的関数による比較について	
4. 4. 3 ケーススタディの条件設定	
4. 4. 4 生産形態が情報量に及ぼす影響	
4. 4. 5 様々な場合の目的関数の比較	
4. 4. 6 今後の課題と展望	
5. 地下水の地球科学特性調査に関する研究	211
5. 1 地下水の地球化学的調査に関する研究	
5. 1. 1 はじめに	
5. 1. 2 研究地域と調査概要	
5. 1. 3 調査結果	
5. 2 難透水層中の古水文情報の解析に関する研究	
5. 2. 1 はじめに	
5. 2. 2 研究地域の概要	
5. 2. 3 試料土壌の採取と間隙水の抽出	
5. 2. 4 測定結果	
5. 2. 5 考察	
5. 2. 6 まとめ	
6. 再冠水現象に関する検討ー再冠水試験計画の検討ー	251
6. 1 目的	
6. 2 計測・分析のキーポイント	
6. 3 再冠水試験計画	
7. 塩淡境界に関する検討ー塩淡境界調査計画の検討ー	255
7. 1 調査の背景及び目的	
7. 2 調査内容	

以上

1. 不連続性岩盤の浸透流解析と 確率論的評価に関する研究

1.1 はじめに

日本は世界有数の地震国であり、そのため地盤には断層や破碎帯が多く含まれる。なおかつ、諸外国に比べ、日本は地下水位が高いため、地下構造物建設における地下水への対策が重要な検討課題の一つとなっている。

古くから、トンネル掘削やダム建設において、地下水対策は重要であった。前者の例として、東海道本線丹那トンネル [1]、上越新幹線中山トンネル [2] そして青函トンネル [3] などを挙げるができる。例えば、丹那トンネルでは、異常出水で多くの人命が犠牲になり、また、トンネルの直上にあたる丹那盆地では川や池の水が枯れ、住民の生活に影響を与えるといったことも起こった。ダムは、揚圧力による決壊の事例が世界中で報告されてきた。

しかし、地下水予測が特に重要視されてきたかという点、そうではない。地下構造物建設においての主たる検討項目は応力、ひずみであって、地下水は従たる項目として扱われて来た。確かに、例えばトンネル建設において、崩落などの直接的な被害を回避するための力学的な検討は、地下水に関するそれよりも重要であろう。予定外の出水があっても、その多くの場合、止水や排水によって回避が可能であるからである。

しかし近年、そのように地下水に対して受動的な態度をとっていたのでは対処できないような事例が出てきた。地下構造物の大規模化、大深度化、ニーズの多様化、都市化がその主な要因である。その例として、水封式燃料貯蔵施設、高レベル放射性廃棄物処分施設、都市トンネルなどが挙げられる。

水封式燃料貯蔵施設は、地下水の圧力により燃料の漏洩を防ぐものである。そのため、安定した水圧を供給する必要がある、地下水を制御しなければならない。

高レベル放射性廃棄物処分施設は、放射性廃棄物を処理し地下深く埋めるものである。確率を考えると何千年かのうちに放射性廃棄物が漏洩することになるが、たとえ漏洩したとしても、生態圏に到達してはならない。漏洩した放射性廃棄物を生態圏に到達させる原因はいくつかあるが、その中で主なものは、地下水によ

る移流拡散である。そのため、建設に先立って地下水の挙動予測を十分行う必要がある。

都市トンネルはその名の通り都市部に建設されるため、施工時における止水、排水が生活基盤に与える影響は大きい。従って、前もって予測をし、対策を講じて生活基盤に与える影響をできる限り小さくするとともに、広くその結果を公表し対策をうながすことで、不意の被害を防がなければならない。

以上のようにより積極的に地下水に対処するためには、地下水挙動を精度よく予測する必要があるが、地盤は概して不均質であるため、適切なパラメータすなわち適切な透水係数場を与えてやらなければ十分な結果は得られない。しかし、経済的理由などにより、計測によって得ることのできる透水係数のデータは限られてしまう。従って不均質地盤では、そのように限られた計測データから、いかに解析すべき領域全体の透水係数を与えるかが重要になってくる。

予測手段には予測結果の精度が要される。予測により、将来現実に起こり得ることが表されねばならない。現実を表せないような予測手法を用いては土木構造物の施工段階や運用段階で、「予測結果とは違う事態」に遭遇することも大いにあり得る。起こり得る事態は我々が予測していてもしていなくても起こるわけだが、我々が予測していたかしていなかったかで、我々に与える影響は大きく変わる。事前に判っていた事象に対する対処と、急に直面した事象に対する緊急対処では経済的に大きく違うし、前者であればその前に予防策をうつことも可能であるため損失を減じることができるだろう。青函トンネルの掘削事例を挙げると、掘削中にトンネルの貫通をも危ぶませる大量出水があったが、この出水による費用(工事の遅延、ポンプ組み上げにかかる費用等)はその出水を起こさないためにかかったであろう費用よりもかなり大きかった筈である。こうした理由からも特に土木工学的分野において、予測は現実に起こる事象を忠実に表すものでなくてはならない。

しかし、ダム、トンネル、そして橋梁など土木構造物の多くは施工中、そして施工が終り実用される段階になっても自然環境の中にあることが多く、自然の影響を大きく受ける。自然がおよぼす作用は常ならぬものであり、その影響力の大小なども把握は困難であり我々がそれを特定することは難しい。また計測の有する限界により地盤の物性を完全に把握することはとうてい不可能である。計測手法に限界、誤差があるのもそうであるが、地盤全体でその物性値を計測することが不可能であることが挙げられる。地盤は人の作りしものではないし、地中深い

部分は計測に難がある。接触せずに物の物性を計測する手法は土木工学、地盤工学の分野でも研究が盛んであるが、浸透問題についてはまだ決定的なものは無い。そのため、浸透問題についてはボーリング孔を掘り地盤に接触、あるいは採取して物性値を計ることがほとんどである。もし、我々が全ての物性を知りたければ全ての箇所を掘りまくって計測、試験を行わなくてはならない。しかし、過剰な試験、計測を行えば不経済であるため、どうしても物性値は不完全に計測され、地盤の物性値には不確定性が残される。したがってこの不確定性にいかに対処するかが重要であると考えられる。我々がその影響を確定的に決定することは困難であり、そのために土木構造物に作用する外力、取り巻く環境には大きな不確定性が存在しているといえる。特にわが国では断層、破碎体を多く含む地盤が多く、地盤がもつ不均質性を考慮しなくては現実に起こり得ることを予測できないと考えられる。

予測手段に物性値の不確定性を考慮する必要があることを述べたが、物性値は確定的に決定され、予測がなされてきた。これは例えば実験においては地盤の物性の不確定性を表現することの難しさが挙げられるし、解析計算においては不確定性を考慮し、繰り返し計算ができるほど計算機がパワフルでなかったことが挙げられよう。実験に不確定性を導入することの難しさは変わらないかも知れないが、解析計算の分野については近年の計算機技術の飛躍的な進歩に伴って、数値解析への自由度も大きく向上しているため、不確定性の導入も可能になってきている。

本研究では浸透流問題について数値解析手法を用いて予測手法を開発する。そして、浸透問題において最も重要なパラメータであり、大きな影響を持つと考えられる透水計数の不確定性を考慮する解析手法を開発する。

まず、地盤を多孔質連続体と見なし、解析手法として有限要素法を選択した。有限要素法解析を行うためには完全な透水計数場が必要であるが、計測では透水計数値は局所的にしか得られていないため、計測された値の残りの未知の部分を推定しなくてはならない。そこで本研究では推定法にクリギングを用いることを考えた。クリギングは最適推定量を既知の物性値から推定する手法である。クリギングを用いて未知の透水計数を推定し、透水計数場を補完する。また、推定しても推定により生じる誤差が残っているのだが、それを考慮するためにモンテカルロシミュレーションを行う。統計的に均質な透水計数場を複数回乱数発生し、乱数発生した透水計数場を浸透流解析プログラムに入力し、それぞれの場で計算さ

れた結果を得る。複数の結果を統計的に処理することで不確定性をも考慮した解析手法を開発しようというものである。

そこで本研究では、最尤法を用い、観測されたデータを生成する可能性の最も高い透水係数場を推定することで、地下水挙動予測のために必要な、最適な透水係数場を与える。ここで最適とは、観測されたデータを得る確率が最も高いということである。

本論文ではこの解析手法に関する理論を提示、例示したのち実際の地盤に対する問題を例題的に解き、本研究で提唱する手法が実際に現実の浸透流問題に対応し得るのかを検討するものである。

1.2 従来の研究

実地盤は往々にして不均質である。従って、精度の高い浸透流解析を行うためには、実地盤に近い不均質な透水係数場を与えてやる必要がある。しかし、対象とする地盤全域の透水係数を計測によって得ることは、不可能である。そこで、限られた計測データから対象領域全体の透水係数場を推定しなければならなくなる。従来、その推定手法として、地盤統計手法 [4, 5, 6] が用いられてきた。

地盤統計手法は、鉱山工学の分野で鉱物資源の質、分布の評価に用いられていたものであり、限られたサンプルから、採算に見合う鉱物の掘削地点を探るための手法であった。これは、得られたサンプルは全て、同じ確率的な性質をもつ分布よりなる、という定常仮定のもとに成り立っている。以下に地盤統計手法について述べる。

実地盤において、ある点を取り、そのまわりに任意の点をとると、平均的には、その点が近ければ近い程、値もより近くなると考えられる。すなわち、地盤は空間的相関関係を有すると考えられ、その相関関係を表すものとして、セミバリオグラムが定義された。セミバリオグラム $\gamma(h)$ は、ある地点から距離 h だけ離れた時、データが空間的にどれだけばらつくかを示す指標であり、距離 h だけ離れたすべてのサンプルの組のデータの差の自乗の平均値の半分である、と定義される [7]。距離が大きい程値の差は大きいと考えられるため、セミバリオグラムは、サンプルに周期性が無いならば単調増加関数であると考えられる。また、ある一定距離以上離れると無相関の状態になると考えられるが、その、影響の無くなる距離のことを影響範囲と呼ぶ。透水係数場を推定するためには、任意の距離のセミバリオグラムが分からなければならない。そこで、あらかじめ定めた関数形から、フィッティングによって関数としてのセミバリオグラムを推定する。関数形としては球型、指数型などさまざまなものが提案されている。

次に、得られたセミバリオグラムを用いてクリギングを行う。クリギングは、提案者である南アフリカ共和国の大学教授 Krige から名付けられており、フランス

の統計学者 Matheron が理論的な定式化を行ったものである。推定すべき値は既知データの重みつき和で与えられる。重みは、推定誤差を最小化することによって求められる。全領域においてクリギングを行うことで、透水係数場と推定誤差分布を求めることができる。

以上が地盤統計手法の概略である。この手法は、確率的に透水係数場を与えるという面で、非常に有効な手法である。しかし、セミバリオグラムの関数形としてどれを用いるのが適切であるのかを判断する明確な基準はなく、従って、解析者によって推定結果が変わってしまう可能性がある。これは解析者の経験や勘によって結果が左右されてしまう可能性があることを意味しており、それでは、解析手法としての信頼性に問題が残る。

そのような問題点を回避する方法の一つとして、最尤法を用いる方法があげられる。この方法では、セミバリオグラムを用いず、より一般的に地盤物性値場を推定することができる。

本多ら [8] は、基礎地盤面推定を最尤法を用いることで行った。ある地点の地盤物性値は、トレンド成分とランダム成分の和として表されるが、本多らは、トレンド成分として0次のものと1次のものを、ランダム成分を意味する共分散関数として、1次元と2次元の指数関数を仮定し、それらを組み合わせることで合計4種類のモデルを仮定した。そして、ボーリングデータと地表面の起伏のデータから最尤推定を行い、最適な確率モデルを推定した。そうして得られたモデルを用い、Cokriging を行って基礎地盤面を推定したところ、専門家によって弾性波探査の結果から推定されたものと、よい適合を示している。

最尤法を用いることで、さまざまな地盤物性値場を推定することができるが、本研究では特に、透水係数場推定に最尤法を用い、この方法の適用性及びその限界について検討を加える。

1.3 解析手法

1.3.1 解析の概要

本研究では最適な透水係数場を得るために解析を行った。ここでいう最適な透水係数場とは、観測されたデータを生成する可能性が最も高い透水係数場ということである。本研究で行った解析のフローチャートを図 3.1 に示す。まず、確率場のモデルを何種類か仮定し、最尤法によりそれぞれのパラメータを推定した。そしてその中で最適なものを AIC [10] によって選択し、クリギングを行うことで透水係数場を推定した。なお本章は、文献 [11] を参考にした。

1.3.2 確率場のモデル化

ある領域 S における観測値 z の空間分布 $Z(\mathbf{x})$ を、以下のように全体的な挙動をマクロ的にとらえたトレンド成分と、統計的に均質な確率場で扱うランダム成分の和で表現できると仮定する。ここで統計的に均質とは位置により確率特性が変化しない定常性を意味する。

$$Z(\mathbf{x}) = \mu(\mathbf{x}) + \varepsilon(\mathbf{x}), \mathbf{x} \in S \quad (3.1)$$

$\mu(\mathbf{x})$ はトレンド成分を表現する平均値関数で空間座標 \mathbf{x} の関数である。また、 $\varepsilon(\mathbf{x})$ は、平均値 0、共分散行列が

$$C(\theta) = E[\varepsilon(\mathbf{x})\varepsilon(\mathbf{x})^T] \quad (3.2)$$

であるようなランダム成分を表現する確率関数である。ここで θ は共分散関数にパラメトリックなモデルをあてはめたときの推定すべきパラメータであり、複数の場合にはベクトルとする。

トレンド成分は次のように空間座標による多項式でモデル化する。平均値関数

μ を次式のように表現する。

$$\mu = Xb \quad (3.3)$$

ここで b は係数ベクトル、 X は空間座標 \mathbf{x} に関する多項式で表現される空間座標ベクトルを表す。

いま観測地点 \mathbf{x} において観測値 $z(\mathbf{x})$ が観測されているとする。これらの観測値は確率場 $Z(\mathbf{x})$ の一つの実現値と考えられる。確率場 $Z(\mathbf{x})$ の2次モーメントまでの定常性を仮定すると、次式が定義できる。

$$E[Z(\mathbf{x})] = \mu(\mathbf{x}) \quad (3.4)$$

$$c(\mathbf{h}) = E[Z(\mathbf{x})Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] - \mu(\mathbf{x})\mu(\mathbf{x} + \mathbf{h}) \quad (3.5)$$

$c(\mathbf{h})$ を共分散関数という。これは2点間の距離ベクトル \mathbf{h} の関数で表され、 \mathbf{x} に依存しない。

このような確率場の推定では、設定したモデルのパラメータベクトル θ を、観測値ベクトル $\{z(\mathbf{x})\}$ から求めることになるが、第2章で述べたように、一般に次式に示すセミバリオグラム $\gamma(\mathbf{h})$ を用いて行われることが多い。

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2}E[\{Z(\mathbf{x}) - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})\}^2] \quad (3.6)$$

推定すべき地盤物性値場は一様な分散を持ち、また地盤にはトレンドが存在しない、すなわち次式が成り立つと仮定する。

$$\mu(\mathbf{x}) = \mu(\mathbf{x} + \mathbf{h}) = \mu \quad (3.7)$$

$$Var[Z(\mathbf{x})] = Var[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] = \sigma^2 \quad (3.8)$$

式(3.6)より、

$$\begin{aligned} \gamma(\mathbf{h}) &= \frac{1}{2}E[\{Z(\mathbf{x}) - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})\}^2] \\ &= \frac{1}{2}E[\{Z(\mathbf{x}) - \mu + \mu - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})\}^2] \\ &= \frac{1}{2}(E[\{Z(\mathbf{x}) - \mu\}^2] + E[\{Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - \mu\}^2] \\ &\quad - 2E[\{Z(\mathbf{x}) - \mu\}\{Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - \mu\}]) \\ &= \frac{1}{2}\{Var[Z(\mathbf{x})] + Var[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] - 2Cov[Z(\mathbf{x})Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})]\} \\ &= \frac{1}{2}\{2\sigma^2 - 2c(\mathbf{h})\} \\ &= \sigma^2 - c(\mathbf{h}) \end{aligned} \quad (3.9)$$

従って、トレンドがなく一様な分散を持つ地盤物性値場において、セミバリオグラムは、共分散関数で表すことができる。

1.3.3 パラメータの統計的推定

1.3.3.1 最尤法

最尤法は、観測された標本に最も適合する母集団の値、つまり観測された標本を生成する可能性が他よりも大きい仮説的母集団の値を見つけるための方法である [9]。最尤法は、漸近的性質すなわち、有効性、一致性を持つ。有効性とは、分布が高度に集中した、すなわち分散が小さい推定を行うという性質である。分散が小さければ、それだけ含まれる誤差が少ないといえることができる。一致性とはデータを増やせばそれだけ推定値も真値に近づき、データを無限に与えると推定値は真値に一致するという性質である。

最尤法では、あるパラメータにより観測値が与えられる確率を尤度と呼び、尤度を最大化することで最適パラメータを与える。尤度関数は次式のように定義される。

$$L_z(\theta) = p(Z|\theta) \quad (3.10)$$

ここで、 $L(\theta)$ は尤度関数、 θ は推定すべきパラメータベクトルである。また、 z は観測値ベクトル、 $p(z|\theta)$ はパラメータ θ のもとで z が観測される確率を表す。

重回帰分析などでよく利用される最小二乗法も最尤法の一部である。

最小二乗法では、次式のように残差の2乗和を最小化することにより最適パラメータを推定する。

$$v(\theta)^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i - \hat{Z}_i(\theta))^2 \rightarrow \min \quad (3.11)$$

ここで、 v は残差、 n は観測値の数、 Z_i は観測値、 θ は推定すべきパラメータベクトル、 $\hat{Z}_i(\theta)$ はパラメータにより決定された推定値を表す。

最尤法では前述の通り、尤度関数を最大化することでパラメータを決定する。推定値 $Z_i (i = 1, 2, \dots, n)$ が互いに独立で、かつ、正規分布をしていると仮定すると、 Z_i に関する尤度は次式のようになる。

$$p_i(\theta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left\{-\frac{1}{2\sigma^2}[Z_i - \hat{Z}_i(\theta)]^2\right\} \quad (3.12)$$

ここで、 σ^2 は Z_i の分散である。パラメータ θ によって与えられる $Z = (Z_1, Z_2, \dots, Z_n)$ の尤度は、 $p_i(\theta) (i = 1, 2, \dots, n)$ の積として次式のように表される。

$$\begin{aligned} L_Z(\theta) &= \prod_{i=1}^n p_i(\theta) \\ &= \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}}\right)^n \exp\left\{-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n [Z_i - \hat{Z}_i(\theta)]^2\right\} \end{aligned} \quad (3.13)$$

従って、上式の最大化は、次式のように表現される。

$$\sum_{i=1}^n [Z_i - \hat{Z}_i(\theta)]^2 \rightarrow \min \quad (3.14)$$

これは式 (3.11) と同値であり、観測値が 1 次元で、独立性と正規分布が仮定できれば、最小二乗法と最尤法が一致することを表している。

1.3.3.2 パラメータの推定方法

限られたデータから式 (3.1) で示した確率場 $Z(\mathbf{x})$ のトレンド成分とランダム成分を決定するために、共分散関数のモデルを仮定して最尤法によりパラメータの推定を行う。観測値ベクトル $\{z(\mathbf{x})\}$ から相関特性を求めるためには、 N 個の標本を用いる。この N 個の標本の組から確率密度関数である尤度が次式で与えられる。

$$p(z|\theta) = (2\pi)^{-\frac{N}{2}} |C|^{-\frac{1}{2}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(z - \mu)^T C^{-1}(z - \mu)\right\} \quad (3.15)$$

ここで z は標本ベクトルであり、 θ は推定すべきパラメータベクトルである。また、 μ は平均値関数ベクトルであり、式 (3.3) のように表現する。さらに C は共分散行列であり、次式で表される。

$$C = \begin{bmatrix} \text{Var}\{Z(x_1)\} & \text{Cov}\{Z(x_1)Z(x_2)\} & \dots & \text{Cov}\{Z(x_1)Z(x_N)\} \\ \text{Cov}\{Z(x_2)Z(x_1)\} & \text{Var}\{Z(x_2)\} & \dots & \text{Cov}\{Z(x_2)Z(x_N)\} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \text{Cov}\{Z(x_N)Z(x_1)\} & \text{Cov}\{Z(x_N)Z(x_2)\} & \dots & \text{Var}\{Z(x_N)\} \end{bmatrix} \quad (3.16)$$

ここで、 $\text{Var}\{Z(x_i)\}$ は位置 x_i における物性値 Z の分散、また、 $\text{Cov}\{Z(x_i)Z(x_j)\}$ は位置 x_i における物性値と位置 x_j における物性値の間の共分散である。推定す

べき地盤は統計的に均質であるという仮定をすると、分散及び共分散は2点間の距離ベクトルによってのみ決まる。すなわち次式が成り立つ。

$$C = \sigma^2 Q, \quad (3.17)$$

$$Q_{ij} = f(h_{ij}) \quad (3.18)$$

ここで、 h_{ij} は2点 x_i, x_j の距離ベクトルである。

パラメータベクトル θ は式(3.15)を最大化することにより推定される。計算上、次式で示す2倍した負の対数尤度を最小化することにより決定する。

$$\begin{aligned} L(z|\theta) &= -2 \ln p(z|\theta) \\ &= N \ln(2\pi) + \ln |C| + (z - \mu)^T C^{-1} (z - \mu) \end{aligned} \quad (3.19)$$

L を b および σ^2 で偏微分して0とおくと、式(3.19)の最小化は次式のようになる。

$$\frac{\partial L(z|\theta)}{\partial b} = 0, \quad (3.20)$$

$$\frac{\partial L(z|\theta)}{\partial \sigma^2} = 0, \quad (3.21)$$

$$L(z|\theta)|_{b, \sigma^2 = \text{const}} \rightarrow \min \quad (3.22)$$

式(3.20)より、

$$\frac{\partial L(z|\theta)}{\partial b} = X^T Q^{-1} (z - Xb^*) = 0 \quad (3.23)$$

$$X^T Q^{-1} X b^* = X^T Q^{-1} z \quad (3.24)$$

$$\therefore b^* = (X^T Q^{-1} X)^{-1} X^T Q^{-1} z \quad (3.25)$$

式(3.21)より、

$$\begin{aligned} \frac{\partial L(z|\theta)}{\partial \sigma^2} &= \frac{\partial}{\partial \sigma^2} \{ \ln |C| + (z - \mu)^T C^{-1} (z - \mu) \} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma^2} \{ \ln(\sigma^{2N} |Q|) + (z - \mu)^T \frac{1}{\sigma^2} Q^{-1} (z - \mu) \} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma^2} \{ N \ln(\sigma^2) + \ln |Q| + \frac{1}{\sigma^2} (z - \mu)^T Q^{-1} (z - \mu) \} \\ &= \frac{N}{\sigma^2} + \frac{-1}{(\sigma^2)^2} (z - \mu)^T Q^{-1} (z - \mu) \\ &= 0 \end{aligned} \quad (3.26)$$

$$\therefore \sigma^2 = \frac{1}{N}(z - \mu)^T Q^{-1}(z - \mu) \quad (3.27)$$

式(3.22)に式(3.27)を代入して、

$$\begin{aligned} L(z|\theta)|_{b, \sigma^2 = \text{const}} &= N \ln(2\pi) + \ln |\sigma^2 Q| + (z - \mu)^T Q^{-1}(z - \mu) \\ &= N \ln(2\pi) + N \ln \sigma^2 + \ln |Q| + \frac{1}{\sigma^2} (z - \mu)^T Q^{-1}(z - \mu) \\ &= N \ln(2\pi) + N \ln \sigma^2 + \ln |Q| \\ &\quad + N \{(z - \mu)^T Q^{-1}(z - \mu)\}^{-1} (z - \mu)^T Q^{-1}(z - \mu) \\ &= N \ln(2\pi) + N \ln \sigma^2 + \ln |Q| + N \\ &\rightarrow \min \end{aligned} \quad (3.28)$$

上式を直接探索法により最小化し、最適な θ を求める。

以上の式(3.25)、式(3.27)、式(3.28)を繰り返して計算することで、最適な (b, σ^2, θ) の組を求める。フローチャートを図 3.2 に示す。

1.3.3.3 直接探索法

直接探索法 (direct search of optimization, DSO 法) とは簡単に言えば

すりばちのような容器の中へ石ころを転がして、その静止する位置を
求める

方法である。

ある関数 $f(a_1, a_2, \dots, a_m)$ を最小にするような (a_1, a_2, \dots, a_m) を求めたいとする。 a_j の更新量を Δa_j とする。 $a_i (i = 1, \dots, m, i \neq k)$ の値を固定し、 a_k を $\pm \Delta a_k$ だけ移動したときの f の値をそれぞれ f_+ 、 f_- で表すことにして、

$$\begin{aligned} f - f_+ &> \epsilon_f \text{ のとき} & a_k &\leftarrow a_k + \Delta a_k \\ f - f_- &> \epsilon_f \text{ のとき} & a_k &\leftarrow a_k - \Delta a_k \\ \text{それ以外} &\text{のとき} & a_k &\text{は変えない} \end{aligned}$$

という操作を $k = 1$ から順に $k = m$ まで、全ての a_k が変化しなくなるまで繰り返す。上記の操作を Δa_j を $\Delta a_j > \epsilon_{a_j}$ の間、段階的に小さくして繰り返す。イメージ図を図 3.3 に示す。

直接探索法はニュートン法のように微分をする必要がないため、微分が困難である関数や、微分によって形が複雑になり数値計算の時間が増大してしまうような関数には特に有効である。また、直接探索法は図 3.3 に示したように、 Δa_j の範囲ならば、極小点を回避できるという長所を持つ。しかし、関数の連続性を前提にしているため、不連続な関数に適用することはできない。精度は、最小化すべき関数 f については ε_f 、変数 a_j については ε_{a_j} である。

1.3.4 AIC による最適モデル推定

AIC とは赤池情報量基準 (Akaike Information Criterion) のことで、次式のように定義される。

$$\text{AIC} = 2 \times (\text{負の対数尤度の最小値}) + 2 \times (\text{パラメータ数}) \quad (3.29)$$

ここで、負の対数尤度の最小値とは式 (3.19) を最小化したもの、パラメータ数は当該モデルに導入された推定を要するモデル・パラメータの数である。AIC は赤池らにより提案されてきた情報量統計学にもとづいており、

情報量が大きいとき、より複雑なモデルを選択することができ、したがってより精度の高い予測をすることができる。一方、情報量が小さいとき、簡便なモデルしか選択することはできず、したがって予測の精度も制限されたものとなる。

という考え方を実現するための基準である [11]。すなわち、データとして与えられる情報量が少ない時にいくら複雑なモデルを選んだところで、データの持つ誤差により、かえって不適切なモデルになってしまうということである。

AIC は、与えられたデータの下で、考え得る幾つかのモデルの真のモデルへの近さを測定する相対的な尺度であり、AIC の小さいモデルほど好ましいと判断される。

本研究では仮定した全てのモデルにおける AIC を計算し、その値の最も小さいものを最適モデルとして選択した。

1.3.5 Krigingによる空間分布推定

クリギングは未知のデータを既知データから補間によって知るための方法で、次式のように既知データの重みつき和で表される。

$$Z^*(\mathbf{x}_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(\mathbf{x}_i) \quad (3.30)$$

ここで、 $Z^*(\mathbf{x}_0)$ は推定すべき未知データ、 N は既知データの数、 λ_i は重み係数、 $Z(\mathbf{x}_i)$ は既知データである。

式(3.30)の重み係数は、以下に示す推定量 Z^* の不偏性と推定誤差分散 σ_E^2 の最小化の条件を満たす必要がある。

$$E[Z^*(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0)] = 0 \quad (3.31)$$

$$\sigma_E^2 = E\{[Z^*(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0)]^2\} \rightarrow \min \quad (3.32)$$

式(3.30)を式(3.31)に代入することにより、次式が得られる。

$$\begin{aligned} E[Z^*(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0)] &= \sum_i \lambda_i E[Z(\mathbf{x}_i)] - E[Z(\mathbf{x}_0)] \\ &= 0 \end{aligned} \quad (3.33)$$

ここで、 $E[Z(\mathbf{x})] = \mu(\mathbf{x})$ であることを考慮すると、上式は次式のようになる。

$$\begin{aligned} E[Z^*(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0)] &= \mu(\mathbf{x}_0) \sum_i \lambda_i - \mu(\mathbf{x}_0) \\ &= 0 \end{aligned} \quad (3.34)$$

したがって以下の条件が導き出される。

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad (3.35)$$

また、式(3.32)は次式のように展開される。

$$\begin{aligned} \sigma_E^2(\mathbf{x}_0) &= E\{[Z^*(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0)]^2\} \\ &= E[Z^*(\mathbf{x}_0)^2] + E[Z(\mathbf{x}_0)^2] - 2E[Z^*(\mathbf{x}_0)Z(\mathbf{x}_0)] \\ &= \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j C(h_{ij}) + C(0) - 2 \sum_i \lambda_i C(h_{i0}) \end{aligned} \quad (3.36)$$

ここで、 h_{ij} は位置 \mathbf{x}_i と位置 \mathbf{x}_j の間の距離ベクトルを表す。

式(3.35)の条件の下で、式(3.36)を最小化するためにラグランジュ未定係数法を用いると、次式のようになる。

$$Y = \sigma_E^2(\mathbf{x}_0) - 2\eta\left(\sum_i \lambda_i - 1\right), \quad (3.37)$$

$$\frac{\partial Y}{\partial \lambda_i} = 0, \quad (3.38)$$

$$\frac{\partial Y}{\partial \eta} = 0 \quad (3.39)$$

ここで、 η はラグランジュ乗数である。上式に式(3.36)を代入し、展開すると次式のようになる。

$$\sum_j \lambda_j C(\mathbf{x}_{ij}) - C(\mathbf{x}_{i0}) - \eta = 0 \quad (3.40)$$

$$\sum_i \lambda_i - 1 = 0 \quad (3.41)$$

これを行列表示すると次式のようになり、これを解くことで $\lambda_i (i = 1, 2, \dots, N)$ を求める。

$$\begin{pmatrix} C(h_{11}) & C(h_{12}) & \dots & C(h_{1N}) & -1 \\ C(h_{21}) & C(h_{22}) & \dots & C(h_{2N}) & -1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & -1 \\ C(h_{N1}) & C(h_{N2}) & \dots & C(h_{NN}) & -1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_N \\ \eta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C(\mathbf{x}_{10}) \\ C(\mathbf{x}_{20}) \\ \vdots \\ C(\mathbf{x}_{N0}) \\ 1 \end{pmatrix} \quad (3.42)$$

また、求められた $\lambda_i (i = 1, 2, \dots, N)$ によって推定誤差分散が次式で求められる。

$$\sigma_E^2(\mathbf{x}_0) = C(0) + \eta - \sum_{i=1}^N \lambda_i C(h_{i0}) \quad (3.43)$$

1.3.6 本研究で使用したモデル

確率場は式(3.1)のようにトレンド成分とランダム成分の和で表される。

トレンド成分は周期的に変わるものや次第に増加していくものなど考えることができるが、本研究では0次のもののみを考え、次式のように定式化した。

$$\mu(\mathbf{x}) = b \quad (3.44)$$

ランダム成分を表す共分散関数モデルとしては次式の関数形と異方性成分を組み合わせたものを考えた。

【関数形】

指数型：

$$C(r_{ij}) = \sigma^2 \exp(h_{ij}) \quad (3.45)$$

球型：

$$C(r_{ij}) = \sigma^2 \left(1 - \frac{3}{2}h_{ij} + \frac{1}{2}h_{ij}^3\right) \quad (3.46)$$

直線型：

$$C(r_{ij}) = \sigma^2(1 - h_{ij}) \quad (3.47)$$

【異方性成分】

1次元：

$$h_{ij} = \frac{\sqrt{\Delta x_{ij}^2 + \Delta y_{ij}^2 + \Delta z_{ij}^2}}{a_1} \quad (3.48)$$

2次元：

$$h_{ij} = \frac{\sqrt{\Delta x_{ij}^2 + \Delta y_{ij}^2}}{a_1} + \frac{\sqrt{\Delta z_{ij}^2}}{a_2} \quad (3.49)$$

2次元、回転を考慮：

$$h_{ij} = \frac{\sqrt{\Delta x'_{ij}{}^2 + \Delta y'_{ij}{}^2}}{a_1} + \frac{\sqrt{\Delta z'_{ij}{}^2}}{a_2} \quad (3.50)$$

$$\begin{pmatrix} x'_{ij} \\ z'_{ij} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_{ij} \\ z_{ij} \end{pmatrix}$$

$$\theta = \tan^{-1}(a_3)$$

3次元：

$$h_{ij} = \frac{\sqrt{\Delta x_{ij}^2}}{a_1} + \frac{\sqrt{\Delta y_{ij}^2}}{a_2} + \frac{\sqrt{\Delta z_{ij}^2}}{a_3} \quad (3.51)$$

ただし、

$$r_{ij} = (\Delta x_{ij}, \Delta y_{ij}, \Delta z_{ij}) \quad (3.52)$$

ここで、 x, y は水平方向の座標、 z は鉛直方向の座標である。関数形の h_{ij} には異方性成分として示してある h_{ij} が入り、合計12種類のモデルが作られる。関数形の指数型、球型については前述のセミバリオグラムで代表的に用いられるモ

デルを共分散を表すように反転させたものである。その数学的意味は式(3.9)に見てとれる。直線型は球型を単純化したものである。関数の概形を図 3.4 に示す。

パラメータ $a_k (k = 1, 2, 3)$ で回転項以外のものは、第 2 章で述べた影響範囲を表している。式(3.50)は、まず座標軸を y 軸周りに θ だけ回転し、その後 2 次元の異方性を導入したものである。本来ならば x 軸、 z 軸についても同様の変換を行うべきであるが、モデル数の増加を避けるため、今回は y 軸周りのものだけを考えて。また、 θ を a_3 で表現しているが、これは考えるべき変域が $[-\pi, \pi)$ である θ に対し、 a_3 は領域が $(-\infty, \infty)$ であるため、計算上都合がいいからである。

式(3.29)のパラメータ数は、トレンド成分から b の 1 個、ランダム成分の関数形から σ^2 の 1 個、異方性成分から $a_k (k = 1, 2, 3)$ の 1, 2, 3 個であり、合計は、1 次元では 3 個、2 次元では 4 個、2 次元(回転を考慮)と 3 次元では 5 個になる。

モデルパラメータ推定における尤度関数の最大化は AIC の最小化と同値であるので、実際の計算では AIC が最小になるようなパラメータを最適なパラメータとして選択した。

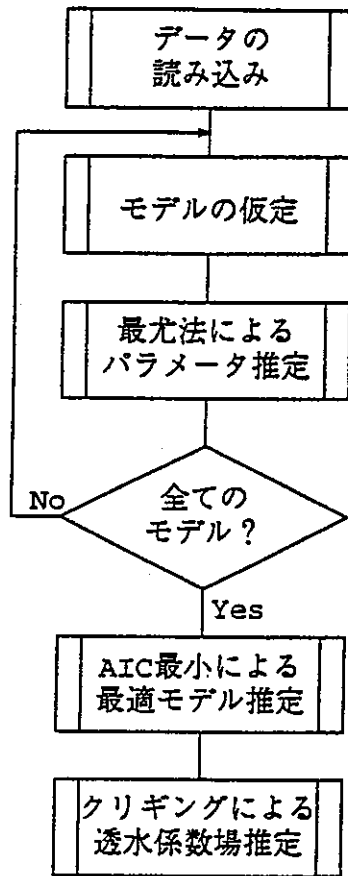


図 3.1: 解析の流れ

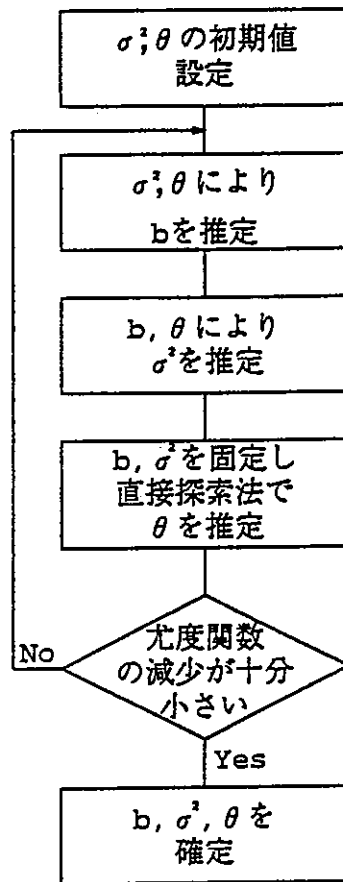


図 3.2: パラメータ推定法

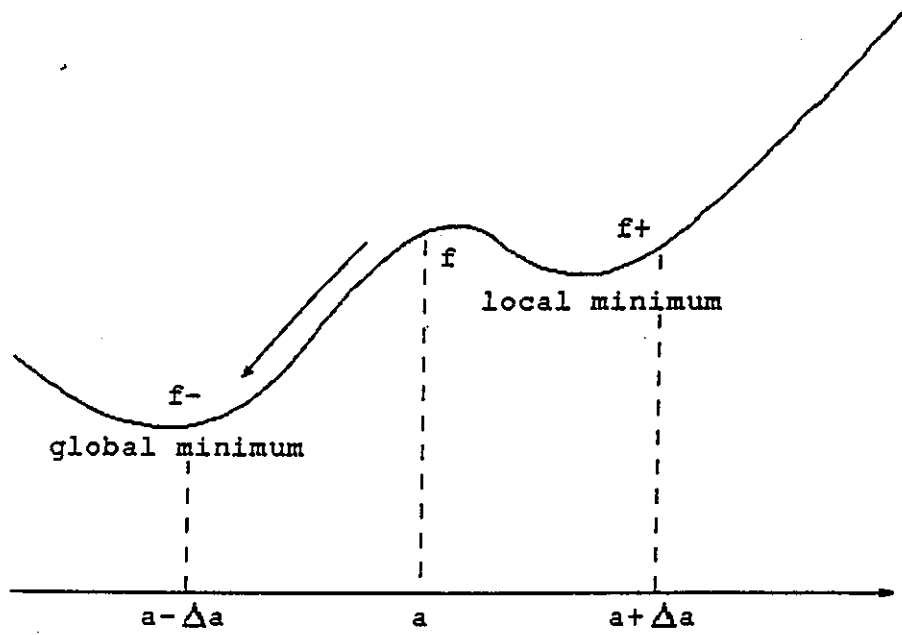


図 3.3: 直接探索法イメージ

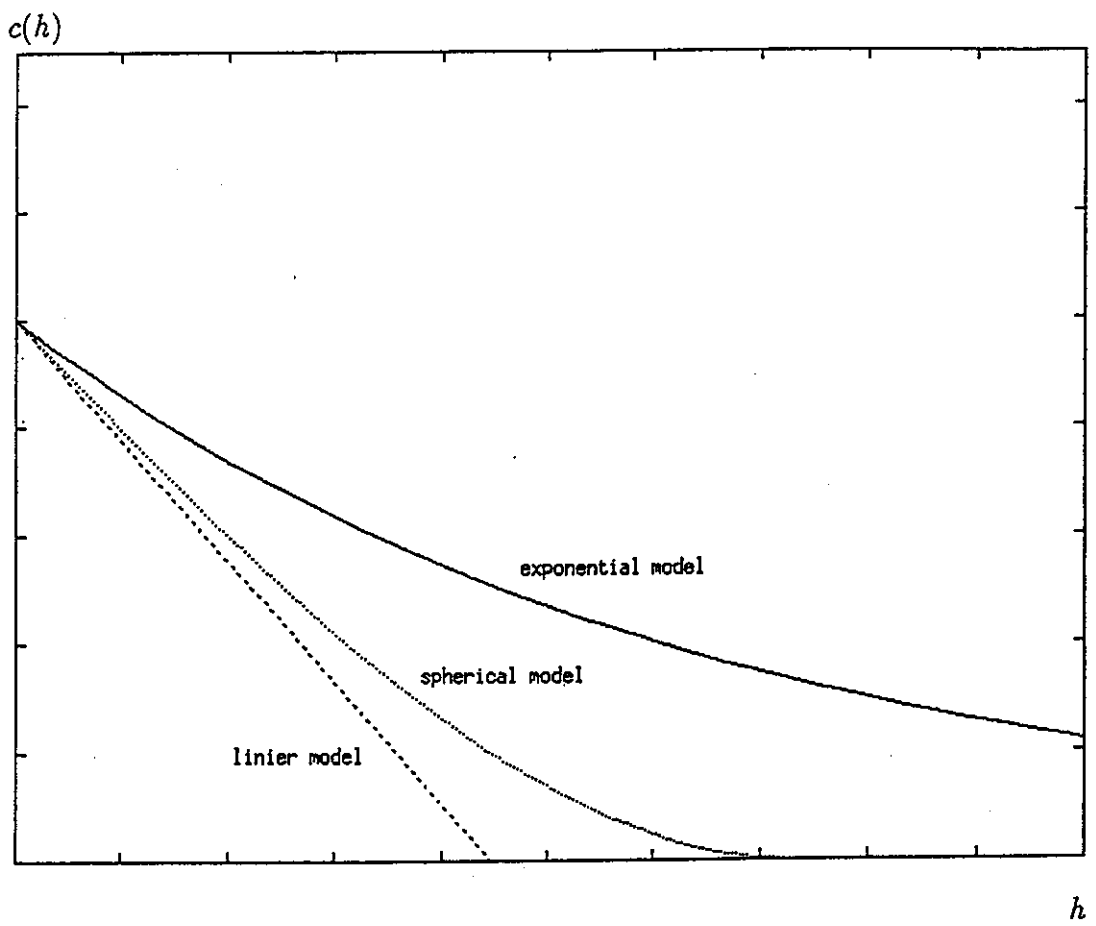


図 3.4: 解析に用いた共分散関数モデル

1.4 解析結果及び考察

1.4.1 直交異方性を持つデータへの適用

非常に強い直交異方性を持つ仮想透水係数場を考え、そこから6点ボーリングデータが得られたとして解析を行った。設定した仮想データを図4.1に示す。なお、データの値が大きいものほど濃い色で表してある。

モデル推定を行ったところ、表4.1に示すような結果になり、AIC最小により[指数型、2次元、回転を考慮]のモデルが選択された。AICとパラメータとの関係を1次元のもののみ図4.2に示す。図中の a_1 は、式(3.48)における a_1 である。3種類のモデルのAICの最小値を比べると直線型のものが最小になっており、この3種類のモデルの中では直線型が最適となる。

次に、得られた確率モデル(トレンド成分及び共分散関数)を用いてクリギングを行った。得られた透水係数場を図4.3に、推定誤差分布を図4.4に示す。

透水係数場、推定誤差分布を見ると、斜め方向に非常に強い相関関係が現れており、設定した仮想透水係数場により整合性を見ることができる。

1.4.2 菊間地下石油備蓄基地ルジオン試験への適用

1.4.2.1 対象サイトの概要

菊間地下石油備蓄基地は愛媛県越智郡菊間町にあり、昭和62年から平成4年にかけて土木工事が行われた。ここは、国家石油備蓄の一環として菊間実証プラントの実験結果をうけて工事が開始された岩手県久慈市、愛媛県菊間町、鹿児島県串木野市の3建設地点のうちの1箇所である。貯蔵方式として水封式燃料貯蔵方式をとる。これは、地下に燃料貯蔵タンクを建設し、地下水の流動特性を利用し燃料の漏洩を防ぐものであるため、地下水の安定した供給および地下水の制御が重要な検討課題となる。建設サイトの地質状況は上部風化帯と下部岩盤に区分さ

れる。燃料貯蔵用空洞が構築される下部岩盤は、新期領家花崗岩と呼ばれる白亜期後期の花崗岩ないし花崗閃緑岩に属し、一部にアプライトおよびペグマタイトが貫入しているが、全般に青灰～灰色を呈し堅硬緻密である。周辺図を図 4.5 に示す。

本節ではその中の一部の領域で行われたダブルパッカー式透水試験によって得られたデータ [12] をもとにしてルジオン値場の推定を行った結果について述べる。図 4.6 に本節で解析を行ったサイトの概要を示す。

1.4.2.2 ルジオン値の空間分布推定

得られたデータを図 4.7 に示す。図中の数字はルジオン値である。厳密な意味での透水係数とルジオン値との明確な関係は規定できないが、一般的には、1 ルジオンは $(1.0 \sim 1.5) \times 10^{-5} \text{cm/sec}$ の透水係数に相当すると言われている。そこで今回は透水係数のかわりに、ルジオン値をそのまま用いた。試験は 5m 間隔のダブルパッカー試験であったが、今回は計測された値を区間の中央の値として解析を行った。

モデル推定を行ったところ、表 4.2 に示すような結果になり、[球型、1次元] のモデルが選択された。

次に、得られた確率モデルを用いてクリギングを行った。得られたルジオン値場を図 4.8 に、推定誤差分布を図 4.9 に示す。

図 4.8 を見ると、左下から上に向かうものと上から右に向かうものの 2 本の高透水性ゾーンがあるのが見てとれ、図 4.6 に示した亀裂帯の存在によくあっていると思われる。推定誤差を見ると周辺部で約 25Lu^2 と非常に大きい値になっている。これは、その点のルジオン値が (最適推定値) $\pm 5\text{Lu}$ の範囲に約 68.7% の確率で存在するというを意味しているが、ルジオン値が 4Lu 前後であることを考えると周辺部の推定値の信頼性は低いと言える。そういった信頼性を考慮に入れて浸透流解析を行う方法にモンテカルロシミュレーション [13, 14] があるが、本研究は透水係数場の推定が目的であるのでそれには触れない。

1.4.3 菊間地下石油備蓄基地広域ルジオン試験への適用

前節で述べたダブルパッカー試験の他に、菊間ではその周辺部でシングルパッカー試験も行われている。本節では、前節のダブルパッカー試験のデータにシングルパッカー試験のデータを加えて行った解析について述べる。

サイトの概要を図 4.10 に示す。シングルパッカー試験は 55m の試験区間で行われたているが、今回、得られたデータは区間中央の値とした。設定したデータを図 4.11 に示す。図の数字はルジオン値である。

モデル推定を行ったところ、表 4.3 に示すような結果になり、[指数型、2次元、回転を考慮]のモデルが選択された。

次に、得られた確率モデルを用いてクリギングを行った。得られたルジオン値場を図 4.12 に、推定誤差分布を図 4.13 に示す。

図 4.12 を見ると、非常に強い直交異方性が現れている。データからそのような推測を与えるのは困難なように思われ、最適な透水係数場としてふさわしいとは思えない。データが点で与えられているため、隣接する 2 つのデータは小さくてもその間に大きい値が存在すると推定されたためにこのような分布になったと思われる。この問題点は、シングルパッカー試験の結果を区間中央の値としたこと、5m の領域から得られたダブルパッカー試験の結果と 55m の領域から得られたシングルパッカー試験の結果を同様に扱ったことなどに原因があろう。透水試験は、パッカーを用いて、ある長い領域のデータを得るのであるが、本研究では簡単のため、得られたデータを点として扱っている。そのため、実際にデータが得られている領域が、未知の領域として扱われ、実地盤に近いとは思にくい推定結果が得られたと思われる。また、ダブルパッカー試験とシングルパッカー試験は、その計測領域や試験方法の違いから、同列に扱うべきではない。しかし本研究では、簡単のため同列に扱っている。

この領域において実際に使用された解析モデルを図 4.14 に示す。これは、クラックテンソル [15] と地下水位分布に基づくパラメータスタディーの結果から推定されたものである。推定されたルジオン値場は非現実的な結果のように思われるが、これを見ると左下から右上にかけての高透水ゾーンの傾向の一致から、推定結果は、大局的な傾向は表せているように思われる。

1.4.4 菊間ボーリング調査への適用

菊間では備蓄タンク建設予定地全域をカバーするようにボーリング調査が行われている。この節では約300m四方の領域で透水係数場を推定した適用例について述べる。

与えられたデータ位置を図4.15及び図4.16に示す。なお、透水係数場は対数正規分布をとると仮定したため、解析に用いた値は、透水係数の対数をとって-1をかけたものになっている。

モデル推定を行ったところ、表4.4に示すような結果になり、[球型、1次元]のモデルが選択された。

次に、得られた確率モデルを用いてクリギングを行った。得られた透水係数場を図4.17及び図4.18に、推定誤差分布を図4.19及び図4.20に示す。

これを見ると全領域で同じような推定値が得られている。これは、データの間隔が水平方向と鉛直方向で大きく違うために起こったと推測される。図4.16を見るとデータは鉛直方向に密であり、かつ、隣接したものと値が大きく離れたデータが多いことがわかる。こういったデータからパラメータ推定を行うと、異方性(2次元、3次元)モデルでは、データの影響範囲が水平方向に比べ鉛直方向で非常に短くなったようなモデルが、等方性(1次元)モデルでは影響範囲が鉛直方向のそれに大きく引張られたような、すなわち、影響範囲が非常に短くなるようなモデルが推定される。今回は、等方モデルが最適であるとして選択された。そのように影響範囲が短くなると、領域のほとんどの点が、どのデータからも等しく小さい影響しか受けなくなる。そういった点は、全データの確率的な平均値をその値としてとることになるため、今回示したような結果になったのである。

確かに、この推定された透水係数場が実地盤を表す最良のものであるとは言いがたい。しかし、これは与えられたデータから推定される、最も尤度の高い透水係数場である。これ以上の結果を得るためにはデータが少なすぎる。従って、実際の地盤の透水係数場に近づけるためには、さらにデータを付加してやる必要がある。すなわち、比抵抗値や亀裂頻度などの情報を付加して推定を行うか、新たなボーリング孔により計測を行うか、あるいは、今あるボーリング孔での揚水試験などによって逆解析を行うかである。そのように情報を付加してやれば、より実地盤に近い結果が得られるであろう。

1.4.5 釜石鉾山の岩盤への適用

岩手県にある釜石鉾山[16]の岩盤において得られている透水係数データを用い、透水係数場推定を行った。設定したデータ位置を図 4.21 に示す。図に示した直方体は水平方向15m×15m、深さ10mである。釜石では岩盤浸透実験が行われており、中心に直径1.7m、深さ5mのテストピットが掘られている。そのため、中心のメッシュは細かくしてある。この場合も前節と同様、透水係数の対数をとって-1をかけたものをデータとして用いた。

モデル推定を行ったところ、表 4.5 に示すような結果になり、[球型、3次元]のモデルが選択された。

次に、得られた確率モデルを用いてクリギングを行った。得られた透水係数場の一断面図を図 4.22 に、推定誤差分布の断面図を図 4.23 に示す。これらはどちらも、地表から7mの深さで切ったものである。

図 4.22 及び図 4.23 を見ると、周辺部がほとんど均質であると推定されているのがわかる。これは、データの位置が中央に固まっており、なおかつ影響範囲が短いためである。そのため中央と周辺の推定値を同列に扱う事はできない。

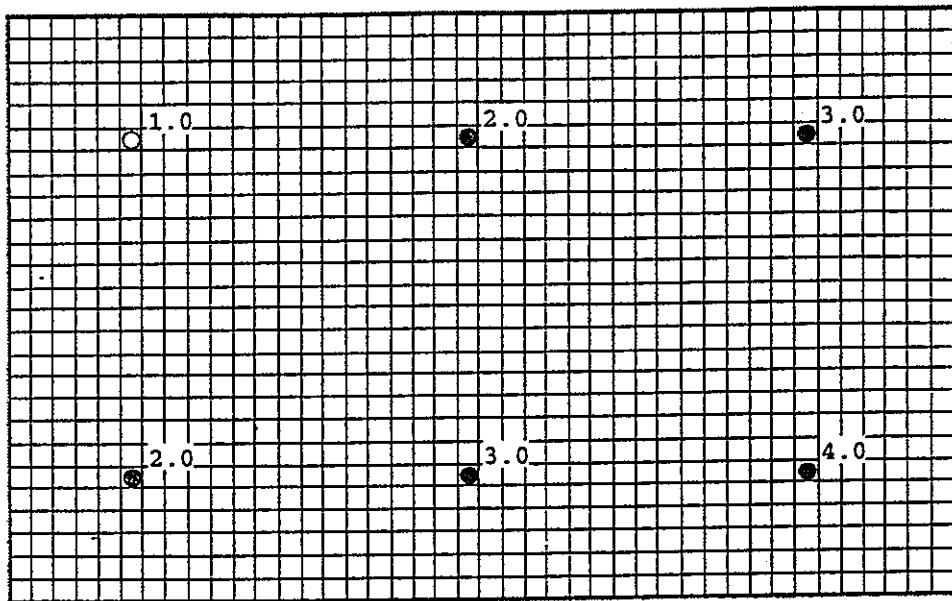


図 4.1: 設定したデータ (直交異方性を持つデータの例)

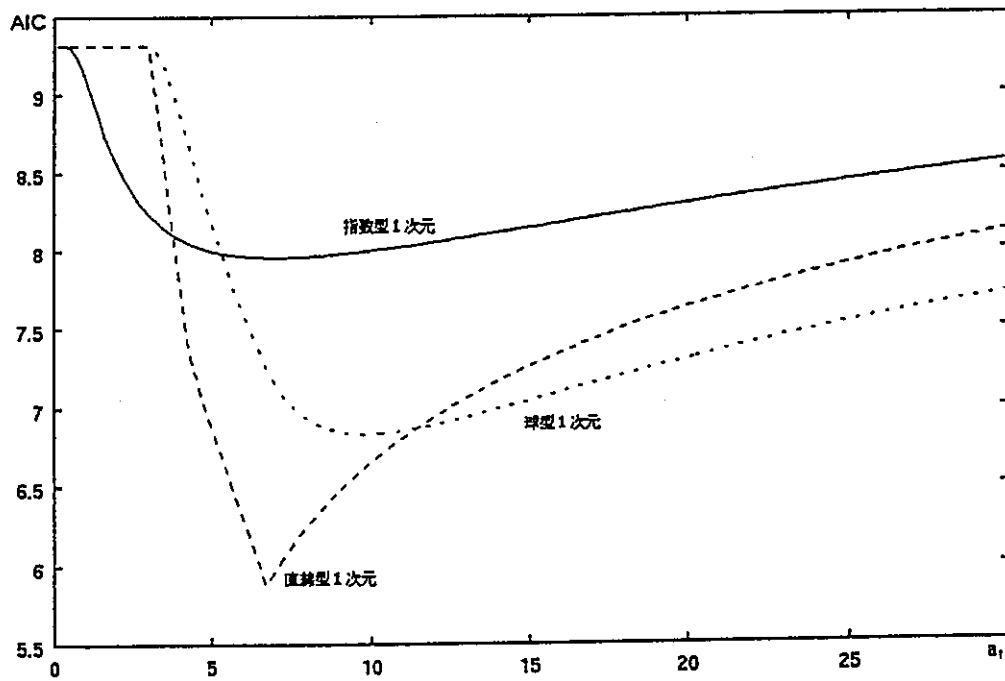


図 4.2: AIC と a の関係 (直交異方性を持つデータの例)

表 4.1: 直交異方性を持つデータによる推定結果

関数	AIC	trend	σ	a_1	a_2	a_3
exp1	7.96	2.50	1.28	7.00	—	—
exp2	9.96	2.50	1.28	7.10	6.95	—
exp3	11.96	2.50	1.28	7.10	6.95	100
sph1	6.84	2.50	0.981	9.81	—	—
sph2	8.82	2.50	0.896	10.2	9.05	—
sph3	10.82	2.50	0.896	10.2	9.05	100
lin1	5.87	2.50	0.790	6.71	—	—
lin2	7.82	2.50	0.767	7.02	5.78	—
lin3	9.82	2.50	0.767	7.02	5.78	1000000
*e2rot	-11.3	2.50	0.818	1000000	2.47	1.00(45.0°)
s2rot	10.8	2.50	0.896	10.2	9.05	100(89.4°)
l2rot	9.82	2.50	0.767	7.02	5.78	1000000(90.0°)

注:表中でexpと示したものは指数型、sphと示したものは球型、linと示したものは直線型であり、付属の数字は次元数を表す。また、e2rot、s2rot、l2rotはそれぞれ指数型、球型、直線型において2次元で回転を考慮したモデルである。また、*は最適モデルを表す。

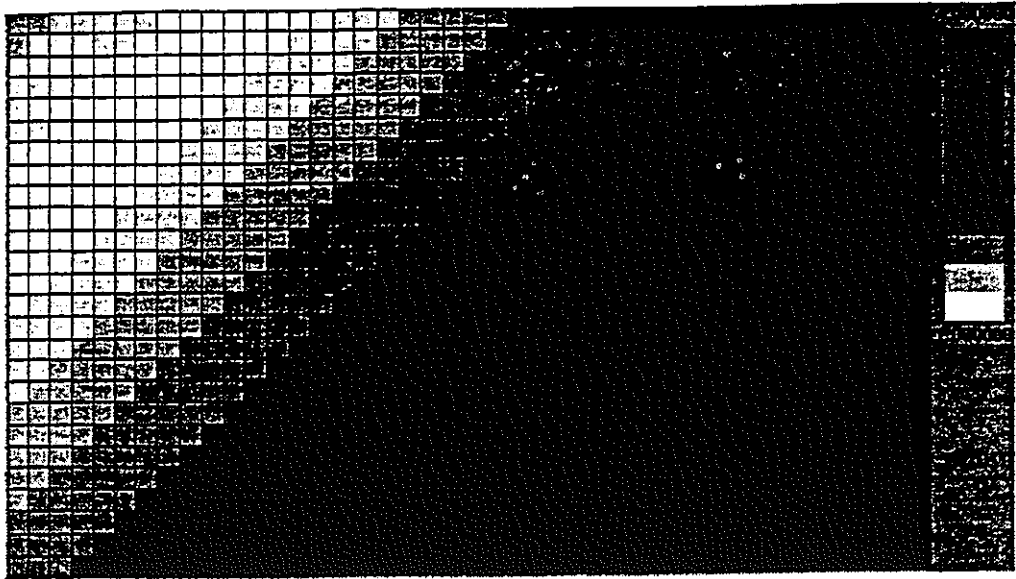


図 4.3: 推定された透水係数場 (直交異方性を持つデータ)

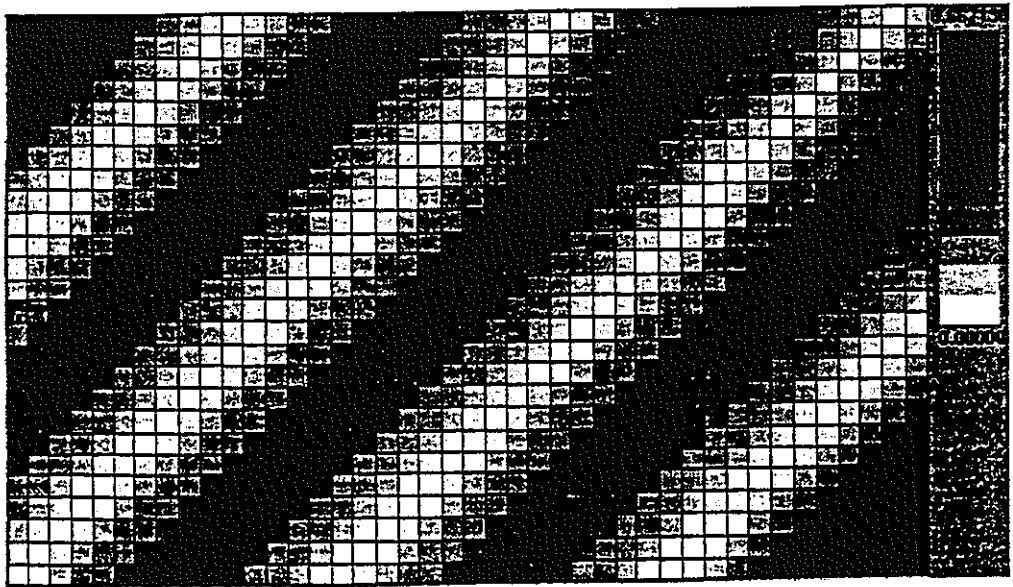


図 4.4: 推定誤差 (直交異方性を持つデータ)

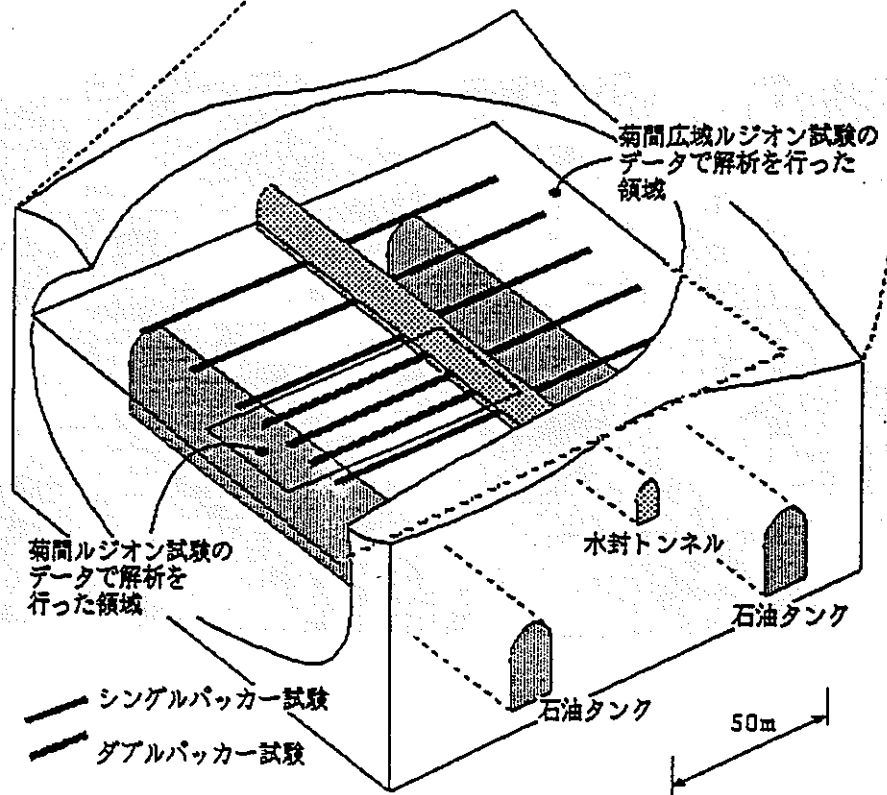
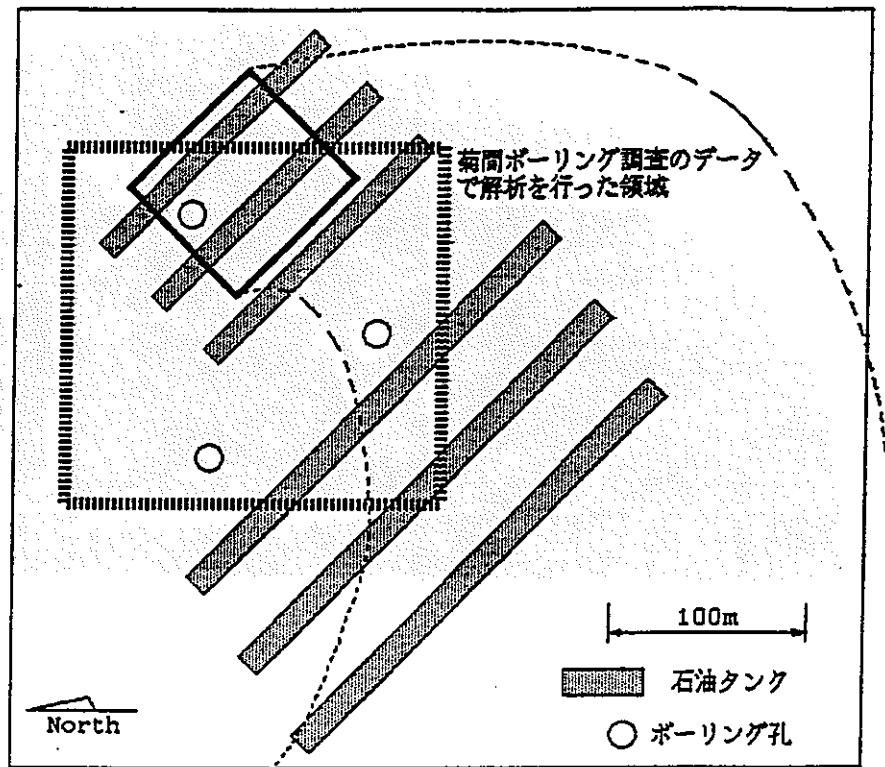


図 4.5: サイト概要 (菊間石油備蓄基地周辺)

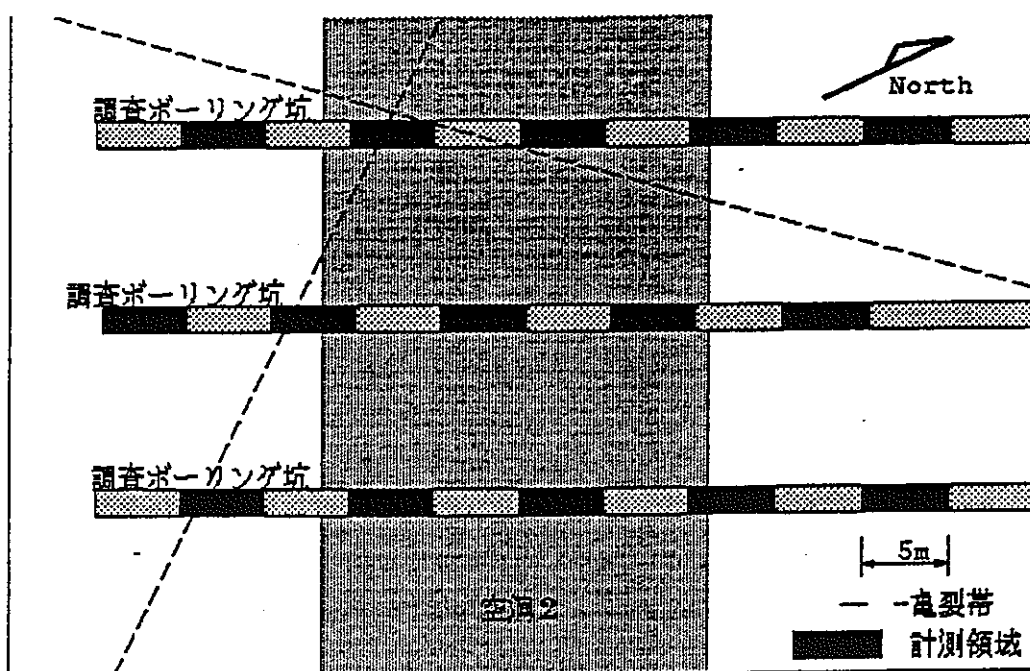
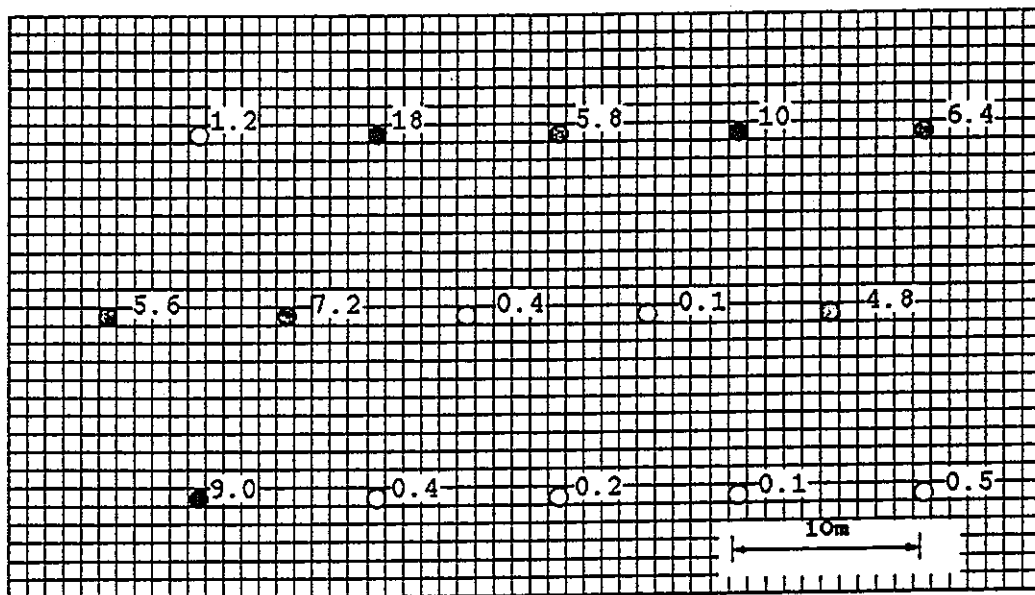


図 4.6: サイト概要 (菊間ルジオン試験)



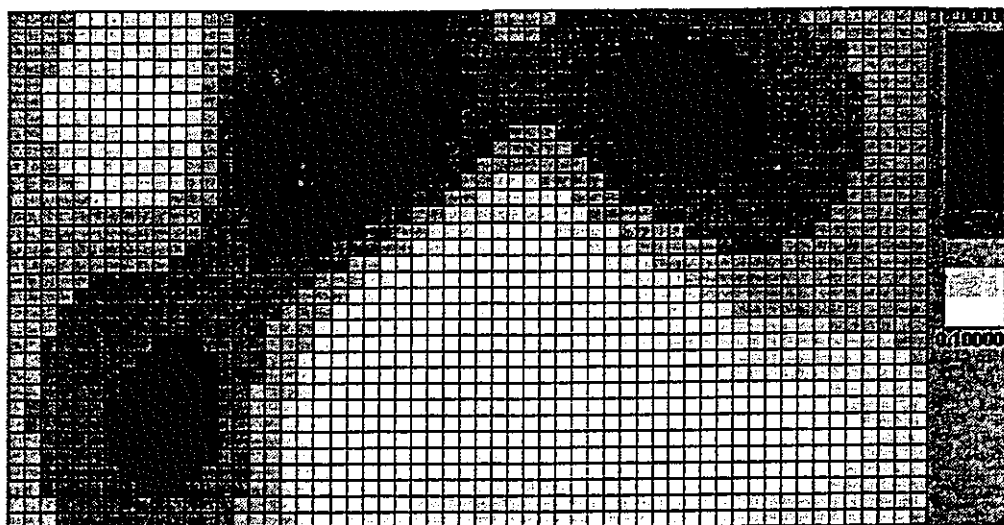
単位は Lu

図 4.7: 設定したデータ (菊間ルジオン試験)

表 4.2: 菊間ルジオン試験のデータによる推定結果

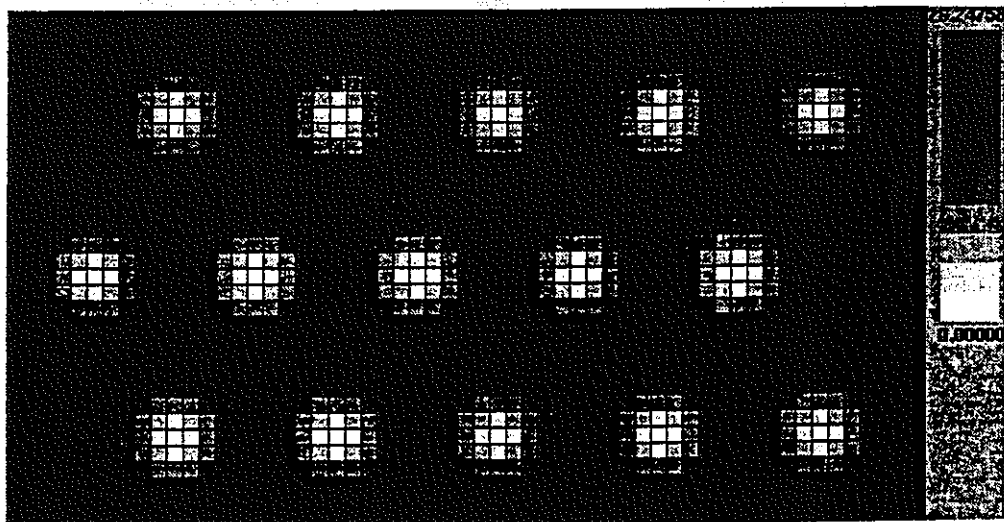
関数	AIC	trend	σ	a_1	a_2	a_3
exp1	66.55	4.68	24.3	1.95	—	—
exp2	68.5	4.67	24.2	2.07	1.64	—
exp3	70.5	4.67	24.2	2.07	1.64	100
*sph1	66.53	4.66	24.3	6.93	—	—
sph2	68.2	4.83	25.0	7.10	10.4	—
sph3	70.2	4.83	25.0	7.10	10.4	100
lin1	72.1	5.32	103	21.7	—	—
lin2	72.9	6.48	95.8	17.8	26.5	—
lin3	74.9	6.48	95.8	17.8	26.5	100
e2rot	69.5	4.08	26.6	1000000	0.571	0.296(16.5°)
s2rot	70.2	4.83	25.0	7.10	10.4	100(89.4°)
l2rot	74.9	6.48	95.8	17.8	26.5	100(89.4°)

注:表中で exp と示したものは指数型、sph と示したものは球型、lin と示したものは直線型であり、付属の数字は次元数を表す。また、e2rot、s2rot、l2rot はそれぞれ指数型、球型、直線型において 2 次元で回転を考慮したモデルである。また、* は最適モデルを表す。



単位は Lu

図 4.8: 推定されたルジオン値の空間分布 (菊間ルジオン試験)



単位は Lu^2

図 4.9: 推定誤差 (菊間ルジオン試験)

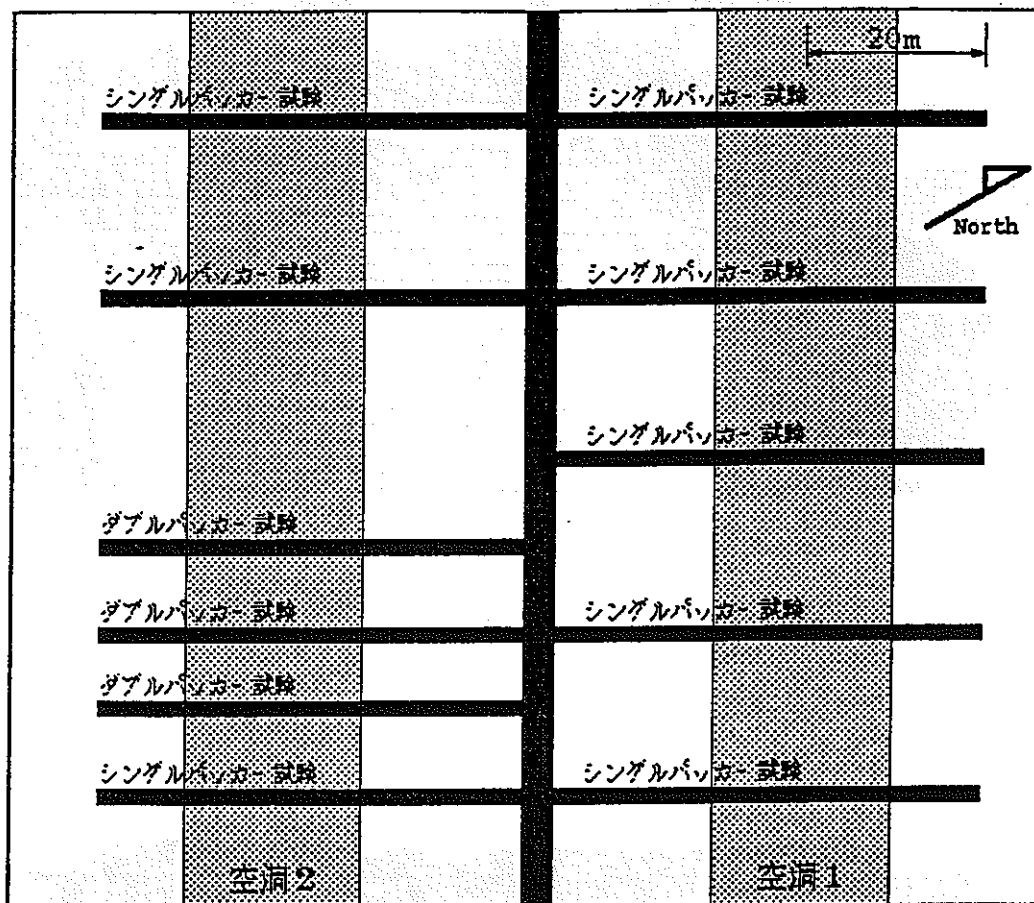
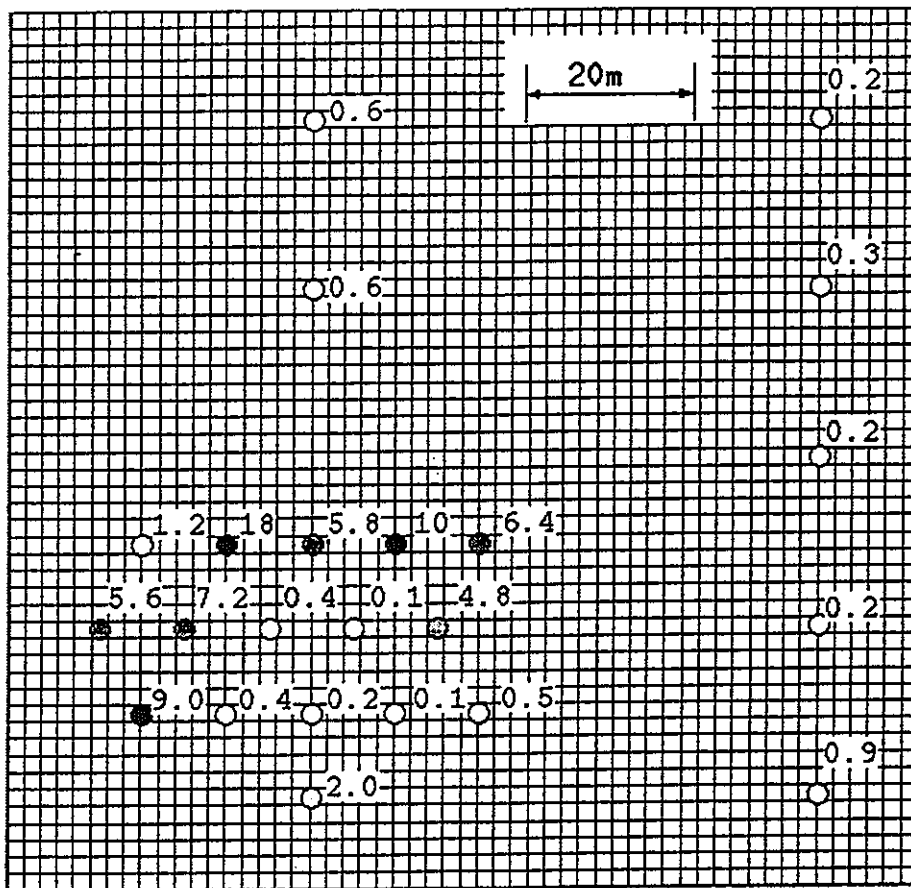


図 4.10: サイト概要 (菊間広域ルジオン試験)



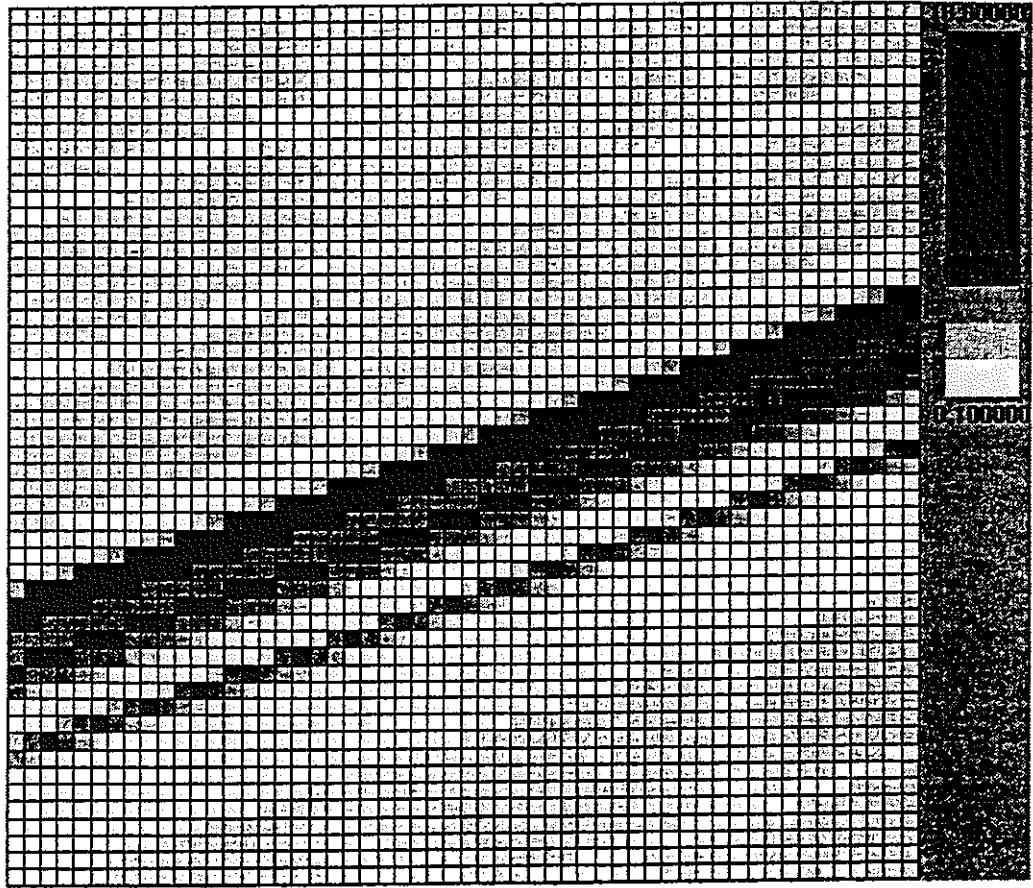
単位は Lu

図 4.11: データ (菊間広域ルジオン試験)

表 4.3: 菊間広域ルジオン試験のデータによる推定結果

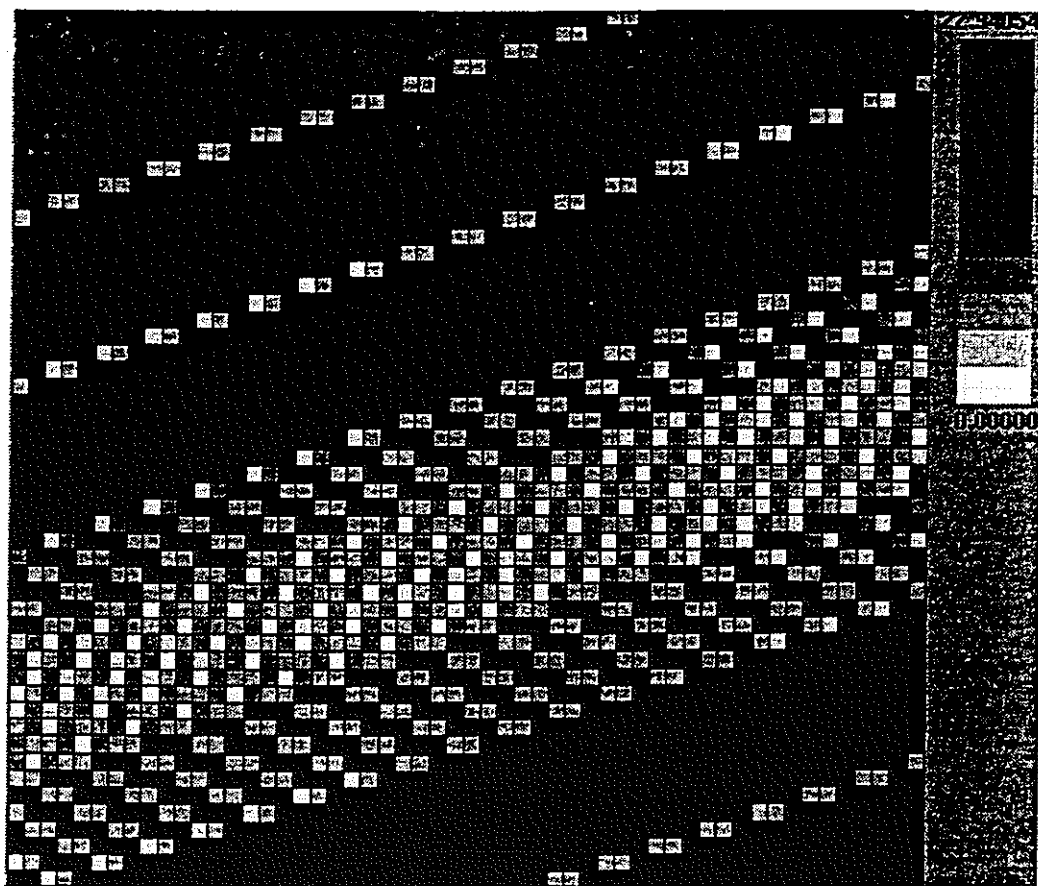
関数	AIC	trend	σ	a_1	a_2	a_3
exp1	94.6	2.86	19.5	2.70	—	—
exp2	96.6	2.86	19.6	2.66	2.84	—
exp3	98.6	2.86	19.6	2.66	2.84	100
sph1	94.7	2.89	19.5	7.71	—	—
sph2	96.3	2.84	19.8	7.45	10.2	—
sph3	98.3	2.84	19.8	7.45	10.2	100
lin1	106	0.49	104	31.6	—	—
lin2	105	1.68	70.4	15.2	30.0	—
lin3	107	1.68	70.4	15.2	30.0	100
*e2rot	93.6	2.89	21.2	1000000	0.99	0.33(18.3°)
s2rot	98.3	2.84	19.8	7.45	10.2	100(89.4°)
l2rot	107	1.68	70.4	15.2	30.0	100(89.4°)

注:表中でexpと示したものは指数型、sphと示したものは球型、linと示したものは直線型であり、付属の数字は次元数を表す。また、e2rot、s2rot、l2rotはそれぞれ指数型、球型、直線型において2次元で回転を考慮したモデルである。また、*は最適モデルを表す。



単位は Lu

図 4.12: 推定されたルジオン値の空間分布 (菊間広域ルジオン試験)



単位は Lu^2

図 4.13: 推定誤差 (菊間広域ルジオン試験)

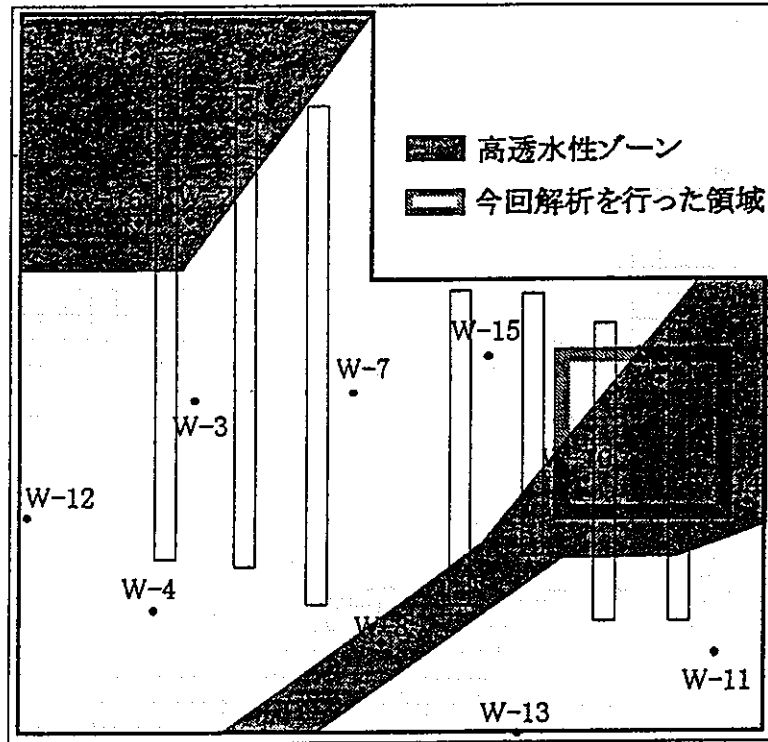


図 4.14: 実際の解析で使用されたモデル

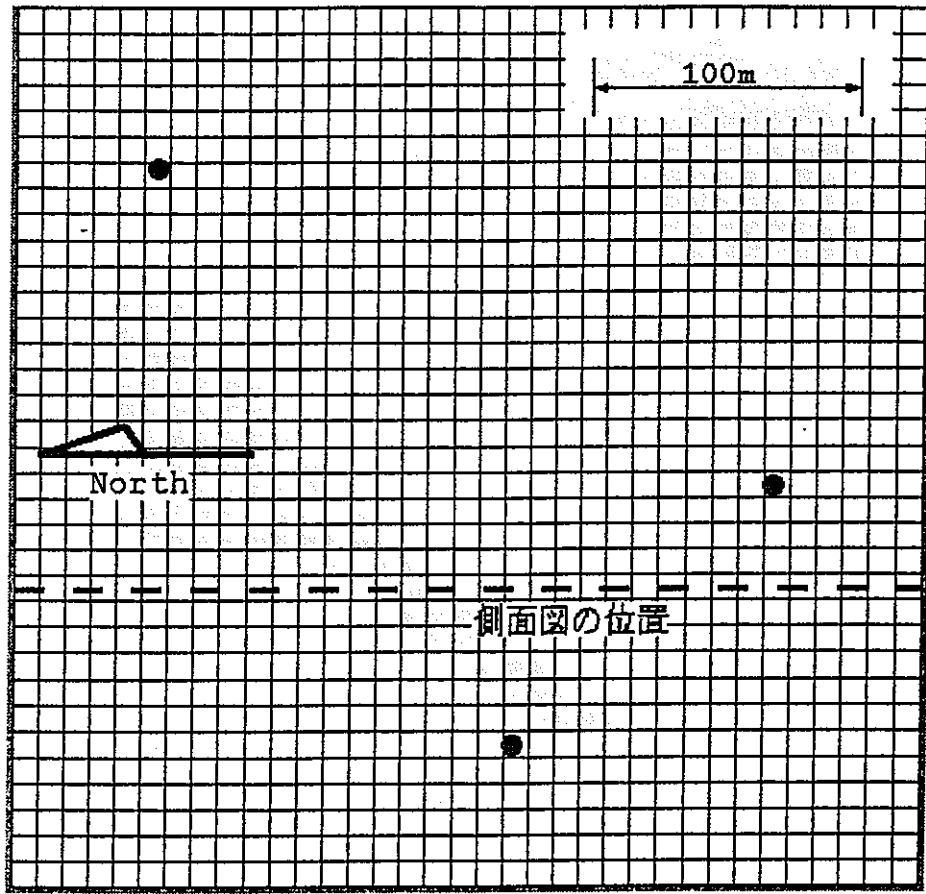


図 4.15: 設定したデータ位置の平面図 (菊間ボーリング調査)

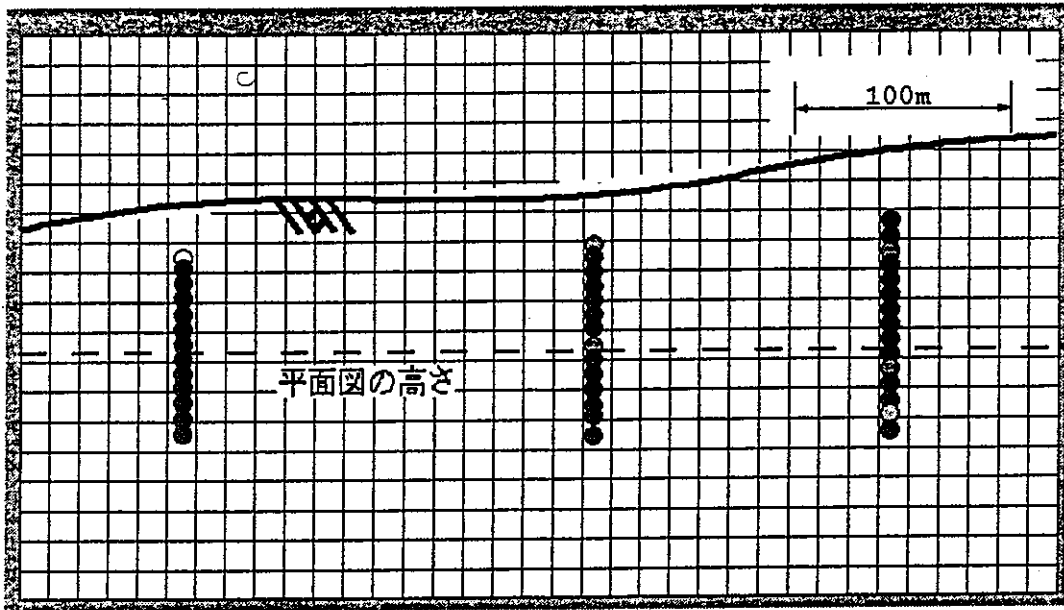
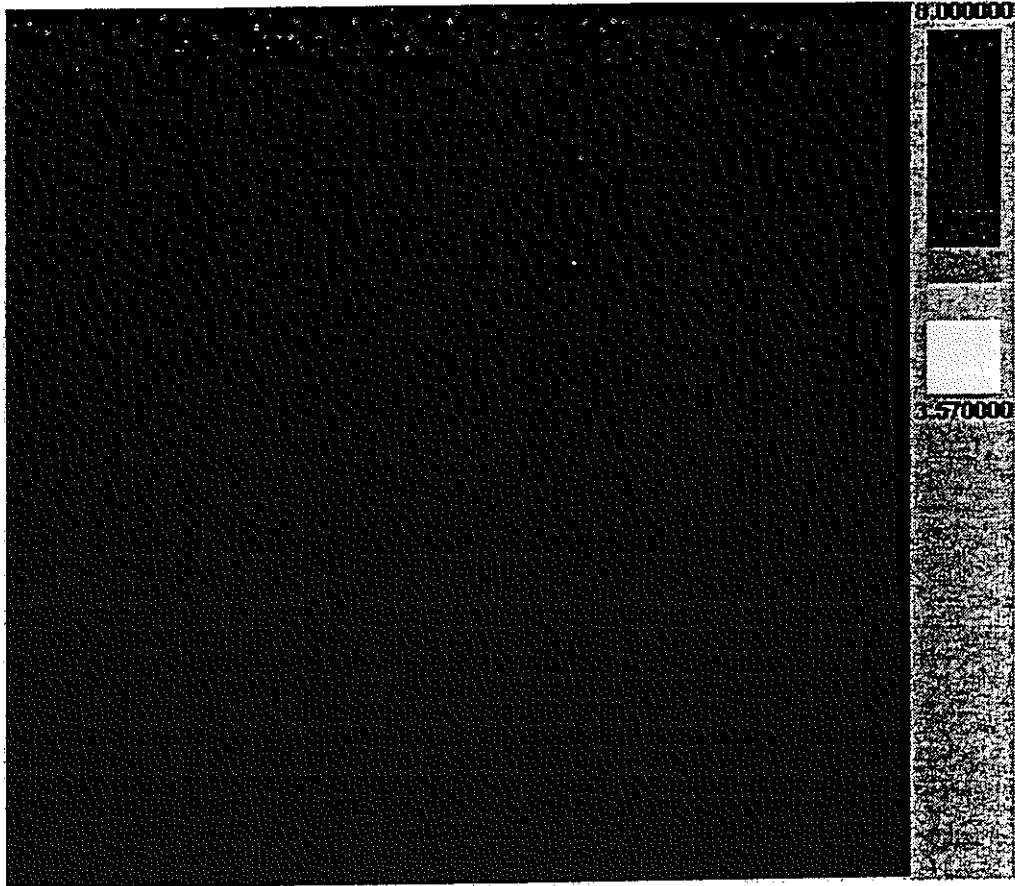


図 4.16: 設定したデータ位置の側面図 (菊間ボーリング調査)

表 4.4: 菊間ボーリング調査のデータによる推定結果

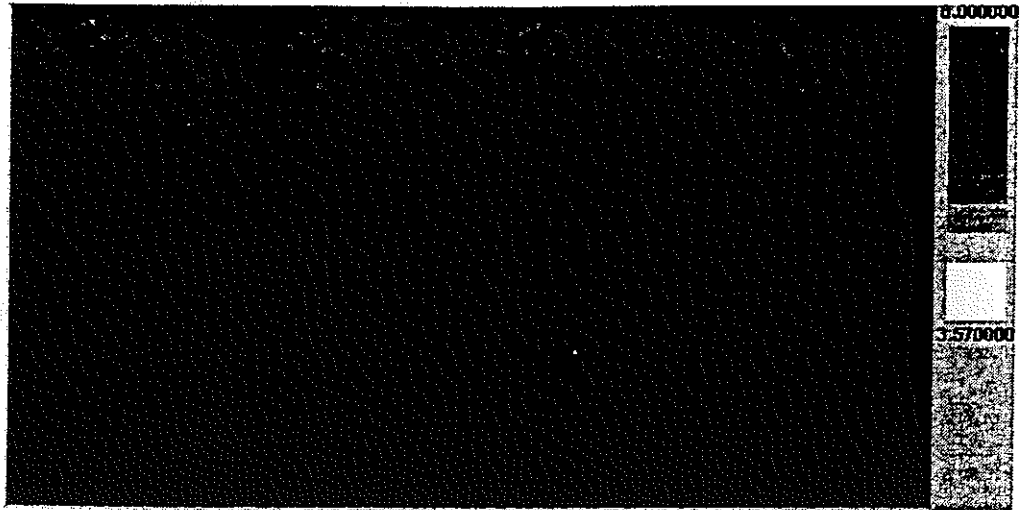
関数	AIC	trend	σ	a_1	a_2	a_3
exp1	64.33	6.70	1.56	1.73	—	—
exp2	66.1	6.73	1.56	64.4	1.77	—
exp3	68.3	6.71	1.56	1000000	1.63	32.0
*sph1	64.32	6.69	1.55	3.00	—	—
sph2	66.1	6.73	1.56	261	4.00	—
sph3	68.3	6.69	1.55	100	3.00	100
lin1	84.8	6.34	14.5	59.9	—	—
lin2	80.9	7.36	21.7	3010	65.3	—
lin3	82.9	6.70	17.4	1050	59.5	1000000
e2rot	68.3	6.70	1.56	1.73	100	100(89.4°)
s2rot	68.0	6.73	1.56	261	4.00	100(89.4°)
l2rot	82.9	7.36	21.7	3010	65.3	1000000(90.0°)

注:表中でexpと示したものは指数型、sphと示したものは球型、linと示したものは直線型であり、付属の数字は次元数を表す。また、e2rot、s2rot、l2rotはそれぞれ指数型、球型、直線型において2次元で回転を考慮したモデルである。また、*は最適モデルを表す。



図中の数字は、透水係数の常用対数を取り、-1倍したもの

図 4.17: 推定された透水係数の平面図 (菊間ボーリング調査)



図中の数字は、透水係数の常用対数を取り、-1倍したもの

図 4.18: 推定された透水係数の側面図 (菊間ボーリング調査)

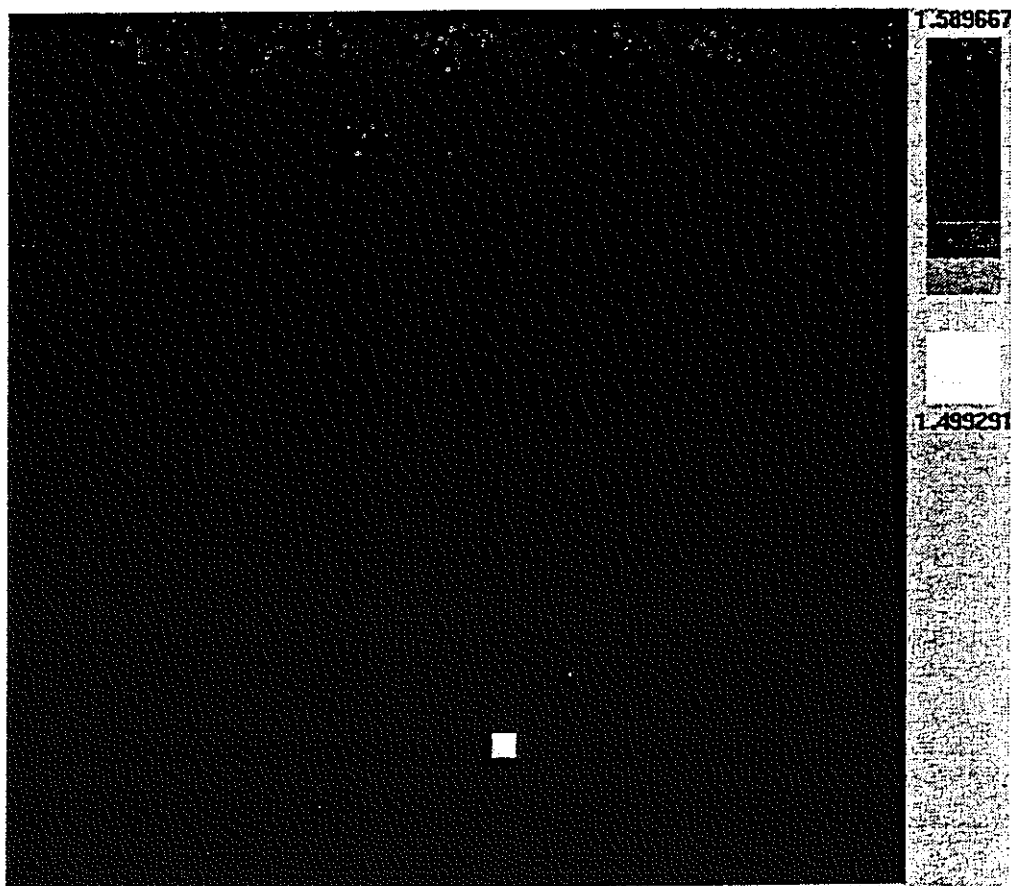


図 4.19: 推定誤差の平面図 (菊間ボーリング調査)

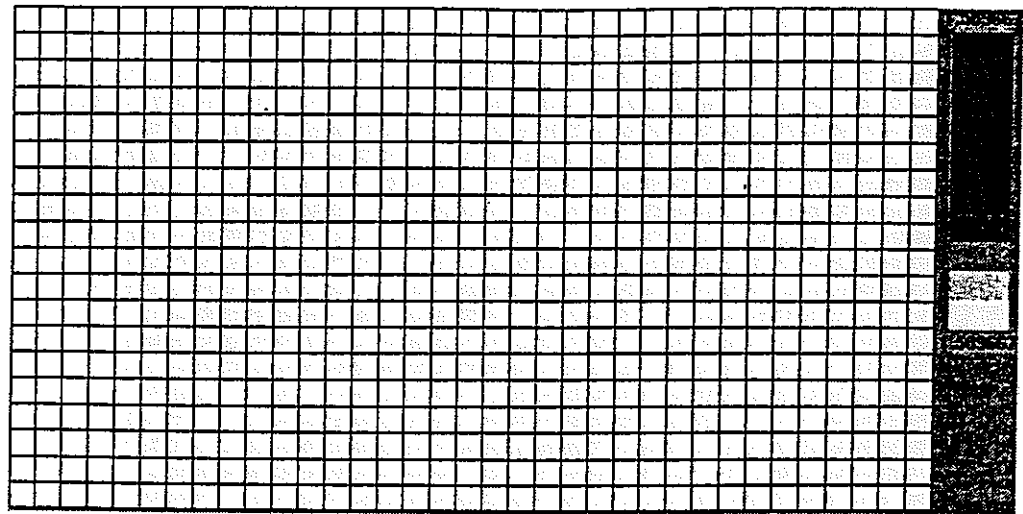


図 4.20: 推定誤差の側面図 (菊間ボーリング調査)

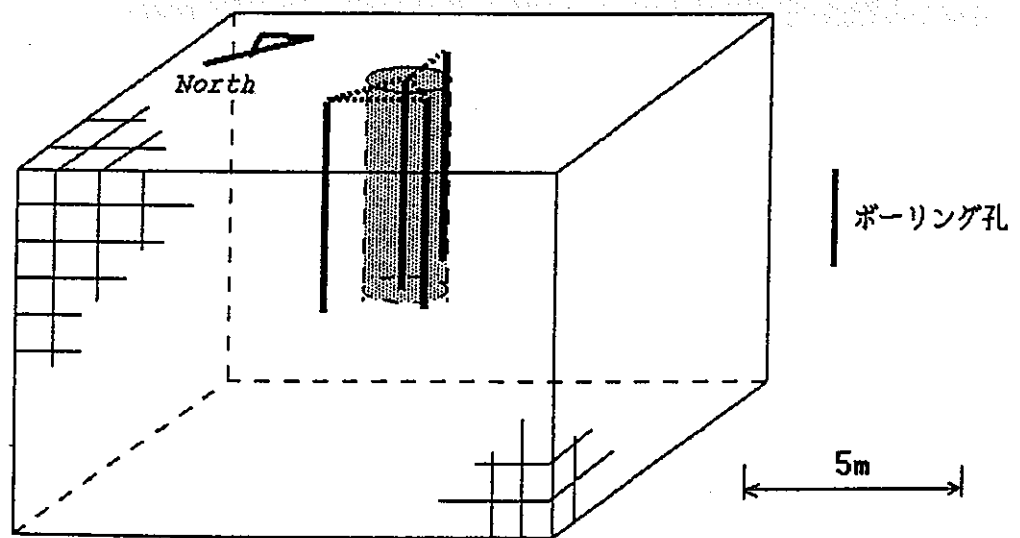
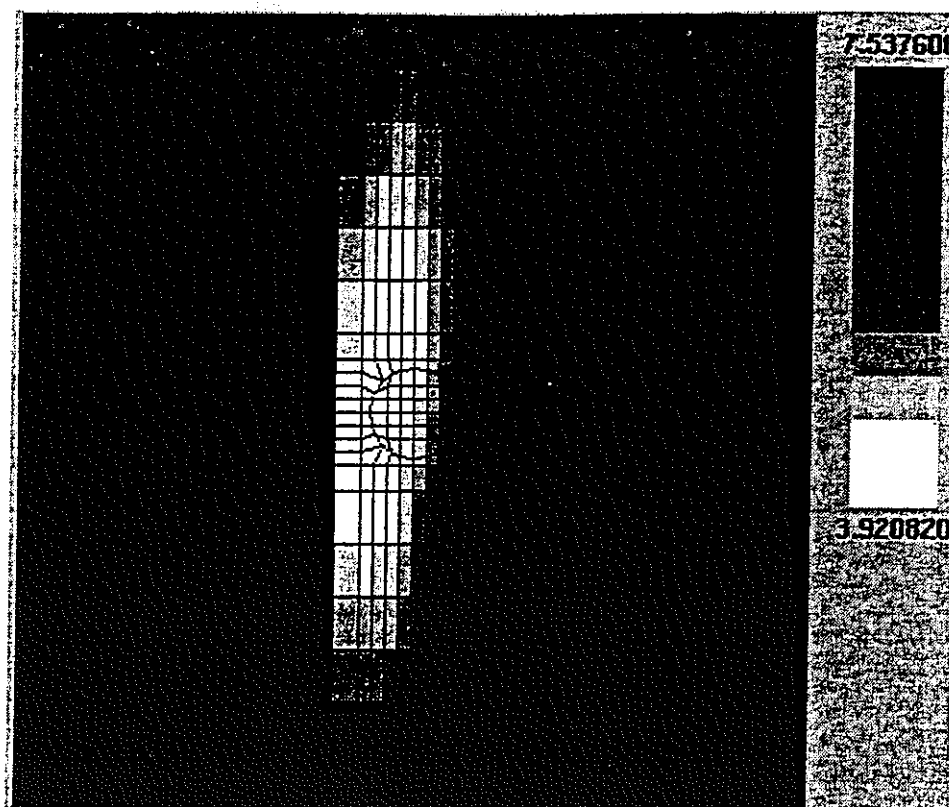


図 4.21: データを採取したボーリングの位置 (釜石鉱山)

表 4.5: 釜石鉱山のデータによる推定結果

関数	AIC	trend	σ	a_1	a_2	a_3
exp1	38.2	6.70	1.32	0.010	—	—
exp2	36.7	6.76	1.30	0.333	4.19	—
exp3	36.5	6.80	1.30	0.991	4.96	0.142
sph1	38.2	6.70	1.32	1.00	—	—
sph2	36.8	6.74	1.29	0.781	7.72	—
*sph3	36.4	6.87	1.35	2.44	10.4	0.37
lin1	48.0	6.82	6.29	4.39	—	—
lin2	47.4	7.02	7.20	4.29	35.9	—
lin3	46.3	7.90	7.43	8.83	41.5	3.04
e2rot	42.2	6.70	1.32	0.0320	0.0790	1000000(90.0°)
s2rot	38.8	6.74	1.29	0.781	7.72	100(89.4°)
l2rot	49.4	7.02	7.20	4.29	35.9	100(89.4°)

注:表中で exp と示したものは指数型、sph と示したものは球型、lin と示したものは直線型であり、付属の数字は次元数を表す。また、e2rot、s2rot、l2rot はそれぞれ指数型、球型、直線型において2次元で回転を考慮したモデルである。また、* は最適モデルを表す。



図中の数字は、透水係数の常用対数を取り、-1倍したもの

図 4.22: 推定された透水係数場 (深さ 7m の断面)(釜石鉱山)

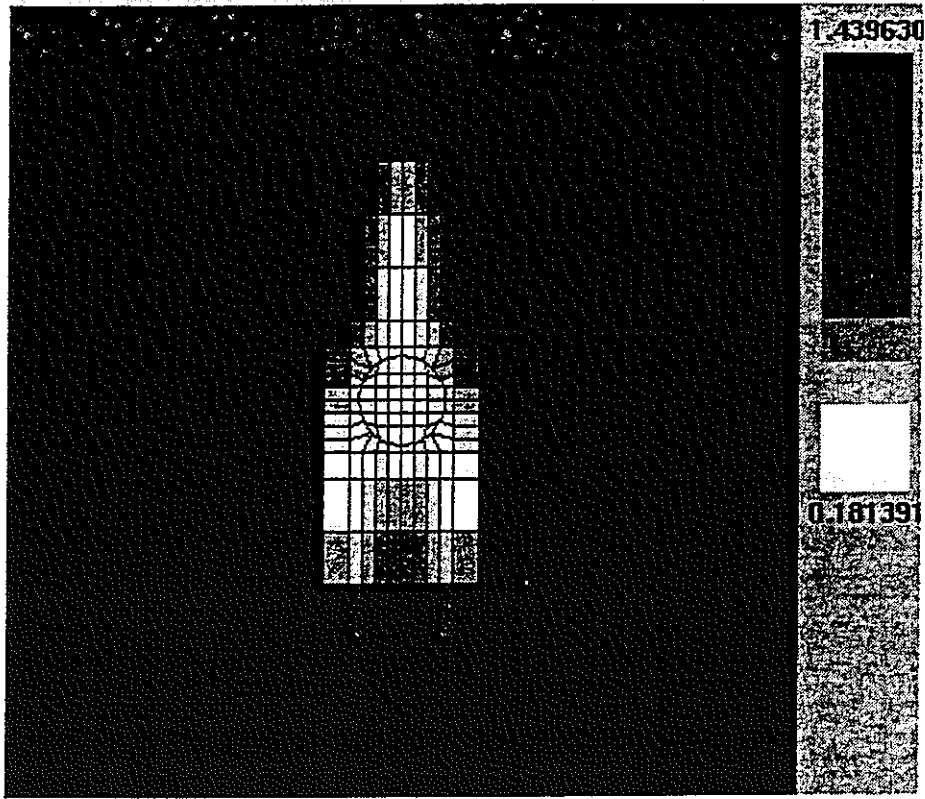


図 4.23: 推定誤差 (深さ 7m の断面)(釜石鉱山)

1.5 釜石鉱山での岩盤浸透流実験 に対するアプリケーション

1.5.1 はじめに

実際に釜石で行われた浸透流に関する実験を解析により表現するために浸透流解析を行った。実際の実験は岩盤にテストピットを掘り、どれだけの量がテストピット内に浸出してくるのかを測るものであった。テストピットへの流量、テストピット内壁の浸出状況、ポアホールにおける圧力水頭など、実際に地下水の挙動は数箇所計測されており、本研究で行った解析手法で実際の事象に近い解析結果を得る事が出来るのであれば、この解析手法によって実際の事象を表現する事が出来るということになる。したがって、現段階で現象が観測されていない、また、現象がおこっていない事例の予測をする際に本手法を用いて予測することが可能となる。

本研究では解析結果により現象をよりよく表現するために、地盤モデルをより現実に近い形で推定する事を考えた。特に、浸透流解析において重要な入力物性値である透水係数場を計測値から判断される透水係数場の性質に基づき、それが場全体の性質を示すとして推定値を現実に地盤が持つと考えられる値に近づけようと試みた。

その手法としてはクリギングを用い、既知の箇所は条件として推定せずに決定し、その既知点からの空間的相関を用いて、推定誤差が最小となるように未知点の推定を行った。だが、いくら推定誤差を小さくした所で、推定した箇所には誤差があり、それにより不確実性が含まれてしまう事は否めない。そこで、乱数を考慮し、3.6節に述べたように、計測値の持つ相関、分布を再現できるように既に推定された点の値をも使った。また、既に推定された値を用いる点についてであるが、推定順序がどのシミュレーションでも同じであれば本来不確定であるところが確定的になることが考えられる。これは問題があるため推定順序を乱数を用

いて各シミュレーションで違えることで透水係数場に関するモンテカルロシミュレーションを行った。

また、岩盤では一般的に亀裂が透水性に大きな影響をもつため、亀裂に関する情報をクリギングの条件として用いる事を考えた。透水試験には費用がかかるため、得られている透水係数は少ない事も多い。一方で岩盤の場合、力学的挙動を知る目的もあってか亀裂情報が得られていることは多い。そのため、亀裂に関する情報を補助的に用いて透水係数の推定、補完をすることで、クリギングに用いる条件を増し場をより確定的に推定する事を考えた。

しかし、この岩盤では、計測限界を越える透水係数をもつ箇所が発見されており、その箇所の透水係数は計測限界で仮定しまっている。このため、計測された透水係数値には値として間違ったものがある。そこで、インディケータークリギングを用い、値そのものではなく、条件の値がどの値域にあるのかでクリギングを行った。この岩盤では計測限界のために、ある値以下の透水係数をもつ箇所では、値そのものはわかっていない。しかし、その箇所では計測限界以下の値を取るという事がわかっているために、その箇所での透水係数の値域はわかっている。(計測下限値以下であるという事はわかっているため)そこで、得られた透水係数がそれぞれどの値域に属するのかという情報を用い、インディケータークリギングを行う事で、未知の地点の透水係数が各値域にどの確率で存在するのかを算出し、その存在確率を用いて、透水係数場を複数個発生する事でモンテカルロシミュレーションを行った。この場合は、明瞭に値がわかっている箇所の透水係数は決定的に固定し、各値域に存在する確率を統計値としてもつ、統計的に均質な場を作っている事になる。

1.5.2 解析対象岩盤について

解析を行う対象である岩盤について詳細を示す。対象とするのは、釜石鉱山の坑道の中に掘られたテストピットのまわりの岩盤である。釜石鉱山は図 4.1 に示すような坑道が掘られており、その坑道の一つのトンネル床面にテストピットが掘られている。このテストピットを上からみた図が図 4.2 であり、亀裂のスケッチも得られている。

このうち、水平方向に 15m × 15m、そして、鉛直方向に 10m の領域が解析対

深さ (m)	透水係数 (cm/sec)			
	KBH2	KBH4	KBH6	KBH7
1-2	2.70E-7	3.00E-8 *	7.40E-8	-
2-3	3.00E-8 *	2.30E-5	8.60E-8	2.90E-6
3-4	1.20E-4	3.00E-8 *	8.50E-5	4.20E-5
4-5	3.00E-8 *	1.80E-7	3.00E-8 *	1.40E-7
5-6	3.00E-8 *	1.00E-7	3.00E-8 *	2.10E-7
6-7	3.00E-8 *	3.00E-8 *	3.00E-8 *	1.20E-6
7-8	2.00E-7	3.00E-8 *	3.00E-8 *	2.90E-8 *
幾何平均				1.98E-7

但し*は計測不可能の為計測下限値で代用

表 4.1: 実際に岩盤から得られた透水係数

象である。このエリアの何箇所かでボアホール内でパッカーによる透水試験が行われ、透水係数値が得られている。得られている透水係数の位置、そして透水係数の値について表 4.1 に示す。また、各ボアホールとテストピットの位置関係を図 4.3 に示す。各ボアホールはテストピットのまわりに掘られている。

しかしこの表中の透水係数値の中には明確に値がわかっている訳でないものも存在する。計測に限界があり、計測下限値が存在しているため実際には計測下限値以下の透水係数値が存在していたとしても計測下限値として仮定してしまっているからである。

また、一般的に透水性と相関が強いとされる亀裂に関する情報も得られている。透水係数の計測されたボアホール内の亀裂の走行状況を図 4.8 に示す。および、図 4.2 に示したとおり、トンネル床面で亀裂のスケッチが得られているため、これらを利用する事が可能である。

現地ではテストピット掘削後のピットへの浸出量およびテストピットの周辺岩盤の地下水の状況、また、トンネル床面に水を張り、岩盤を飽和状態にした上でテストピットへの浸出量を計測する試験がなされている。本研究ではこれらの結果のわかっている実験をモデル化し、岩盤を連続体とみなして浸透流に関する有限要素法を用いて解析を行った。そして、モデルでの解析結果を算出し、実際と照らし合わせる事で、解析手法及びモデル化手法の妥当性を検証する。

1.5.3 透水係数場について

有限要素法解析にする条件として各要素の材質特性をしてやらねばならない。する材質特性が、解析結果に大きな影響を与えることは言うまでもなく、ゆえに、いかに実際に近い透水係数場をできるかが解析において大変重要となる。従って、今回は数種類の推定方法を用い、どの方法であれば予測手段として有効であるかを検証するために浸透流解析を行い解析結果と実際の現象とを比較した。今回は7種類の透水係数の推定方法を用いた。これに関しては図4.4にフローチャートを示す。

それぞれ Case 1, Case 2, Case 3, Case 4, Case 2', Case 3', Case 4' と呼称する。以下に各ケースでの詳細を述べる。

1.5.3.1 均質場で仮定 (Case 1)

まず、Case 1として、得られた透水係数の平均で均質場とする方法を用いた。これは実際に得られた透水係数に大きなばらつきが見られる事から大幅すぎる簡略化といえるだろう。得られた透水係数の幾何平均を取り、これを全体の透水係数にして解析を行うという誠に簡素なものである。各ポアホールで得られた透水係数は表4.1に示したとおりである。

幾何平均は得られた透水係数をそれぞれ k_n とすると、

$$k = (k_1 \cdot k_2 \cdot k_3 \dots k_n)^{\frac{1}{n}} \quad (4.1)$$

であり、 $1.98E-7(\text{cm}/\text{sec})$ となる。

1.5.3.2 クリギングを用いて透水係数場推定 (Case 2)

次に、Case 2として得られた透水係数を用い、条件つき推定を行った。すなわち、計測され、データが得られたところはその値で固定し、他の場所に関しては既知のデータの持つ、ばらつき、及び空間的相関を用いクリギングにより推定誤差が最小となるように推定を行った。そして、クリギングで計算された最適推定値と推定誤差を用いて、モンテカルロシミュレーションを行い、統計的に均質な

場を複数発生させた。発生回数は100回であり、発生した場それぞれについて浸透流解析を行い、解析結果を出している。

しかし、今回のように透水係数の計測に於いて計測限界が存在し、明確には測られていない透水係数が存在するときには条件とした計測データの不正確さのために不具合があると考えられる。

このケースでクリギングを行う際に用いた条件のヒストグラムを図4.5に示す。また、条件の示すバリオグラムを図4.6に示す。

今回は計算されたバリオグラムに球状関数モデル、指数モデルを最小二乗法を用いてフィッティングさせることで、影響距離の特定、そして、モデルの決定を行った。その結果、球状関数モデルの影響距離3mで最も適合したため、球状関数モデルの影響距離3mをクリギングに用いる事にした。

1.5.3.3 クリギングに異方性を考慮 (Case 2')

表4.1をみると、深さ3~4または2~3^mの所で他の箇所での透水係数よりオーダーにして2から3つまり、100倍から1000倍大きな透水係数が得られている。このため、高透水域が水平方向に卓越して発達している事が考えられる。特に、岩盤の場合、亀裂によって高透水域が卓越する事が考えられる。この地盤ではまさに水平方向に高透水域が存在することが考えられたため、クリギングに用いる空間的相関の指標であるバリオグラムに異方性をもたせることで、推定する地盤の空間的相関にも異方性を持たせる事を考えた。

Case 2'で用いた条件はCase 2の物と同じである。今回はこの条件から水平方向、および鉛直方向に対し、別々にバリオグラムを計算する事で、方向毎に空間的相関性を評価し、クリギングに導入しようとした。

図4.7が鉛直方向、水平方向それぞれに算出されたセミバリオグラムである。この結果、水平方向には球状関数モデルの影響距離3.0mのものを使い、鉛直方向には同じく、影響距離1.0mを使い、クリギングを行った。

1.5.3.4 条件に亀裂情報を補助的に用いてクリギング (Case 3)

次に、亀裂に関する情報をクリギングの際の条件に加える事で、推定する透水係数場の不確定性を減じる事を考えた。この岩盤では、透水係数が計測されているボアホール中の亀裂の頻度とトンネル床面での亀裂のスケッチが得られている。

まず、ボアホール内で得られている亀裂について図 4.8 に示す。開口亀裂と閉口亀裂が計測されているが、開口亀裂の方が一般的に透水性は高いため、開口亀裂は閉口亀裂の 10 本分の透水性をもつとして、各パッカー区間 (1m であるが、) での亀裂頻度を計算した。すなわち、

$$\text{亀裂頻度} = 10 \times \text{開口亀裂数}/m + \text{閉口亀裂数}/m \quad (4.2)$$

となるようにした。

算出したボアホール内での亀裂頻度と、同じ場所で計測されている透水係数の関係をもって、透水係数と亀裂頻度との関係とする。そこで、その関係を得るために透水係数と亀裂頻度との散布図を書くと図 4.9 となった。これを見ると亀裂頻度と透水係数の間に何らかの関係がある事が分かる。なお、相関係数を計算したところ、0.79 となり、両者の間に強い関係があることがわかった。両者の関係が線形であると仮定し、最小 2 乗法をもってこれらの関係を求めると

$$k = D \times 0.109 - 7.277 \quad (4.3)$$

ただし、 k は透水係数、そして、 D がボアホール内の亀裂頻度である。

次に、トンネル床面で得られている亀裂のスケッチを透水係数に変換する事を考えた。トンネル床面では透水係数は得られていないが、亀裂の状況は判っている。そこで、亀裂に関する情報を透水計数値に変換し、クリギングの条件として用いる事で、透水係数場の不確定性を減じようとしたものである。また、トンネル床面のうち特にピット近辺は有限要素解析において各節点の間での圧力水頭の差も大きい箇所であると考えられ、この箇所の透水係数は解析結果に大きな影響を及ぼすことが考えられる。すなわち、この箇所の透水係数が不確定であれば、結果も不確定的になることが考えられる。したがって、トンネル床面で条件を決定し、固定することで、モンテカルロシミュレーションの結果のばらつきを減じる事ができ、よりピンポイントな解析結果がのぞまれる。

トンネル床面の亀裂に関しては、床面の亀裂スケッチから、地表面を1m×1mのメッシュに区切り、そのメッシュの中の亀裂の総長さをそのメッシュが持つ透水性の指標であるとした。トンネル床面で得られている亀裂総長マップを図4.10に示す。先に得られたボアホールでの亀裂頻度は単位にして(本数/m)である。一方で床面の亀裂スケッチから得られた亀裂の指標は(亀裂総長(m)/m²)であり、単位は一緒であるものの、違う物である。

そのため、まず、トンネル床面の亀裂スケッチから得られた亀裂総長とボアホール内で得られた亀裂頻度の関係を求めた後、この関係と、亀裂頻度と透水係数の関係を用い、亀裂総長を透水係数に変換する。そのために、亀裂総長と亀裂頻度の関係を求めなくてはならないが、両者が正規分布に基づいているとして、両者の平均、及び分散をもって、変換式を立てる事にした。

すなわち、単位メッシュあたりの亀裂総長を L とし、ボアホール内での亀裂頻度を D とし、それぞれの平均、標準偏差をそれぞれ、 $m_L, \sigma_L, m_D, \sigma_D$ とすると、亀裂総長を変換した後の値 d は

$$d = m_D + \sigma_D \times \frac{(l - m_L)}{\sigma_L} \quad (4.4)$$

したがって、亀裂総長から透水係数への変換式は式(4.3)から、

$$k = -7.277 + 0.109 \times m_D + \sigma_D \times \frac{(l - m_L)}{\sigma_L} \quad (4.5)$$

となる。この変換式を用いてトンネル床面の単位あたり亀裂総長を透水係数に変換すると図4.12のようなヒストグラムようになった。

また、計算されたバリオグラムを図4.14に示す。Case 2同様、計算されたバリオグラムに球状関数モデル、指数関数モデルを最小二乗法を用いてフィッティングさせることで、影響距離の特定、そして、モデルの決定を行った。その結果、球状関数モデルの影響距離3mで最も適合したため、球状関数モデルの影響距離3mをクリギングに用いる事にした。

1.5.3.5 複合条件のクリギングに異方性を考慮 (Case 3')

Case 3'でもCase 2'と同じく、空間的相関関係に異方性を与える事を考えた。Case 3'で用いた条件はCase 3の物と同じである。今回はこの条件から水平方向、

および鉛直方向に対し、別々にバリオグラムを計算する事で、方向毎に空間的相関性を評価し、クリギングに導入しようとした。

図 4.15 が鉛直方向、水平方向それぞれに算出されたセミバリオグラムである。この結果、水平方向には球状関数モデルの影響距離 3.0m のものを使い、鉛直方向には同じく、影響距離 1.0m を使い、クリギングを行った。

1.5.3.6 インディケータクリギングを用いて推定 (Case 4)

ケース 4 であるが、インディケータクリギングを用い、透水係数の計測手段に計測下限があった事により時に正しく測られていなかった、計測下限値以下の分布の推定を試みた。また、透水係数のみを用いるのでは、条件の少なさによって推定する透水係数場に不確定性が多く含まれる事が考えられたため、透水係数と一般的に関係のある亀裂に関する情報を用いる事でインディケータクリギングによる推定の際に用いる条件を増し、推定する透水係数場の不確定性を減じることにした。変換方式などは先の Case 3 と全く同じであるためここでは割愛する。

また、インディケータクリギングでは各閾値の間に物性値がどれだけの割合で存在するかが問題となるため実際に値が明確に得られていなくても、推定可能であると書いたが、値が持ち得る最大値、最小値の値は必要である。今回得られた透水係数では最小値がわかっておらず、また、計測下限値以下である透水係数の割合が、48%と、非常に不明瞭な値が多いために、最小値を適当に決めるのも間違いを招きやすい。そのため、亀裂情報を変換したものの最小値を用い、複合条件の最小値とした。すなわち、図 4.13 より透水係数の最大値、最小値をそれぞれ $1.0E-3$ 、 $1.0E-10$ (cm/sec) とした。

閾値としては $1.0E-4$ 、 $1.0E-4.5$ 、 $1.0E-5.0$ 、 $1.0E-5.5$ 、 $1.0E-6.0$ 、 $1.0E-6.5$ 、 $1.0E-7.0$ 、 $1.0E-7.5$ を設定した。条件のうち、各閾値以下のデータの割合は図 4.16 より、表 4.2 のようになった。

また、インディケータクリギングを行う前準備として、条件に対して、各閾値毎にインディケータセミバリオグラムを計算する必要がある。条件から得られたインディケータセミバリオグラムを、閾値 No. 2 すなわち、メディアンに最も近い閾値でとったものを図 4.17 に示す。

また、計算されたバリオグラムを図 4.17 に示す。計算されたバリオグラムに球

No.	閾値	割合
1	1.0E-7.5	39.8%
2	1.0E-7.0	58.5%
3	1.0E-6.5	73.7%
4	1.0E-6.0	77.1%
5	1.0E-5.5	82.2%
6	1.0E-5.0	87.3%
7	1.0E-4.5	93.2%
8	1.0E-4.0	97.5%

表 4.2: 設定した閾値と各閾値以下の割合

状関数モデル、指数モデルを最小二乗法を用いてフィッティングさせることで、影響距離の特定、そして、モデルの決定を行った。その結果、指数モデルの影響距離 0.8m で最も適合したため、指数モデルの影響距離 0.8m をインディケータクリギングに用いる事にした。

1.5.3.7 インディケータクリギングに異方性を考慮 (Case 4')

Case 4' でも Case 2' と同じく、空間的相関関係に異方性を与える事を考えた。Case 4' で用いた条件は Case 4 の物と同じである。今回はこの条件から水平方向、および鉛直方向に対し、別々にバリオグラムを計算する事で、方向毎に空間的相関性を評価し、クリギングに導入しようとした。

図 4.18 が鉛直方向、水平方向それぞれに算出されたセミバリオグラムである。この結果、水平方向には指数モデルの影響距離 1.0m のものを使い、鉛直方向には同じく、影響距離 0.6m を使い、クリギングを行った。

1.5.3.8 各ケースで推定補完した透水係数場についての考察

以上7ケースの透水係数推定法を用いることにしたが、各ケースの相違点を表 4.3 にまとめる。ケース1は従来の方法を検証するために設定した。計測された透水係数の平均値を持って全ての場を均質とするやり方は最も簡単な方法であり、従来から良く用いられてきた。

Case	Kriging	Indicator Kriging	亀裂に関するデータ	相関の異方性
1	-	-	-	-
2	○	-	-	-
3	○	-	○	-
4	-	○	○	-
2'	○	-	-	○
3'	○	-	○	○
4'	-	○	○	○

表 4.3: 透水係数場推定ケースのプロパティ

ケース2は純粹に計測された透水係数のみを条件としてクリギングによるシミュレーションを行ったものである。クリギングにより未知の点が推定されており、推定誤差による透水係数場の不確定性はモンテカルロシミュレーションにより複数の透水係数場を発生することで考慮されており、解析結果に偶然性がないようにされている。ただし、計測された透水係数のうち計測下限値以下であるとしか判らず、値自体が不明確な箇所は透水係数値を計測下限値に置き換えているため、クリギングの条件に誤りがあるといえる。この方法で推定した透水計数場のヒストグラムを図 4.19 に示す。

次にケース3であるが、クリギングの条件として計測された透水係数だけを用いたのでは条件の少なさによって推定する透水係数場の不確定性が大きくなってしまい、解析結果のばらつきが大きくなってしまわないかと考え、トンネル床面の亀裂の情報もクリギングの条件にいれ、場の不確定性を減じようというものである。特に今回のような場合透水係数はモデル中心の極局所的な一部でしか得られておらず、バリオグラムの影響半径外の部分が多くなってしまっている。すなわち、条件を増やさない限り、得られている透水係数の値に相関を受けて発生された透水係数がかなり少なくなり、解析結果自体のばらつきも大きくなると考えられる。また、地表面では透水係数は計られていないため、亀裂情報を用いない限り、地表での透水係数を特定できない。しかし、このケースの弱点として、亀裂頻度への変換方法にエラーがあれば、そのエラーにフィルタリングされた解析結果がでるとということが挙げられる。この方法で推定した透水計数場のヒストグラムを図 4.20 に示す。

そして、ケース4であるが、インディケータークリギングを用い、計測された透

水係数の値そのものを使うのではなく、透水係数の値域を使うやり方である。計測された透水係数のうち48%が計測下限値以下で明確に値は計られていないため、この手法は有効であると考えられる。問題としては値そのものを使わないために、閾値の切り方によっては余計に解析結果の精度が落ちてしまうことである。この方法で推定した透水計数場のヒストグラムを図4.21に示す。

なお、ケース2'、ケース3'、ケース4'とケースナンバーに'のついたシリーズも存在するが、これはそれぞれのケースのバリオグラムに異方性を導入した場合である。クリギングの条件などは'のついていないシリーズと全く同じである。層状に堆積した地盤や、層理の存在する岩盤など何らかの方向で地盤の物性が相関を有して並んでいる場合にはバリオグラムに異方性を考慮し、クリギングを行うことで、現実に近い物性値場を表現できると考えるが、今回は各方向でさほど変わらない空間的相関関係が得られており、この解析ケースでの利点は消極的だと考えられるが、一般的に有効な手法であるということで、本研究で検討の対象とするものである。ケース2'、ケース3'、ケース4'で推定した透水係数場の示すヒストグラムをそれぞれ、図4.22、図4.23、図4.24に示す。空間的相関に異方性を考慮しない推定ケースと比べるとヒストグラム自体は大した違いがないことが判る。

今回設定した7つのケースのうち、実際に最も近い透水係数場を推定するであろうと思われるのはケース4'である。従って、浸透流解析に入力して良好な解析結果が得られるのもケース4'であろうと思われるが、以下の節に解析結果とそれに対する考察を示す。

1.5.4 掘削直後の岩盤の浸透解析(不飽和浸透流解析)

はじめにテストピット掘削直後の岩盤を解析で表現する事を考えた。これはテストピットを掘削した後の岩盤の浸透状況を解析により表現しようという物である。現地ではトンネル内にテストピットを掘りその後のテストピットへの浸出状況が測られている。本研究ではこの状況を解析により表現し、実測結果と解析結果を比較する事で解析手法の妥当性を検証した。

解析領域は釜石鉱山のトンネル内の岩盤で、そのサイズは水平方向に15m × 15m、そして、トンネル床面から深さ10mの所までを解析領域とした。そして、解析に用いた有限要素を図4.25に示す。このメッシュを用いて解析を行っている

推定手法	幾何平均値 (liter/day)	標準偏差 (最尤推定量)	中央値 (liter/day)
ケース 1	1.25	-	1.25
ケース 2	29.66	0.56	36.58
ケース 3	14.14	0.44	16.37
ケース 4	5.14	0.35	5.47
ケース 2'	22.39	0.49	25.49
ケース 3'	14.07	0.45	17.18
ケース 4'	4.74	0.36	4.61
実測値	2.00		-

表 4.4: 不飽和浸透流解析の結果

が、境界条件は図 4.26 に示す通りである。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。テストピット内壁に相当する要素は浸出面境界とする事で現実の岩盤をモデル化している。

また、不飽和浸透流解析においては不飽和浸透特性が重要な物性となるが、図 4.27 のように設定した。すなわちサクションが 6m になると透水性は飽和時の透水性の 1/1000 倍となるといったモデルを用いた。サクションが 6m 以上になるとは考えられないため、実際にこの関数のうち用いられるのは θ が 0.2% → 1.5% より大きな部分のみである。

1.5.4.1 不飽和浸透流解析の解析結果

先に 4.3 節で説明したが、本研究では様々な手法で透水係数場を推定し、モンテカルロシミュレーションを行っている。その解析結果を計測されている実測値と比較した所表 4.4 のようになった。

また、各ケースにおいて得られた流量のヒストグラムを図 4.28~ から、図 4.33 に示す。縦に引かれた線 (流量 = 2.00 (Liter/day)) は現地で計測された流量を示している。

また、内壁での浸出状況に関しては、実際に内壁で観察された結果を図 4.34 に示す。解析結果については計算された平均値をそれぞれ、図 4.35~ 図 4.41 に示す。

また、ボアホール KBH-1 での圧力水頭に関して解析によって計算された値と観

測された値を比較した図を均質のものについて図 4.42 に、ケース 4'のものについて図 4.43 に示す。

図 4.44 にケース 1 で計算された地下 5m の面で計算された圧力水頭マップを示す。透水係数場を均質であるとしたために、左右でシンメトリーな結果が得られている。また、図 4.45 にケース 4' で計算された地下 5m の面で計算された圧力水頭マップを示す。図 4.44 とは違い、透水係数のばらつきを考慮したために左右対称にはなっておらず、ばらつきの影響が見られる。

1.5.4.2 不飽和浸透流解析の結果考察

テストピットへの総流量に関してはケース 1 で実際のテストピット浸出量にもっとも近い解析結果を得る事ができた。しかし、ケース 1 ではただ 1 つの解析結果しか得られておらず、実際の浸出量は解析結果の約 2 倍近いとも言える。

一方推定された透水係数場の不確定性を考慮し、モンテカルロシミュレーションを行ったケースではケース 4' で最も現実に近い解析結果をだしている。平均値、中央値などの値でもそうだが、テストピットへの浸出量に関するヒストグラム(図 4.33) をみるとこのケースでは実測値を、解析結果の分布のほぼ中心に推定できていることがわかる。

確定的に得られた解析結果と、不確定性を導入し、確率過程を導入して得られた結果ではただ一つの結果しか得られていないか、同じパラメーターであるが、乱数発生させられたため複数個結果が得られている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、構造物の重要度や使用状況などから安全率を設定し、予測結果にこの安全率をかけて設計基準とするという使い方が考えられる。しかし、この方法では安全率というあやふやな概念を使っているため戦略に用いるには問題があると考えられる。

一方、不確定性を考慮し結果の分布など統計的な結果を得ておれば何%の確率で安全か、危険となる、または設計基準をオーバーする確率を 1 %以下に押さえるにはどのような処理を行えば良いか等、定量的に求めることができ、施工戦略においても有効であると考えられる。

さて、その他のケースではケース 4 がケース 4' と同様の分布を示しており、ケース 4' に準じて良い結果をなし得ていると考えられる。ケース 2、3 シリーズに関

しては実測値をかすっているだけで、ほとんどの解析結果が実測値以上となっている。これは計測下限値以下の透水係数を透水係数場を全く発生できていなかったことによると考えられる。

また、テストピット内壁の浸出状況に関してであるが、図 4.34 に示した通り、テストピット南側の地下 3~4m の辺りからの浸出が目立っているが、解析においてもこれが表現されており、比較的近い結果であるということができよう。

次に、ボアホールでの圧力水頭であるが、これは、全解析結果で実測値より少なめに出ており、どの透水係数場でも実測値に等しい値は出し得なかった。

1.5.5 トンネル床面にプールを張ったモデルの解析(飽和浸透流解析)

次にトンネル床面に水を張り岩盤を飽和にした状態でテストピットへの浸透流量を計測する試験を解析する事を考えた。現地ではトンネル内にテストピットがほられた後トンネル床面に水深 0.4m のプールが設置され、テストピットへの浸出状況が測られている。本研究ではこの状況を解析により表現し、実測結果と解析結果を比較する事で解析手法の妥当性を検証した。

解析領域は先の不飽和浸透流解析において用いたモデルと同じであり、釜石鉦山のトンネル内の岩盤で、そのサイズは水平方向に 15m × 15m、そして、トンネル床面から深さ 10m の所までを解析領域とした。そして、解析に用いた有限要素も同じであり図 4.25 に示している通りである。境界条件は解析領域端の側面、および、トンネル床面のうちテストピット相当部を除く全ての面で、全水頭を 10.4m に固定している。これはプール水深が 0.4m であったことによる。テストピット内壁に相当する要素は浸出面境界とする事で現実の岩盤をモデル化している。

1.5.5.1 飽和浸透流解析の解析結果

先に 4.3 節で説明したが、本研究では様々な手法で透水係数場を推定し、モンテカルロシミュレーションを行っている。その解析結果を計測されている実測値と比較した所表 4.5 のような結果となった。

推定手法	幾何平均値 (liter/day)	標準偏差 (最尤推定量)	中央値 (liter/day)
ケース 1	11.30	-	11.30
ケース 2	211.46	0.37	223.07
ケース 3	109.22	0.28	111.70
ケース 4	68.53	0.23	70.70
ケース 2'	174.13	0.31	179.25
ケース 3'	109.05	0.29	110.38
ケース 4'	74.71	0.25	73.36
実測値	280.00		-

表 4.5: 飽和浸透流解析の結果

また、各ケースにおいて得られた流量のヒストグラムを図 4.47 から、図 4.52 に示す。縦に引かれた線 (流量 = 280.0 (Liter/day)) は現地で計測された流量を示している。

また、内壁での浸出状況に関しては、実際に内壁で観察された結果を図 4.53 に示す。解析結果については計算された平均値をそれぞれ、図 4.54 ~ 図 4.60 に示す。

また、ボアホール KBH-1 での圧力水頭に関して解析によって計算された値と観測された値を比較した図を均質のものについて図 4.64 に、ケース 4' のものについて図 4.65 に示す。

図 4.66 にケース 1 で計算された地下 5m の面で計算された圧力水頭マップを示す。透水係数場を均質であるとしたために、左右でシンメトリーな結果が得られている。また、図 4.67 にケース 4' で計算された地下 5m の面で計算された圧力水頭マップを示す。図 4.66 とは違い、透水係数のばらつきを考慮したために左右対称にはなっておらず、ばらつきの影響が見られる。

1.5.5.2 飽和浸透流解析の結果考察

平均値、中央値を見る限りでは、ケース 1 は実測値の約 1/20 のテストピット浸出量しか予測しえず、ばらつきが多く見られる地盤では、物性値場を均質場として仮定して解析を行うことに無理があることを示している。

モンテカルロシミュレーションを行った場合の解析ケースに関しては中央値、平均値をみると最も良い解析をなしたのがケース 2 であるという事になるだろう。

ケース3、ケース4となるにしたがってテストピットへの流入量は減少し、ケース4では実測値の約1/4となっている。

しかし、観測されたテストピット内壁での浸出状況(図4.53)では、テストピット南側の地下4m近辺のところと亀裂部が浸出において支配的な条件となっている。テストピット南側の地下3~4mのところには表4.1に示した通り(KBH-2の地下3~4mのところ)ほかの場所と比べてかなり高い透水計数値が得られており、このために、実際にも高い浸出量が得られている。そして、解析にもこれが表現されている。そして、そればかりではなく、亀裂が走っている場所でも浸出量が大きく出ているようである。本研究で用いた解析手法は地盤を連続体と見なして取り扱う有限要素法解析であるために亀裂の連結で浸透問題を取り扱う不連続体浸透流解析とは異なる。そのために、亀裂が透水性に大きな影響を与えるときには困難が生じる。このままでは精査できていないと考えられるため、主要亀裂を薄い要素であらわし、その要素に大きな透水係数(計測されている透水係数のうち最大のもの、すなわち、 $10E-4.07$ (cm/sec))を与え、再びモンテカルロシミュレーションを行った。亀裂が走っているとして、高透水係数を固定した要素を図4.61に示す。図4.2において、この亀裂はテストピット中心の西側に3.5mから、東側に3.5m辺りのところまで存在していることが見受けられている。また、図4.53に示す通り、この亀裂は鉛直方向に真っ直ぐに進行しており、現場でもこの亀裂がトンネル天井にまで達していることが観察されているため、この亀裂がモデルを鉛直に横切っているとした。

なお、すべてのケースに関してこういう作業をしたのではなく、先の不飽和浸透流解析で良い解析結果をなしたケース4及びケース4'で推定した透水係数場に固定条件として、亀裂相当部に大きな透水係数を与え、モンテカルロシミュレーションを行った。亀裂自体の透水性や、亀裂の開口幅、亀裂内の充填物の透水性などは一切測られていないため、亀裂に相当する要素の幅や、亀裂に相当する要素に与えた透水係数値は、あくまでも仮定に基づいたものである。

亀裂に相当する要素に高い透水係数を固定条件として与える手法を行ったが、ケース4をベースとするものをケース5、ケース4'をベースとするものをケース5'と呼称する。

その結果、浸出量はケース5では表4.6に示す通りに得られた。表4.5のケース4、ケース4'と比べると若干浸出量は増している。なお、テストピット内壁の

推定手法	幾何平均値 (liter/day)	標準偏差 (最尤推定量)	中央値 (liter/day)
ケース 5	113.96	0.12	109.70
ケース 5'	121.92	0.15	113.54
実測値	280.00		-

表 4.6: 亀裂部を固定条件とした場合のテストピットへの浸出量(飽和浸透流解析)

浸出状況をケース 5、ケース 5' それぞれに対し、図 4.62 と、図 4.63 に示すが、亀裂考慮部に浸出量が多く出ているのがわかる。

これでもまだ実測値よりは少ないが、この原因として亀裂部に設定した透水係数の透水係数が低いことがあげられる。

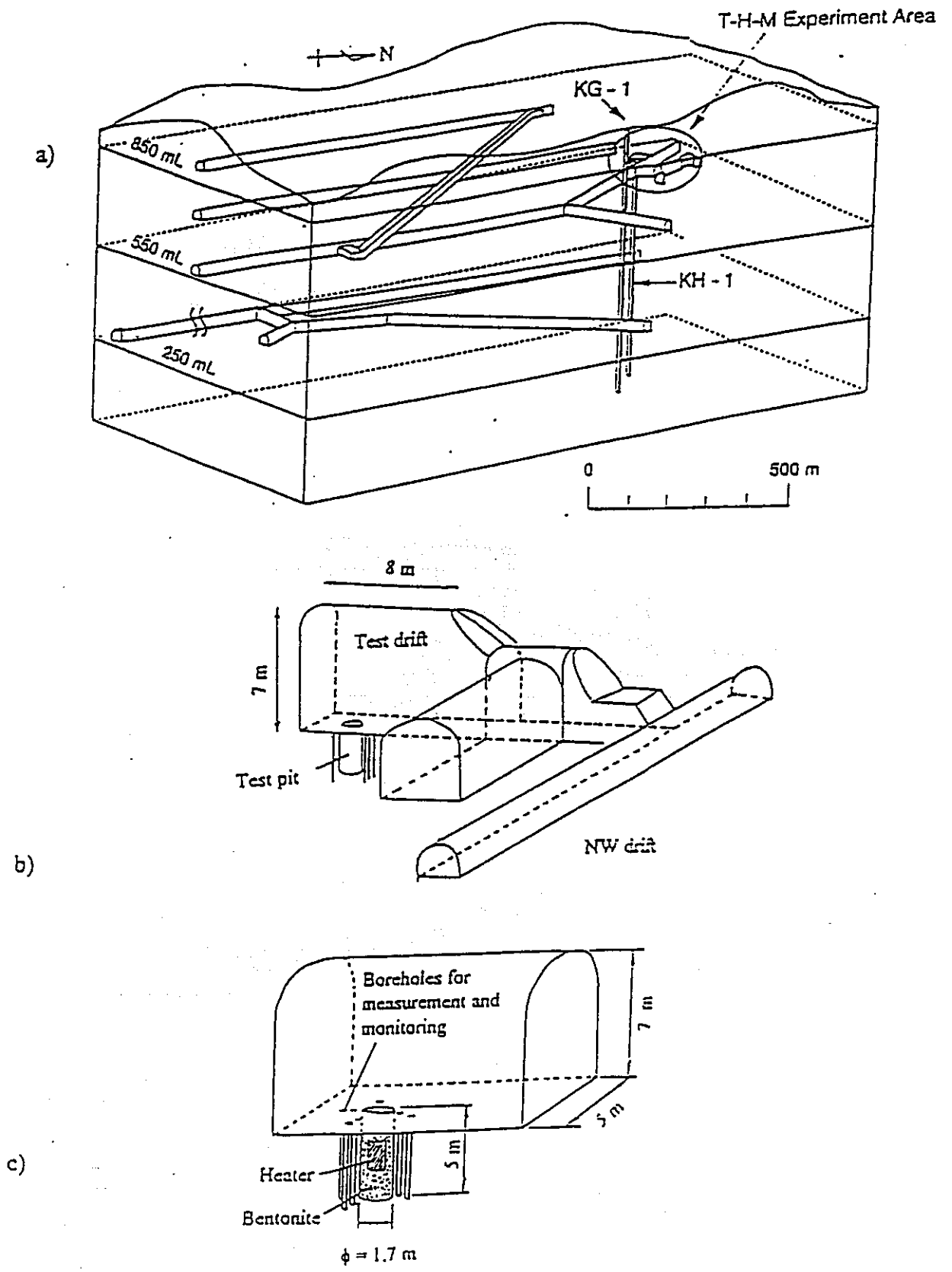


图 4.1: 釜石鉾山広域図

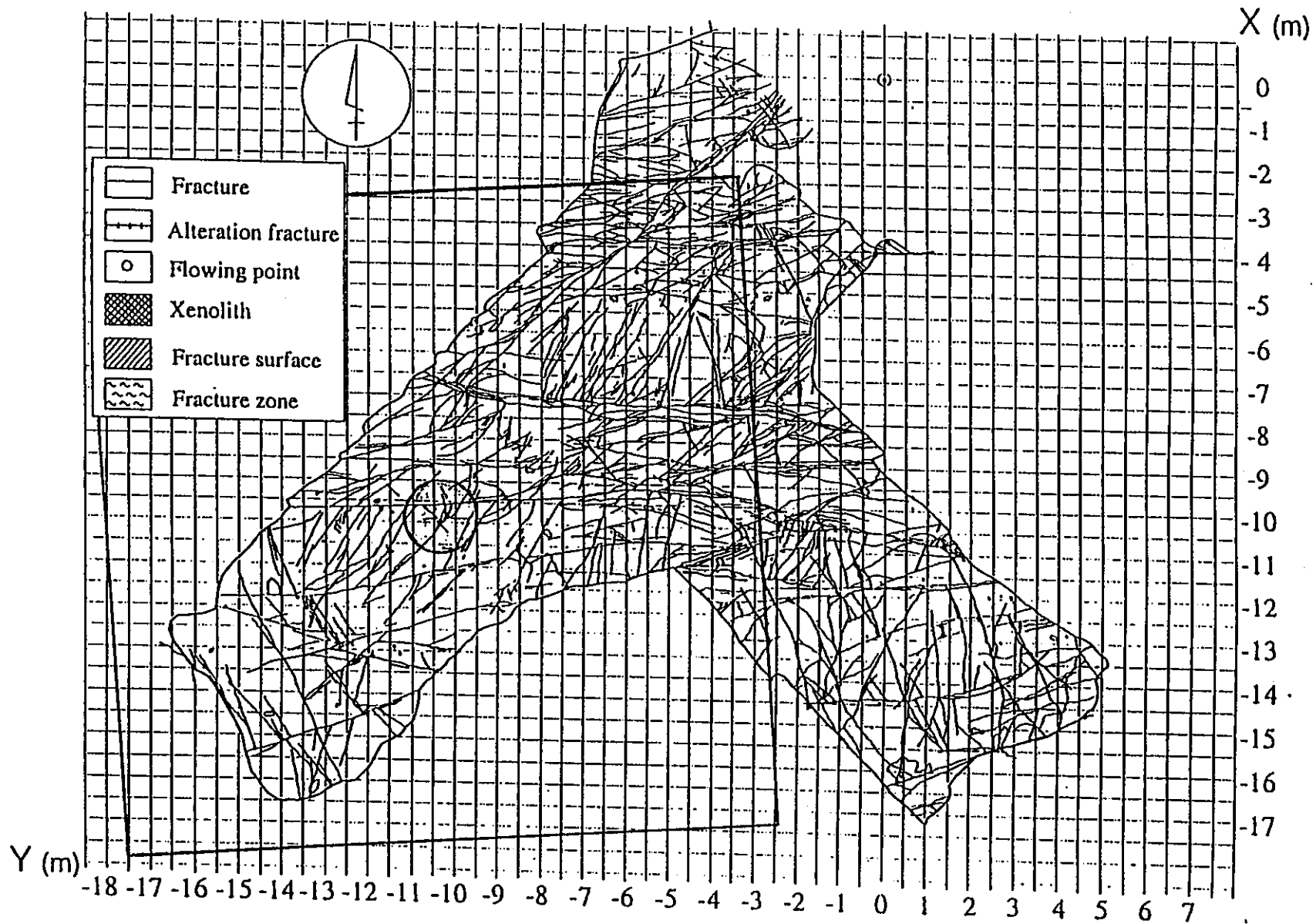
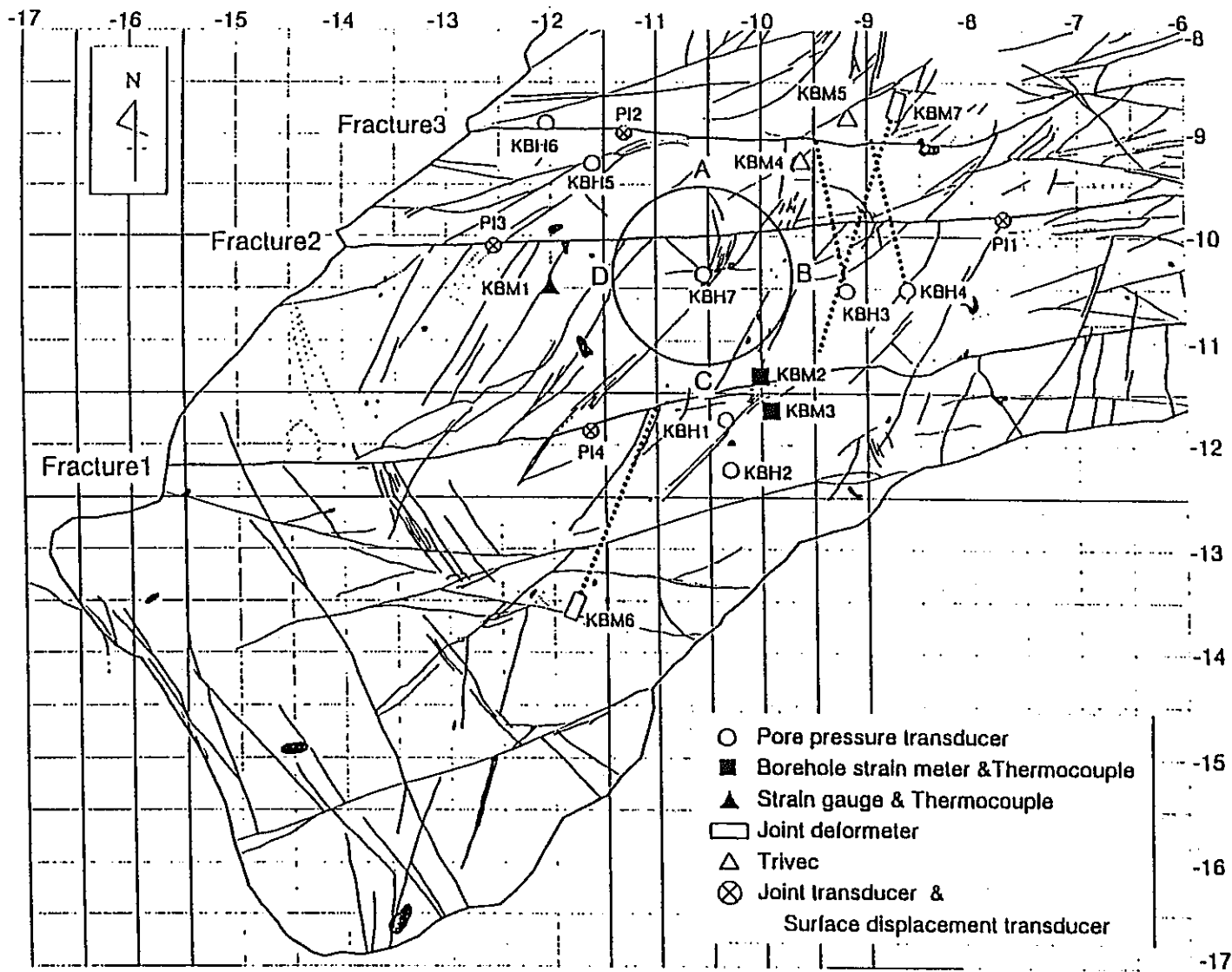


図 4.2: 解析領域及び床面亀裂スケッチの様子

図 4.3: テストピット周辺図



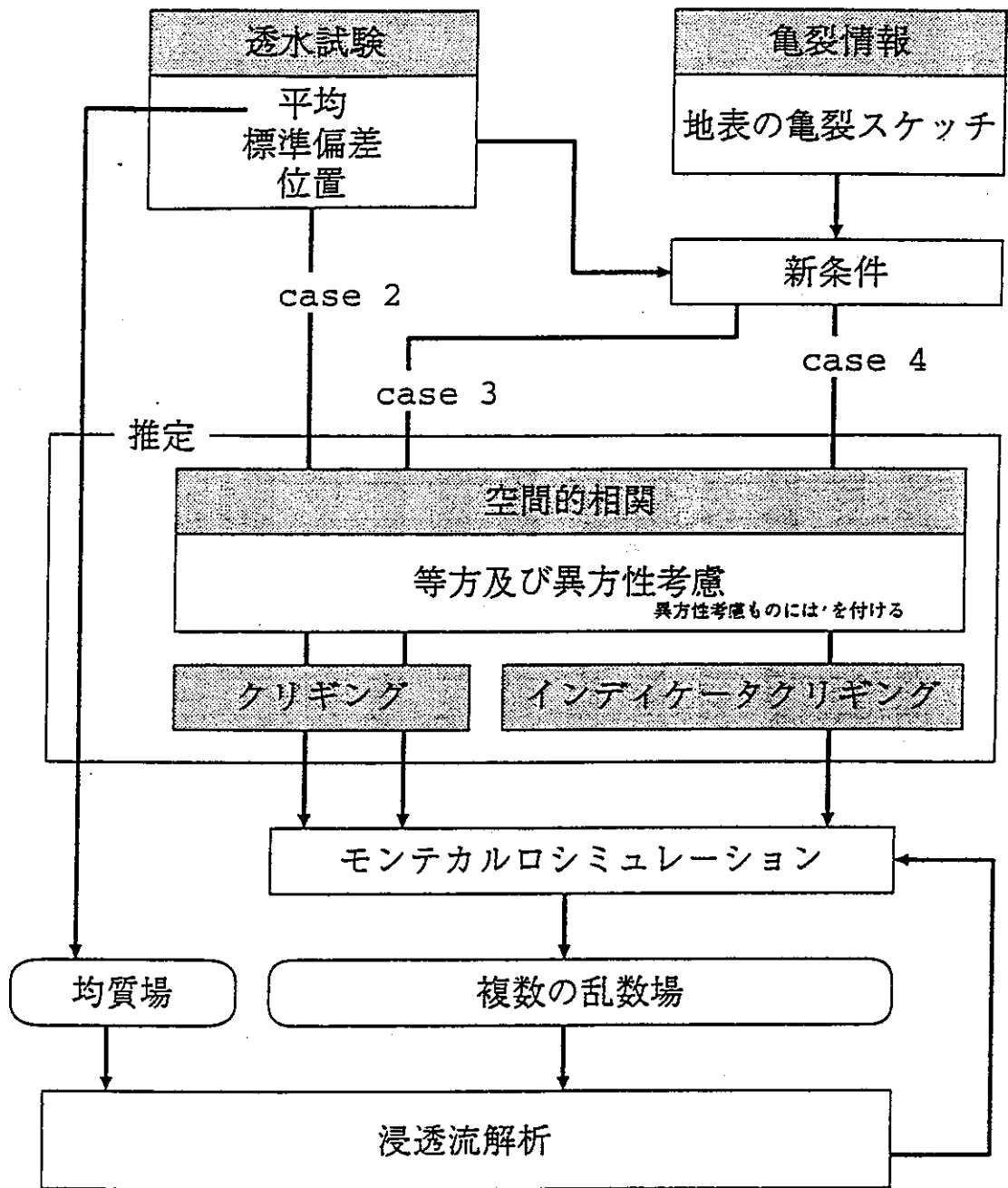


図 4.4: 解析手法に関するフローチャート

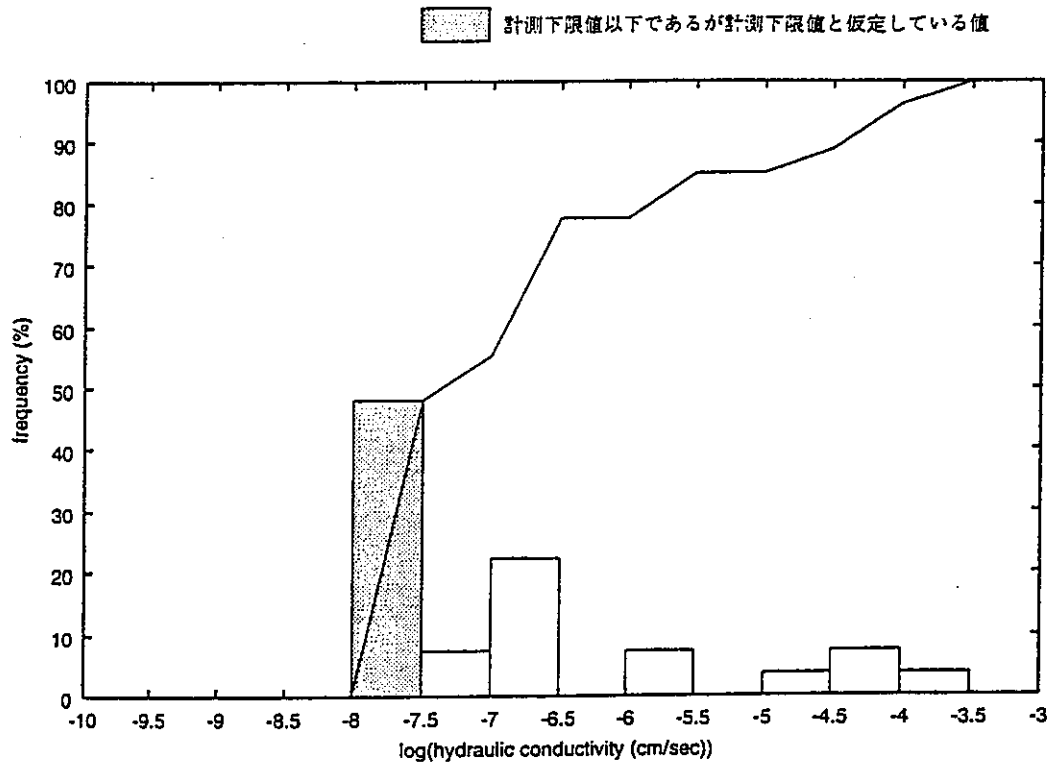


図 4.5: 透水係数の示すヒストグラム

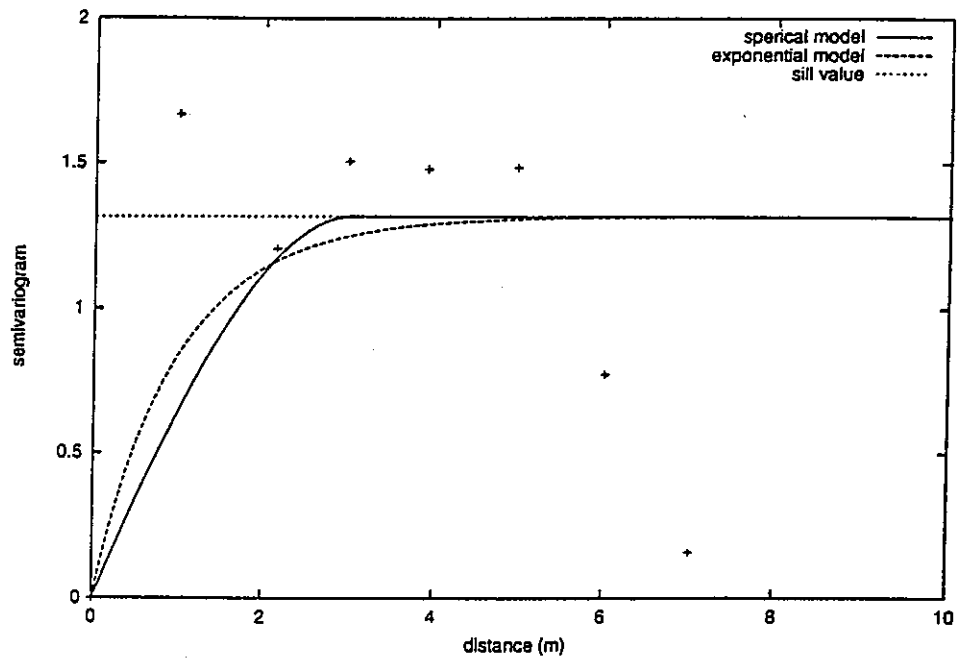


図 4.6: 計測された透水係数から算出されたバリオグラム

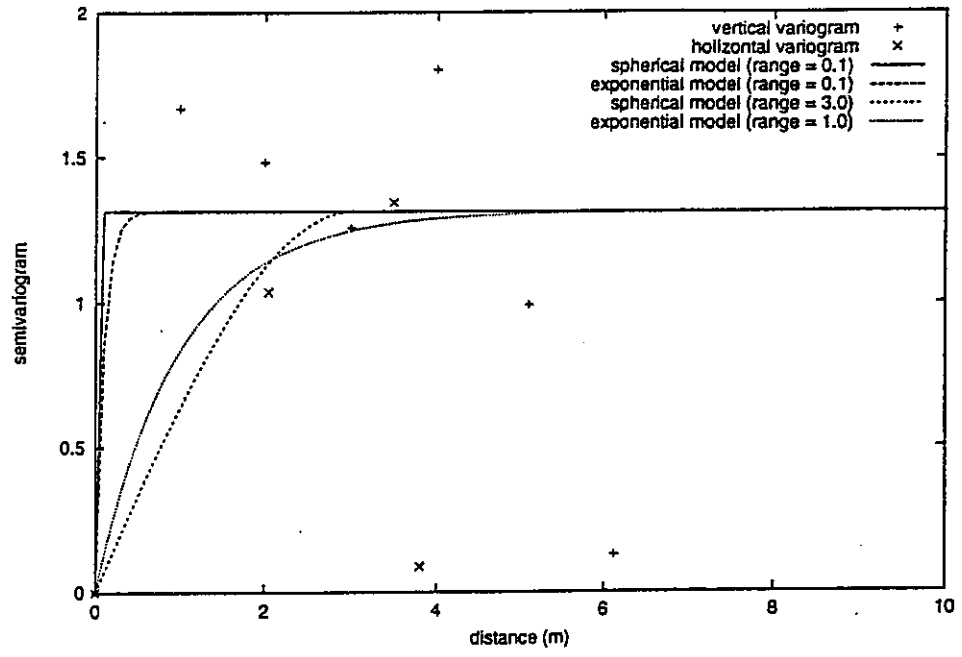
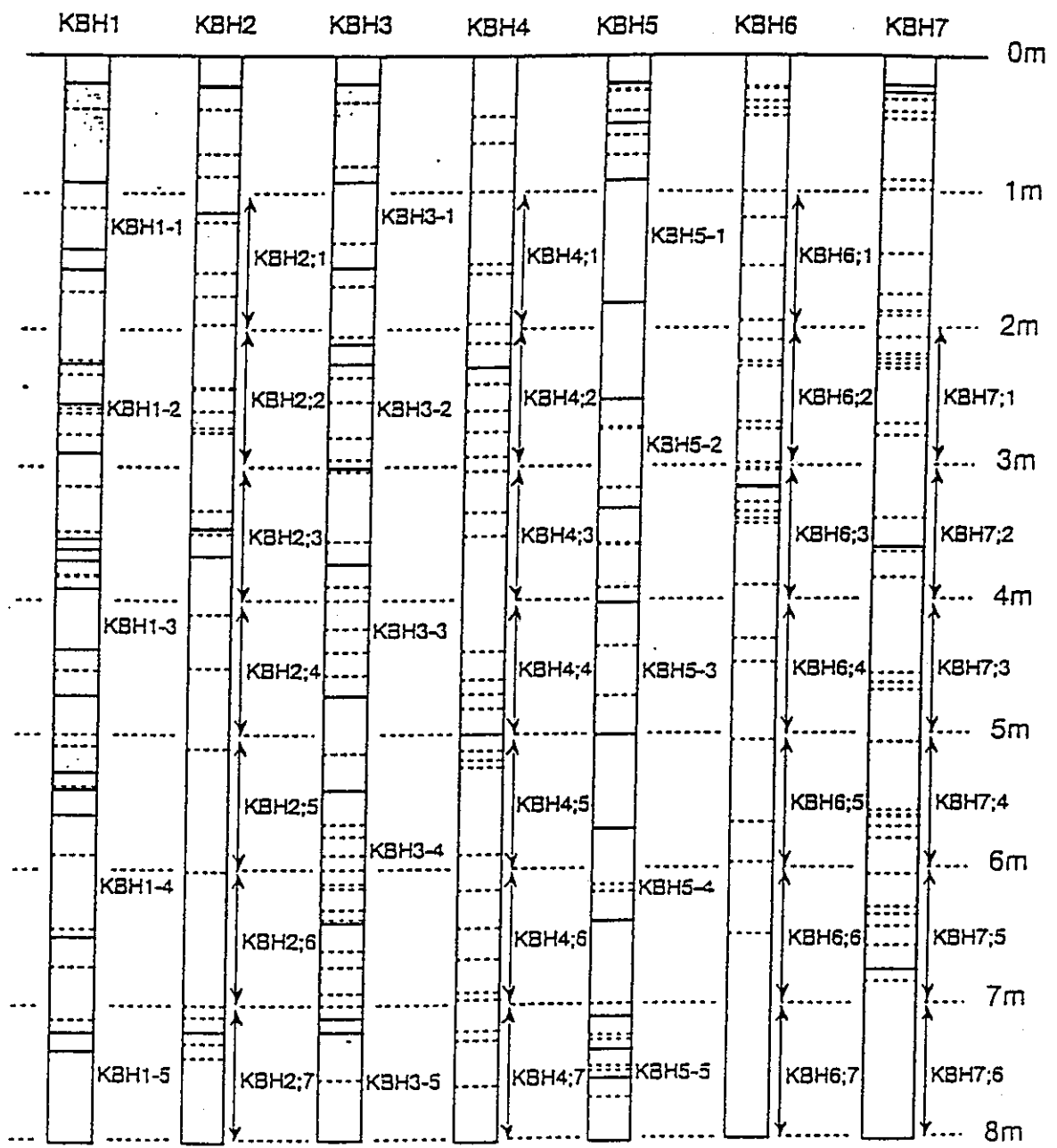


図 4.7: 計測された透水係数から算出されたバリオグラム (異方性考慮)



— open fracture Packer
 closed fracture \longleftrightarrow Injection interval

図 4.8: ボアホール内で観測された亀裂

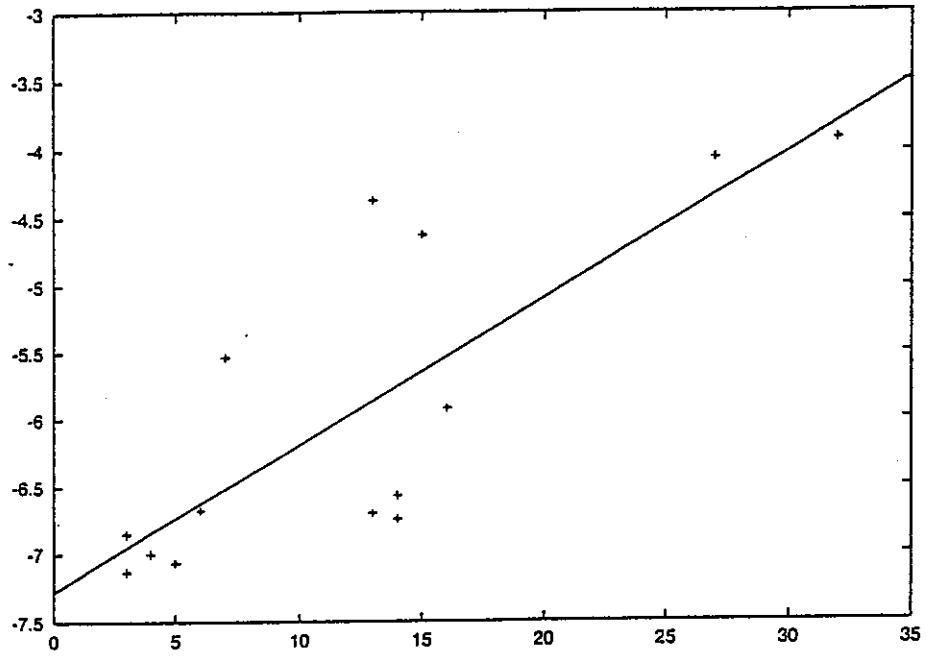


図 4.9: ボアホール内で計測された透水係数と亀裂頻度の相関関係

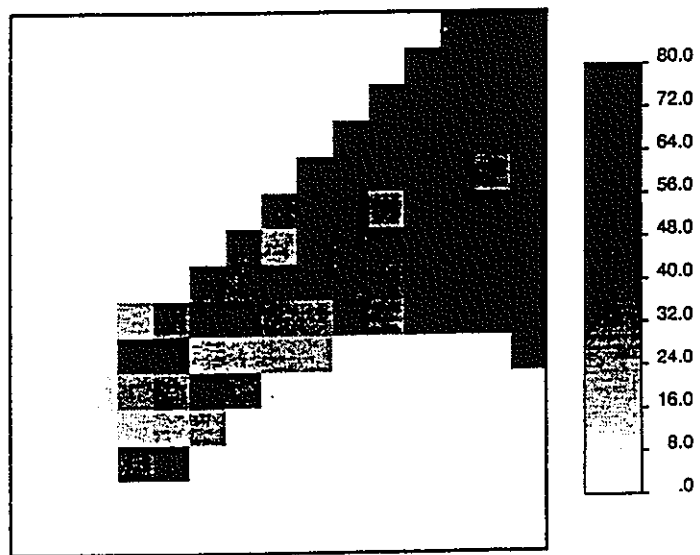


図 4.10: 岩盤表面のメッシュあたりの亀裂総長マップ

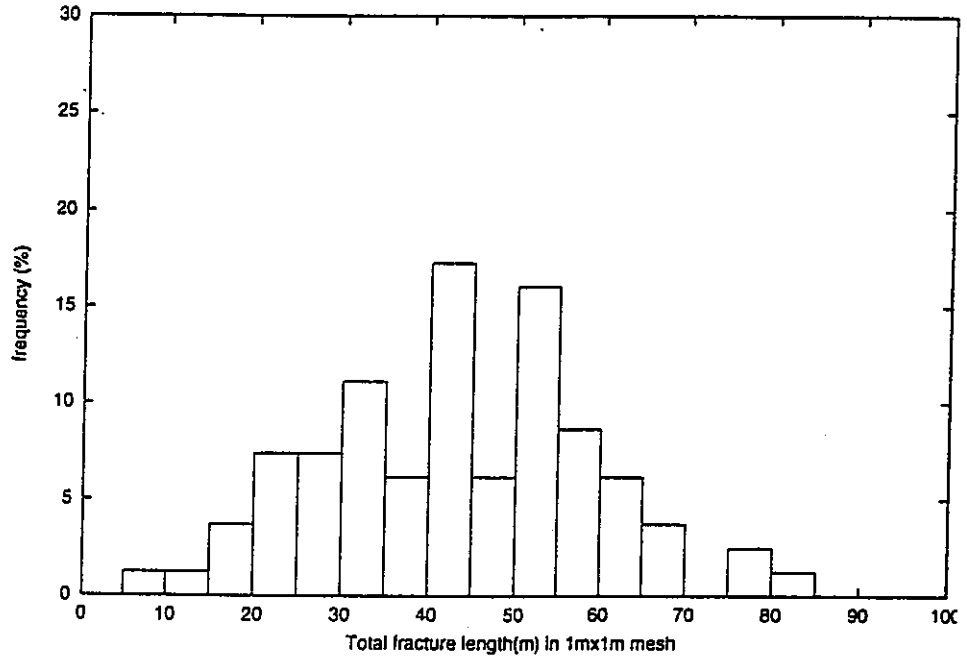


図 4.11: 岩盤表面のメッシュあたりの亀裂総長のヒストグラム

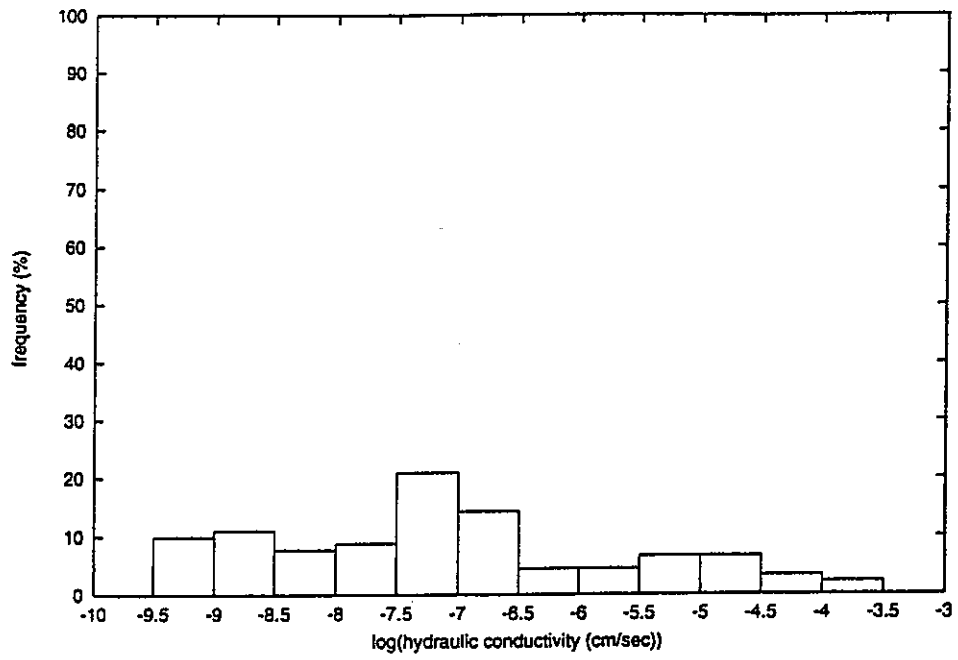


図 4.12: 亀裂頻度から透水係数に変換された値のヒストグラム

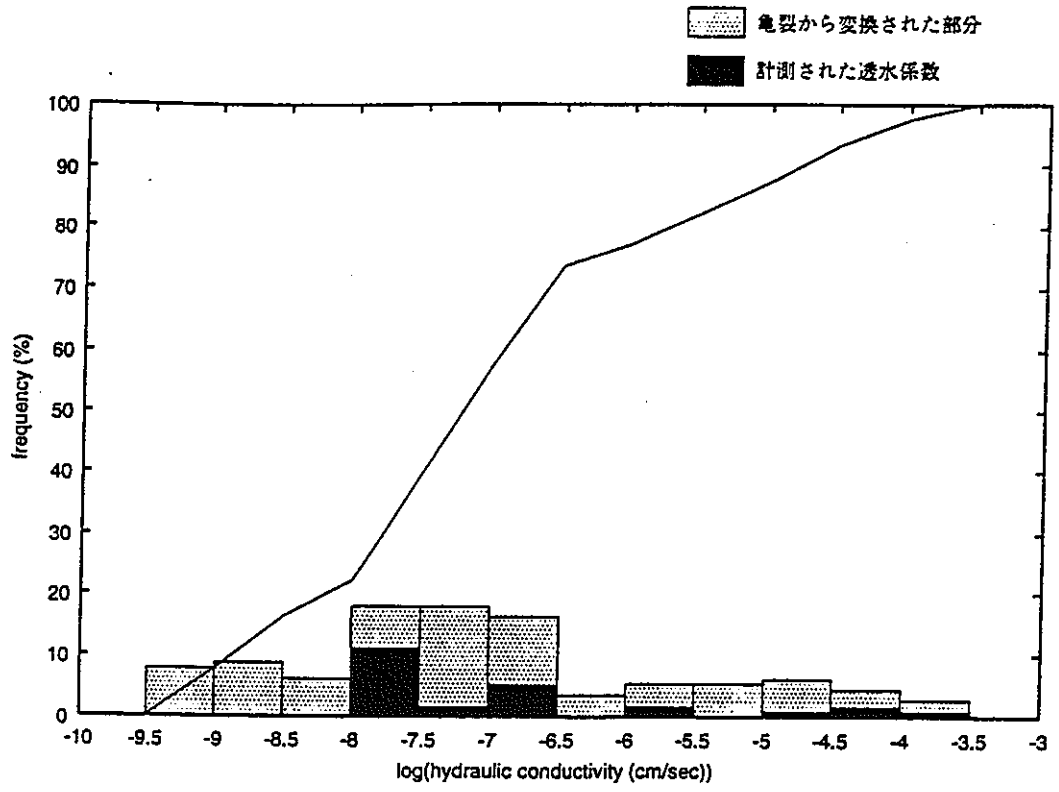


図 4.13: 亀裂頻度、透水係数の複合条件の示すヒストグラム

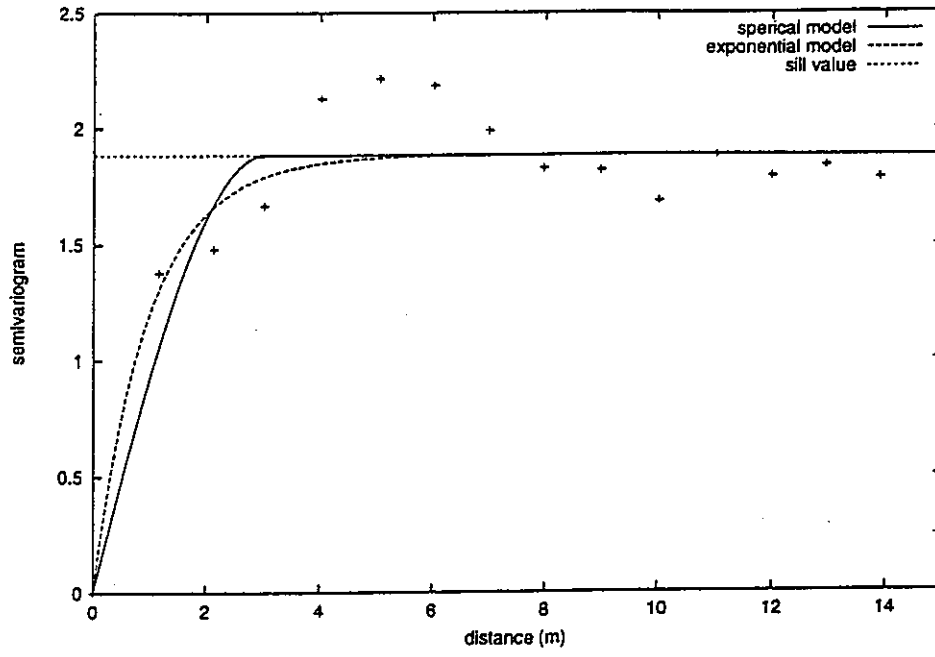


図 4.14: 亀裂頻度、透水係数の複合条件のバリオグラム

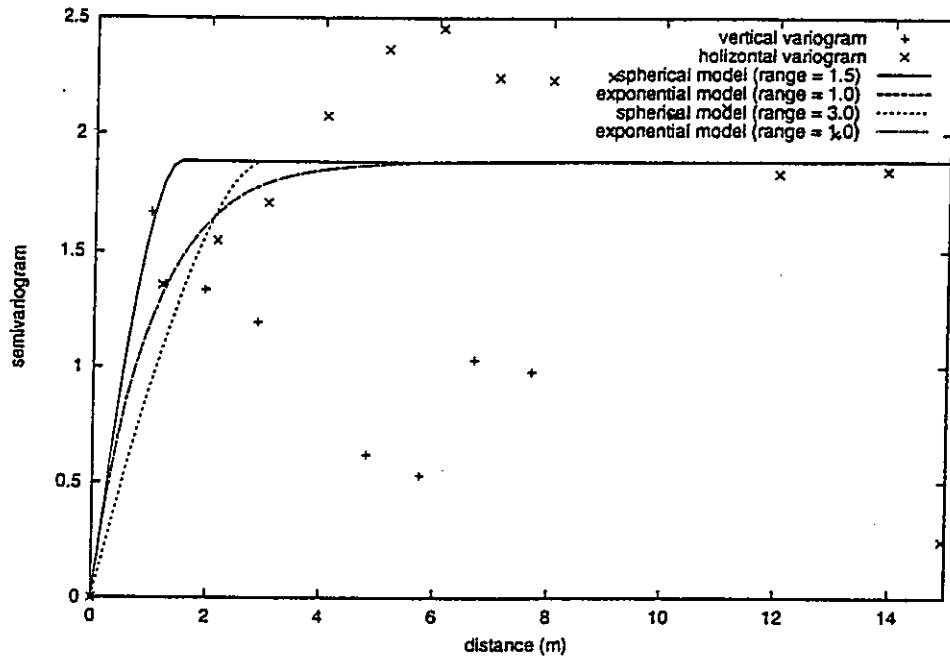


図 4.15: 亀裂、透水係数の複合条件から算出されたバリオグラム (異方性考慮)

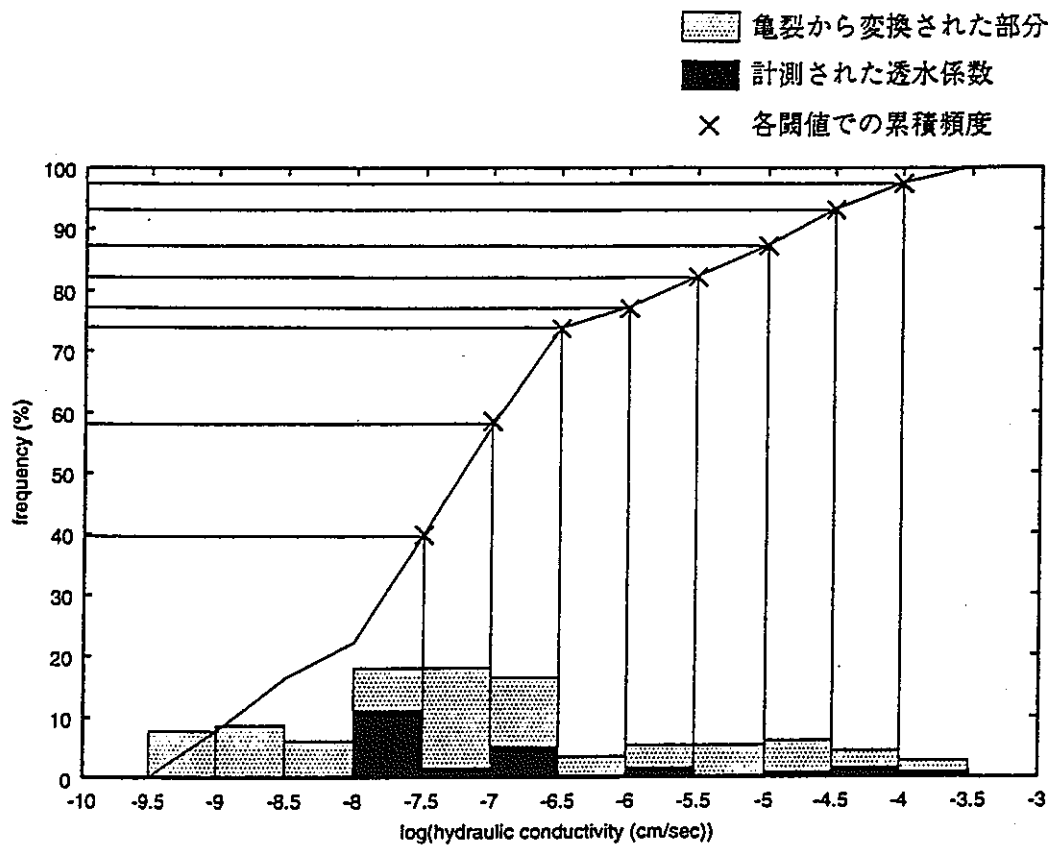


図 4.16: 亀裂頻度、透水係数の複合条件と閾値

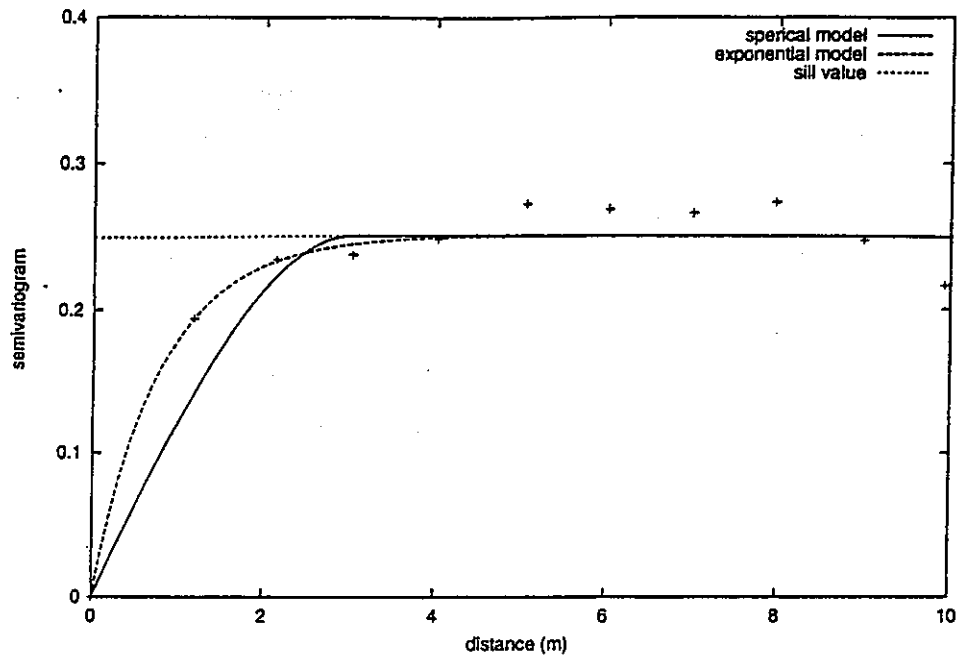


図 4.17: 1.0E-7でのインディケータセミバリオグラム

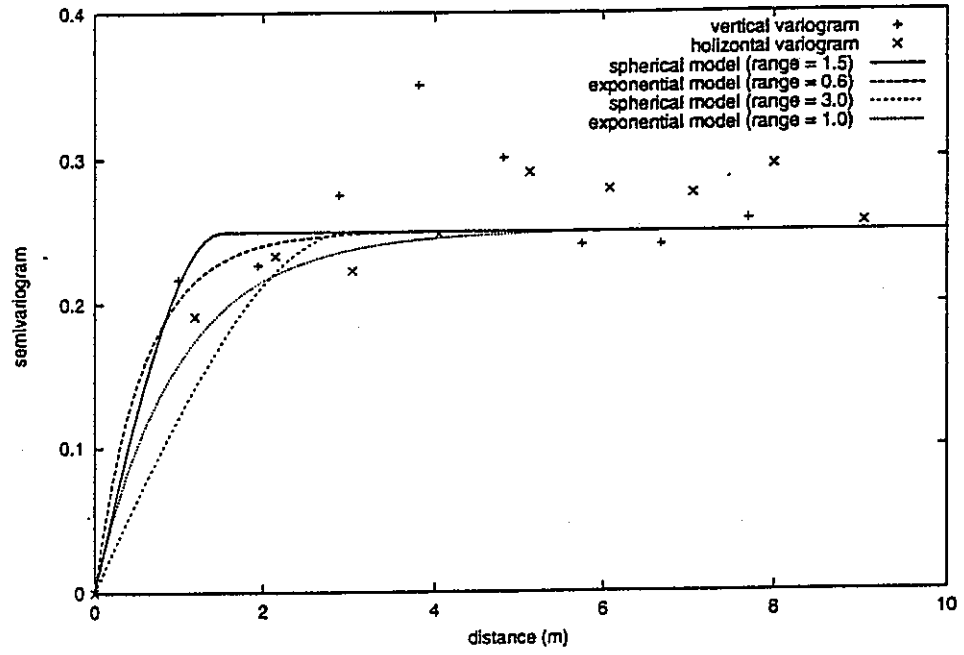


図 4.18: 亀裂、透水係数の複合条件から算出されたインディケータバリオグラム (異方性考慮)

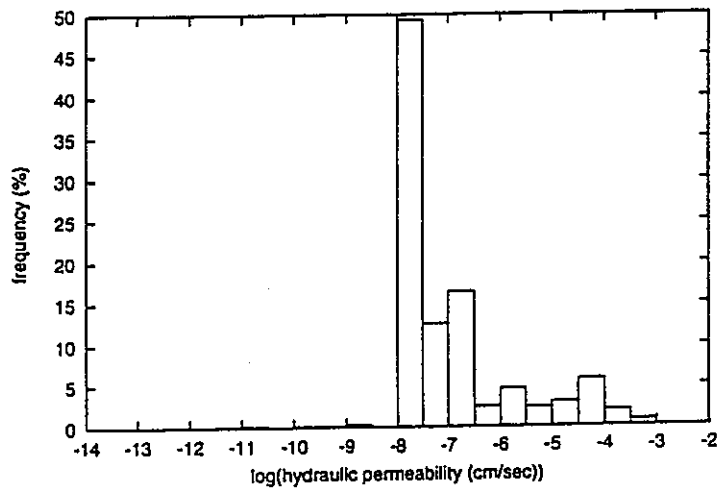


図 4.19: 推定された透水係数の示すヒストグラム (Case 2)

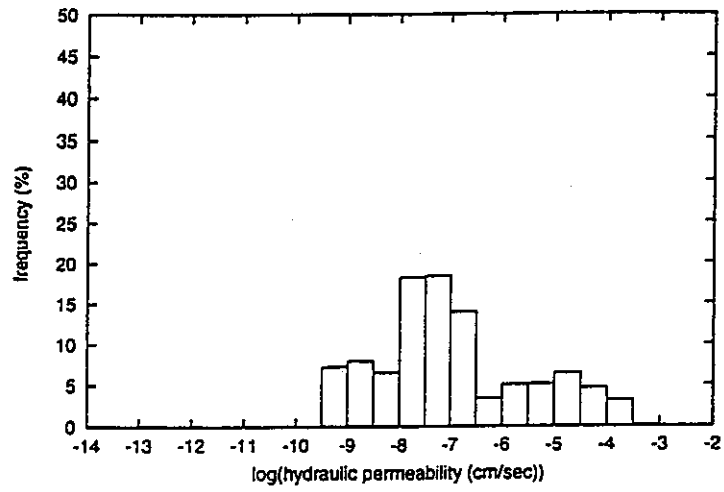


図 4.20: 推定された透水係数の示すヒストグラム (Case 3)

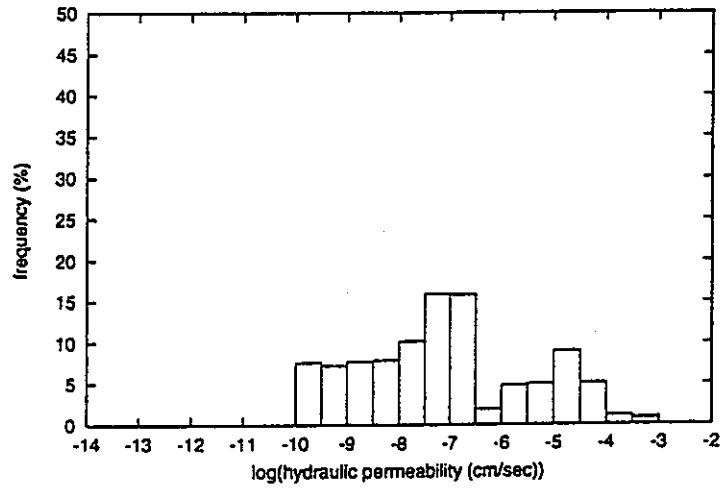


図 4.21: 推定された透水係数の示すヒストグラム (Case 4)

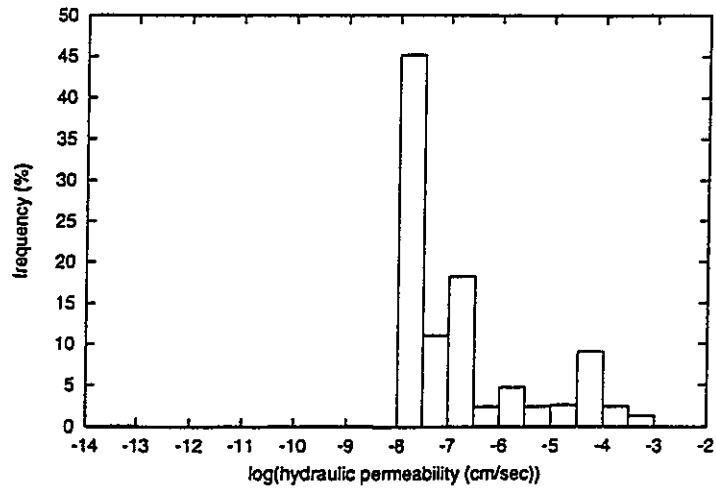


図 4.22: 推定された透水係数の示すヒストグラム (Case 2')

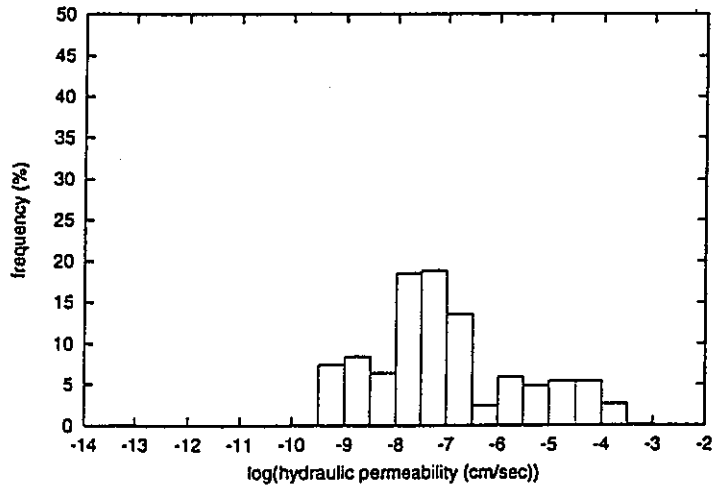


図 4.23: 推定された透水係数の示すヒストグラム (Case 3')

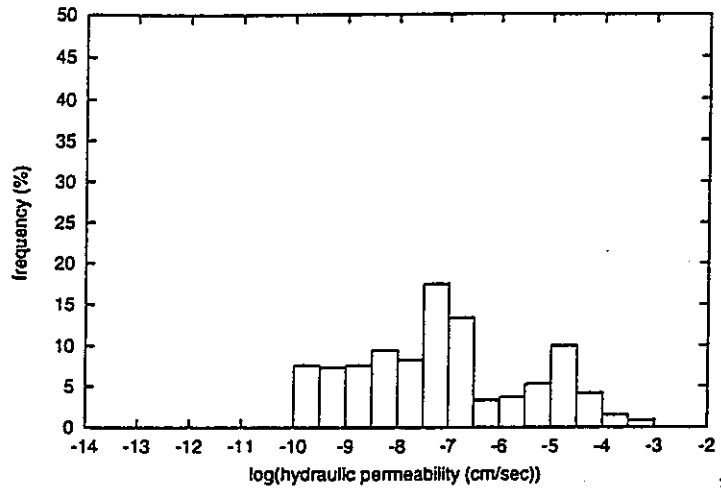


図 4.24: 推定された透水係数の示すヒストグラム (Case 4')

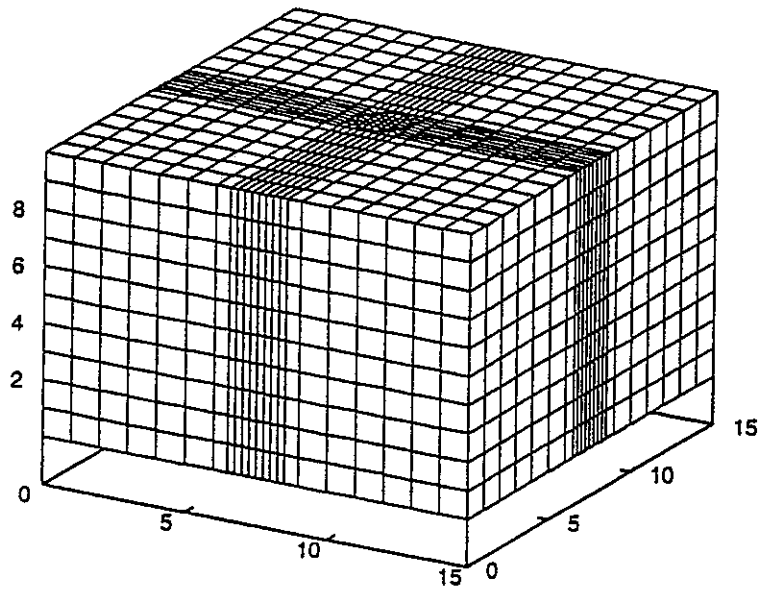


図 4.25: 用いた有限要素メッシュ

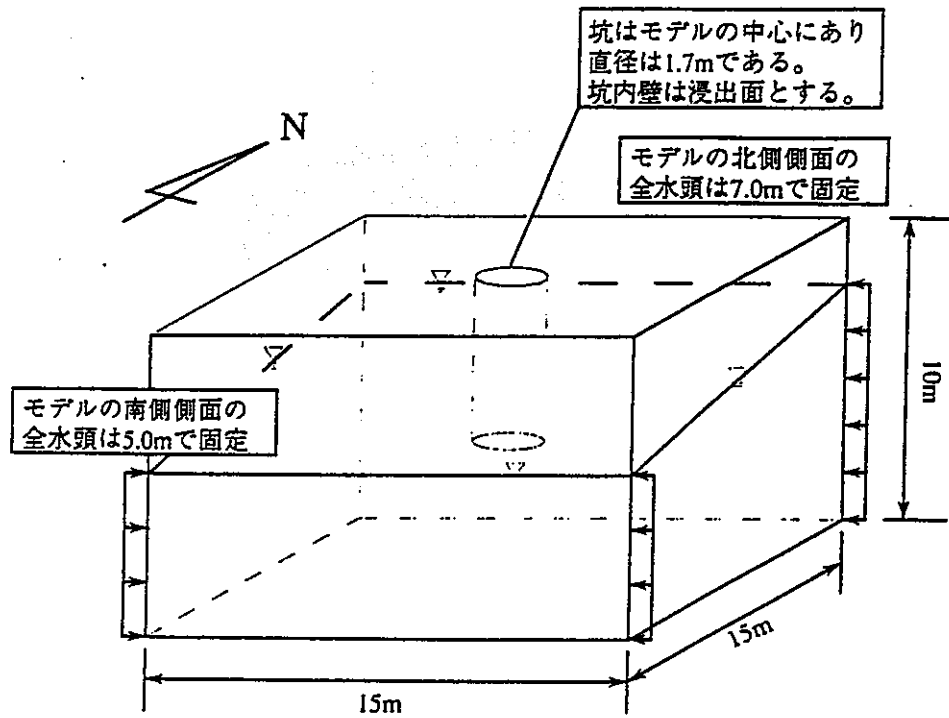


図 4.26: 不飽和解析で用いた境界条件

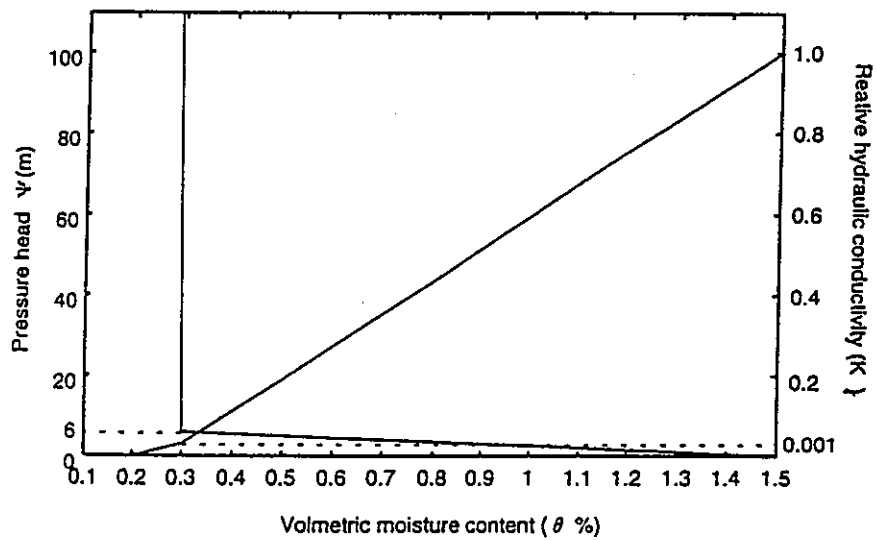


図 4.27: 不飽和解析浸透特性

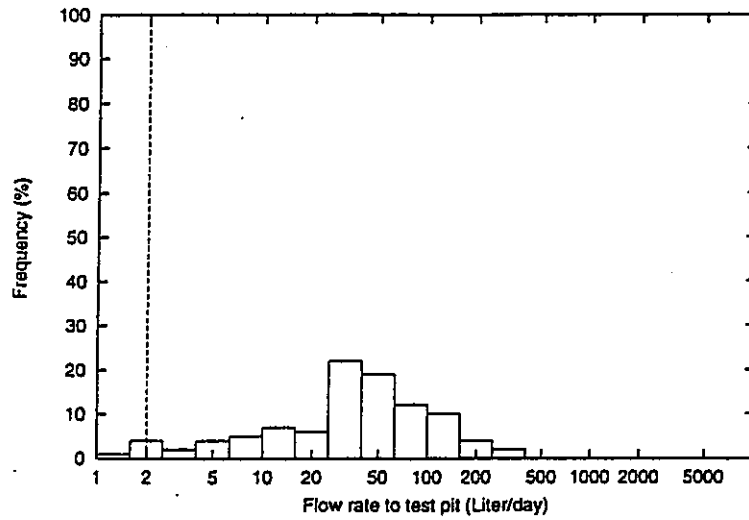


図 4.28: 不飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 2)

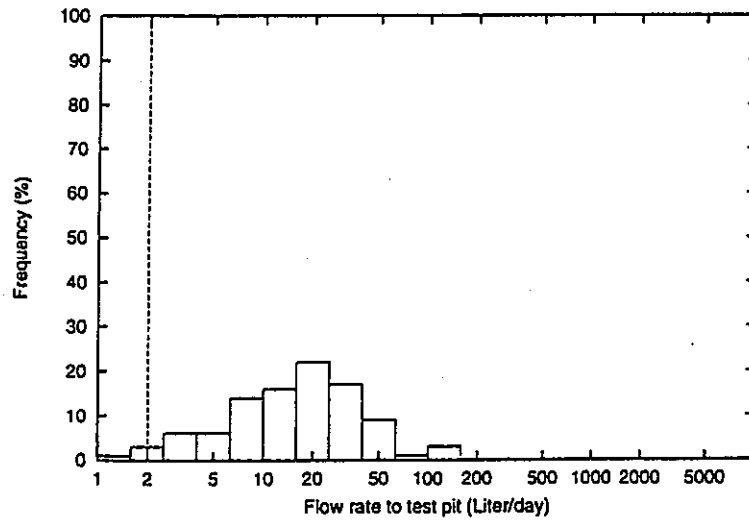


図 4.29: 不飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 3)

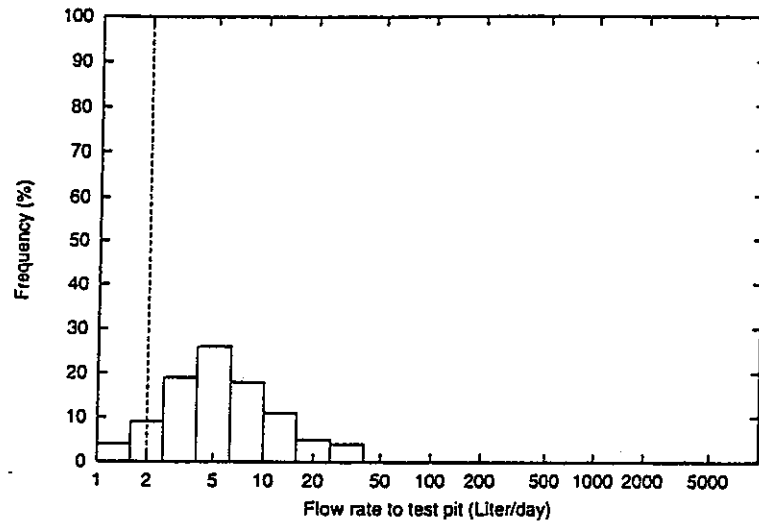


図 4.30: 不飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 4)

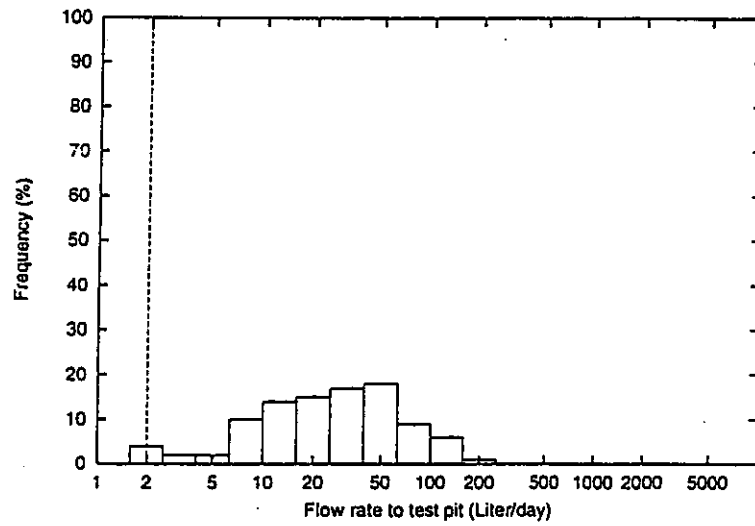


図 4.31: 不飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 2')

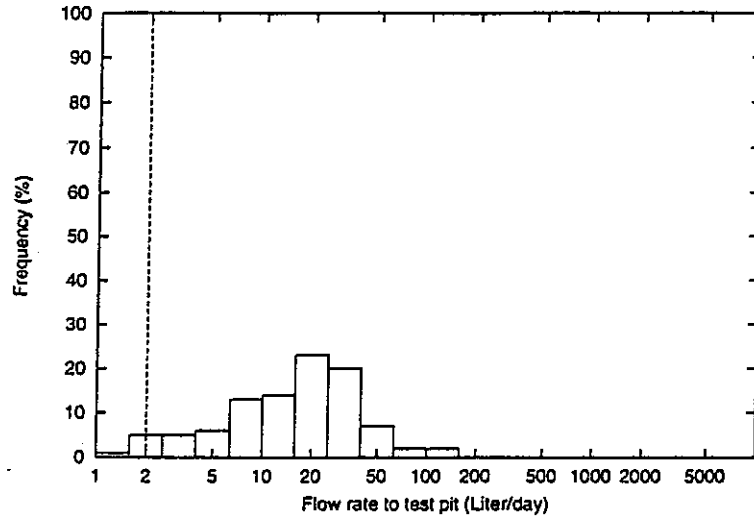


図 4.32: 不飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 3')

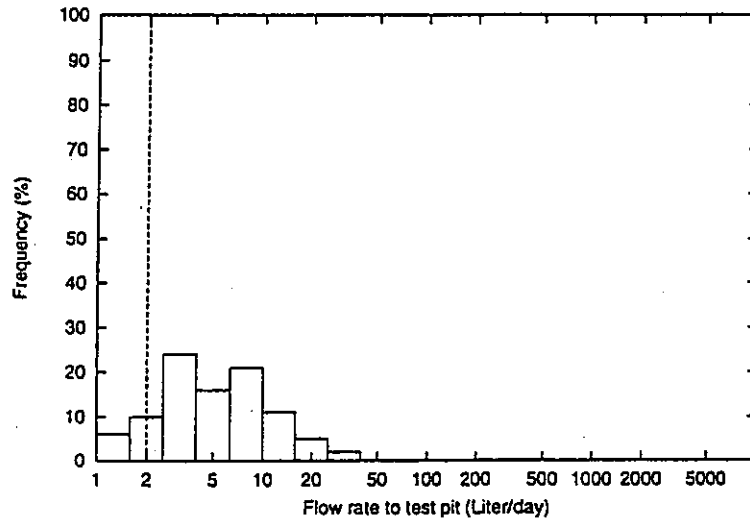
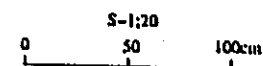
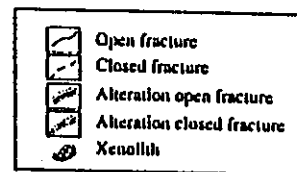
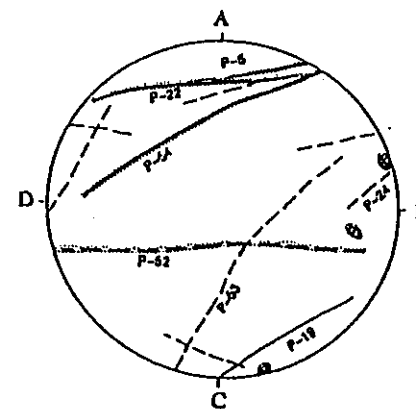
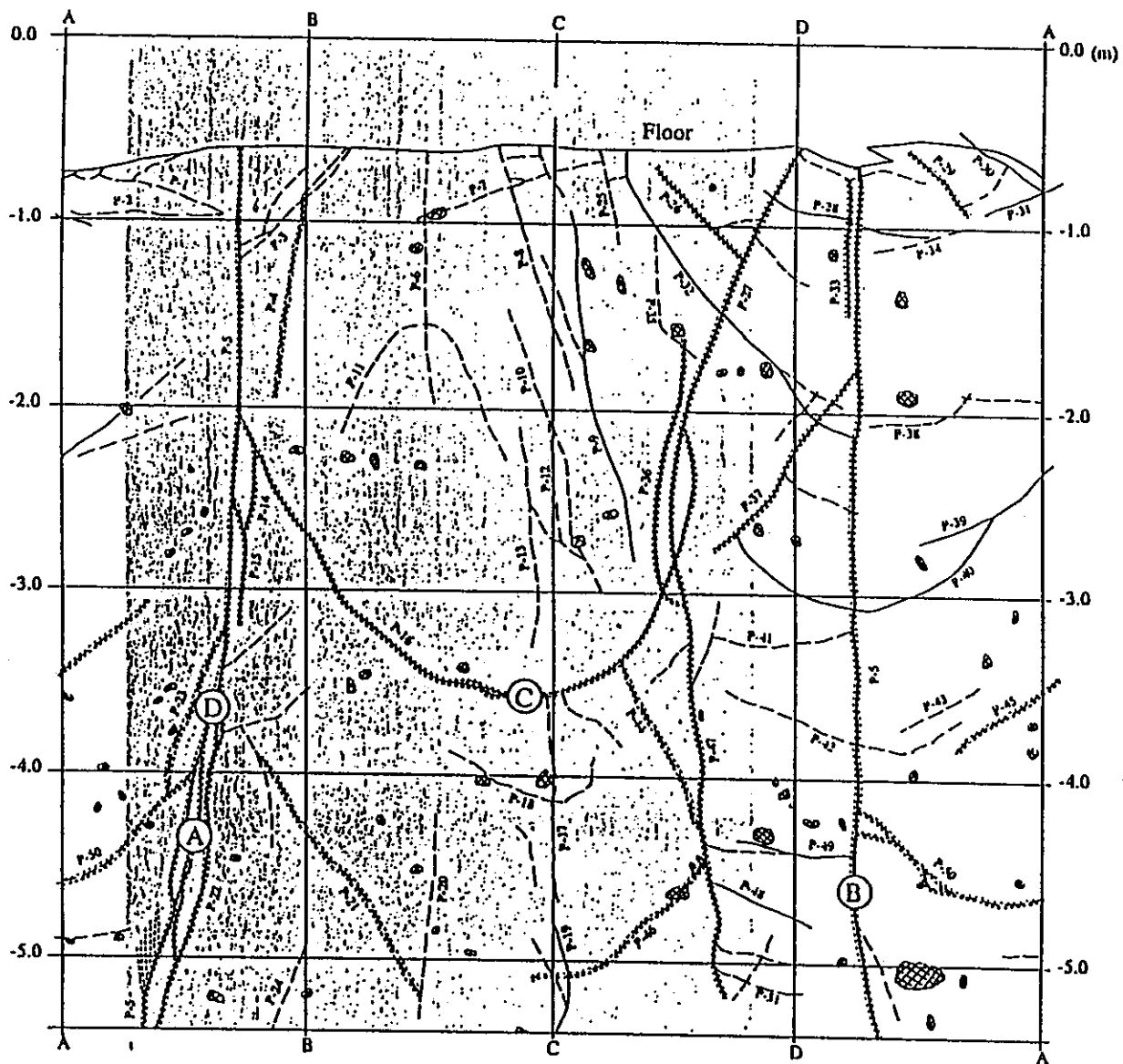


図 4.33: 不飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 4')

図 4.34: 不飽和浸透流実験で観測された内壁からの浸出状況



Point Absorbent Method

Inflow rate

A : 0.0432 Liter/day

B : 0.0130 Liter/day

C : 1.7395 Liter/day

D : 0.0374 Liter/day

Wetting zone

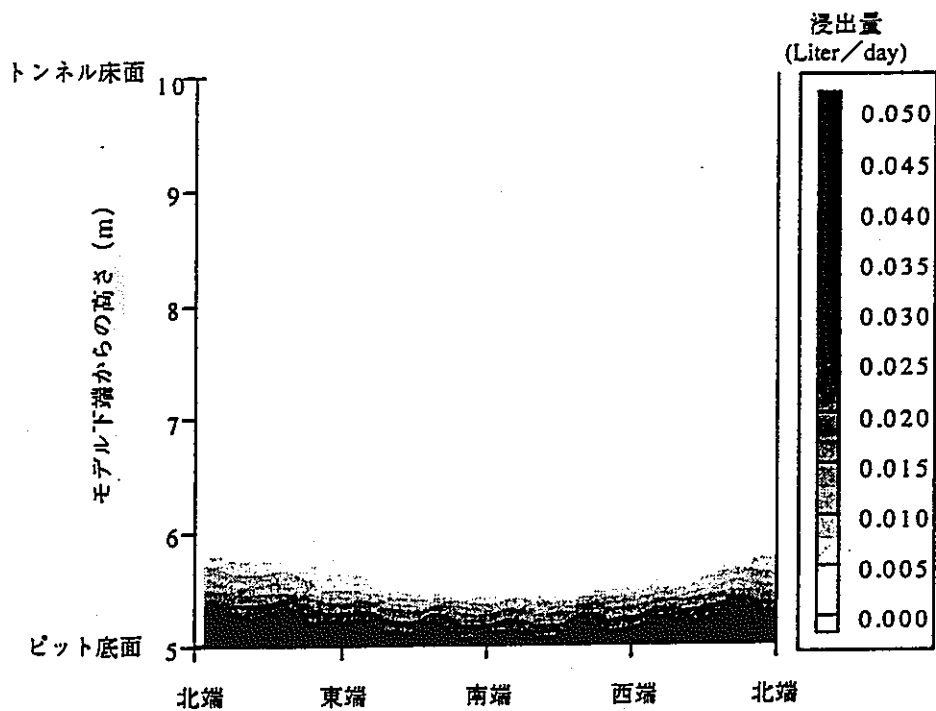


図 4.35: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 1)

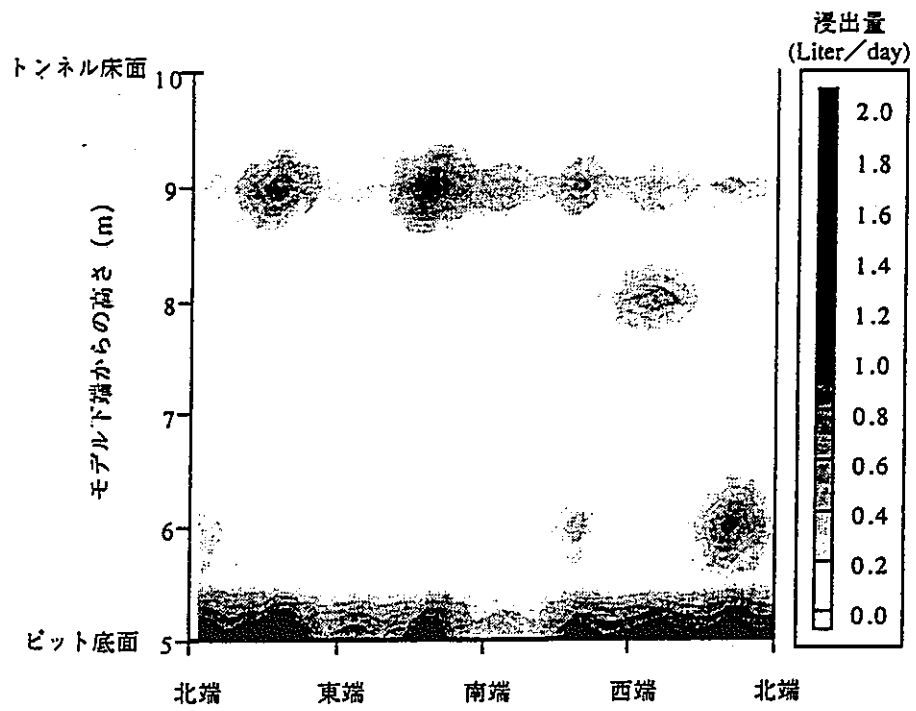


図 4.36: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 2)

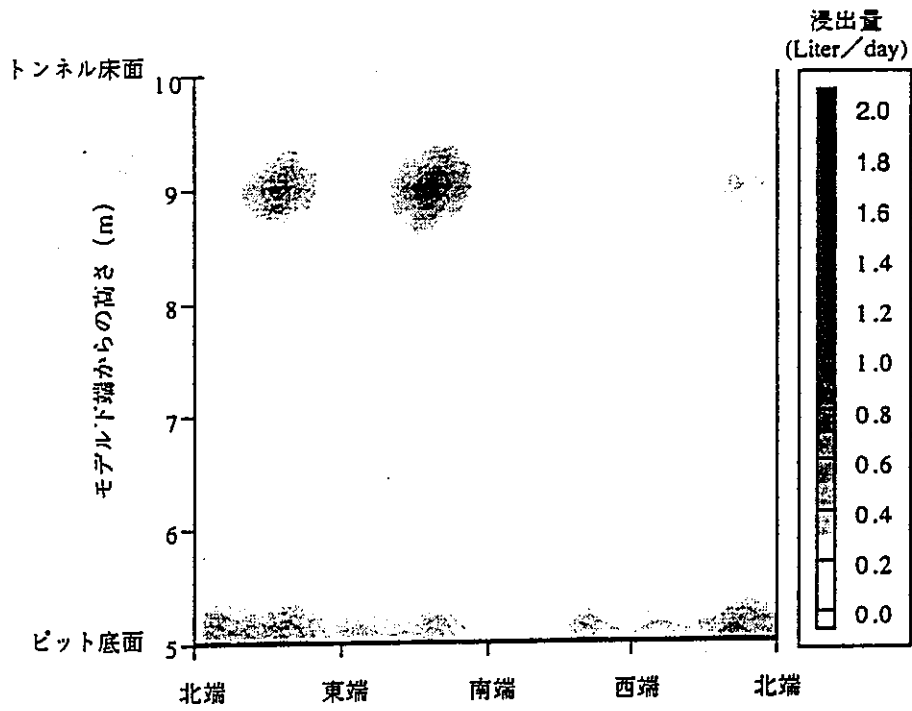


図 4.37: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 3)

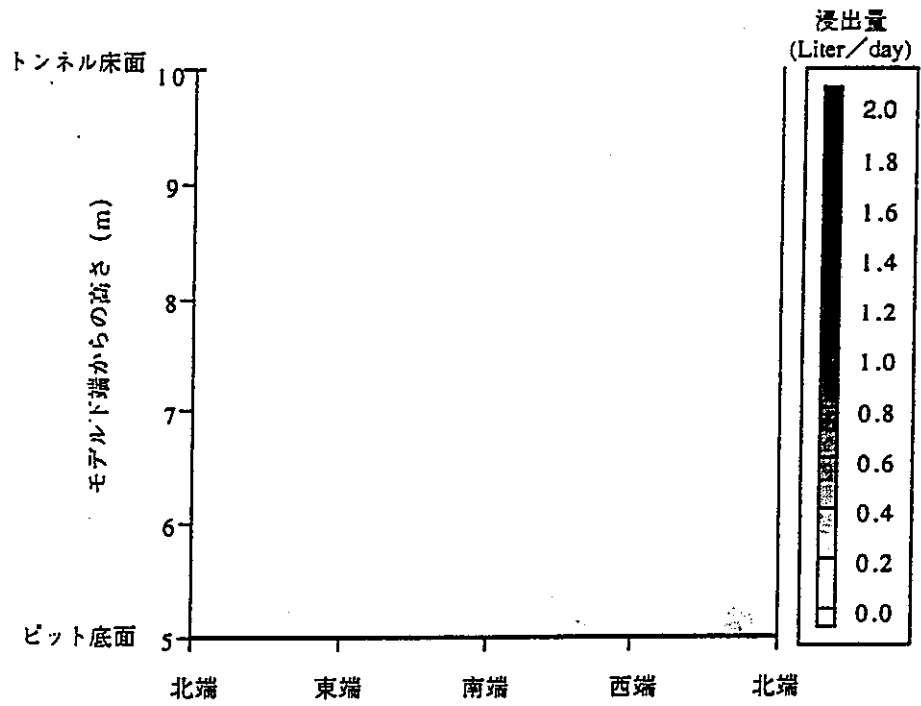


図 4.38: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 4)

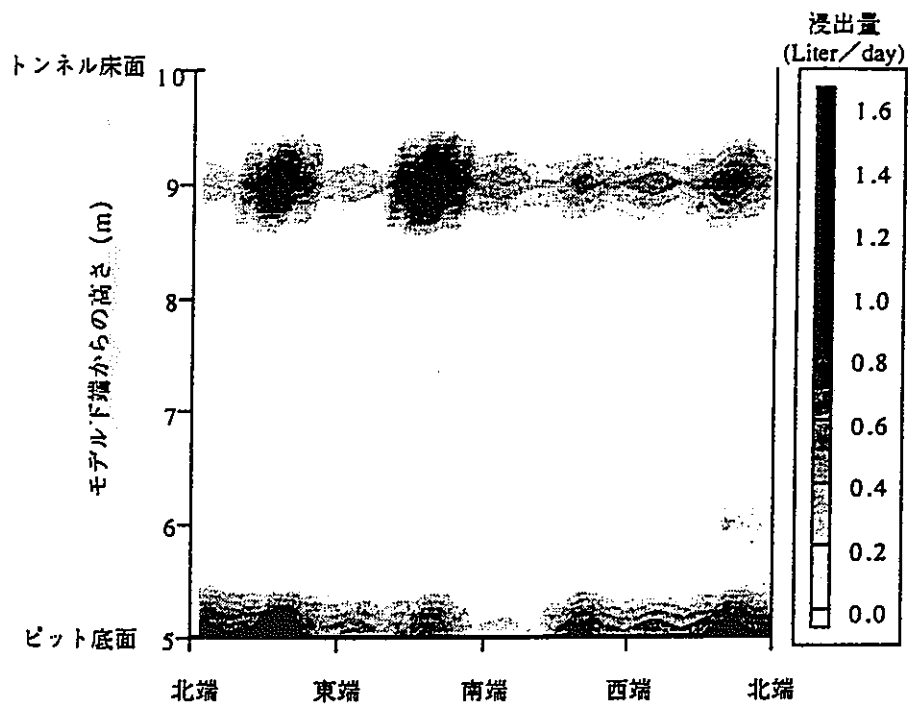


図 4.39: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 2')

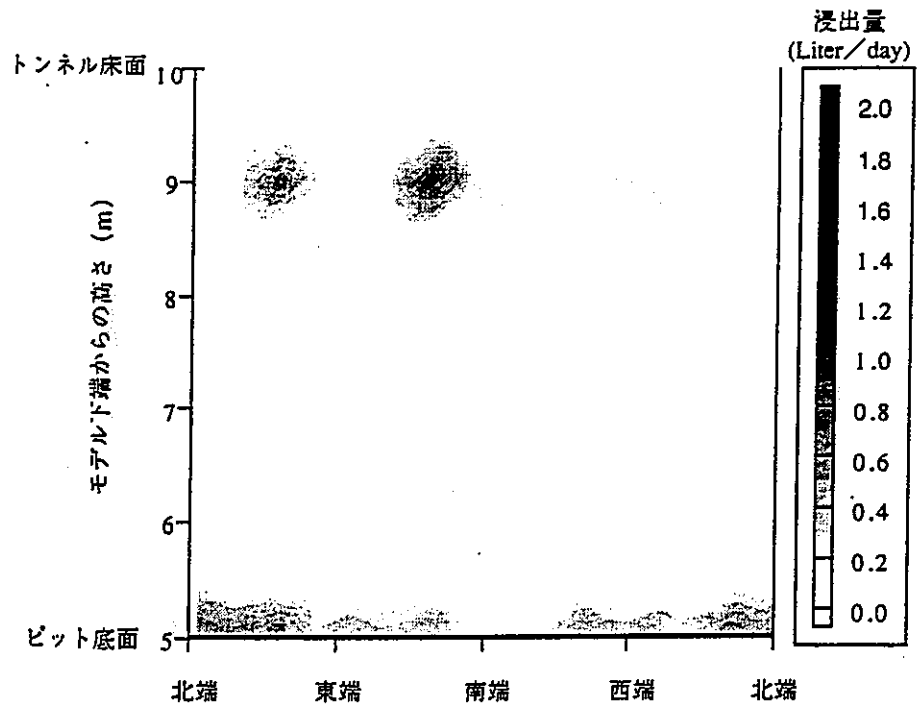


図 4.40: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 3')

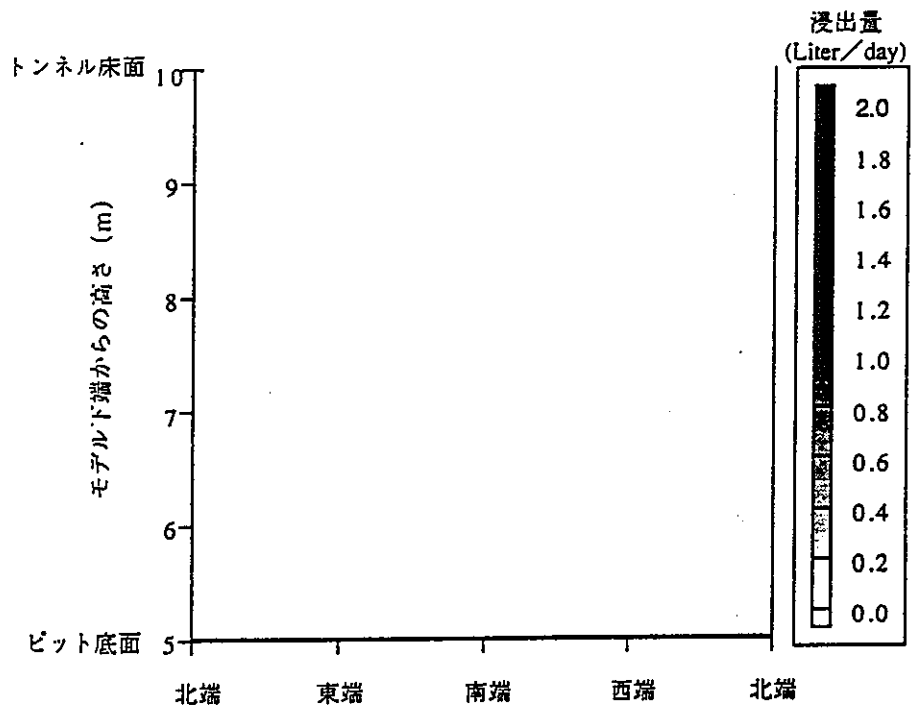


図 4.41: 不飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 4')

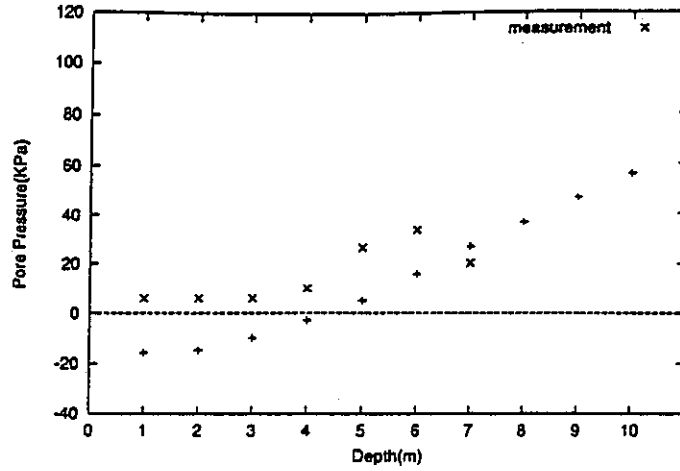


図 4.42: 不飽和浸透流解析における KBH-1 での圧力水頭 (Case 1)

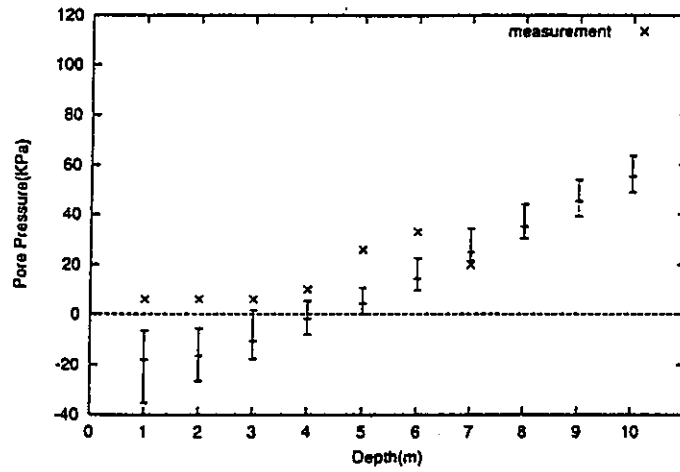


図 4.43: 不飽和浸透流解析における KBH-1 での圧力水頭 (Case 4')

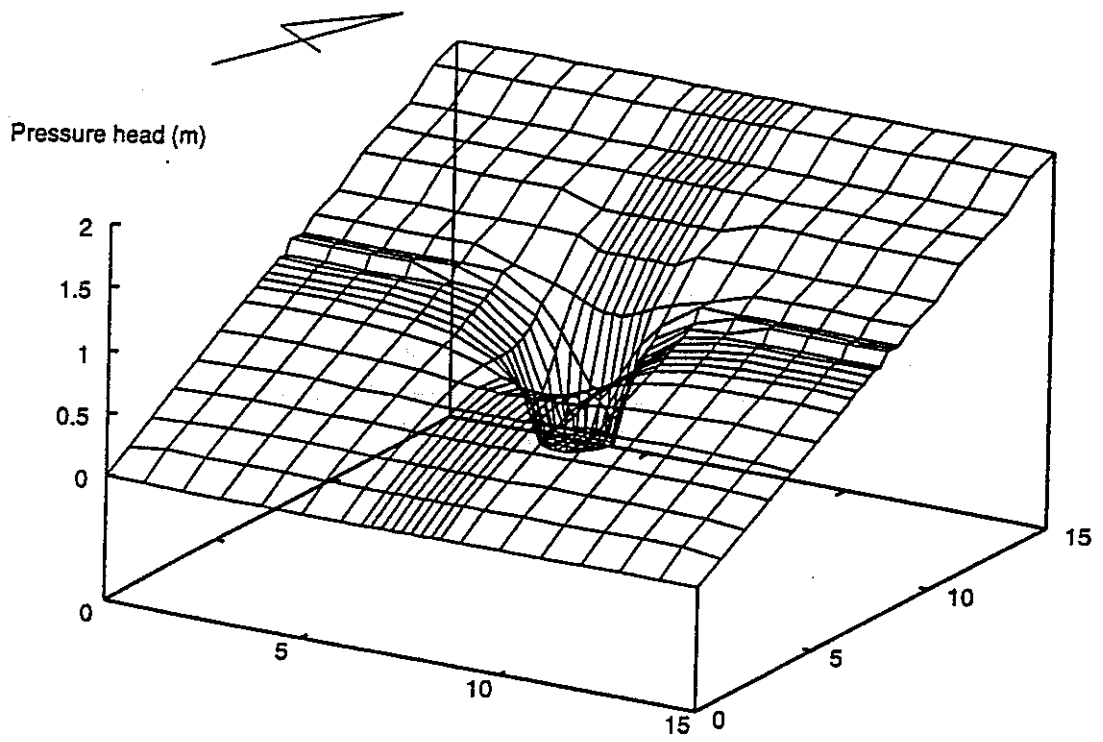


図 4.44: 不飽和浸透流解析における地下 5m の面での圧力水頭分布 (Case 1)

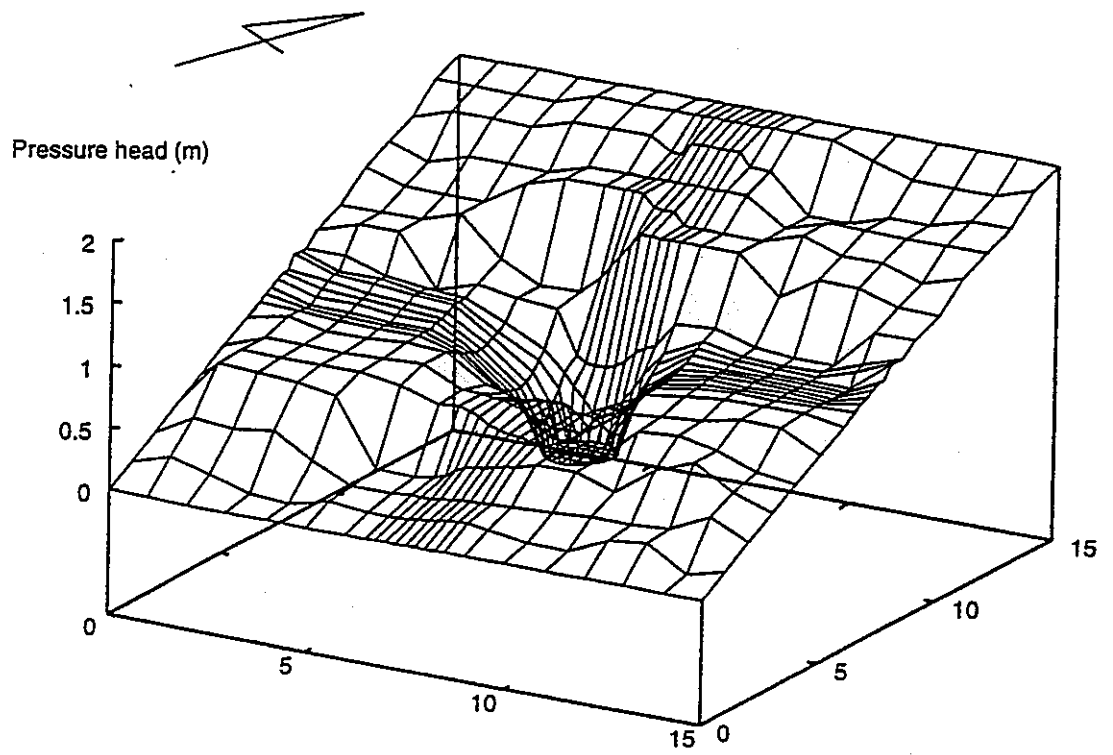


図 4.45: 不飽和浸透流解析における地下 5m の面での圧力水頭分布 (Case 4')

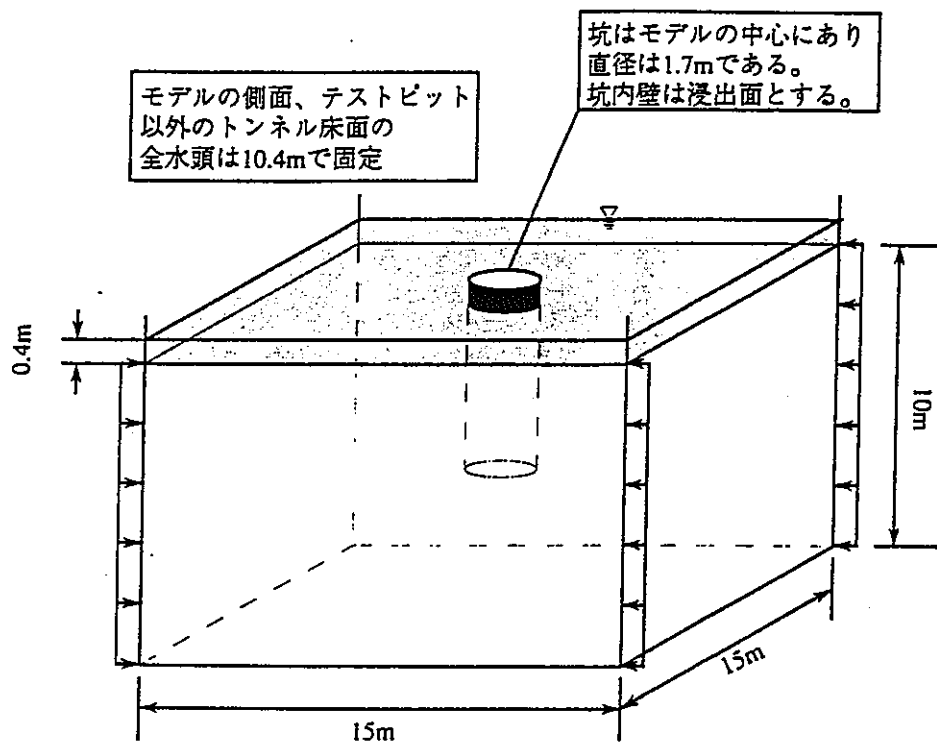


図 4.46: 飽和解析で用いた境界条件

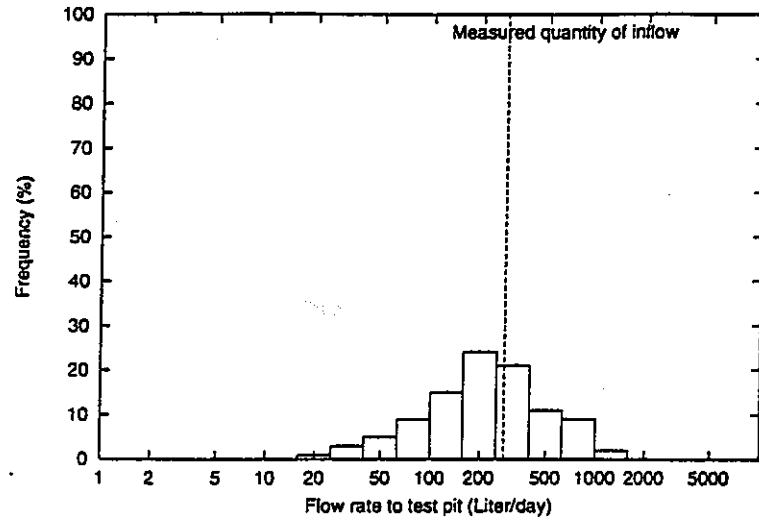


図 4.47: 飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 2)

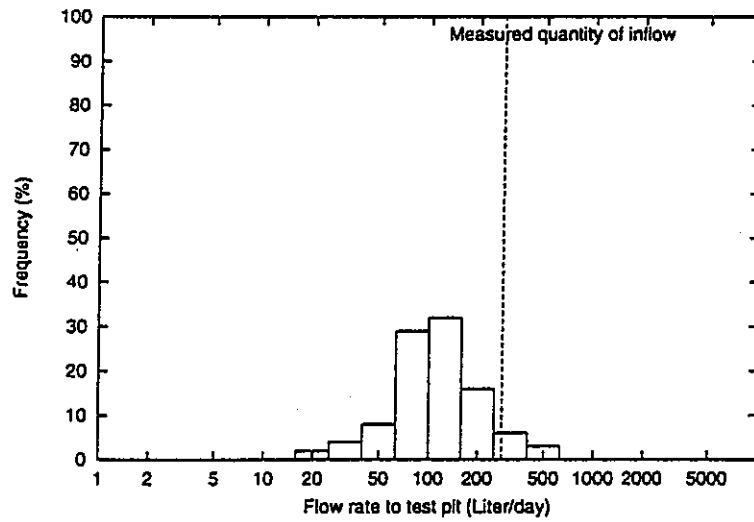


図 4.48: 飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 3)

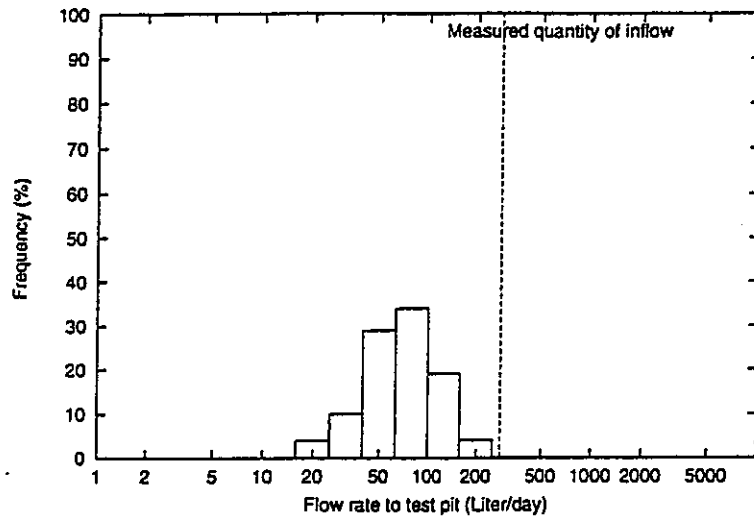


図 4.49: 飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 4)

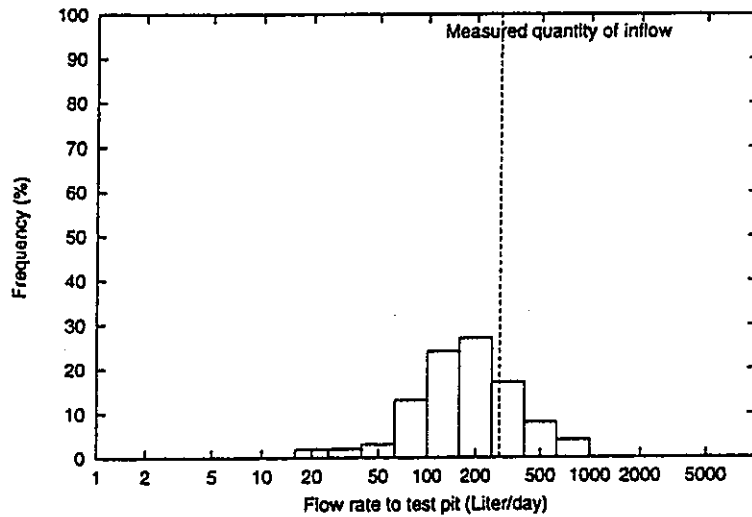


図 4.50: 飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 2')

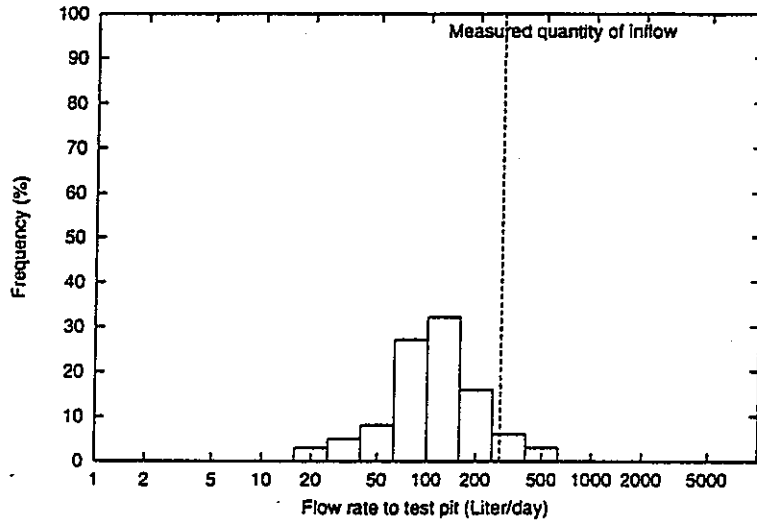


図 4.51: 飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 3')

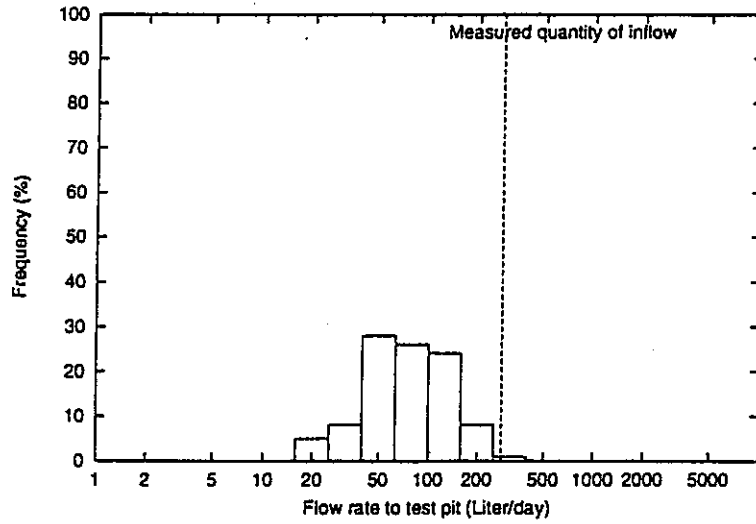


図 4.52: 飽和浸透流解析におけるテストピットへの総流量 (Case 4')

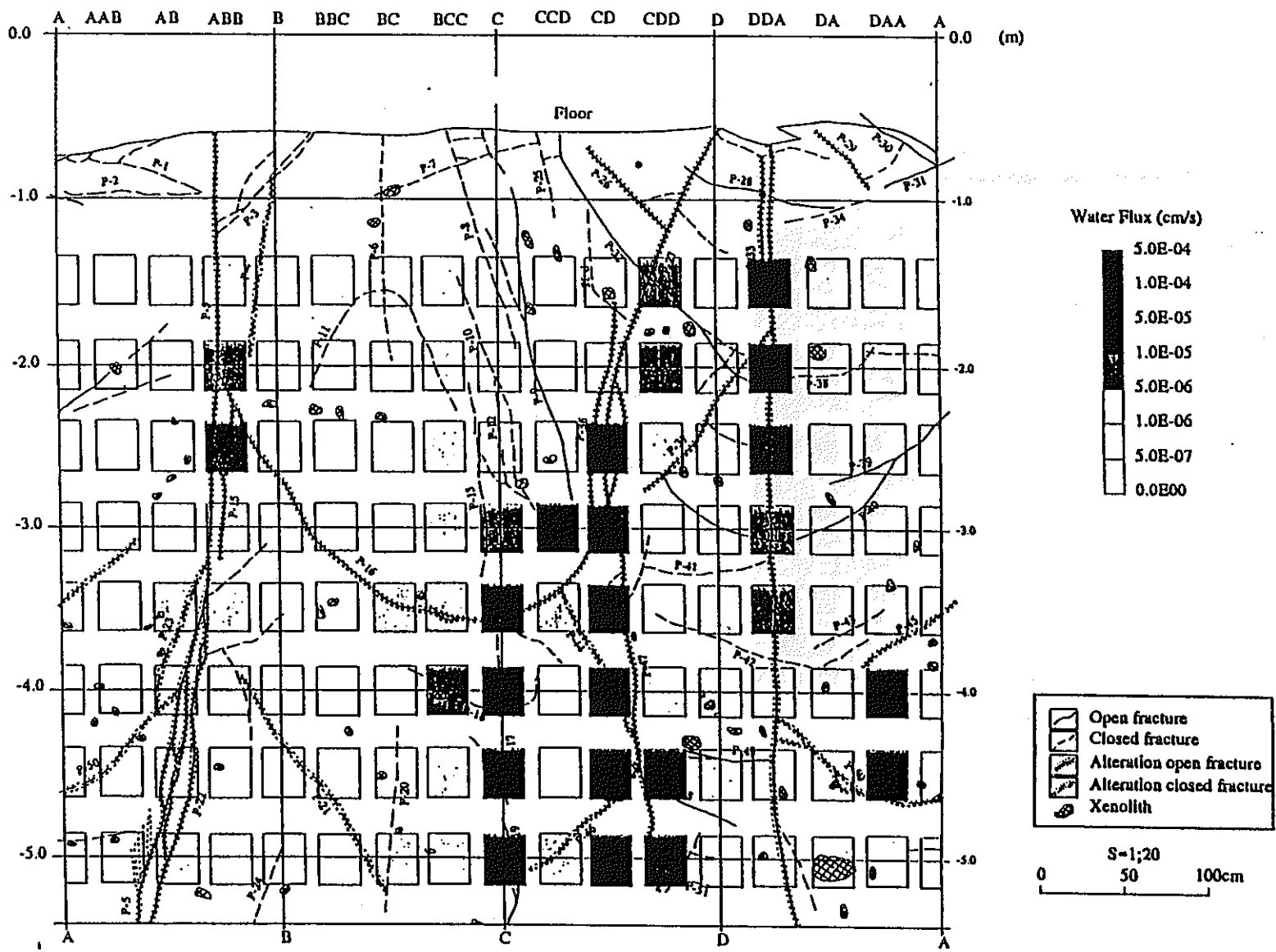


図 4.53: 飽和浸透流実験で観測された内壁からの浸出状況

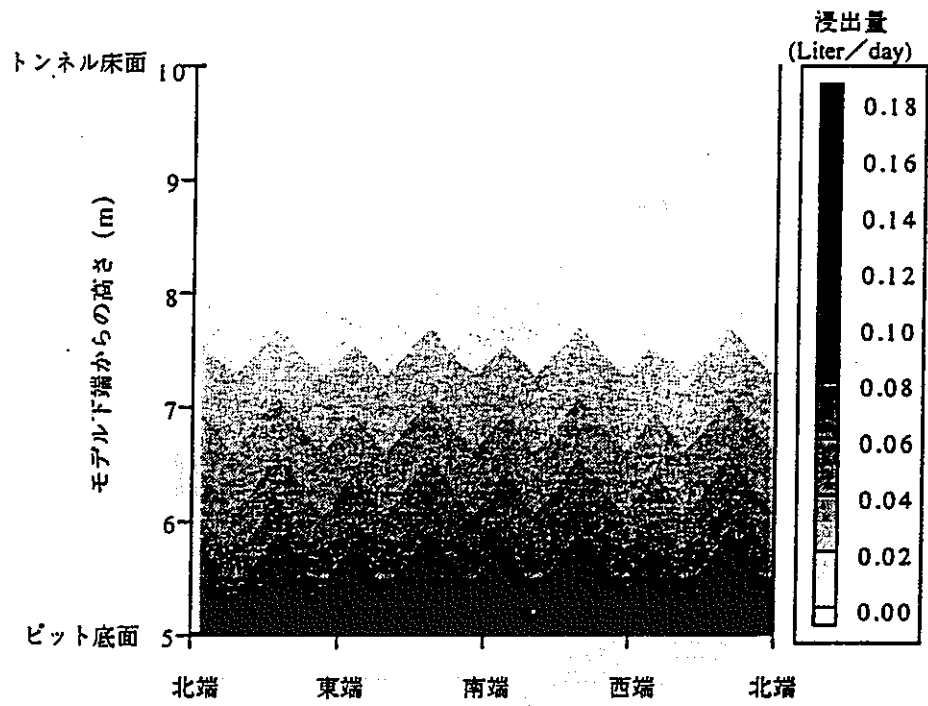


図 4.54: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 1)

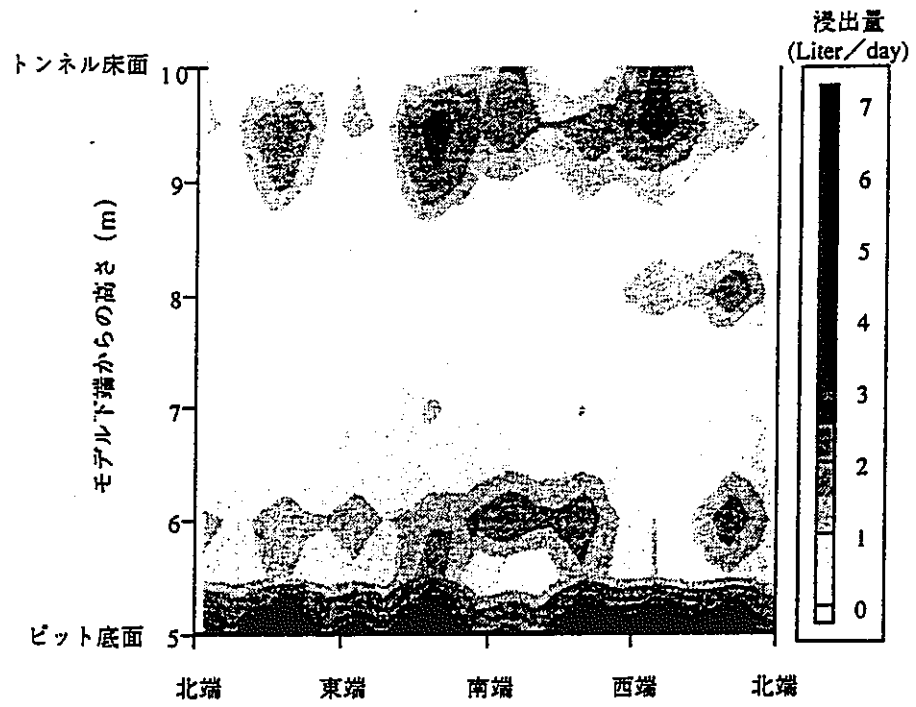


図 4.55: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 2)

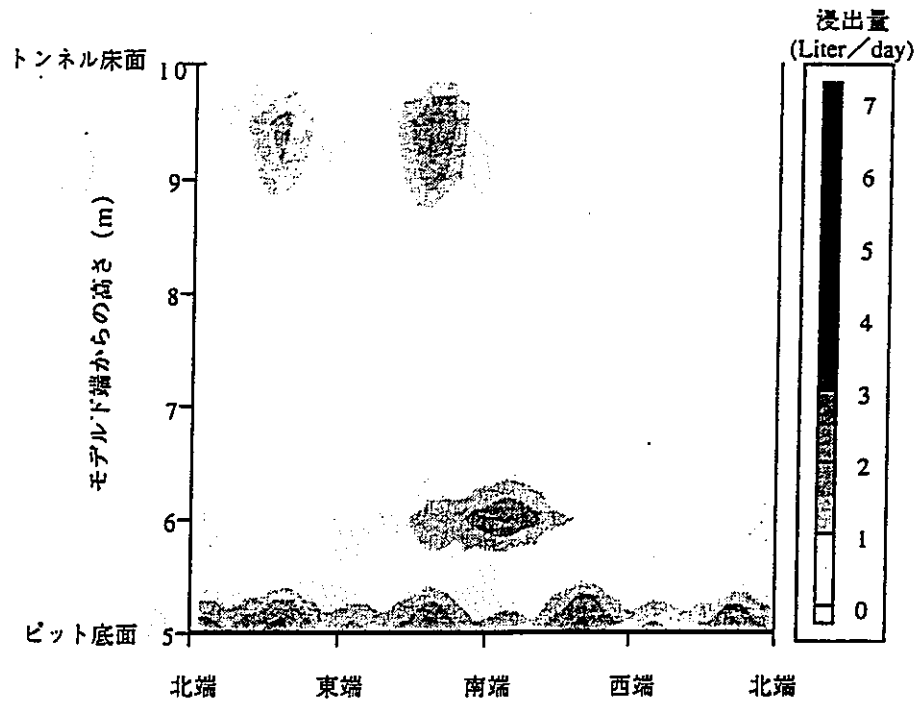


図 4.56: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 3)

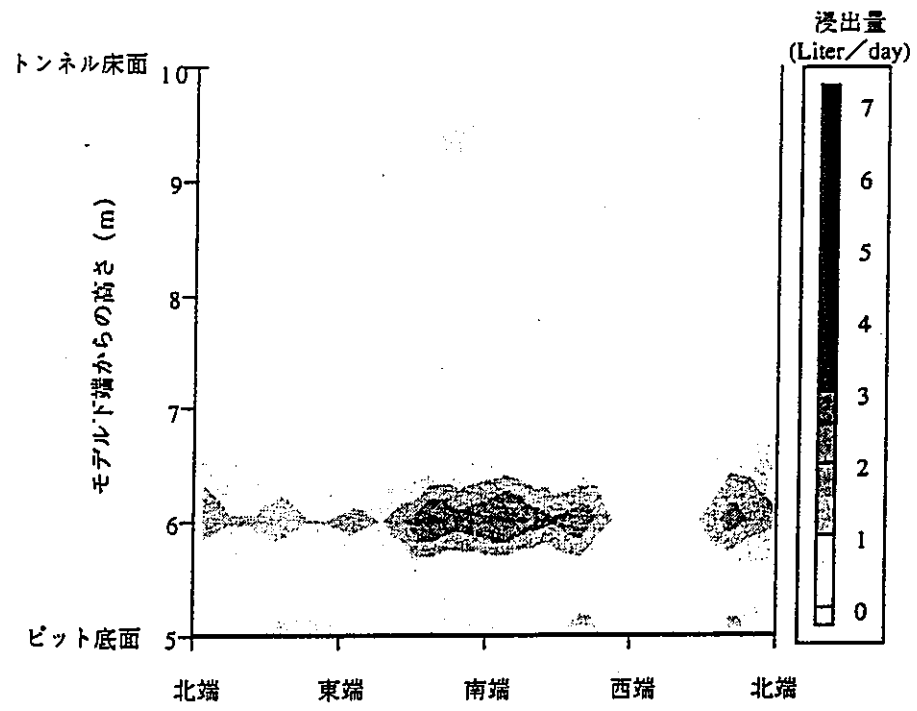


図 4.57: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 4)

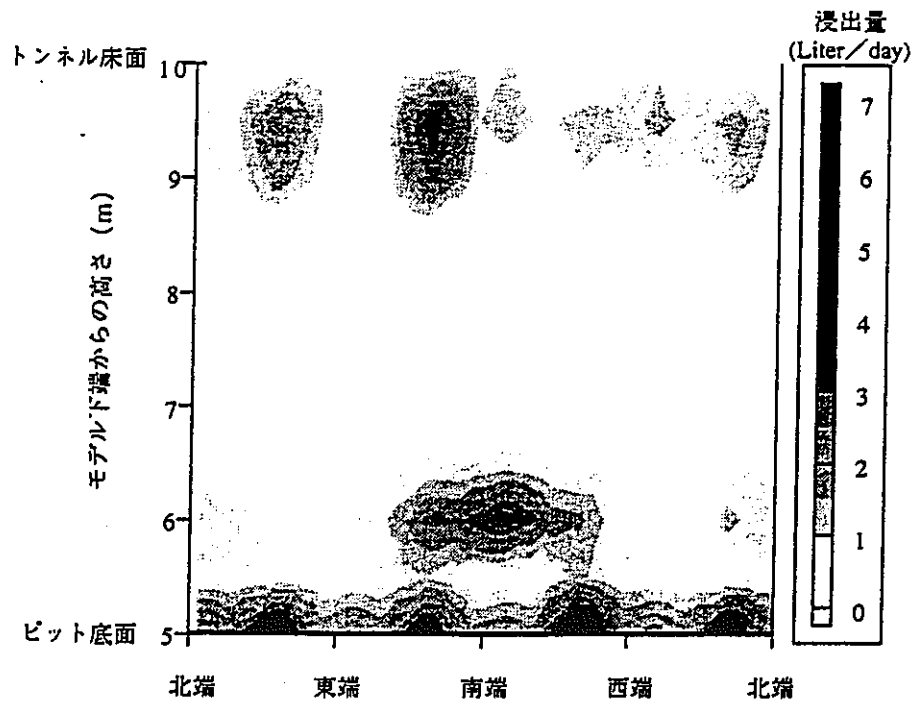


図 4.58: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 2')

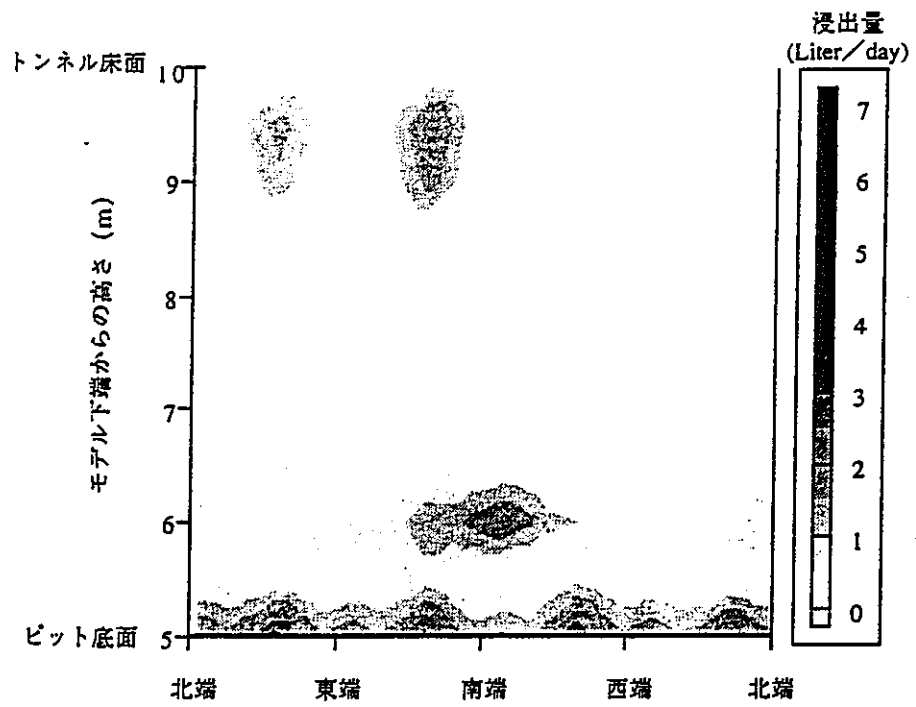


図 4.59: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 3')

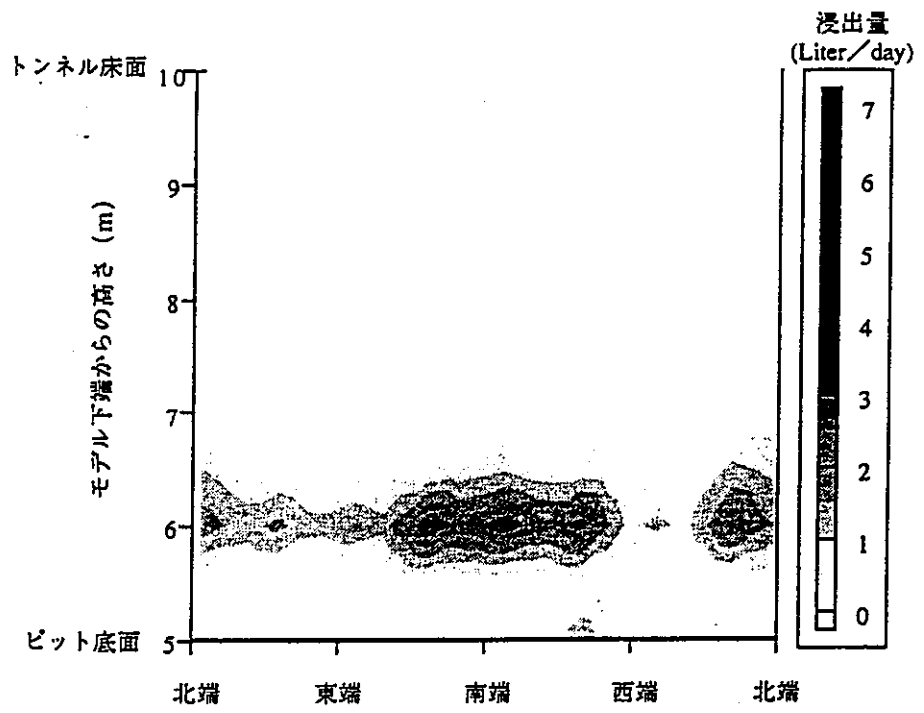


図 4.60: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 4')

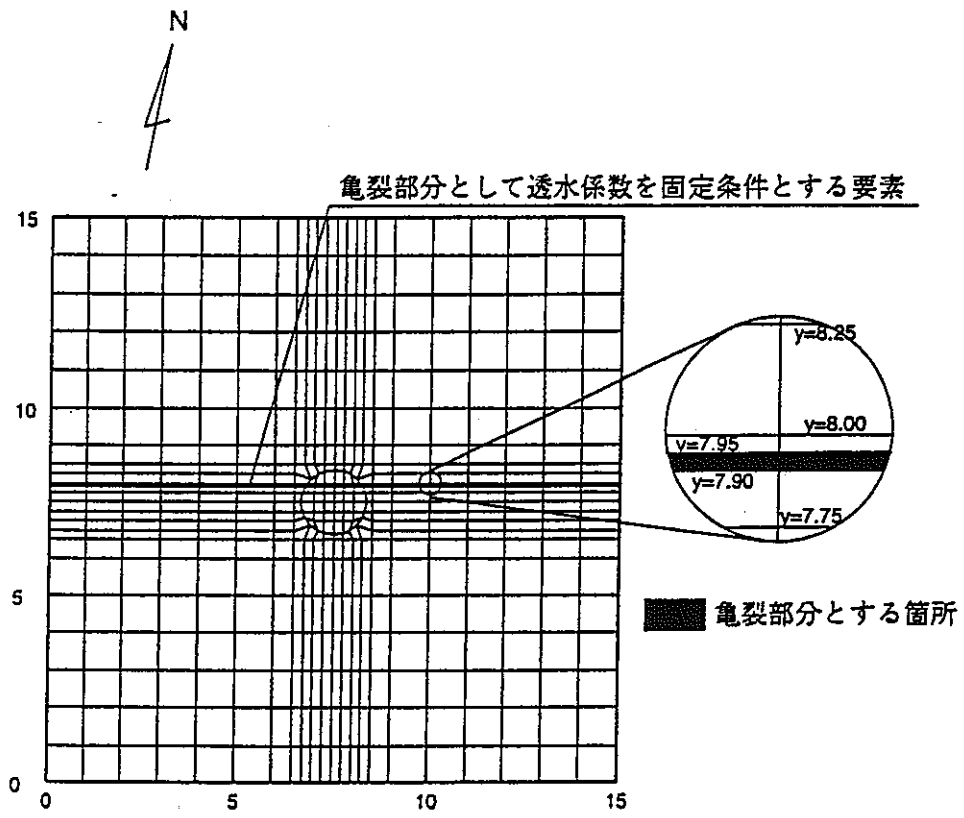


図 4.61: 透水係数を固定したモデル内の亀裂部

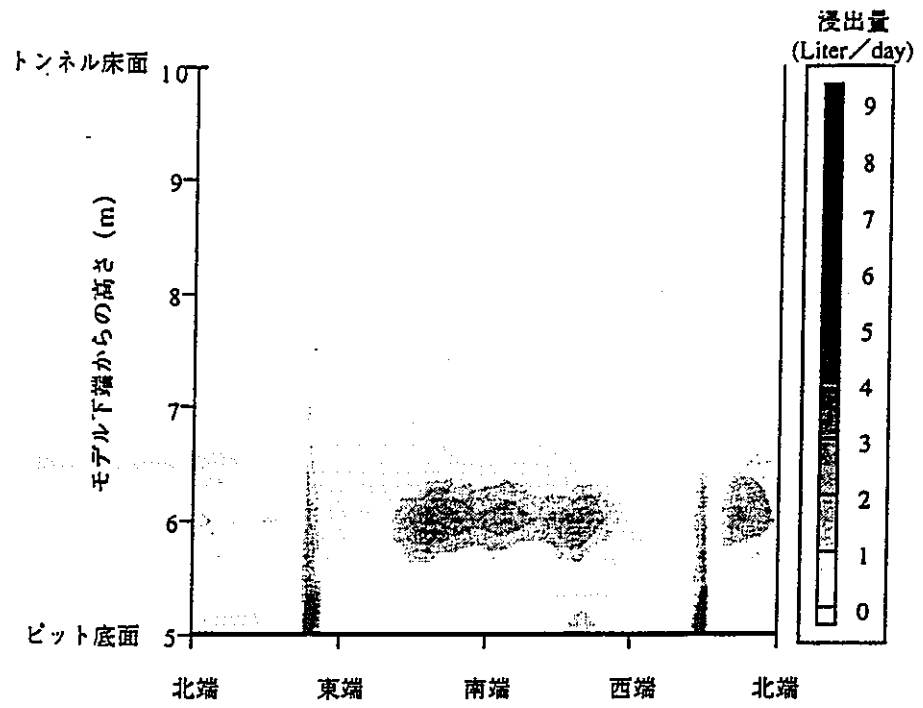


図 4.62: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 5)

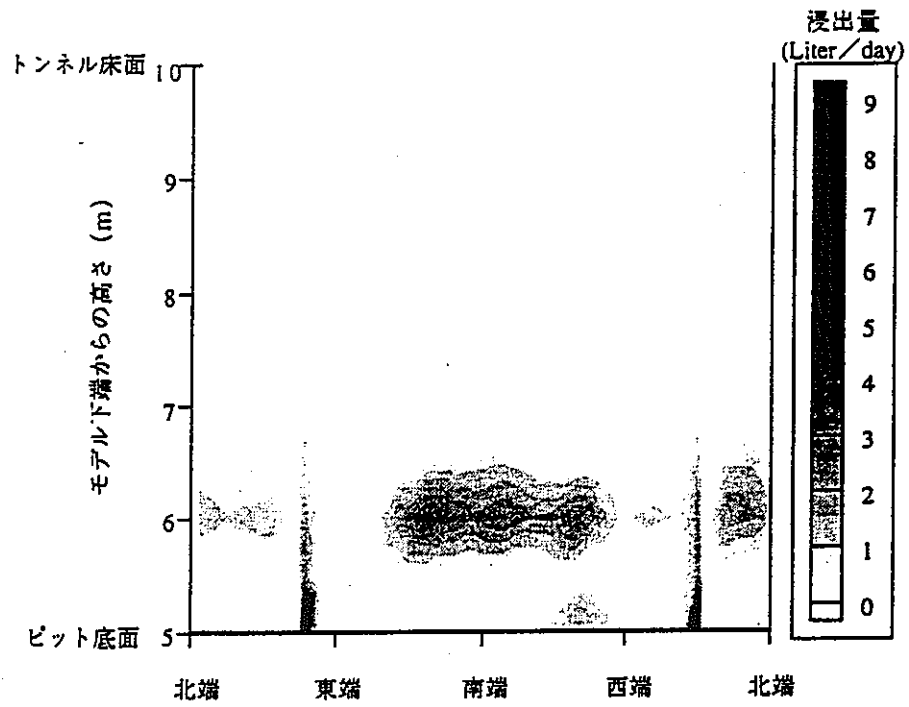


図 4.63: 飽和浸透流解析における内壁の浸出状況 (Case 5')

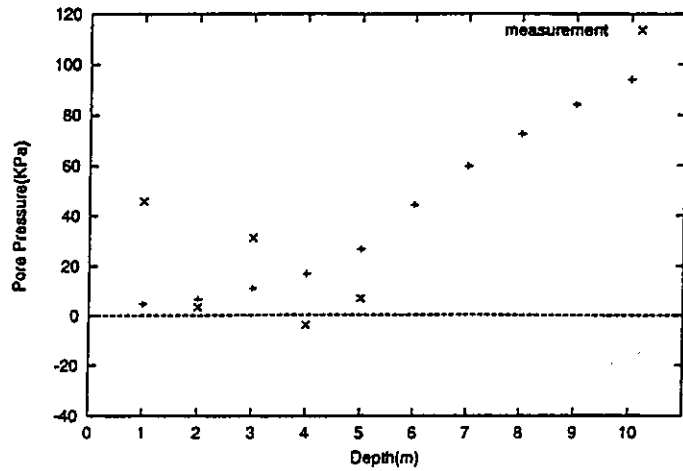


図 4.64: 不飽和浸透流解析における KBH-1 での圧力水頭 (Case 1)

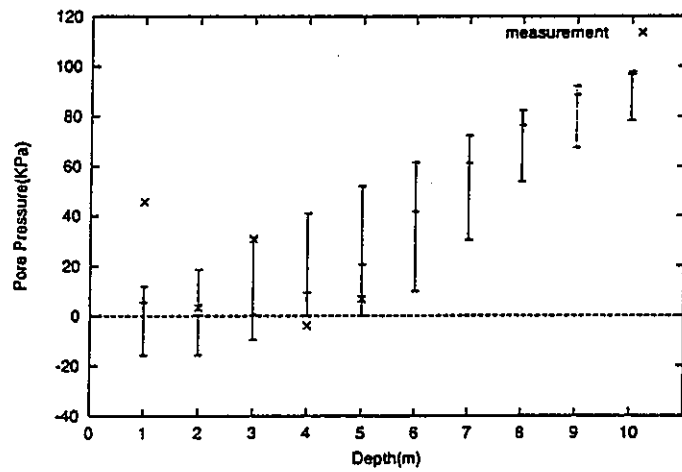


図 4.65: 不飽和浸透流解析における KBH-1 での圧力水頭 (Case 4')

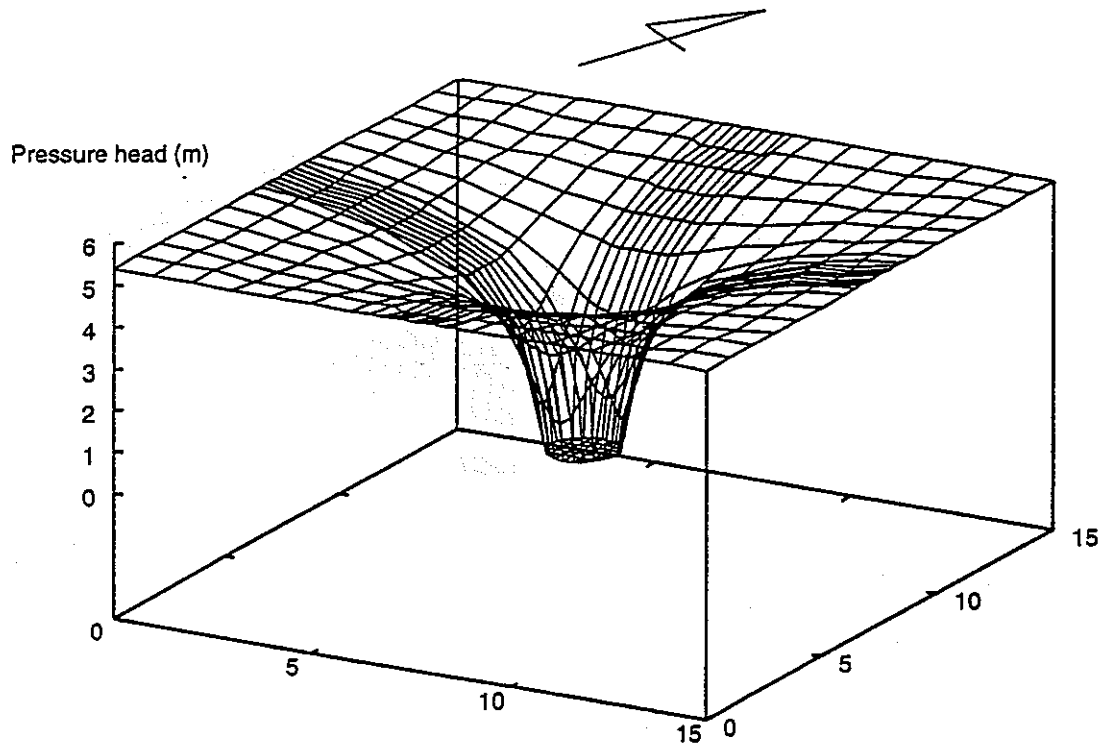


図 4.66: 飽和浸透流解析における地下5mの面での圧力水頭分布 (Case 1)

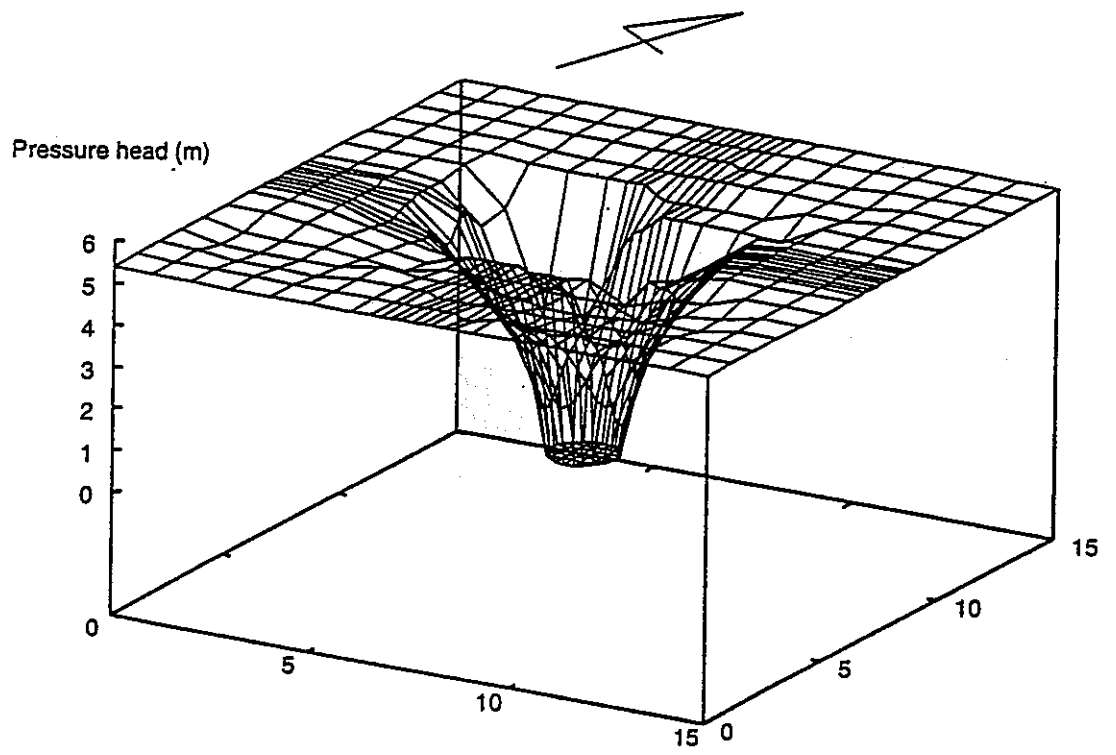


図 4.67: 飽和浸透流解析における地下 5m の面での圧力水頭分布 (Case 4')

参考文献

- [1] 土質工学会編：土の話 II, 技法堂出版, pp.150-152, 1981.
- [2] 串山純孝, 古林基一：湧水と戦う立杭工事—上越新幹線中山トンネル, トンネルと地下, Vol.6, pp.12-25, 1975.
- [3] 土質工学会編：土の話 I, 技法堂出版, pp.140-145, 1983.
- [4] Brooker, P. I.: A Geostatistical Primer, World Scientific, 1991.
- [5] Clark, I.: Practical Geostatistics, Applied Science Publishers, 1979.
- [6] Royle, A., Clark, I., Brooker, P. I., Parker, H., Journel, A., Rendu, J. M., Sandefur, R. and Grant, D. C., Mousset-Jones, P. : Geostatistics, McGraw-Hill, 1980.
- [7] 大西有三: 岩盤浸透流の数値解析におけるモデル化手法の研究, 京都大学工学部博士論文, 1990
- [8] 本多眞・鈴木誠・上田稔・近藤寛通: 地形情報を用いた基礎地盤面のモデル化と推定, 土木学会論文集, No.561, pp.63-74, 1997.3
- [9] 国府田恒夫・田中一盛・細谷雄三 共訳: 統計学序説 (Wonnacott, T. H. and Wonnacott, R. J.: Introductory Statistics), 1978.
- [10] 赤池弘次: 情報量基準 AIC とは何か, 数理科学, No.153, pp.5-11, 1976.
- [11] 本城勇介: 地盤工学における逆解析 5. 逆解析における事前情報とモデルの選択(その1), 土と基礎, 43-7, pp.63-68
- [12] 大津宏康: 地下水制御とその大規模地下構造物への適用に関する研究, 京都大学工学部博士論文, 1993.

- [13] 伊藤学・亀田弘行・黒田勝彦・藤野陽三 共訳: 土木・建築のための確率・統計の応用, 丸善株式会社 (Ang, A. H. and Tang, W. H.: Probability Concepts in Engineering Planning and Design), 1988.
- [14] 鈴木誠: 地盤物性値の空間分布特性の確率論的記述と地盤工学における信頼設計の基礎的研究名古屋工業大学博士論文, 1990
- [15] 小田匡寛・前洪卓郎・数納慎吾・羽出山吉裕: クラックテンソルによる岩盤透水係数の評価, 第6回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, pp.121-126, 1984.
- [16] Fujita, T., Chijimatsu, M., Kobayashi, A. and Ohnishi, Y.: COUPLED THERMO-HYDRO-MECHANICAL EXPERIMENT AT KAMAISHI MINE, 動力炉核燃料開発事業団, 1997.

付 録

マニフォールド法による 浸透流解析法の 開発

1. はじめに

マニフォールド法(Manifold Method, MM)¹は、不連続性岩盤の変形挙動の解析のために開発された手法であるが、変形問題と浸透問題の支配方程式が数学的に類似している²ことから、これを浸透問題の解析にも用いることが可能である。マニフォールド法では、数学メッシュと物理メッシュを別々に作成するため、解析対象領域の形状に左右されずに任意の形状の数学メッシュを用いることができ、メッシュ作成の自動化、入力データの大幅な簡略化、省力化を行うことが可能となる。本研究では、赤井ら³による飽和-不飽和非常浸透流の支配方程式をマニフォールド法を用いて離散化し、簡単な例題に対して適用を試みた。

2. マニフォールド法による飽和-不飽和浸透流の定式化

本研究で取り扱った赤井らによる飽和-不飽和非常浸透流の支配方程式は、不飽和部分における比透水係数(飽和透水係数を1とした場合の不飽和状態における透水係数) k_r を体積含水率 θ の関数として、 θ を圧力水頭 Ψ の関数としてそれぞれ与えることにより誘導され、次のようになる。

$$\{k_r(\theta)k_r\Psi_j + k_r(\theta)k_{0j}\}_j = \{C(\Psi) + \alpha S_j\} \partial\Psi/\partial z \tag{1}$$

k_j : 透水係数テンソルの成分、 $C(\Psi) = -\partial\theta/\partial\Psi$: 比水分容量、 S_j : 比貯留係数

α : 飽和領域においては1、不飽和領域においては0

マニフォールド法は、有限要素法等と同じく、2階の偏微分方程式を離散化して連立1次方程式を導き、これを解く手法である。Fig. 1に示すような対象領域を覆い尽くす規則的な形状の数学メッシュ(カバー)を用い、各々のカバーの中で定義された近似関数を物理メッシュとの共通部分において積分することによって要素マトリックスおよび要素流量(荷重)ベクトルを作成し、流入・流出ベクトルをポテンシャルエネルギー最小化原理によって作成し、水頭固定マトリックスをペナルティ法(水頭固定として指定したメッシュの水頭変化に対してペナルティを与えることによって水頭変化を抑制する)によって作成し、これらを重ね合わせることによって連立1次方程式を組み立てる。時間微分は、赤井らの定式化と同様に後退差分を用いて離散化する。以上により次のような離散化された方程式を得る⁴。

$$\{A^{k+1/2} + (2/\Delta t^k) F^{k+1/2}\} H^{k+1} = Q^{k+1/2} + (1/\Delta t^k) F^{k+1/2} H^k \tag{2}$$

H : 節点全水頭ベクトル(未知)

A, F : マトリックス、 Q : ベクトル、 k : 時間ステップ、 Δt^k : k 番目のステップの時間

3. 有限要素法とマニフォールド法による浸透流解析の比較例題

以上の定式化に基づいて解析プログラムを作成した。連立1次方程式の解法にはGauss-Seidel法を採用した。プログラムの動作確認のため、今回作成したプログラムと従来の有限要素法プログラムを用いて、Fig. 2のような問題を解析した。透水係数、比貯留係数、不飽和浸透特性、時間ステップの分割、収束判定基準は、両者に同じものを与え、有限要素法のメッシュとマニフォールド法の数学メッシュの分割数を動水勾配方向に等しく20分割とした。両者の解析結果をFig. 3に示す。2つの解析結果はよく一致することが確認された。

4. 堤体内自由水面の変動の解析

次に、Fig. 4に示すアースダム堤体内部の自由水面の経時変化をマニフォールド法によって解析した。解析結果をFig. 5に示す。この解析では、全体方程式の自由度268に対して、用いた入力データは908バイトであった。これは、同様の解析を通常の有限要素法によって行う場合の入力データの1割にも満たない大きさであり、マニフォールド法によってデータ入力的大幅に簡略化、省力化されることを示している。

5. 結語

本研究により、次の知見を得た。

1. マニフォールド法を用いて飽和-不飽和浸透流解析を行うことができる。
2. マニフォールド法による解析結果は有限要素法による解析結果とよく一致する。
3. マニフォールド法では、数学メッシュ作成の自動化により、入力データの作成が大幅に軽減される。

参考文献

1) Shi: Manifold Method of Material Analysis, Trans. 9th Army Conf. on Appl. Math. and Comp., 92-1, U. S. Army Res. Office, 1991. 2) 田村ら: 土と基礎, 36 (1) 71-78, 1988. 3) 赤井ら: 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析, 土木学会論文報告集, 264, 87-96, 1977. 4) Ohnishi and Tanaka: Manifold Method in Groundwater Flow Analysis, Proc. 7th KAIST-NTU-KU Tri-Lateral Seminar on Civil Eng., pp. 335-340, 1997.

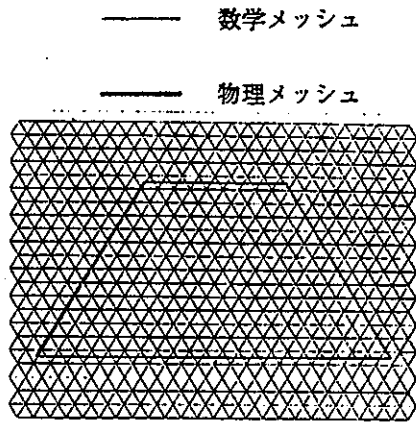


Fig. 1 数学メッシュと物理メッシュ

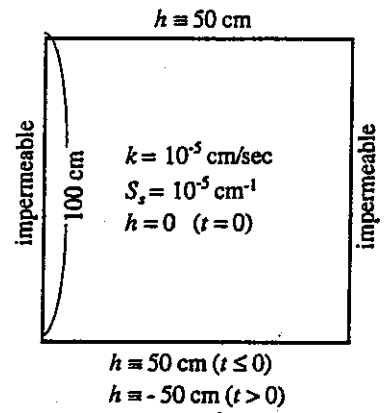


Fig. 2 FEMとMMの比較例題

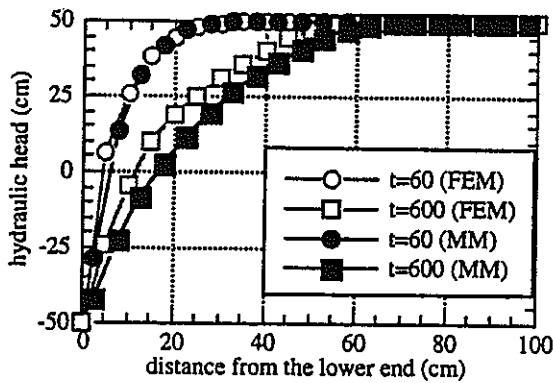


Fig. 3 FEMとMMの比較例題の解析結果

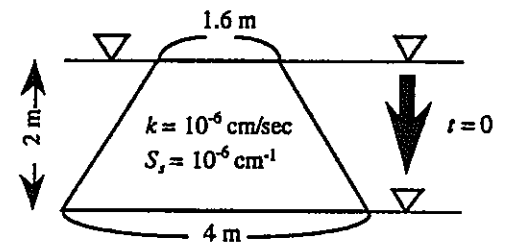
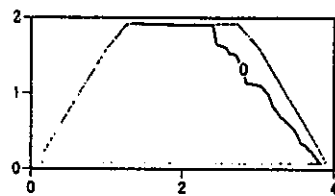
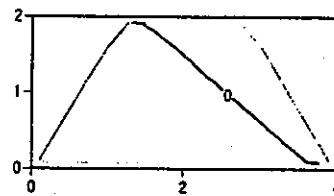


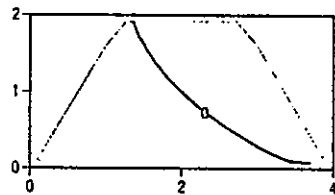
Fig. 4 アースダム水位低下問題



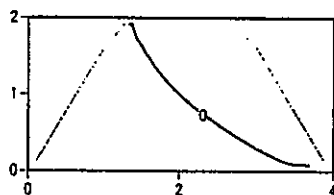
(a) 1分後



(b) 1時間後



(c) 12時間後



(d) 1日後

Fig. 5 アースダム水位低下問題の解析結果

2. 岩盤浸透流の三次元特性の調査と解析

2-1. 従来の研究成果と今回の研究主題

昨年までの研究により、浸透流に関する以下の諸点が明らかとなり、また多くの手法を開発出来た。

(1) 地盤表層部の不飽和浸透流に関する研究

- ・ 植生からの蒸発散の測定法の開発
- ・ 地盤の不飽和透水特性の逆推定法の開発

(2) 岩盤内の水みち構造と解析に関する研究

- ・ 岩盤内の、ステップ・スプレー構造、割れ目交線構造など高透水性特殊地質構造の研究
- ・ 地質構造を基礎とした3次元解析手法（Don-Chanモデル）の開発と実用性向上の研究

(3) Evaporation Logging の開発

今回の研究では、そのうち2つの岩盤内の水みち構造と解析のテーマを中心とした。とくに注目した点は下記の2点である。

(1) 風化岩盤を対象としたダム基礎岩盤の、クロス・ホール試験の結果、解析から、岩盤の浸透流解析には、遮水構造の把握が不可欠であることがわかった。その遮水構造の1つとして、粘土化した破碎帯が考えられる。しかし、破碎帯構造についてはまだ良くわかっていない。そのため、神岡鉱山の茂住祐延断層破碎帯の内部構造と透水性について検討する。

(2) 岩盤内には極めて多数の割れ目が発達している。それらをすべて考慮して解析することは不可能である。一方、最近、割れ目はその形成・発達過程を考えて、群として把握すべきであるという考えが提案されている。この考えの妥当性を釜石鉱山で確認する。

これ以外にも、Evaporation Logging の手法をスイスのモンテリ地下実験場および東濃鉱山の堆積軟岩に適用し、良い結果を得た。

2-2. 破碎帯構造の研究

今回の研究では、まず幅約25mの破碎帯を持ち、茂住祐延断層の主体の1つと思われる断層の構造を調べた。その結果、この破碎帯は、粘土化の程度の違う5つの部分の組み合わせでモデル化できることがわかった。各部分は、1-5mの幅を持ち、基本的に断層走向方向に伸びている。この破碎帯各部の透水性を把握するため、下記の調査プランを立てた。

- (1) 粘土化の著しい部分については、現地で不攪乱資料を採取する。
- (2) 採取された不攪乱資料から方向を変えて、円筒形サンプルを作り、室内透水試験を行なう。
- (3) 粘土化の少ない部分については、不攪乱資料の採取が難しい。従って、現位置試験により透水係数を測定することが実際的である。この目的のために、簡単な現位置試験法を提案した。

さらに、粘土化の著しい試料については、下記の調査を行なった。

- (1) 鉱物組成分析
 - (2) 粒度分析
 - (3) 透水試験終了後のサンプルを何ヶ所で切断し、内部構造を調査する。
これらの透水試験、構造調査の結果、下記の諸点が明らかとなった。
- (1) 粘土化部の透水係数を室内変水位試験で測定したところ、多少の透水異方性が認められたものの、ほぼ 10^{-8} から 10^{-9} cm/sであった。
 - (2) 現位置透水試験結果はまだ集約されていないが、従来の透水試験結果から判断すると、粘土化が進んでいない部分は、これに比べてかなり透水係数が大きいと推定される。
 - (3) 上記のことと、各部の分布が、断層の走向方向に伸びた層状であることを総合して判断すると、断層破碎帯は、全体として、透水異方性の大きい部分としてモデル化できると考えられる。つまり、断層の走向・傾斜方向の透水係数は、水が粘土化の小さい高透水部を通過するため大きいが、断層直交方向の透水性は粘土化の著しい部分を横切ることになるため、小さい。
 - (4) 粘土鉱物分析を、元々の岩の性質により、砂岩部、泥岩部、それらの境界部の3部に分けて行なった。境界部の粘土鉱物組成は、砂岩部と泥岩

部の組成の平均と考えられた。しかし、分析の結果、境界部にスメクタイトや石膏が多いとの結果が得られた。このことは、全体に粘土化した破碎帯といっても、熱水変質による粘土化の程度に場所的な差があることを示している。1つの原因として、破碎しながらも、原岩の地層境界部が熱水の通り道として作用したことが考えられる。

(5) 粒度分布の測定の結果、粘土化部と言えども、質量比でほぼ50%以上が0.5mm以上の粒径のものであった。粘土比率は30%以下であった。

2-3. 割れ目系形態の群としての把握

岩盤内に多数存在する割れ目をいくつかの群として捉えることは、割れ目系岩盤をモデル化する上で極めて重要である。今回、釜石鉱山坑道を対象として、熱水変質と、ステップ、スプレー構造に表れる割れ目形成過程の2つに注目して、割れ目群のタイプ分類を行なった。その結果、変質の有無を含め、8つのタイプに分類できることが明らかとなった。また、この分類は、Mazurekらが、スウェーデン、エスポ地下実験場を対象に行なったタイプ分けとほぼ同じである。このことは、少なくとも花崗岩質岩盤については、割れ目を群として捉えることが可能であることを示したものと考えられる。

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

本研究は、バッファー材への浸透挙動及び岩盤内の不飽和浸透を定量的に評価するための計測方法に関する研究を行っている。

砂とベントナイトの混合土をバッファー材として利用する際に、施設をクローズした後の混合土の吸水による挙動やその止水性に関する研究は未だあまりなされていない。また、処分坑道の掘削に伴い、岩盤の損傷や応力の解放、あるいは坑道からの排水により、坑道周辺の岩盤に不飽和領域が発生することが予想される。このため、地層処分の性能評価を行う上で、この不飽和領域の広がりや、再冠水後の岩盤内部やバッファー材への浸透挙動、岩盤内の酸化還元領域の変化に影響を与えるため、不飽和土に加えて岩盤の不飽和浸透特性を迅速かつ正確に測定することが求められてきている。

現在、不飽和土の浸透特性を求める試験方法は数多く提案されてきているが、飽和土の試験方法と比べて試験装置が非常に複雑になり、また測定時間が長期化する等の問題点を有している。試験方法の短期化という点からみると、不飽和土の浸透特性を計測するには土中の負の圧力水頭と体積含水率を比破壊試験により計測する必要があるが、用いる計測手法により様々な制約を受けている。土中の負の圧力水頭の値は、セラミックディスクを設置した圧力変換器によって計測が可能であるが、体積含水率の計測に関しては、ガンマ線や中性子線を用いたRI法(ラジオ・アイソトープ)を用いることが一般的であった。しかし、RIを用いた試験では装置が大がかりになり、計測時間が長く、定期的な校正が必要である。また、計測座標を正確に把握することが難しいなどの多くの問題点が存在する。そこで、近年、体積含水率の計測法として高周波を利用した電気的に計測する手法として誘電法が注目されてきている。これには、TDR法(Time-Domain Reflectometry)、FDR法(Frequency-Domain Reflectometry)、ADR法(Amplitude-Domain reflectometry)があるが、本研究ではプローブの形状がシンプルで、正確な測定座標を得ることができる周波数特性を利用した手法であるFDR法を用いて不飽和土の体積含水率の計測法を探求している。

3.2 不飽和土の浸透特性の計測法の開発

3.2.1 序論

3.2.1-1 緒言

近年、都市の過密化に伴い、地上での空間の確保が難しくなるにつれ、より安全で安定した地下空間の開発が盛んに行われている。具体的には、地下鉄や自動車道等の交通施設やライフラインのための共同溝、そして我々の生活空間等の比較的浅い部分の地下開発から、石油備蓄基地や地下ダム、地下原子力発電所等の大深度地下空間の利用まで多岐にわたる地下開発が行われている。

一方、地球温暖化や酸性雨といった地球規模での環境変化が叫ばれている今日、化石燃料の消費に伴う二酸化炭素、窒素化合物などの排出は大きな問題となっている。そこで、クリーンなエネルギーとして今後電気エネルギーは使用量がますます増大するであろうと思われる。その中でもクリーンな発電方法である原子力発電はますます総発電量に対して占める割合が増大すると予想されるが、発電に伴い発生する放射性廃棄物も増加するため、その処分方法が検討されている。そこで、現在、これら放射性廃棄物の処分場として大深度地下空間の開発が計画されている。

このようなことから、開発の対象となる土、あるいは岩盤や廃棄物の埋め戻しのためのバッファ材への浸透を定量的に評価することが求められているが、これらの浸透特性を正確に把握することは計画の基礎事項となるものであり、必然的な課題である。特に、放射性廃棄物の地層処分などの場合には、飽和浸透特性に加えて不飽和浸透特性が必要となってくる。これは、坑道の掘削に伴う湧水や応力解放に伴い坑道周辺の岩盤には不飽和領域が発生し、また、バッファ材においても再冠水後の初期状態では不飽和状態であるためである。

これら特別な事例に限らず、実際の現象においても不飽和状態の浸透を考慮すべき問題は多い。例えば、斜面への降雨浸透による斜面崩壊の現象や、降雨時の河川水の堤体浸透による堤防の欠壊現象などは土中に水が浸透することによって生ずる現象であり、このような崩壊や欠壊を予測するためには土中への浸透現象における不飽和領域の水分量の経時的な変化を定量的に把握する必要

がある。

3.2.1-2 本研究の目的と概要

不飽和浸透特性を測定するには体積含水率と負の圧力水頭を計測する必要がある。しかし、現在これらの計測手法に数々の問題があるため、不飽和透水試験装置は飽和透水試験と比べて複雑になり、また長期間の計測が必要であるため、浸透特性を定量的に評価する浸透解析に入力する物性値を提供するだけのデータの蓄積を得るまでには至っていない。

現在、主に用いられている土中水分測定法には、炉乾法、RI(ラジオ・アイソトープ)法などがある。しかし、炉乾法は破壊が前提であり、経時的な水分量の変化を測定できないといった問題がある。また非破壊の測定法であっても、RI法では中性子 γ 線を透過させるため供試体作成容器に制約があり、計測時間が長くなり、定期的なキャリブレーションが必要であるなどの問題がある。また、他に間接的に間隙水圧の測定による方法もあるが、高度な技術を必要とし測定値にばらつきが大きいという問題がある。そこで、本研究では非破壊で高精度、また瞬時の測定が可能である誘電法のうち、FDR計測法を用いて体積含水率を計測する方法により、新しいタイプの不飽和浸透特性の室内試験法を提案する。

以下に本研究の内容を概説する。

- (1) これまでの土中水分計測法についてまとめ、新しいタイプの計測法である、TDR法、FDR法、ADR法について説明し、これらに対する従来の研究について述べる。
- (2) FDR法を用いた土中水分計測法について、その適用性の検討を行う。
- (3) 不飽和砂質土の浸透特性を測定する室内試験法のうちで最も精度がよいとされている瞬時水分計測法に対してFDR法を用いた新しい方法を提案し、測定精度等について議論する。

3.2.2 土中水分量計測法

3.2.2-1 概説

降雨浸透による斜面の崩壊現象や堤防の浸透破壊現象などは、土中に水が浸透する現象やそれにより引き起こされる問題である。このような問題に対する予測のため土中への浸透現象における不飽和領域の水分量や間隙水圧の経時的な変化を定量的に把握する必要がある。

従来の土中水分計測法には表-3.2.2-1に示すように、炉乾法、電気抵抗法、RI(ラジオ・アイソトープ)法、誘電法が用いられているが、それぞれに一長一短があり測定目的や規模に応じてこれらの方法を使い分けているのが現状である。

表-3.2.2-1 土中水分計測法の比較

	精度	安定性	非定常計測	測定範囲	メンテナンス	タイムラグ	温度補正	塩類混入	校正
炉乾法	◎	◎	×	大	◎	×	×	◎	不要
電気抵抗法	△	△	×	大	×	×	×	×	要
RI法(γ線法)	○	○	◎	15cm程度	○	△	◎	○	要
RI法(中性子法)	○	○	◎	15cm程度	○	△	◎	○	要
間隙水圧計測法	△	△	◎	接触面	×	○	◎	◎	要
誘電法	◎	○	◎	直径4cm程度	○	◎	○	△	不要

3.2.2-2 土中水分量計測法の従来の方

以下に表-3.2.2-1に示したそれぞれの方法について、原位置における水分量測定法も含めて説明する¹⁾。

(1) 炉乾法²⁾

室内試験においてはこの方法が主として用いられており、原位置においてはサンプラーで採土した後、105℃で恒温になるまで炉乾燥させ、乾燥後の重量から水分量を求める。簡便かつ良好な測定精度を有すが、試料を攪乱してしまうこと、測定に長時間を要すこと、また原位置での瞬時の測定が困難であり、同一地点での連続測定が不可能であること等の難点を有している。

(2) 電気抵抗法²⁾

一定間隔で2極の電極を包埋した多孔質ブロック(石膏、ナイロン、ファイバ

ーガラス等)を土中に埋設し、ブロックの吸湿水分と土中水分とが平衡状態に達した後、2極間の電気抵抗を測定し、別に室内試験によって求めた抵抗～土壌水分曲線を用いて間接的に土壌の水分量を求める。ブロックの電気抵抗値は土壌の温度や塩類濃度の影響を受けやすいこと、水分平衡状態に至るまでに時間を要する等の難点がある。

(3) RI(ラジオアイソトープ)法¹⁾

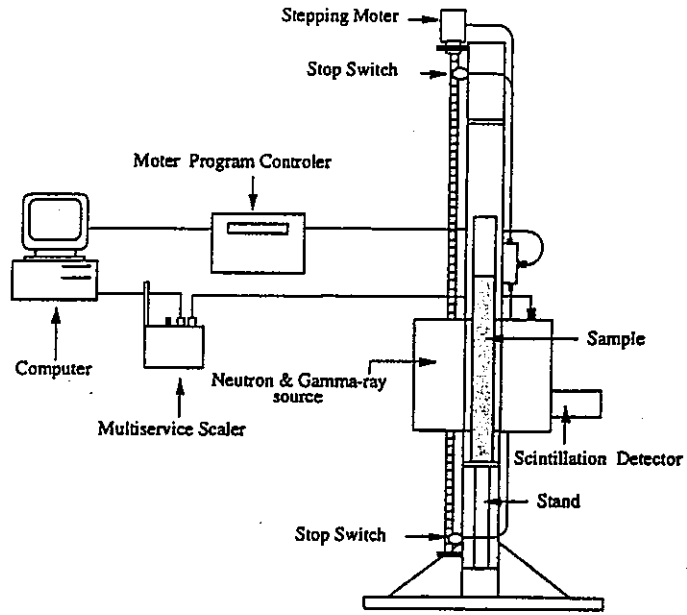
ガンマ線や中性子線などの放射線を用いる方法である。ガンマ線は、土中の通過する際のコンプトン散乱を主体とした吸収効果を利用するもので、その吸収率が土の密度に支配されることから、一般に密度計として利用されている。ガンマ線を水分計に用いる場合、排水や浸潤において間隙比の変化が生じるような試料に対しては適用が困難である。一方、中性子線を利用する方法は、高速中性子が土中の水素原子によって減速されて作り出される熱中性子を検出することにより水分量を測定するもので、土中で熱中性子に還元されずに通過してくる高速中性子を更にスリット状の減速材を通過させることにより、測定点を中心としたある一定幅領域内の水分の変化のみを測定する方法が考案されている³⁾。その透過型の室内試験装置を図-3.2.2-1に示す。

原位置における適用では、局所的な水分量測定は困難とされている。これら原位置での測定例としては、図-3.2.2-2のような透過型RI計器による水分・密度計測法⁴⁾、また水分量測定法では図-3.2.2-3のような中性子プローブが用いられている。

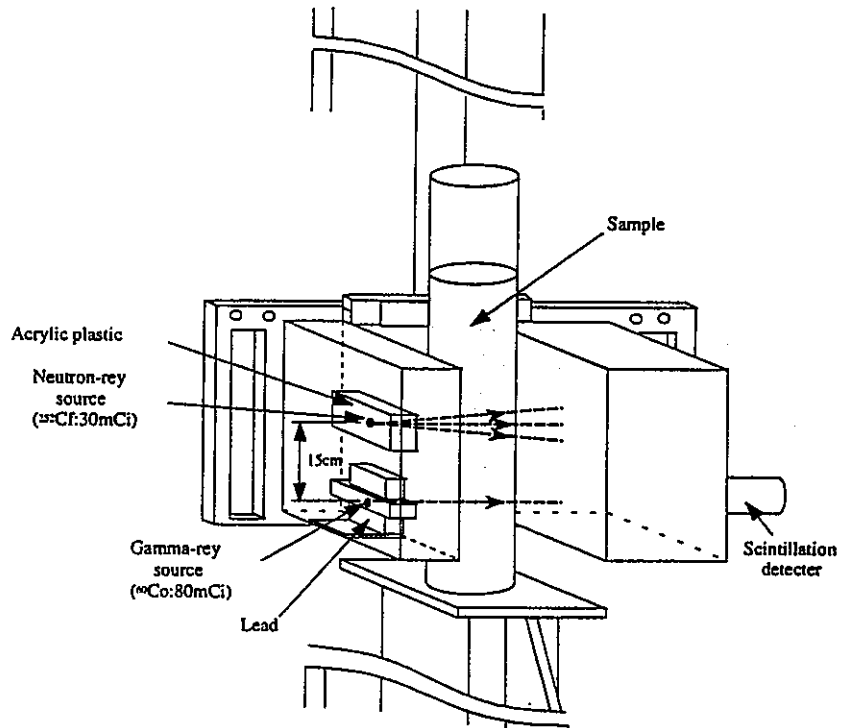
これらRI計測法は測定が非破壊的であり随時繰り返し計測が可能であること、そして個人誤差の介入が少なく土中水分量の経時変化が高精度で測定可能である等の特長を有している。しかし、計器が比較的高価で、かつ放射線を扱うために法規制等の制約がある。

(4) 間隙水圧計測法²⁾

この方法は負の圧力水頭の測定法であるテンシオメーター法により間隙水圧を測定し、あらかじめ作成した別のpF-水分曲線により間隙水圧を水分量に読みかえる方法である。テンシオメーター法はセラミックのポーラスカップを先端に有する硬質塩化ビニール管を土中に埋設し、土中水と管内に封入した脱気水とを連続させ、水分平衡状態における水圧を測定する。水圧の測定には水銀ま



(a) 装置全体図



(b) 測定部

図-3.2.2-1 RI計測装置 (透過型2重線源法・室内試験装置 3)

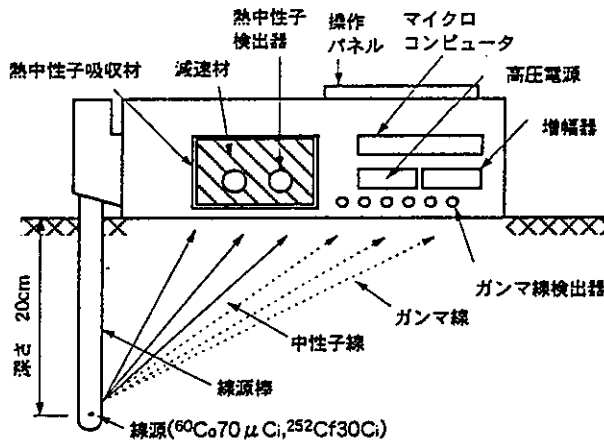


図-3.2.2-2 RI計測装置
(透過型・原位置試験装置) 4)

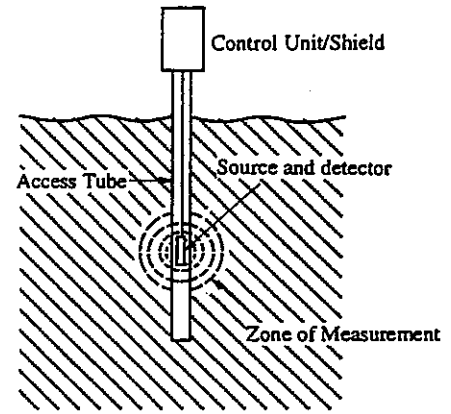


図-3.2.2-3 RI計測装置(中性子プローブ
散乱型・原位置試験装置)

たは水マンノメーターを用いる方法と圧力変換器(間隙水圧計)を用いる方法がある。水銀または水マンノメーターの利点は精度、安定性、メンテナンスの容易さであるが難点としてタイムラグが大きいこと、非定常計測ができないこと、温度補正が困難であることがあげられる。対する圧力変換器は精度、安定性は水銀・水マンノメーターにやや劣るもののタイムラグが小さく、非定常計測が可能、温度補正が可能といった利点がある。

間隙水圧計測法はテンシオメーター法を用いるため水銀・水マンノメーターを使用する場合にはタイムラグにより時間を要する。また、ポーラスカップの設置には高度な技術を必要とするため個人による誤差が大きく、測定値のばらつきも大きい。

(5) 誘電法^{1), 5), 7)}

水の誘電率の大きさを利用して求める方法であり、高周波の電磁波を用いて誘電率を求める。一般的に測定領域は低水分領域に限られるとされている。

誘電法は原位置での簡易な測定法として、Toppら⁵⁾によって、主にTDR (Time-Domain Reflectometry)法の技術を背景に超高周波数(1MHz~1GHz)による土壌誘電率を介して直接含水量を測定する技術が開発され、近年注目されている方法である。これらは他の測定法に対して計測に要する時間が瞬時であり、計器等も比較的小さく、RI法と比較して比較的安価で、任意の深さの水分量が測定可能であるという利点を有している。

3.2.2-3 誘電法による測定法 (TDR法, FDR法, ADR法)

土は三相 (固相: 土粒子, 液相: 水, 気相: 空気) より構成されており, 塩類が少ないものは導電率 σ の値がほとんど0となり, 誘電体であると考えられる。この3相の構成要素の中で, 土粒子, 空気の誘電率 (それぞれ4,1) と比較して, 双極子分子である水は約81という極めて大きな誘電率を持つ。したがって, 土壌全体としての誘電率は水分量に大きく左右されることになる。言い換えれば, 誘電率を測定することで水分量を求めることができると考えられる。

湿潤土の複素誘電率 ϵ^* は次のように表される。

$$\epsilon^* = \epsilon + j \left(\epsilon' + \sigma_{dc} / \omega \epsilon_0 \right) \quad (3.2.2-1)$$

ここで, ϵ, ϵ' : ϵ^* の実数部, 虚数部

σ_{dc} : dc誘電率

ω : 角周波数 (rad/sec)

ϵ_0 : 真空中の誘電率

実質的に, すべての幾何学的物質の磁気的特性は真空中のそれとほとんど変わらないとされている。したがって, 電磁波を利用した測定に際して, 磁気的な性質の影響を考える必要はない。

また, 誘電率は土壌の密度, 構造, 塩濃度, 温度などにはほとんど影響されないとされている。

電磁気学的に, ある複素誘電率 ϵ^* を持つ媒体中に置かれた導体を伝わる電気現象の速度は次のように決められる。

$$v = \frac{c}{\left[\epsilon \left\{ 1 + (1 + \tan^2 \delta)^{1/2} \right\} / 2 \right]^{1/2}} \quad (3.2.2-2)$$

ここで, $\tan \delta = (\epsilon' + \sigma_{dc} / \omega \epsilon_0) / \epsilon$ (3.2.2-3)

c : 真空中での電磁波の速度 (m/sec)

一般に土壌では, 1MHz~10MHzの高周波数領域において, ϵ は周波数にほとんど影響されず, また,

$$\epsilon = \epsilon' + \sigma_{dc} / \omega \epsilon_0 \quad (3.2.2-4)$$

が成立するとされているため, 式(3.2.2-2)は次のようになる。

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (3.2.2-5)$$

したがって、媒体中におかれた導体を伝わる電気現象の速度はその媒体の持つ誘電率によって決定されることが分かる。

(1) TDR法 (Time-Domain Reflectometry)⁵⁾

TDR法は時間領域で電気パルスの電圧変化をとらえる技術を利用したものであり、電磁波(パルス)が土壌中の電極を進む速さを測定し、その速さから見かけの誘電率を求める方法である。測定原理を以下に記す。

図-3.2.2-4にTDRシステムの概略図を示す。基本的にパルス発生装置、電磁波のサンプリングレシーバー、オシロスコープ及び2本の電極とコネクタから成るプローブから構成される。図-3.2.2-5に示すオシロスコープから得られる時間と電圧の関係のグラフの形状からプローブを通過した時間を求め、誘電率を計算する。具体的には、図-3.2.2-4において、パルス発生器から出力されたステップパルスは、まずA点を通過する。この時点は、図-3.2.2-5のグラフでは①の点に対応している。B点に到達したパルスはここで、B,C間のケーブル内に異なるインピーダンス Z を持つ地盤があると、一部は反射し発生器に戻っていく。この戻っていく反射波がA点に到達したときに示す挙動が②である。したがって、 t_1-t_0 はA→B→Aとパルスが移動した時間である。

B点で反射せずに通過した残りのパルスはC点まで到達し、ここで放射による損失がなければ同じ位相で完全反射して戻ってくる。この反射波がB点まで戻るところで一部が反射し、残りはA点へと戻っていく。従って t_2-t_1 はB→C→Bと伝達した時間であると考えられる。

B→C→Bと伝達した電磁波の速さはその伝達時間を t 、BC間の距離を L とすると次式で示される。

$$v = \frac{2L}{t} \quad (3.2.2-6)$$

土中の電磁波の速さは式(3.2.2-5)で表せるから、式(3.2.2-5)、(3.2.2-6)より誘電率は次式で表される。

$$\epsilon = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (3.2.2-7)$$

ここで、 t : プローブの伝達時間 (sec)

L : プローブの長さ (cm)

c : 真空中での電磁波の速さ ($=3 \times 10^{10}$ cm/sec)

したがって、 L が既知の時、BC間の伝達時間 t を測定することによって見かけの誘電率 ϵ が得られる。

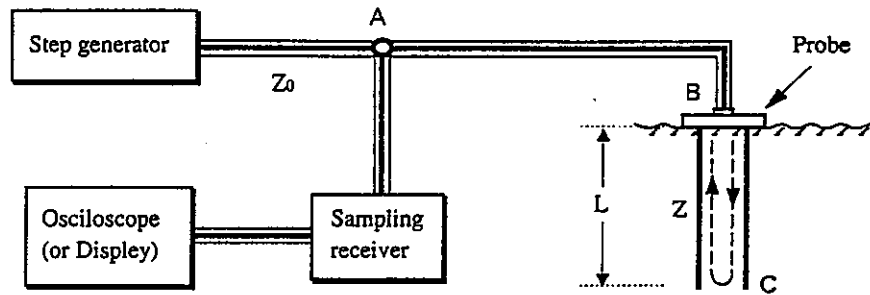


図-3.2.2-4 TDR測定システム概略図

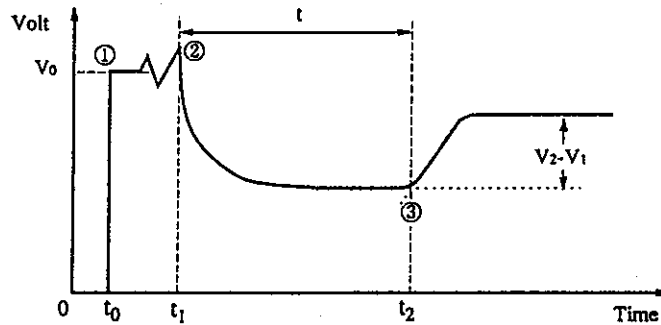


図-3.2.2-5 TDR測定結果概略図 (オシロスコープ出力結果)

a) 堀野らの研究 ⁸⁾

堀野らは、 $\epsilon - \theta$ キャリブレーションのヒステリシスの有無を従来の2線式のプローブより電場の集中が大きいとされる3線式プローブを試作、使用し確認を行っている。

実験は、ロッドの長さ $L=87$ mm, 間隔 $s=20$ mm, 直径 $\phi=3$ mmでステンレス製の3線式プローブを用いて飽和試料(豊浦標準砂, 2mm通過まさ土)から徐々に水を蒸発させながら ϵ と重量を計測し脱水過程の値を計測している。絶乾状態付近に達した後は逆に給水しながら同様の計測をする。

結果は、土壌の $\epsilon - \theta$ 関係には脱水・給水過程においてヒステリシスが見られないこと、キャリブレーション曲線を考えると0.99%の標準誤差内で ϵ から θ が求められること、また装置的にはプローブの改良による波形の鮮明化とオシ

ロスコープ自身の時間分解能の向上により、従来より短い87mmのロッドでも十分TDR計測可能であることが報告されている。

(2) FDR法 (Frequency-Domain Reflectometry)⁷⁾

FDR法は電圧を周波数領域で計測し、干渉波のピーク特性から見かけの誘電率を求める方法である。測定原理を以下に記す。

図-3.2.2-6にFDRシステムの概略図を示す。高周波発生装置であるトラッキングジェネレータ、方向性結合器、干渉波の測定装置であるスペクトラムアナライザ及び1本の電極とコネクタから成るプローブから構成される。ただし、電極の集中を図るため、3本の電極から成るプローブを用いる場合もある。

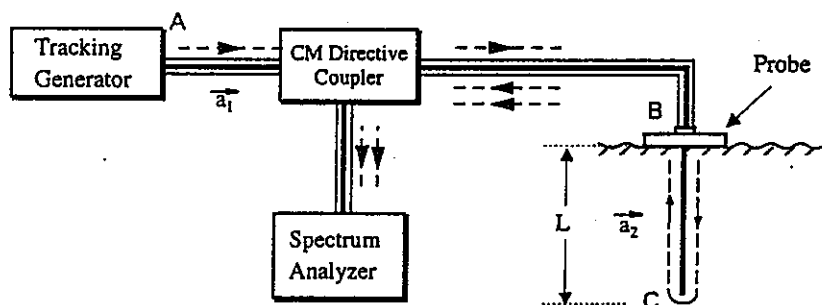


図-3.2.2-6 FDR法測定システム概略図

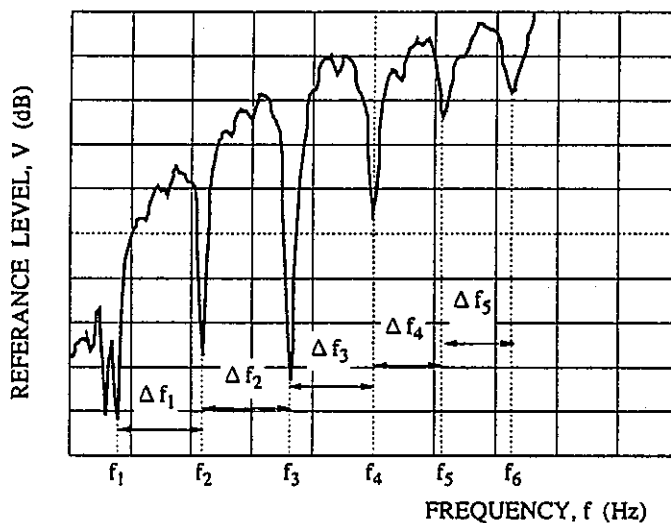


図-3.2.2-7 FDR法測定結果概略図 (スペクトラムアナライザ出力結果)

図-3.2.2-6において、A点から出力された電磁波は電送線に沿ってB点に達する。BC間が異なるインピーダンスを持つ場合、電磁波の一部はB点で反射する（反射波B）。B点を通じた電磁波はC点に達し、ここで放射による損失がなければ）同じ位相で完全反射して戻ってくる（反射波C）。反射波Cは反射波Bと合成されてA点に戻っていく。この過程で合成された反射波の電圧をB点で測定する。

この時、入力波は広帯域の電磁波であるから、反射波の電圧も広帯域の周波数に対して測定される。この反射波の電圧はB点における反射と屈折の割合と、反射波Bと反射波Cの位相のズレによって干渉が起こっているため、それぞれの周波数に対して異なる電圧を示すことになる。この波形は周期的にピークが現れ、その周期はBC間の電磁波の速さ（BC間の誘電率）によって異なる。したがってこのピーク間隔を測定することで誘電率が測定できるという方法である。

入力端での反射波Bと試料中ロッド先端での反射波Cの時間遅れ t は、試料内の電磁波の伝播速度 C を用いて次式のように表される。

$$t = \frac{2L}{C} \quad (3.2.2-8)$$

ここで、 L ：ロッドの長さ(cm)

また、物質内の電磁波の伝播速度はその物質の比誘電率との関係は次式で表される。

$$C = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon}} \quad (3.2.2-9)$$

ここで、 ϵ ：物質の比誘電率

C ：比誘電率 ϵ の物質内の電磁波の伝播速度(m/sec)

C_0 ：真空中の光の速さ($C_0=3.0 \times 10^8$) (m/sec)

信号の角周波数を ω とし、同軸ケーブルとロッドの結合部分の反射波を Φ_A 、ロッド端部からの反射波が同軸ケーブルに戻ってきた成分を Φ_B とすると、 Φ_B は Φ_A より、ロッドを信号が往復するのに必要な時間 t だけ位相が遅れるから、それぞれ次式のように表される。

$$\Phi_A = A \cdot \exp(j\omega\tau) \quad (3.2.2-10)$$

$$\Phi_B = B \cdot \exp(j\omega\tau - t) \quad (3.2.2-11)$$

したがって、両者の合成波は以下のように表される。

$$\Phi = \Phi_A + \Phi_B = A \cdot \exp(j\omega\tau) + B \cdot \exp(j\omega\tau - t) \quad (3.2.2-12)$$

測定される電圧は Φ の絶対値に比例するから、 $|\Phi|$ を求めると次のようになる。

$$\begin{aligned} |\Phi| &= A \cdot \left\{ 1 + \left(\frac{A}{B}\right)^2 + 2\left(\frac{A}{B}\right) \cdot \operatorname{Re}[\exp(-j\omega\tau)] \right\}^{\frac{1}{2}} \\ &= A \cdot \left\{ 1 + \left(\frac{A}{B}\right)^2 + 2\left(\frac{A}{B}\right) \cdot \cos(-j\omega\tau) \right\} \end{aligned} \quad (3.2.2-13)$$

信号の角周波数を普通の周波数で表すと、両者は次のような関数で結ばれる。

$$\omega = 2\pi f \quad (3.2.2-14)$$

同軸ケーブル内の反射波の測定値は $|\Phi|$ で表されるから、式(3.2.2-13)で示すように、2つの反射波の干渉の結果、反射波のスペクトルは一定の周期間隔で山と谷が現れることになる。山と山、あるいは谷と谷の周期を Δf とおくと、

$$\begin{aligned} 2\pi\Delta f \cdot t &= 2\pi \\ \therefore t &= \frac{1}{\Delta f} \end{aligned} \quad (3.2.2-15)$$

これと式(3.2.2-8)より、

$$\Delta f = \frac{C}{2L} \quad (3.2.2-16)$$

さらに式(3.2.2-9)より、

$$\epsilon = \left(\frac{C_0}{2L \cdot \Delta f} \right)^2 \quad (3.2.2-17)$$

ここで、 ϵ : 物質の比誘電率

C_0 : 真空中の光の速さ ($C_0 = 3.0 \times 10^8$) (m/sec)

L : 電極ロッドの長さ (m)

Δf : 反射波のスペクトルにおけるピーク間隔の周期 (Hz)

したがって、既知長の電極ロッドを用いて、反射波のスペクトルにおけるピーク間隔を測定することで、式(3.2.2-17)式より試料の見かけの誘電率 ϵ が求まる。

図-3.2.2-7にスペクトラムアナライザの出力結果の例を示す。ここで、測定の対象となるピークは $f_1 \sim f_6$ までの6点であり、周波数間隔は $\Delta f_1 \sim \Delta f_6$ の5個である。この場合、式(3.2.2-17)の Δf はこの $\Delta f_1 \sim \Delta f_6$ の平均値となる。

b) 冀, 三野, 赤江らの研究^{7), 8)}

冀らは, FDR法における誘電率の温度依存性, 各種土壌の誘電率-水分量校正曲線の測定を行っている。

誘電率の温度依存性の実験方法は, 蒸留水及び水分を調整した標準砂, 土壌を用いて温度を $-20\sim 45^{\circ}\text{C}$ の範囲内で変化させている。結果は, $10\sim 40^{\circ}\text{C}$ の範囲では温度上昇とともに誘電率はわずかに低下を見せている。この低下は土壌を構成する最大の誘電率成分である水の温度依存性によるものであると考えている。なお, 水分量測定精度への影響の観点からはほとんど修正が不要な程度であるとしている。

各種土壌の誘電率-水分量校正曲線の測定は標準砂, まさ土, ロームの3つの試料に対して行っている。高含水比試料は試料を水締め方式によって充填し, 飽和試料を重力排水しながら, また低含水比試料は風乾試料に予め所定の水分量になるように計量した蒸留水を加えてよく混合し約48時間以上なじませた後アクリル円筒に充填して誘電率を計測している。体積含水率は測定終了後に炉乾法により求めている。得られた回帰曲線から1.24%の標準誤差で体積含水率の推定が可能である。高含水率($\theta > 37\%$)で標準砂とまさ土の誘電率が増大するが, これは電極周辺への水の集中によるものと思われこれらを除いた3種の土に共通なキャリブレーションカーブを求めると2.04%の標準誤差で体積含水率の推定が可能で, またこれらの回帰式はToppらの回帰式ともよく一致したと報告されている。

(3) ADR法 (Amplitude- Domain Reflectometry)

ADR法は, FDR法が周波数領域で測定する方法をとっていることに対して, その周波数を固定して, 電圧を測定することで誘電率を求める方法である。パルス発信器が非常に小さくてすむことから, プローブに発信器, 受信器を埋め込んだコンパクトな装置(Theta-Probe: Delta-t社)が市販されている。この方法の利点は, 受信器までのケーブルがないことから, ノイズの影響を受けにくく, 深い位置に埋設することが可能である点である。しかし, プローブが比較的大きいので, 室内試験にこれを用いることは困難である。

c) 中島, 井上らの研究⁹⁾

中島らは, 高価なオシロスコープや周波数解析のためのスペクトルアナライ

ザーを必要とするTDR法やFDR法の問題点を解決し、簡単なインピーダンス測定により簡単かつ安価に土壌の体積含水率を測定するADR法を用いて、複数のADRセンサーの測定誤差とキャリブレーションについての検討を行っている。

測定誤差を検討するため複数のADRセンサー(14本)に対して、均質な砂丘砂の土壌水分状態を段階的に変化させた時の各センサーの電圧(V)と各水分状態の乾燥重量法により求めた体積含水率(θ)との比較を行っている。その結果センサー間での性能のばらつきは小さく、複数のセンサーを使用することによる電圧(V)の測定誤差は0~±0.02Vの範囲にあり、ほとんど無視できる範囲にあるとしている。

ADRセンサーのキャリブレーションを行うために室内実験で珪砂と砂丘砂について、また、野外測定で砂、粘性土、ローム、黒ぼく土について電圧(V)を計測し、体積含水率(θ)は乾燥重量法により求めている。ADRセンサーの出力電圧(V)と誘電率の平方根の関係は0~1Vの範囲において次の5次多項式で表される。

$$\sqrt{\epsilon} = 1 + 6.19V - 9.72V^2 + 24.35V^3 - 30.84V^4 + 14.73V^5 \quad (3.2.2-18)$$

また、 θ と ϵ の平方根の関係はWhally, Whiteらによって1次式で表せるとされているので

$$\sqrt{\epsilon} = a_0 + a_1\theta \quad (3.2.2-19)$$

となり、上の2式よりVと θ の関係は次式のようなになる。

$$\theta = \frac{(1 + 6.19V - 9.72V^2 + 24.35V^3 - 30.84V^4 + 14.73V^5) - a_0}{a_1} \quad (3.2.2-20)$$

したがって、 θ を求めるには a_0, a_1 の2つの係数のみが必要である。

2式により ϵ の平方根と θ の関係から $a_0=1.9, a_1=7.2$ と求められ、校正式は次式で表されると報告している。

$$\theta = \frac{(1 + 6.19V - 9.72V^2 + 24.35V^3 - 30.84V^4 + 14.73V^5) - 1.9}{7.2} \quad (3.2.2-21)$$

3.2.3 FDR計測法の適用性の検討

3.2.3-1 概説

不飽和浸透特性を定量的に評価する上で、特に室内試験法においては水分量の経時的変化を迅速かつ精度よく求めることが要求される。そこで本章では、前章で述べた誘電法のうち、周波数領域におけるインピーダンス応答を利用したFDR(Frequency Domain Reflectometry)計測法を用いて不飽和浸透特性を評価することを目的とし、FDR計測システムの特性について検討する。この方法は、TDR計測法と比較して単一電極(1本のプローブ)で測定可能であり、計器が安価で測定現場への持ち運びが容易であるという利点を有している。

室内試験への適用は、電極相互の影響を避けるためその影響範囲を正確に把握しておく必要がある。また、原位置での水分計測は、温度、塩分、土粒子密度といった諸条件に対する影響を受けることが予測される。そのため、ここではロッドの特性及び誘電率の各種依存性の検討として、これらを調査する。

この測定方法により、不飽和浸透特性の室内測定法において、瞬時水分計測法等に利用することでより簡易に精度よく試験が実施できると思われる。また、原位置においても、これまで困難とされてきた不飽和浸透特性の計測法の確立にもつながり、土構造物の設計及び安全性の管理に大きく役立つものとして期待される。

3.2.3-2 FDR計測装置

FDR計測システムは基本的にトラッキングジェネレータ、スペクトラムアナライザー、方向性結合器、電極(アンテナ)と接続装置のプローブから構成されている。今回使用した装置の概略図を図-3.2.3-1に示す。これらの機器は同軸型ケーブルで接続され、トラッキングジェネレータとスペクトラムアナライザーは2本のローカルケーブルで接続されている。また、スペクトラムアナライザーをパソコンとGP-IB接続することで、自動的にスペクトラムアナライザーの各パラメータを設定し、データを収集することが可能である。

図-3.2.3-1においてトラッキングジェネレータから出力された広帯域の電磁

波は、方向性結合器を通過しB点に達する。ここで、点B,C間の電極が異なる特性インピーダンスを持つ試料中にある時、電磁波の一部はB点で反射して戻っていく。B点を通じた電磁波はC点まで達し、同じ位相で完全反射して戻ってくる。この反射波がB点からの反射波と重なり、これを方向性結合器に通すことによって反射波だけの電圧をスペクトラムアナライザーで測定できる。

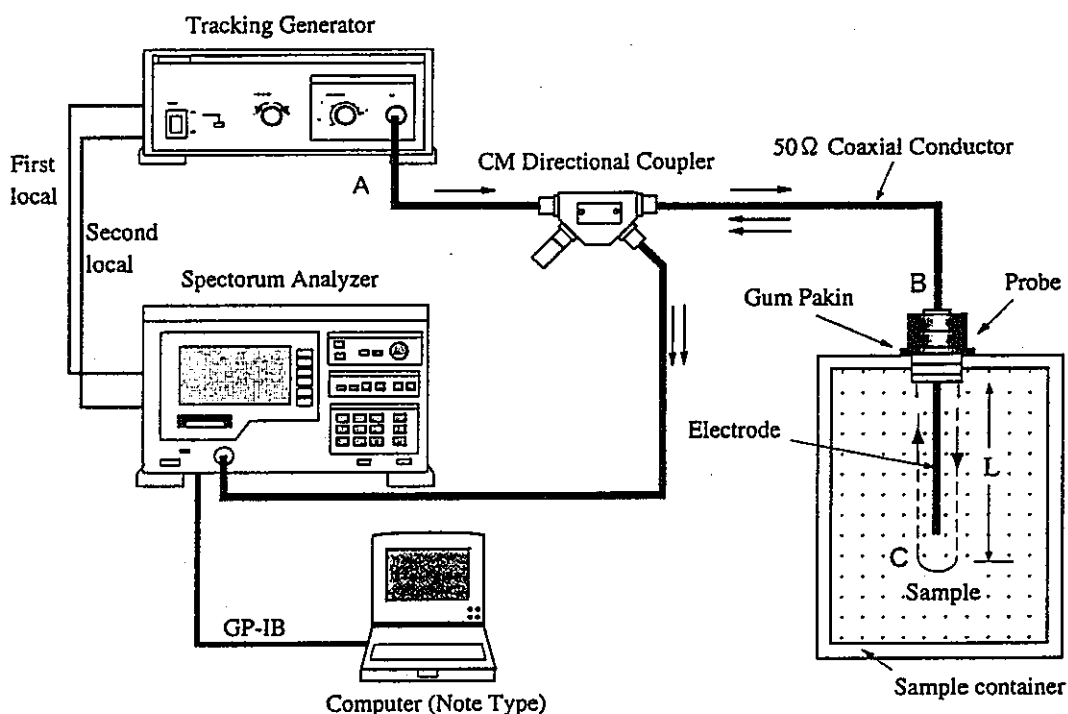


図-3.2.3-1 FDR計測システム

以下に今回用いる各装置について説明する。

①トラッキングジェネレータ：MH680A1（株）アンリツ社製

振幅周波数特性直視用の広帯域層掃引信号源であり、出力周波数はMS6011Bスペクトラムアナライザーの受信周波数に連動し、100kHz～2GHzの範囲でスペクトラムアナライザーの周波数ダイヤルにより設定することができる。また、掃引の開始等も制御できる。これに、方向性結合器、リフレクションブリッジなどを併用すると、インピーダンスの直視測定ができる。

②スペクトラムアナライザー：MS2601B（株）アンリツ社製

9kHz～2.2GHzと広い周波数域で電圧の測定が可能である。自動校正機能及び

測定プログラムをメモリーできるPMC（プラグイン・メモリー・カード）等多機能を装備している。また、トラッキングジェネレータ、方向性結合器の併用によりインピーダンスの直視測定ができる。また、小型軽量で低消費電力であり、屋外の測定には電池操作が可能である。

③CM方向性結合器：MP520D（株）アンリツ社製

主同軸線路と副同軸線路からなり、主同軸線路に流れる電磁波の電圧を前進波と反射波に分けて副同軸線路から取り出すことができる。

使用できる周波数範囲は100kHz～1.7GHzであり、終端抵抗器の特性インピーダンスは50Ωである。図-3.2.3-2に示すように、本器の主同軸線路の一端を空中線または疑似負荷（試料）に接続し、次に副同軸線路の一端に終端抵抗器（50Ω）を他端に電圧測定器を接続する。FDR計測の場合、反射波を測定するために終端抵抗器を送信器側に、出力測定器を空中線側に接続する。

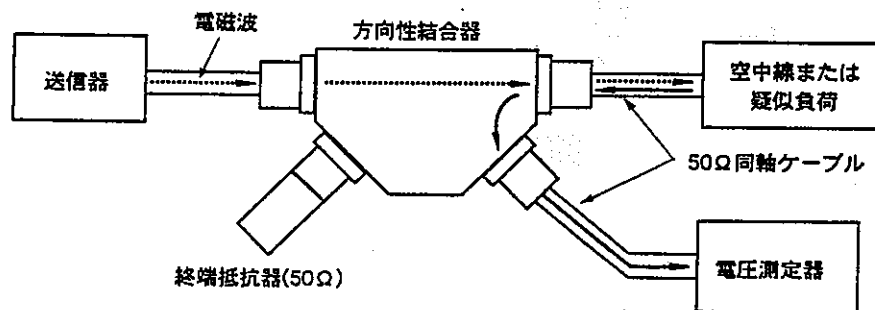


図-3.2.3-2 方向性結合器

④ロッド（センサープローブ）

ロッド（センサープローブ）には、図-3.2.3-3の概略図に示すような同軸ケーブルコネクタに真ちゅうのアンテナを電極としてはんだで接続したものを用了。ロッドは室内計測タイプと原位置計測タイプとの2タイプがある。室内計測タイプは先端が1/4のニップルで、モールドに取り付けやすく、またO-リングにより水漏れを防止している。

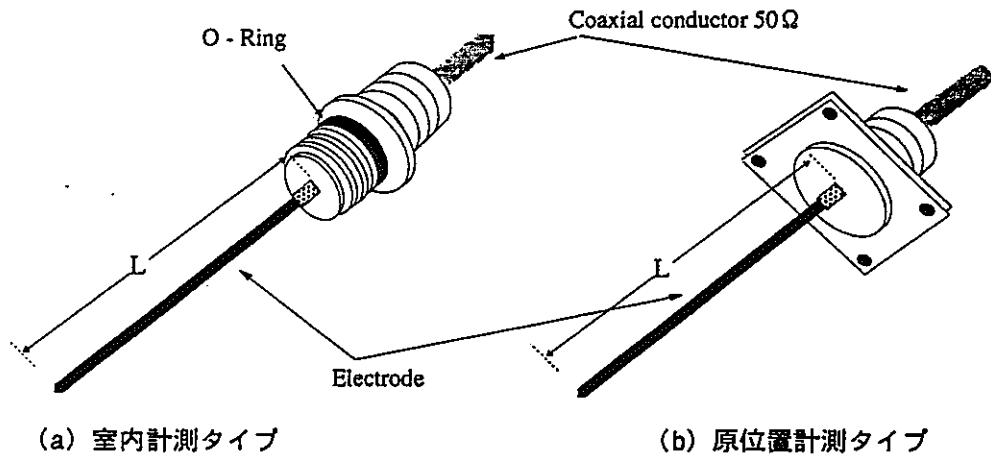


図-3.2.3-3 FDRプローブ（電極部）

3.2.3-3 ロッド（センサープローブ）の特性

(1) ロッドの校正（純水の測定）

プローブに用いる電極の幾何学的特性や、電極長さ(L)、さらに計測機器等の誤差により、用いるプローブによって測定値にその誤差が混入することが考えられる。そこで100%純水を測定し、水の誘電率81(20℃)から誤差補正係数(k)を用いて補正する。その換算式を式(3.2.3-1)に示す。

$$\epsilon = k \cdot \epsilon_m = k \left(\frac{C}{2L \cdot \Delta f_m} \right) \quad (3.2.3-1)$$

ここで、 ϵ_w :水の誘電率(=81)

ϵ_{mw} :100%純水の測定誘電率

Δf_{mw} :100%純水の測定周波数差(Hz)

C:真空中の光の速さ(=3×10⁸m/sec)

L:電極長さ(m)

この方法で、3種類のプローブ（長さ10cm）に対して行った校正結果を表-3.2.3-1に示す。この結果より、プローブには、材質や形状等による誤差が含まれることがわかる。また、水のスペクトラムの測定値の一例を図-3.2.3-4に示す。

表-3.2.3-1 ロッドの校正結果

No.	Peak frequency (MHz)						Frequency interval Δf (MHz)	Standard deviation $\pm \sigma$	Propagation time (ns)	Dielectric constant ϵ	Correction coefficient k
	Peak interval (MHz)										
	f_1	f_2	f_3	f_4	f_5	f_6					
1	216	352	502	642	801	981	153.00	17.55	3.268	96.117	0.8427
		136	150	140	159	180					
2	216	352	497	638	801	981	153.00	18.21	3.268	96.117	0.8427
		136	145	141	163	180					
3	216	356	506	647	805	981	153.00	14.80	3.268	96.117	0.8427
		140	150	141	158	176					

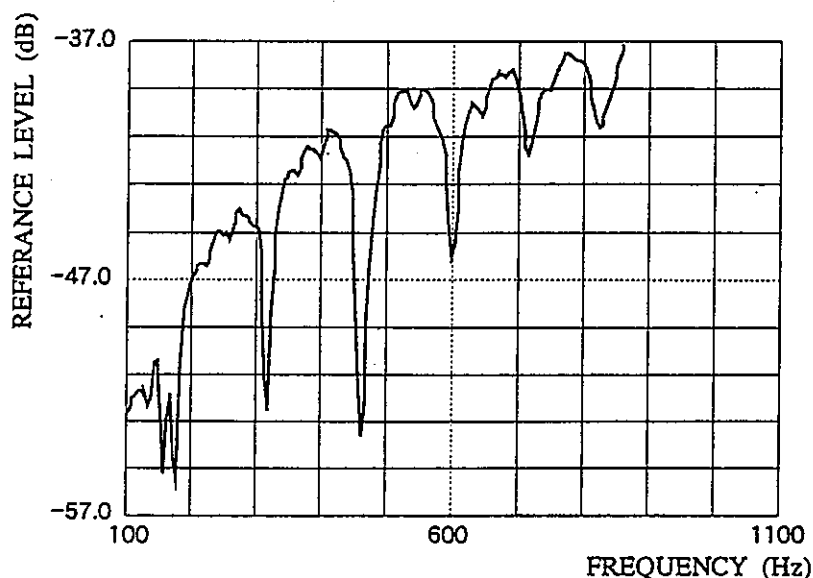


図-3.2.3-4 水についてのスペクトラム測定結果 (電極長さL=10.0cm)

(2) ロッドの測定影響範囲

FDR法の測定範囲は、そのシステムが直接地盤に電極を挿入するため、中性子やガンマ線を透過させて測定するRI(ラジオ・アイソトープ)と比較して、局所の水分計測が可能であると思われる。しかし、図-3.2.3-5に示すように電磁波が影響を及ぼす範囲はその電磁波の大きさによるため用いる測定装置により大きく異なると思われ、室内試験では2つの電極を接近させると互いに干渉が起ることが予想される。また、原位置においては図-3.2.3-6に示すようにロッドの周辺に誘電率の境界が存在することや図-3.2.3-7のようにロッドの先端に誘電率の境界があることが考えられる。そこで、この影響範囲の測定を①先端方向に高誘電率物質が存在する場合、②先端方向に低誘電率物質が存在する場合、

③周囲に誘電率境界が存在する場合について、(a)水溶液と(b)多孔質モデル(碎石)に対して行った。

①電極の先端方向に高誘電率物質が存在する場合

図-3.2.3-8に示すように容器に鉛直上方からプローブを差し込み、下方から水位を上昇させることで誘電率の境界を設け、比誘電率の変化を測定した。

測定結果を図-3.2.3-9に示す。水溶液の場合、水位の上昇にともない-2.0cm付近から比誘電率は増大し始める。そして、水位0.0cmで極大となりその後は水位の上昇に従って比誘電率も大きくなった。また、多孔質モデルの測定でも水溶液の場合と同様に水位-2.0cm付近から比誘電率は大きくなり、水位0.0cmで極大値をとりその後は徐々に増加する傾向を示した。

②電極の先端方向に低誘電率物質が存在する場合

図-3.2.3-10に示すように①の場合とは逆に容器の下方からプローブを差し込みプローブの根本から浸水する方法で先端方向に低誘電率の領域を設け、比誘電率の測定を行った。

測定結果を図-3.2.3-11に示す。水溶液の場合では、下方からの水位の上昇に伴い比誘電率は増加した。そして、プローブが完全に水に浸かった状態、つまり水位0.0cmを越えてもこの傾向は続き、1.5cm辺りで最大となった後、2.0cmから一定値となり安定した。また、多孔質モデルの測定の場合も水溶液と同じように水位が0.0cmを越えても比誘電率は増大し、最大値をとった後2.0cmから一定した測定値が得られた。

③電極の周囲に誘電率境界が存在する場合

図-3.2.3-12に示すように容器の横から水平方向にプローブを差し込み、水位を上昇させ、側面方向に誘電率の境界を設け、比誘電率の測定を行った。

測定結果を図-3.2.3-13に示す。水溶液では水位の上昇させると水位-2.0cmを越えた辺りから比誘電率は大きくなる。そして、電極が浸水すると比誘電率は急激に変化する。そして今度は水位が2.0cm付近までわずかに値が低下し、2.0cmを越えると一定となった。また、多孔質モデルも同様の傾向が見られた。水位-2.0cm付近から比誘電率は上昇し、0.0cmで急変した後2.0cmまでわずかに低下して2.0cmを越えると安定した。

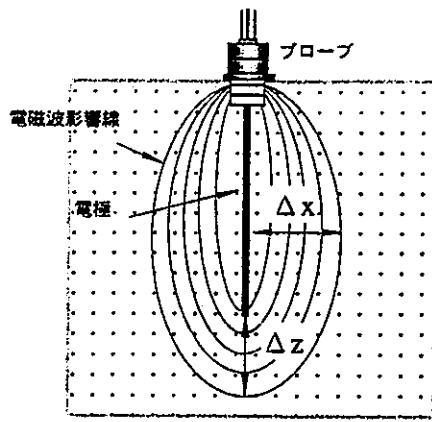


図-3.2.3-5 FDR法の測定影響範囲の検討

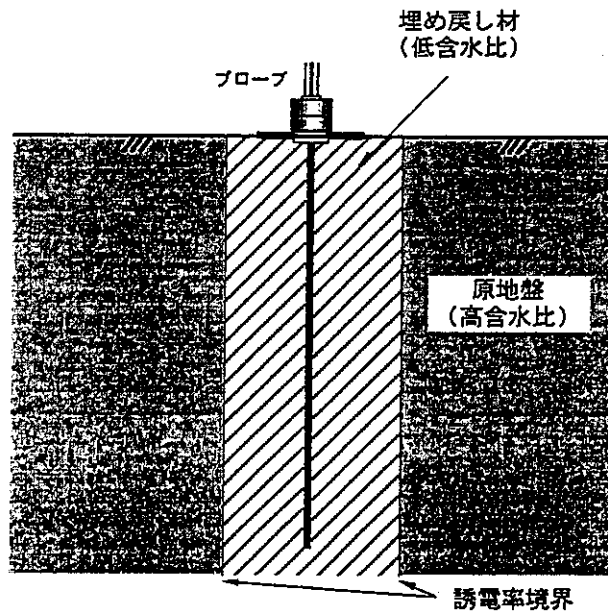


図-3.2.3-6 ロッド（電極）周辺に誘電率の境界が存在する場合

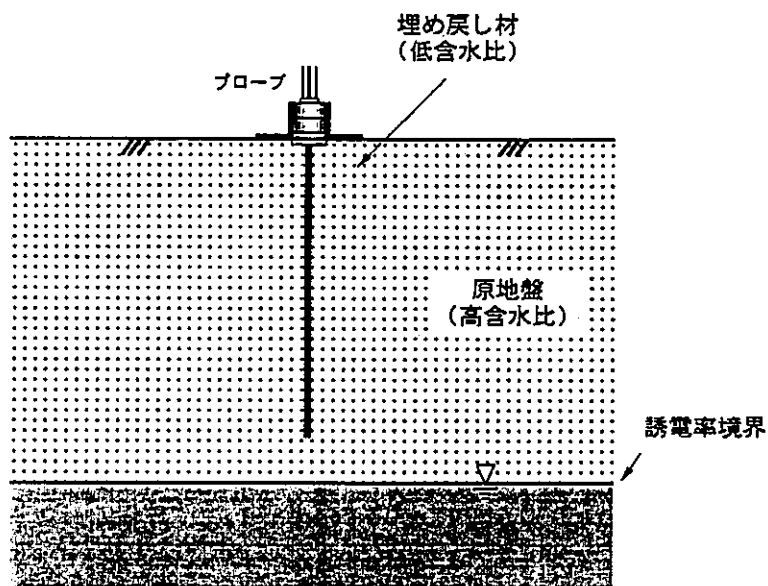
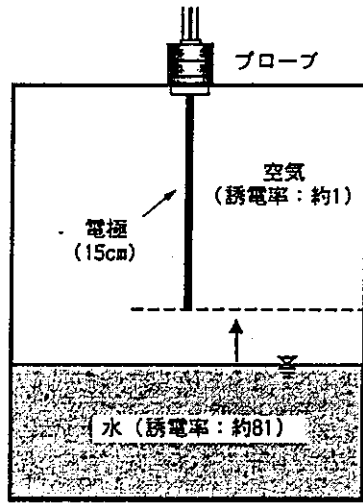
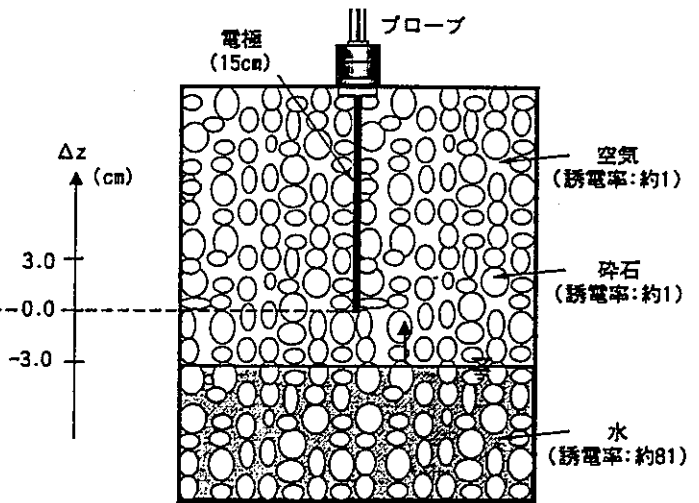


図-3.2.3-7 ロッド（電極）先端に誘電率の境界が存在する場合

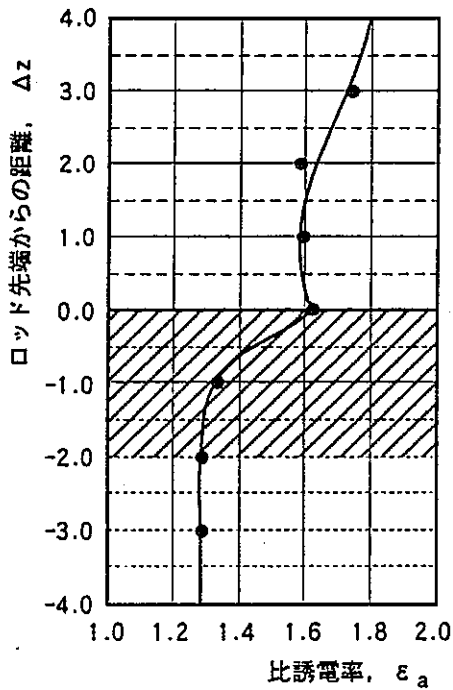


(a) 水溶液の測定

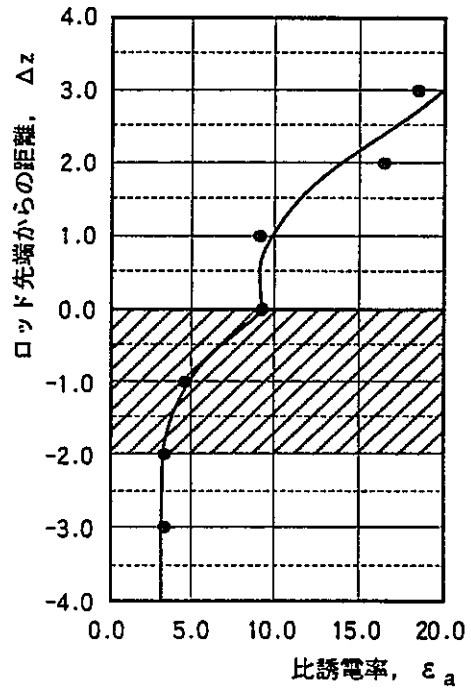


(b) 多孔質モデル (碎石) の測定

図-3.2.3-8 電極の先端方向に高誘電率物質が存在する場合の検討



(a) 水溶液の測定



(b) 多孔質モデル (碎石) の測定

図-3.2.3-9 電極の先端方向に高誘電率物質が存在する場合の検討測定結果

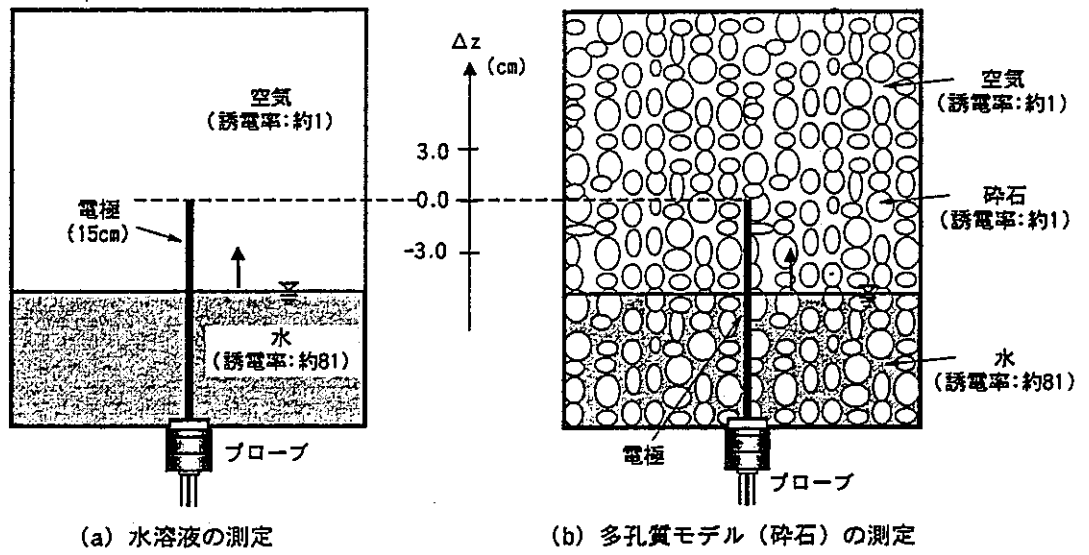


図-3.2.3-10 電極の先端方向に低誘電率物質が存在する場合の検討

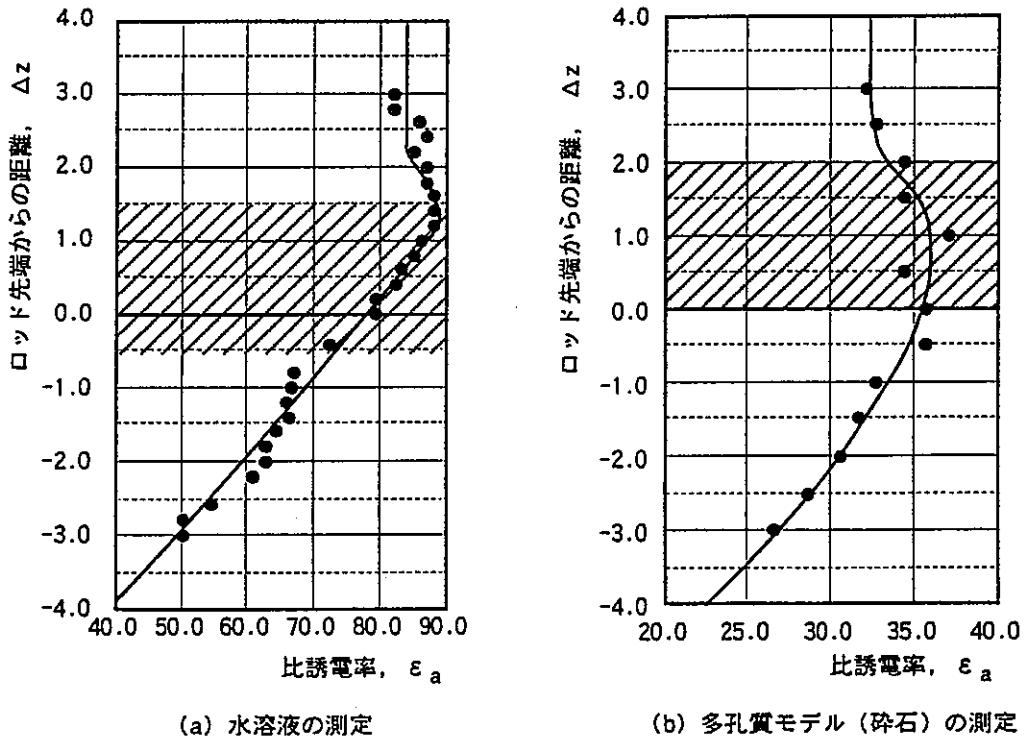


図-3.2.3-11 電極の先端方向に低誘電率物質が存在する場合の検討測定結果

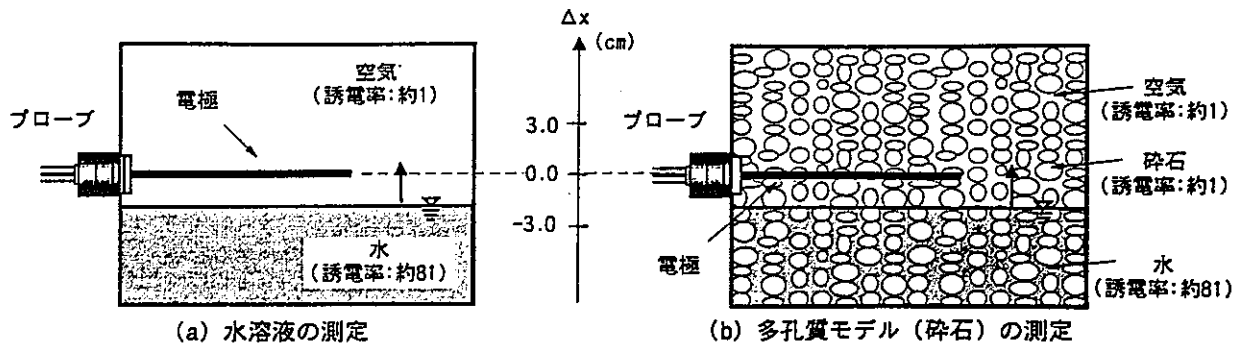


図-3.2.3-12 電極の周囲に誘電率境界が存在する場合の検討

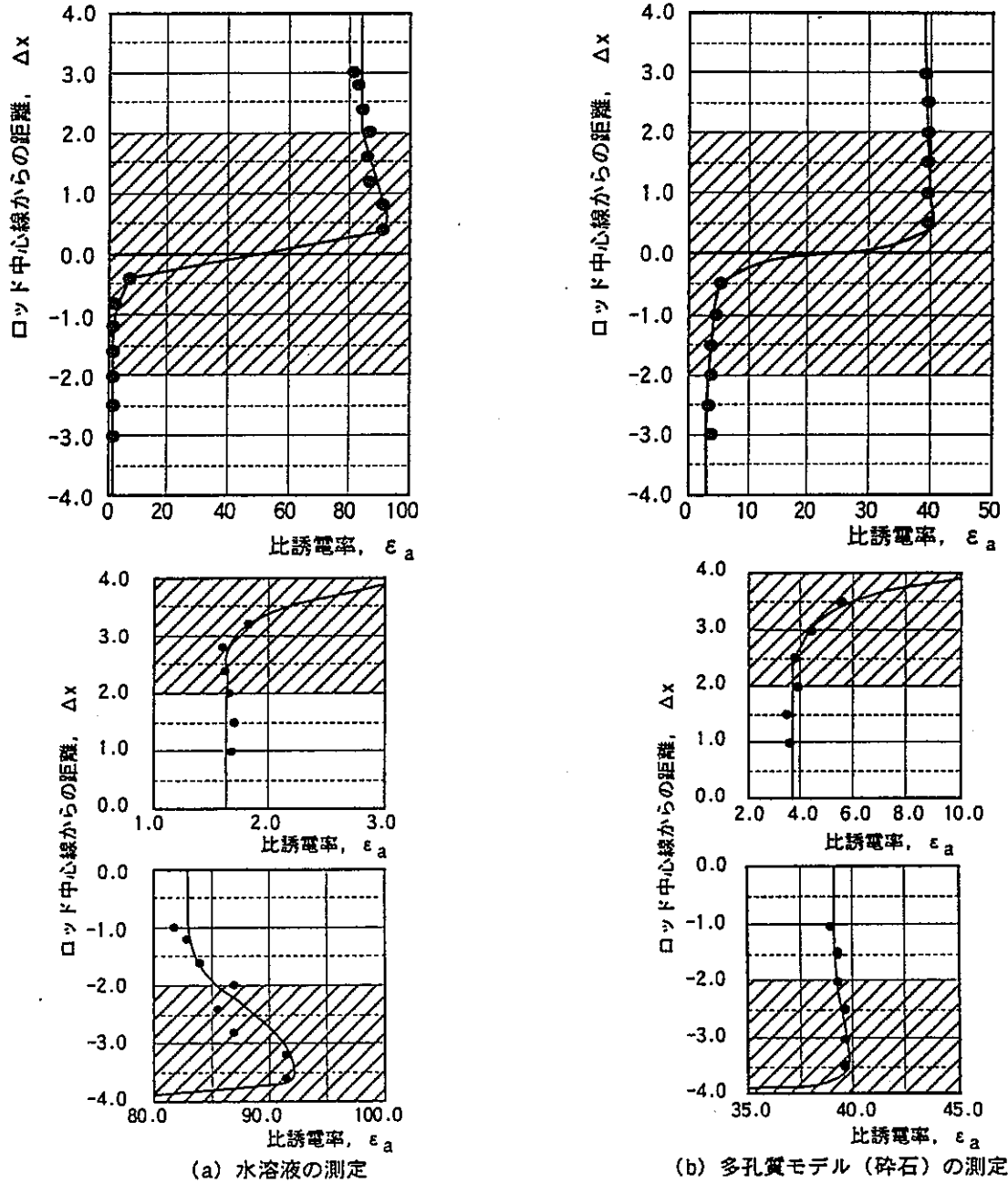


図-3.2.3-13 電極の周囲に誘電率境界が存在する場合の検討測定結果

3.2.3-4 誘電率の各種依存性の検討

FDR法を用いて実際に土中の水分量を測定する場合、温度や土中に含まれる塩分濃度に影響を受けることが考えられる。そこで、ここでは、実際に(1)温度、(2)塩分濃度、(3)土粒子密度の3項目について、これらが変化した場合の測定値の違いについて調査した。

(1) 温度

原位置での測定においては、測定時期によって地盤の温度も大きく変化しているものと予想される。特に、水の誘電率は0℃以下で急激に変化するため、この付近の温度で測定する場合には測定結果を過小評価する危険性がある。したがって、温度変化による影響についての把握が必要である。そこで、水溶液と不飽和土の供試体のそれぞれに対して温度を変化させて誘電率を測定した。水溶液の場合の測定結果を図-3.2.3-14に表す。また、通常実際の地盤の温度として考えられる10℃～40℃の範囲を図-3.2.3-15に示す。これら二つの図から温度変化に伴い誘電率が線形的に変化するのが分かる。そこで、図-3.2.3-15より水溶液に対する温度変化の補正式を示す。

$$\epsilon = -0.23T + 89.5 \quad (\text{相関係数: } R^2 = 0.88) \quad (3.2.3-2)$$

ここで、T: 温度 (℃)である。

式(3.2.3-2)より、温度が10℃変化すると誘電率は3%程度の変化を生ずる。また不飽和土の測定結果を図-3.2.3-16に示す。この図から分かるように温度の上昇に伴いわずかに誘電率が低下するという結果が得られた。水溶液の場合と同様にこの値は決して大きいものではないので、温度による変化は一定であるとみなして差し支えないと思われるが、より高い測定精度を求めるには温度補正が必要であろう。

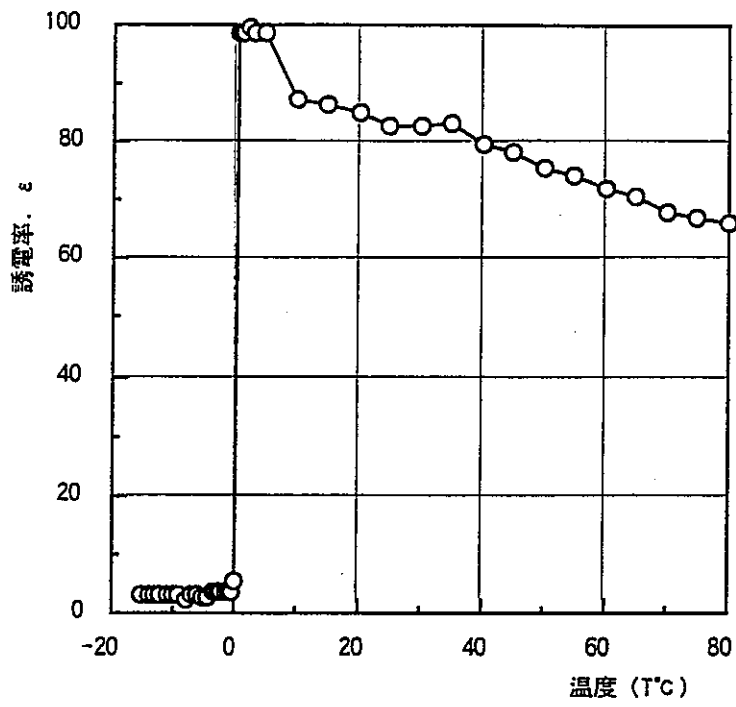


図-3.2.3-14 温度（水温）と誘電率の関係

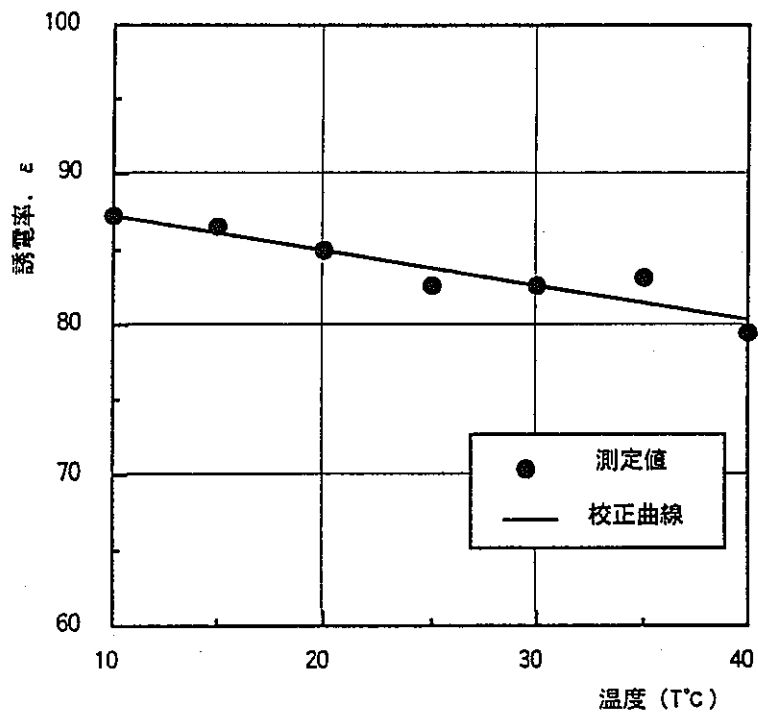


図-3.2.3-15 温度（水温）と誘電率の関係 (10°C~40°C)

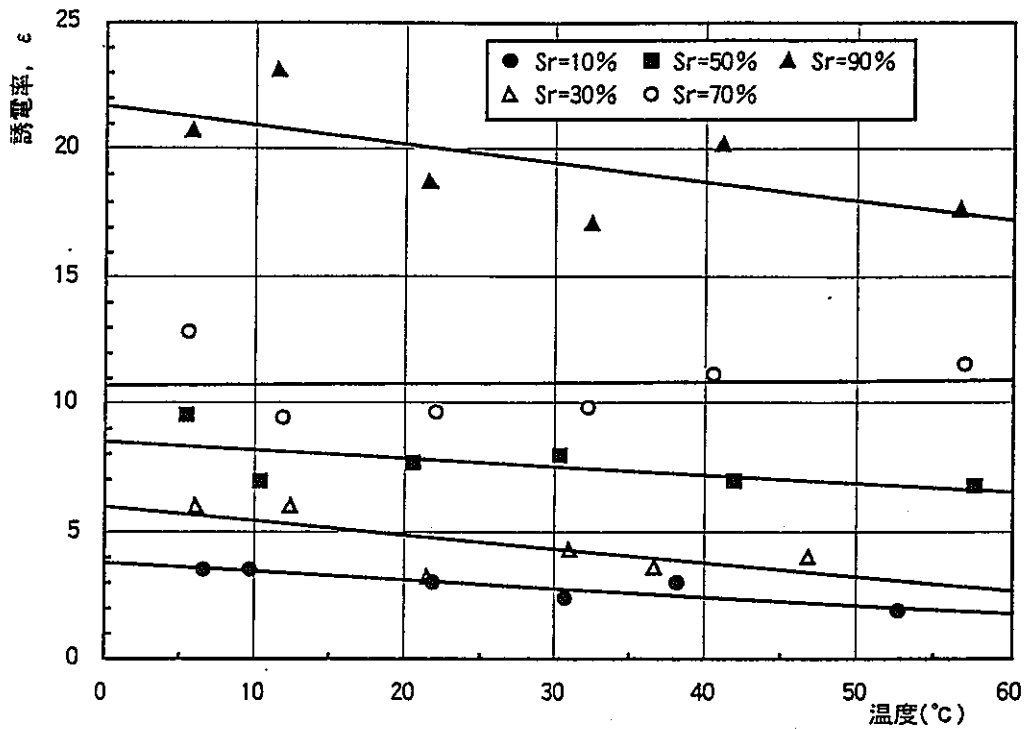


図-3.2.3-16 不飽和土における温度と誘電率の関係

(2) 塩分濃度

実際の地盤で測定する場合において、地盤中にイオン性の物質を含んでいる場合も多く、これらが誘電率に影響を与えることが懸念される。そこでイオン性物質として塩化ナトリウムを用いて塩分濃度を変化させ、誘電率に与える影響を調べた。測定結果を図-3.2.3-17に、各ピーク電圧の変化を図-3.2.3-18に示す。その結果、約2000ppmまでの濃度であれば図-3.2.3-17に見られるようにピーク間隔に影響なく測定可能であった。しかし、図-3.2.3-18からわかるがピークでの電圧が徐々に大きくなり（ピークの谷が小さくなり）2000ppm（0.2%）を越えたあたりから干渉波のピークを見つけるのが困難となり、測定不可能となった。TDR法、ADR法とも原理的に塩類を含む地盤では電圧の値が変化する現象が生じるため、測定が困難であると考えられる。そのため、この結果はFDR法の一つの利点であると言える。

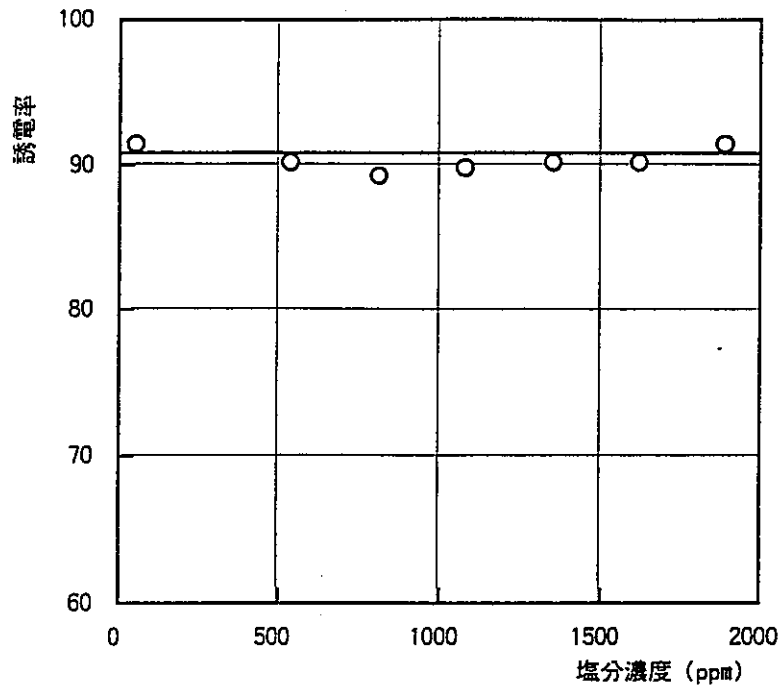


図-3.2.3-17 水溶液の塩分濃度と誘電率の関係

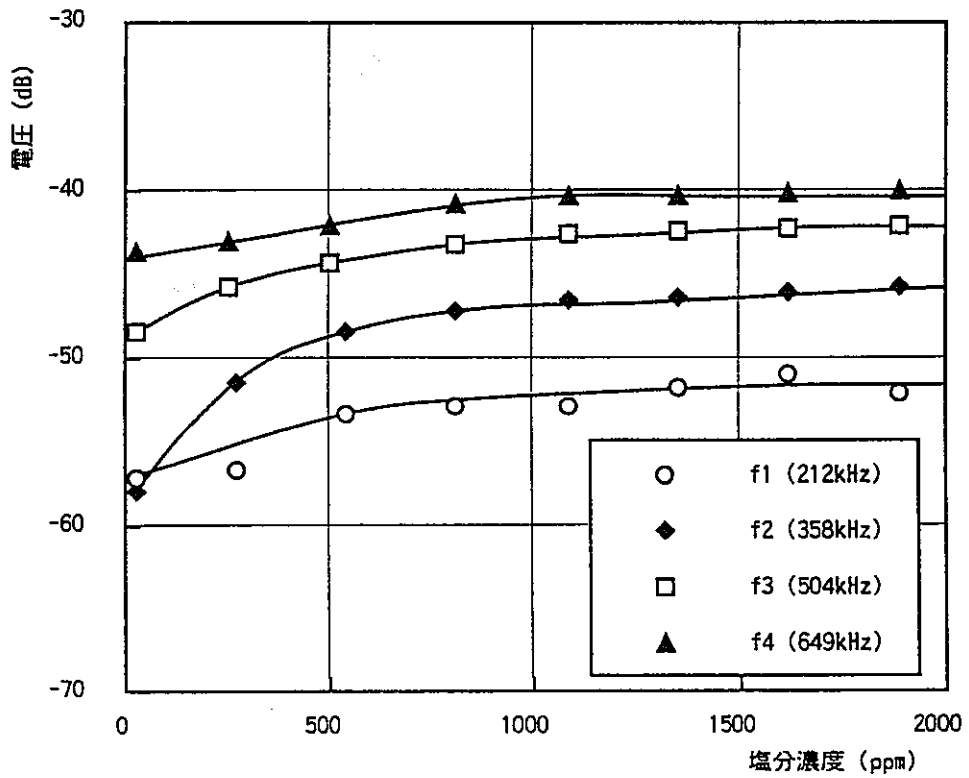


図-3.2.3-18 水溶液の塩分濃度と各ピークの電圧の関係

(3) 土粒子密度

一般に、土粒子、空気の誘電率(土粒子4,空気1)は水の誘電率($\epsilon = 81$)に比べて非常に小さいので、誘電率に影響を与えるのは電極付近の体積含水率だけであるとされている。これを確認するために体積含水率 θ を一定とし、乾燥密度 ρ_d を変化させた不飽和土の供試体(まさ土,標準砂)の誘電率を測定した。得られた結果を図-3.2.3-19に示す。乾燥密度 ρ_d が増加しても誘電率はほぼ一定となっている。この試験結果により誘電率は土粒子密度の影響を受けることなく、体積含水率により決定されることが確認できた。ただし、水分量が低い場合は、測定する誘電率の値が低くなるため、土粒子密度の誘電率への依存性が高くなると考えられる。今回の測定結果からは標準砂ではわずかにその傾向が見られたが、まさ土では見られずその影響を考慮する必要はないと考えられる。

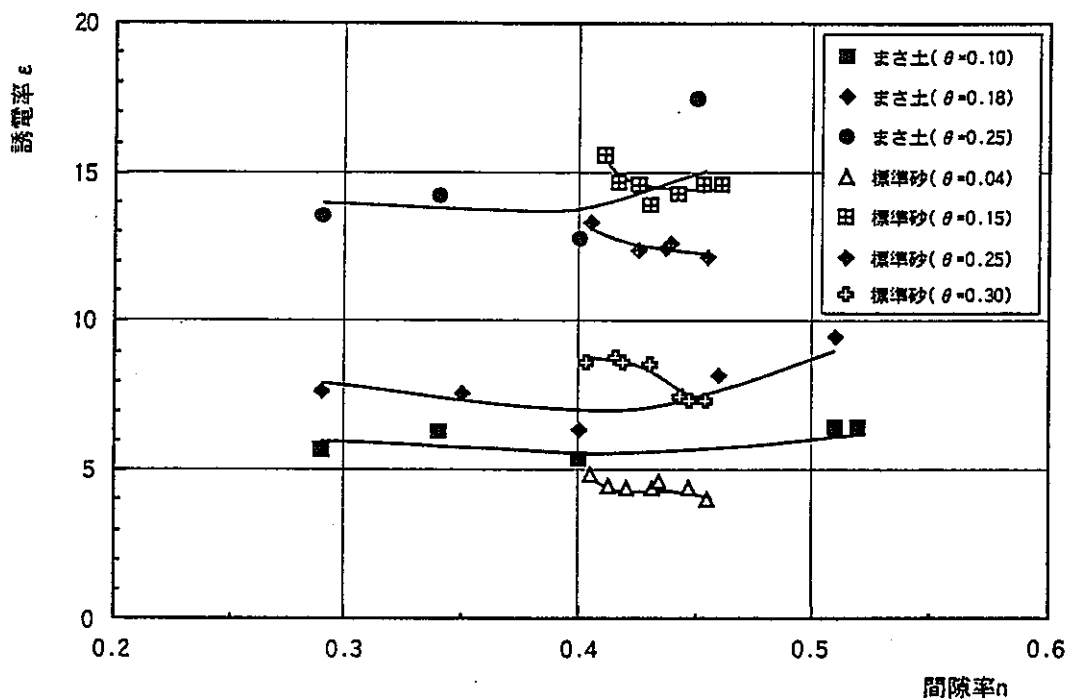


図-3.2.3-19 土粒子密度と誘電率の関係

3.2.3-5 各種試料に対する校正曲線の作成

誘電率は、100MHz～10GHzのマイクロ波領域では、主として水分子の双極子モーメントによって影響されるため、この領域で誘電率が測定できれば、土中の体積含水率を知ることが可能である。従来、TDR法やFDR法はキャリブレーションが必要ない方法として知られているが、ここでは実際に、各種試料に対して誘電率と含水量の関係を測定し、キャリブレーションの必要性について検討する。

校正曲線についてToppら⁵⁾は、同軸型ホルダーによるTDR装置を用いて、砂質ローム、2つの粘土質ローム、粘土を試料とした実験を行っている。その結果、 $\epsilon - \theta$ 関係は試料の種類や密度の影響を受けないとして次式のような回帰式を求めている。尚、この校正曲線から標準誤差1.3%の精度で θ が推定できるとしている。

$$\theta = 4.3 \times 10^{-6} \epsilon^3 - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon^2 + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon - 5.3 \times 10^{-2} \quad (3.2.3-3)$$

さらに溶解塩がパルスの伝播速度に影響を与えないことも実験的に確認している。

実際に測定を行う際には、用いる測定機器及び方法、プローブの特性等の影響により、その校正曲線には少なからず誤差が存在すると思われる。したがって、本節では測定の前段階として誘電率～体積含水率関係を得るための測定値の換算方法、及び実際の校正曲線の測定例について述べる。

(1) 測定方法及び手順

一般的に $\epsilon - \theta$ の校正曲線はToppら⁵⁾が示した式(3.2.3-3)から一般的に式(3.2.3-4)の3次式で示される。

$$\theta = a\epsilon^3 - b\epsilon^2 + c\epsilon + d \quad (3.2.3-4)$$

測定方法は乾燥密度を一定にして、加える水の量を変化させる。ここではそれぞれの試料について気乾状態から飽和までの10点の測定を行った。このような方法で、各種試料に対して、校正曲線を作成する。用いた電極は長さ10cmのもの、また測定容器は、内径10cm、高さ12cmの亚克力製モールドである。

気乾状態の標準砂についての測定のスペクトラムを図-3.2.3-20に示す。測定時のスペクトラムアナライザの設定は以下の通りである。

- 1) SPAN (掃引) 幅の設定 1GHz
- 2) FREQUENCY (周波数) の設定 CENTER FREQ.=600MHz
- 3) SCALE の設定 2dB/DIV
- 4) REFERENCE LEVEL の設定 -25.0dB

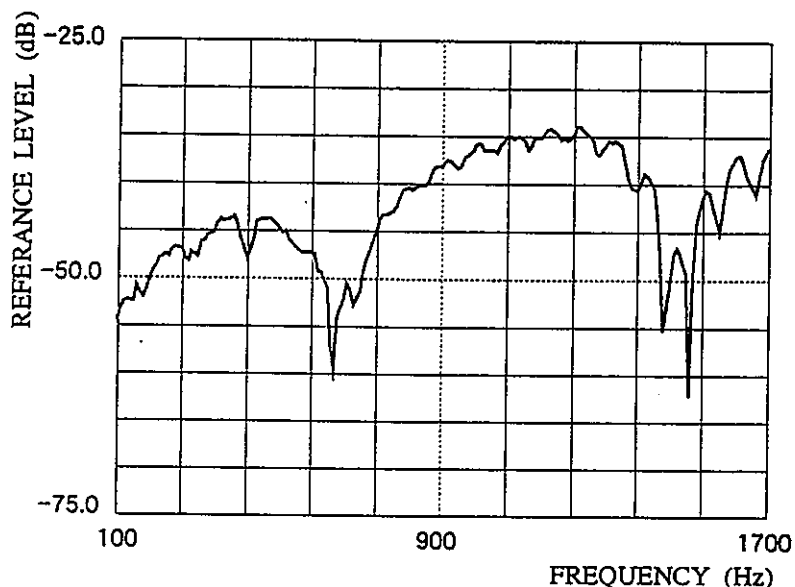


図-3.2.3-20 標準砂についてのスペクトラム測定結果 (絶乾状態：電極長さL=10.0cm)

純水の測定結果 (図-3.2.3-4) と比較すると、明らかに純水の測定スペクトラムとは形状が異なっており、干渉波の周波数間隔が大きくなっている。そのため、試料のインピーダンスが大きく、反射速度が小さい、つまり、誘電率が小さいと言える。この場合、周波数間隔と測定誘電率、及び補正誘電率は次のようになる。

$$\Delta f_m \approx 874, \quad \epsilon_m \approx 2.95, \quad \epsilon \approx 2.1 \quad (3.2.3-5)$$

土粒子、空気の誘電率 (それぞれ4,1) より、この場合の誘電率を乾燥密度から計算すると次のようになり、この値はほぼ妥当であると言える。

$$\epsilon \approx \frac{V_s}{V} \cdot 4 + \frac{V_v}{V} \cdot 1 = 2.7 \quad (3.2.3-6)$$

(2) 試料及びその物理特性

校正曲線の作成に用いた試料は、まさ土、川砂、標準砂、シルト混じりの砂、シルト、DLクレーの6種類で表-3.2.3-2にそれらの比重と測定時の乾燥密度、間隙比を示す。

表-3.2.3-2 各種試料の比重および測定条件

試料	まさ土	川砂	標準砂	砂	シルト	DLクレー
比重	2.67	2.72	2.66	2.68	2.71	2.65
乾燥密度(g/cm ³)	1.43	1.59	1.50	1.50	1.16	1.48
間隙比	0.76	0.71	0.77	0.78	1.34	0.79
間隙率	0.43	0.42	0.44	0.44	0.57	0.44

(3) 測定結果

測定により得られた誘電率と体積含水率の関係を図-3.2.3-21に示す。さらに、図-3.2.3-22に飽和度と誘電率の関係を示す。

図-3.2.3-21ではToppが提案した式(3.2.3-3)とよく一致している。特に砂試料に対しては適用性がよいといえる。若干、シルトが低い値を示していることから、インピーダンスの類似性による測定値の精度低下が考えられる。つまり、微粒子の試料に対してはキャリブレーションが必要である。

図-3.2.3-22で飽和度で整理し直すと飽和度80%以上で測定値がわずかに低下している。これはロッドの挿入時に試料が乱したことが考えられる。しかし、通常試料が乱れてロッドの周りに吸着水のように付着すると測定値はむしろ高い値を示すため、さほど攪乱の影響はないと考えられる。また、シルトはこの図からもキャリブレーションの必要性がうかがえる。

以下に、各試料に対する校正式を示す。

a) まさ土 (相関係数 0.99)

$$\theta = -5.56 \times 10^{-7} \varepsilon^3 - 5.40 \times 10^{-4} \varepsilon^2 + 3.28 \times 10^{-2} \varepsilon - 7.88 \times 10^{-2} \quad (3.2.3-7)$$

b) 川砂 (相関係数 0.99)

$$\theta = -3.00 \times 10^{-6} \varepsilon^3 - 3.75 \times 10^{-4} \varepsilon^2 + 3.10 \times 10^{-2} \varepsilon - 7.96 \times 10^{-2} \quad (3.2.3-8)$$

c)標準砂 (相関係数 0.99)

$$\theta = 3.32 \times 10^{-5} \varepsilon^3 - 2.01 \times 10^{-3} \varepsilon^2 + 4.99 \times 10^{-2} \varepsilon - 1.19 \times 10^{-1} \quad (3.2.3-9)$$

d)砂 (シルト混じり) (相関係数 0.99)

$$\theta = 4.48 \times 10^{-5} \varepsilon^3 - 2.28 \times 10^{-3} \varepsilon^2 + 5.12 \times 10^{-2} \varepsilon - 1.19 \times 10^{-1} \quad (3.2.3-10)$$

e)シルト (相関係数 0.99)

$$\theta = 2.40 \times 10^{-5} \varepsilon^3 - 2.06 \times 10^{-3} \varepsilon^2 + 5.80 \times 10^{-2} \varepsilon - 1.41 \times 10^{-1} \quad (3.2.3-11)$$

f)DLクレール (相関係数 0.99)

$$\theta = 2.47 \times 10^{-5} \varepsilon^3 - 1.50 \times 10^{-3} \varepsilon^2 + 4.16 \times 10^{-2} \varepsilon - 1.06 \times 10^{-1} \quad (3.2.3-12)$$

3.2.3-6 考察

本章では、FDR計測法の適用性の検討として、様々な測定を行った。結果として、FDR計測法は瞬時に供試体内の体積含水率の測定が可能で、計測している領域は狭く、ほぼ飽和度全般にわたる測定が可能であると結論づけられる。

以下に、本章で得られた結果についてまとめ、考察する。

(1) FDR計測システム

プローブの改良を行い、室内試験に容易に用いることが可能となった。FDRシステムの特徴として、ロッドの長さを自由に選択できることから、様々な測定に適用できると考えられる。

(2) 測定範囲

このシステムの測定範囲は2.0cmである。しかし、測定値の90%以上を数mmの範囲で測定していることから、測定範囲は非常に狭い。したがって、中性子水分計や γ 線密度計よりきわめて正確な座標点での体積含水率の計測が可能である。

(3) 温度依存性

測定は0℃以上の条件である。また、温度の変動幅が大きくなると線形での補正が必要である。しかし、一般に土中での温度変化はきわめて少ないので、この影響は無視できる範囲である。

(3) 塩分濃度依存性

FDR計測法により、2000ppm (0.2%) までは塩分の影響を受けないので、体積含水率の測定が可能である。他の測定法(TDR法、ADR法)では塩分の影響を受け

ると考えられ、測定が困難であることから、このことはFDR計測法の利点の一つである。

(4) 土粒子密度依存性

FDR法で測定した誘電率は土粒子密度の影響を受けることなく、体積含水率により決定されることが確認できた。ただし、水分量が小さい場合は、誘電率が低くなるため、この場合土粒子の誘電率が高くなると考えられるが、計測している誘電率の値が小さいため、この影響は無視できる範囲であると言える。

(5) 校正曲線

特に砂試料に対してはキャリブレーションが不必要である。しかし、微粒子の試料に対して必要であるといえる。また、飽和度で整理し直した結果から飽和度80%以上で測定値がわずかに低下する傾向を示した。

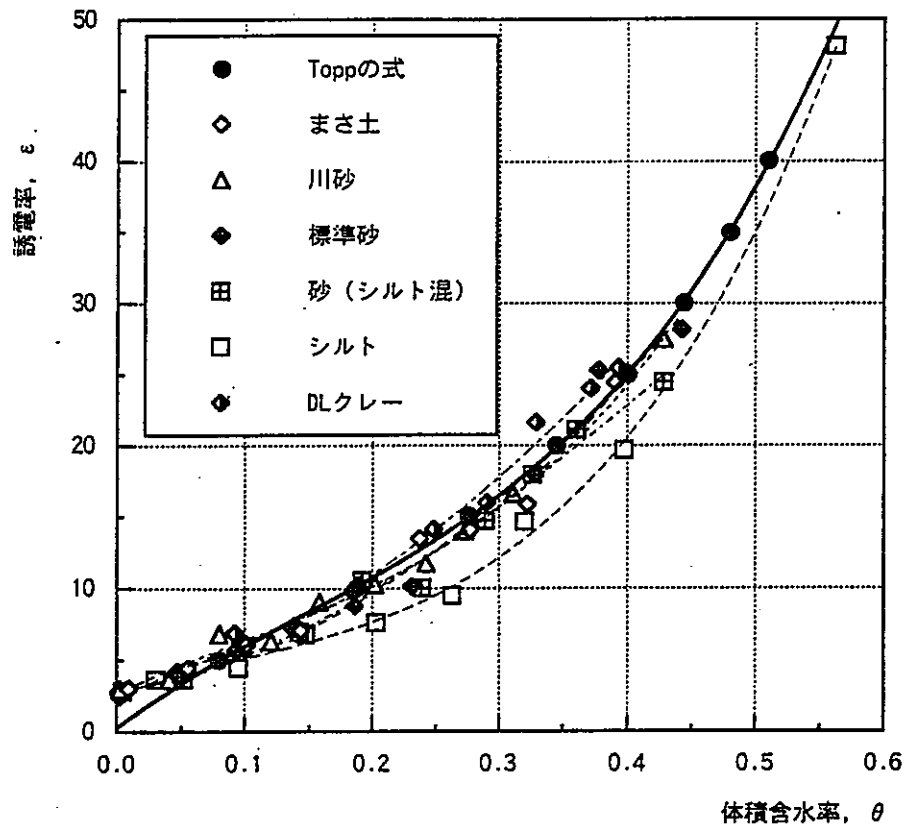


図-3.2.3-21 各種試料に対する校正曲線

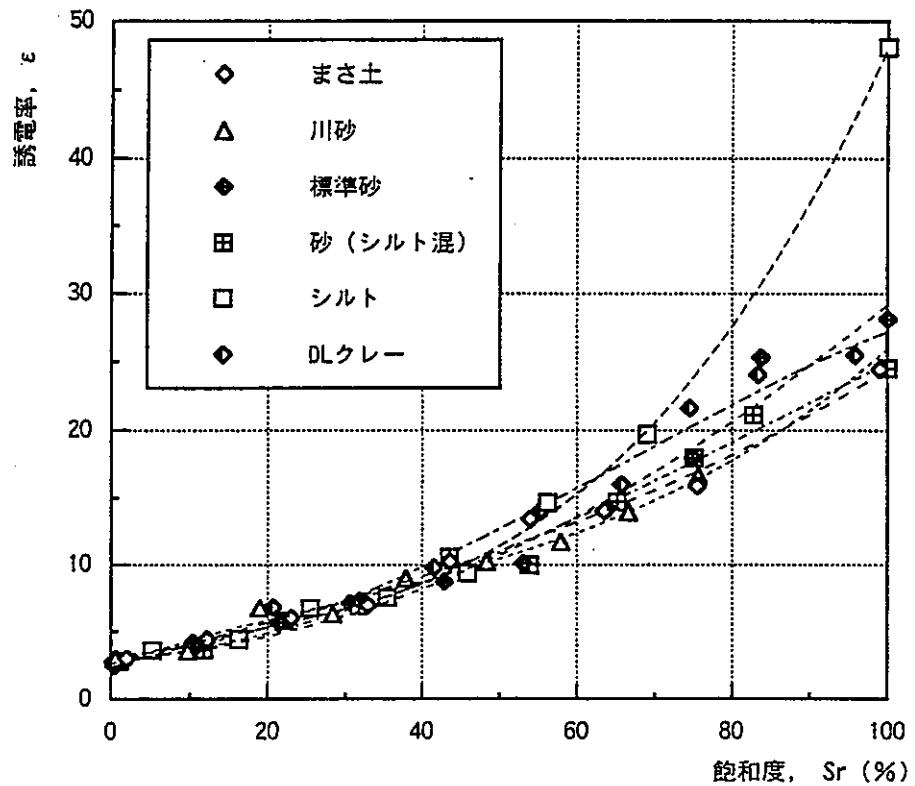


図-3.2.3-22 飽和度と誘電率の関係

3.2.4 FDR法を用いた瞬時水分計測法

3.2.4-1 概説

前章ではFDR計測法の適用性の検討として様々な測定を行った。その結果、FDR法は瞬時の測定が可能で測定範囲が狭く、正確な測定座標を得ることができる。また、温度、塩分濃度等の諸条件にも補正が可能であり、飽和度全般にわたる測定が可能であることが確認できた。したがって、従来用いてきた炉乾法やRI法と同様に様々な不飽和透水試験法に用いることが可能である。不飽和浸透特性を求めるための研究は従来数多く行われてきたが、実際の浸透解析において、入力する物性値を提供するだけのデータの蓄積を得るまでには至っていない。この理由としては、飽和土に比べて不飽和土の透水試験法は装置が複雑になり、負の圧力水頭や体積含水率の測定に高度な技術が必要なためである。そこで現在、より簡便で正確な試験法の開発が求められてきている。

そこで、本研究ではFDR法を用いた不飽和透水試験法の一例として、瞬時水分計測法 (Instantaneous profile methods)を行う。この試験方法は砂質土の試験方法として、フィルター等の影響を受けにくく、比較的短時間で不飽和浸透特性を測定することが可能であるが、非破壊の水分計測が必要であるため、従来ではガンマ線や中性子線を用いたRI法を用いてきた¹⁰⁾。しかし、これらの方法は装置が大がかりで、測定座標が不明確である等の問題を有している。つまり、RIに代わりFDR法を用いることでより簡便かつ容易に計測が可能であると考えられる。また、ここでは同時に不飽和浸透特性を求める方法として図-3.2-4.1に示す3つの方法を提案し、個々の方法について考察する。これらの方法について以下に簡単に説明する。

(a) 圧力水頭及び体積含水率計測法

図-3.2.4-1(a)のように、圧力水頭と体積含水率の2つのパラメータを測定することにより計測値から直接的に水分特性曲線と不飽和透水係数を求める方法である。しかし、原位置において、体積含水率の測定は本研究で扱っているFDR法により高精度で、地盤を攪乱することなく計測できると考えられるが、間隙水圧計による圧力水頭の計測にはいくつかの問題点がある。その問題点を以下

に示す。

① 間隙水圧計の設置には高度な技術が必要である。

② 長期に渡る計測が困難である。

③ 設置のために原地盤を攪乱してしまう。

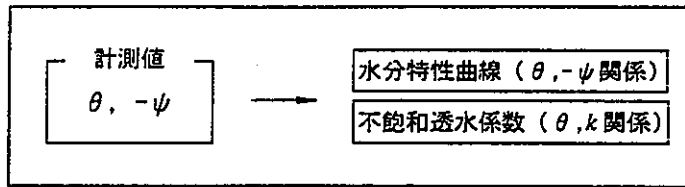
したがって、体積含水率と圧力水頭の両方を計測することは、特に原位置において非常に難しいと言える。

(b) 圧力水頭及び水分特性曲線測定法

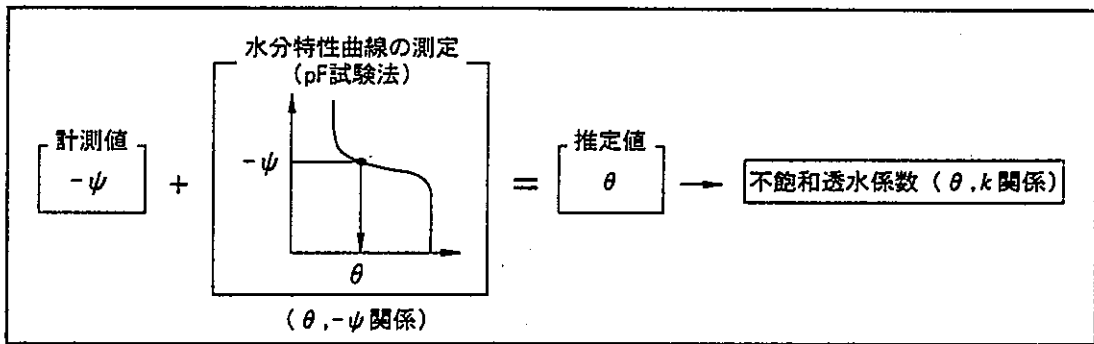
図-3.2.4-1(b)のように、圧力水頭のみを計測する方法である。別にpF試験を行うことで水分特性曲線を作成し、これを用いて圧力水頭と体積含水率を推定することで不飽和透水係数を求める方法である。しかし、原位置において、間隙水圧計には(a)の中で述べたようないくつかの解決の困難な問題が存在する。このため、地盤本来の不飽和浸透特性を精度よく求めることは難しいと考えられる。

(c) 体積含水率及び水分特性曲線測定法

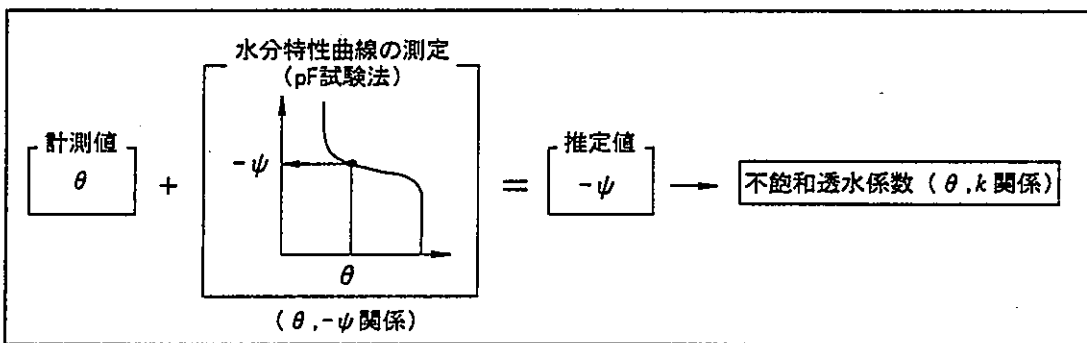
図-3.2.4-1(c)のように、(b)とは逆に体積含水率のみを測定する方法であり、別に行ったpF試験により水分特性曲線を作成し、測定した体積含水率に対する圧力水頭を推定することで不飽和透水係数を求める方法である。したがって、原位置においてFDR法を用いて体積含水率を測定するだけで、より簡便な手法で地盤を攪乱することなく不飽和浸透特性を得ることができる。



(a) 体積含水率, 圧力水頭計測法 ($\theta, -\psi$)



(b) 圧力水頭, 水分特性曲線計測法 (pF-curve, $-\psi$)



(b) 体積含水率, 水分特性曲線計測法 ($\theta, \text{pF-curve}$)

図-3.2.4-1 不飽和浸透特性の計測法

3.2.4-2 瞬時水分計測法 (Instantaneous profile methods) ¹⁰⁾

瞬時水分計測法は、鉛直一次元の土柱内で給水湿潤あるいは排水の開始後、時々刻々と変化する体積含水率の分布と圧力水頭を計算することにより不飽和透水係数を求める試験法であり、同時に水分特性曲線も得ることができる。この手法はきわめて短時間の実験で不飽和土の浸透特性を求めることが可能である。またポーラスストーンや試料の不均質性の影響が少ないため、より正確な土の浸透特性を求めることができるとされている。

図-3.2.4-2に示すような1次元鉛直浸透の運動の式、連続の式はそれぞれ次式(3.2.4-1)、(3.2.4-2)で表すことができる。

$$v = -k(\theta) \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (3.2.4-1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial z} \quad (3.2.4-2)$$

ここに、 v は浸透流速、 t は時間、 z はある基準面からの高さである。

Richardsの運動方程式(3.2.4-2)を式(3.2.4-1)に代入すると次式になる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \right) \quad (3.2.4-3)$$

式(3.2.4-3)の両辺を z で積分すると、

$$\int \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = k(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) + c_1 \quad (3.2.4-4)$$

式(3.2.4-4)において、 c_1 は積分定数である。

図-3.2.4-2において、地表面を $z=0$ 基準面にとると、 $z=0$ では水の補給がないため $v=0$ である。この境界条件を式(4.4)に用いると、

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = k(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (3.2.4-5)$$

となり、任意の点の任意時間での不飽和透水係数は次式により求められる。

$$k(\theta) = \frac{\left(\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \right)_{z,t}}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right)_{z,t}} \quad (3.2.4-6)$$

式(3.2.4-6)の右辺の分子、分母は以下の手法で求められる。

a) 分子の値の求め方

① 図-3.2.4-2に示す土柱の各計測点での体積含水率の時間的变化を計測する (図-3.2.4-3)。

② 各時間に対する体積含水率とz座標の関係を図-3.2.4-3より図-3.2.4-4に示すように整理する。

③ 図-3.2.4-4より任意の点 (例えばNo.3) を t_1 から t_2 の間に通過する流量は斜線部の面積となる。この面積をAとすると、式(3.2.4-6)の分子は次式で計算できる。

$$\left[r_3 \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \right]_{z_3, \frac{t_1+t_2}{2}} = \frac{A}{t_2 - t_1} \quad (3.2.4-7)$$

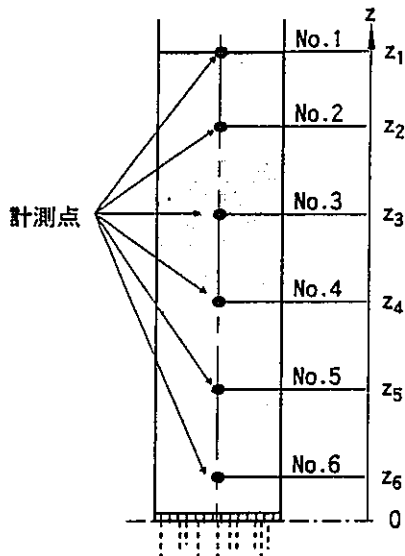


図-3.2.4-2 鉛直排水の概略図

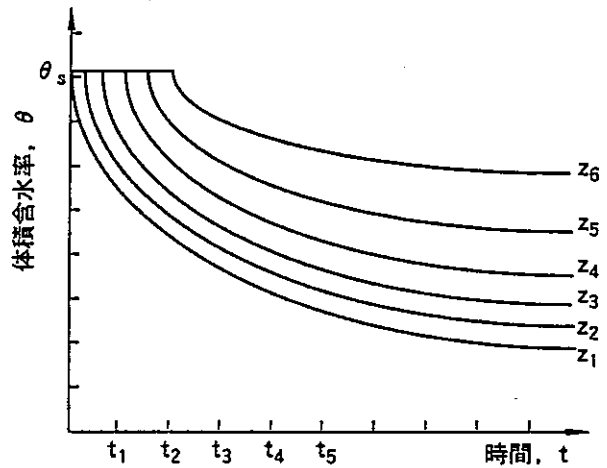


図-3.2.4-3 各点における体積含水率の推移

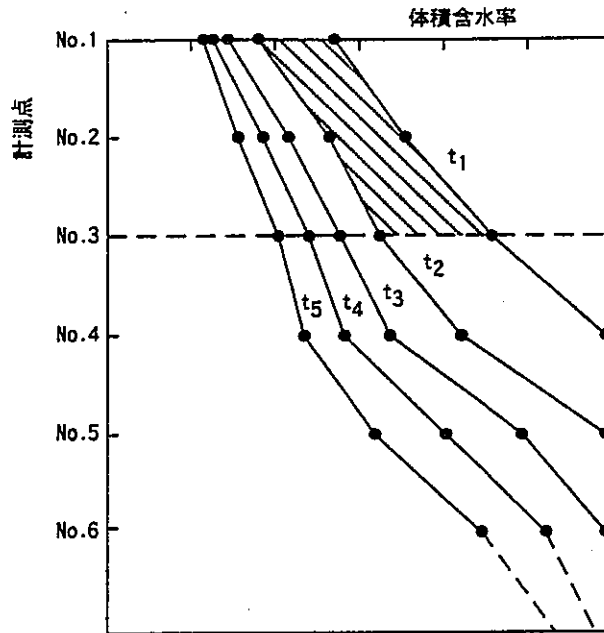


図-3.2.4-4 排水による体積含水率の分布

b) 分母の値の求め方

① 図-3.2.4-2中のNo.2, No.3, No.4の圧力水頭の継時点変化を排水実験において同時に計測する (図-3.2.4-5)。

② 任意時間 $(t_1+t_2)/2$ におけるNo.3点における動水勾配はNo.2, No.4の圧力水頭 (ψ_2, ψ_4) を用いて近似的に次式で求められる。

$$\left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right]_{z_3, \frac{t_1+t_2}{2}} = \left(\frac{\psi_2 - \psi_4}{z_2 - z_4} \right)_{\frac{t_1+t_2}{2}} + 1 \quad (3.2.4-8)$$

式(3.2.4-7), 式(3.2.4-8)の値を式(3.2.4-6)に代入すると不飽和透水係数の値が求められる。なお, 不飽和透水係数と体積含水率の関係は, 不飽和透水係数を計算した時間及び計測点に対応する体積含水率の値を図-3.2.4-3より求めることによって得られる。

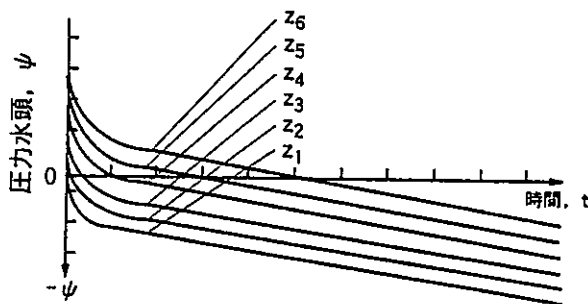


図-3.2.4-5 各点における圧力水頭の変化

湿潤過程での不飽和透水係数は排水過程と同様に各計測点での体積含水率、
 圧力水頭の時間的な変化を計測することにより得られる。すなわち、各時間
 における体積含水率の分布を図-3.2.4-6に示すように整理する。この図を用いて、
 たとえばNo.3の計測点を t_1 から t_2 に通過した流量は図中の斜線部の面積になり、
 排水過程と同様に式(3.2.4-7)の値が求められ、No.2, No.4の動水勾配より計算
 できる。したがって、湿潤過程の不飽和透水係数についても式(3.2.4-5)を用い
 て得ることができる。

以上の方法によると、体積含水率の継時的変化の計測は土柱の全領域にわた
 って行う必要があり、圧力水頭の変化は、不飽和土の透水係数を求めようとす
 る点の上下で最低2カ所での計測が必要であることがわかる。

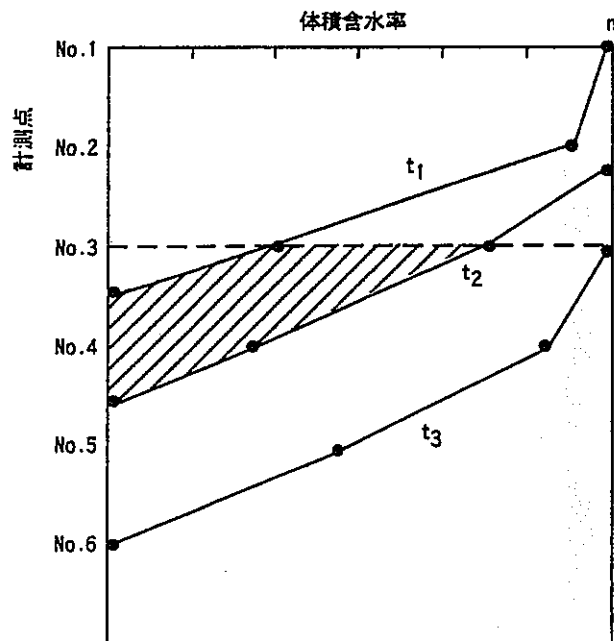


図-3.2.4-6 浸潤による体積含水率の分布

3.2.4-3 実験装置及び実験方法

(1) 実験装置

本実験では試料として比較的物性値が既知の豊浦標準砂(比重2.66)を用い、図-3.2.4-7のように内径10cm、高さ4cmのカラムを1mの高さに積み上げたアクリル製円柱に乾燥密度を 1.60g/cm^3 に均質になるように充填し供試体を作成した。なお、供試体の下にはアクリル多孔板とステンレス網を設置している。

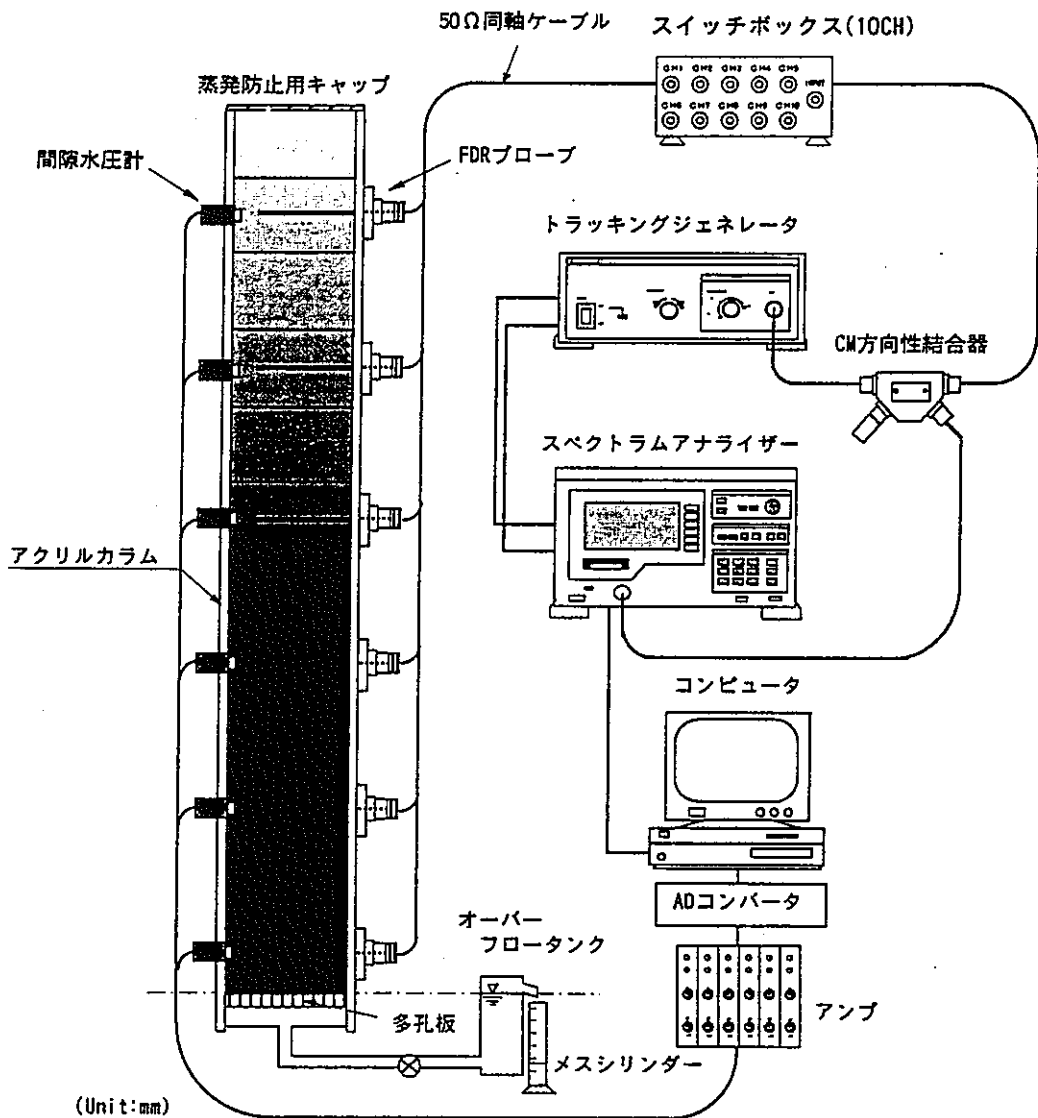


図-3.2.4-7 FDR法を用いた瞬時水分計測法(排水実験)装置概略図

(2) 実験方法

今回の実験では図-3.2.4-8に示すように6点の計測点を設けた。

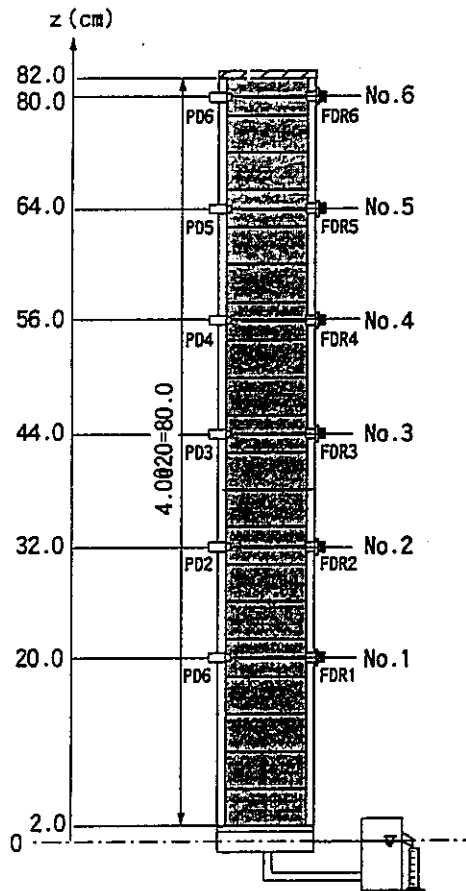


図-3.2.4-8 計測座標

以下に実験手順を示す。

- ① 水中落下により所定の試体を作成する。この際、叩き棒でカラムを叩き十分に密になるようにした。なお、FDR電極はあらかじめ設置した状態で試料を投入した。
- ② 間隙水圧計を取り付け、値が落ちつくまで静置する。
- ③ 排水バルブを開き、間隙水圧計とFDR法の測定を開始し、一定間隔での測定を行う。
- ④ 水分平衡状態まで放置する。
- ⑤ 水分平衡後、各カラムの供試体の含水比を炉乾法により求める。
- ⑥ ⑤で求めた含水比より体積含水率を算出し、水分平衡状態での水分特性曲線を求める。

ここで、図-3.2.4-1に示した不飽和浸透特性の測定法に基づく算定方法について以下に具体的に説明する。

(a) 体積含水率，圧力水頭計測法(θ , $-\psi$)

通常の瞬時水分計測法による不飽和浸透特性の算定法はこの方法であり，以下に算定手順を示す。

⑦体積含水率の経時的な変化より，式(3.2.4-7)を用いて任意の点で，ある一定時間に通過した流量を求める。

⑧圧力水頭の経時的な変化より，式(3.2.4-8)よりその時の動水勾配を求める。

⑨式(3.2.4-6)より，不飽和透水係数 k を算出する。

⑩任意の点である時間での(θ , $-\psi$)の値をプロットすることで，水分特性曲線を得る。

(b) 圧力水頭，水分特性曲線計測法(pF-curve, $-\psi$)

計測値は圧力水頭のみであり，別に作成した水分特性曲線により体積含水率を推定する方法である。

⑦圧力水頭の経時的変化を用いて式(3.2.4-8)より動水勾配を求める。

⑧圧力水頭の計測値から，⑥の水分平衡状態の水分特性曲線を用いて体積含水率の経時的な変化を求める。

⑨体積含水率の経時的な変化より，式(3.2.4-7)を用いて任意の点である一定時間に通過した流量を求める。

⑩式(3.2.4-6)より，不飽和透水係数 k を算出する。

(c) 体積含水率，水分特性曲線計測法(θ , pF-curve)

計測値は体積含水率のみであり，別に作成した水分特性曲線により圧力水頭を推定する方法である。

⑦体積含水率の経時的な変化より，式(3.2.4-7)を用いて任意の点である一定時間に通過した流量を求める。

⑧体積含水率の計測値から，⑥の水分平衡状態の水分特性曲線を用いて圧力水頭の経時的な変化を求め，式(3.2.4-8)よりその時の動水勾配を求める。

⑨式(3.2.4-6)より，不飽和透水係数 k を算出する。

今回の算定においては、得られた水分特性曲線や不飽和透水係数の測定値を van Genuchtenモデルを用いて同定した。なお、同定の際に使用したプログラムは既存の RETC code¹¹⁾である。

不飽和水分特性を推定するために、van Genuchten¹²⁾が Mualem理論に基づいて提案した式を式(3.2.4-9)に示す。ここで、有効飽和度 S_e は不飽和浸透に關与する水分量と空隙量の比として式(3.2.4-10)で表される。また、van Genuchtenは式(3.2.4-9)の水分特性曲線から、不飽和透水係数を式(3.2.4-11)より推定している。

$$S_e = (1 + |\alpha\psi|^n)^{-m} \quad (3.2.4-9)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.2.4-10)$$

$$k_r = \frac{k}{k_s} = S_e^{1/2} \left\{ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right\}^2 \quad (3.2.4-11)$$

ここで、 θ : 体積含水率
 ψ : 負の圧力水頭 (cm)
 θ_s : 飽和体積含水率
 θ_r : 最小容水量
 S_e : 有効飽和度
 α, n, m : 形状パラメータ ($m=1-1/n$)

3.2.4-4 実験結果及び考察

体積含水率の経時的変化を図-3.2.4-9に、体積含水率の分布を図-3.2.4-10に示す。カラム上部から徐々に体積含水率が減少している様子がうかがえる。また、圧力水頭の経時的変化を図-3.2.4-11に、圧力水頭の分布を図-3.2.4-12に示す。図-3.2.4-12においてこの負の圧力水頭の値は最終的には、排水面からの高さの値と等しくなり、直線的に分布するものであるが、ここでは、わずかに高い値を示した。

また、12時間経過後平衡状態に至った状態での水分特性曲線を図-3.2.4-13に示す。これは、FDR法と間隙水圧計の計測値より求めた $(\theta, -\psi)$ 関係及び炉乾法と排水面からの高さから $(\theta, z=-\psi)$ 関係を求めたものである。ここでは、さらに排水過程における各点での $(\theta, -\psi)$ の計測値をプロットした値も比較した。また、図-3.2.4-14にこれらの計測値をVGモデルにより同定した結果を示す。これらの図から、すべての場合に対してほぼ一致をしているため、排水過程の阿測定値は最終的な水分特性曲線の値で表現できることがわかる。

図-3.2.4-15に先に述べた不飽和浸透特性の測定法の(a)~(c)に基づいて算出した不飽和透水係数の値を示す。この結果から、(a)体積含水率及び圧力水頭の計測値からの算出結果と、(c)体積含水率の計測値及び水分特性曲線からの算出結果はうまく一致しているが、(b)圧力水頭の計測値及び水分特性曲線の算出結果はかなり低い値を示している。これは、圧力水頭の計測値から体積含水率を推定する場合の誤差を含んでおり、また圧力水頭の分布自体にばらつきを生じているためこのような結果になると考えられる。このような誤差は、圧力水頭の計測に際しては供試体との接触面で測定するため、水分移動の際に供試体内部とのずれを生じているのかもしれない。結論としては、3つの算定手法とも平衡状態の水分特性曲線と排水過程での計測値のプロットの値が一致していれば同じ不飽和透水係数の値を算出することから、負の圧力水頭の計測精度が問題であり、そのため、体積含水率の計測値のみを用いる方法は簡便な方法であることから、その有用性が示されたと言える。

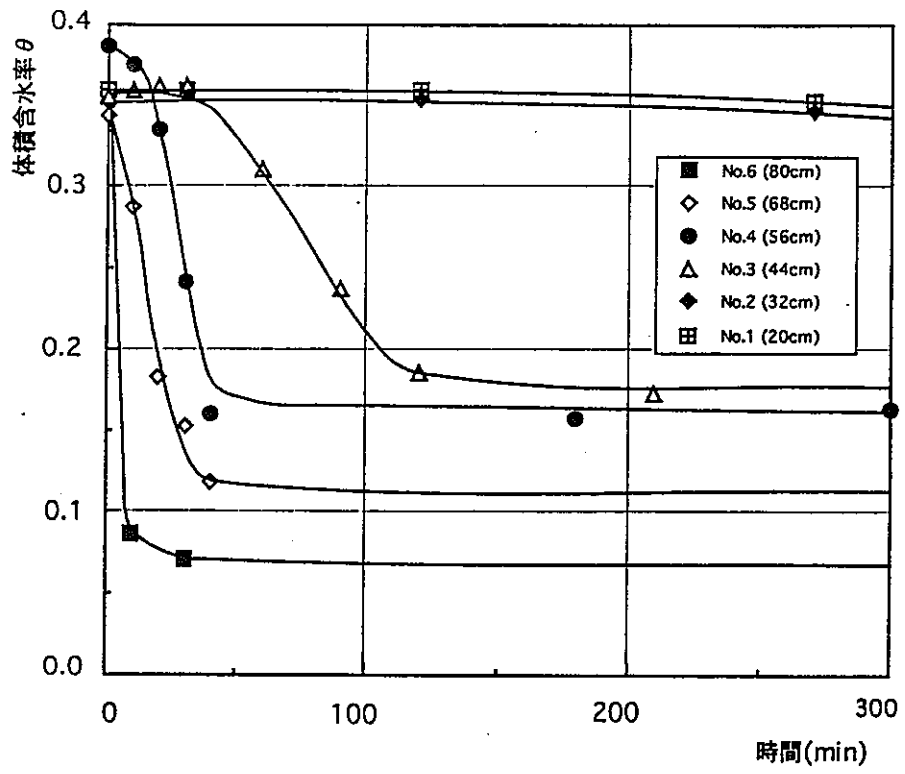


図-3.2.4-9 経時的な体積含水率の変化

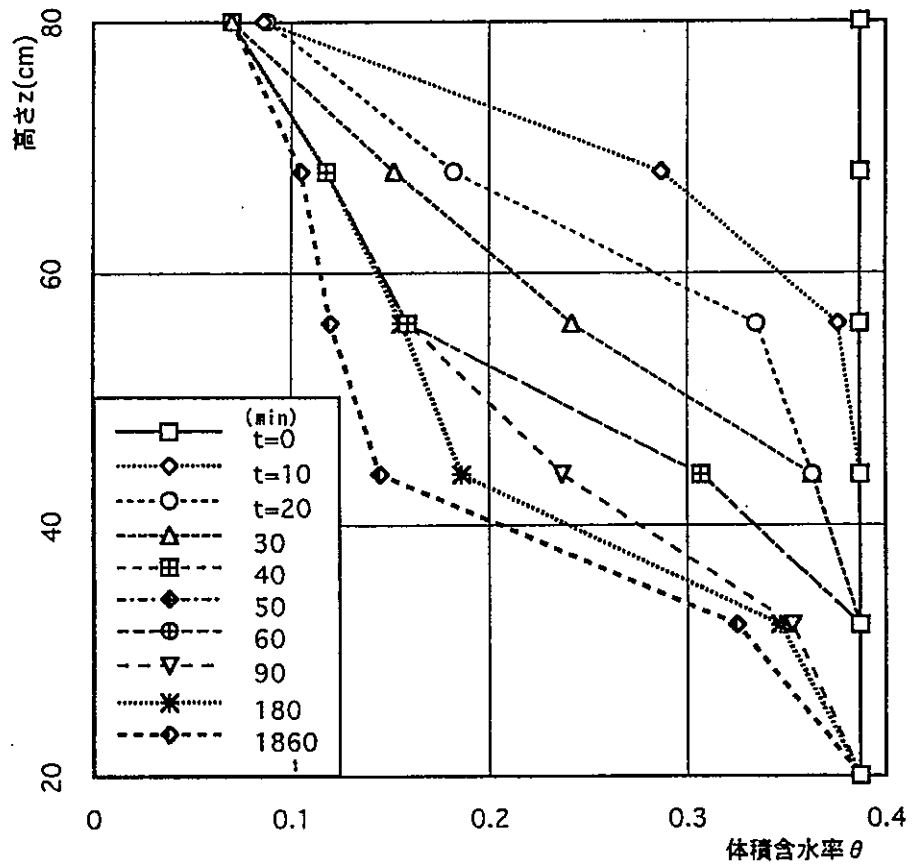


図-3.2.4-10 体積含水率の分布

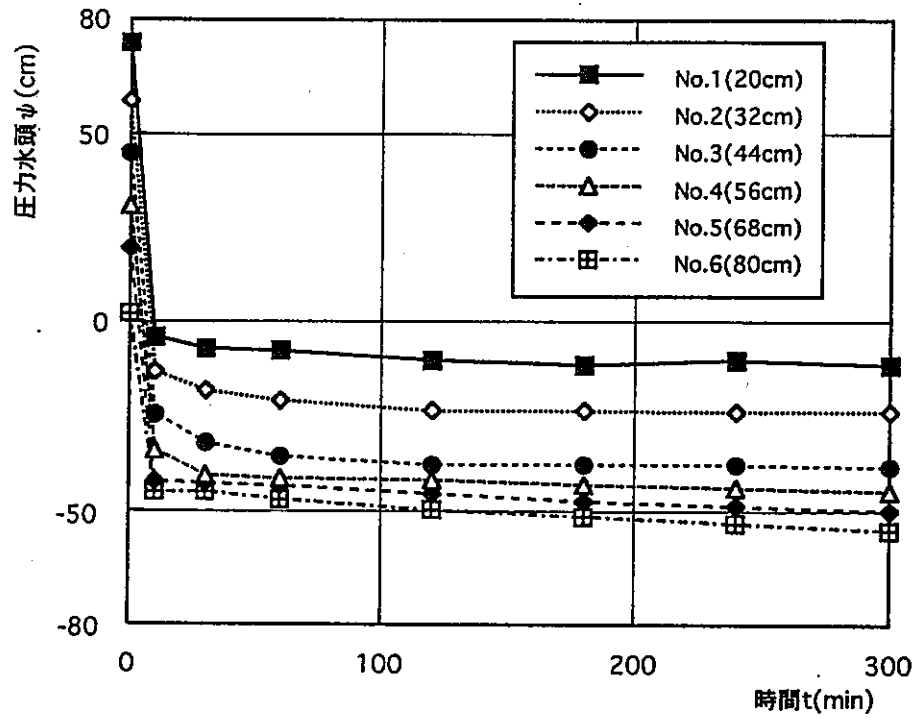


図-3.2.4-11 経時的な圧力水頭の変化

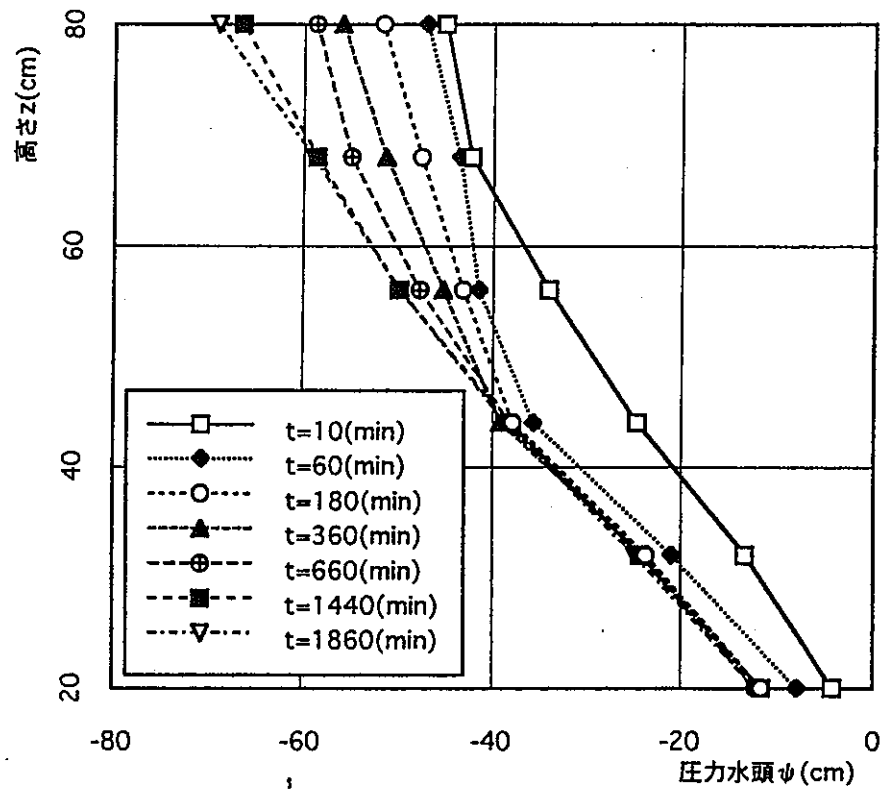


図-3.2.4-12 圧力水頭の分布

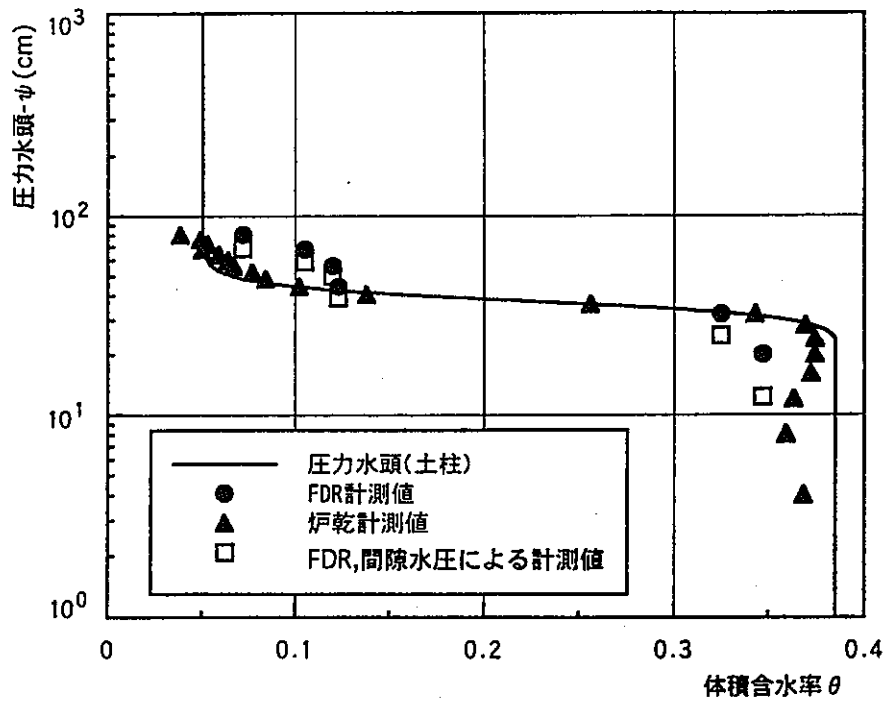


図-3.2.4-13 水分特性曲線の測定結果

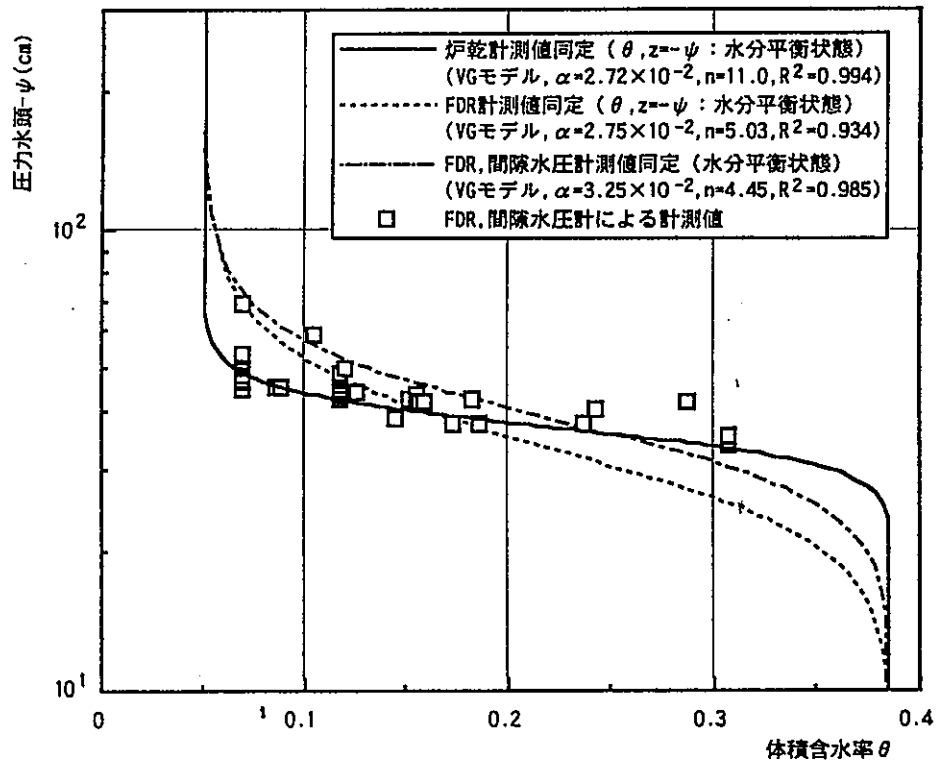


図-3.2.4-14 水分特性曲線の同定結果

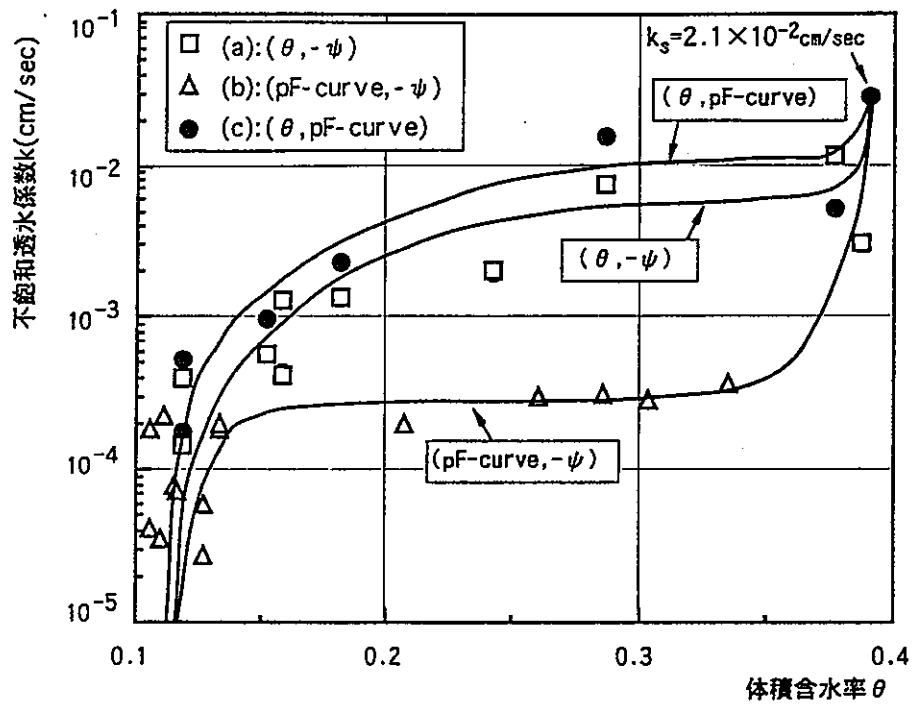


圖-3.2.4-15 不飽和透水係數算定結果

3.2.5 結論

本研究では、FDR法の土中水分計測法としての適用性の検討とFDR法を用いた室内試験の一例として瞬時水分計測法を行った。

適用性の検討として、センサープローブの特性を明らかにするとともに誘電率の温度、塩分濃度、土粒子密度に対する依存性についての検討を行い、FDR法を用いた体積含水率測定の実用性が確認できた。また、標準砂、まさ土、川砂などの各種試料に対しての校正曲線及び校正式を作成した結果、砂試料に関しては校正曲線が不要であるという結果を得た。つまり、FDR法が高精度で瞬時に測定可能であることを確認した。

室内試験への導入としてFDRを用いた瞬時水分計測法を提案し、RI法を用いた従来の試験方法より、簡便な試験法であることを示した。またここでは、不飽和浸透特性の計測法として、体積含水率と負の圧力水頭の計測値を用いる方法、負の圧力水頭の計測値と水分特性曲線を用いる方法、体積含水率の測定値と水分特性曲線を用いる3つの方法について整理するとともに、それらの結果の比較を行った。

本研究の結果を以下に列挙する。

- (1) FDRセンサープローブの測定範囲は20mmであり、その中に誘電率の境界が存在する場合は測定値が不安定になるため注意が必要である。また、その9割以上を数mm以内のごく近傍で計測している。そのため、電極周囲の土を乱さないようにも注意が必要である。
- (2) 温度は0℃以上の条件でわずかではあるが温度の上昇とともに誘電率は低下する。これは水の誘電率の温度に対する依存性によるものと考えられ、測定の温度幅が大きくなると線形での補正が必要である。
- (3) 塩分濃度は2000ppmまでであれば測定可能である。しかし、濃度が大きくなると次第にピークの見極めが困難となる。
- (4) FDR法で測定した誘電率は土粒子密度の影響を受けることなく、体積含水率により決まることが確認された。しかし、含水量が少ない場合には補正の必要はないがわずかに土粒子密度に依存する。

(5) FDR法による体積含水率の計測においては、砂試料に対してキャリブレーションが不必要である。しかし、シルトのような微粒子の試料に対しては必要である。また、飽和度で整理した結果から飽和度80%以上で測定値がわずかに低下する傾向を示した。

(6) 不飽和透水試験において、負の圧力水頭を圧力変換器等を用いて計測するには高度な技術が必要であり、タイムラグを生じるため難しい。本研究では瞬時水分計測法において水分平衡状態の水分特性曲線を用いることで、体積含水率の計測のみで不飽和浸透特性を測定できる簡便方法を提案した。

(7) 一般的に原位置における試験では体積含水率の測定のみを行い、不攪乱試料をサンプリングして室内試験によって水分特性曲線を測定し、負の圧力水頭の値を推定することで、より簡便な方法で地盤の不飽和浸透特性を計測することが可能であることを示した。

参考文献

- 1) 西垣誠・竹下祐二：室内及び原位置における不飽和浸透特性の試験及び調査法に関する研究，岡山大学土木工学科地下水工学研究室，1993.
- 2) 土壌物理性測定法委員会編：土壌物性測定法，養賢堂，pp.206-207，1976.
- 3) 河野伊一郎・西垣誠・延山政之：中性子水分計の室内試験への適用に関する研究，第18回土質工学研究発表会，1985.
- 4) 三嶋信雄：5.RIによる現場密度・含水比の測定，土木施工28巻10号，1987.
- 5) G.C.Topp, J.L.Davis, A.P.Annan : Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, Water Reso. Res., Vol.16, No.3, pp.574-582, 1980.
- 6) 堀野治彦・丸山利輔：3線式プローブによる土壌水分のTDR計測，農業土木学会論文集第168号，pp.119-120,1993.
- 7) 冀北平・三野徹・赤江剛夫・長堀金造：FDR計測法による土壌誘電率測定と特定深さの土壌水分測定，農業土木学会論文集，No.182，pp.25-30，1996.
- 8) 冀北平・三野徹・赤江剛夫・長堀金造：FDR計測法による現地土壌水分の測定，農業土木学会論文集，No.182，pp.31-38,1996.
- 9) 中島誠・井上光弘・沢田和男・C.Nicholl：ADR法を用いた土壌水分量の測定，日本地下水学会1997年春期講演会講演要旨，pp.18-23，1997.
- 10) 河野伊一郎・西垣誠：不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究，土木学会論文報告集第307号pp.59-69，1981.
- 11) M.Th.van Genuchten, F. J. Leij, S. R. Yates : The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated soil., EPA/600/2-91/065, 1991.
- 12) M.Th.van Genuchten : A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, Soil Science, Vol.44, pp.892-878, 1980.

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、広域地下水流動を追跡することを目的として、地表地形の離散化手法、流体・熱移動の取り扱い手法、逆解析情報量に関する検討結果について述べる。

4.2 水理解析における地表地形離散化の手法

地表面を含む広域の地下水流動・地表流動を捉えるためには、地表地形、植生、河川形状、人工物形状、地質状況をなるべく適切に表現することが必要である。特に、地表流動(河川流動)を含むような水理解析では、地形に適合した格子システムを作ることが流動場の再現上重要である。

4.2.1 地形図からの領域地形のデジタイズ

地表地形を表現するための元データは国土地理院の発行する地形図、或いは国土数値情報によって得られる。後者は現在のところ50mメッシュ以上の粗さであり、地表面の細かな情報を得るには使いづらい段階である。その点、地形図は数m単位の情報を抽出することができ、河川や人工物などを、説得力のあるスケールでモデル化することができる。

地形図のデータを取り込む方法としては、格子をかぶせ格子点の値を人間が読む作業が最も基本的なものであるが、これは時間的に不利で誤読も入る余地がある。また、格子点などの配置を換える時は再び読む必要がある。より迅速な処理は、等高線をデジタイザー処理により取り込み保管した上で、そのデータにより地形を計算する方法である。デジタイザーの読み込みはよほどの大流域でも1日以内の作業である。

本研究では、デジタイザー座標系での等高線座標の入力、地形図座標系への変換を行い、データを所定の形式で保管するような手順を整備した。図4.1は研究上用いた2500分の1地形図である。境界線は分水界を連ねたものとして人間が描き、この線もデジタイジングの対象とする。等高線は、標高値、データ個数、開いたものと閉じたものの区別をするインディケータ、平面座標値をひとまと

まりとしてファイルに格納される。図4.2はデジタイズされたデータをつないで書いた等高線図である。

4.2.2 領域内任意点の標高計算法

図4.2のような多数の等高線データの標高値とその x, y 座標値を利用して、領域内任意点の標高を出すことが次の処理の課題となる。ここでは、等高線データから任意点の標高を求めるために、次の手続きを考えた。

- (1) 与えられた任意点 (x, y) において、東西、南北、および北東・南西、北西・南東の方向に向かい直線を作り、各々等高線との交点をすべて計算する。
- (2) 交点を座標の大きさの順番に並べる。
- (3) 与えられた任意点と最も近い位置で交差する線を見つける。
- (4) その直線断面上で直線補間あるいはspline補間を行う。どちらを行うかは地形の特徴とデータの細かさに依存する。

Spline補間によって再現されたコンターマップを図4.3に示す。残念ながら、データの粗いところでは補間が不自然となっており、データ点の追加の必要性が示唆される。また、直線で保管した場合には、元等高線の傾向を十分には再現しないが、極端な補間のエラーは出ない。自然の地形は、滑らかな場合と断崖や平地のような直線的な部分もあるから、時と場合(必要性)に応じて選択する必要がある。

4.2.3 弾性ばねネットワークモデルによる水理解析格子の形成

格子状に結び付けられた多数の弾性ばねのネットワークが地形面の上に乗っている状態を想定する。格子点の初期配置は、人間が適当に与えるものとする。格子点には重り(質量)があって、各格子点は重力方向に移動しようとするが、ばねの伸び・縮みのバランスによりお互いに干渉しあう。結局、このネットワークは平衡点を求めて格子点が移動して行く。最終的に動きが小さくなった状態では、格子点の配置はある程度滑らか、かつ重力方向(落水線)にそろったものとなる。このモデルによる計算例を図4.4、4.5に示した。図4.4では、領域境界は固定点(格子点は摩擦により動けない

状態)であり、内部は適当に区切って与えたものである。計算の進行と共に、格子点が滑らかになり、地形に沿って疎密ができて行く様子が分かる。

このようなモデルは、領域内に適切な水理解析格子を形成する目的で利用できる。人間は、弾性定数、初期長さ、重り質量を与えることになる。与えるデータの組み合わせで、最終的な形は異なってくるし、また初期格子点配置でも最終結果は異なる。この辺をどうするか、実際的使用上での煩雑さを改善するのが今後の課題である。

4.3 水理解析における地表・地下の流体・熱移動の定式化に関する検討

本節では、地表流と地下水流を結合し、熱移動に関しても地表・地下の両方を対象としたシミュレーション手法に関し記述する。

4.3.1 地表付近を含む流体・熱移動モデル

地表・地下水流動の概念を図4.6に示した。降雨を入力とした地表や地下での水の流動は歴史的に多数の研究があるが、今後はいわゆる流体流動・熱移動連成系を扱うことも環境評価などの場面で必要となろう。

熱の問題は、一般に一つの要素（格子）内で流体も岩石も同一温度となることを前提とした解析が多い。ここでは、より自然な場合を考え、温度非平衡状態での解析法について述べる。

まず、地下では、流体と岩石が非平衡状態にある、即ち、異なる温度をもって存在する、と考える。このような「流体・岩石非平衡型モデル」での固相と流体相との熱交換は非定常熱拡散により行われるものと考え。割れ目系媒体の様に流体の流路が限定されている場合は割れ目面を通じて熱交換が表現され、一般的な多孔質媒体においては構成孔隙面を通じて熱交換が行われる。後者では熱交換に寄与する面積が大きく温度は短時間で平衡に達し、一般的な熱水流動の定式化と同等の結果を与える。

地表面においては、上記モデルをそのまま適用すると、地表水（水相）と大気（空気

相)の温度は同一のものとして計算される。しかし、地表水温度と大気温度との間には実際隔たりがあり、自然の表現とはいえない。実は、数値解析上の地表グリッドには、岩石相が存在しないため岩石温度を計算する必要がない。このような点から、地表での熱移動に関して、地表水(水相)と大気(空気相)の温度を別々に設定した「地表水・大気非平衡型モデル」を構築することができる。

4.3.2 地表水・大気非平衡型モデル

ここでは、地表熱移動に関して、より現実的な解析を行うために、地表水と大気の温度を別々に設定した「地表水・大気非平衡型モデル」の支配方程式を導出した。

地表水と大気の温度を別々に扱うためには、それぞれの系についてのエネルギー保存則を考える必要がある。いま、地表熱移動現象の定式化に関して、以下のことを仮定する。

(a) 地表には、流体2相(水相、空気相)が存在し、岩石相は存在しない。

(b) 地表水(水相)、大気(空気相)は、それぞれ独自の温度を持つ。

(c) 地表水中・大気中の熱伝導は、Fourierの法則に従う。

(d) 地表水温の形成は次のファクターによるものとする。

- ・ 日射による入熱
- ・ 外気温との温度差による顕熱移動
- ・ 蒸発による潜熱移動
- ・ 地下水の湧出による混合
- ・ 地表流体相(水、或いは空気)と地下岩盤との熱交換

4.3.3 支配方程式

上記現象を定式化すると、4つの方程式、即ち水・空気の質量保存則、エネルギー保存則2つ(地下においては岩石と流体に対するもの、地表においては水と空気に対するもの)が得られる。

4式を地下の格子において (P, S_w, T_r, T) 、地表格子では (P, S_w, T_g, T_w) を解く。このようにすることで、河川水の温度、地下水の温度など熱環境の問題をある程度自然にモデル化することができよう。詳細な式は割愛する。

4.3.4 計算例

ある河川流域の河川水温観測値と計算値の一部を比較したものを図4.9に示す。但し、この計算に使用したデータについては詳述できないので、最終結果のみである。図の時期に先立つ数年間の流量マッチングの後、約2ヶ月間の計算をしたものであり、観測点の水温変化をよく再現している。

4.3.5 今後の展望

広域かつ長期の地下水・地表水練成解析は今後様々な環境影響評価に必要となると考えられる。数年から数十年のオーダーでは、ダム、トンネルなどの建設に伴う環境変化予測、大規模地下空間利用時の設計・施工時の評価、影響予測などがある。また、さらに長期の地下水環境の予測などを行う場合には、熱的な効果（自然対流など）も評価項目の一つとなり、このような解析技術が生かされると考えている。

4.4 広域物性分布の逆解析に関する検討

4.4.1 生産試験における地層情報量と評価関数

複数のボーリング孔での圧力観測値を利用した逆解析技術（ハイドロバルストモグラフィ）について、様々な条件下の情報量について検討した。

なるべく少ないボーリング孔を使って空間分布を捉えることが本逆解析の最終目標であるが、そのためには地下情報をどれだけうまく収集するか、さらに、その情報がどれだけ

の分解能で逆解析可能か、を知る必要がある。例えば、

- ・どのような形の生産が情報収集のためにより有効か。
- ・地層中のどの程度の距離にある不均質物体が見分けられるか。
- ・地層中のどの程度の大きさの不均質物体が見分けられるか。
- ・地層中の不均質媒体がどの程度の差異（コントラスト）を持てば識別できるか。

などの疑問点が残っている。特に、広域の物性分布を対象とする場合は時間軸に沿って何とか情報量を増やす必要がある。以下にそれらについての数値ケーススタディの結果を要約する。

4.4.2 目的関数による比較について

異なる条件設定で、地層情報量の差異を検討するため次の目的関数（評価関数）を使う。

$$J_1 = \sum_{i=1}^{Nwell} \sum_{t=1}^T [p^{homo}(i,t) - p^{hete}(i,t)]^2$$
$$J_2 = \sum_{i=1}^{Nwell} \sum_{t=1}^T \left[\frac{p^{homo}(i,t) - p^{homo}(i,t-1)}{\Delta t} - \frac{p^{hete}(i,t) - p^{hete}(i,t-1)}{\Delta t} \right]^2$$
$$J_t = J_1 + J_2$$

ここで、 J_1 は圧力の差の2乗和、 J_2 は圧力微分値の2乗和、 J_3 は両者の和を表している。また、上付き添え字homoは均質媒体の場合、heteは不均質部分が存在する場合をさす。これらは、均質媒体に対する反応と不均質媒体に対する反応の差異を表しており、大きいほど、敏感であり、逆解析上好ましいと考えられる。

4.4.3 ケーススタディの条件設定

条件の異なるケースを公平な条件下で比較するため、生産に関し次の制約をおいた。

- ・生産は、2次元の水平・無限媒体より行われる。
- ・生産は、120日間行われる。
- ・総生産量は、どのような生産形態を取るにしろ同じ量 (48000m^3) とする。

地層格子と生産井の配置は図4.10 のようなものとする。井戸付近の格子は最小0.1mとして細かく分割し、周辺では徐々に大きくなっている。

ケースとして以下の4種類を設定した。

- (a) 生産周期の違いに対する感度
- (b) 位置の違いに対する感度 (図4.11(a))
- (c) 不均質コントラストに対する感度 (図4.11(b))
- (d) 不均質体の大きさによる感度の違い (図4.11(c))

4.4.4 生産形態が情報量に及ぼす影響

まず、生産形態が情報量に及ぼす影響を検討した。生産形態として、

- ・連続生産 — 配置されている4本の井戸から生産を120日継続する。
- ・単孔周期生産 — 配置されている4本のうち1本から生産を一定期間行い、密閉すると共に次の井戸の生産を開始する。このオペレーションを周回しながら繰り返す。

以上のオペレーションを、均一な媒体に対して行った時と、不均質な媒体に対して行った時の圧力観測値の変化を比較する。図4.11に連続生産の場合の圧力観測曲線を均質・不均質の場合について示した。両者はほとんど重なっており、差異は明確でなく、このようなオペレーションでは不均質部分の存在の検出が難しいことを示している。

図4.12は周期的生産を繰り返した場合の圧力曲線である。ある程度違いが認められるようになり、検出可能性が高まっていることがわかる。

図4.13は目的関数 J_1, J_2, J_c を比較したものである。 J_1 は周期が短いと小さく、長い

(30日周期)の方が大きくなるが、 J_2 は逆に周期の短い場合が大きく、両者の和は周期の最も短いもの(1日周期)が大きくなるようである。これは、生産時と密閉時にどの目的関数が大きくなるかによる。生産時には J_1 が増加し、密閉時点で J_2 が急激に増加し、結果として、5日より大きな周期の場合あまり変わらないが、1日周期の場合、情報量的に多めに出ているようである。

4.4.5 様々な場合の目的関数の比較

図4.14には、オペレーションの違い、不均質体の位置の違い、大きさの違い、コントラストの違いを、最終的な目的関数の値(120日における)で比較してある。

図4.17(a)は既に説明した周期の違いによる比較である。図4.17(b)は不均質体の位置による感度の違いであり、2つのポーリング孔間にある場合がもっとも強く出ており、4孔の囲むエリアの外でも中心部にある場合と同程度の感度が見られる。図4.17(c)は不均質性のコントラストに関するもので、基盤浸透性に対し不均質部分の浸透性が悪い場合の方が感度が大きく、高浸透性の不均質体は検出しにくい傾向にあるようである。図4.17(d)は不均質体の大きさの違いによる感度差を表している。大きいものほど感度が強いことは当然であるが、単純に大きさ(面積)に比例するかどうかは不明である。

4.4.6 今後の課題と展望

以上の検討は、地層内物性分布を以下にして少数の観測孔のデータから逆解析するか、そのためにはどのような情報をとればより分解能があがるか、を検討したものである。実際には、いくつかの周期生産方式の場合に逆解析を実行し、逆解析特性(解の収束性、偽像)を検討し、広域を対象とした最適な井戸試験形態を考えていきたい。

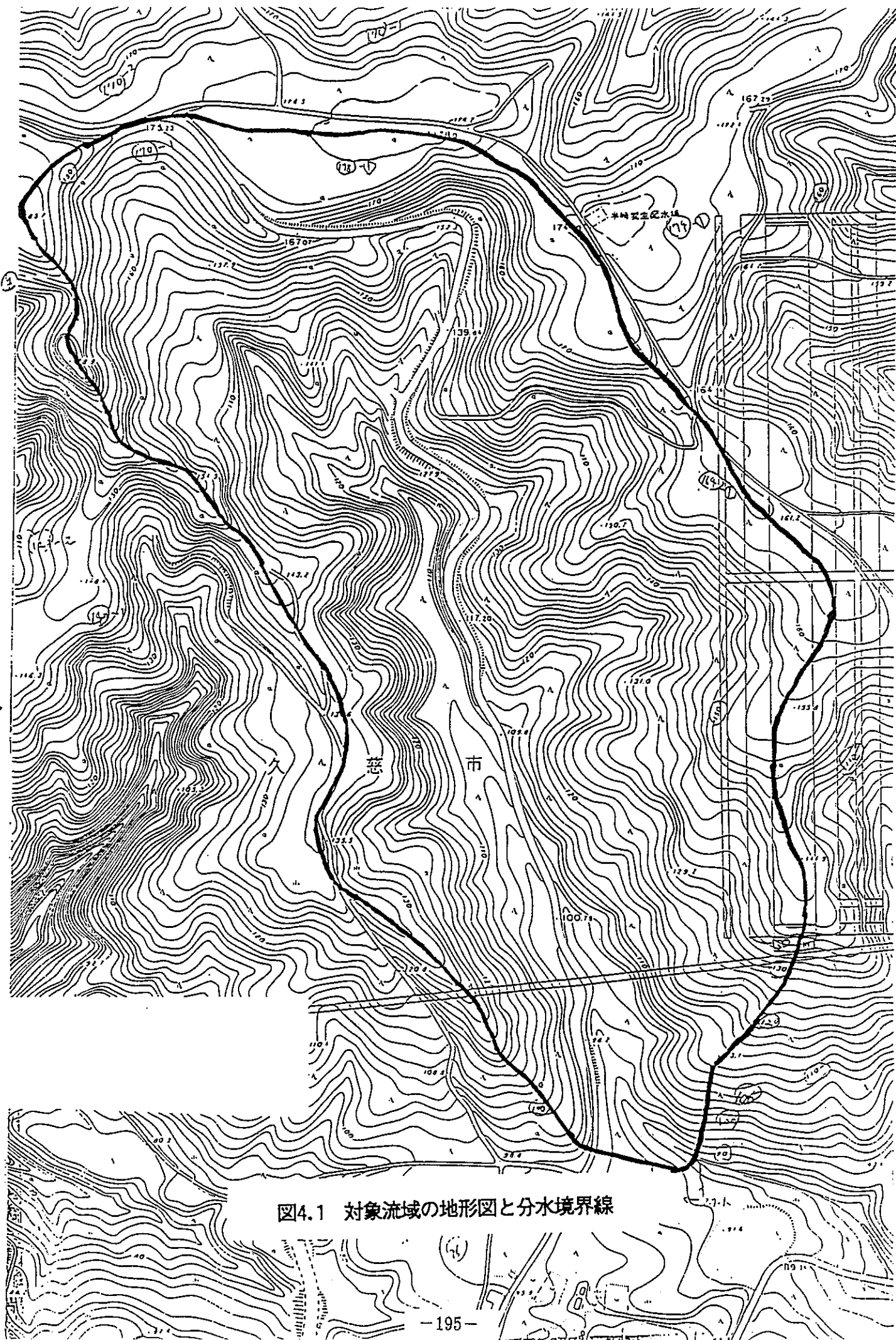


図4.1 対象流域の地形図と分水境界線

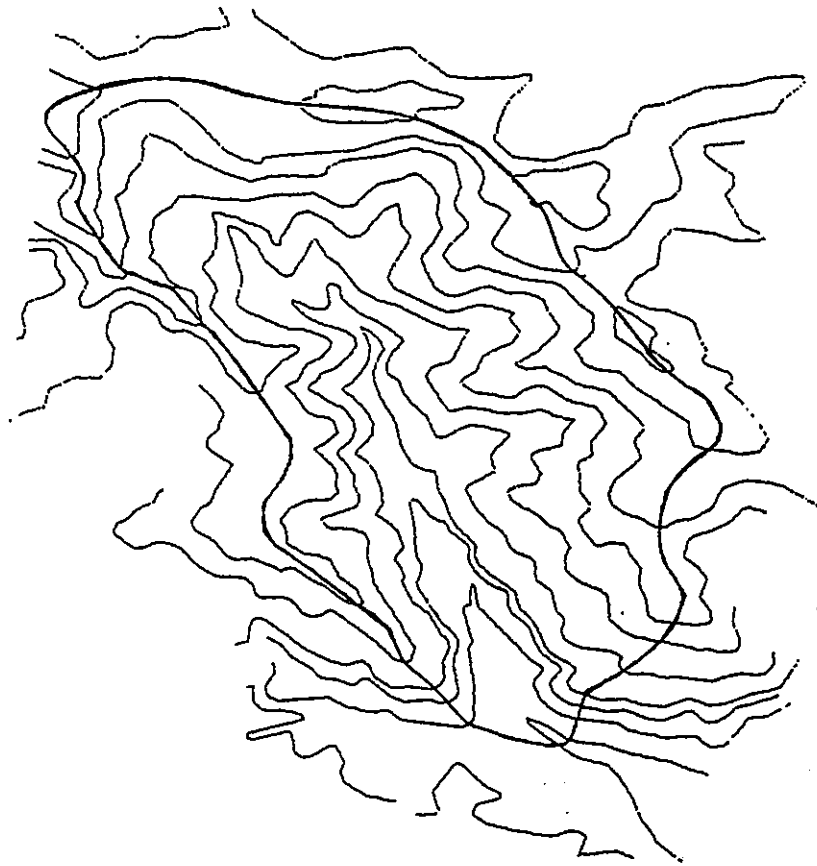


図4.2 デジタイズされた等高線データ

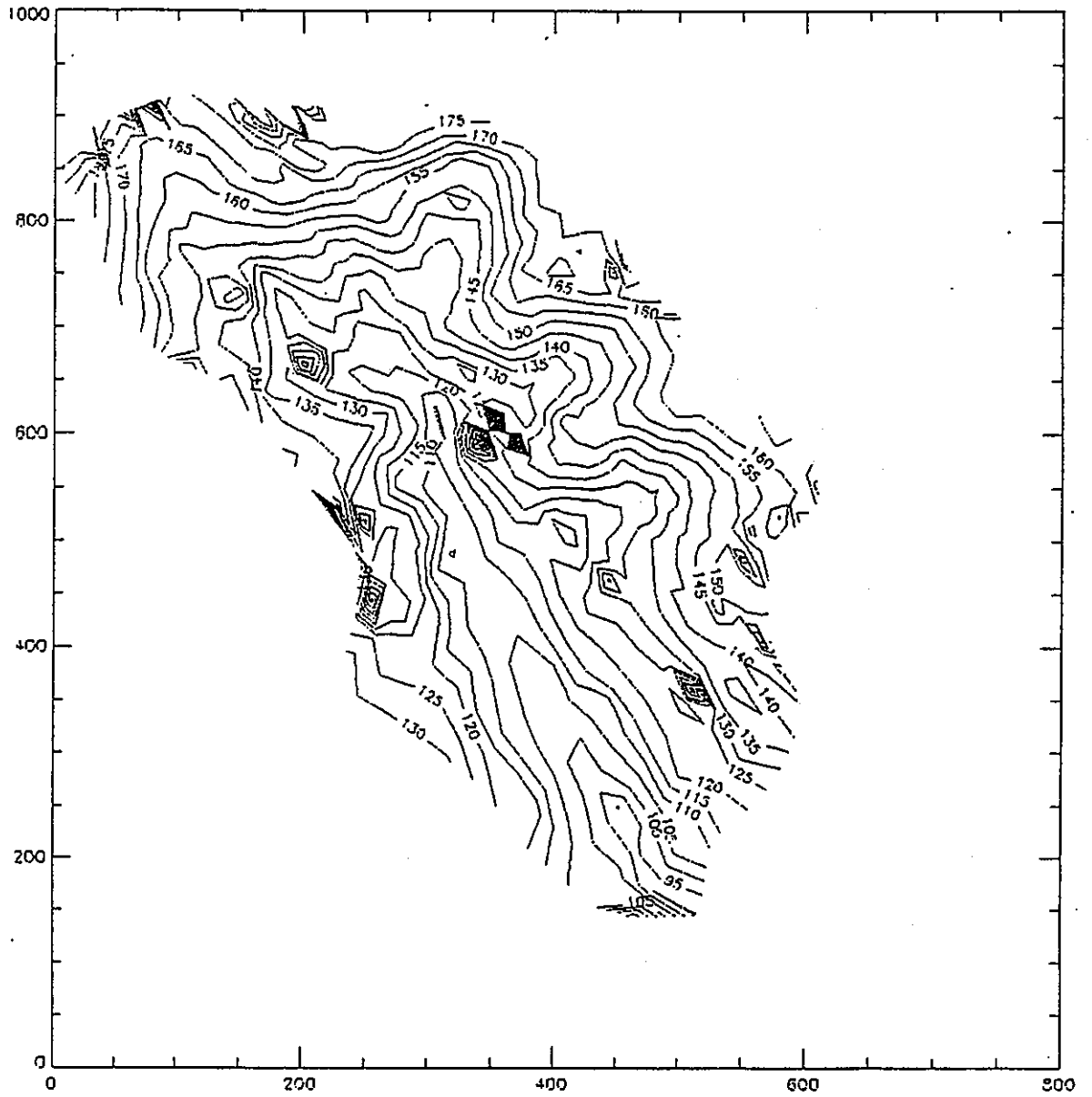


図4.3 splineにより再現した結果

(30×30メッシュ)

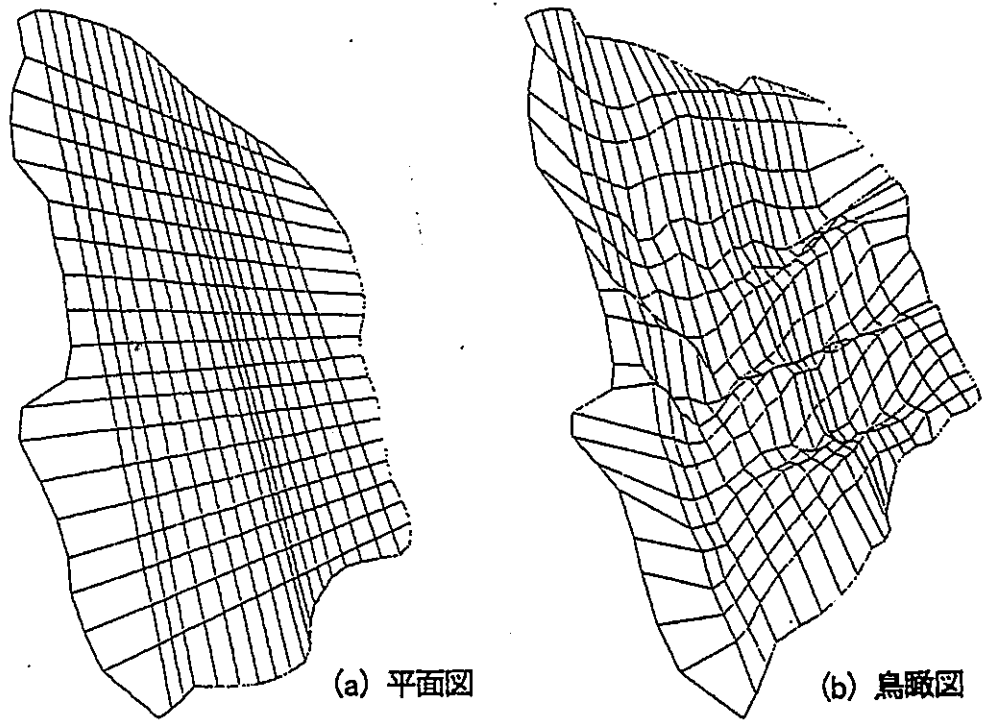


図4.4 ネットワークモデルの初期格子

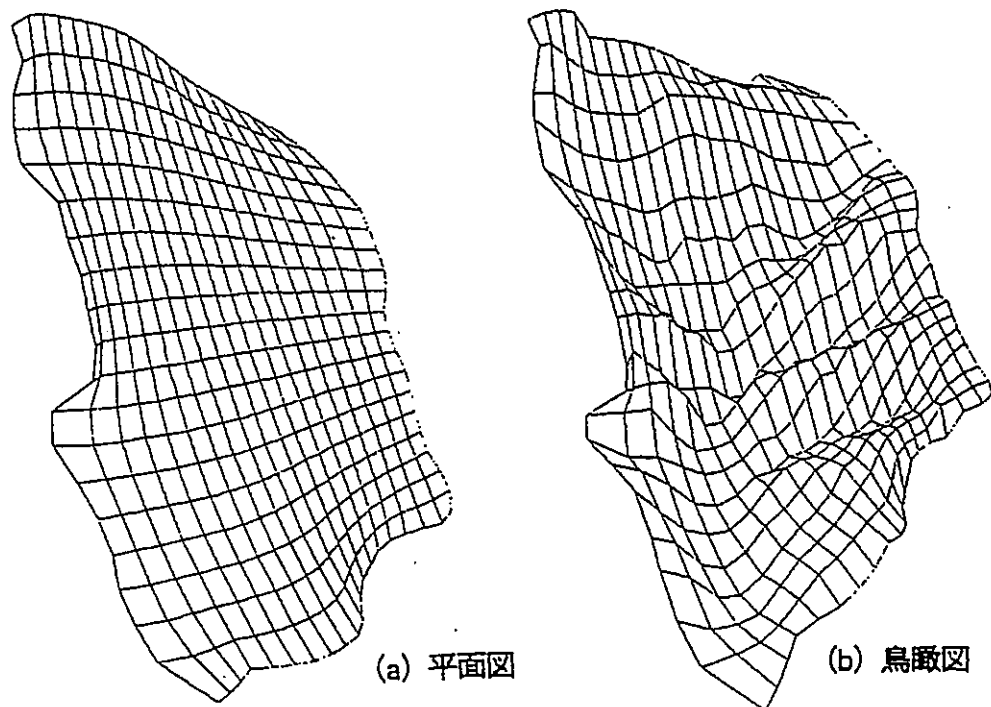


図4.5 ネットワークモデルの最終形状

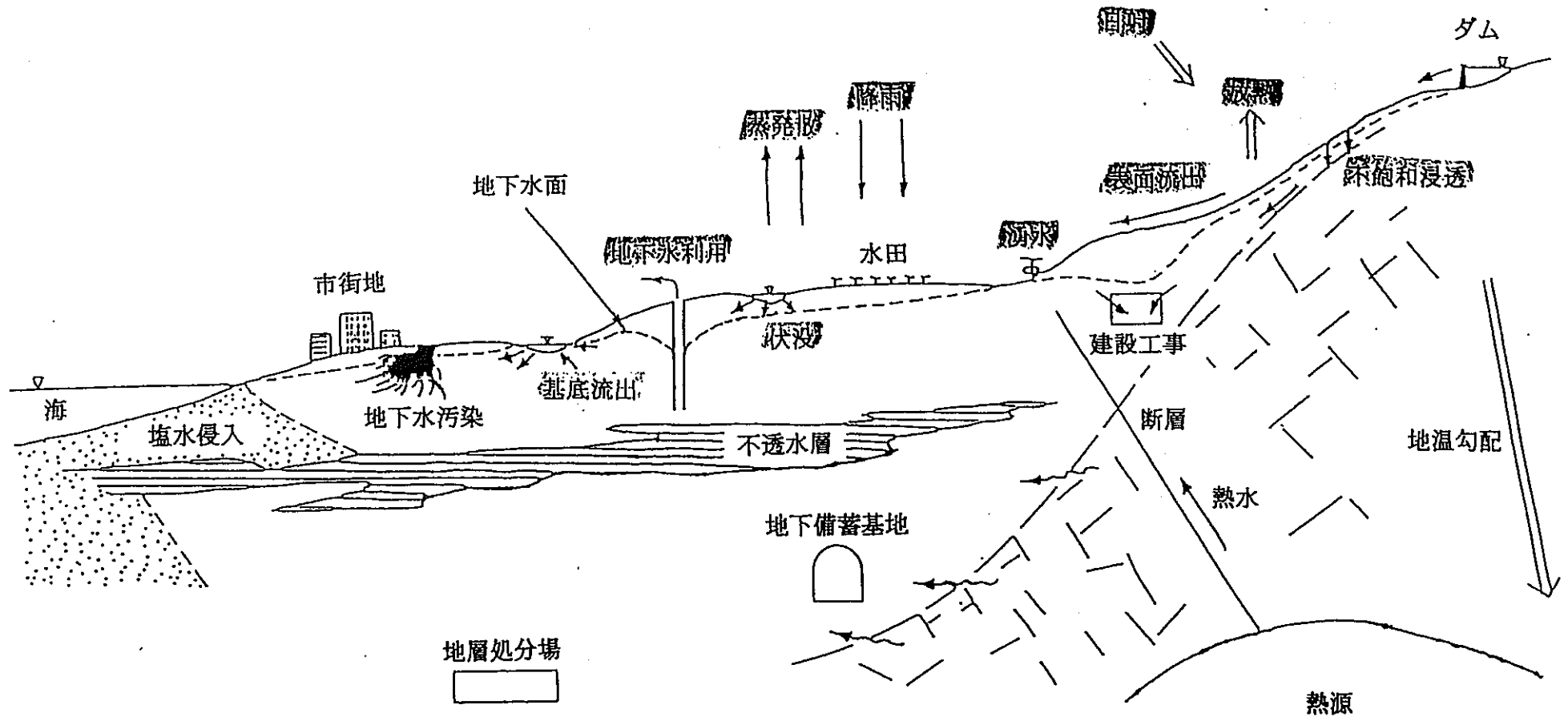


図4.6 地表・地下水挙動解析の全体系概念図

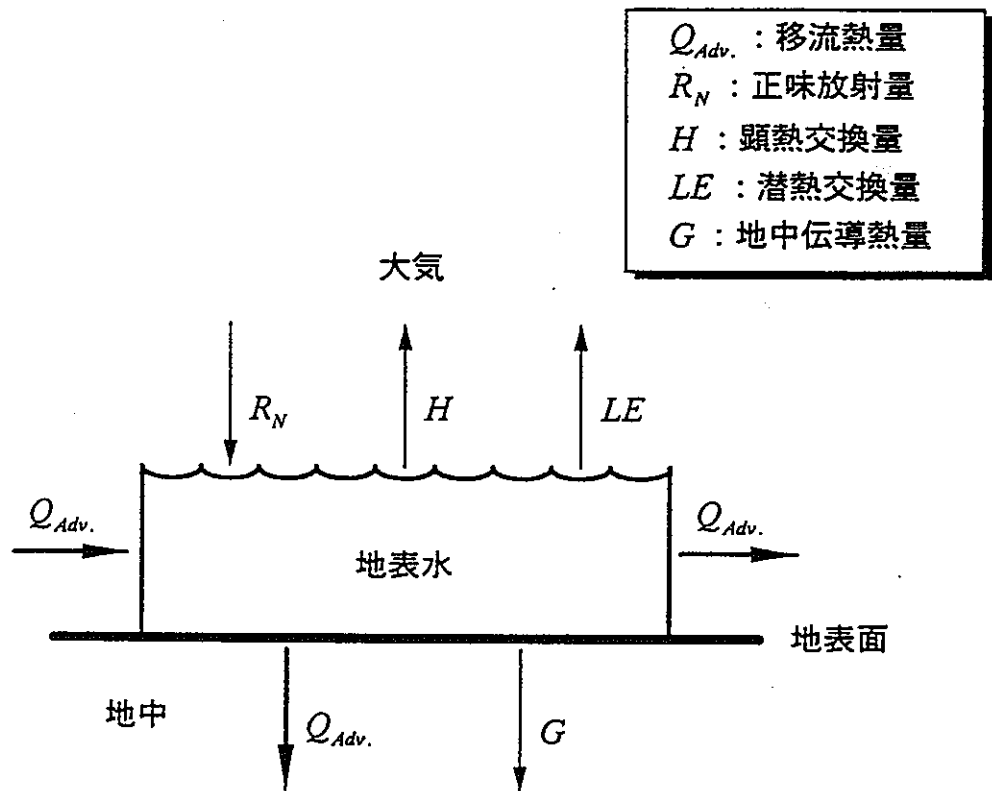


図4.7 地表水の温度形成に関する概念図

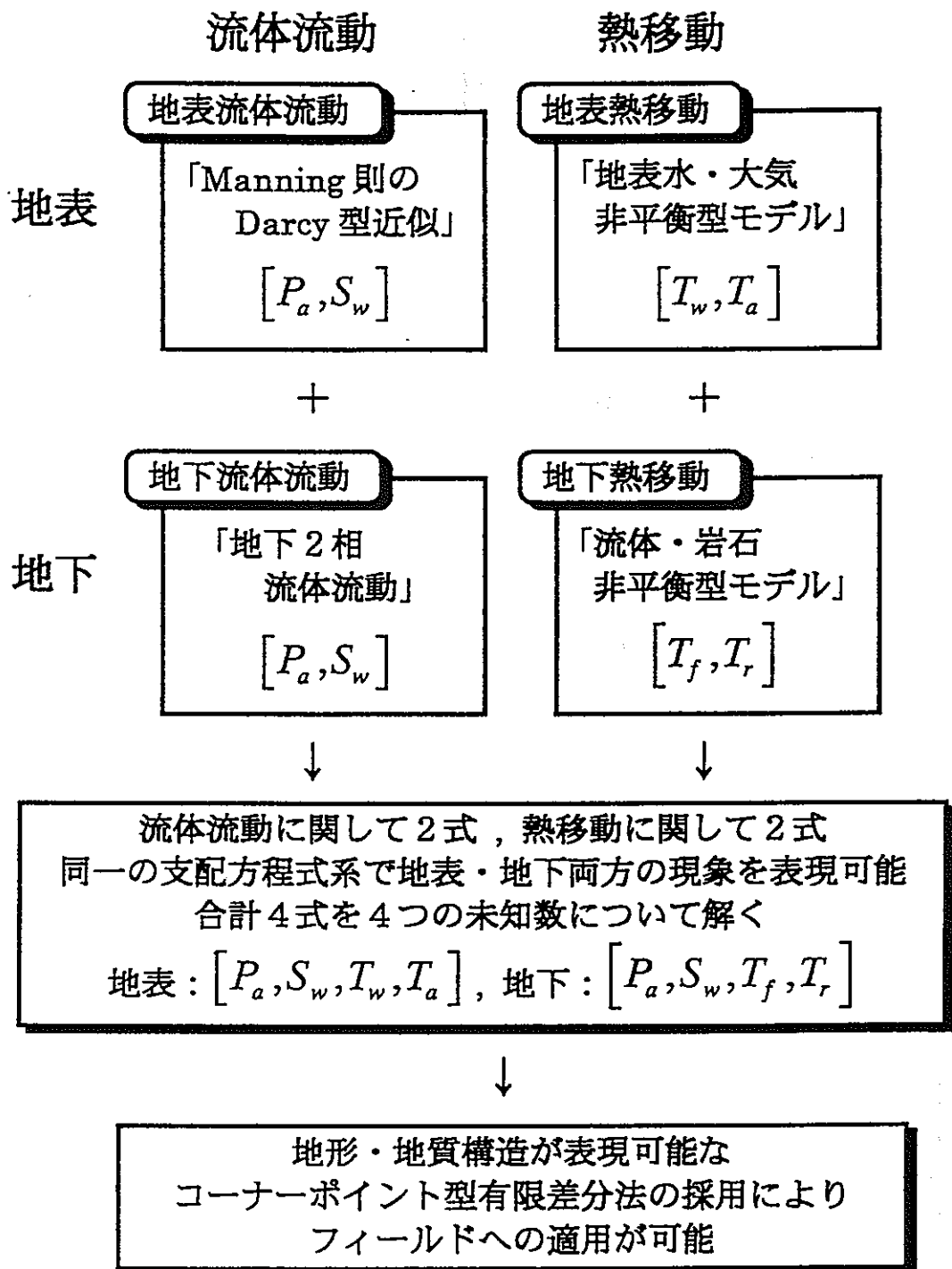


図4.8 シミュレーションの全体系

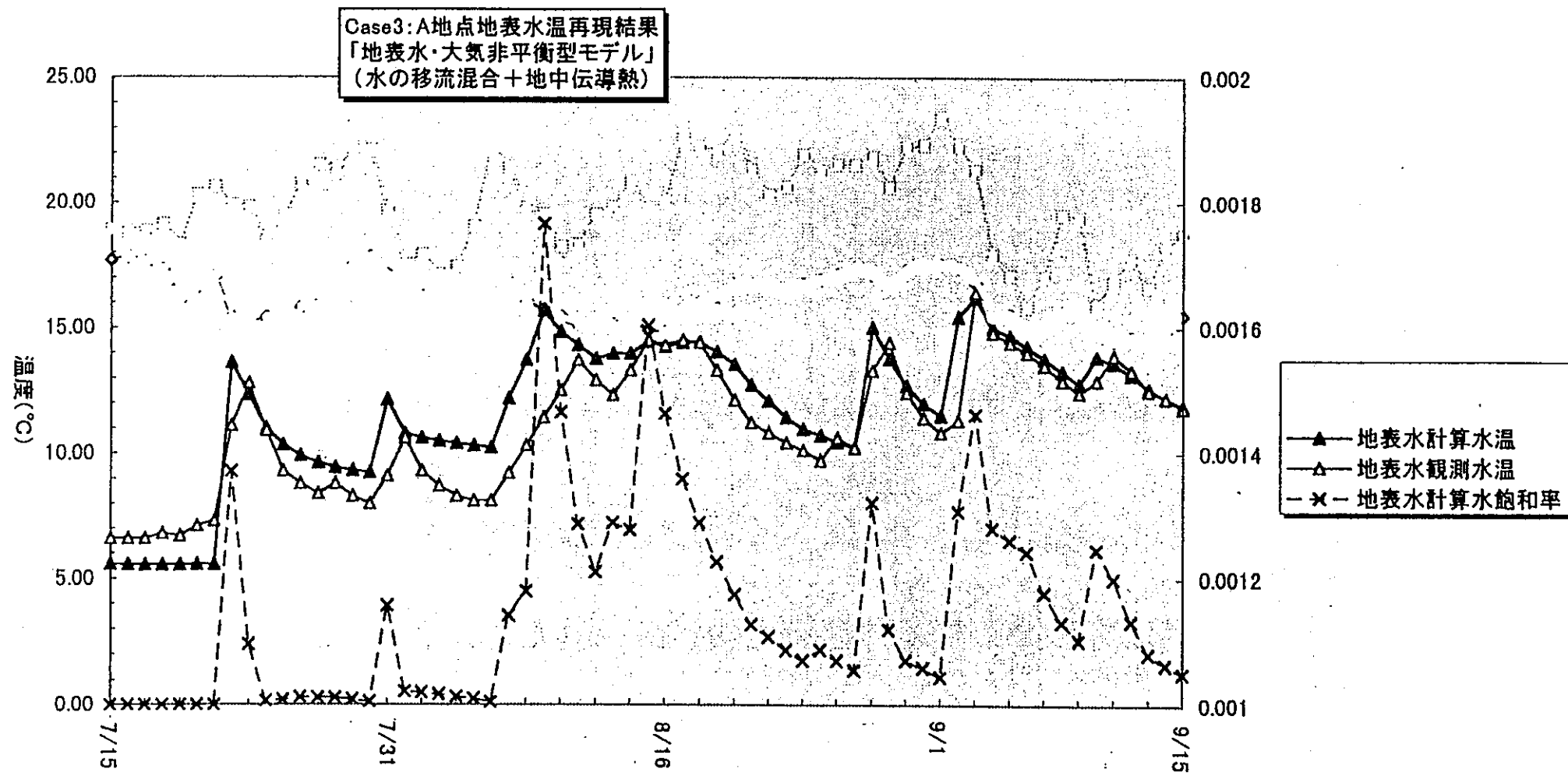
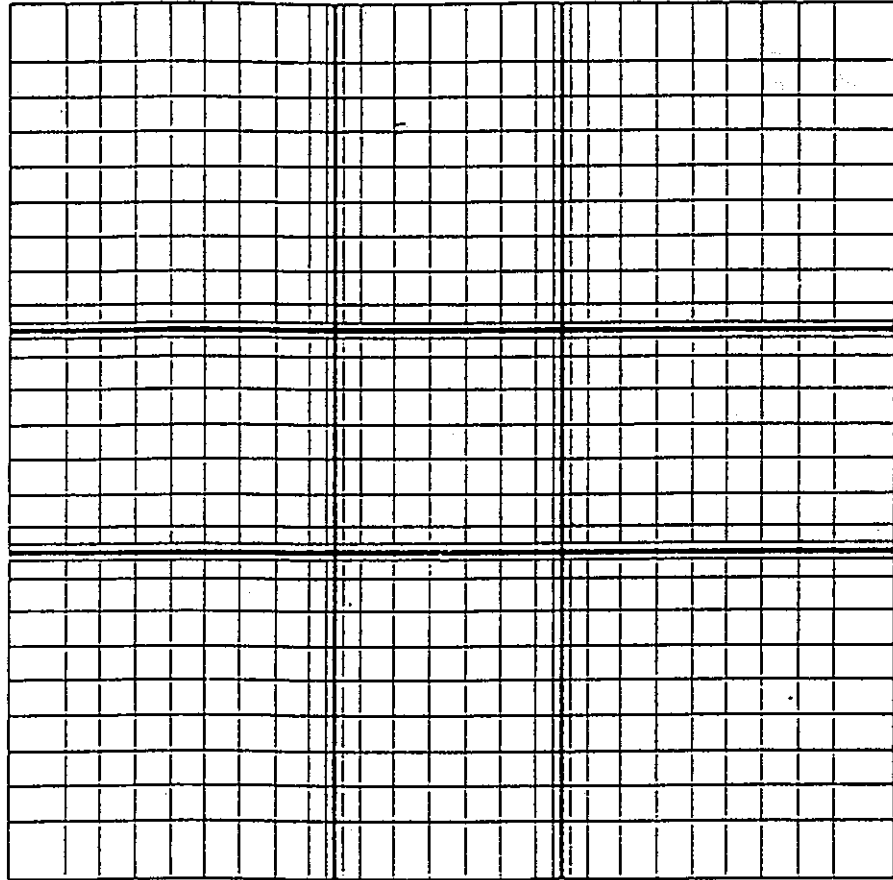
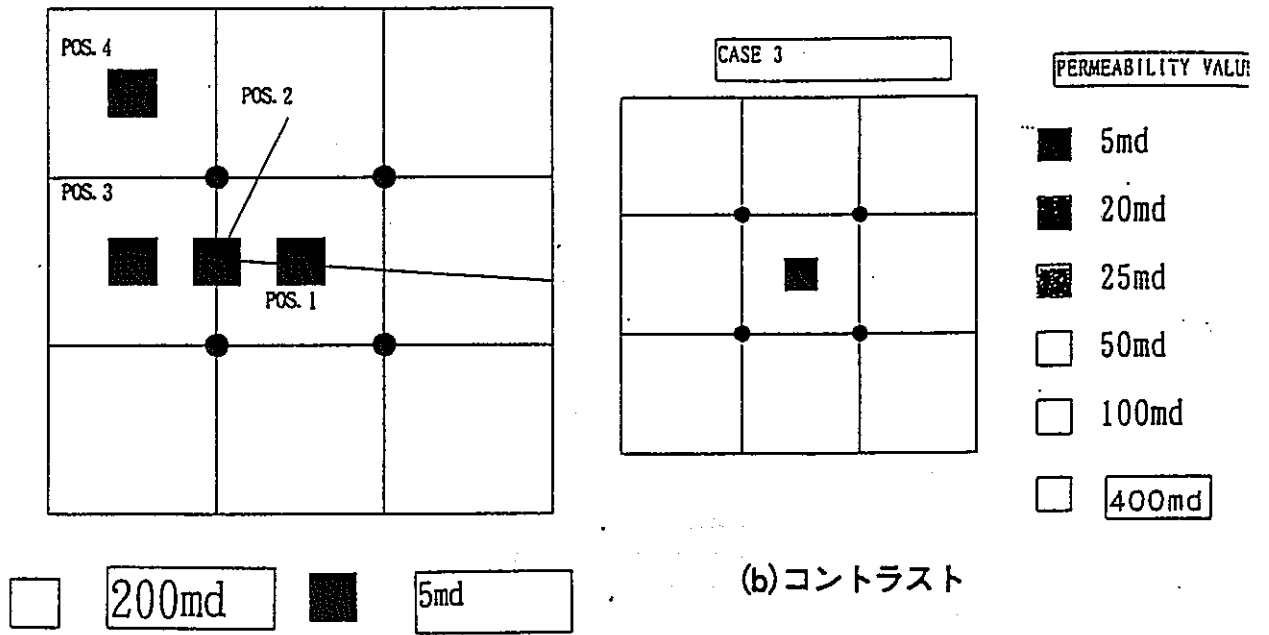


図4.9 計算結果例

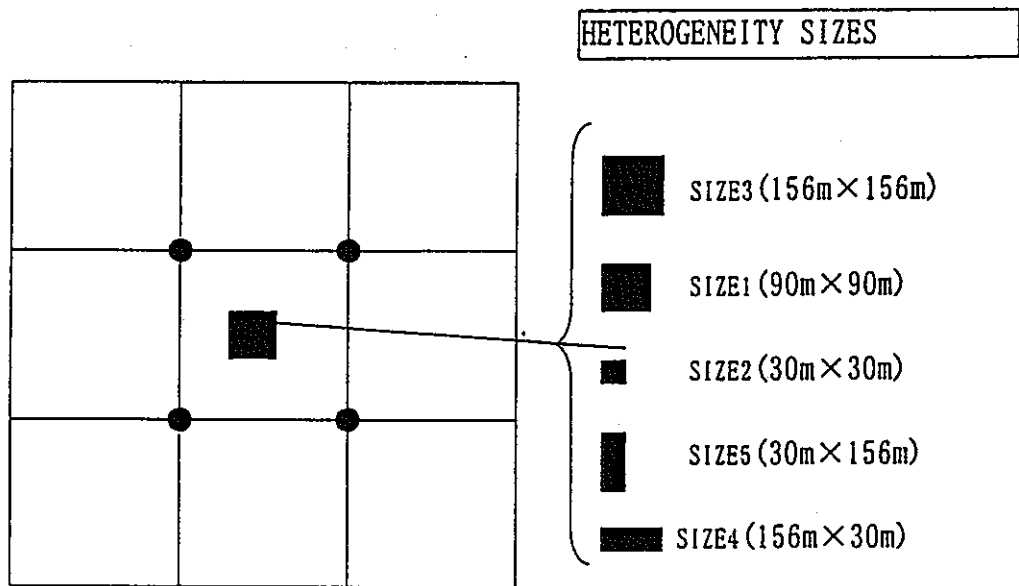


190 m

図4.10 生産井配置および地層設定



(a) 位置の違い



(c) 大きさの違い

図4.11 各種ケース設定

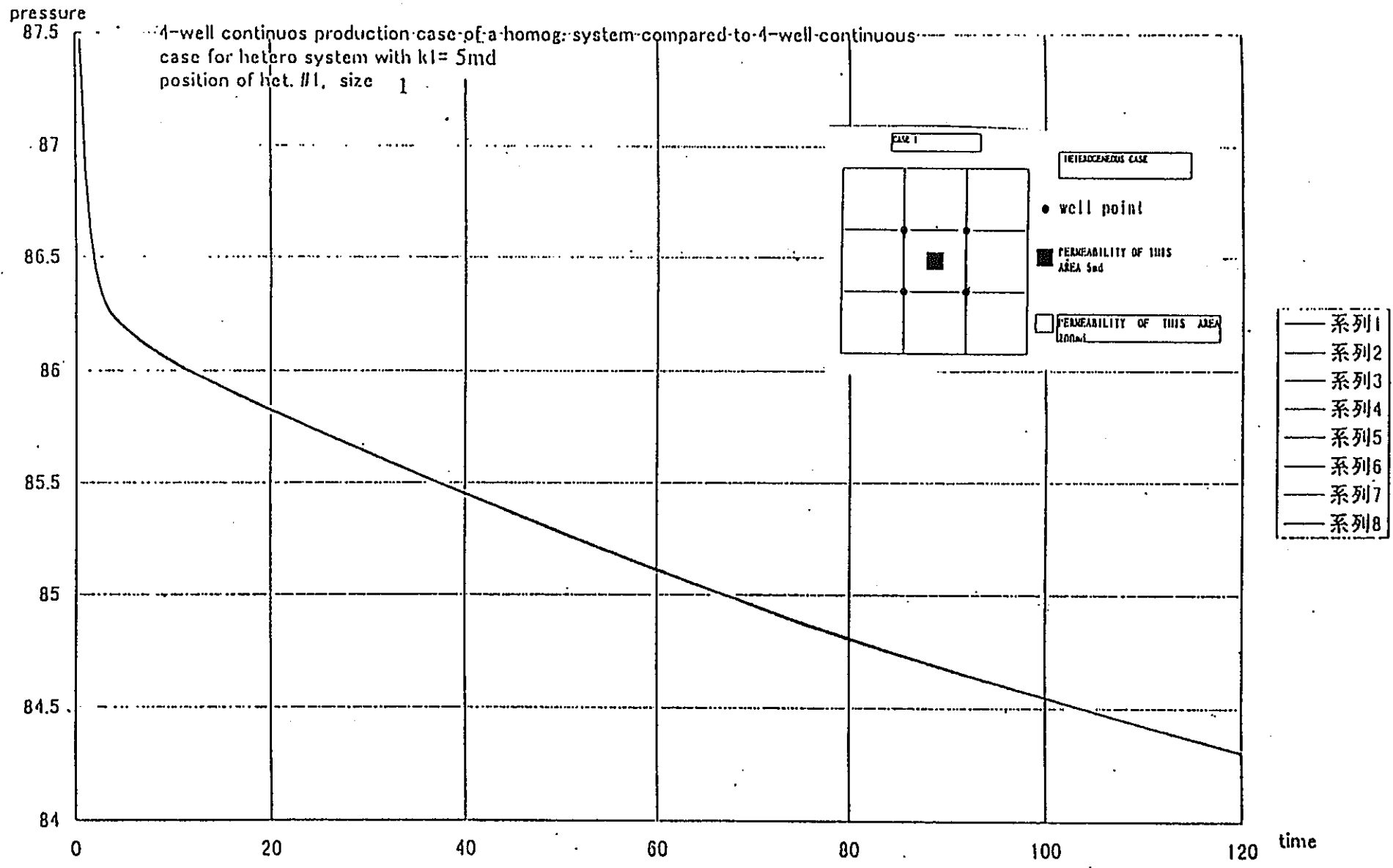


図4.12 連続生産による圧力観測曲線 (均質、不均質)

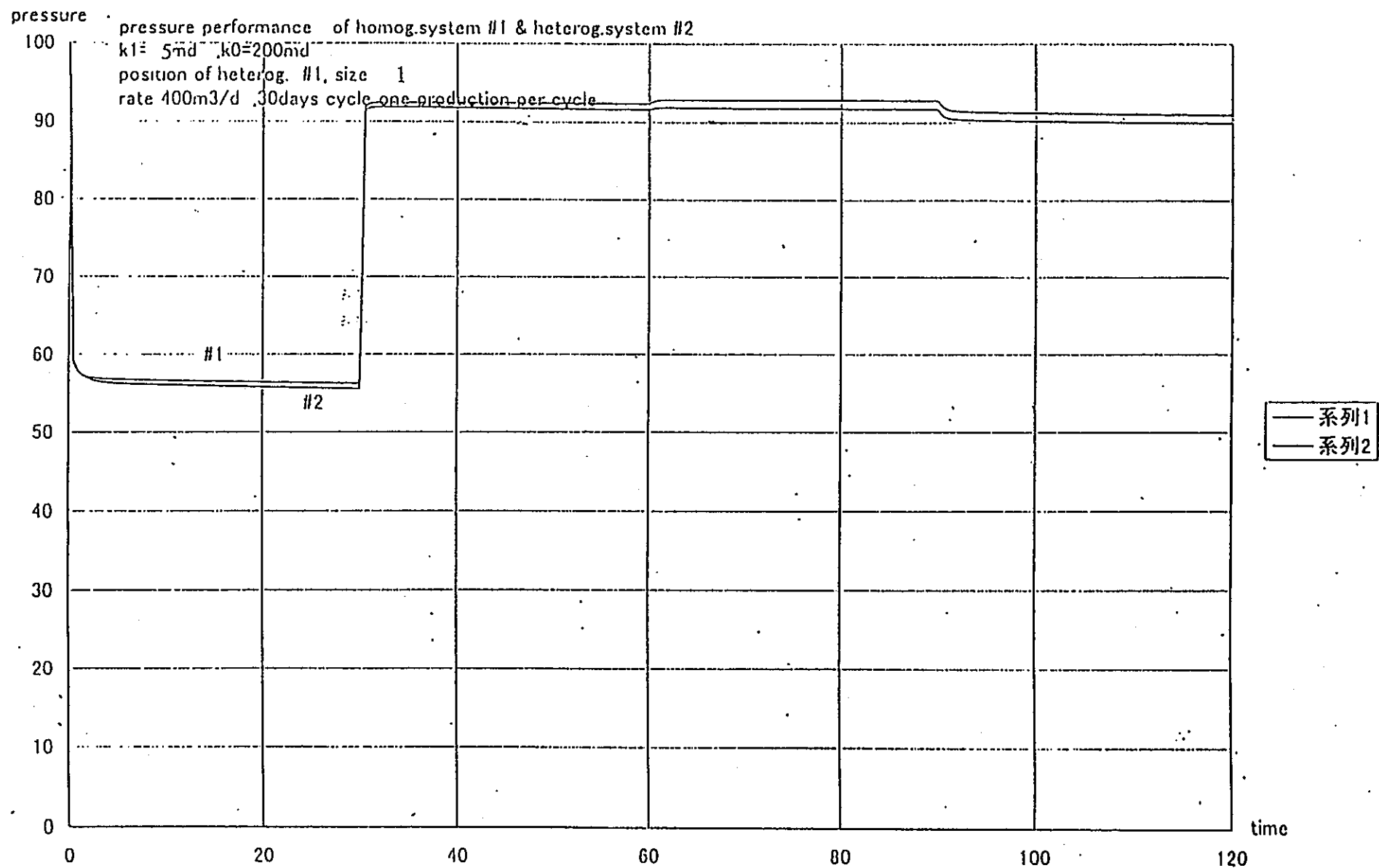


図4.13 周期的生産方式による圧力観測曲線 (均質、不均質)

J/

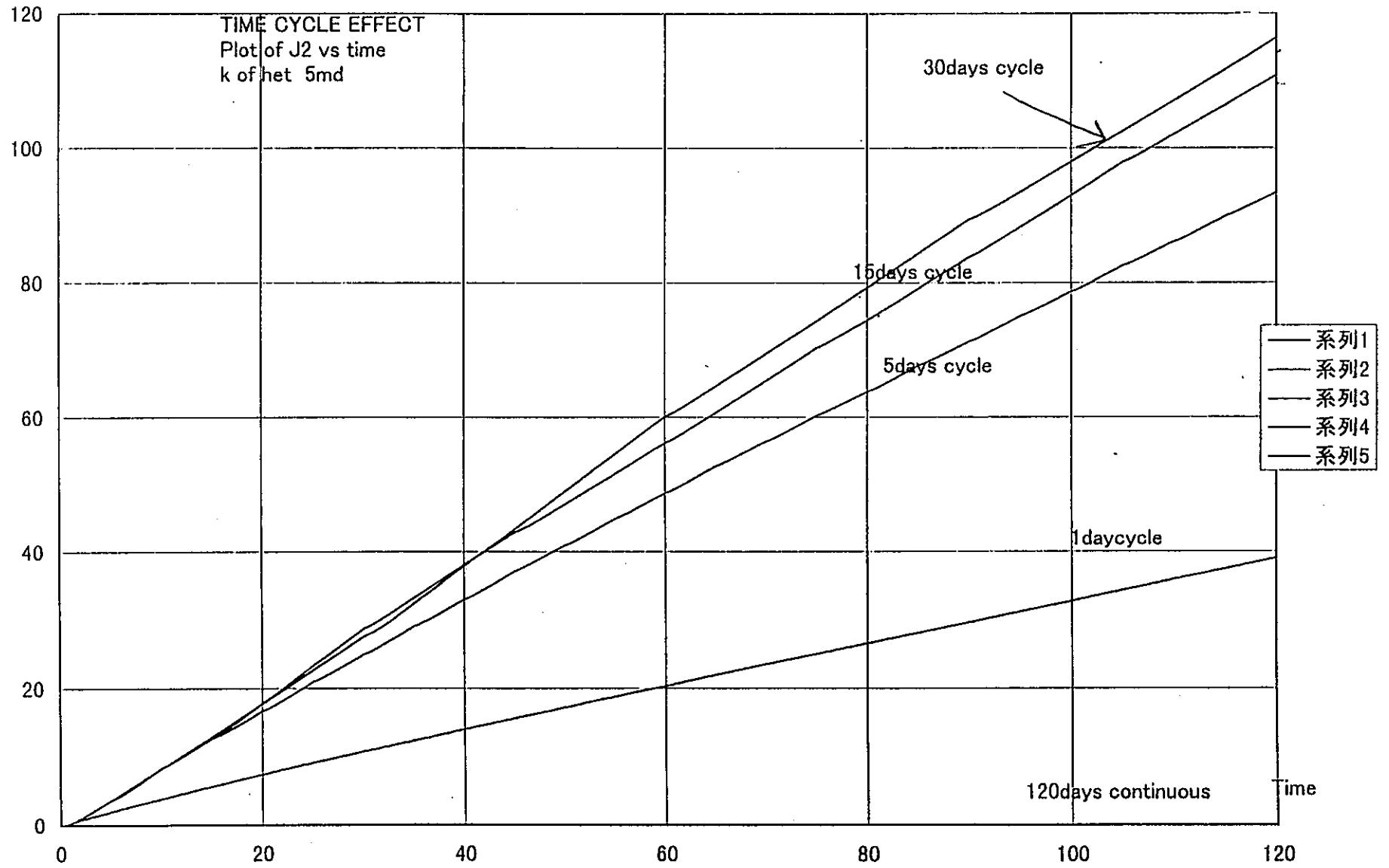


図4.14 生産周期と目的関数の違い (J1)

J2

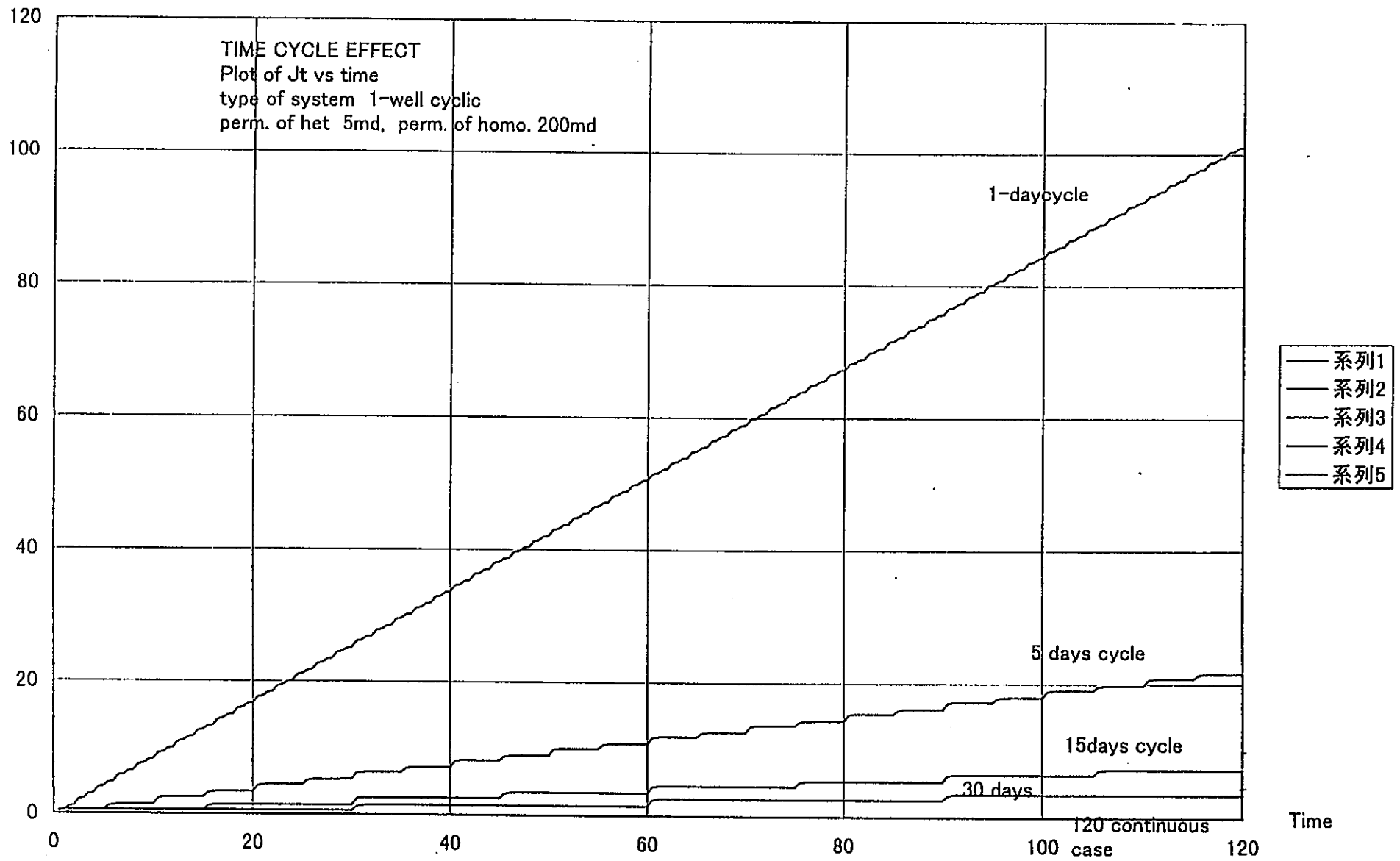


図4.15 生産周期と目的関数の違い (J2)

Graph1

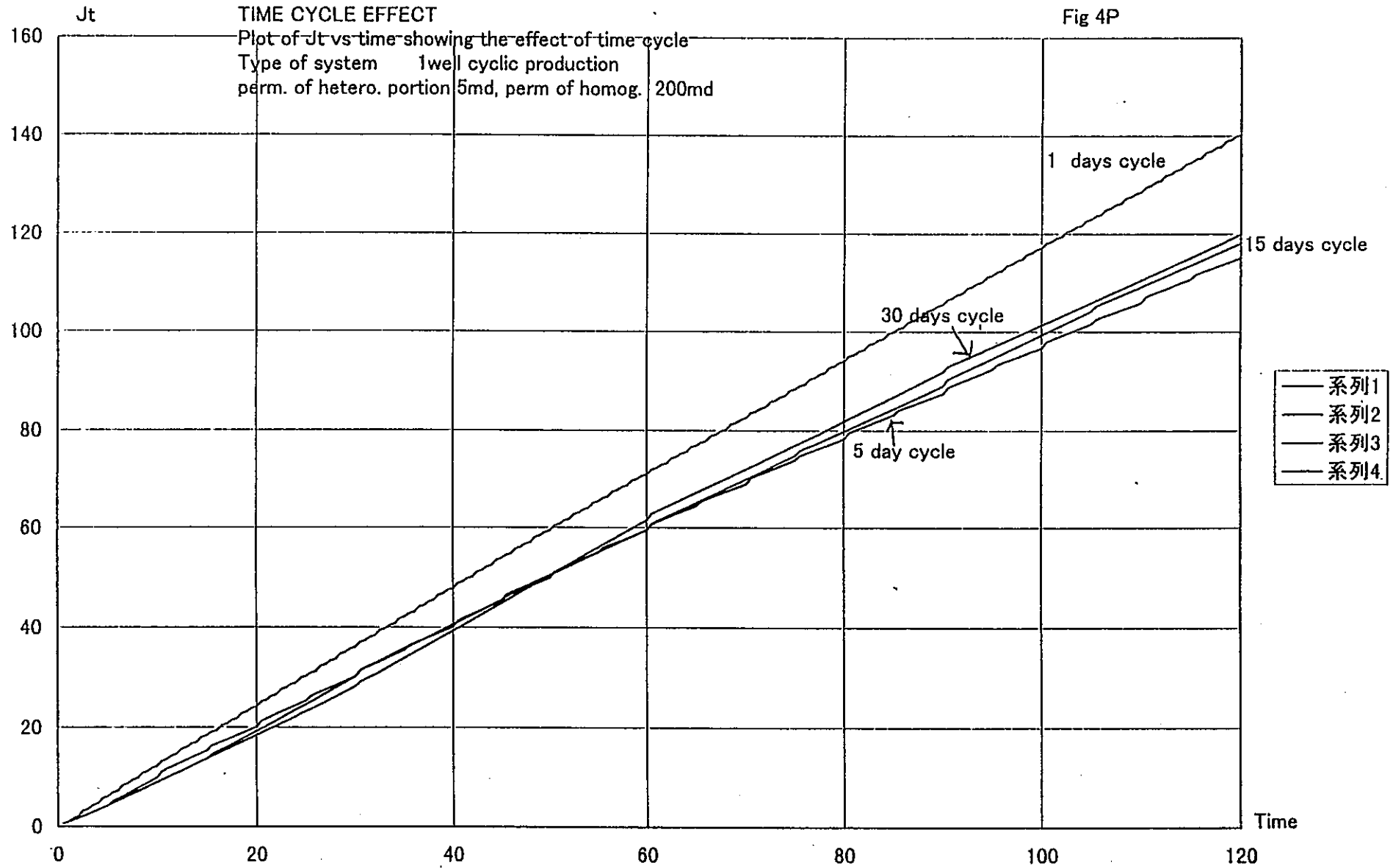
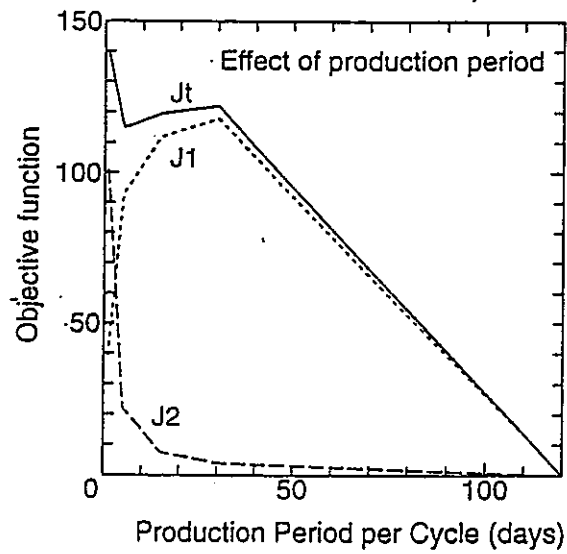
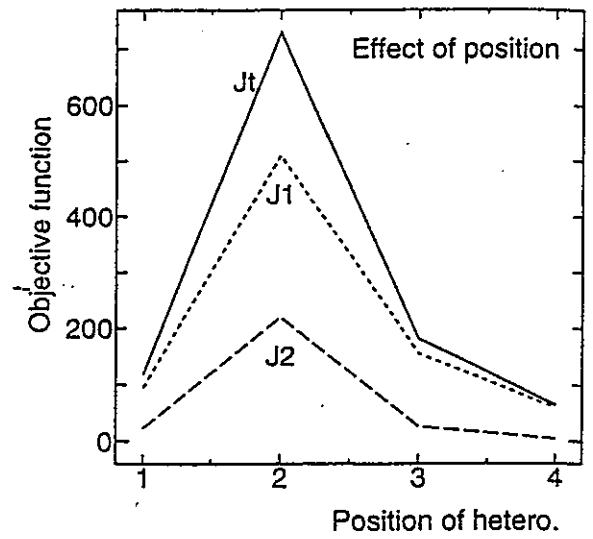


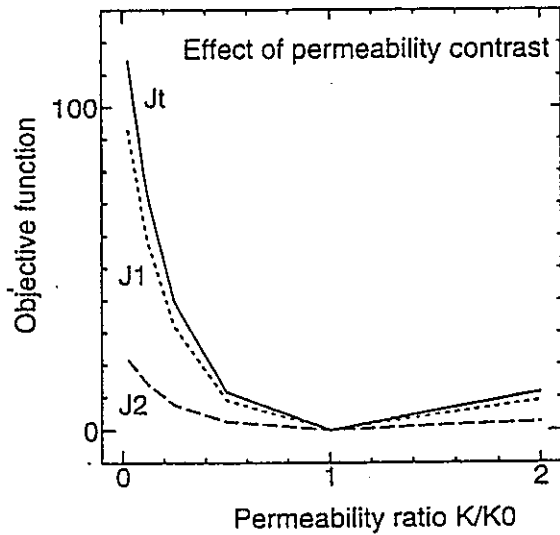
図4.16 生産周期と目的関数の違い (Jt)



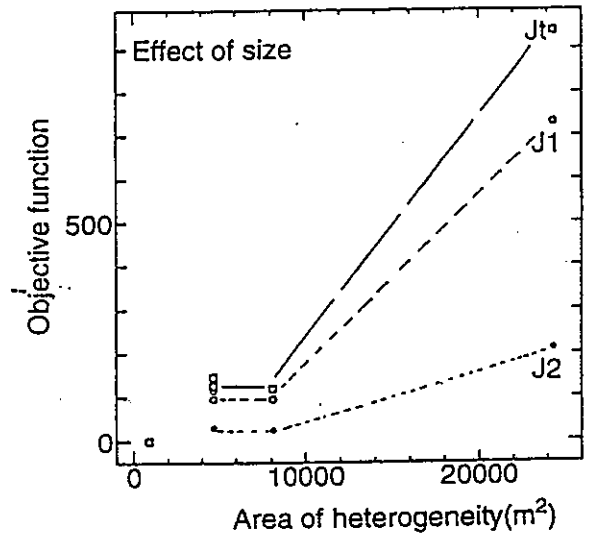
(a) 生産周期の違い



(b) 位置の違い



(c) コントラスト



(d) 大きさの違い

図4.17 各種条件の違いと目的関数の最終値との違い

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 (2)

5.1.1 はじめに

第四紀は現在に至る約 200 万年の時代を指す用語である。この時代にヨーロッパや北アメリカ大陸に大陸氷河が発達した氷期と、縮小した間氷期のサイクルがあったことはよく知られている。この氷期の存在は、氷河末端のモレーンや河岸段丘等に残された地形的特徴を指標としていた。現在では海底・湖底の堆積物のボーリングコアや、氷床のボーリングコア等の時間的に連続したデータの得られる材料が、古気候解明の指標として良く用いられている。このような古気候指標においては、海底コアは採取された地域周辺の海水温の情報を、氷床氷コアは極地方の温度の情報の指標となるが、現在氷床が存在しない陸域での連続的な古気候データの指標とすることは難しい。また、これらのコア中に残存する風成塵の組成を分析することで風上域の陸域の乾湿の状態の間接情報を得ることはできるが、地域の特定はむづかしい。

これに対し帯水層中の地下水を基にした古水文情報は、地下水流動に伴う拡散・分散の影響により涵養時の情報がある程度平滑化されたものになっており時間分解能はそれほど高くはないが、現在氷床が存在していない陸域における古気候に関しての連続情報としての価値は高い。また、涵養地域における過去の乾湿状況（降水量，雪線変動，降水起源となる気団，海岸からの距離等）に関する情報も合わせて取得できる可能性があり、全球規模での古気候・古水文を解析するためのデータソースとして研究する意義は大きい。Mazor(1993)は、涵養域と流出域を持つ流動性の地下水(active 帯水層)と、大陸性沈降盆地に見られる涵養・流出域を持たない非流動性の被圧帯水層(passive 帯水層)を定義し、この種の古水文研究の対象としては流動に伴う拡散・分散の影響のない passive 帯水層が優れていると指摘している。

そこで本研究では、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った。

5.1.2 研究地域と調査概要

オーストラリアの大鑽井盆地は、世界最大の鑽井盆地でオーストラリア大陸の約 1/5 に当たる 1711000 km² を占める乾燥・半乾燥地域にある。大鑽井盆地は 1～2.5 億年前のジュラ紀及び白亜紀に堆積した砂層（帯水層）とシルト・粘土層（被圧層）の互層からなり、その厚さは 100 m～3000 m にまで変化している（図-5.1）。これらの帯水層に含まれる被圧地下水の総量は、 8700×10^9 トにもなり、最大深度 2000m・平均深度 500m の井戸（主に自噴井）によって揚水されている。これらの約千 km におよぶ連続性の良い砂層からなる被圧地下水帯水層は、東部の山岳地帯で涵養され百数十万年かけて緩やかに帯水層を流動しており、この帯水層中には約 80 万年前に始まったとされる第四紀氷河時代の前後に涵養された水が存在していることが知られている（図-5.2）。

これまで地下水年代調査の行われたことない地域として図-5.3 に示した Coonamble Embayment を調査地域として選定し、1996 年 7 月に約 2 週間かけて図-5.4 に示した 26 個所の地下水（自噴井）を採取した。これらはどれも Philiga 砂岩と呼ばれる平均層厚 300m のジュラ紀の砂岩帯水層を貫く井戸で、井戸深度は 500～1000 m に及ぶ。Philiga 砂岩は調査地域の東約 200km 付近の Great Dividing 山脈山麓の露頭地域で涵養され、1m/年程度の流速で盆地の中央部に向かって緩やかに流動しているものと考えられている。

自噴井であるため、基本的に採水ポンプは必要とせず、既存資料をもとに採取深度（井戸深度に相当）および地下水頭を決定した。但し、涵養域にある一部の井戸は自噴構造になっていないため、採水ポンプを用いた採水を行ったところもある。原位置において pH、電気伝導度、Eh、溶存酸素濃度、水温等を測定した後、地下水年代測定、地下水起源推定、古気候変動情報のための溶存希ガス・その他の溶存ガス分析、同位体分析、¹⁴C、³⁶Cl、²²²Rn 分析、および一般水質分析用試料の採取を行った。

5.1.3 調査結果

図-5.5(a) および 5.5(b) に 1880 年および 1970 年の Philiga 砂岩帯水層の被圧水頭分布図を示す。これらの図より、過去 100 年間に渡る地下水の開発の結果、著しい水頭低下が発生していることが読み取れる。しかしながら、地下水の流動方向について見てみると、W13～W16 に至る北西-南東ラインが過去 100 年間の流向変化が最も小さく、安定しているラインと考えられる。

図-5.6 は一般水質分析結果を基に描いた Piper プロットである。いずれのサンプルも水質進化が相当進んだ被圧地下水タイプ⁷の特徴である炭酸ナトリウム型の水質を示している。上記のライン沿いのサンプルの一部が若干水質進化が若い浅層地下水タイプに多少近い特性を示す。また、図-5.7 に示した地下水中の安定同位体比によれば、すべてのサンプルは天水線に極めて近い分布をしており、地下水の起源としては地域の降水であることを示している。また、水温は高いもので 50～60℃程度あるが、帯水層中における水・岩石相互反応による酸素同位体交換は認められない。そこで、以下の議論では主に酸素の安定同位体比のデータを用いて古気候情報の解析を試みた。

図-5.8 は地下水中のトリチウム濃度を示す。どのサンプルも分析限界値付近にあり、採水に伴う地表付近からの最近の降水を主体とした浅層地下水からのコンタミは無いものと判断された。また、図-5.9 に示した¹⁴C濃度分布より、地下水の流動に伴って年齢が増大する傾向が顕著に示され、下流域では放射性炭素による測定限界(4万年)以上の古い地下水が存在していることが示唆された。図-5.10～14 に示した、電気伝導度、pH、水温、重炭酸イオン、酸化還元電位の測定結果分布図によれば、前述した過去 100 年間の流向変化が最も小さい W13～W16 に至る北西-南東ラインが、最も整然とした水質変化傾向を示しており、このラインが比較的乱れの少ない状況にあることが示唆された。

そこで図-5.16 に示すような W13～W16 に至る北西-南東ライン沿いに採水データを列挙することにより、地下水の流動に伴う各種水質、同位体の変化傾向を検討した。pH、酸化還元電位(ORP)、重炭酸イオン濃度には、涵養域から流下方向にそれぞれの濃度が上昇する傾向が顕著である。重炭酸イオン濃度の増加と pH の上昇に比較的良い相関が見られるのは、天然の地下水の pH が基本的には単純な炭酸系(Carbonate system)によって制御されているという事実を反映している。また pH と ORP の逆相関関係(pH の増加につれて ORP が低下する)は、pH-Eh ダイアグラム上で地下水の進化に伴う pH の上昇に伴って Eh が低下するという一般的傾向と整合する。溶存ヘリウム濃度には、炭酸イオン濃度等と同様に、地下水の流下に伴ってヘリウム濃度が増大する傾向が認めら

れる。一方ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) は、流下に伴って減少する傾向にあり、地下水の滞留時間の増加につれてヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) の低い放射壊変ヘリウムの蓄積が進んでゆく様子が伺える。

ヘリウム蓄積法による地下水年代の推定を試みた結果(馬原・嶋田,1997)、図-5.16の下に示したような1.2万~20万年程度の年齢が評価された。同図には、図-5.5(b)に示した1970年における地下水頭分布から求めた動水勾配とPhiliga砂岩帯水層の平均透水係数($1.39 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$)、コアから求めた平均間隙率(20%)を用いて、地下水の実流速を算定し流動距離を実流速で除すことによって、水理学的な滞留時間を算定して同時に示してある。これらの2種類の方法による地下水滞留時間の傾向は、一部に合わない部分もあるが、基本的に整合する傾向が示された。

このような時間軸に対して、図-5.16の一番上には地下水中の酸素の安定同位体比の変化が示されてる。その変動幅は1.5%程度あり、涵養域に近い部分が最も同位体比が重い傾向にある。今、温帯地域における酸素の安定同位体比の温度特性(0.5%/°C)を用いて同位体比変化を温度変化に換算すると、過去5万年前頃まで現在よりも3°C程度寒冷な気温常態にあり、それ以前は15万年前までほぼ現在より1°C程度低い気温で安定していた状態が読み取れる。これは、今から10万~1万年前にかけて存在していたヴェルム氷期前後の南半球における気温状態を示していると考えられ、これまで得られている ^{14}C の測定限界(現在~4万年前まで)に基づく情報と整合する結果である。

今後は加速器質量分析システムによる塩素36の定量化に基づく詳細な地下水年齢の評価を行うことにより、更に厳密な時間軸の再設定を行う予定である。

参考文献

馬原保典、嶋田純、M.A.Habermehl(1997): オーストラリア大鑽井盆地の地下水調査結果の速報—地下水水質分布と地下水年代推定の試み—, 1997年日本地下水学会秋季講演会講演要旨集。

Mazor, E.(1993): Interrelations between groundwater dating, palaeoclimate and palaeohydrology. *in Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA,249–258.

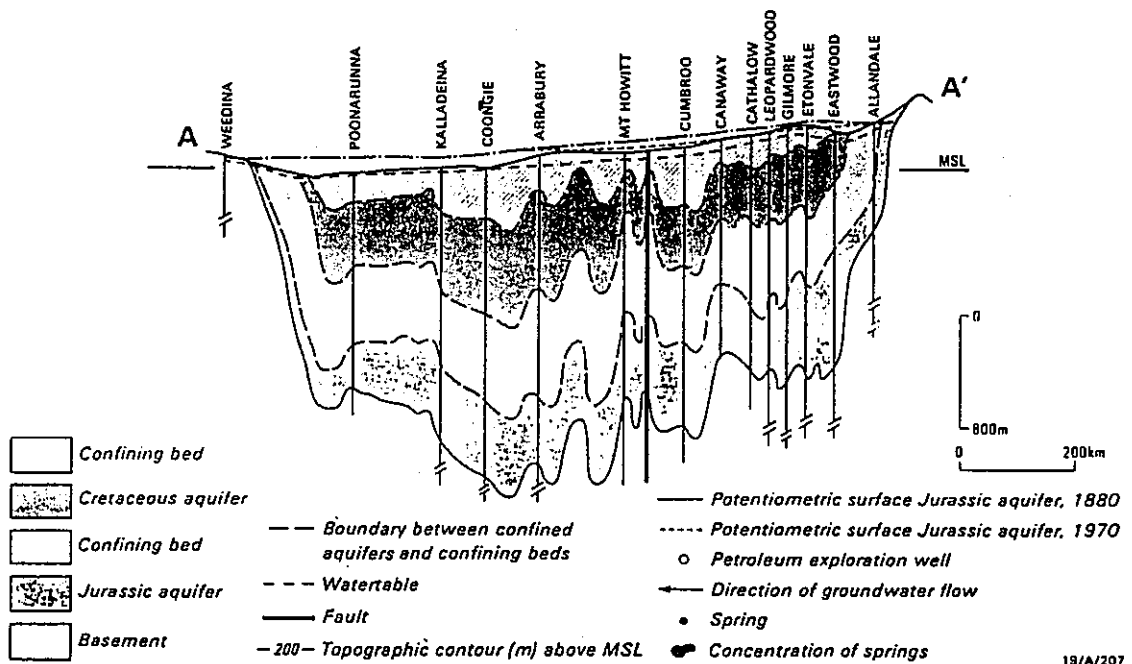
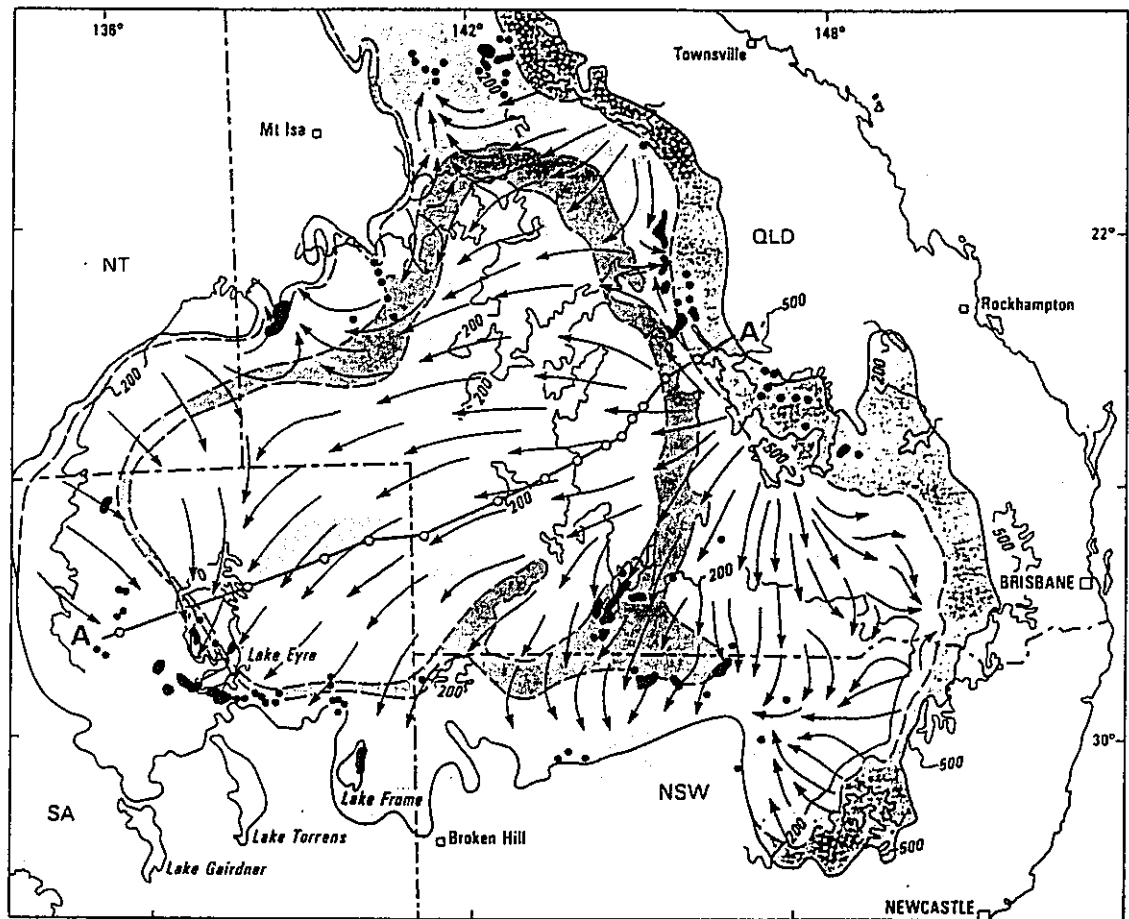


図-5.1 オーストラリア大鑽井盆地の地下水状況

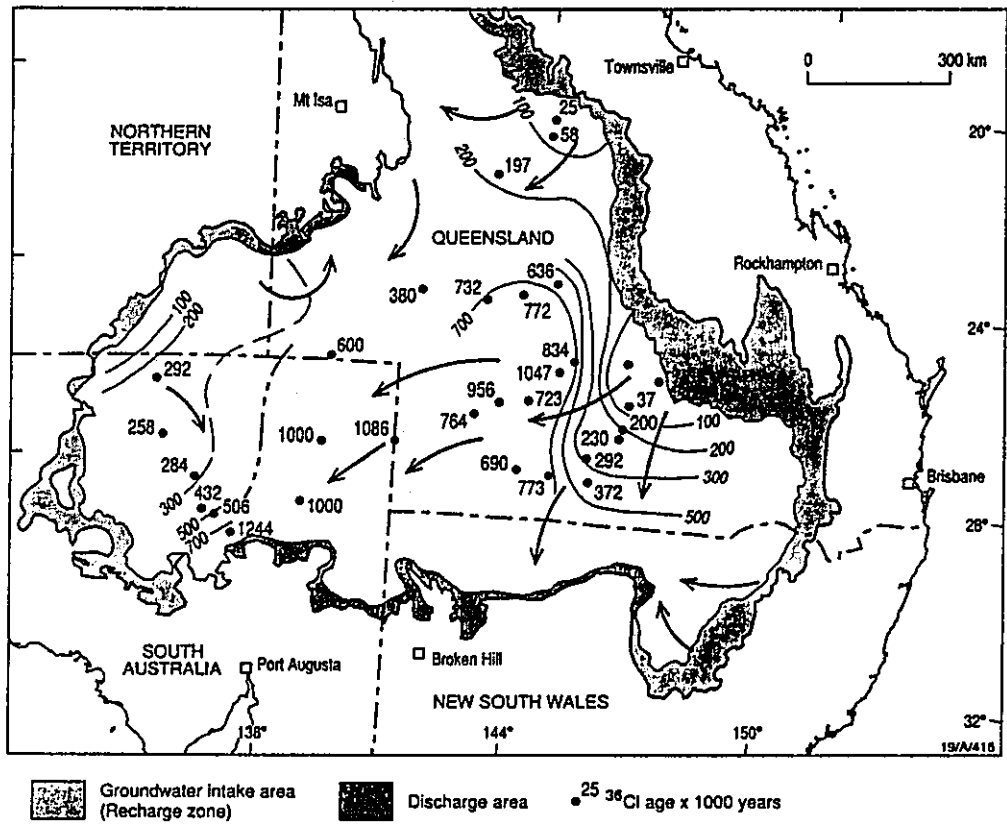


図-5.2 塩素 36 によるオーストラリア大鑽井盆地の地下水年代測定結果

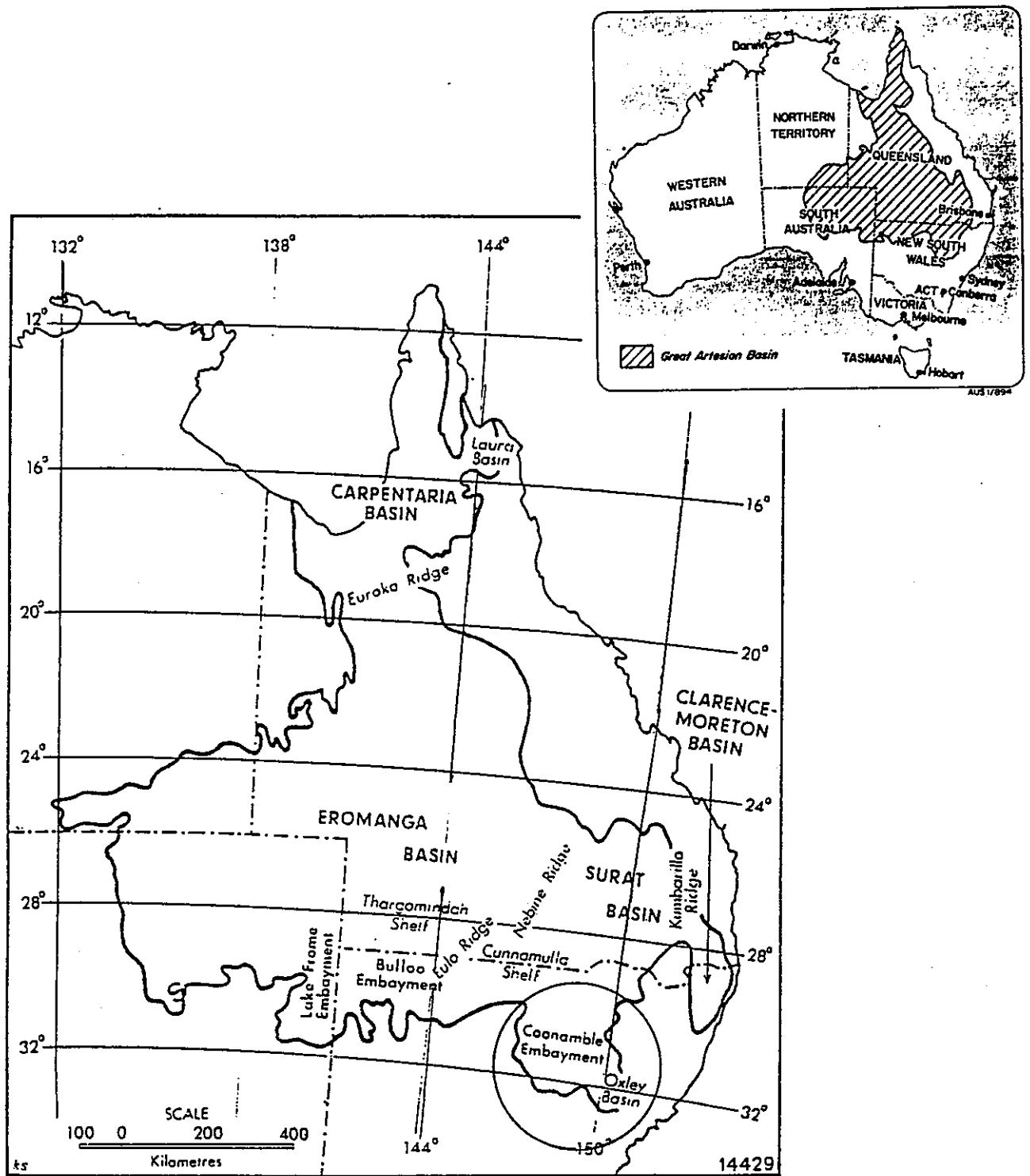


图 - 5.3 研究地域位置图

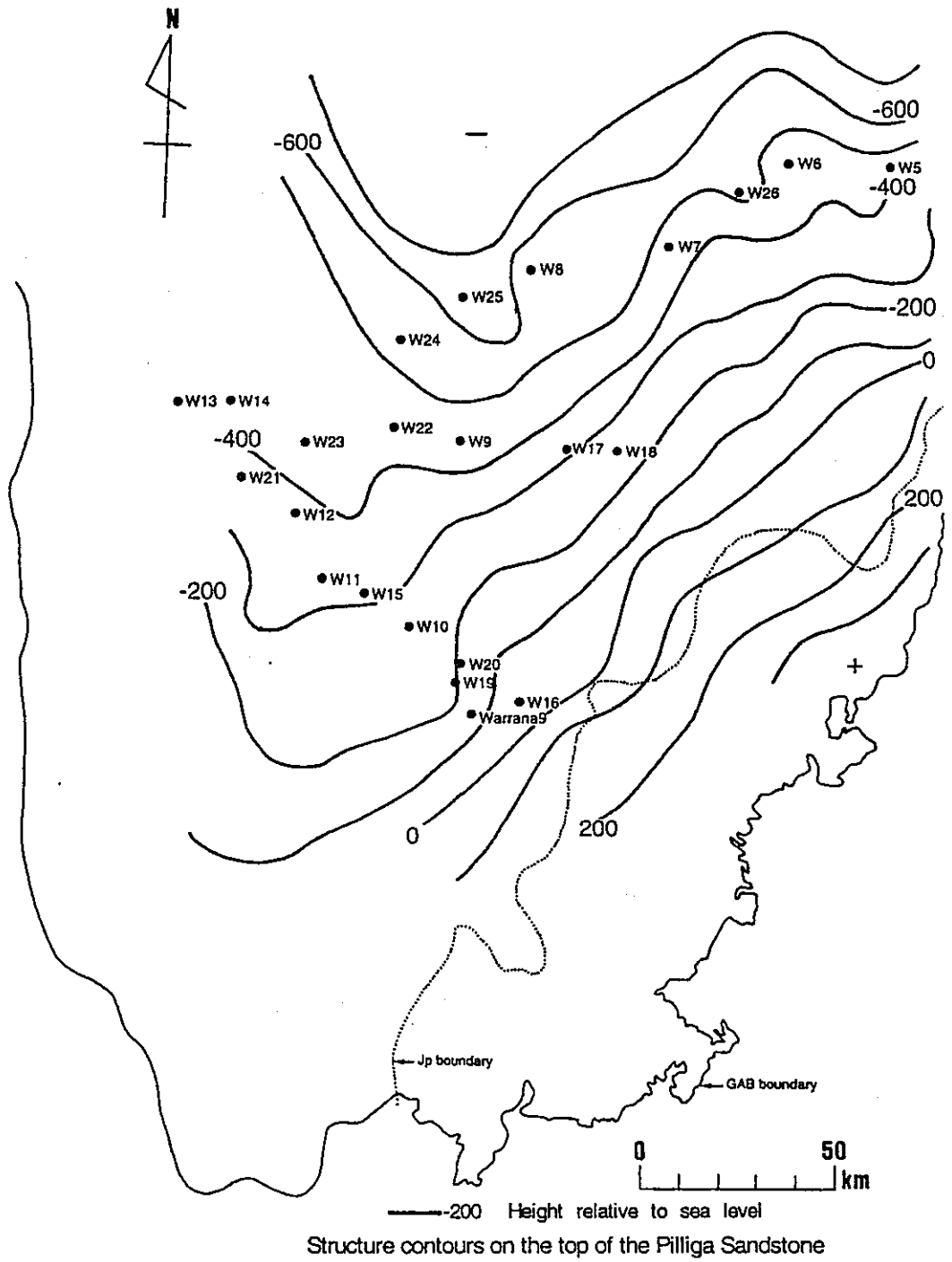


图 -5.4 地下水採水地点と Philiga 砂岩帯水層上盤標高分布图

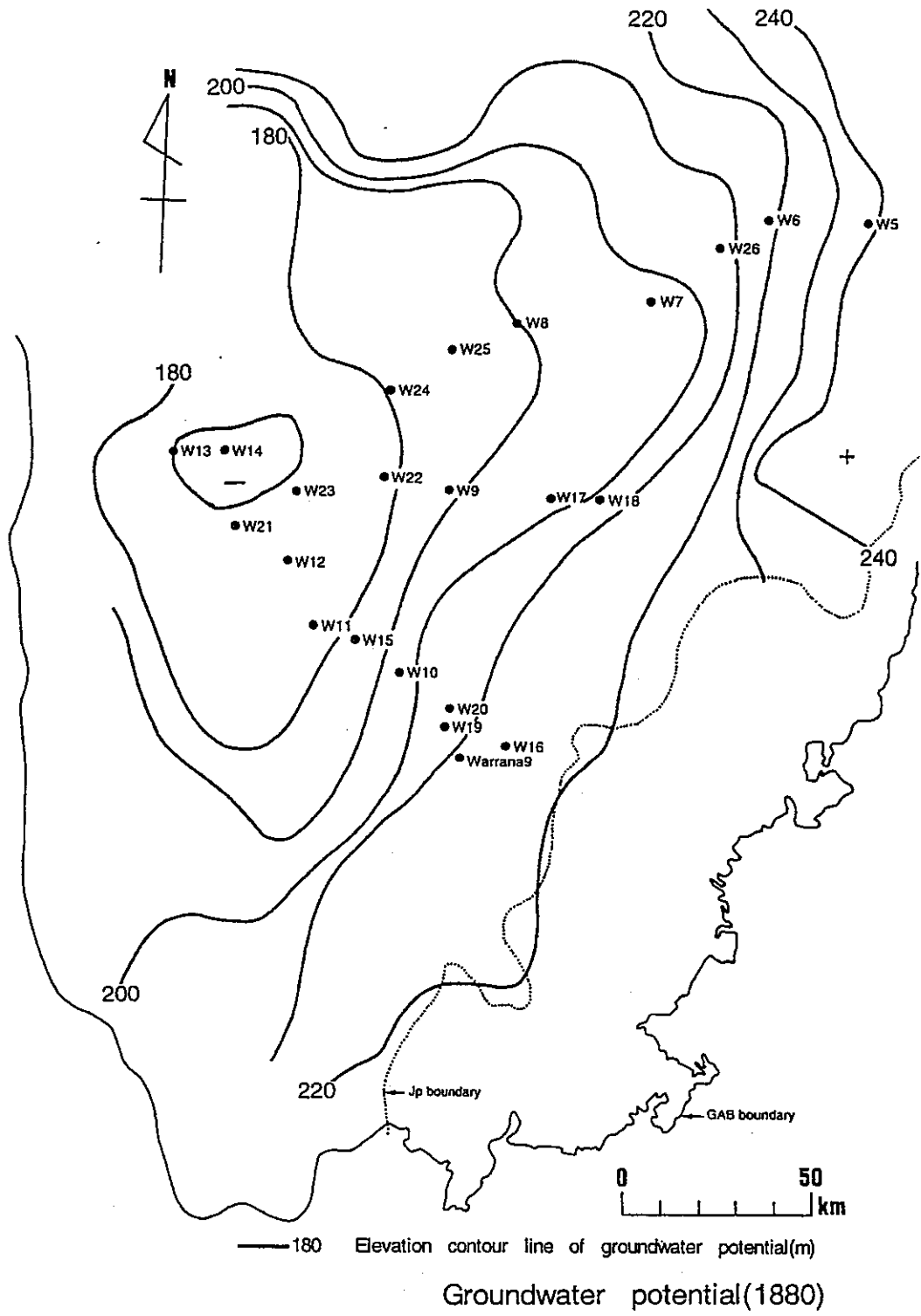


図-5.5(a) 調査地域における地下水水頭分布図(1880)

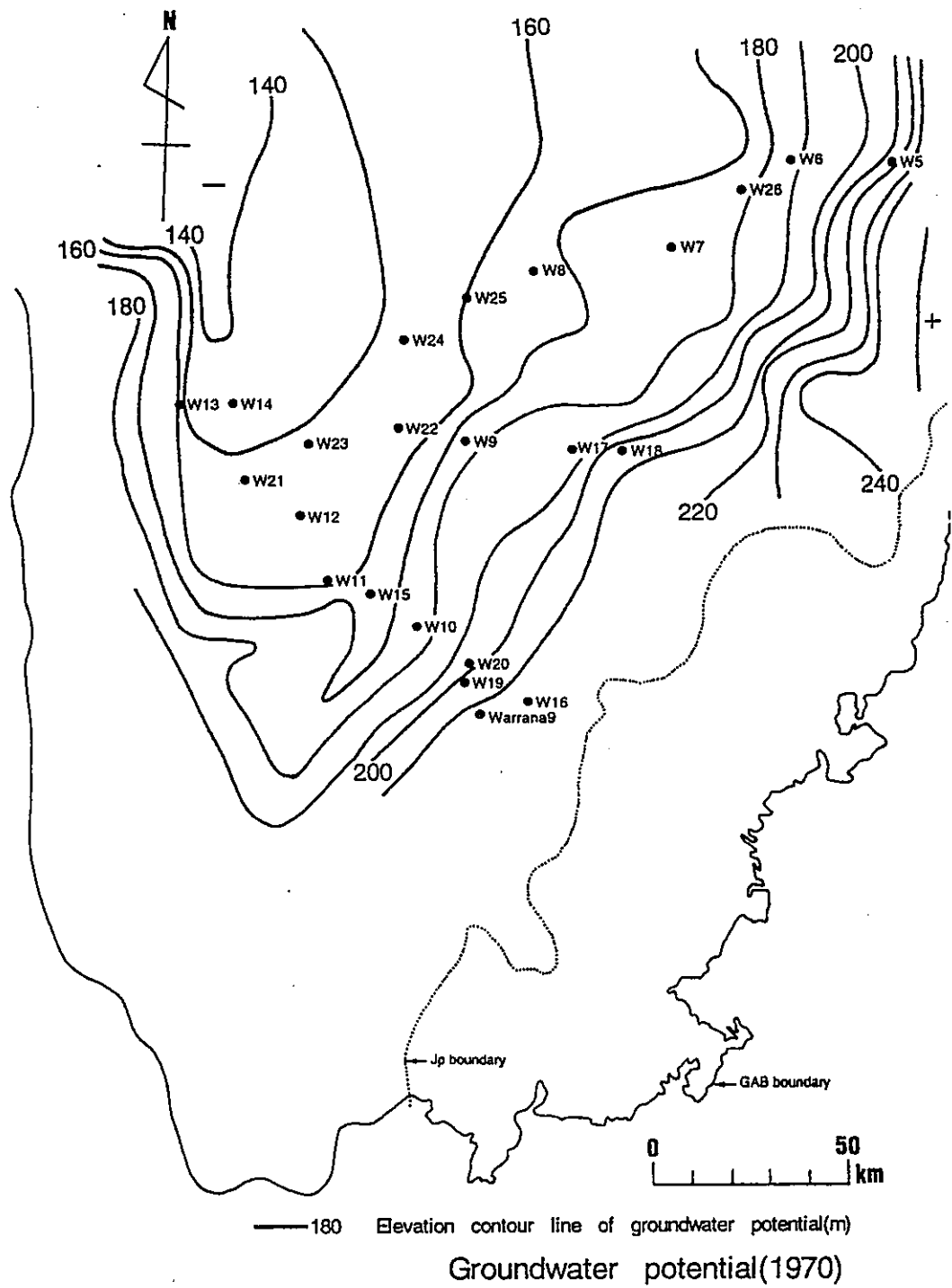


図-5.5(b) 調査地域における地下水水頭分布図(1970)

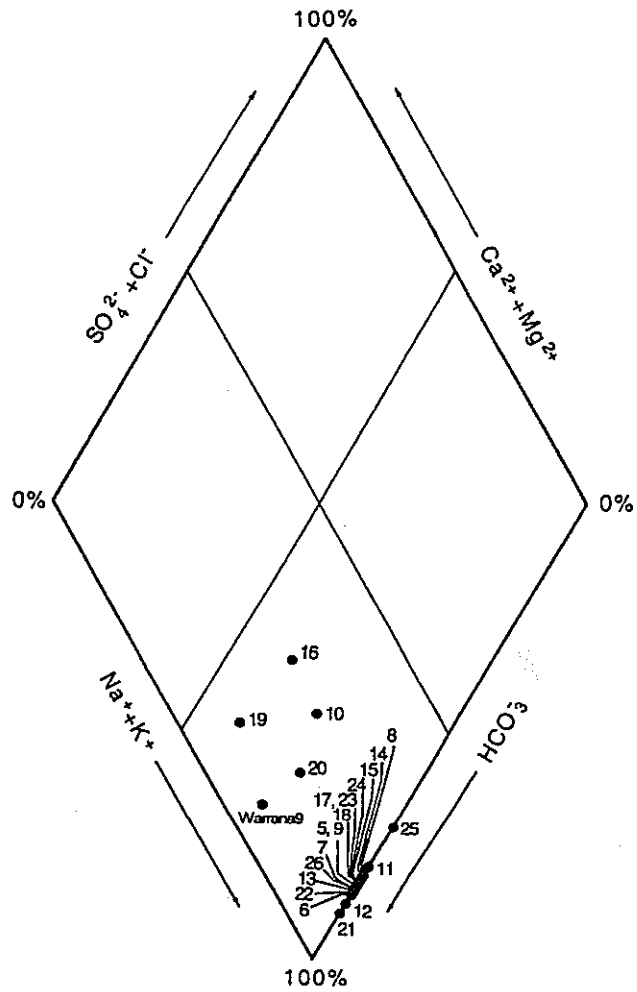


図-5.6 水質分析結果の Piper 表示

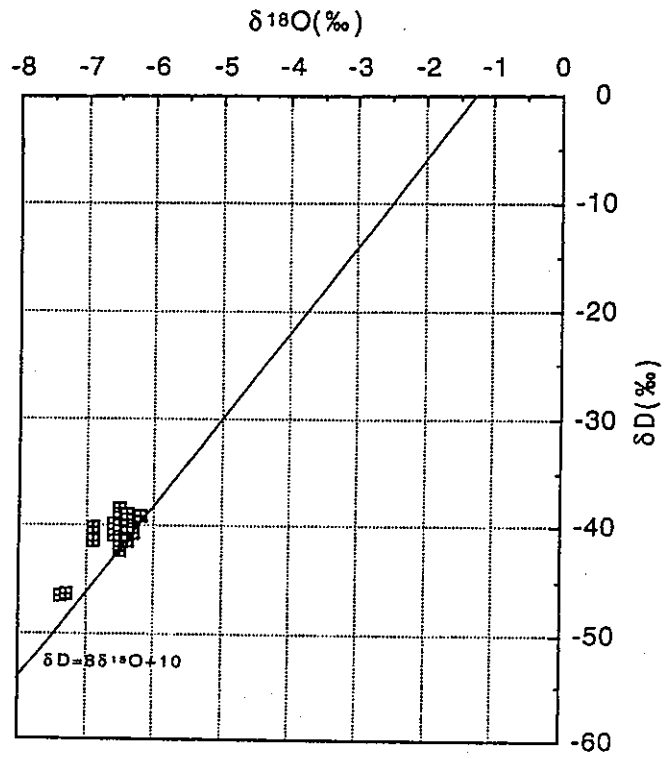


図-5.7 地下水の安定同位体比デルタダイヤグラム

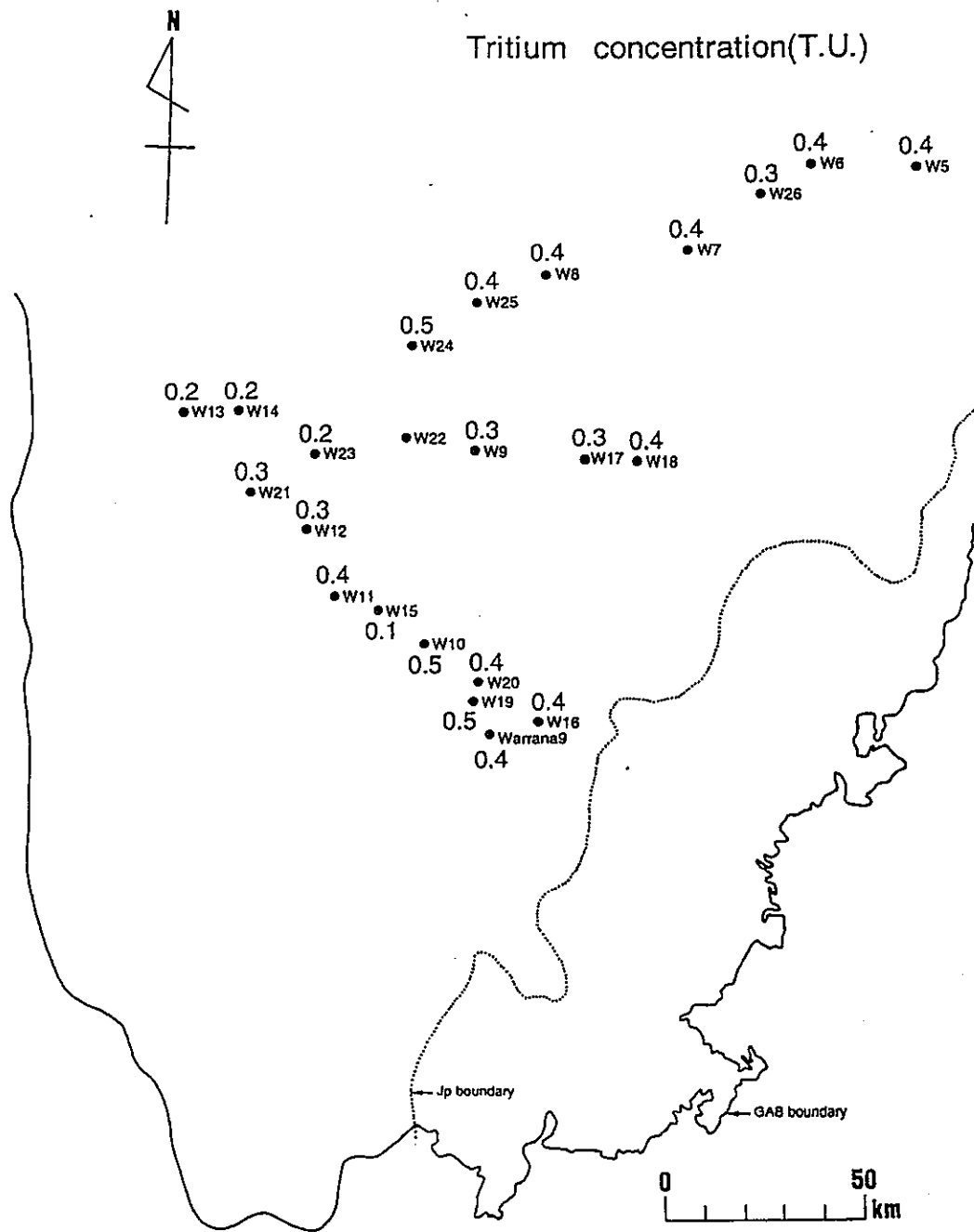


図-5.8 調査地域における地下水中のトリチウム濃度分布

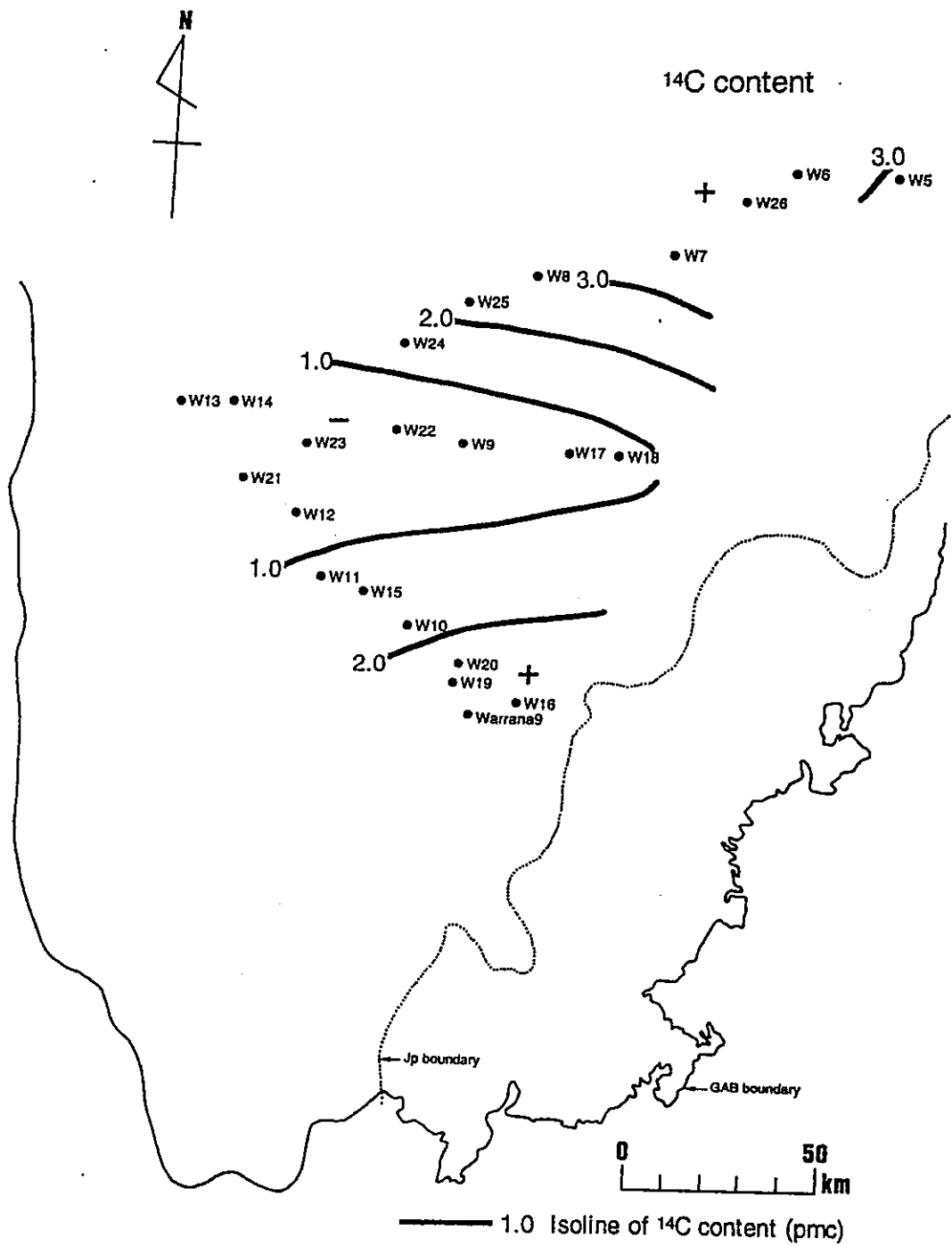


図-5.9 調査地域における地下水中の炭素14濃度分布

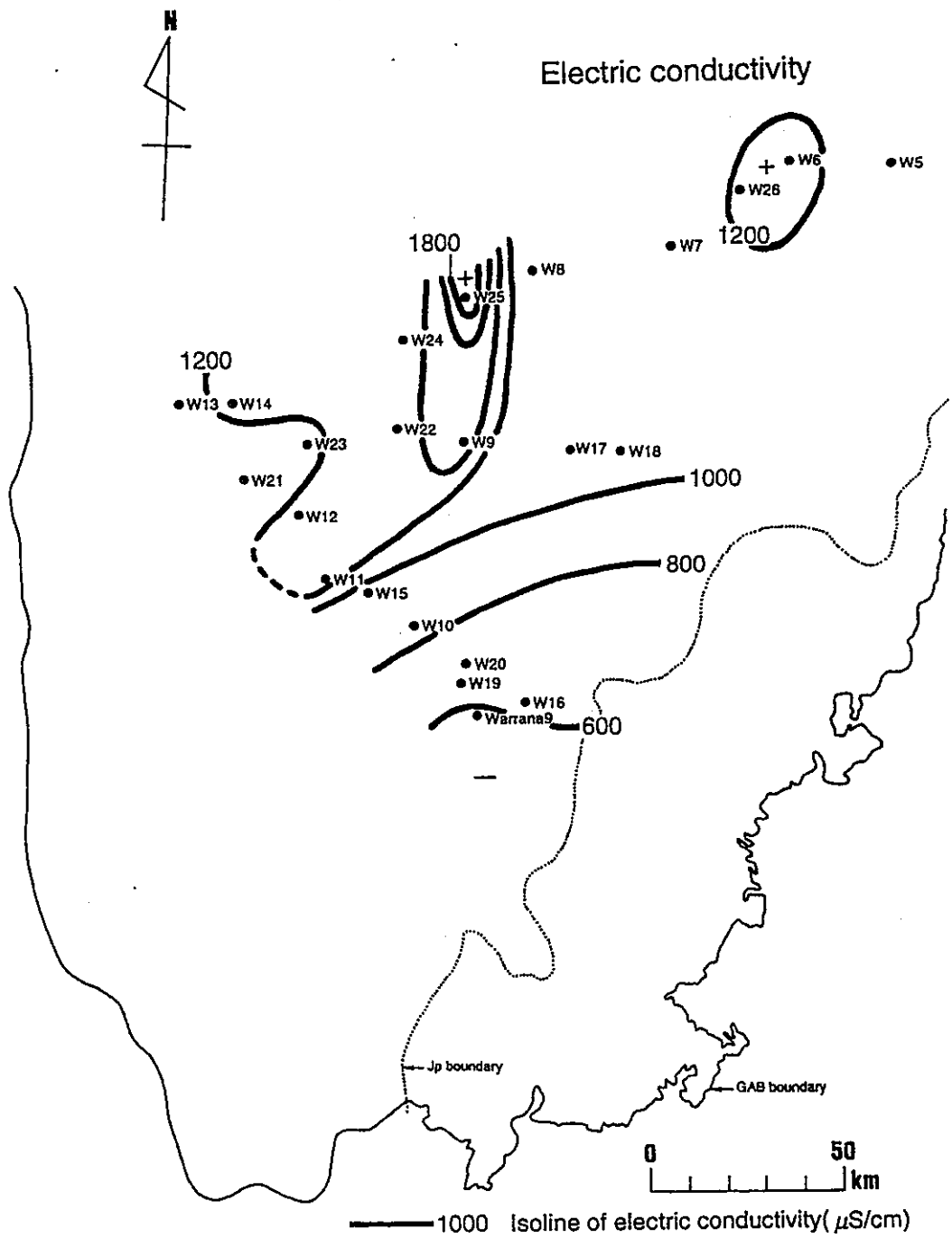


図-5.10 調査地域における地下水中の電気伝導度分布

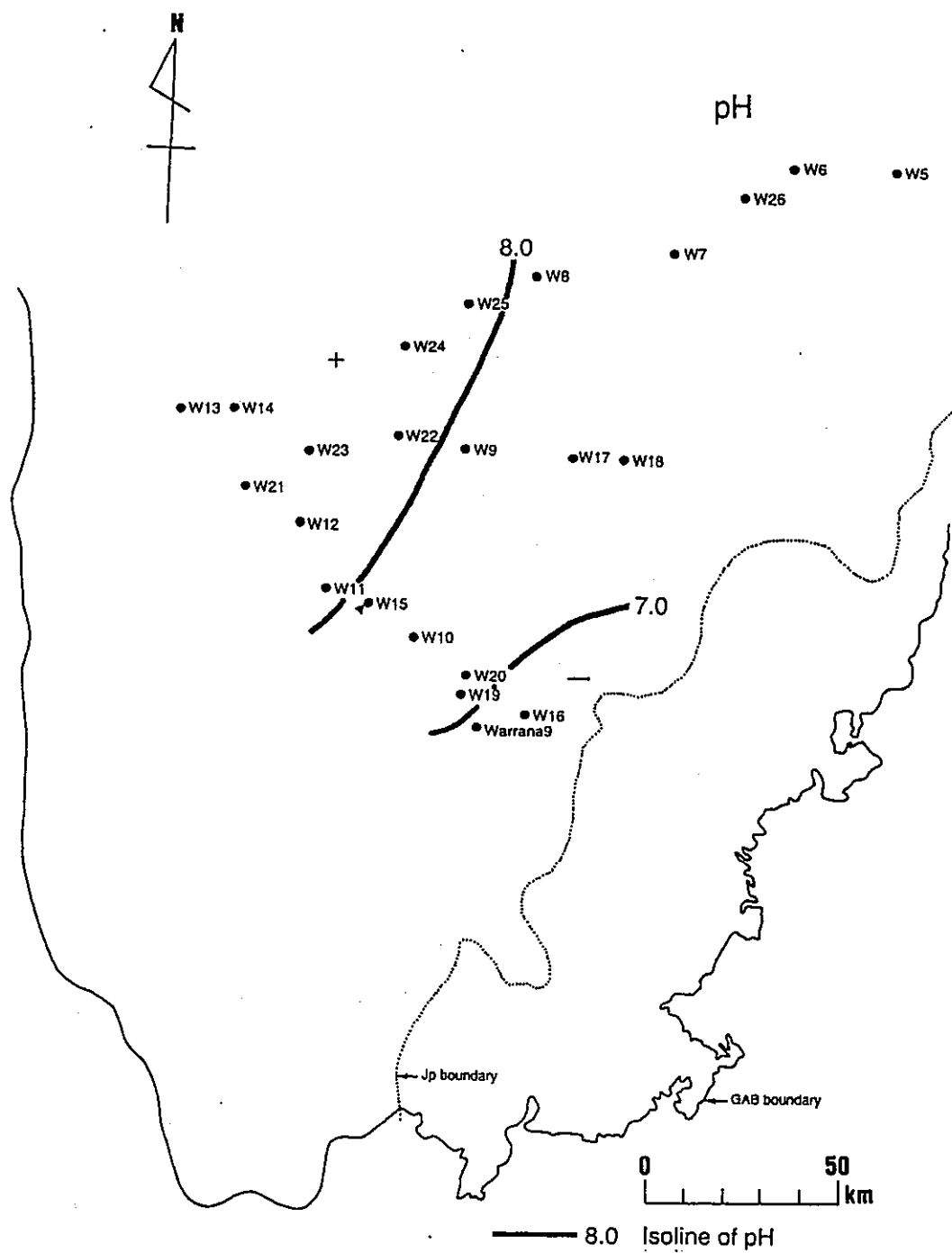


図-5.11 調査地域における地下水中の pH 分布

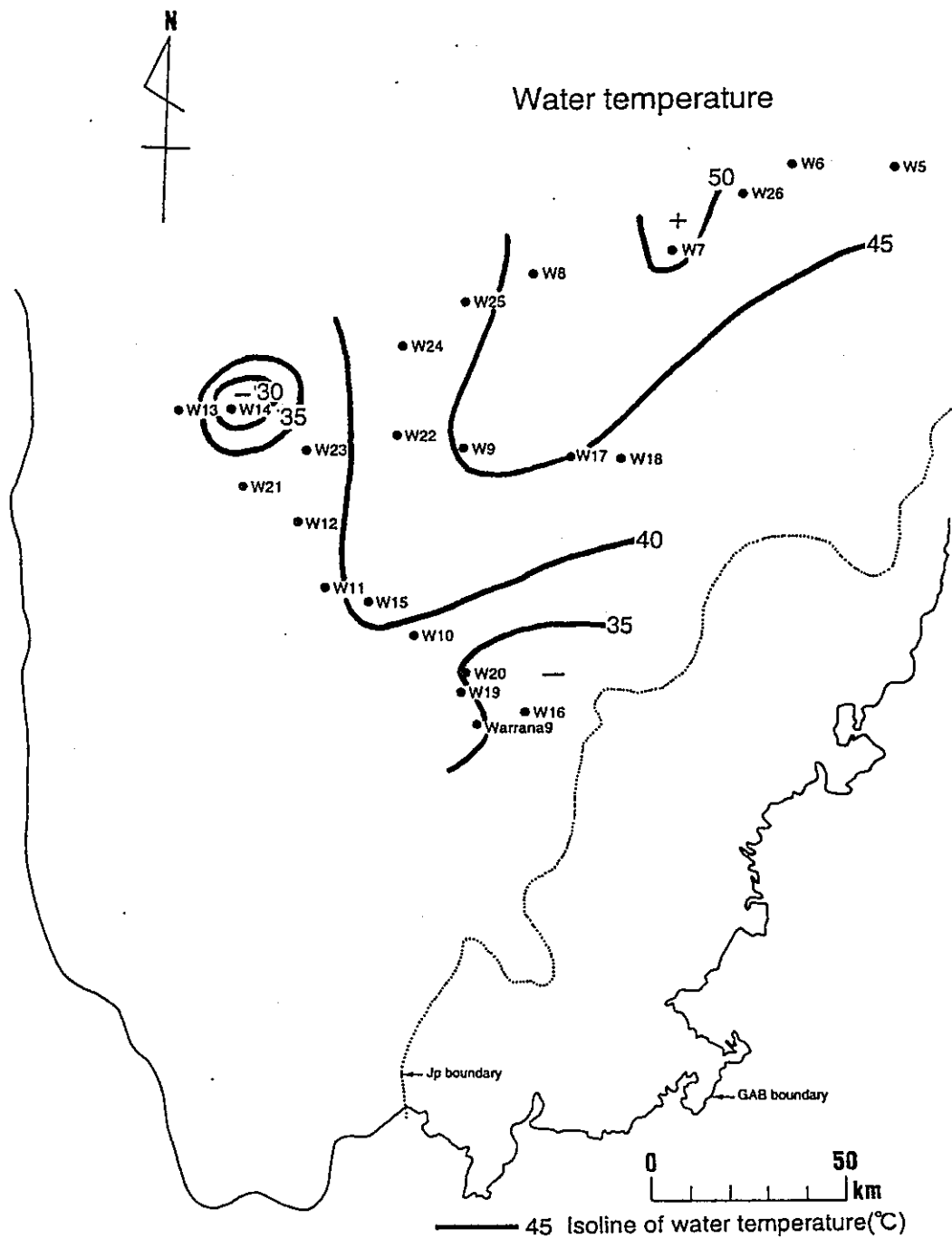


図-5.12 調査地域における地下水中の水温分布

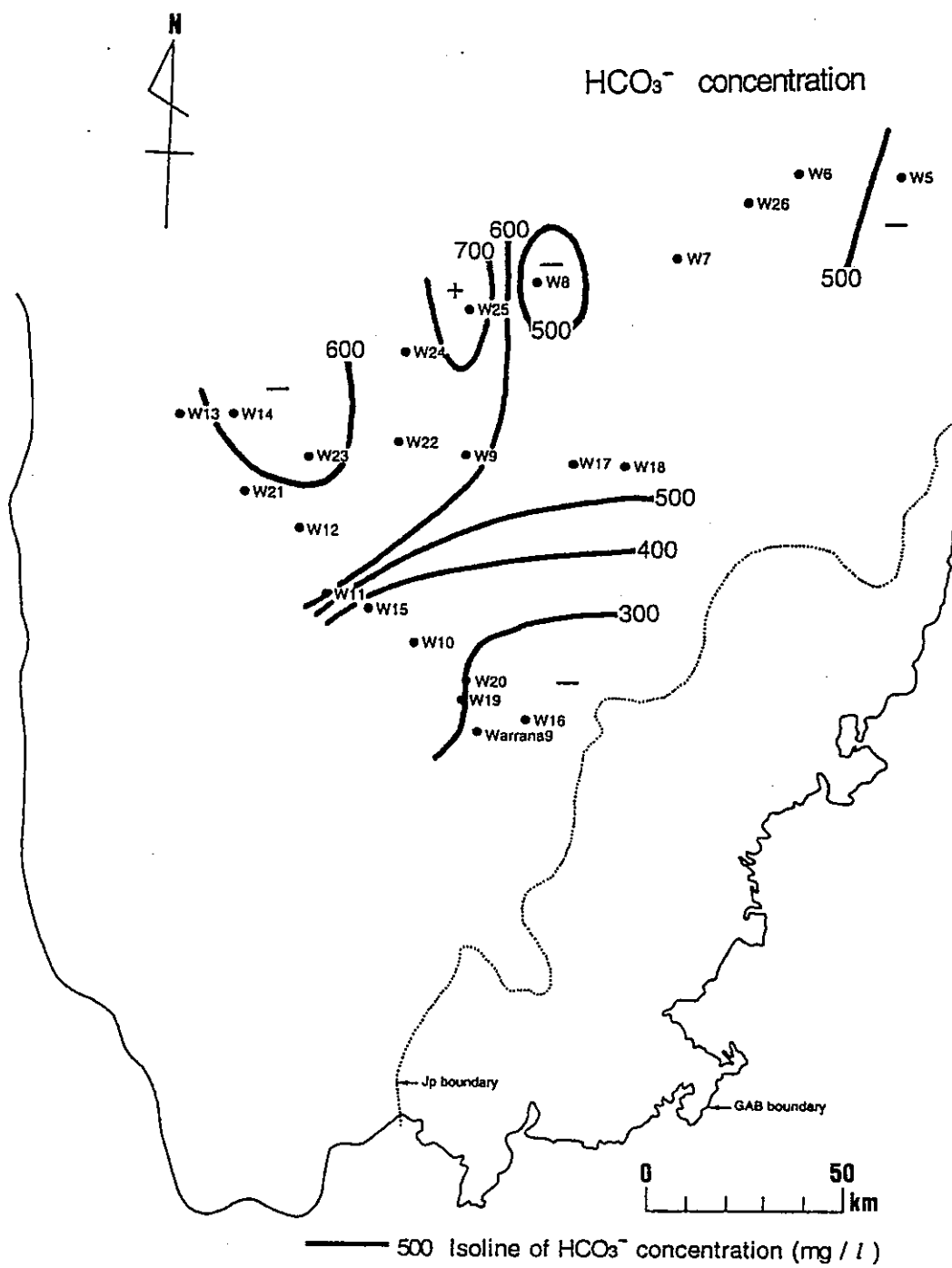


図-5.13 調査地域における地下水中の重炭酸イオン濃度分布

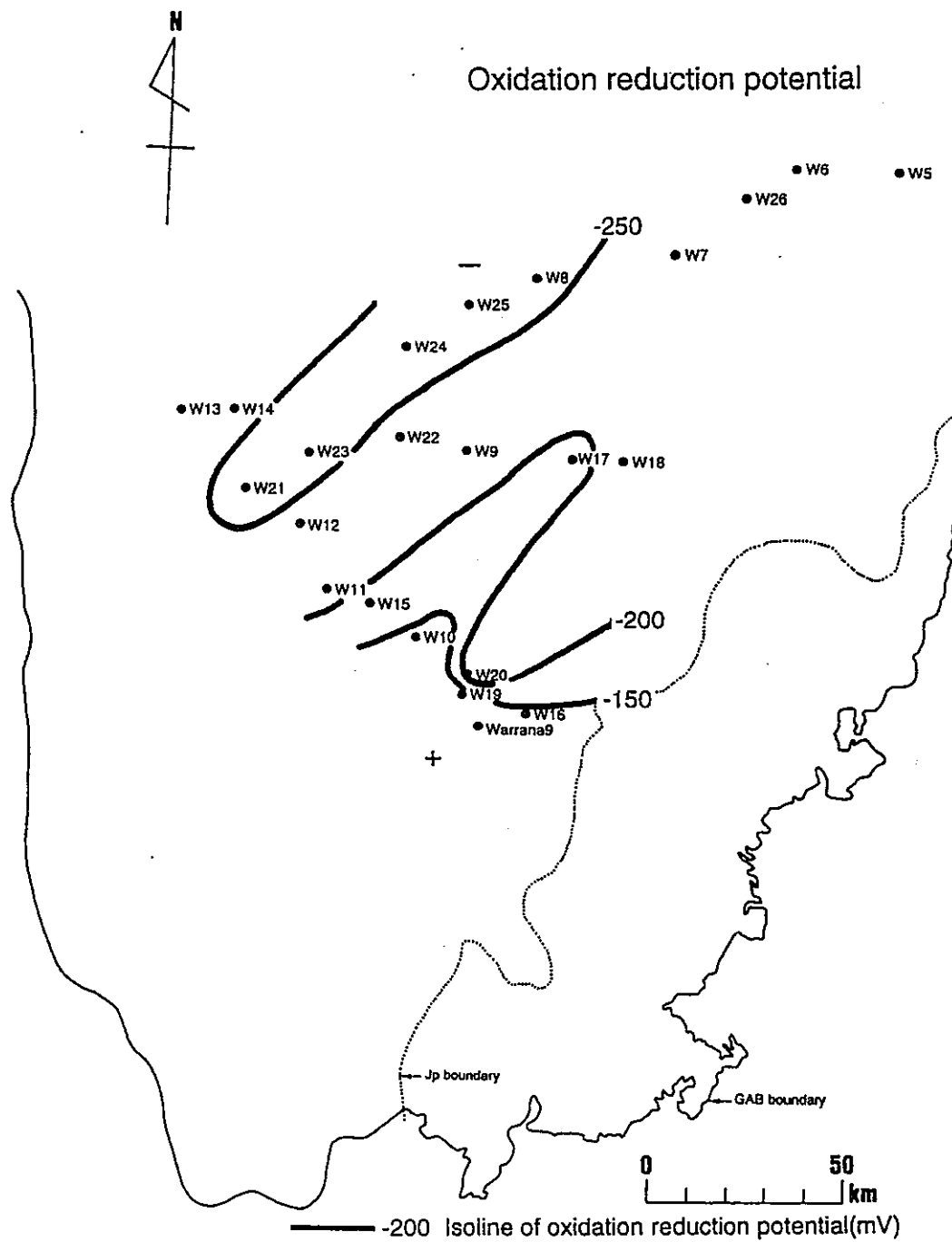


図 -5.14 調査地域における地下水中の酸化還元電位分布

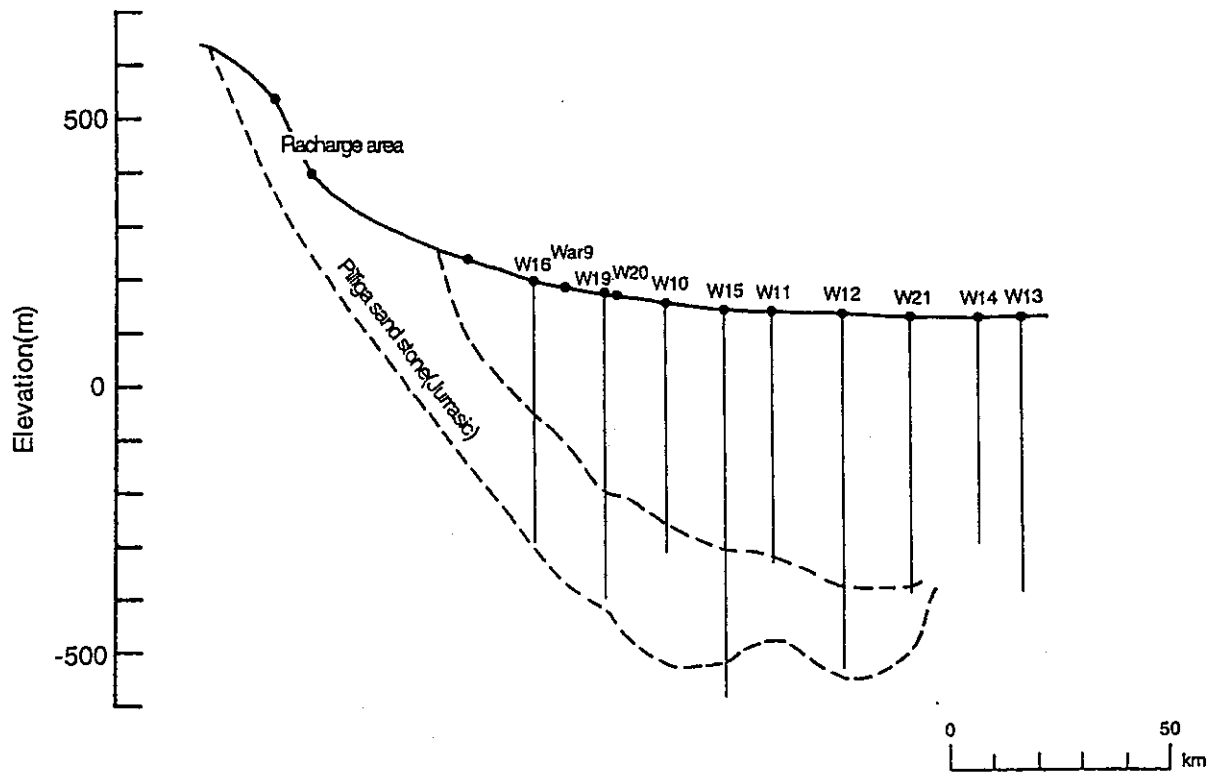


図-5.15 調査地域 (W16 ~ W13 測線) の地質断面図

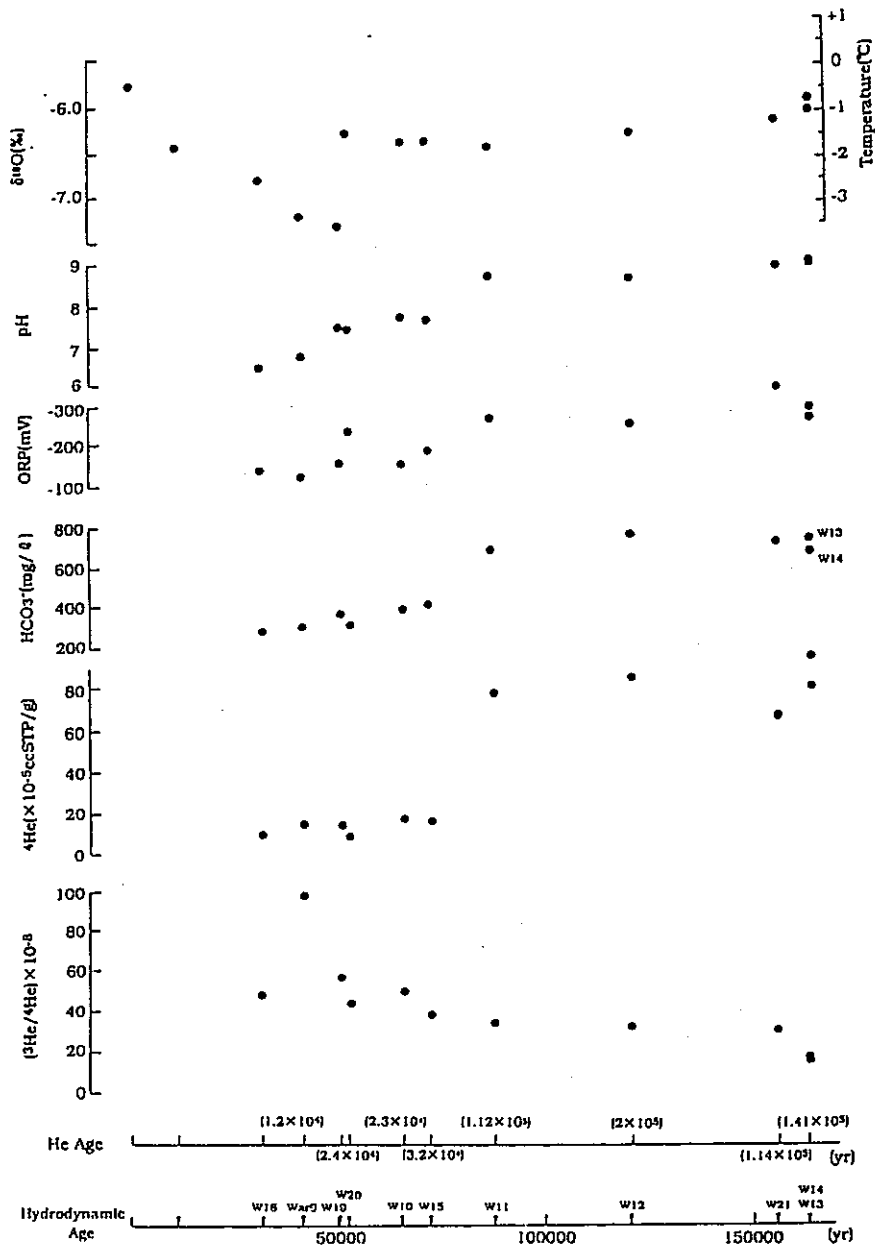


図-5.16 調査地域(W16 ~ W13 測線)の水質変化と同位体変化

5. 2. 難透水層中の古水文情報の解析に関する研究

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、地層の中で地下水流動が相対的に小さい粘土・シルト層といった難透水層であれば、間隙に地層の堆積時の情報を含んでいる水が保存されている可能性がある。地層中に地層堆積時を起源に持つ間隙水が保存されていれば、過去の水文情報を抽出できるはずである。この種の研究例は、海外においては、五大湖周辺の氷河性堆積粘土・シルト層中に気温が低かった氷期の降水が保存されていたとの報告例（V.H.Remenda et al.,1994）がある。しかし、我が国においては、これまでに間隙水における情報の保存を確かめる研究は行われたことが無く、情報が抽出できるかどうかについてはもとより、情報が保存されている可能性についても明らかではない。

そこで、本研究は相対的に現代に近い時代で温度環境が現代と異なっていて、しかも、海成層である縄文海進時に堆積したシルト層を対象として選定し、間隙水を採取して酸素、水素の安定同位体比、電気伝導度及び、溶存化学成分といった水文情報を分析することにより、地層の堆積時の情報を持つ水が保存されている可能性を検討すると共に、可能であれば古水文情報の抽出を試みることを目的として実施された。

5.2.2 研究地域の概要

福島県いわき市平塩地区の地盤を構成する地層は建設省・福島県（1966）によれば、第三紀層と古紀岩類層を基礎岩層とし、その上を第四紀層が覆っている。第四紀層は、上位から最上部層、上位砂層、上部粘土層、下部粘土層、最下部層、基盤土層に区分される。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。

本研究での沖積粘土層のボーリングによる試料採取地点（図-5.17）は、夏井川の埋没

谷を埋めた完新世1万年以降の堆積である上部粘土層の分布域となっており(図-5.17)、深度13~29 mに見られる軟質な粘性土層は、縄文海進に至る最新期の沖積堆積物と考えられる(図-5.18)。

5.2.3 試料土壌の採取と間隙水の抽出

(1) 土壌の採取

福島県いわき市平塩地区で、後氷期以降の最大海進時に堆積したシルト層について、シンウォールサンプリング法による試料の深度別採取を行った。本研究で採取した試料は、深度13.40~29.00 mにある層厚15.60 mの砂混じりのシルト層を対象として深度16.00~16.80 m、18.00~18.75 m、27.00~27.70 mの3区間の土壌を、そして、深度37.70 m~38.80 mにある相対的に薄い層厚0.90 mの硬質のシルト層から、ほぼ全層に当たる深度38.00~38.60 mの区間の土壌を採取した(図-5.19)。

試料土壌は真鍮製のシンウォールコアチューブに入れ、切断両端面は蒸発による間隙水の損失を防ぐため蠟で固めて保存し、現地から大学の研究室まで運搬した。

(2) 遠心分離法による採水

粘土、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。土壌用冷却遠心機に装填するためにボーリング試料をシンウォールチューブに入れたまま6 cmごとに切断し、ステンレス製の100 ccの土壌採土缶に再充填した。ボーリング試料から採土缶に再充填したものを以下では、土壌サンプルと記すことにする。

試験的抽出として重力水に相当する $pF 2.0$ の遠心力に設定して遠心分離を2時間行ったが、土壌水の回収はほとんどできなかった。そこで、土壌サンプルにかかる負圧を $pF 4.0$ 相当に再設定した後2時間の遠心分離を土壌サンプルに行った結果、分析に必要なとされる数cc以上の土壌水が採取できたので、その後の全ての土壌サンプルに関しては、 $pF 4.0$ 相当の遠心力で2時間の遠心分離を行い、間隙水の抽出を実施した。

(3) 土壌の圧縮による採水

一般に、強い吸着力で保存されている間隙水は、水の移動あるいは、置換速度が相対的に遅いと考えられる。従って、相対的に古い、より堆積時に近い情報が間隙水中に保持されている可能性が高い。そこで本研究では、遠心分離機による間隙水抽出を行った後の土壌サンプルから、さらに強い吸着力で保持されている水を採水するために土壌を圧縮する

方法を適応した。土壌試料を圧縮することにより間隙水を採取する装置は、Frank T. Manheim, Woods Hole, Mass(1966)のような、海底のコアからの水試料採取用の装置がある。本研究では、この装置を応用して100 ccの採土缶に入れたままの土壌試料から、強い圧力をかけ土壌の間隙水を採取することができるように装置を設計改良した。本研究で開発した土壌圧縮採水装置を図-5.20に示す。材質はSUS303製で、フィルターとして気孔率40%の酸化アルミナ (Al_2O_3) 96%の粉を1370℃で焼成したものをを用いた。これにより遠心分離機にかけた後の土壌サンプルを用いて、土壌試料を採土缶から出すことなくそのまま連続的に使用し、より強い負圧で採水を行うことが可能となった。土壌サンプルを土壌圧縮採水装置にセットする時に、Porous diskに接する土壌サンプルの下部にフィルターペーパーをあてた。そして20 tまで圧力を加えることのできる一軸圧縮試験装置を使用し土壌圧縮装置に最大5.0 tほどの圧力をゆっくり加えた。ただし、採水された水が比較的少なかった一部の土壌サンプルについては、6.0 tまで圧力を加えている。抽出された試料水は、20ccのプラスチック製のシリンジに回収される。

ここで5.0～6.0 tという加重を採用した理由は、フィルターとして使用したPorous diskの強度限界をもとに設定された。5.0～6.0 tという加重はpF換算で、pF 5.4～5.5程度になり、遠心分離機により分離することのできるサクシオンよりも十分に大きい吸引圧と判断される。ここで、pFの換算には以下の式を用いた。

$$\phi = \log (P/A)$$

ϕ : サクシオン (pF) P : 一軸圧縮試験装置で加えた圧力 A : 採土缶の底面積

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。

遠心分離法により採水を行った後、土壌圧縮採水装置により採水を行った後および、炉乾燥を行った後の土壌サンプルについてそれぞれ重量を測定した。採水の前後及び、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-5.21(a)～(b))。

5.2.4 測定結果

(1) 採水量

三相分布図 (図-5.21(a)～(b)) によると、深度16.00～16.70 m、18.00～18.75 m、

27.00～27.70 mの3区間で液相率は40～50%前後となっている。遠心分離機により採取されたサンプル水（pF 4.0以下で吸着している間隙水）、土壤圧縮採水装置で採取されたサンプル水（pF 4.0～5.5で吸着している間隙水）、採取されず土壤中に残った水（pF 5.5よりも大きな力で吸着している間隙水）という3つの吸着段階の異なる土壤水の割合は、pF 4.0以下とpF 5.5以上がそれぞれ10～20%と大きいものに対し、その間のプレス装置によって抽出された土壤水は2～8%と相対的に少ない。より大きな圧力による土壤水の抽出が望まれるところである。

（2）安定同位体比

遠心分離法により採水されたサンプル水に関しては、酸素・水素の両方の安定同位体比のデータが得られているので、 δ ダイヤグラムを作成した（図-5.22(a)～(b)）。 δ ダイヤグラム中にはボーリングの掘削に使用したの水道水と現地の浅層地下水としてボーリング地点の直上にある浅井戸水の測定値をプロットしてある。遠心分離法で採取されたサンプル水は、掘削水および地域の浅層地下水とは異なり相対的に重い同位体比を示しており、採取時のコンタミの危惧は無い様である。また、浅層地下水の δ 値とも異なる点からは、現在のいわき市で涵養された水ではないことが示唆される。

分析に必要とする水量の少ない水素同位体比については、遠心分離法および土壤圧縮法の双方により採取したサンプル水に関して測定を行った（図-5.23）。深度16.00～16.80 m、27.00～27.70 mの土壤サンプルから遠心分離機で採取したサンプル水と土壤圧縮採水装置で採取したサンプル水では、わずかに値が異なり、18.00～18.70 mのサンプル水の場合は、明らかに値が異なっている。一方、深度38.00～38.60 mでは、遠心分離機及び、土壤圧縮採水装置で採取したサンプル水の値がほぼ一致している。

遠心分離法により採取されたサンプル水の水素同位体比を深度ごとに比べると、深度18.00～18.70 mの値が他の3深度と目立って異なり、明らかに重い値を示している。土壤圧縮採水装置により採取されたサンプル水の場合は、深度ごとに値を比べてもそれほどばらつきは見られない。

（3）電気伝導度の測定結果

遠心分離法により採取されたサンプル水の電気伝導度は、2～3 mS/cm前後に値が集中しているが、値は1～10 mS/cmの範囲に散らばっている。mS/cmという単位から分かるように通常の地下水の100～1000倍程度の非常に高い電気伝導度を示している。土壤圧縮採水装置で採取したサンプル水の電気伝導度は1～15 mS/cmの範囲に散らばっ

て存在しており、平均で約 7 mS/cm と遠心分離法で採取されたサンプル水の電気伝導度よりさらに高い値を示した。しかし、水素安定同位体比と同様に深度 38.00 ~ 38.60 m では、遠心分離法で得られたサンプル水と土壤圧縮採水装置で得られたサンプル水の電気伝導度には他の 3 深度ほどの違いが見られなかった(図-5.24)。

採取されたサンプル水について溶存化学成分の測定を行い、その結果をもとに地層中にはイオン起源が存在しないと考えられる Cl⁻イオンについて考察を加えた。遠心分離法で採取したサンプル水は 2 epm(70.92 ppm) 前後の値を、土壤圧縮採水装置で採取したサンプル水で 3 ~ 5 epm の値を示すものが多く、全体的には遠心分離法による採取サンプル水より土壤圧縮採水装置によるイオン濃度よりも高い。これらの値は、何れにしても通常の地下水において観測される濃度(0.3epm 以下)に比べてはるかに高い値を示しており、海水の影響の可能性が示唆された(図-5.25)。

5.2.5 考察

深度 38.00 ~ 38.60 m 以外の深度では、遠心分離法により採取されたサンプル水と土壤圧縮採水装置により採取されたサンプル水の水素安定同位体比わずかにだが異なる。この傾向は、電気伝導度・溶存化学成分の測定結果により顕著に現れており、強さの異なる吸着力で保存されているに水は、それぞれに別の情報を持っている可能性が示唆された。

遠心分離法で採取されたサンプル水の水素安定同位体比と電気伝導度を深度ごとに比べると、深度 18.00 ~ 18.70 m の値が、他 3 つのボーリング試料の値と目立って異なり重い同位体比と高い電気伝導度の傾向を示した。一般に比較的弱い吸着力によって保持されている間隙水は、堆積後の地中環境下での水の流動や拡散の影響を相対的に受け易いと考えられる。その中で深度 18 m 地点は、相対的に厚いシルト層の中心深度付近に位置しており、上下の砂礫系帯水層からの地下水流動や拡散の影響を相対的に受け難く、結果として他の深度の土壤に比べてより安定して保存されていた水が採取された可能性が考えられる。この傾向は、粘土層の層厚の薄い深度 38.00 ~ 38.60 m の深度の電気伝導度において特に顕著である。一般的には、遠心分離法により採取されたサンプル水の電気伝導度は、堆積後の環境下での地下水流動や拡散の影響を相対的に多く受けていると見られるので、ここでは土壤圧縮採水装置により採取されたサンプル水の同位体比の値を用いて以下の考察を進めた。

海水の成分濃度そのものを保持する間隙水は採取されなかったが、地中に起源を持たな

い Cl⁻イオン濃度が地域の浅層地下水よりも高く、サンプル水の酸素・水素の安定同位体比が明らかに現在のいわき市のものと異なるという特徴を持った土壤水が採取されたことは、堆積時の情報を保持した水あるいは、堆積時から現在に至るまでの長い時間の間に周辺の地層から浸入してきた水によってある程度の改変を受けた水が採取されていると考えられる。

Cl⁻イオンは、一般に地層中にその起源を持たないため一旦地層中に封じ込められた後は濃度変化を起こしにくい。そこで、Cl⁻イオン濃度を用いて堆積時の封入海水が研究地域の地下水(淡水)によってどの程度希釈されると採取された間隙水中の濃度になるか検討を行った。今海水の混合率を α と定義して、以下のような2成分合成式を考える。ここでは、淡水混入の時期は堆積時か、その後であるかは考えていない。

$$C_{Cl-Sample} = \alpha \cdot C_{Cl-Sea\ water} + (1 - \alpha)C_{Cl-淡水}$$

C: イオン濃度 (epm) α : 混合率

堆積時の海水成分は現在と同じであったと仮定して、現在の海水の Cl⁻イオン濃度を用いた。また淡水の Cl⁻イオン濃度は、ボーリング地点直上にある浅層地下水中の濃度を用いた。混入率の計算結果は、遠心分離機により採取したサンプル水で 0.2 ~ 0.5 % 程度、土壤圧縮採水装置により採取したサンプル水で 0.3 ~ 0.9 % 程度となった(表-5.1)。

この結果によれば、現海水と同じ組成比をもつ海水が堆積時に閉じ込められたとしたら、海水はほとんど淡水(浅層地下水)と入れ替わってしまったことになるが、その場合土壤水の同位体比が現在の地域の地下水と異なる値であることを説明できない。いま、図-5.17に示した海成粘土層の分布域、ボーリング地点と現在の海との距離、地形等を総合的に判断すると、ボーリング地点の地層は海成ではあるものの、堆積当時は河川の最下流地点と海との境界、つまり河口付近で堆積した地層であった可能性が極めて高く、その場合、地層堆積時に間隙に閉じ込められた土壤水は、相当程度淡水性の河川水によって希釈されいたことが想定できる。この場合、間隙には淡水で希釈された海水が閉じ込められることになり、かつその間隙水が現在まで保存されていたと考えれば、浅層地下水より相対的に高い Cl⁻イオンの濃度を持ち、現在の浅層地下水とは異なる同位体比を持つ水が採取できたことが合理的に説明できる。

そこでサンプル水の同位体比に関して、地層堆積時である縄文海進期の淡水と海水が混合した場合を考える。また、海水の水素・酸素の安定同位体比(δ 値)はほぼ0%で、縄

文海進時でもその値は変わらないと仮定すると、前述の2成分系の混合式により混合比 α を用いて、以下の式から地層堆積時の淡水の同位体比 ($\delta D_{\text{old water}}$) が推定できる (表-5.1)。

$$\delta D_{\text{Sample}} = \alpha \cdot \delta D_{\text{Seawater}} + (1 - \alpha) \delta D_{\text{Old water}}$$

同位体比を決定する主な要因には高度と温度があるが、サンプル水は河口付近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、いわき市の浅層地下水の同位体比と推定された堆積時の淡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との差と考えられる。一般的に知られている、同位体の温度特性 (気温が 1°C 上昇すると δD の値が 5.6% 増す, Mazor, 1991) を用いて、気温差に換算した結果、現在より気温が $4.5 \sim 5^{\circ}\text{C}$ 高い環境下で涵養された水であると推定された。この値は従来他の研究により指摘されている現在と縄文海進期の気温差 ($2 \sim 3^{\circ}\text{C}$) より大きく、仮定として設定した当時の海水の同位体比に問題があることも考えられる。今後検討する余地が残されている。

5.2.6 まとめ

帯水層間の粘土・シルト層を主体とする難透水層には、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、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ことによって、堆積時の温度情報の再現を試みた。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^{-} イオン濃度分析を実施し、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。今後、採取場所を限定して、再度詳細な粘土層の連続採取に基づく解析を試みる予定である。

参考文献

- V.H.Remenda,J.A.Chery,T.W.D.Edwards (1994) : Isotope composition of old ground-water from Lake Agassiz : Implications for late pleistocene Climate. SCIENCE, 23, 1975-1978
- Frank T.Manheim,Woods Hole,Mass(1966): A hydraulic squeezer for obtaining interstitial water from consolidated and unconsolidated sediments. U.S. Geol, survey prof. paper, 550, C256-C261
- Emanuel Mazor(1991) : Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. Open university press, p274

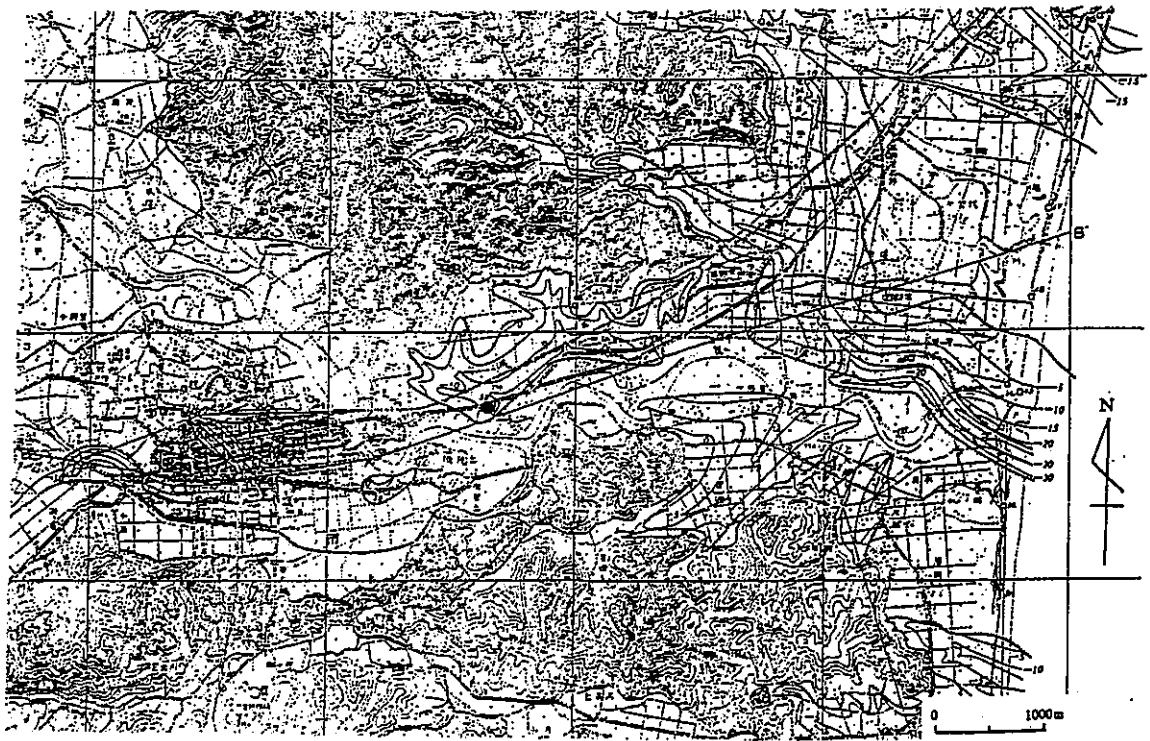


図-5.17 いわき市付近の海成粘土分布域と調査ボーリング地点

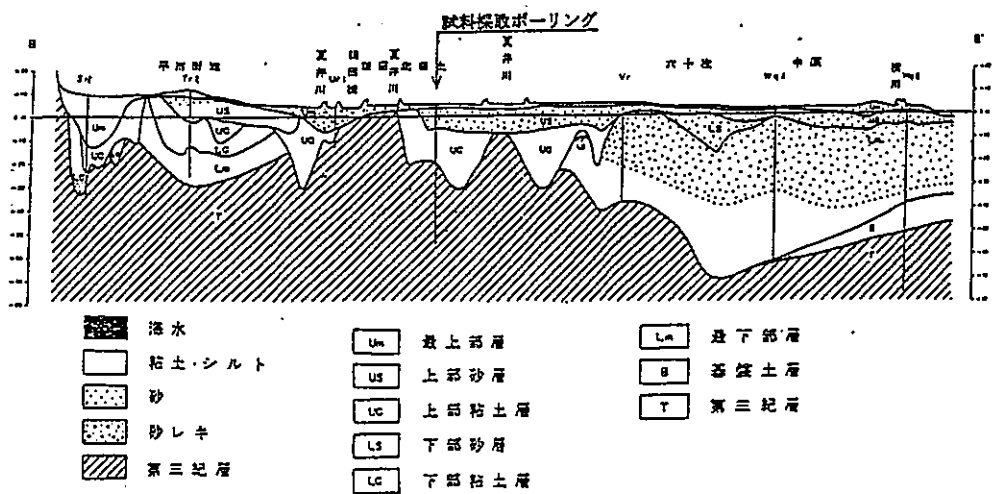


図-5.18 ボーリング地点付近の地質断面図

標高 (m)	層厚 (m)	深度 (m)	柱状図	土質区分	サンプリング位置
5.50	2.00	2.00	×	堆土	
3.20	2.30	4.30	■	シルト	
				中～細粒砂	
-1.50	4.70	8.00		細粒砂	
-5.90	4.40	13.40		細粒砂	
			■	砂混じりシルト	18.00~ 18.80m
					18.00~ 18.75m
					27.00~ 27.70m
-21.50	15.60	29.00		中～細粒砂	
-25.60	4.10	33.10		中～細粒砂	
-27.90	2.30	35.40	■	砂質シルト	
-30.20	2.30	37.70		細粒砂	
-31.10	0.90	38.60	■	シルト	38.00~ 38.60m
-33.50	2.40	41.00	■	シルト質細粒砂	

図-5.19 ボーリング地点の地質柱状図とコアサンプル位置

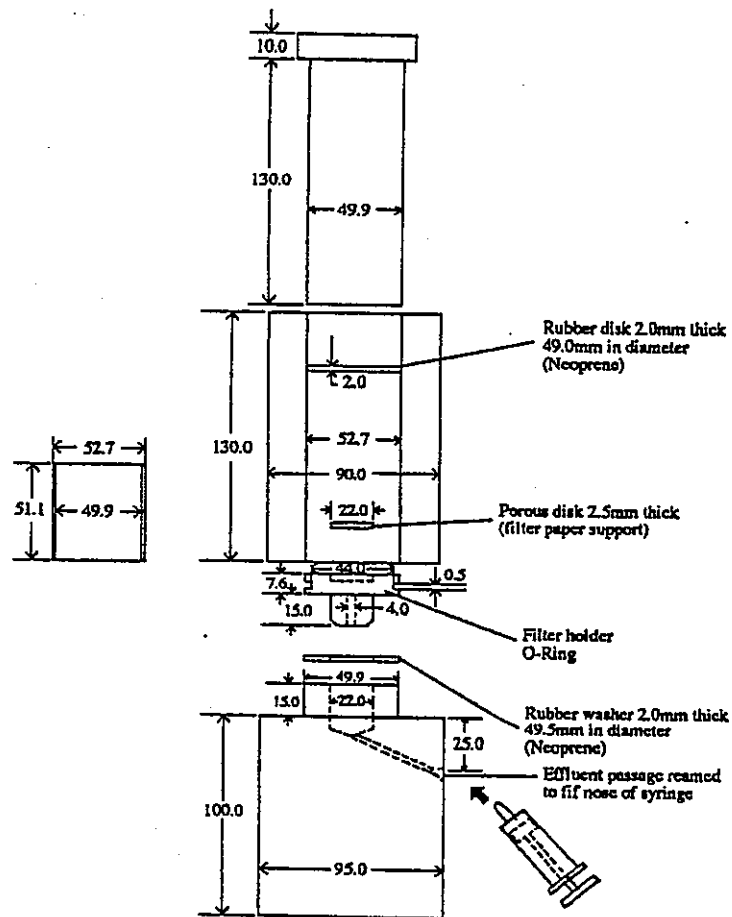
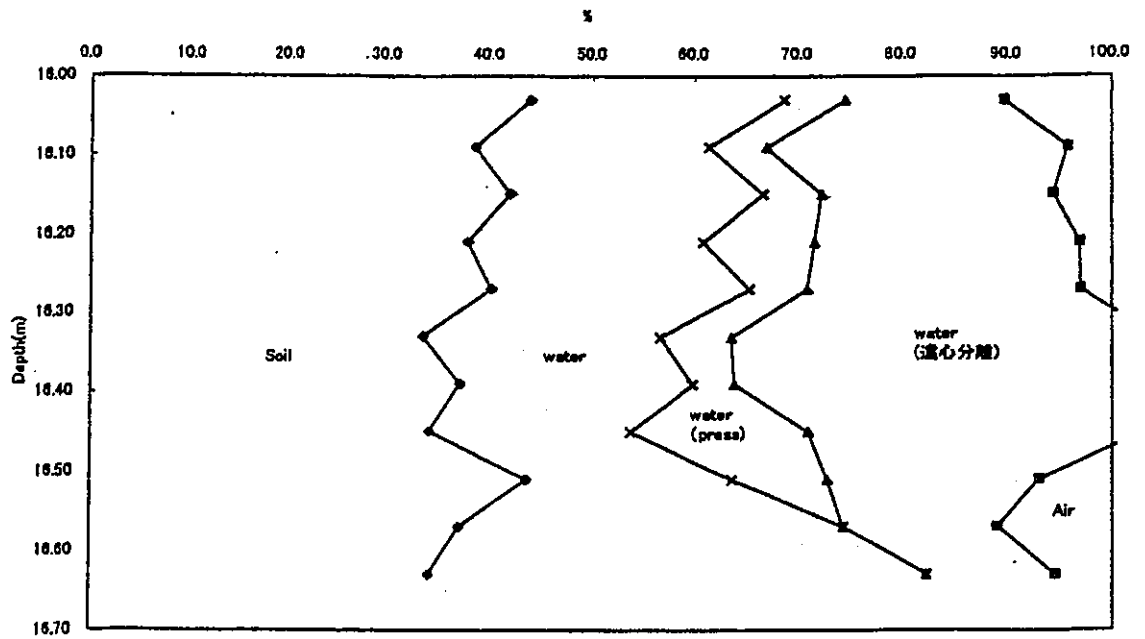
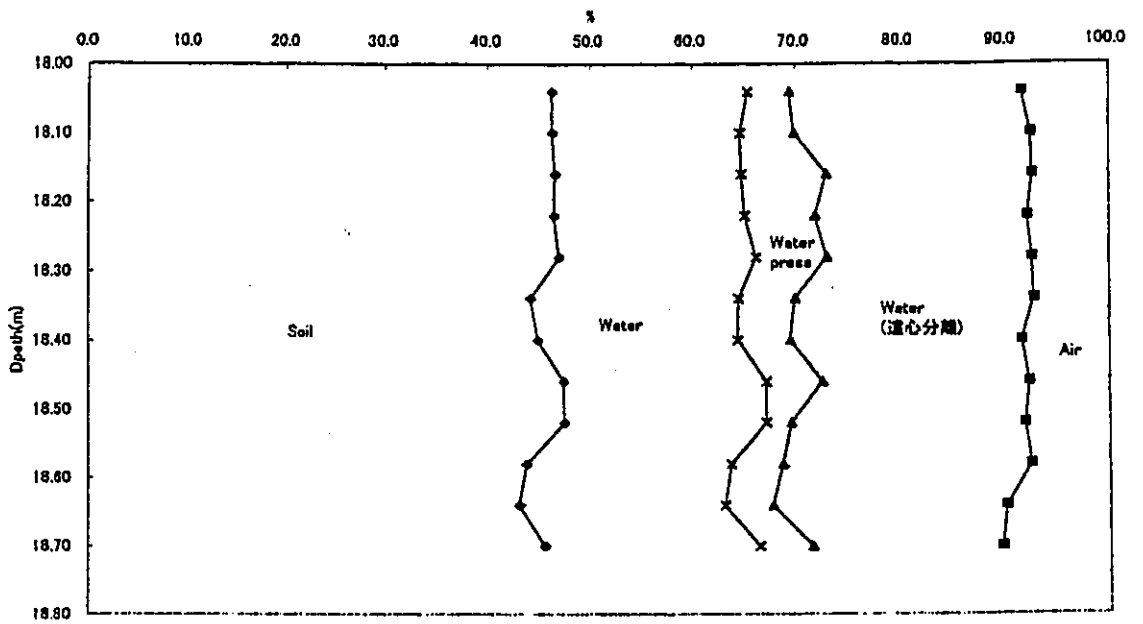


図-5.20 土壌圧縮採水装置

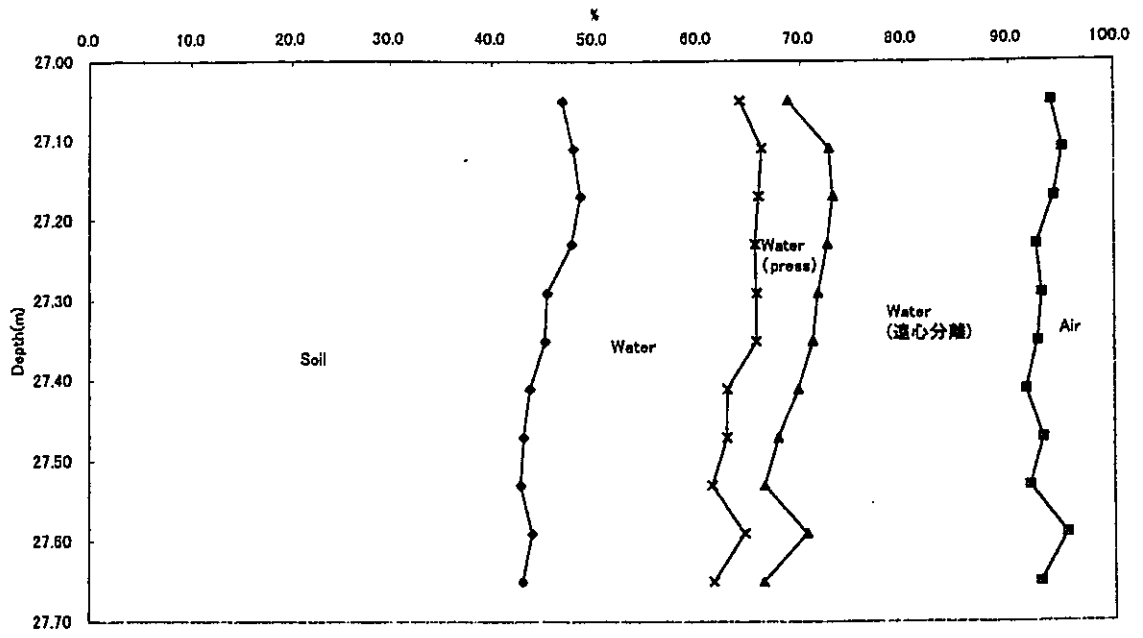


深度18.00～18.70mのサンプル土壌の三相分布

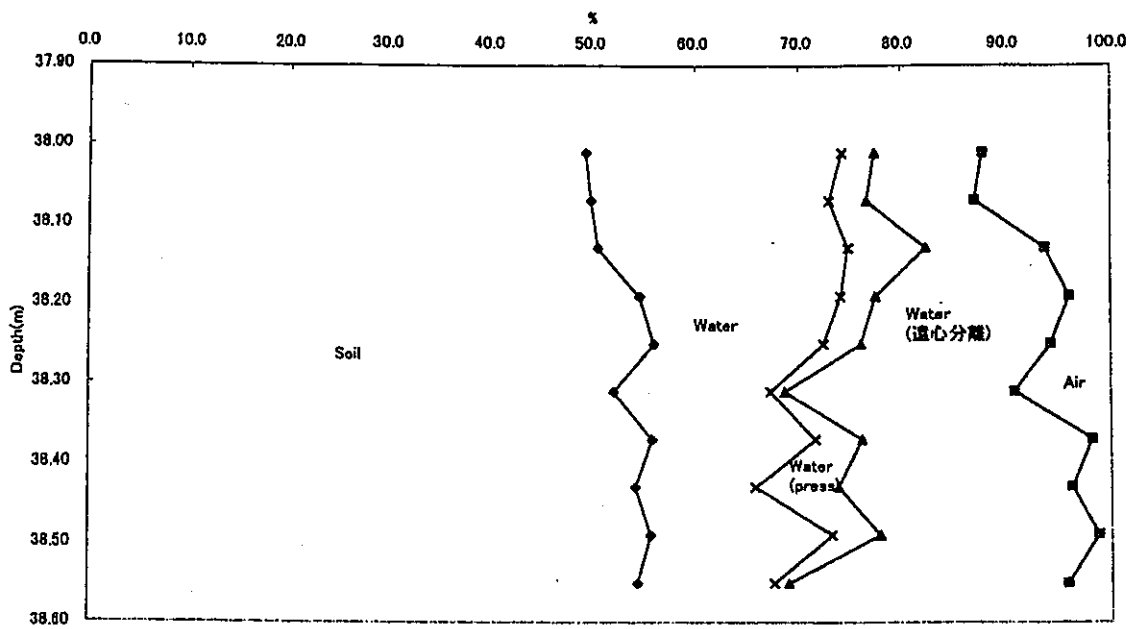


深度18.00～18.75mのサンプル土壌の三相分布

図-5.21(a) サンプル土壌の三相分布



深度27.00~27.70mのサンプル土壤の三相分布



深度38.00~38.80mのサンプル土壤の三相分布

図-5.21(b) サンプル土壤の三相分布

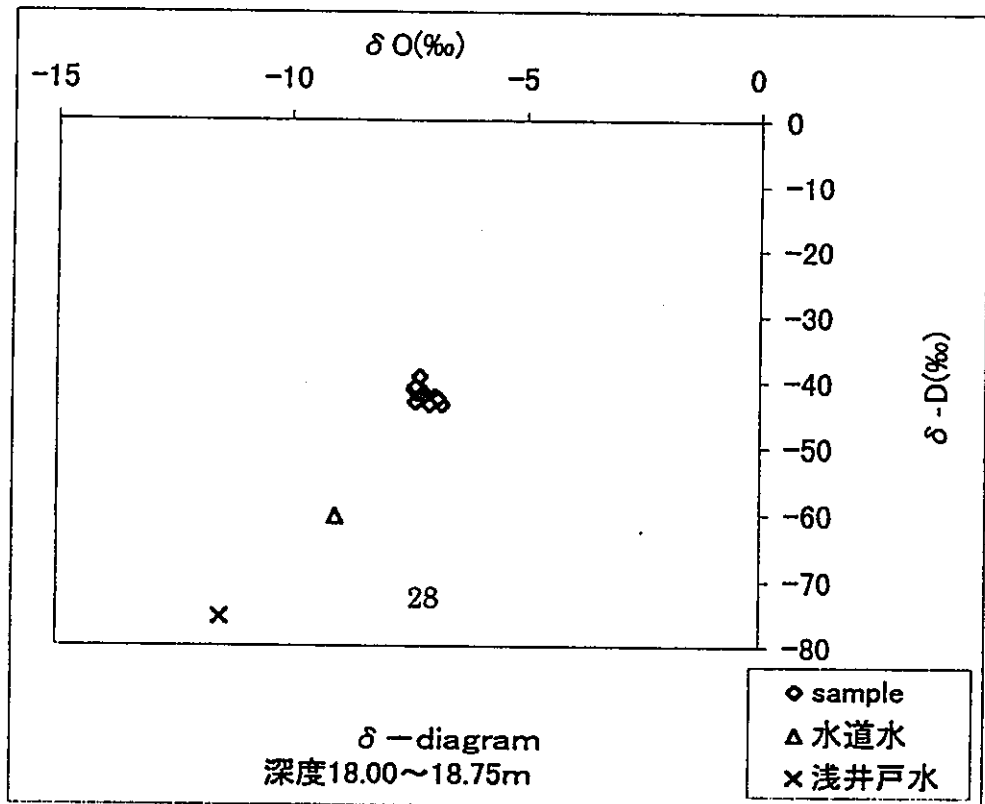
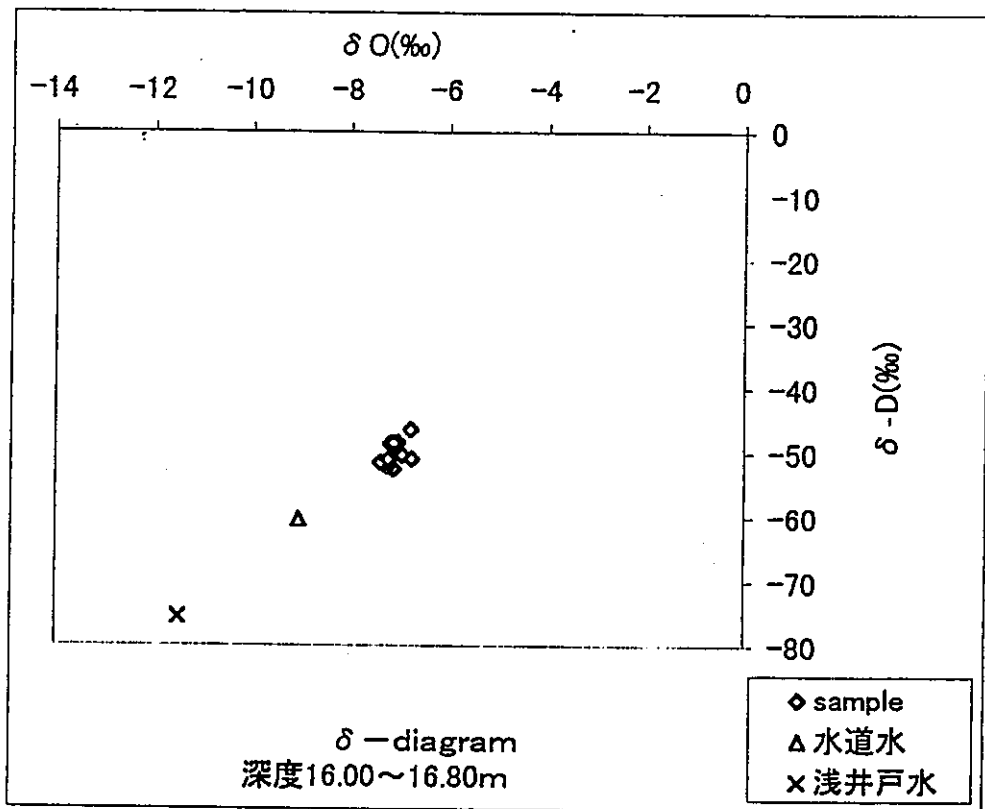


図-5.22(a) サンプル土壤水のデルタダイヤグラム

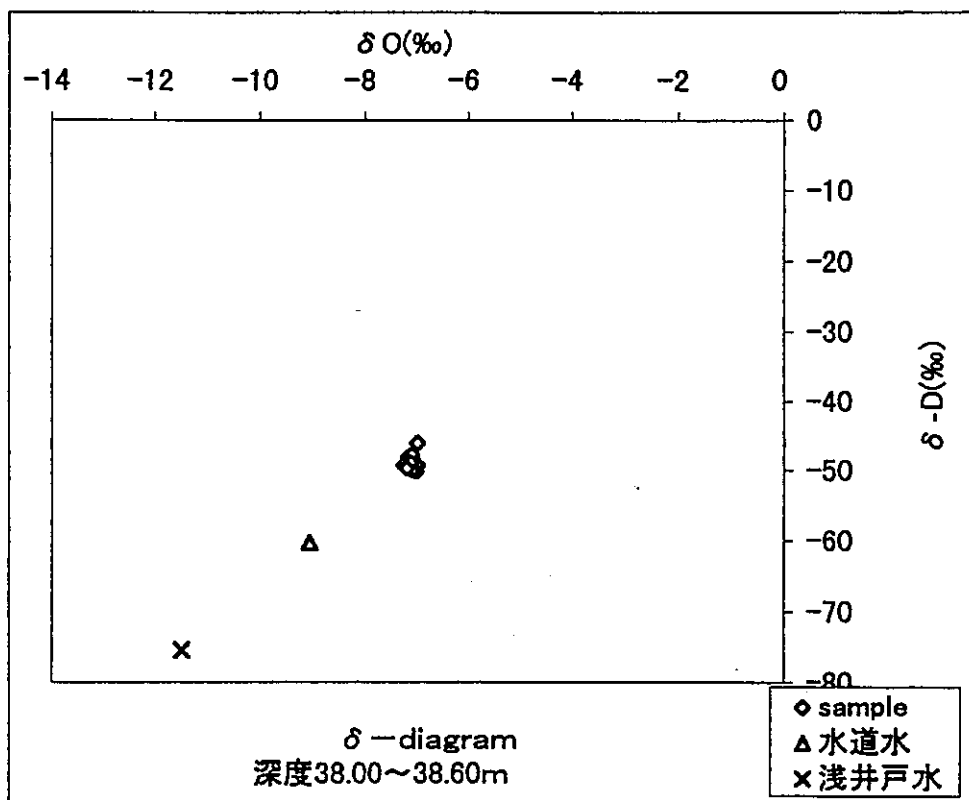
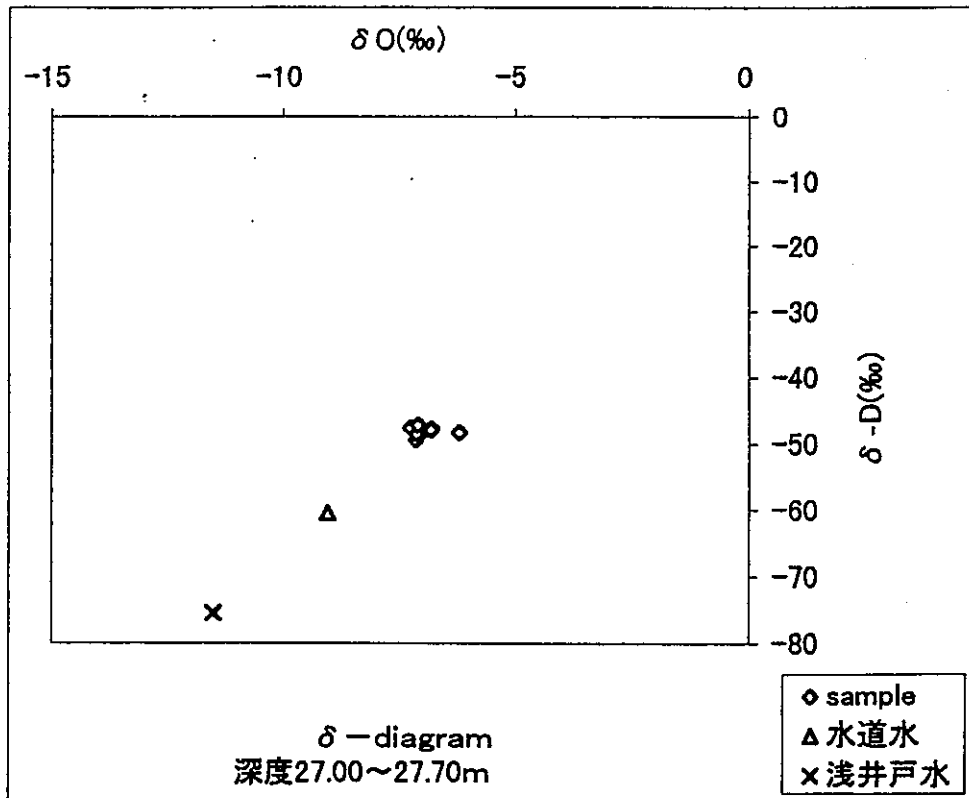
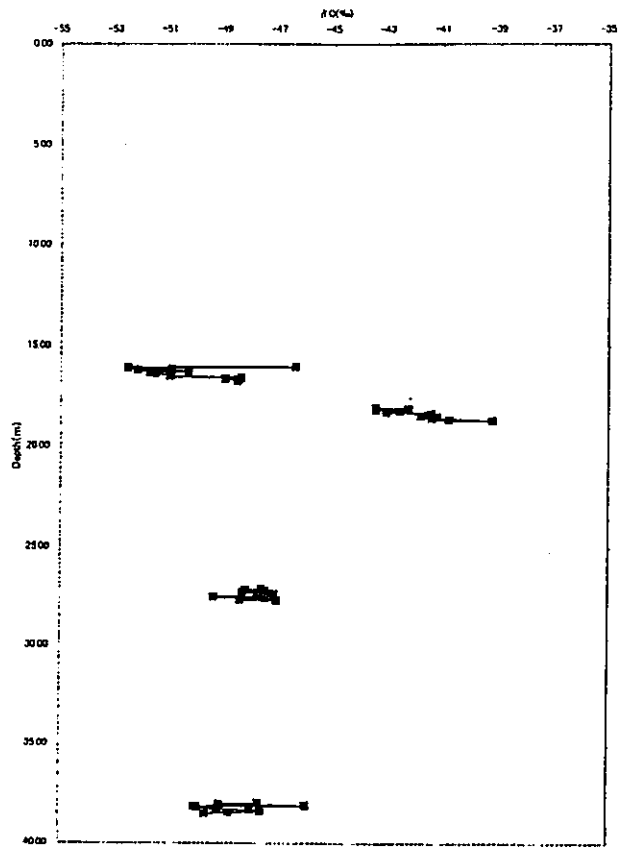
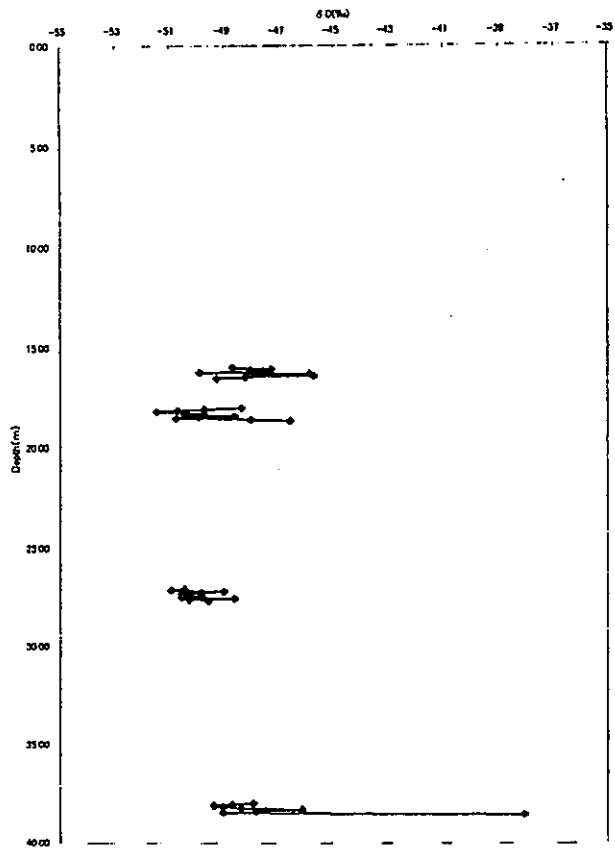


図-5.22(b) サンプル土壌水のデルタダイヤグラム

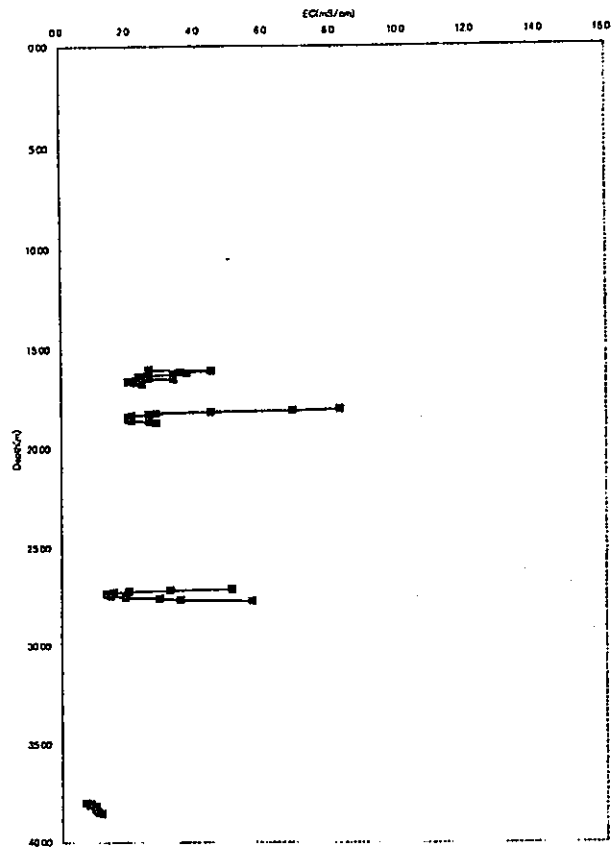


水質調査調査体比の深度分布
(中心分層圏によるサンプル水)

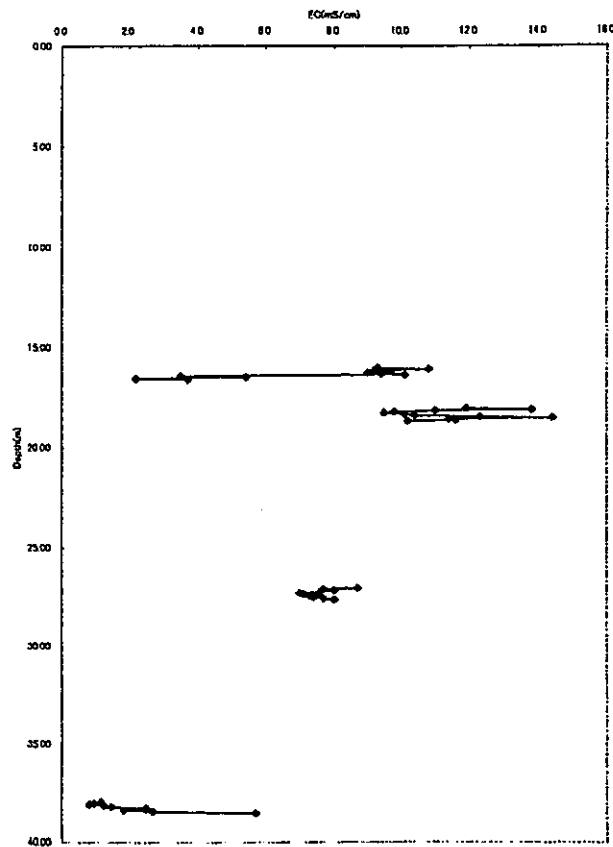


水質調査調査体比の深度分布
(土壌区層域水飽和によるサンプル水)

図-5.23 土壌水の水素安定同位体比の深度分布

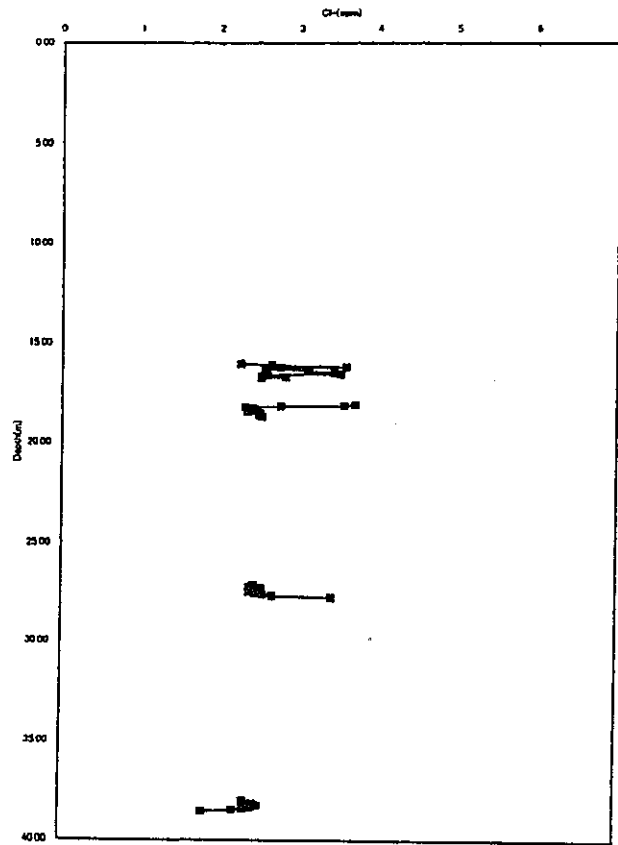


電気伝導度の深度分布
(深心分層地によるサンプル水)

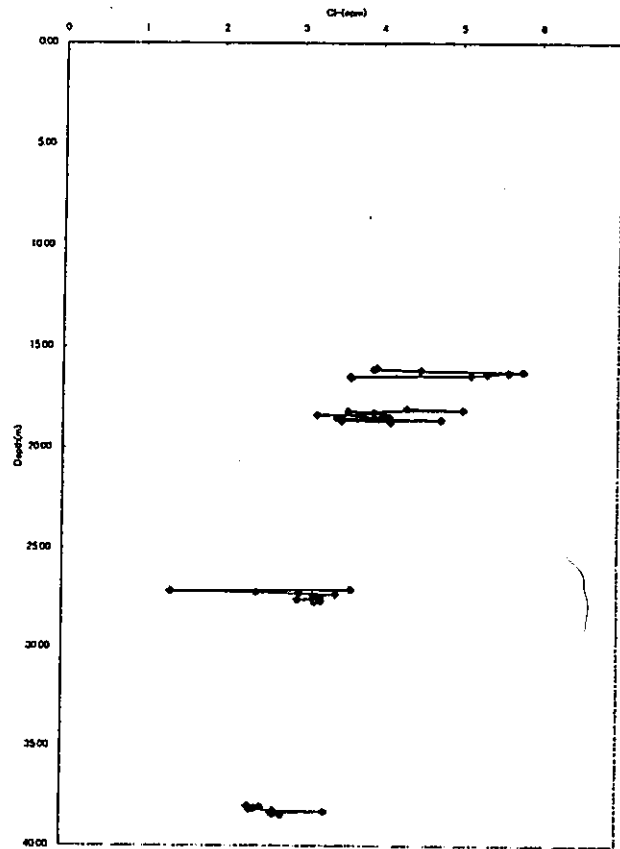


電気伝導度の深度分布
(土壌区間地下水調査によるサンプル水)

図-5.24 土壌水の電気伝導度の深度分布



Cl⁻濃度の深度分布(遠心分離液によるサンプル水)



Cl⁻濃度の深度分布(土壌圧搾採水装置によるサンプル水)

図-5.25 土壤水のCl⁻イオン濃度の深度分布

表-5.1 土壤圧縮装置により採取された土壤水の同位体比、海水混合比(α)及び推定された堆積時の安定同位体比

深度(m)	水素同位体比	混合比 α	$\delta D_{Old\ water}$
16.03	-49	0.005923	-48.9901
16.09	-47	0.005843	-47.568
16.15	-48	0.006938	-48.3756
16.21	-48	0.009371	-48.0301
16.27	-50	0.009033	-50.3448
16.33	-46	0.008527	-46.2746
16.39	-48	0.008141	-48.3839
16.45	-46	0.005304	-45.9839
16.51	-48	0.005313	-48.4977
16.57	-49		-49.28
16.63			0
16.69			0
16.75			0
			0
18.04	-48	0.006627	-48.6927
18.10	-50	0.007951	-50.1286
18.16	-51	0.00525	-50.9575
18.22	-51	0.005854	-51.7429
18.28	-50	0.00607	-50.7279
18.34	-50	0.004514	-49.9555
18.40	-50	0.005548	-50.7214
18.46	-49	0.006213	-48.934
18.52	-50	0.004978	-50.1697
18.58	-51	0.007432	-51.1098
18.64	-48	0.005097	-48.2861
18.70	-47	0.006244	-46.8928
			0
27.05	-50	0.005334	-50.7206
27.11	-51	0.001091	-50.9856
27.17	-49	0.003105	-49.1827
27.23	-50	0.004113	-50.0458
27.29	-51	0.004975	-50.8028
27.35	-50	0.004453	-50.5953
27.41	-50	0.004537	-50.0672
27.47	-51	0.004614	-50.7843
27.53	-49	0.004073	-48.8389
27.59	-50	0.004622	-50.5135
27.65	-50	0.004479	-49.8232
			0
38.01	-48	0.002949	-48.0918
38.07	-49	0.003236	-48.8682
38.13	-49	0.003114	-49.5342
38.19	-49	0.003005	-49.2079
38.25	-48	0.003542	-48.572
38.31	-46	0.004744	-46.38
38.37	-48	0.003498	-47.6667
38.43	-48	0.003552	-48.0306
38.49	-49	0.003721	-49.2332
38.55	-38	-0.00148	-37.9439

6. 再冠水現象に関する検討—再冠水試験計画の検討—

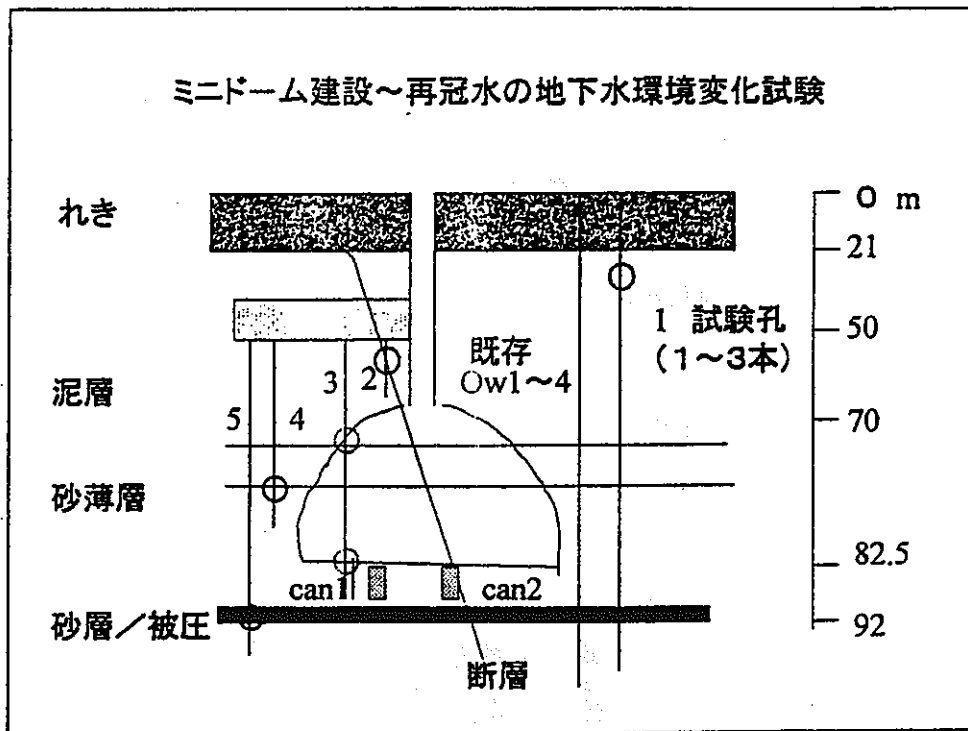


図1 ミニドーム建設～再冠水の地下環境変化試験

6.1 目的

- 神奈川県相模原市に建設された地下空間利用実験施設「ミニドーム」埋め戻しに伴う、地下空洞の再冠水過程の地下水挙動を利用して、地下空洞周辺地盤の地下水環境の変化と埋め戻しに伴う溶存物質の移流・拡散の実体を把握し、地下空間利用に伴う地下水環境の保全に資する。

6.2 計測・分析のキーポイント

- 試験孔 1: 乱さない自然環境下での泥岩中地下水の、長期淡塩置換過程の実態と現状の地下水環境を把握するため、泥岩のサンプリングとコア間隙水の水質分析（安定同位体を含む）、地質年代、堆積時の地質環境の計測・分析（できれば3本の試験孔で実施、砂岩層中の流向・流速も計測、但し既存の計測データがあれば1本でよい。）以上古水文学的手法の基礎データ取得。
 - 試験孔 2: 断層沿いの地下水の移流・拡散の計測・分析（孔内水の水質・水圧・温度等の経時計測と埋め戻し前後のコア微小部の化学・EMPA分析）。
 - 試験孔 3: 埋め戻しに伴う、泥岩坑壁からの溶存物質の移流・拡散の計測・分析（埋め戻し前後のコア微小部の化学・EMPA分析）。
 - 試験孔 4: 砂岩薄層沿いの地下水の移流・拡散の計測・分析（孔内水の水質・水圧・温度等の計測と埋め戻し前後のコア微小部の化学・EMPA分析）。
 - 試験孔 5: 砂岩層/被圧帯水層中の移流・拡散の計測・分析（孔内水の水質・水圧・温度等の経時計測）。
- ※ can1, 2 は、埋設人工物周辺の地下水水理、水質等に関わる計測・分析であるが、設置に時間がかかるため埋め戻し時期が遅れた場合にのみ可能。

6.3 再冠水試験計画

上記2の計測・分析内容のうち、現場の埋設し工程にあわせて実施可能な計測の検討をおこなった。実験場所の概略と計測位置（A～D地点）を図2に示す。

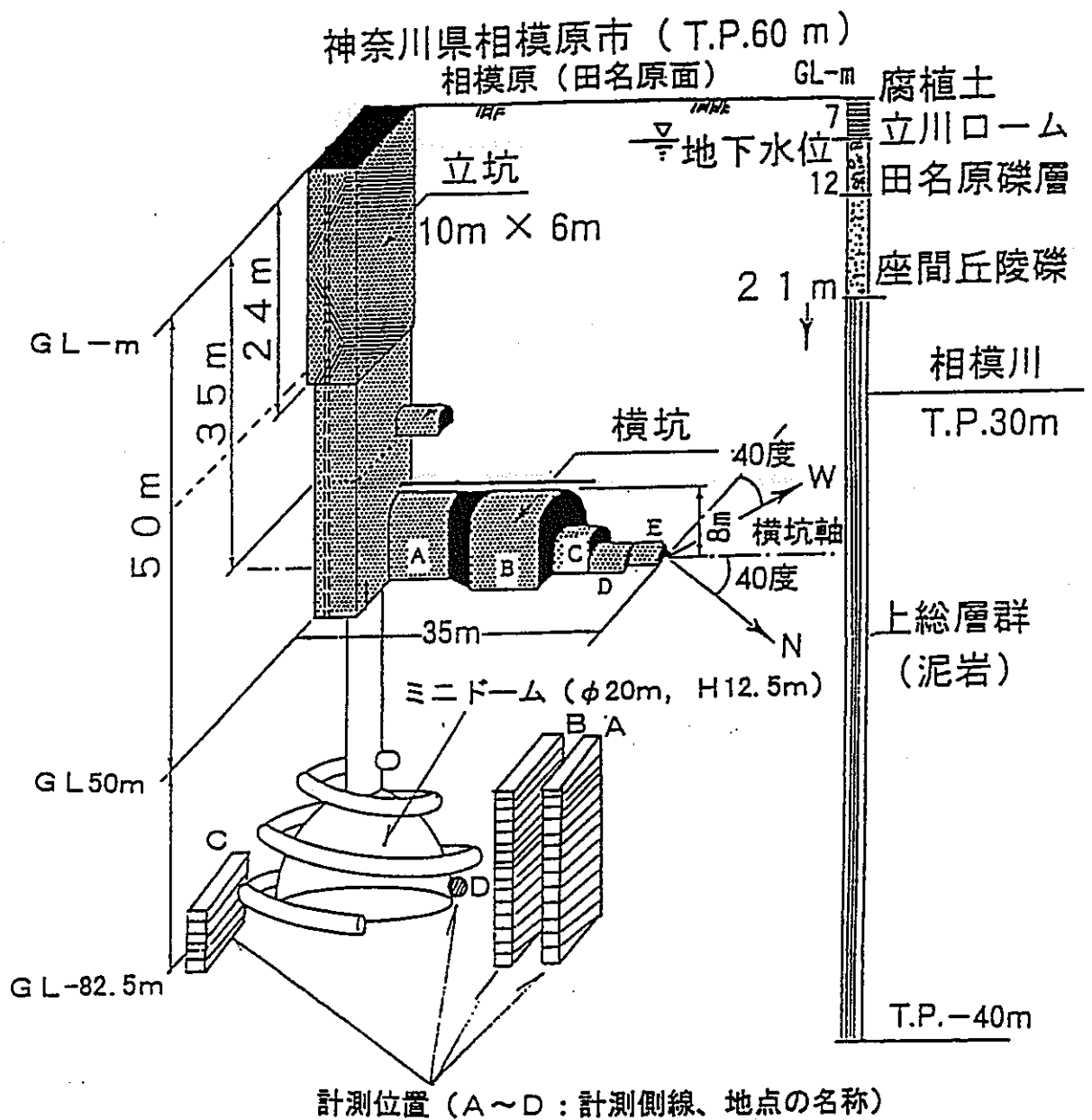


図-2 ミニドーム鳥瞰測図と計測範囲 (概念図)

調査項目と数量の概要は、次の通りである。

- 1) 自然環境下での泥岩コア、地下水の採取
 - a) 泥岩のコアボーリング (A, B, C地点。延 247 m、コア径φ 65 mm) と間隔水地化学分析
 - b) 埋戻し前の帯水層の地下水採取 (D地点。計 1 箇所、1 回)

- 2) 断層・帯水層沿いの地下水の移流・拡散の計測、分析
 - a) 計器埋設用ボーリング (A, B, C地点。延 271 m、削孔径φ 86 mm)
 - b) 水圧、水温、pH、電気伝導度の計測用機器の埋設 (A, B, C地点。計 7 箇所) と計測
 - c) 再冠水後の採水 (A, B, C地点。計 7 箇所、3 回)

- 3) モルタル (埋戻し材) の発生熱の測定
 - a) 発生熱の計測用熱伝対の埋設 (D地点。計 3 箇所) と計測

以上の計画に基づき、試験の実施に関して、試験実施機関であるエンジニアリング振興協会地下利用開発センター等と検討をおこなっている。

7. 塩淡水境界に関する検討—塩淡水境界調査計画の検討—

7.1 調査の背景及び目的

我が国は、周囲を海に囲まれた国土であり、海上を含めた沿岸地域は、今後も活発な開発が進められると考えられる。例えば、ウォーターフロントの開発や再整備、廃棄物等による埋め立て地造成、地下水資源の利用、海上あるいは地下への石油整備があり、また地層処分施設や地下揚水発電等の地下を利用してエネルギー関連施設も検討されている。

長期的に見ると、ウォーターフロントの地下水環境は、海水面・地殻・気候等の変動に伴いゆっくりと変化しており、その間に地下水流の変化に伴う塩淡水境界の位置的変動や地下水の塩淡水置換が行われてきたと考えられる。

短期的には、地下水の揚水や地下水資源採取等に伴う地下水環境の変動要因も多く、特に、地層構造が複雑な場合には、長期的変動の残留分をも含めて、現時点で計測される地下水環境は、かなり複雑であると推察される。

このような背景において、沿岸地域の開発・再整備に当たっては、環境・防災の観点で問題がないか否かを検討することが重要であり、とりわけ、環境汚染拡大の経路となる地下水及び地層を中心に検討する必要がある。沿岸地域の地下水水質は、上記のような要因がからみ複雑であり、野外の実測データによる把握が必要である。浅部地層のデータはともかくとして深部についてはデータが極少なのが現状であり、沿岸地域の深地層環境科学の方法論や技術論等の確立が望まれている。

それゆえ、本調査では

- ・堆積岩地帯の沿岸付近における深地層の地質構成地化学環境の実態に関する実測データに基づく把握
- ・水理・地質データに基づく海岸地域深地層の計測・観測とそれにもとづく地下水流動状況の長期変動予測解析手法の開発
- ・堆積岩層を対象とした制御ボーリング技術とそれを利用した検層・孔内水理試験技術の開発

を主要目的として、調査を行う。

また、以上の調査に基づき、海岸地域地下の（人工的な）利用に伴う、環境変化の実態に関し、取得すべき地質環境データ、開発すべき技術課題等を明らかにする。

以上の目的を達成するため、本年度は、本調査の初年度として、垂直ボーリングを含めた予備的調査とデータ取得を行うとともに、コントロールボーリングに関し、海外技術の文献調査を含めた検討を行う。

7.2 調査内容

7.2.1 既存データ等の整理

ボーリング予定地点周辺の地質、水理等の既存データを収集・整理し、今後の調査研究に役立つようデータベースにまとめる。

7.2.2 事前予測解析

現状の情報に基づいて水理地質モデル（コンピュータ数値解析用の入力モデル）を作

成する。

作成されたモデルについて、既存の複数の地下水流動予測プログラムを使用して、調査予定地域の現況解析を実施する。

7.2.3 データの分析およびデータ評価

ボーリング調査を行い、ボーリングコアおよび孔内の地層の観察・計測、透水試験等の物理試験を実施するとともに、深度別に地下水を採水し、塩分濃度や安定同位体分析などによる化学データを取得し、今後の深地層の地下水環境調査の基礎データとする。

7.2.4 塩淡境界領域評価のための要素技術開発

堆積岩でのコントロール・ボーリングについて地下水採水技術、原位置での水理試験測定技術について、海外を含めた既存の技術の現状調査、今後の研究開発の方針を検討する。

以上の検討は、産業創造研究所の「深地層環境科学確立調査」に関する研究会において実施されたものである。本研究会「地下水流動に関する調査・解析研究」のメンバーもこれに参加し、塩淡境界調査計画の検討をおこなった。