

①

低レベル放射性廃棄物処分システムにおける

新第三紀堆積岩の透水性状の研究

2000年3月

埼玉大学大学院理工学研究科（博士後期課程）
生物環境科学専攻（主指導教官 渡辺邦夫 教授）

佐々木 泰

目次

図表一覧	iv
はじめに	1
第1章 放射性廃棄物処分システムの現状と問題点	3
1.1 放射性廃棄物の現状	3
1.1.1 放射性廃棄物発生の背景	3
1.1.2 放射性廃棄物の定義と分類	7
1.1.2.1 放射性廃棄物の定義と分類	7
1.1.2.2 処分の観点から見た放射性廃棄物の分類	7
1.1.3 放射性廃棄物の発生量	9
1.2 世界および日本における放射性廃棄物処分の状況	11
1.2.1 世界における放射性廃棄物処分の状況	11
1.2.1.1 イギリスにおける放射性廃棄物処分の状況	11
1.2.1.2 スウェーデンにおける放射性廃棄物処分の状況	13
1.2.1.3 スイスにおける放射性廃棄物処分の状況	14
1.2.2 日本における放射性廃棄物処分の状況	16
1.3 処分技術研究の問題点と本論文での着目点	18
1.3.1 放射性廃棄物処分における天然バリアと人工バリアの役割	18
1.3.2 人工バリアの技術的課題	18
1.3.2.1 セメント系材料	18
1.3.2.2 ベントナイト系材料	21
1.3.3 天然バリアの技術的課題	22
1.3.4 本論文での着目点	24
第2章 研究地点の地質及び水理の特性	25
2.1 概況	25
2.2 地質特性	25
2.2.1 地形	25
2.2.2 地質	25
2.2.3 岩盤物性	27
2.3 水理的特性	28
2.3.1 広域の水文状況（河川、湖沼）	28
2.3.2 近傍の水文状況（沢、気象、涵養量）	28
2.3.3 地盤の透水性	30
2.3.3.1 透水試験方法	30
2.3.3.1.1 低圧岩盤透水試験	30
2.3.3.1.2 室内透水試験	35
2.3.3.2 試験結果	36

2.3.3.2.1	低圧岩盤試験の結果.....	36
2.3.3.2.2	室内透水試験の結果.....	38
2.3.3.2.3	試験方法による結果の比較.....	39
2.3.4	地下水位分布.....	40
2.3.5	間隙水圧分布.....	42
2.3.6	水質.....	44
2.3.6.1	採水方法.....	44
2.3.6.2	一般水質.....	46
2.3.6.3	同位体分析.....	47
2.3.6.4	地下水年代.....	48
2.4	地下水の流動概況.....	49
2.4.1.1	調査結果に基づく流動概況の考察.....	49
2.4.1.2	地下水流動解析による流動概況の考察.....	50
第3章	新第三紀堆積岩の透水性に関する問題.....	57
3.1	透水係数の動水勾配依存性.....	57
3.1.1	透水係数の動水勾配依存性が全体の流動へ与える影響.....	57
3.1.2	透水係数の動水勾配依存性に関して本論文で検討する事項.....	58
3.2	透水係数のばらつき.....	60
3.2.1	透水係数のばらつきが分散に与える影響.....	60
3.2.2	透水係数のばらつきに関して本論文で検討する事項.....	60
3.3	透水異方性.....	62
3.3.1	透水異方性が全体の流動方向へ与える影響.....	62
3.3.2	透水異方性に関して本論文で検討する事項.....	62
第4章	新第三紀堆積岩に対する室内透水試験.....	63
4.1	中空供試体による透水試験.....	63
4.1.1	試験方法の概念.....	63
4.1.2	透水係数の算出方法.....	63
4.1.3	試験装置の作製.....	67
4.1.4	実験方法.....	70
4.1.5	試験ケース.....	73
4.2	結果.....	75
第5章	考察.....	81
5.1	低動水勾配時に透水係数が低下する試験結果の妥当性.....	81
5.1.1	透水試験の通水経路に発生する目詰まりの影響.....	81
5.1.2	透水試験の通水経路に発生する気泡の影響.....	83
5.1.3	供試体に付加される拘束圧力の影響.....	84
5.1.4	変水位(非定常)による影響.....	85
5.1.4.1	定水位透水試験.....	85
5.1.4.2	初期水位の影響検討.....	86

5.1.4.3	浸透圧による影響	87
5.2	低動水勾配時に透水係数が低下する原因について	89
5.2.1	細孔径分布	89
5.2.2	細孔における水の性質	95
5.3	間隙構造が透水特性に与える影響についての理論的検討	98
5.3.1	等価管路モデル	98
5.3.1.1	等価管路モデルの種類	98
5.3.1.1.1	キャピラリーモデル (capillary model)	98
5.3.1.1.2	マーシャル確率論モデル (Marshall probabilistic model)	99
5.3.1.2	等価管路モデルによる透水係数の推定	100
5.3.2	低動水勾配時の透水特性についてのビンガム流体的取り扱い	106
5.3.2.1	ビンガム流体理論による透水係数と動水勾配の関係の定式化	106
5.3.2.2	ビンガム流体理論に基づく間隙構造と透水係数の関係	109
5.3.3	岩石薄片観察	118
5.3.4	空隙構造と透水係数の関係についての地質学的考察	124
5.4	原位置透水試験のスケールでの透水係数の動水勾配依存性	126
5.4.1	原位置透水試験の定常法による透水係数算出方法	126
5.4.2	原位置透水試験時の通水断面形状	129
5.4.3	原位置透水試験の非定常解析	133
5.4.4	原位置透水試験の非定常法による透水係数算出方法	136
5.4.5	原位置透水試験時の動水勾配	136
5.4.6	原位置低動水勾配透水試験時の透水係数の評価方法	140
5.4.7	原位置における低動水勾配透水試験による検討	143
5.4.7.1	試験方法	143
5.4.7.2	結果	146
5.5	100 mスケールでの透水係数の動水勾配依存性	154
5.5.1	対象地点における塩分の分布状況	154
5.5.2	塩分の濃度分布から透水係数を推定する方法	157
5.5.3	塩素の濃度分布と透水係数の関係	160
5.5.4	ナトリウムの濃度分布と透水係数の関係	164
5.5.5	50 m～100 mのスケールでの透水係数の妥当性	164
5.6	透水係数の異方性についての考察	166
5.7	間隙率と透水係数の関係についての一般化	167
第6章	結論	171
参考文献	174

図表一覧

- 図－ 1 日本の原子力発電所
- 図－ 2 低レベル放射性廃棄物の陸地処分の考え方
- 図－ 3 低レベル放射性廃棄物発生量および陸地処分の容量
- 図－ 4 Sellafield サイトの地下水系
- 図－ 5 スウェーデンの低・中レベル処分施設（SFR）鳥瞰図
- 図－ 6 スイスの Mont Terri の研究地点の地質断面
- 図－ 7 スイス Wellenberg 低・中レベル処分候補地の間隙水圧分布状況
- 図－ 8 日本（六ヶ所）の低レベル放射性廃棄物埋設施設の概念図
- 図－ 9 六ヶ所の低レベル放射性廃棄物の埋設概念
- 図－ 10 イギリスの低・中レベル廃棄物処分施設の立地選定時に選ばれた水理地質構造
- 図－ 11 研究対象地点（六ヶ所）位置図
- 図－ 12 研究対象地点（六ヶ所）周辺地形図
- 図－ 13 水文状況概念図
- 図－ 14 低圧岩盤透水試験概要
- 図－ 15 低圧岩盤透水試験による透水係数算出法
- 図－ 16 区間水位測定装置概要
- 図－ 17 長時間透水試験の圧力と流量の関係図
- 図－ 18 有効圧力調整試験結果図
- 図－ 19 トランジェントパルス試験装置概要図
- 図－ 20 現場透水試験結果頻度分布図
- 図－ 21 透水試験結果と深度の相関
- 図－ 22 地下水位観測位置図
- 図－ 23 地下水位観測孔の概要図
- 図－ 24 地下水位観測結果図
- 図－ 25 地下水面等高線図
- 図－ 26 間隙水圧計の概念図
- 図－ 27 連続採水装置概念図
- 図－ 28 ナトリウム及び塩素の深度と濃度の関係図
- 図－ 29 水質試験結果
- 図－ 30 重水素、重酸素測定結果図
- 図－ 31 ^4He 濃度分布図
- 図－ 32 地下水解析モデル作成フロー図
- 図－ 33 3次元地下水解析モデル図
- 図－ 34 解析と実測の地下水面等高線比較図
- 図－ 35 解析と実測の地下水位比較図
- 図－ 36 解析と実測の間隙水圧比較図
- 図－ 37 流跡線図

- 図－ 38 室内試験による動水勾配と透水係数の関係図
- 図－ 39 縦方向分散長の観測スケールとの関係図
- 図－ 40 観測スケールと縦方向分散長との関係概念図
- 図－ 41 異方性がある場合とない場合による流動の比較
- 図－ 42 中空供試体による透水試験概念図
- 図－ 43 水平帯水層からの取水モデル
- 図－ 44 中空供試体内の水頭分布
- 図－ 45 中空供試体透水試験用治具
- 図－ 46 透水試験装置(Type1)
- 図－ 47 透水試験装置(Type2)
- 図－ 48 透水試験装置(Type3)
- 図－ 49 中空供試体作成状況
- 図－ 50 供試体の飽和状況
- 図－ 51 中空供試体
- 図－ 52 水位変化図(No.2、 No.15、 No.25)
- 図－ 53 透水係数と動水勾配の関係(No.2、 No.15、 No.25)
- 図－ 54 透水試験結果一覧(全試料)
- 図－ 55 透水試験結果一覧(動水勾配 5 以上で変化するタイプ)
- 図－ 56 透水試験結果一覧(動水勾配 5 以下で変化するタイプ)
- 図－ 57 透水試験結果一覧(動水勾配による変化の小さいタイプ)
- 図－ 58 中空供試体による変水位試験とトランジェントパルス試験との比較図
- 図－ 59 再現性確認試験(No.2 供試体)
- 図－ 60 再現性確認試験(No.15 供試体)
- 図－ 61 間隙水圧による影響確認 (No.1 供試体)
- 図－ 62 供試体へ付加される有効拘束圧と透水係数の関係
- 図－ 63 定水位試験と変水位試験の比較
- 図－ 64 初期水位の異なる場合の試験結果(No.13 供試体)
- 図－ 65 浸透圧流概念図
- 図－ 66 透水方向の違いによる影響(No.1 供試体)
- 図－ 67 細孔径分布測定装置
- 図－ 68 細孔径分布測定サンプル
- 図－ 69 細孔径分布測定結果図
- 図－ 70 ベントナイトの示差熱分析測定例
- 図－ 71 液体の水の模式図
- 図－ 72 界面電気二重層モデル
- 図－ 73 モンモリロナイト吸着水の鉱物面からの距離と粘性力の関係
- 図－ 74 空隙の空間分布を考慮したキャピラリーモデル概念図
- 図－ 75 空隙の空間分布を考慮したキャピラリーモデルによる透水係数の推定
- 図－ 76 ビンガム流体の流動状況概念図

- 図－ 77 ビンガム流体理論に基づく透水係数理論曲線(1)
- 図－ 78 ビンガム流体理論に基づく透水係数理論曲線(2)
- 図－ 79 ビンガム流体理論に基づく透水係数理論曲線(3)
- 図－ 80 ビンガム流体理論を考慮したキャピラリーモデルによる透水係数
と動水勾配の関係(T_{spt} -1 直列モデル)
- 図－ 81 小空隙内の流動をビンガム流体的にモデル化する場合の
透水係数算出モデル概念
- 図－ 82 ビンガム流体理論を考慮したキャピラリーモデルによる透水係数
と動水勾配の関係(T_{spt} -1 直列と並列モデルの組み合わせ)
- 図－ 83 細孔の空間的分布概念図
- 図－ 84 岩石薄片観察結果(軽石混じり砂岩)
- 図－ 85 岩石薄片観察結果(粗粒砂岩)
- 図－ 86 岩石薄片観察結果(砂質軽石凝灰岩)
- 図－ 87 岩石薄片観察結果(砂質泥岩)
- 図－ 88 圧密段階の進行に伴う泥質岩組成変化
- 図－ 89 間隙率の深度相関図
- 図－ 90 現場透水試験概念図
- 図－ 91 現場透水試験の通水形状と透水係数の関係
- 図－ 92 水みち形状の次元と透水係数の関係
- 図－ 93 井戸の水位を急上昇させたときの被圧帯水層の概念図
- 図－ 94 貯留係数を考慮した場合の原位置透水試験時の孔内水位経時変化
- 図－ 95 現場透水試験時の動水勾配変化
- 図－ 96 原位置低動水勾配透水試験模擬解析結果(水頭分布の時間変化)
- 図－ 97 原位置低動水勾配透水試験模擬解析結果
(水頭分布の時間変化と透水係数の関係)
- 図－ 98 原位置低動水勾配透水試験模擬解析結果(動水勾配の時間変化)
- 図－ 99 原位置低動水勾配透水試験 (水頭分布の定圧時と非定常時の比較)
- 図－ 100 原位置低動水勾配透水試験(みかけの透水係数の変化)
- 図－ 101 原位置低動水勾配透水試験から求まる見かけの透水係数
- 図－ 102 原位置低動水勾配透水試験装置概念図
- 図－ 103 原位置透水試験前後の間隙水圧の変動状況
- 図－ 104 原位置透水試験時水位変化(1)
- 図－ 105 原位置透水試験時水位変化(2)
- 図－ 106 原位置における低動水勾配透水試験結果(1)
- 図－ 107 原位置における低動水勾配透水試験結果(2)
- 図－ 108 原位置低動水勾配透水試験(みかけの透水係数の低下が認められるもの)
- 図－ 109 原位置低動水勾配透水試験(みかけの透水係数の低下が不明瞭なもの)
- 図－ 110 原位置低動水勾配透水試験の水位変化の実測と解析の比較
- 図－ 111 低圧岩盤透水試験と低動水勾配時の透水試験結果比較図

- 図－ 112 塩素濃度の深度変化図
- 図－ 113 塩分濃度の分布概念図
- 図－ 114 水質の深度変化図
- 図－ 115 移流分散解析検討地点の地下水解析結果
- 図－ 116 塩素濃度分布の実測と解析の比較図(0－250m)
- 図－ 117 海水準変動
- 図－ 118 塩素濃度分布の実測と解析の比較図(0－100m)
- 図－ 119 ナトリウム濃度分布の実測と解析の比較図(0－100m)
- 図－ 120 各種の地盤についての透水係数と間隙率の関係
- 図－ 121 堆積岩中の空隙のモデル

- 表－ 1 放射性廃棄物の区分と処分方策
- 表－ 2 放射性廃棄物の発生量
- 表－ 3 地質層序表
- 表－ 4 物理試験結果一覧
- 表－ 5 室内透水試験結果一覧
- 表－ 6 室内試験の動水勾配一覧
- 表－ 7 試験ケース一覧
- 表－ 8 間隙率一覧表
- 表－ 9 等価管路モデルによる透水係数の推定結果
- 表－ 10 空隙の空間分布を考慮したキャピラリーモデルによる透水係数の推定(R_s と K_1, K_2 の関係)
- 表－ 11 低動水勾配時の透水係数試験結果一覧

はじめに

エネルギーの大量消費の上に成り立っている生活を送っている国民（例えば我が国）の中には、原子力の必要性は認める、或いは原子力との共存はやむなしと考えるが、原子力施設は自分の裏庭にあることは好まない（NINBY: not in my back yard）という人は多くいると思われる。同じように、原子力発電所は容認するが、半永久的に残る廃棄物処分場は近くに造られては困るという意見もあると思われる。このジレンマをこのまま放置していればいずれ破綻をきたすことは間違いない。多くの国民から、自分の裏庭にあってもやむなしと言われるまでの支持を受けるには、その安全性と合理性がより多くの人に分かり易く説明されなければならない。より一歩進んで、処分場と共生する地域社会システムの構築が将来の目標であろう。

放射性廃棄物処分についての問題を難しくしているひとつの原因は、非常に長い期間人間から隔離しなければならないという特異な要求に対し、既存の技術で簡単に答えられないというところにある。放射性廃棄物の中で、比較的濃度が低く、300年程度で放射能が減衰してしまうようなものについては、この間に処分地を誤って掘り返したりすることがないように人間が管理を続けるということを前提とした浅地中処分が日本を含め、内外で既に実施されている。一方、放射能の減衰に長期間要する廃棄物については、一部で処分に着手しているところもあるが、多くの国では、処分に向けた準備段階にある。そのために、現在多くの国々が放射性廃棄物の安全な処分技術の確立のための研究を行なっている。本論文で取り上げる地盤の透水特性とは、生態圏から隔離しようとする放射性廃棄物の主な移動媒体である地下水による移動特性を決定付けるものであり、放射性廃棄物処分の安全性を議論する際の重要な項目である。

地盤の透水特性については、古くから多くの研究が行なわれてきているが、研究の主な対象となるのは、どの程度の地下水がくみ上げられるか、あるいは、くみ上げることによる地盤沈下等の環境への影響はどうか、と言った地下水の利用が可能な透水性（概ね 10^{-7} m/s 以上の透水性）の地盤を対象としたものが多く、本論文で対象とする 10^{-8} m/s 以下の地盤は、地下水利用の観点からは不透水と扱われることが一般的であった。一方、放射性廃棄物処分の観点からは、このほとんど水を通さないと考えられる地盤の透水特性が、実際どの程度の性能であり、放射性物質をどの程度の期間閉じ込めておけるのかについて明らかにする必要がある。本研究ではこのような点を踏まえ、岩盤の低透性についての研究を行なった。対象とした岩盤は青森県の下北半島に分布する鷹架層と呼ばれる新第三紀の堆積岩である。

以下に本論文の各章の構成を簡単に記述する。

第1章は、放射性廃棄物処分の状況から本論文の着目点に至るまでの流れを説明する。まず、放射性廃棄物発生状況及び処分の現状について内外の状況も含めて概括的に述べる。続いて、処分システムの中での地盤のような天然のバリアとコンクリートやベントナイトのような人工のバリアの役割について述べた後、本論文の主題である岩盤の低透性についての研究の重要性について記述する。

第2章では、研究地点の地質及び水理の特性について述べる。対象とする岩盤の地質特

性や、研究地点の水理特性について、種々の調査データに基づき説明する。特に岩盤の透水試験については、その手法や、試験方法の妥当性について詳しく説明する。地下水の流れの場の状態を表わす透水係数、流動状況を示す間隙水圧や地下水面の状況、境界条件としての涵養量などの水文状況等の個々の調査データを総合的にとりまとめて地下水の流動状況について考察を行なっている。さらに3次元の浸透流解析を行ない、定量的に地下水流動の概況について検討している。

第3章では、第2章で検討した地下水の流動状況について、さらに精度を高める場合に、岩盤の透水特性についてどのようなことが課題となるのかを検討する。具体的には、透水係数が実際の現地盤で受けているような小さい動水勾配下でどのような透水特性を示すのか、また、透水係数のばらつきや異方性が全体の流動にどのように影響する可能性があるかについて検討する。

第4章では、第3章で抽出した透水係数の動水勾配依存性、ばらつき、及び異方性について、対象とする地盤がどのような特性を持っているか、実験的に検討した結果を記述している。ボーリングコアを用いた中空供試体による透水試験について詳しく述べる。

第5章では、第4章で得られた透水試験の結果について考察している。動水勾配が小さい時に透水係数が小さくなる場合があったが、それが何を意味しているのか、あるいは、透水係数のばらつきや異方性が一部で確認されたが、その原因は何かについて追加実験や、モデルを用いた検討を実施している。さらに、室内試験で得られた事象が原位置試験や、より大きなスケールでどのような現象として把握できるかについて、試験および解析により検討している。

最後に第6章で結論を述べている。

第1章 放射性廃棄物処分システムの現状と問題点

1.1 放射性廃棄物の現状

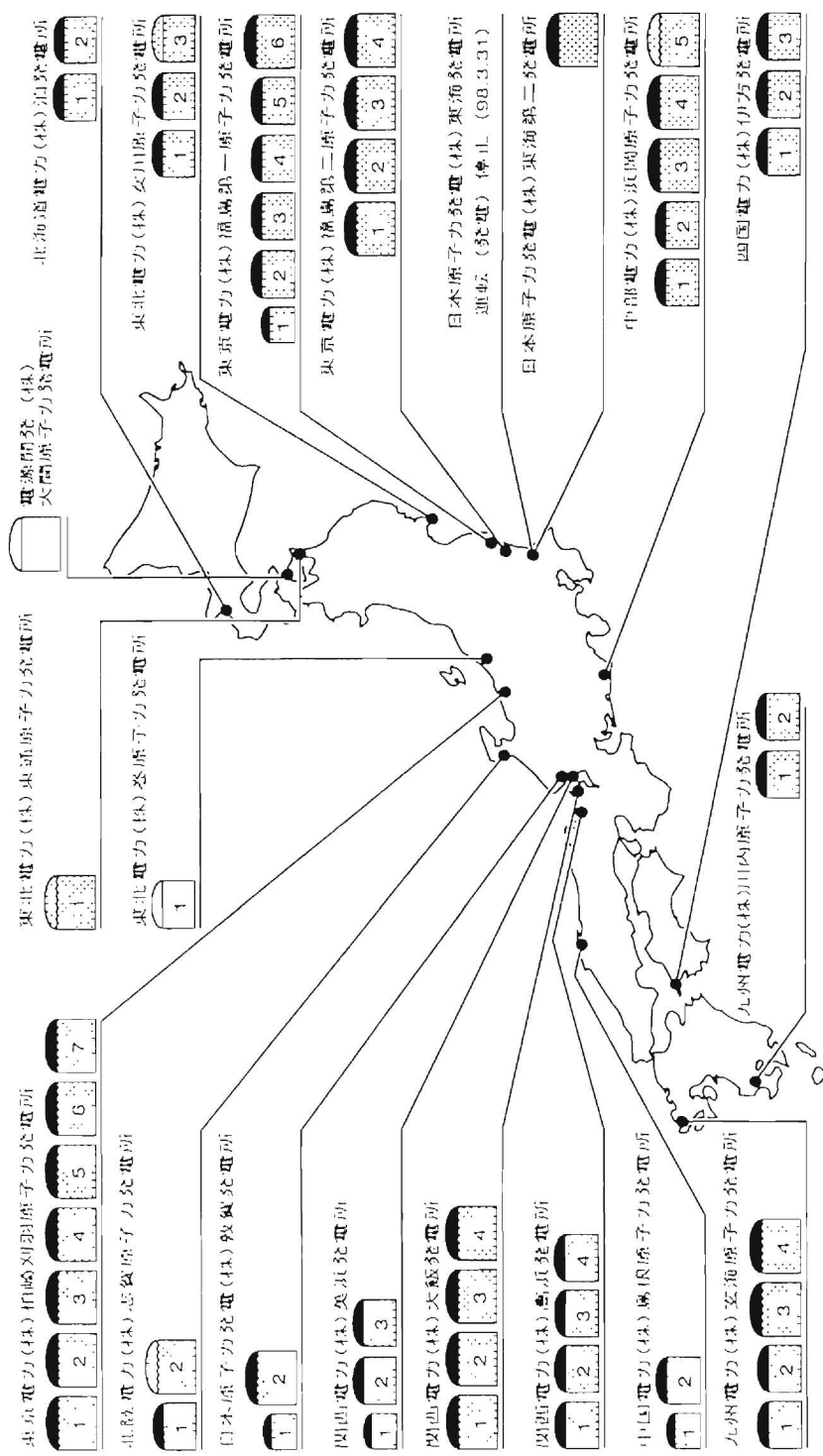
1.1.1 放射性廃棄物発生の背景

日本では30年以上前から原子力による発電を行っており、現在では電力の三分の一を原子力発電でまかなっている。図-1に国内の原子力発電所の位置図を示す。また、世界では32ヶ国で原子力発電所が運転中で、世界の電力の17%¹を供給している。原子力発電の必要性、課題、廃棄物処分の考え方を簡単に示すと下記となる。

エネルギーは空気や水と同様に私達の生活に必要な不可欠なものである。現代の物質文明は大量のエネルギー消費の上に成り立っている。先進国のエネルギー使用量は、石油に換算して年間ひとり当たり5トン、エネルギーの利用効率を高めている我が国でもひとり年間3トンも使用している。これに対して世界の平均は1トンであり先進国の1/10以下の国も多く存在する。別の観点で見ると、世界の人口の23%の先進国の人間が、世界の75%のエネルギーを消費しており、又、世界の人口の2%を占める日本が世界のエネルギーの5.6%を使用していることになる²。このように物質文明がエネルギーの大量消費を行うようになったのは、その是非はともかくとして生活水準の向上の結果であり、今後の世界の人口増加と、現状の発展途上国の生活水準の向上を考えると、このままではエネルギーの消費は益々増えるものと考えられる。このペースで石油や石炭等の化石エネルギーを使い続けると21世紀中にはその供給量が不安定になり、その配分を求めて世界の平和が脅かされる危険がある。また石油や石炭等の消費によって出る二酸化炭素や、硫酸化合物が地球の温暖化や、酸性雨を引き起こすと考えられており、地球環境保全の上でもこれらの大量消費を抑制する必要がある。今後の全地球上のエネルギー問題を解決していくには、エネルギーの消費を抑制することと、新たなエネルギーの開発の2つの課題に取り組む必要がある。エネルギーの消費を抑制する方法としては、資源を再利用するなどして有効に活用すること、物質的豊かさのみを追求する考えの見直し、エネルギー使用効率の向上、人口抑制などがある。一方、石油や石炭に変わる新たなエネルギーとして既に実用化されているものとしては、太陽光・風力・地熱・水力などの自然エネルギーが考えられる。しかし、これらの自然エネルギーは現状の技術では石油や石炭に取って変わるだけの安定的な供給は出来ない。そのため、このような自然エネルギーを極力利用し、航空機や自動車のように代替できない用途に化石燃料を使うとしても、現状の生活水準を維持するにはエネルギーが不足する。化石燃料を節約するためには当面原子力を使用する以外に現実的な方法はない。原子力を効率よく使えば、エネルギー不足は数千年先に延ばすことが可能であり、この間に次のエネルギーの開発を含めた新しいエネルギーシステムの構築が可能となる。

このように、長い目で見た場合には原子力の活用が地球全体として有効であると考えることができるが、一方で、原子力発電は安全管理が難しいという問題がある。そこで、一部の国では、原子力の利用を近い将来全廃しようとする方針にしているところもある。資源の乏しい日本ではエネルギーの8割以上を海外からの輸入に頼っている。従って、エネルギーの原料の供給量が減ったり、価格が高くなったりすると、日本の活動は大きな影響を受けてしまう。日本は過去に2回、石油の主な産出地域である中東の戦争などで

(商業用・1999年8月末現在)



運 転 中	基 数	合計出力(万kw)
運 転 中	51	4,491.7
建 設 中	4	466.3
建 設 進 捗 中	2	220.8
合 計	57	5,178.8

運 転 中	運 転 中
建 設 中	建 設 中
建 設 進 捗 中	建 設 進 捗 中

出力規模	50万kW未満	100万kW未満	100万kW以上
	1 (solid)	1 (dotted)	1 (hatched)

石油の供給が減って経済に大きい影響を受ける経験をしている。過去の石油危機の経験も踏まえ、石油の備蓄を進めているが、現在の備蓄量は約 160 日分程度である。原子力の燃料となるウランは世界の広い範囲で産出し、その多くの地域は政情も安定しているため、安定的にエネルギーを確保することができる。また、発電所敷地内に 2～3 年の燃料を貯蔵することもそれほど困難ではない。一方、日本中のすべての一軒家の屋根の上に太陽光発電の装置をつけたとしても、必要とする電力の 6 % しか供給出来ないで、今後の省エネ技術が進んでもこれがすぐに主要なエネルギーとなるには、現状では難しいと考えられる。このようなことから、我が国は当面原子力発電に頼らざるを得ないと考えられている。

原子力発電所に限らず、様々な工場、飛行機、自動車等、機械はどんなに点検をしていても故障を全くなくすことは難しいものである。そこで、原子力施設では、何重もの防護をして、最悪の場合でも放射性物質の危険から周辺の住民の安全を確保するように考えてきた。しかし、残念ながら、東海のウラン燃料加工施設で起きた事故のように、当初の設計思想に反した運用を行えば、事故の発生は防げない。つまり安全管理が難しい側面を持っている。社会の変化や人間の変化に対しても確固たる安全性が確保出来るシステムの構築を目指し、不慮の事故が生じる盲点をなくす努力が、原子力を必要としない時代が来るまで維持される必要がある。

ここで、安全管理の基本となる被爆管理について簡単に述べる。人間は、自然に生活していても、宇宙、大地、食物などから自然の放射線を受けている。かりに一人の人間が 1 年間に受ける自然の放射線の量を 1 (ここでは簡単のため比で示すが、放射線による人体への影響は Sv(シーベルト)という単位で表す)とすると、胃のレントゲン 1 回で受ける放射線量は約 0.6、胸のレントゲン 1 回で受ける放射線量は約 0.05 である。これに対して、日本の原子力施設の周辺では 0.05 以下となるような目標で運転している。また、放射性廃棄物の処分施設では、0.01 以下となるよう設計することが法律に定められている。つまり、放射性廃棄物の設計基準としては、処分した廃棄物による人体への影響を一般に自然界から受ける影響の 1/100 にすることになっている。

原子力は小さい燃料から大きいエネルギーを取り出すことが出来る(直径・高さ 1cm の燃料で一般家庭 10 ヶ月分の電気を供給出来る)ことから、廃棄物の量も比較的少ないことが特徴である。日本の場合、1 年間にひとり当たり 3.9 トンの廃棄物(ごみ・し尿が 0.7 トン、残りは産業廃棄物)を出しているのに対し、放射性廃棄物の量は 1 年間にひとり当たり 85g つまり全廃棄物の 0.002% 相当である²。また、放射性物質は時間とともに崩壊して最後には放射線を出さない安定な物質になるので、適切な期間管理しておけば、全く無害のものになることも特徴である。産業廃棄物に含まれる重金属のような廃棄物が永久に毒性が減衰しないことを考えると、管理さえ適切に行えば、長い目では安全なものとも言える。放射性廃棄物は、放射能の強さによって低レベル放射性廃棄物と、高レベル放射性廃棄物に分類される。日本では低レベル放射性廃棄物の一部の処分施設は既に青森県の六ヶ所村に建設され、操業を開始している³。高レベル放射性廃棄物については、現在は、建物の中に貯蔵しているが、将来地下深くに処分することを前提に現在処分方法の検討を行っている段階である。

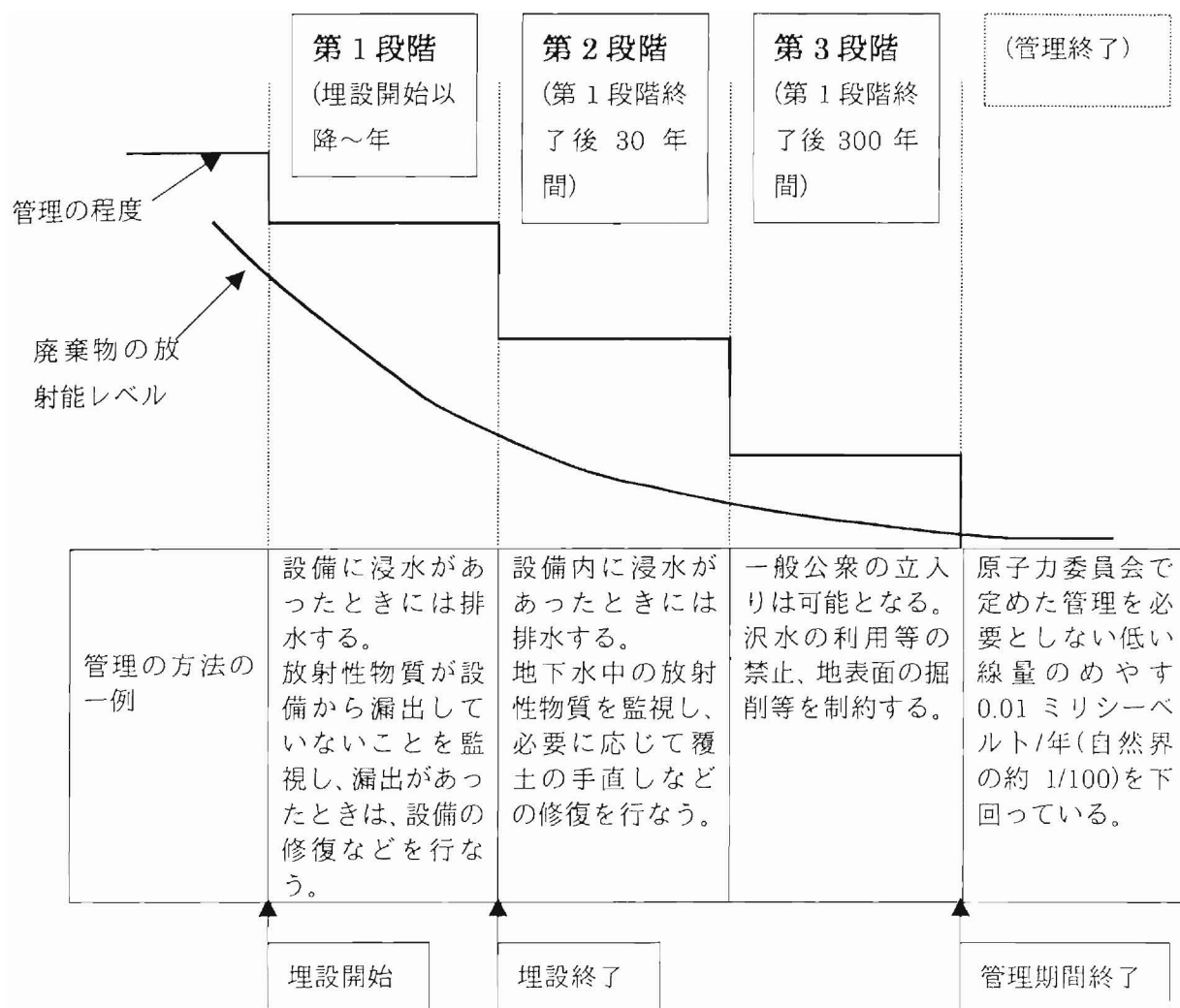
1.1.2 放射性廃棄物の定義と分類

1.1.2.1 放射性廃棄物の定義と分類

放射性廃棄物は、原子力発電関連の施設及び医療機関や各種の産業施設からも発生し、一般に放射能の濃度により、高レベルと低レベルに区分される。放射能とは、不安定な原子核が放射線を放出し、安定な原子核へと転換する性質のことをさす。放射能をもつ元素（放射性核種）を相当量含み現状の技術レベルでは使用が極めて難しいものを放射性廃棄物という。天然のほとんどの物質は放射性核種をわずかながら含んでおり、「放射性核種を相当量含む」とは、次節で示すように、安全性の観点から法規制上厳密に定義されている。⁴放射性廃棄物に固有の特徴として、放射能が時間とともに減衰していくという性質がある。逆に言えば、一定の期間放射性物質による生態圏への影響がないように閉じ込めておくことが出来れば、最終的には無害なものとなってしまう訳である。この性質を踏まえ、例えば低レベル放射性廃棄物の場合は、放射能の減衰に伴って段階的に管理方法を変更していく「段階管理」⁵が行われることになっている。図一 2にその考えを示す。低レベル放射性廃棄物の場合は、まず最初の段階は廃棄物を収納する容器等の限定された範囲に放射性物質を閉じ込めておく第1段階、容器等と周辺の土壌で放射性物質の移行を抑制する第2段階、主に周辺の土壌等で放射性物質の移行を抑制する第3段階に分け、全体を通じて約300年間の管理を予定しており、それぞれの段階で監視や管理の方針を変えていくこととしている。

1.1.2.2 処分の観点から見た放射性廃棄物の分類

本節では、放射性廃棄物の分類とその内容、おおまかな処分方法を示す。表一 1に我が国における処分の観点から見た放射性廃棄物の分類を示す。現状の日本では、放射性物質の処分に関して法律等が整備されていて、実際に処分が可能な廃棄物は原子力発電所の運転に伴って出てくる低レベル放射性廃棄物の一部である。一方、原子炉等の運転に伴って、使用済み制御棒等、その放射性核種の濃度が現行の制令濃度上限値を上回る廃棄物が発生し、現在原子炉施設内に保管されている。また、平成10年(1998年)3月末に日本原子力発電(株)東海発電所が営業運転を終了し、その廃止措置(解体)が具体化されていくが、今後実施される原子炉施設の解体に伴い炉内構造物などの一部から同様の廃棄物が初製することとなる。このような状況を踏まえ、現在国が中心となって、これらの廃棄物の特徴を明らかにし、安全で合理的と考えられる処分方策について検討を行っている。また、その他の低レベル廃棄物についても、処分に向けて法律等の整備を行なっている。



図－2 低レベル放射性廃棄物の段階管理の考え方

表ー 1 放射性廃棄物の区分と処分方策

廃棄物の種類		区分	処分区分
高レベル放射性廃棄物			<p>安定な形態に固化した後、30年間から50年間程度冷却のための貯蔵を行い、その後、地下の深い地層中に処分（地層処分）することを基本的な方針する</p> <p>2000年を目安に処分事業の実施主体の設立、諸制度の整備等処分事業の具体化に向けて準備中</p>
低レベル放射性廃棄物	T R U核種を含む放射性廃棄物	α核種濃度が区分目安値（約1GBq/t）よりも高いもの	浅地中以外の地下埋設処分（コンクリート、ベントナイト等からなる人工バリアを配した比較的大きな地下空間又はボルト等を設け、その中に廃棄物を集中するかたちで処分する方法等）が考えられる
		α核種濃度が区分目安値（約1GBq/t）よりも低いもの	<p>発電所廃棄物と同様、浅地中処分が可能と考えられる</p> <p>このうち、放射性核種濃度が極めて低いものについては、簡易な方法によるトレンチ処分等の合理的な処分の可能性について検討する</p>
	発電所廃棄物	放射性核種濃度の比較的高いもの（現行政令濃度上限値を超えるもの）	やや深い地下への処分概念について検討中
		放射性核種濃度の比較的低いもの	<p>浅地中処分として検討済み</p> <p>日本原燃（株）六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センターにおいて埋設処分を実施中、及び計画中</p>
		放射性核種濃度が極めて低いもの	<p>コンクリートについては、容器に固型化したりコンクリート製の設備を用いたりしない簡易な方法による浅地中処分として検討済み（金属等廃棄物についての基準等は今後整備が必要）原研J P D Rの解体に伴って発生したコンクリートの一部について埋設処分実地試験を実施</p>
	ウラン廃棄物	ウラン濃度が比較的高いもの	T R U核種を含む放射性廃棄物のうち、アルファ放射性核種濃度が比較的高いものに関する処分方法の検討を参考にしつつ、簡易な方法による浅地中処分以外の処分方法を検討する
		ウラン濃度が比較的低いもの	段階管理を伴わない簡易な方法による浅地中処分を行うことが可能と考えられる
	R I・研究所等廃物	ー	可能な限り分別管理を実施し、各廃棄物毎に、発電所廃棄物、T R U核種を含む放射性廃棄物、ウラン廃棄物の処分方策に準じて処分を行う

原子力環境整備センターの資料に基づき作成

1.1.3 放射性廃棄物の発生量

本節では、前節で述べた廃棄物の分類に沿って日本における発生量についてまとめる。我が国における低レベル放射性廃棄物の発生量は、1999年3月時点では200リットルドラム缶に換算して約120万本ある。このうち11.4万本は、日本原燃の六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センターに既に受け入れられている。表－2に我が国における放射性廃棄物の発生量について示す。図－3に、低レベル放射性廃棄物ののうち、原子力発電所から発生する低レベル放射性廃棄物の発生量予測を示す。2030年にはドラム缶で200万本になることが予想されている。

表－2 放射性廃棄物の発生量

廃棄物の種類		発生源	主な廃棄物 (処理前の形態)	累積保管量* 及び保管場所
高レベル放射性廃棄物		再処理施設	再処理により使用済燃料から分離された高レベル放射性廃液	(10年) サイクル機構 ：(ガラス固化体) ：(高レベル放射性廃液)約500m ³ ：(未処理使用済燃料)約96トン 日本原燃 ：(ガラス固化体)128本 海外再処理へ 搬出された使用済燃料 ：約6千7百トン 原子力発電所 ：(使用済燃料等約8千トン)
低レベル放射性廃棄物	T R U 廃棄物	再処理施設及びM O X 燃料加工施設	濃縮廃液、雑固体廃棄物、被覆管、イオン交換樹脂、フィルタ、等	(9年) サイクル機構 ：約8万4千本 海外再処理に伴うT R U 核種を含む放射性廃棄物は、今後日本に返還される予定(数量及び時期については現在事業者間で調整中)
	発電所廃棄物	原子力発電所の運転及び解体	＜運転廃棄物＞ 濃縮廃液、雑固体廃棄物、制御棒、イオン交換樹脂、等 ＜解体廃棄物＞ コンクリート、原子炉容器、炉内構造物、配管等の金属、等	(10年) 原子力発電所 ：約50万本 日本原燃六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センターに受入済み ：約11万2千本

低レベル放射性廃棄物	ウラン廃棄物	ウランの転換・成型加工・濃縮等	焼却灰、雑固体廃棄物、フィルタ、等	(9 年) 民間燃料加工工場 ：約 3 万 7 千本 日本原燃 ：約 2 千本 サイクル機構 ：約 3 万 8 千本
	R I ・ 研究 所等廃棄物	試験研究炉を設置、核燃料物質等を使用している研究所等及び放射性同位元素等の使用施設等	R I 廃棄物 ：プラスチック、紙、フィルタ、金属、コンクリート、密封線源、等 研究所等廃棄物 ：廃液、雑固体廃棄物	(9 年) R I 廃棄物 R I 協会：約 7 万 2 千本 原 研 ：約 3 万 3 千本 研究所等廃棄物 原 研 ：約 13 万 8 千本 サイクル機構：約 14 万本 その他 ：約 2 万 7 千本

原子力環境整備センターの資料に基づき作成

* 累積保管量は平成(9 年)、(10 年)現在 (日本原子力学会第 14 回バックエンド部会夏期セミナー資料より)

* 本数は 200 リットルドラム缶換算 (ガラス固化体を除く)

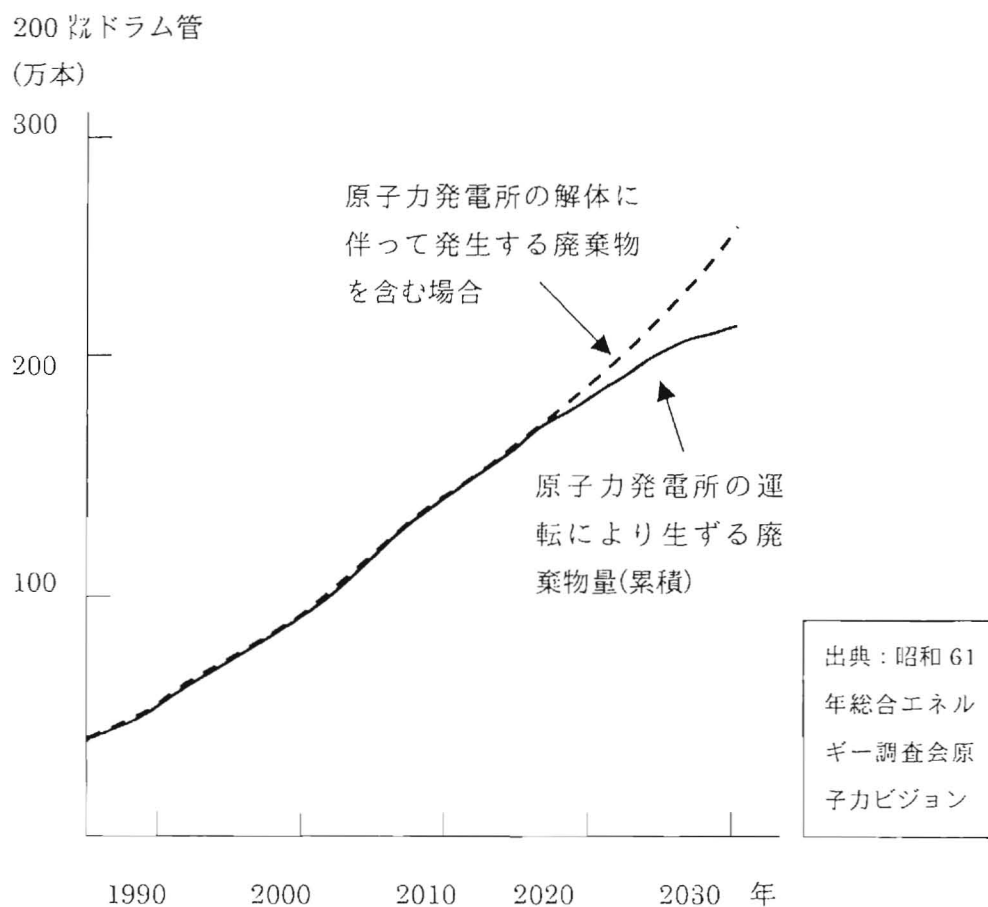


図-3 低レベル放射性廃棄物のうち
原子力発電所からの発生予想量

1.2 世界および日本における放射性廃棄物処分の状況

1.2.1 世界における放射性廃棄物処分の状況

低レベル放射性廃棄物については、世界各国で既に処分が実施されている。一方高レベル放射性廃棄物については、処分技術の研究や、処分地点の選定を実施している段階であり、実際に処分している国はない。以下に、やや深い地下への処分の研究や実際の処分を実施している例について、その母岩となる自然地盤・岩盤（天然バリア）の隔離性能に対する信頼性の考えを中心に紹介する。

1.2.1.1 イギリスにおける放射性廃棄物処分の状況^{6, 7}

英国では、1959 年より、中部の大西洋側の Drigg 処分場（再処理工場のある Sellafields から 10km）で低レベル処分場を操業していて、素掘りのトレンチ等に 75 万 m³ 以上を既に処分している。ここでは、地質が不飽和であることが地下水の流れを遅くし、また、自然地盤の核種吸着性も期待している。

一方、1982 年に NIREX(原子力産業放射性廃棄物管理会社)が設立され、Drigg 処分場に処分出来ない低・中レベル廃棄物を対象とした処分施設の検討を開始した。複数の候補地点から最終的に Sellafields(再処理工場のある Sellafields から 350m)を選定した。予定地点は、地表面下 300m－550m に分布する Borrowdale Volcanic Group と呼ばれている古生代（4.6 億年前）の透水係数の小さい(10E-10m/s オーダー)凝灰岩であり、その上は中生代三畳紀（2 億年前）に堆積した砂岩(透水係数 10E-8m/s オーダー)で覆われている。

1997 年までに深さ 2000m 程度のものを含め 29 本の地質調査ボーリングが掘削された。

図－4に示すように、この付近の地下水は、水質の点から 3 区分されている。それらは、500m より浅い部分に分布する地表水の涵養を起源とし砂岩中を流動する淡水、予定地西側深部に分布する古生代ペルム紀に堆積したエバポライト(蒸発岩)の溶解に起因する高濃度塩水(塩分濃度は海水の 5 倍)、及びこれら 2 種類の地下水の混合領域と考えられる処分候補地付近（深さ 650m 付近）の地下水（塩分濃度は海水の 0.8 倍）である。

ここでは地下水の流れについて下記の 2 点が明らかとなった。

凝灰岩内の地下水の年代は、1 万年以上前と報告されている。また、地下 800m 付近までの地下水の間隙水圧は、全水頭に換算するとほぼ地表と同じで一定であるが、地下 800m 以深では、地表より、水頭にして 50m も大きいことが分かっている。

これらのデータを基に、処分施設について検討し、NIREX は安全評価の信頼性向上と、施設の詳細設計の為に岩盤特性調査施設（以下「RCF」: Rock Characterisation Facility）の計画を立案した。NIREX は、深さ 650m 及び、900m の深度に実験場（あくまで実験場であって処分場とは別）をつくることを計画した。

1994 年 7 月に NIREX は RCF の建設請願を地方自治体及び、環境大臣に請願した。これに対して 1995・1996 年に公聴会が開催された。公聴会は、地方自治体の代表や環境保護団体等から、55 名の意見陳述が行われ、NIREX は 184 に及ぶ資料を基に説明した。主な意見は、実施している地下水等の調査データの不足、地下水の流動予測の不確実性を指摘するものであった。結果的に RCF の建設請願は 1997 年 3 月に環境大臣によって却下された。却下の根拠は公聴会の報告書に依っている。この件に対して NIREX は「一般の都市

計画許可法規が RCF に適用され、原子力安全当局が一切関与しない形で審査された。また、審査官は、処分場本体の許可申請に必要なレベルの審査基準を、そのための地質データを収集する目的の RCF に適用して審査するという自己矛盾を起した。」とのコメントを述べているように、法手続き的な問題もあったことを認めている。

このように RCF の計画は中断を余儀なくされた。問題解決に当たっては、上院科学技術特別委員会が中心となって、根本的な議論を積み上げ、今後の方針を決めることとしている。この例は、廃棄物処分では、地質岩盤の性能のみならず、国民的な合意形成が極めて重要であることを示している。1999 年 3 月に特別委員会から出された報告書 (Management of Nuclear Waste) には、次の様に書かれている。「非常に長い期間(10 万年)人間から隔離しなければならないという特異な要求が、技術的確認と公衆の合意を必要とする。現有の一時貯蔵施設には寿命があり、いつかは再パッケージと移動が求められる。非常に長い期間人間の監視に頼ることは、人的エラーの確率を増す。現状の知見では深地層処分の段階的処分は可能であり、望ましいと結論する。つまり、合意が得られるまでは、処分場を閉鎖せず、再取り出し可能な状態で地下に処分し、モニタリングを続けるという方針である。」そして、同報告書では、50 年以内に処分場の操業を開始すべきこと、その為の手續や組織のあり方等について勧告している。

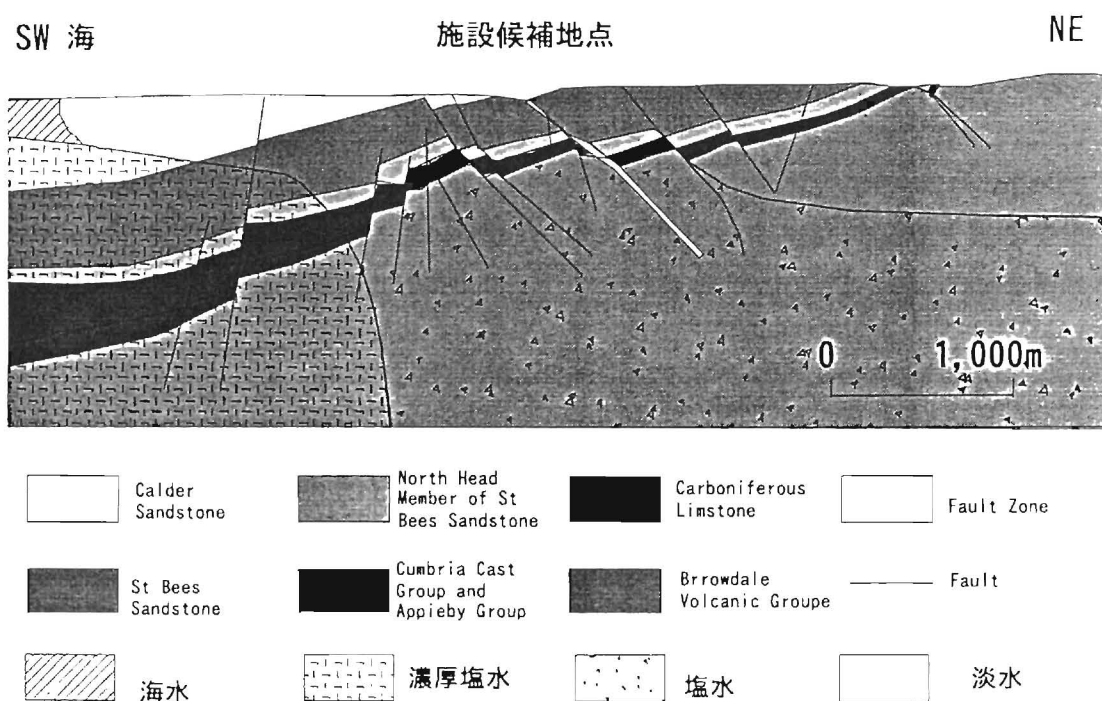
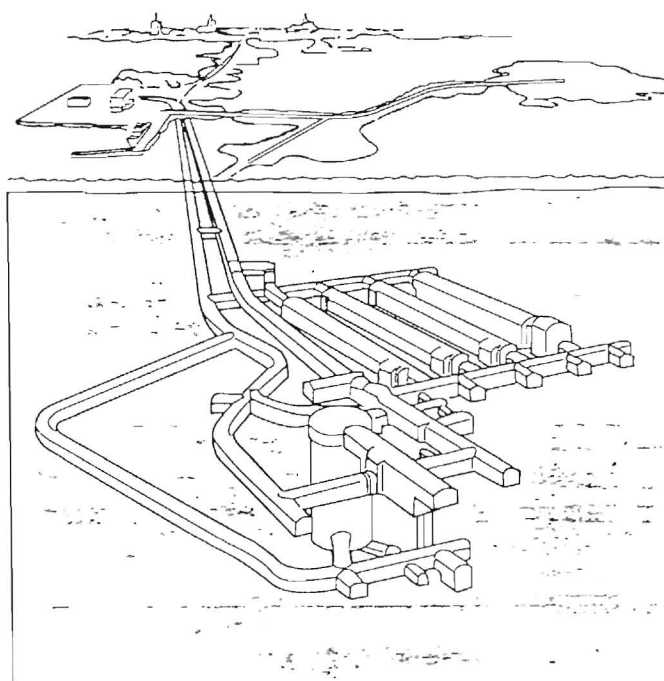


図-4 Sellafield サイトの地下水系

1.2.1.2 スウェーデンにおける放射性廃棄物処分の状況

スウェーデンでは、ストックホルムの北 100km のバルト海沿岸のフォルシュマルク原子力発電所のそばに低中レベル放射性廃棄物の処分施設として、海底下の施設を建設し現在操業している。(図ー 5)⁸ この施設では、陸地から斜路で海底下 50 m 以深に掘削したトンネルやサイロ等の数種類の空洞に様々な廃棄物を処分している。海底下に設置している理由としては、人間が誤って侵入する確率が小さいこと、及び、動水勾配が小さく(評価上は 0.1%としている)地下水の流速が遅いことを挙げている。ここの岩盤は花崗岩で出来ており、地盤の透水特性を求めるために、種々の単孔式の透水試験を実施しており、岩盤の透水係数は $1E-8m/s \sim 1E-7m/s$ 程度と評価している。



全体図 (SFR)

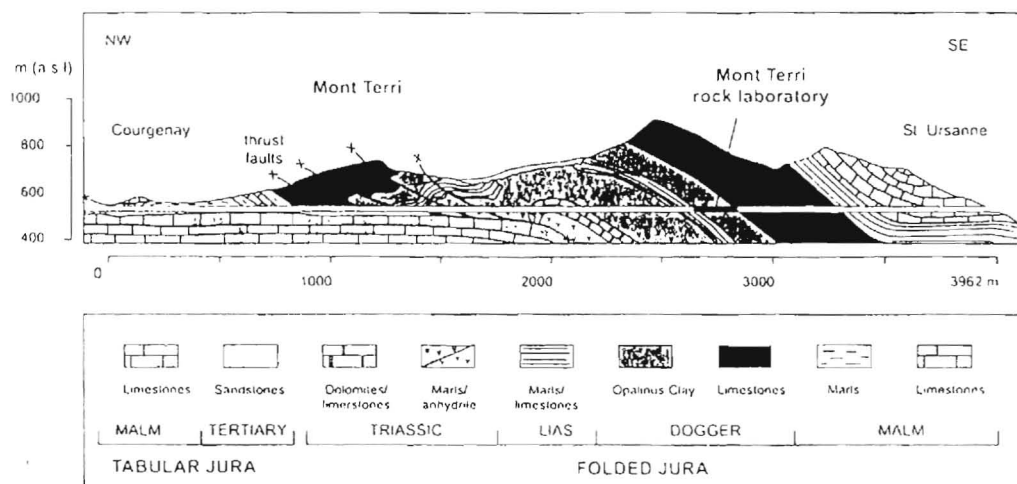
1.2.1.3 スイスにおける放射性廃棄物処分の状況

この節では、モンテリ地下研究所と、ベーレンベルグ低・中レベル処分施設について紹介する。スイスでは、処分場母岩の候補となる地層中に地下研究所を作り、地盤・岩盤の隔離性能を詳しく調べている。その例であるモンテリ地下研究所^{9,10}について述べる。

スイスはHLW、TRU廃棄物処分の検討のために、国内の結晶質岩と堆積岩の特性を計画的に研究している。このうち堆積岩を対象とした研究対象岩盤として、スイスの北部に比較的広範囲に分布するオパリナスクレイ(Opalinus clay)と呼ばれる岩を選び、1996年からスイス北東部のモンテリ(Mont Terri)の高速道路トンネルから枝トンネルを掘り、その中で研究を実施している。

オパリナスクレイとは、約1億8千万年前のジュラ紀の海成の堆積岩で、細粒の粘土が起源となっている。この岩は40~80%の粘土鉱物を含み、そのうちの10%は膨潤性の粘土である。その他の成分は、石英(砂、シルト)、方解石、菱鉄鉱、黄鉄鉱、長石、及び、有機系の炭素である。図-6にオパリナスクレイの分布と地下研究所の位置を示す。この岩は4~12%の水を含んでいる。全体の層厚は約140mで僅かな違いながら、3層に細区分される。下半分は頁岩、中間に15m厚さの石灰質砂岩の層、最上部には、砂質と、泥質の混合層が分布している。モンテリの部分でこの岩は数百万年前の褶曲により南東方向に45度程度の傾斜を持っている。また、南東方向の走向で傾斜20~60度の傾斜の小さい断層がいくつか存在している。オパリナスクレイの中心部分に厚さ数mの大きい断層が確認されている。

オパリナスクレイは、透水係数が非常に小さく、実験場内では、断層部分においても、自然状態で坑内に流入する地下水は観測されなかった。透水係数は $10E-13 \sim 10E-15 m/s$ のオーダーであり、断層部分でも $10E-13 m/s$ 程度であった。地下水の中には、約20g/リットルの塩化ナトリウムの溶存が断層部も含めて認められており、この海水成分に近い地下水は、数百万年前の水であるとしている。(Nagra bulletin No.31, December 1997)古い地下水が存在することは、地下水が長期間岩盤に閉じ込められていることになり、天然バリアとしての隔離性能は高いと考えられている。



次に、ベーレンベルグ(Wellenberg)の低・中レベル処分場について紹介する。この施設は、現在計画中の施設であり、事前の調査で、施設の建設に適した場所であると考えられている。処分の対象となる岩盤は、Valanginian Marl と呼ばれている泥灰岩であり、その透水係数は、 $10E-9 \sim 10E-12 m/s$ と非常に小さいことが分かっている。また、図-7の測定結果に示したように、この地点は深度 800m 付近が最も小さい全水頭を示しており、この 800m 付近の深度に上下から地下水が集まってくるような水圧分布を持っていることが分かっている。このような地下水の流れ場となっている原因として有力な説は、約 1 万年前に氷河が解けたことによる氷河の上載圧力の除荷で深度 800m 付近の岩盤の空隙が大きくなり、地下水を引き込んでいるという考え方である。そして、この考え方に基づいたモデルにより、現在と同様に 800m 付近の深度に上下から地下水が集まってくる期間は、4 万年以上続くと推定している。この 800m 付近に処分施設を造った場合、施設から地下水は外へ流出しにくくなっているため、放射性物質を閉じ込めておくには、有利であると考えられる。また、同時に、放射性廃棄物は長期間閉じ込めておく必要があることから、天然バリアの閉じ込め性能が長期にわたって確保できるかもきちんと検討しなければいけないことを示す一例である。

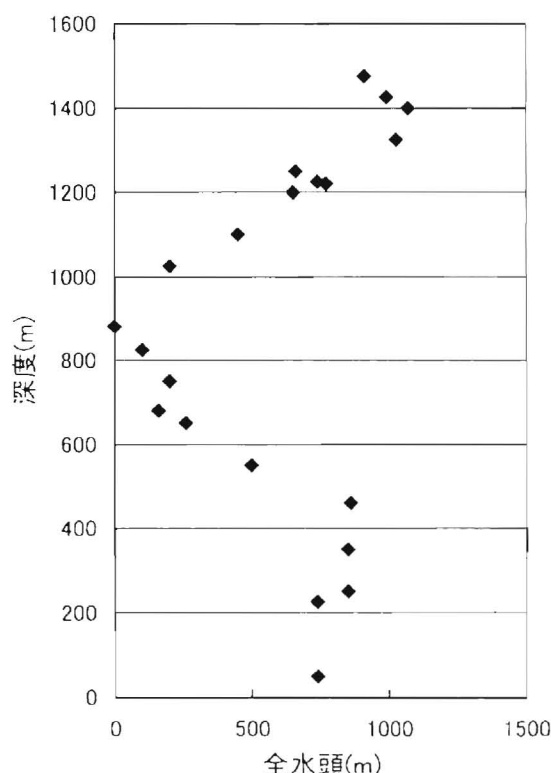


図-7 Wellenbergにおける間隙水圧分布

1.2.2 日本における放射性廃棄物処分の状況

我が国で発生した放射性廃棄物は全て法律に基づき処理され、建物等の中で保管されてきた。これらの放射性廃棄物のうち、原子力発電所で発生した低レベル放射性廃棄物については、青森県にある六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センターにおいて 1992 年から処分が開始され¹⁾、1999 年 7 月時点で 200 リットルドラム缶にして約 12 万本が既に受け入れられており、最終的には 300 万本相当の埋設施設の建設を予定している。

六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設センターでは、埋設施設はドラム缶を収納する埋設設備と呼ばれる鉄筋コンクリート製の箱(これをピットと呼ぶ場合もある。英語では vault と呼ぶのが適切である。)、点検のための通路などから構成されている。図-8 にその概念図を示す。この施設は、上から見ると一辺が約 24 m ないし 36 m の正方形で、高さが約 6 m ないし 7 m、壁厚が約 50 cm から 60 cm の鉄筋コンクリート造の箱で内部を 16 または 36 区画に区切っている。上から廃棄物を入れたドラム缶を定置し、隙間にはモルタルを注入した後に、上部に鉄筋コンクリート製の覆いを設置している。埋設設備は透水係数の小さい第三紀の岩盤を掘り下げて設置しており、最終的には、この施設を水を通しにくい粘土(ベントナイト)を 15 % 程度混合した土砂で覆い、地下に埋設する予定になっており、設備内の放射性物質は容易に漏出しない構造になっている。図-9 に埋設作業工程をまとめて示す。埋設クレーンが新たに製作されたこと以外は、ほぼ通常の土木工事と同じである。しかしその施工管理は、ベントナイト混合土の設置を含め、かなり注意深く行われる。これらについては、1.3.2 で詳しく述べる

高レベル放射性廃棄物を含め、その他の放射性廃棄物については現在国、核燃料開発サイクル機構、電力会社等が検討を進めており、今後計画的に処分の事業を進めていく予定になっている。高レベル放射性廃棄物は、本論文の主要対象としない。

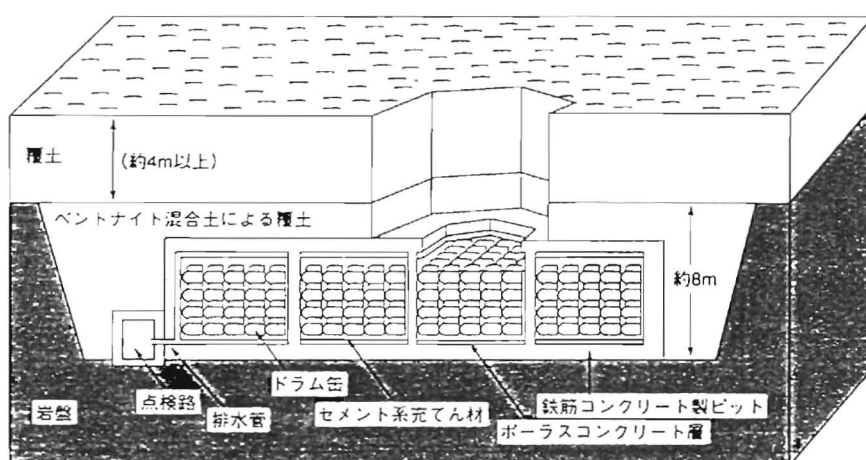


図-8 六ヶ所低レベル放射性廃棄物埋設施設概念図

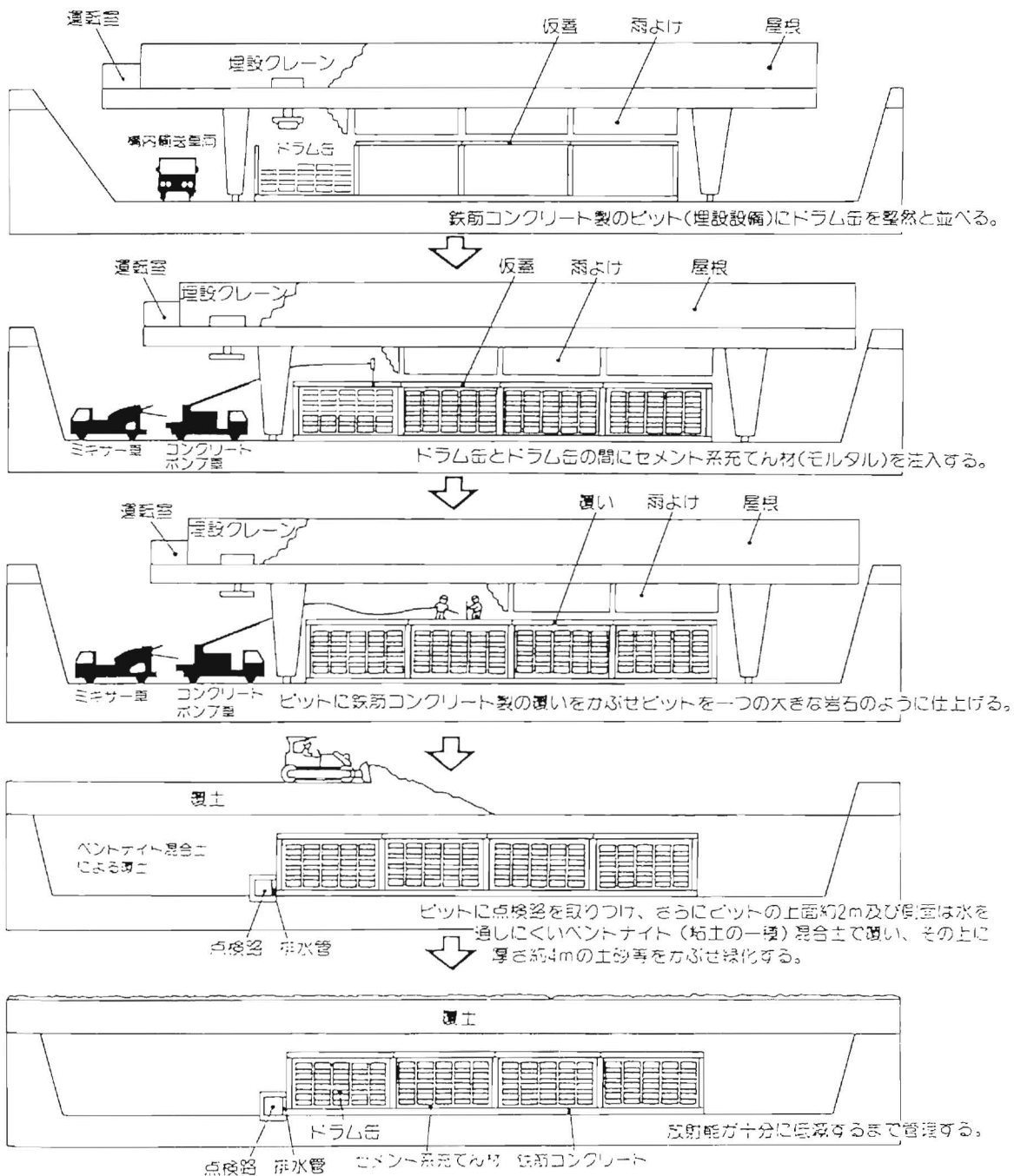


図-9 低レベル放射性廃棄物の埋設概念図

1.3 処分技術研究の問題点と本論文での着目点

放射性廃棄物の処分では、処分した放射性物質が処分場から容易に漏出しない様に、セメント系の材料や、鋼製の容器及び埋め戻し土などで構成される人工バリア、地盤からなる天然バリア等による、幾重ものバリアにより閉じ込める考えとしている。また、これらのバリアの設計においては、バリア相互の悪影響を極力排除するよう考慮するとともに、ひとつのバリアの機能で全体の閉じ込め性能の大部分を担保させることがないように配慮し、仮にひとつのバリアが何らかの原因で閉じ込め性能を担保出来なくなった場合でも、残るバリアで全体の閉じ込めが図られるシステムの方が、より安全性が高いと考えられている。

放射性廃棄物処分システムの構築とは、現状の技術で放射能の閉じ込めの説明が出来る天然バリアと人工バリアの適切な組み合わせを決めることである。従って、天然バリアと人工バリアの知見が進むことによって処分システムにも様々な可能性が出てくることになる。ここでは、現状の天然バリアと人工バリアの知見について整理すると共に、本論文での着目点について記述する。

1.3.1 放射性廃棄物処分における天然バリアと人工バリアの役割

我が国の低レベル放射性廃棄物処分では、人工バリア、天然バリアは、先に述べた段階管理の各段階で、以下のような機能を分担して受け持つことを前提としている。すべての設計や評価は、この考えに基づいて論理を組み立てており、極めて重要な前提である。

第一段階は、人工バリアにより放射性物質が人工バリアの外へ漏出することを防止するとともに、人工バリアから放射性物質が漏出していないことを監視する必要がある段階としている。第二段階は、人工バリアと天然バリアにより放射性物質の生活環境への移行を抑制するとともに、放射性物質の人工バリアからの漏出及び生活環境への移行を監視する必要がある段階を言う。第三段階は、主として天然バリアにより放射性物質の生活環境への移行を抑制するとともに、特定の行為の禁止又は、制約をするための措置を講じる必要がある段階としている。これらの定義は、低レベル放射性廃棄物の陸地処分の安全性を国が審査する際の基本的な考え方として原子力安全委員会が決定したものに準拠している。

1.3.2 人工バリアの技術的課題

1.3.2.1 セメント系材料

放射性廃棄物処分でセメント系の材料に求められている機能は、構造物としての耐力（力学的な機能）に止まらず、止水性能（物理的閉じこめ性能）や、放射性物質の吸着性能（化学的閉じこめ性能）が期待されているのが特徴のひとつである¹²。セメント系材料はその鉱物組成上、pH12.5～13.0 の高アルカリ性を示す。一般にこのような高アルカリ性の環境下では、放射性物質の溶解度は小さく、また吸着性能も比較的高いという特性を持つことが分かっており、この観点でもバリア機能が期待されている。六ヶ所の低レベル放射性廃棄物埋設センターで用いられているセメント系材料には、ドラム缶の中で廃棄物を充填

し固形化する為に用いられるもの、廃棄物を入れたドラム缶を入れる為の鉄筋コンクリート製埋設設備、埋設設備の中のドラム缶の周囲を充填する為のモルタルがある。

埋設設備に用いるコンクリートは、埋設設備からの放射性物質の漏洩を極力防止する為に、長期的な遮水性能に対して弱部となる可能性のある打ち継ぎ目が極力少なくなるように打設計画を検討し、底版および側壁をそれぞれ1回の打設で施工している。貫通ひび割れを防止する観点から、水和発熱や乾燥収縮に起因する発生応力の低減および分散のために、コンクリートの配合、施工方法、及び、ひび割れ防止鉄筋について既存のマスコンクリートに対する知見、配合試験、温度応力解析等により検討を実施している¹³⁾。配合は、結合材を高炉B種セメントとし、側壁については、底版からの拘束を受けることから膨張材を添加している。また、ひびわれ制御鉄筋を温度応力解析に基づいて配筋し、初期材齢の乾燥収縮を抑えるため、打設後約4週間にわたり湿潤養生を実施している。

埋設設備内のドラム缶の周囲を充填する為のモルタルに要求される機能は、硬化発熱による埋設設備への影響を少なくするような低発熱性、及び、ブリーディングによる空隙が形成されない分離抵抗性である。配合設計に当たっては、プレバクドコンクリートや高流動コンクリートの知見を基に、配合試験、実物大の充填試験および温度応力解析等を実施し、配合を決定した。結合材は、中庸熱ポルトランドセメントを10%、高炉スラグを90%のブレンド材とし、ポルトランドセメントの量を少なくすることで硬化発熱の低減を図っている。混和剤は、分離防止剤、AE減水剤および高性能減水剤を添加し、スランプフロー65cm以上でノンブリーディングの充填モルタルとしている。

放射性物質を扱う施設は、原子炉等規制法という法律に基づいて、放射性物質による安全性が国によって審査されている。この審査では、放射性物質が最終的に人間に与える影響（これを線量当量という）について評価し、これが十分安全なものであるかをチェックする。十分安全であるかについての判断基準は、国によって定められていて、放射性廃棄物による影響については、一般の人が普通に生活していた場合に自然から受ける放射能量の約百分の一以下となる量を判断の目安としている。放射性廃棄物を地中に処分しようとした場合には、「核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律」に従い内閣総理大臣に事業の許可を受けなければならない。この許可にあたっては原子力安全委員会が決定した「放射性廃棄物埋設施設の安全審査の基本的考え方」に基づき審査される。これを安全審査と呼んでいる。

国の法律や原子力安全委員会の報告書等で決まっていることは、放射能の濃度に応じた段階的に管理をしていくと言う基本的な考え方、及び、その各段階で守るべき線量当量の基準値等であって、具体的な設計のやり方、例えば、構造物の長期耐久性評価のやり方については、規定されていない。そこで、事業者は、自ら設計方針を立てて設計を行なっている。具体的には、処分施設がどの程度の年月で、どの程度壊れ、そこからどのように放射性物質が移行し、最終的に人間にどう影響するかについていくつかのシナリオを作り、評価計算を行なう。施設の閉じ込め性能は、時間と共に低下して行くが、放射能の方も時間と共に減衰して行く為、適切な期間、人工バリアと天然バリアで放射性物質を閉じ込めることができれば良いことになる。

現在操業している、六ヶ所の低レベル放射性廃棄物埋設センターは、放射能が減衰する

までの約300年間は処分した場所を掘り返すことがないように管理することになっている。この施設の安全評価では、鉄筋コンクリート造の設備が建設時と同等の物理的な閉じ込め性能つまり止水性を発揮する期間を30～35年とし、その後のコンクリートには、化学的な閉じ込めつまりセメントによる放射性物質の吸着のみを期待するという仮定を置いている。実際に構築している鉄筋コンクリート造の設備は、既に述べたように、初期欠陥によるひび割れも極力低減させるよう、設計・施工で十分な配慮を行なっている。にもかかわらず、このようにコンクリートの性能をかなり控えめに見ている理由のひとつは、既に述べた処分システムの考え方つまり、ひとつのバリアの機能で全体の閉じ込め性能の大部分を担保させることがないように配慮していることもあるが、安全設計に取り組む姿勢がかなり慎重であることも一因である。

現状の長期耐久性の評価方法としては、数年の室内試験結果から単純に外挿したり、数十年経過したコンクリートの健全性や古代コンクリートからナチュラアナログ的に推定したりする方法があるが、地中に埋設し、可能な限り修復しない（後世の人に負担をかけない）構造物について、こういう方法だけでコンクリート構造物の止水性について確固たる安全性を証明するには限界がある。

これに対して広永¹⁴は、次の手順で地中コンクリートの長期止水性能評価を行なうことを提案している。まず、①評価すべきコンクリート構造物が置かれた環境条件から、その構造物の長期に渡る止水性の維持に影響を与えると考えられる劣化作用を抽出する。次に②個々の劣化程度の評価を行ない、劣化評価モデルを構築する。さらに、③各劣化作用により生じたひびわれや腐食を考慮した各部位毎のコンクリートの止水性能評価を行ない、④これらの各部位を集合して構造物全体の止水性を評価するといった手順である。この方法で埋設設備の長期止水性能を試算したところ少なくとも300年は当初の止水性能に近い性能があると予測された。¹⁵

コンクリートの長期安定性を調べる基礎的な研究として斎藤¹⁶は、モルタルの供試体に直流の電位勾配を与える電気化学的手法を用いた変質促進試験により、水和生成物の溶解に伴う変質機構を考案し、その変質機構に基づいて自然条件下でコンクリート中の水和生成物が溶解し、変質していく挙動を解析的に予測する方法を提案している。この方法で1,000年程度の間に水と接するコンクリートが徐々に変質していく状態を予測している。

また¹⁷化学的閉じこめ性能として期待されているセメントの高アルカリ性がどの程度長期間安定であるかについての基礎的研究も実施されている。

現在のコンクリートの耐久性に関する設計法は、力学的機能を対象としたものが多く、止水性を対象としたものはあまり見受けられない。また、評価可能期間は、50～100年程度であり、それ以上の長期の設計へそのまま適用することには無理がある。また、保守、補修がやりにくい地中構造物であることもあり、新たな、コンクリートの長期耐久性評価法の確立が望まれるところである。

今後の課題としては、①作用する劣化作用の経年劣化評価技術、②劣化が作用した場合の止水性能評価技術、③セメント水和物の溶解挙動評価、④物理的・化学的に安定な材料の開発が挙げられている。

以上述べたとおり、現状ではコンクリートだけに長期の閉じ込めを期待することは難し

いで、天然バリア等の他のバリアと組み合わせて用いるのが一般的な考え方である。

1.3.2.2 ベントナイト系材料

ベントナイトは、モンモリロナイト等の粘土鉱物を主成分とする膨潤性の粘土材料であり、放射性廃棄物の処分では、止水性能や膨潤性能に期待して使用される場合がある。地表面近傍の低レベル放射性廃棄物処分施設で使用される例としては、六ヶ所の低レベル放射性廃棄物処分センターがある。ここでは、土砂等にベントナイトを15%程度混ぜたものをコンクリート製の埋設設備の側部及び上面に転圧しながら設置し、その透水係数を $1\text{E-}9\text{m/s}$ 程度となるようにすることとしており、放射性物質が容易に地表面に漏出しないような機能を持たせている。¹⁸少し深い施設でベントナイトを用いる例としては、スウェーデンの中・低レベル放射性廃棄物処分施設（SFR）のサイロ型処分施設がある。この施設は、海底下60m付近に造られている、直径25m高さ50mの円筒状の鉄筋コンクリート製の処分施設で、この施設は、底部、側部、上部の全ての部位にベントナイトを使用することになっている。底部には施設の荷重を支える為に礫を混入したベントナイト混合土を¹⁹、側部には、施工性も考慮し、100%の粒状ベントナイトを使用している。又、上部はベントナイトを混合した土砂を使用する予定になっている。

ベントナイトは、天然の材料を特に化学的処理や熱を加えたりせずに用いるため、長期の化学的安定性はナチュラルアナログ的には、比較的説明し易い点では有利であるが、コストが高い為、合理的に使用することが必要である。

1.3.3 天然バリアの技術的課題

放射性廃棄物を処分する場合において、天然バリアに期待されているのは、長期間にわたる核種の閉じ込め性能である。これは、地下水の流れは、一般に表流水よりも遅く、さらに物質の移行は土壌等の吸着によりさらに遅延される場合もあるからである。

地表付近よりやや深い施設あるいは、高レベル廃棄物のように地表面下数百m以深に施設を設置する場合には、誤って人間が接近することを避けることと、天然バリアによる核種の閉じ込めをより長期間期待している。

天然バリアの性能をそのメカニズムに基いて分類すると、物理的な性能としては地下水の移動のし易さを表わす透水性能、化学的な性能としては物質の吸着性能、あるいは物質の溶解を支配する地球化学環境性能がある。本論文では、物理的な性能としての地下水の移動に注目する。地下水の移動の観点から高い天然バリア性能の概念としては、次のようなものがある。

- ・ 透水係数の小さい場所

地下水が動きにくい

(例：スイスのモンテリのオパリナスクレイ。1.2.1.3節参照。)

- ・ 砂漠地帯で地下水面が非常に深く、不飽和帯が厚く分布している場所

不飽和帯は飽和帯よりも地下水の移動が遅い

(例：アメリカの高レベル廃棄物の候補地であるネバダ州のユッカマウンテンは砂漠地帯であり、地下水面が地表面下 500m も下にある。²⁰⁾)

- ・ 海底下で動水勾配の小さい場所

地下水を動かす力が小さい

(例：スウェーデンのSFR。1.2.1.2参照)

- ・ 地下水の流動方向が地表面に向いていない場所

深部の間隙水圧が小さく、処分場から地下水が出てこない

(例：スイスのヴェーレンベルグ。1.2.1.3節参照²¹⁾)

- ・ 局所流動系によって生じる地下水の停滞ゾーン (stagnation zone)²²⁾

複数の流動系の境界部で地下水の流れが非常に遅くなる部分が生じることがある。

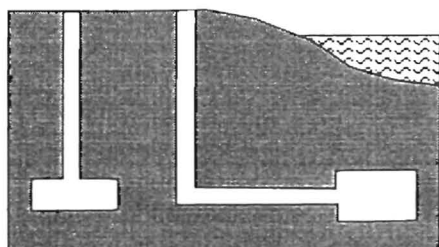
また、イギリスでは、国内から処分場の候補地を選定する際の選定基準として、上記のような原則をイギリス国内の具体的地質構造と照らし合わせ、次の5つの水理地質構造のタイプを選択した。⁶⁾ 図ー 10

- ・ 内陸盆状地層
- ・ 海に傾斜した海底堆積物
- ・ 堆積層下の低透水性基盤岩
- ・ 起伏の少ない丘陵地域の硬質岩
- ・ 小島

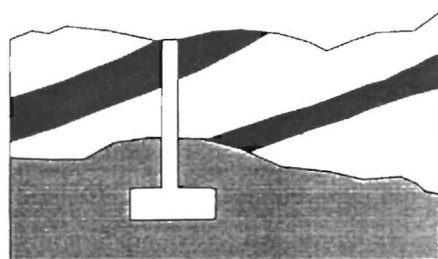
以上のような天然バリア性能の高い地点を選んだ場合の課題として、地下水の流れが非常に遅い場所でどのようにして、流れの遅いことを証明するかが問題となる。また、岩盤

内に存在する亀裂や高透水部等の水みちによる早い流れのパスの有無及び影響についての検討、透水係数分布のばらつきが物質移行に与える影響などがある。天然バリアに高い性能を期待する場合や、天然バリアの性能をより高精度に説明して、人工バリアが過度な設計とならないような合理的な処分施設とする場合には、天然バリアに対するこれらの課題について十分に検討する必要がある。²³

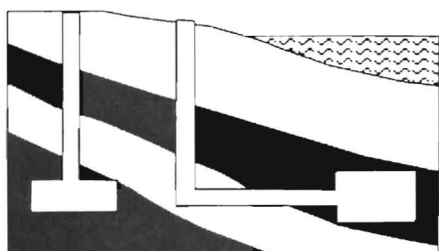
a)起伏の少ない丘陵地の硬質岩



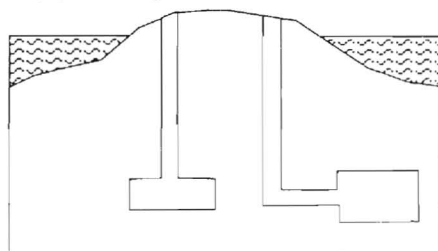
d)堆積岩下の低透水性基盤岩



b)海に傾斜した海底堆積物



e)小さい島



c)内陸堆積盆地

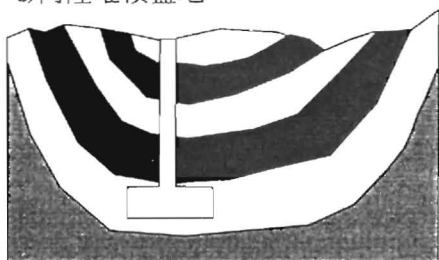


図-10 イギリスの中・低レベル廃棄物処分施設の立地選定時に選ばれた水理地質構造

1.3.4 本論文での着目点

放射性廃棄物を処分する岩盤（これを母岩という）として、一般に2種類に大別して呼ぶことがある。ひとつが結晶質岩と呼ばれる花こう岩に代表されるような岩で、もうひとつが堆積岩と呼ばれる砂岩や頁岩である。結晶質岩は高温、高圧下で鉱物が結晶して出来ており、岩のマトリックス（基質）部分はほとんど水を通さない緻密な岩である。そのため地下水は岩盤内に生じた亀裂を主に流れると考えられている。一方、堆積岩は、土砂等が海等で堆積したのち、続性作用により空隙が縮まった岩であり、地下水は、マトリックス部と亀裂部分の両方を流れると考えられている。亀裂の中の流れについては、スウェーデンのエスポ²⁴やスイスのグリムゼルなどの研究所、日本では、釜石鉱山²⁵を利用した研究施設などで研究を実施している。一方、堆積岩を対象としたものとしては、スイスのモンテリ（中生代ジュラ紀）や、ベルギーのモル²⁶（新第三紀中新世）、国内では、東濃のウラン鉱山を利用した研究施設で研究中、もしくは、計画中である。結晶質岩は、亀裂の分布の不均質性をどのように調査し、評価すべきかが大きな課題となっている。一方、新第三紀の堆積岩は、一般には亀裂も少なく、放射性物質の閉じこめ性能が高いと想定されているものの、その透水特性については良く分かっていない点も多く現状ではその性能を控えるの見積もっている可能性もある。このように、天然バリアの性能をより高精度に説明するにはさらなる研究の余地がある。そこで、今回は特に新第三紀堆積岩の透水係数の動水勾配依存性、ばらつき、異方性、に焦点をあてて研究した。さらに、広域の地下水流れと岩盤の透水特性の関係について研究した。研究の対象岩盤としては、青森県の六ヶ所村に分布する、^{たかほこ}鷹架層と呼ばれる新第三紀堆積岩とした。

第2章 研究地点の地質及び水理の特性

2.1 概況

今回の研究対象とした地域の水文環境についてまず簡単に述べる。研究地点は、青森県六ヶ所村内であり、主として標高 30-60m 程度の台地が広がる 2 km 四方の場所で、南側は海に繋がっている汽水性の沼に接している。(図－ 11、図－ 12 参照) 北側及び西側は河川等があり、東側は、約 2 km 先の海へ向かって徐々に標高が下がっていく。台地内の地下水は、主に降雨によって涵養されている。台地は新第三紀の透水係数が小さい ($1 \times 10^{-7} \sim 10 \text{ m/s}$ 程度) 堆積岩 (凝灰岩、砂岩、泥岩) からなり、その上を厚さ数 m の第四紀層 ($1 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 程度) が覆っている。地下水面は主に第四紀層内にあり、透水係数の分布から判断すると台地に涵養された地下水の大部分は第四紀層を流れて周辺の河川等へ流出するものと推定される。岩盤中には、敷地全体の地下水流動を支配するような高透水の部分は認められていない。年間の降水量は 1200mm 程度 (12 月～1 月は降雪)、年平均気温は摂氏 8 度である。領域内には、台地上を源流とし、標高 0m の低地まで流れる沢が数本存在している。敷地内の沢での流量測定地点 (標高 10m 付近の伏流のない地点) では、流域面積に降った雨の 70% に相当する流量が観測されている。涵養量は 300mm 程度である。以下、地形、地質、水文状況をより詳しく説明する。

2.2 地質特性

2.2.1 地形

研究地点の位置を図－ 11 に、敷地周辺の地形図を図－ 12 に示す。対象地点は、青森県下北半島脊梁山地南端の太平洋側に位置し、北側は老部川^{おいべ}、南側は二又川及び尾駁沼^{おちがう}で境された台地からなる。台地は、標高 30～60 m の海岸段丘面からなり、北西から南東に向かって緩く傾斜している。研究地点内に見られる主な沢は敷地西部の 3 条の沢及び敷地中央の沢である。

研究地点の 2 km 東には太平洋が、敷地の 7 km 北には標高 507 m の吹越烏帽子山^{ふっこしめぼし}がある。全体地形としては、平坦な台地上と言える。

2.2.2 地質

研究地点地域周辺の地質は、新第三紀中新統の鷹架層^{たかぎ}、第四系更新統の段丘堆積層及び火山灰層、第四系完新統の沖積低地堆積層からなる。鷹架層は、柴崎ほか (1958) ²⁷ の鷹架層、青森県 (1970、1981) ²⁸ の鷹架層にほぼ相当する。地質層序表を表－ 3 に示す。

鷹架層は、海成の堆積岩で、下部層、中部層、上部層に区分され敷地内には、主に中部層が分布する。下部層は、主に砂質泥岩からなり、凝灰岩などの薄い挟み層を伴う。中部層は、粗粒砂岩、軽石凝灰岩、礫混じり砂岩からなる。粗粒砂岩は、主に葉理構造が発達し、貝化石の破片を多く含む粗粒砂岩からなる。軽石凝灰岩は軽石等の火山碎屑物を多く含む地層で、砂岩・泥岩互層、軽石凝灰岩、軽石混じり砂岩、砂質軽石凝灰岩に区分される。礫混じり砂岩は主に礫混じり砂岩からなり、凝灰岩の挟み層を伴う。

この地域に確認されている断層については、トレンチ調査などにより、第 4 紀の段丘堆

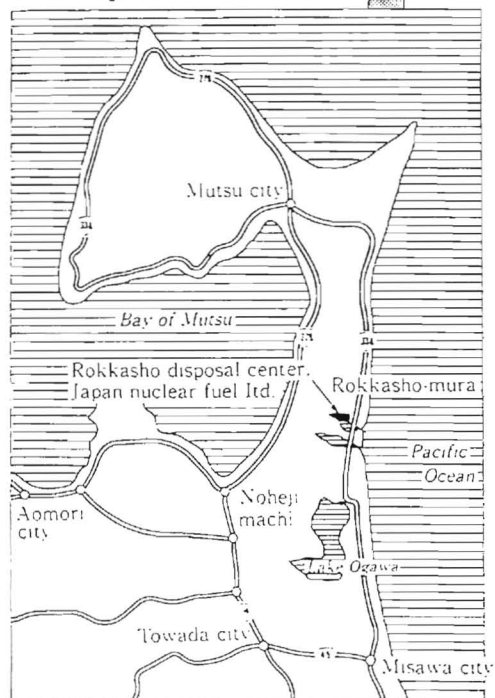
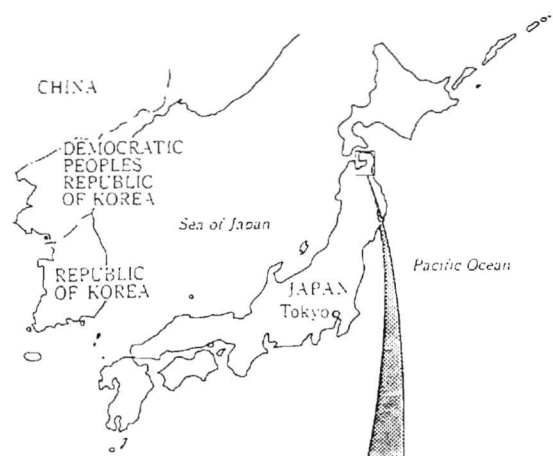


图-11 研究对象地点位置图



图-12 研究对象地点周边地形图

積層や、火山灰層に動いた形跡のないことを確認しており、活動性はないと判断された。

表 3 表－ 3 地質層序表

地質時代			地 層 名	記号	層 相
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖積低地堆積層	a ℓ	礫、砂、粘土、腐植土
		更 新 世	火 山 灰 層	ℓ m	粘土質火山灰、一部に軽石層を挟む
			段 丘 堆 積 層	t r	中粒砂ないし粗粒砂、礫、シルト
	新 第 三 紀	中 新 世	鷹 中 部 層	T ₂	砂岩、砂質軽石凝灰岩、軽石質砂岩等
			層 下 部 層	T ₁	泥岩等 一部に凝灰岩等を挟む

注)1. ~~~~~ は、不整合関係を示す。

2.2.3 岩盤物性

今回の研究対象岩盤である新第三紀中新統の鷹架層及びそれを覆う第四系の火山灰層及び段丘堆積層の物理試験結果を表－ 4 に示す。

表－ 4 物理試験結果

区分		単位体積重量 (g/cm ³)	含水比 (%)	比重	間隙率 (%)	試料数 (個)
鷹 架 層	砂質軽石凝灰岩	1. 7 1	4 1. 2	2. 5 4	5 2. 1	2 7
	粗粒砂岩	1. 9 4	2 7. 9	2. 7 3	4 4. 3	4 8
第 四 系	火山灰層	1. 6 8	4 7. 3	2. 6 9	5 6. 8	1 9
	段丘堆積層	1. 9 0	3 3. 2	2. 6 8	4 5. 1	1 2

主に火山性の堆積物も多く、間隙率はかなり大きいことが分かる。ここに記載した間隙率は、試料の飽和状態と乾燥状態の質量差から計算により求めたもの（以下飽和乾燥質量差法と呼ぶ）であり、試料の乾燥にあたっては、110℃の恒温乾燥炉で48時間以上かけて質量が一定となるまで乾燥させている。間隙率と透水係数の関係については、5.2.1で詳しく述べる。

また、鷹架層の力学物性は、圧密圧力条件0. 5 Mpa での軸差強度がおおよそ5 Mpa 程度である。

2.3 水理的特性

2.3.1 広域の水文状況（河川、湖沼）

研究地点付近には、老部川と二又川が流れている。老部川は、研究地点北側の標高20m～5mの谷間を西から東へ向かって流れ、太平洋に流入している。二又川は、研究地点の南西側の標高5m～1mの低地を西から東へ向かって流れ、研究地点南側の尾駁沼へ流入している。二又川の平均流量は約 $0.7\text{ m}^3/\text{s}$ である。

尾駁沼は、周囲延長12.5km、面積 3.6 km^2 、平均水深1.8m、流域面積 45.54 km^2 の太平洋に繋がっている汽水性の沼である。

2.3.2 近傍の水文状況（沢、気象、涵養量）

図一 13に、水文状況の概念を示す。この付近の年間降水量は1200mm程度（12月～1月は降雪）、年平均気温は摂氏8度である。研究地点には、台地上を源流とし、低地まで流れる沢が数本存在し、降雨排水を行なっている。研究地点の沢で標高10m付近の伏流のない地点に流量観測用の堰を設置し、流量観測を実施した。観測によれば、流域面積に降った雨の70%に相当する流量（降雨高1200mmに対して840mm相当）が観測されている。流量観測堰は伏流のない地点に作られているので、この堰で捕捉出来ていない降雨の内の30%（360mm）は、主に蒸発散により大気中へ戻っているものと考えられ、地下水として堰の下を流れているものはごく僅かと考えられる。堰で観測された、840mmの内、降雨直後に流出してくる主に表流水を主体とする直接流出（一次流出）は540mm程度あり、全流出高から直接流出高を除いた流量は300mm程度である。この300mmは、降雨のない時も常時沢に流出している流量であり、降雨が、一旦地下水面下に供給されたのち再度、表流水に戻って来たものと考えれば、この300mmは涵養量（降雨浸透量）に相当すると考えて良い。この量は日本の平均値（全降雨量の約 $1/3$ ）にほぼ等しい。

ところで、今述べた流出解析は、全流量から直接流出（一次流出）を分離する部分に不確定性が入り易く、流出解析だけで涵養量（降雨浸透量）を決定することは難しい。後程、2.4.1.2節の3次元の飽和不飽和浸透流解析のところで述べるが、実測の平均地下水位に最も合う降雨浸透量を解析的に求めると、300mmとなった。このような点も踏まえ、平均的な降雨浸透量は、300mm程度と判断した。

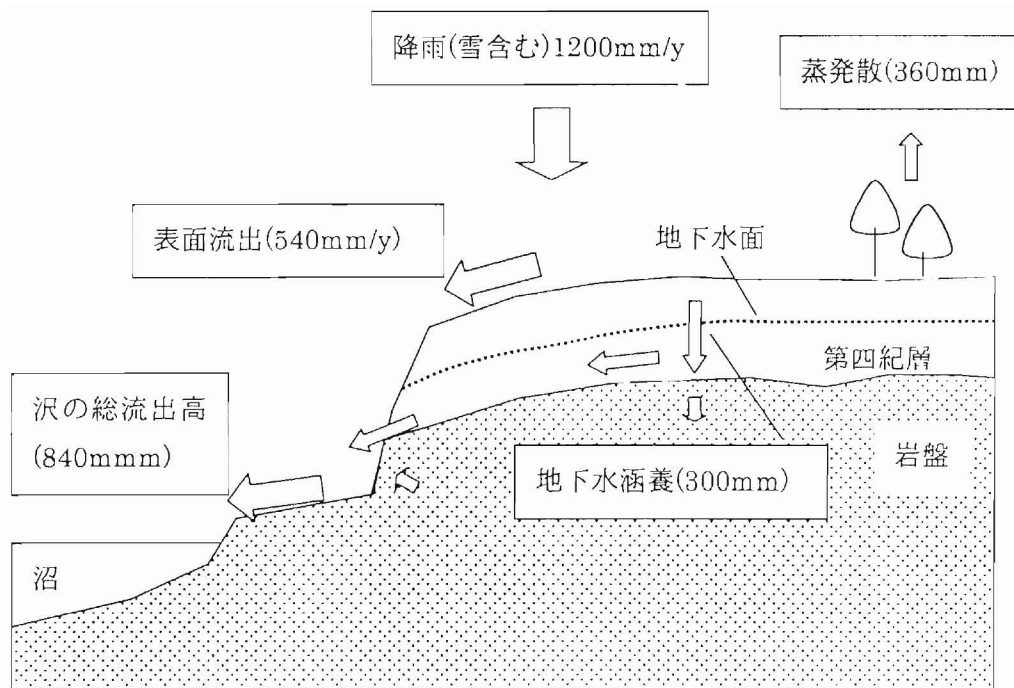


図-13 水文状況概要

2.3.3 地盤の透水性

地中に埋設された廃棄物中の核種が、漏洩すると、地中の水分中を拡散したり地下水流に乗って移行する。このうち地下水流による移動の影響が大きいと考えられている。そのため地盤の透水性を評価することは極めて重要である。本節では、研究地点で実施した透水性評価について述べる。

2.3.3.1 透水試験方法

2.3.3.1.1 低圧岩盤透水試験

新第三紀の鷹架層の透水係数を原位置で測定している。原位置の透水試験方法としては、1本のボーリング孔を利用した試験（単孔式）と、複数のボーリング孔を利用した試験（多孔式）に大別される。³⁰⁾多孔式としては、揚水試験や孔間透水試験などがあるが、深部で多孔式の試験を行なうには、複数の深いボーリングの掘削が必要となり大掛かりな試験となってしまう。そこでまずは、単孔式の試験を行なうこととした。単孔式の透水試験としては、以下に述べる所謂ルジオン試験とよばれる定流量注入試験と、J F Tと呼ばれる非定常試験とがある。J F Tはパッカーで仕切られた区間に流出入する流量の非定常変化あるいは、測定区間を閉鎖系にして、衝撃圧（パルス）を与えた場合の間隙水圧の回復から透水係数を算出するものである。このJ F Tを低透水地盤で効率良く測定する方法として、動燃式J F Tが開発されている³⁰⁾³¹⁾。動燃式J F Tでは、 $10\text{E}\cdot7\sim10\text{E}\cdot11\text{m/s}$ の透水係数が測定可能であるとしている。

一方、ここで実施している透水試験は、ボーリング孔の測定区間に水を注入する方法を原則的に用いている。測定方法の概念を図－14に示す。この方法は、従来ダム地点で、ルジオン試験³²⁾として実施されているものと同じ概念である。

測定区間は、図中のエアパッカーより孔底までの区間の、原則として5ないし10mとし、注入した際の注入流量の変化とその時の圧力の変化から次に示す算定式に基き、透水係数を算出している。この式の導入方法や意味については、5.4.1節で詳しく述べる。

$$\text{(式－1)} \quad K = \frac{1}{2\pi L} \ln\left(\frac{L}{r}\right) \frac{\Delta Q}{\Delta P}$$

ここで K：透水係数、L：試験区間長、r：試験区間孔径、 ΔQ ：単位時間あたりの流量の増加、 ΔP ：単位時間当たりの圧力の増加である。

透水係数の算出に当たっては、透水量（Q）と注入圧力（P）の関係（P－Q曲線）の傾きが一定であるとして算出する。この際、図－15の右上に示すように、透水試験中に注入圧力によって岩盤を破壊してしまい、流量が増加してしまう場合がある。このような時は、P－Q曲線の折れ点（その時の圧力を限界圧力と呼ぶ）と原点（原点は試験終了後に測定している平衡水位；下記に測定方法を示す）とを結んだ直線の傾きを用いて透水係数を算出する。

ダムなどの調査は、対象とする岩盤が花崗岩などの硬岩であることも多く、 10kgf/cm^2 程度までの圧力が加えられる。しかし、ここでは対象とする地盤の強度を考慮し、従来のルジオン試験よりは、低圧で注入する。そのため本論文では、低圧岩盤透水試験と呼ぶ。

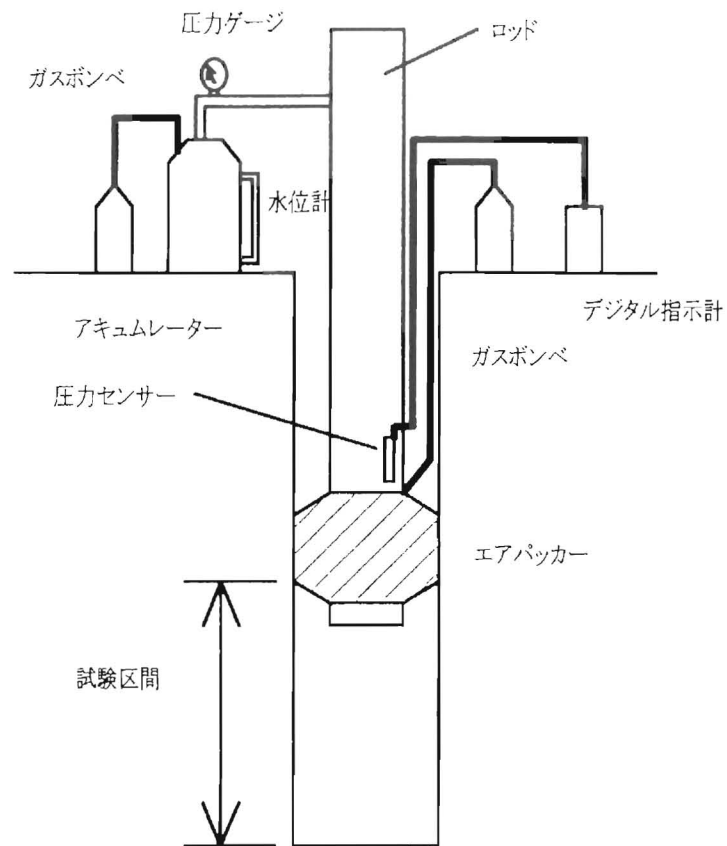


図-14 定圧岩盤透水試験概要

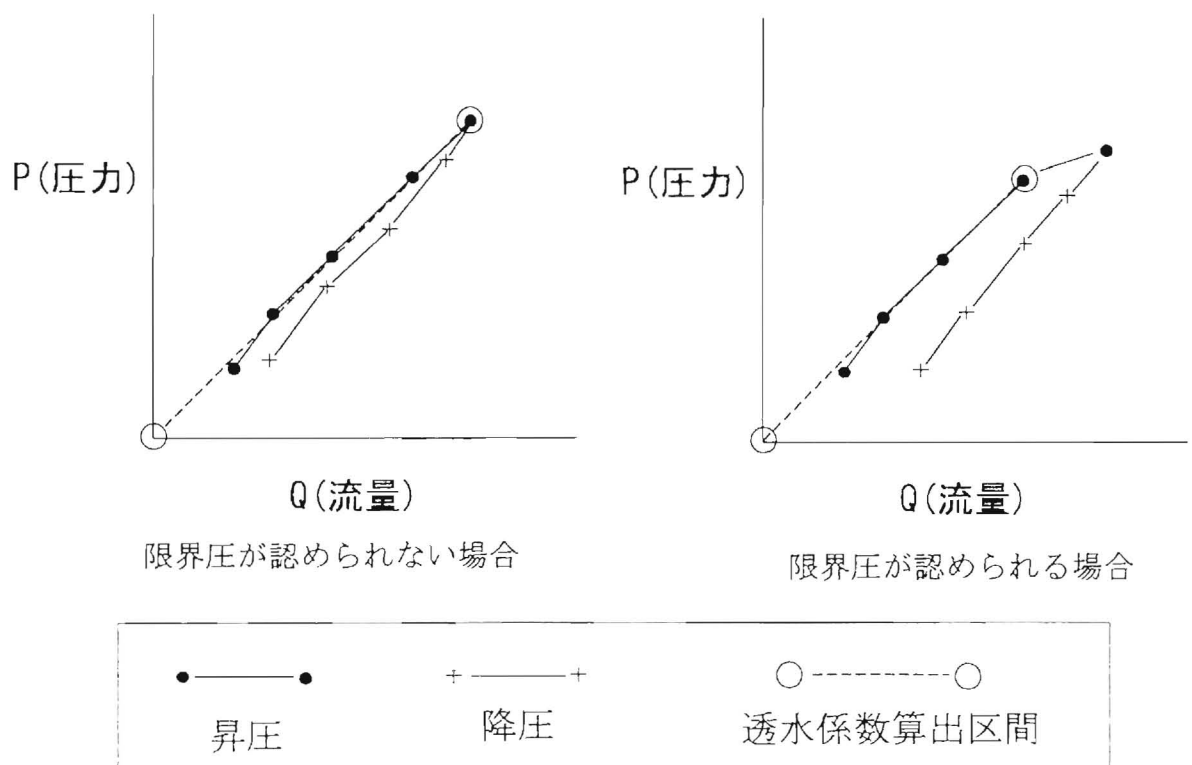
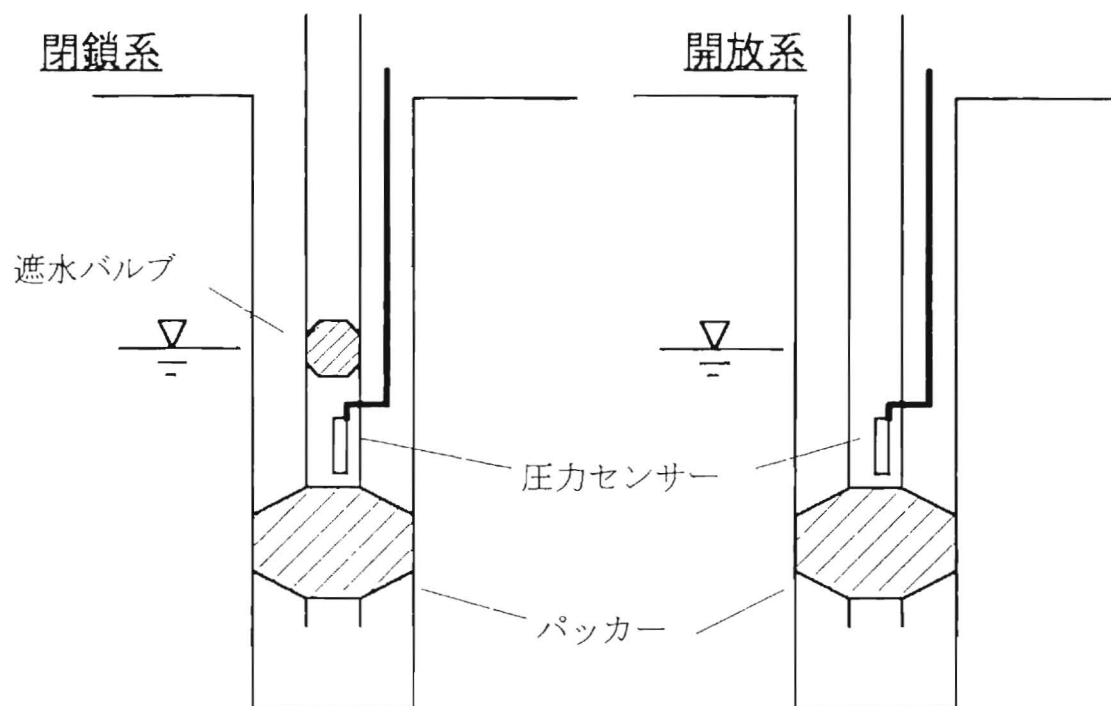


図-15 透水係数算出方法

試験の手順は以下のとおりである。

- ・試験対象区間をパッカーで区切り、ボーリングのロッドないしチューブを用いて試験区間に送水出来るように試験区間と地表面をつなげる。
- ・試験区間に注水し、孔口（地表面）まで水（原則として付近の表流水）を満たす。
- ・ $0.2\text{kgf}/\text{cm}^2$ （水頭にして2 m）昇圧し、注入流量が一定になった時点の流量を読む
- ・以後 $0.2\text{kgf}/\text{cm}^2$ ずつ昇圧し、同様に流量を読む。
- ・5～6回昇圧したら、今度は $0.2\text{kgf}/\text{cm}^2$ ずつ減圧しながら、同様に流量を計測する。
- ・初期の状態まで戻ったら、注入試験を終了し、計測区間の自然状態の間隙水圧を調べる為、水位が安定するまで待つて試験区間の水頭（平衡水位）を読み取る。

注入区間の平衡水位を測定する方法としては、図－16に示すような2つの方法を用いている。従来は図の右側にあるように、透水試験終了後、注入に用いたロッドないしチューブの中の水位を測定していた。透水係数が小さい場合は、水位が平衡に達するまでなるべく長時間経過してから測るべきであり、通常1晩置いて測定している。（通称「翌朝水位」と呼んでいる）それでも、透水係数が小さい時は1晩では平衡水位に達しないことも有り得る。そこで、図の左に示すように透水試験終了後、透水試験区間の直上のロッドないしチューブの通水経路を遮断出来る機構を設け、平衡水位を求めたい区間を閉鎖して間隙水圧を求める方法を採用した。この方法の方が地下水の移動を伴わないので、早く平衡水位に達する。



図－16 区間水位測定装置概要

測定区間が5ないし10m、孔径が0.1m程度の、注入時の圧力が数kgf/cm²場合の注入流量は透水係数が $E=9\text{ m/s}$ のオーダーであると数十cm³/min程度であり、透水係数が一桁下がれば、注入流量も一桁下がって数cm³/min程度となる。このオーダーで透水係数を正確に求めるには、実際に試験に用いている器具の性能等が測定精度に影響して来ると考えられるので、まず、測定精度の確認試験を実施した。検討した項目は以下のとおりである。

- ・注水経路の漏水及び変形による注水流量への影響
- ・注入流量が定常になっていない場合の影響（長時間注水試験の実施）
- ・孔口（地表面）まで水を注入してから試験を開始していることの影響（有効圧力影響試験）
- ・計測区間の自然状態の間隙水圧（平衡水位）の誤差の影響

検討の結果以下の結論を得た。

- ・送水経路としてロッドを用いている場合は、ロッドの継ぎ目から漏水が生じる可能性は否定出来ない。
- ・チューブで送水する場合は、100mの長さのチューブの膨張量が、注入量に換算して、0.5cm³/min程度になる場合もあるので、 $E=10\text{ m/s}$ のオーダーの透水試験の際はチューブの膨張量を確認しておく必要がある。
- ・注入流量は1時間経過した後も完全には定常にはならないが、注入開始後10分、30分、60分のどの時点の注入流量を定常流量としても、透水係数への影響は小さい。

図－17

- ・孔口（地表面）まで水を注入してから試験を開始しているため、特に測定区間の水頭が低い場合には、孔口まで水を注入した影響が測定初期に現れる場合がある。比貯留係数が $1.0E-5$ （1/m）より大きい場合は、ある程度（1～2時間）時間が経ってから計測をする方が良い。図－18
- ・計測区間の自然状態の間隙水圧（平衡水位）を求める際、透水係数が小さい場合は、計測区間内に圧力センサーを入れて閉鎖した状態で平衡になるのを待つ方が、早く正確な値を求められる。

以上の検討結果より、測定区間が5ないし10mの原位置低圧岩盤透水試験では、 $E=10\text{ m/s}$ のオーダーの透水係数までは、試験方法に十分注意を払うことにより精度よく透水係数を求めることが可能と考えることが出来た。一方、 $E=11\text{ m/s}$ 以下の透水係数については、本試験方法では、必ずしも精度があるとは言えない。

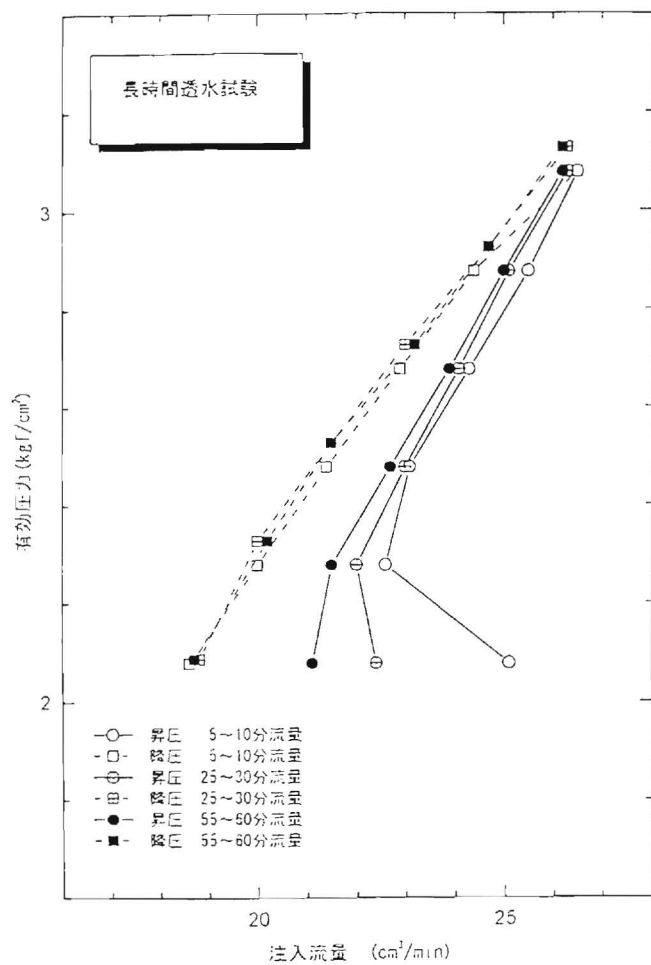


図-17 長時間透水試験

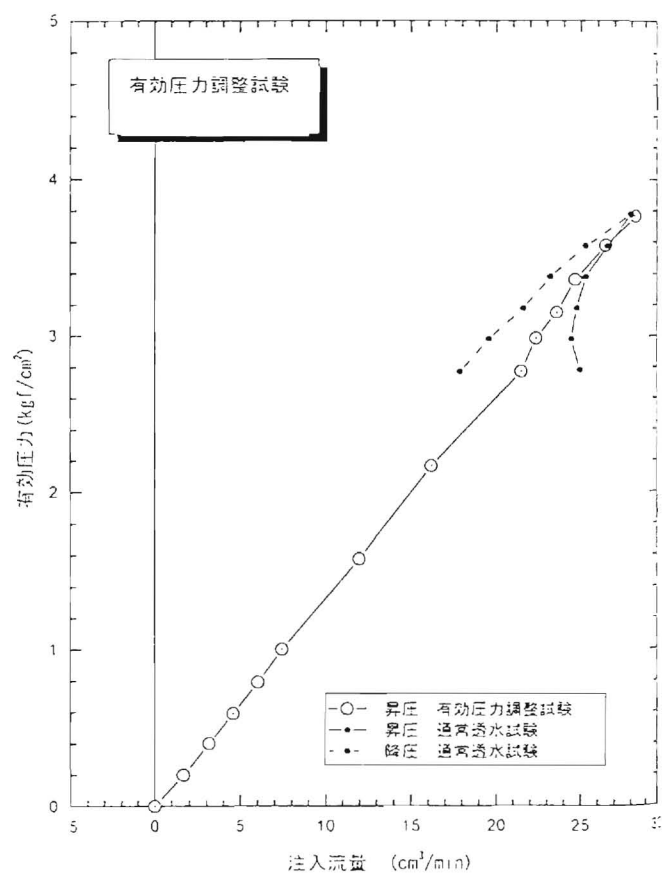


図-18 有効圧力調整試験

2.3.3.1.2 室内透水試験

原位置透水試験と併せて、ボーリングコアを用いて室内で透水試験を行なった。試験方法は、トランジェントパルス法と、変水位法の2種類の方法を用いている。トランジェントパルス法は、特に透水係数の小さい岩に用いられる方法であり、図-19に示す2つの貯留槽の片方の圧力を変化させ、その圧力を他方の貯留槽に岩石試料を介して伝播させる。その伝播が透水係数に依存することに基いて透水係数を求める。³³⁾供試体の寸法は、直径50mm、高さ100mmとし、三軸圧力容器内で側面流を防止するよう供試体の側面を処理し、12時間以上の真空脱気で飽和させたのち、試験を実施した。

トランジェントパルス法による透水係数は供試体にかけたパルス圧の減衰より次の式³⁴⁾により算出した。

$$(式-2) \quad K = 1.153 \alpha' \mu \beta (VH/A)$$

H: 供試体長さ(m) A: 供試体断面積(m²) V: 両貯留槽の容積(m³)

α' : $\log((P_1 - P_2)/\Delta P)$ 圧力減衰曲線の勾配 μ : 水の粘性係数 β : 水の圧縮係数

また、変水位法による透水係数は、従来からよく報告されているように、以下の式より求められる。

$$(式-3) \quad K = aL/A / (t_1 - t_2) * \ln(h_1/h_2)$$

$$= 2.30 aL/A / (t_1 - t_2) * \log(h_1/h_2)$$

K: 透水係数(m/s)、a: マノメーターの断面積(m²) L: 供試体の長さ(m)

A: 供試体断面積(m²) t₁、t₂: 時刻 (t₁ - t₂): 測定時間(s)

h₁: 時刻t₁の時のマノメーター水位(m) h₂: 時刻t₂の時のマノメーター水位(m)

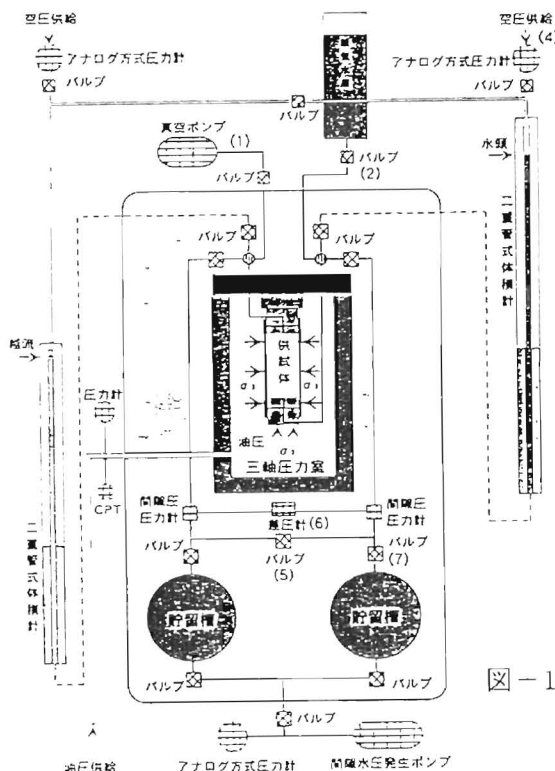


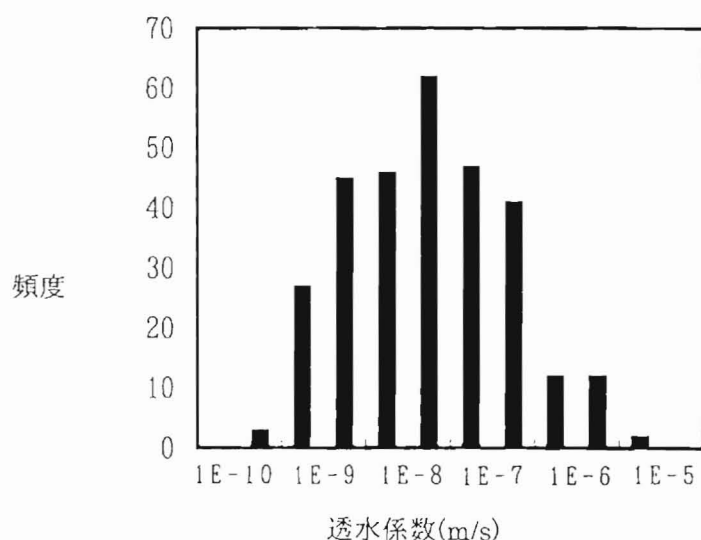
図-19 トランジェントパルス透水試験装置

2.3.3.2 試験結果

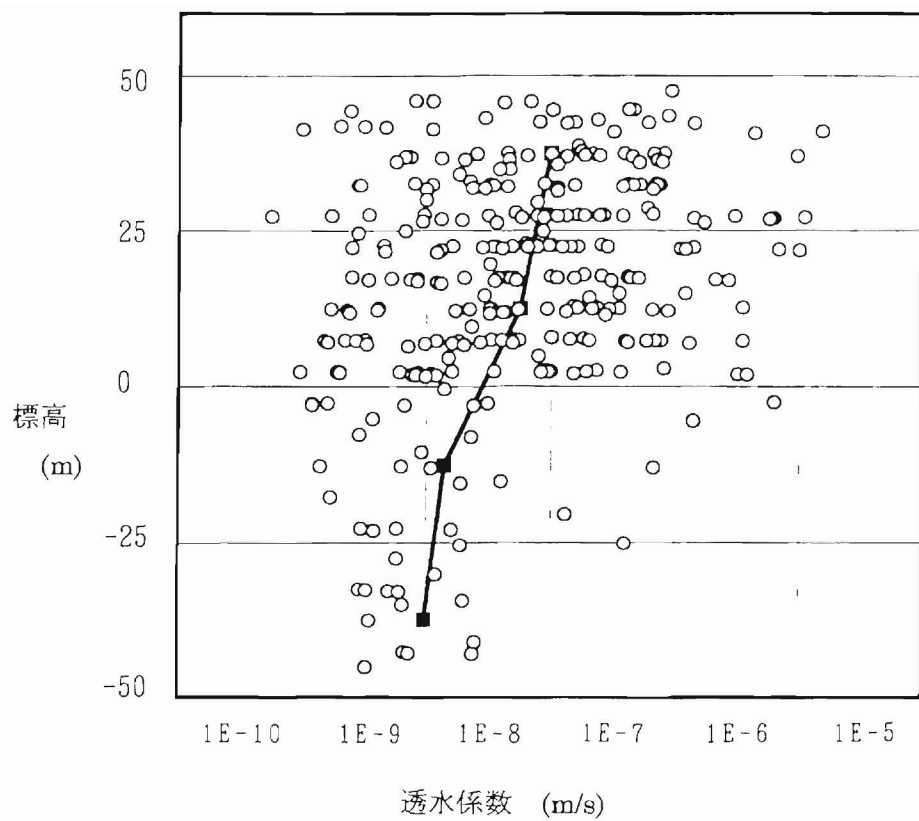
2.3.3.2.1 低圧岩盤試験の結果

図－20に鷹架層全体の低圧岩盤試験の結果の一例をヒストグラムで示す。この図は、すべての岩のデータ及び、深度別（標高0mの上と下）のデータについて作成している。この図が示すように5ないし10mのスケールで実施した透水試験の結果は対数正規分布を示している。さらに良く見ると、透水係数の小さい部分の頻度が僅かながら少なく完全な対称形になっていない。これは、 $E=11\text{ m/s}$ 以下の小さい透水係数については、試験時の流量測定およびエアパッカーによる止水性に必ずしも十分精度、性能がなく、実際の透水係数より大き目に測定されている可能性があると考えられる。

図－21に代表的な岩種毎の深度と透水係数の関係を示す。図の中の白抜きの点が5ないし10mのスケールで実施した原位置透水試験の結果、黒丸が室内透水試験の結果である。深度と透水係数の関係の図の中の実線は、原位置試験の結果を50m毎に対数平均した値を繋いだ線である。各深度の平均値を見た場合、深部に行くに従って透水係数が小さくなる傾向がはっきり認められる。一方、ばらつきも大きく、特に深度の小さいところで顕著に見られる。このことは、少なくとも5ないし10mのスケールでは透水係数は均一とは見なせないことを示している。



図－20 現場透水試験結果頻度分布図



図一21 透水係数深度相関図

2.3.3.2.2 室内透水試験の結果

表－ 5に室内透水試験結果の一覧を示す。同一試料で実施したトランジエントパルス法と変水位法の透水係数はほぼ同じ値になっている。何れの方法も初期差圧は0.4 kgf/cm² 供試体の長さは10cm であるので、動水勾配は40(4000%)である。

表－ 5 室内透水試験結果一覧

試料 No. 採取深度(m)	地層名 層相名	透水試験結果						
		トランジエントパルス法			変水位法			
		有効拘束 圧 kgf/cm ² (MPa)	初期差圧 kgf/cm ² (MPa)	透水係数 m / s	有効拘束 圧 kgf/cm ² (MPa)	初期差圧 kgf/cm ² (MPa)	透水係数 m / s	
No.100 173.0- 173.1	細粒砂岩層 砂質泥岩	5(0.49)	0.4 (0.03)	6.11E-12			検出限界 以下	
		15(1.47)		3.72E-12				
		30(2.94)		9.00E-12				
No.101 173.55 - 173.65			5(0.49)	0.4 (0.03)	7.39E-12			
		15(1.47)	4.27E-12					
		30(2.94)	6.47E-12					
No.102 174.0- 174.1			5(0.49)	0.4 (0.03)	5.64E-12			
		15(1.47)	4.03E-12					
		30(2.94)	4.80E-12					
No.103 69.65-69.75	軽石凝灰岩層 砂質軽石凝灰 岩	5(0.49)	0.4 (0.03)	5.61E-10	5(0.49)	0.4 (0.03)	5.44E-10 5.61E-10 5.26E-10	
		10(0.98)		4.98E-10				
		20(1.96)		5.50E-10				
No.104(4) (B4-31(1)) 69.75-69.85			5(0.49)	0.4 (0.03)	3.94E-10			
		10(0.98)	3.85E-10					
		20(1.96)	3.81E-10					
No.105 70.0-70.1			5(0.49)	0.4 (0.03)	4.89E-10			
		10(0.98)	4.50E-10					
		20(1.96)	4.12E-10					
No.106 85.1-85.2	軽石凝灰岩層 砂質軽石凝灰 岩	5(0.49)	0.4 (0.03)	3.23E-10				
		10(0.98)		2.84E-10				
		20(1.96)		2.47E-10				
No.107 85.25-85.35			5(0.49)	0.4 (0.03)	3.20E-10			
		10(0.98)	2.82E-10					
		20(1.96)	2.44E-10					
No.108(5) (B4-31(1)) 85.4-85.5			5(0.49)	0.4 (0.03)	2.85E-10			
		10(0.98)	2.24E-10					
		20(1.96)	2.06E-10					
No.109(2) (E4-03) 83.0-83.1	軽石凝灰岩層 軽石混り砂岩	5(0.49)	0.4 (0.03)	2.80E-8				
		10(0.98)		2.69E-8				
		20(1.96)		2.45E-8				
No.110(3) (E4-03) 83.14-83.24			5(0.49)	0.4 (0.03)	5.86E-8			
		10(0.98)	5.46E-8					
		20(1.96)	4.81E-8					
No.111 83.28-83.38			5(0.49)	0.4 (0.03)	1.08E-7	10(0.98)	0.4 (0.03)	9.96E-8 9.98E-8 9.98E-8
		10(0.98)	9.75E-8					
		20(1.96)	8.13E-8					

No.112 261.01· 261.11	粗粒砂岩層 粗粒砂岩	5(0.49)	0.4	5.60E-9	20(1.96)	0.4	3.32E-9	
		10(0.98)	(0.03)	3.97E-9		(0.03)	3.10E-9	
		20(1.96)		2.44E-9			2.92E-9	
No.113(1) (H4·40)		5(0.49)	0.4 (0.03)	4.13E-10				
		10(0.98)		2.62E-10				
261.3·261.4		20(1.96)		1.44E-10				
No.114 262.13· 262.23			5(0.49)	0.4 (0.03)	4.15E-10			
			10(0.98)		3.01E-10			
			20(1.96)		2.91E-10			

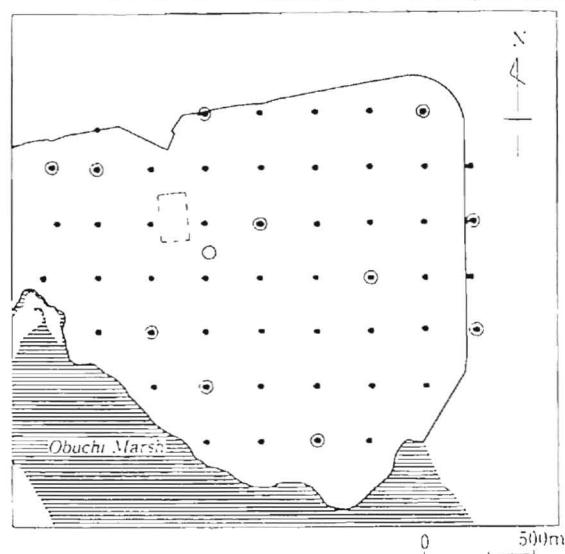
2.3.3.2.3 試験方法による結果の比較

一般に原位置で実施した低圧岩盤透水試験の結果と、室内透水試験の結果を比較すると、室内透水試験結果の方が原位置のものより透水係数が小さい。主な原因は、室内試験はボーリングのコアを用いていることから、割れ目部分を除いた比較的透水係数の小さい部分で試験をしているためと考えられる。つまり、前節2.3.3.2.1で述べた場所的な透水係数のばらつきの理由のひとつとして、割れ目の存在が考えられる。これ以外にも堆積構造の問題、例えば粗粒砂の並ぶ層理面に沿って透水性が大きくなること等が考えられる。つまり、割れ目や層理面の影響を合わせた、より詳細な透水性の検討が必要ということになる。

2.3.4 地下水位分布

地下水面の分布を調べるため、図－22に示す51箇所の地下水観測孔で地下水位の観測を実施した。地下水位観測孔の構造は、図－23に示すように基本的に第四紀層及び新第三紀の表面付近（約1～2m）の風化部分まで掘削したボーリング孔を用い、表流水が浸入しないよう孔口を止水した。計測は、圧力センサーを孔底付近に設置し、その圧力変化がその場所の間隙水圧（ここでは地下水を表現）変動を表わすものとして、地下水位の変動の連続測定を行なった。図－24に地下水位経時変化図を図－25に地下水面等高線図をそれぞれ示す。地下水面は主に第四紀層内にあり、融雪や降雨によって変動している。また、地下水面は主に第四紀層内にあるため、その形状は地形の形状とほぼ相似的な形をしており、台地内では概ね地表面から2～5m下に地下水面が分布している。

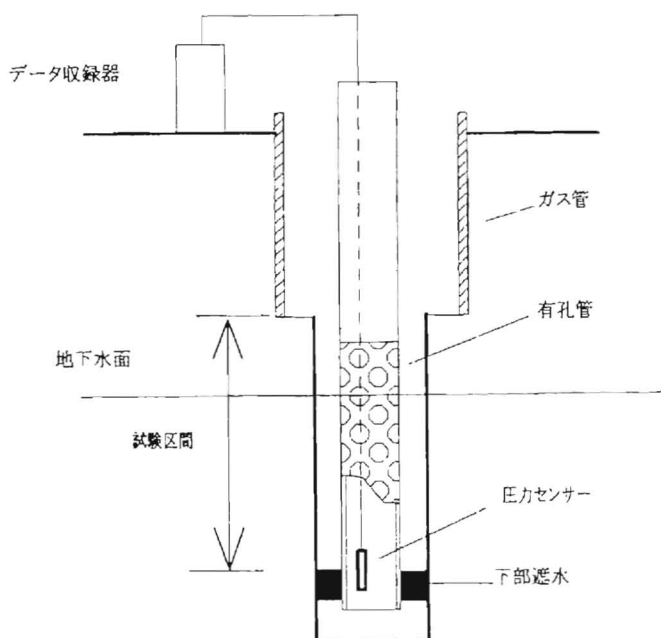
これらの地下水面の分布状況は以下に述べる透水性や降雨涵養の点からも、説明される。つまり、台地は新第三紀の透水係数が小さい（ $1E-7 \sim 10m/s$ 程度）堆積岩（凝灰岩、砂岩、泥岩）からなり、その上を厚さ数mの第四紀層（ $1E-6m/s$ 程度）が覆っている。このことから、涵養された地下水は容易に岩盤の中には浸透出来ない。一方、第四紀層の透水係数も $1E-6m/s$ 程度とそれほど大きくもなく、また台地の地表面の傾斜は緩く第四紀層内の動水勾配も小さいので、前に述べた年間約300mmの涵養量が第四紀層内を側方に流動して沢などへ短期間に全て流出してしまうほど水はけもよくないので、地下水面が常時第四紀層の中にあると考えられる。また、第四紀層は河川や沼などの地形によって一部を除いて周囲から隔離されており、側面からの涵養は敷地の北西部の一部のみであり、台地内の地下水は、主に降雨によって涵養されている。このことから、地下水面は融雪や降雨によって変動していると考えられる。



Legend

- Groundwater table observation well
- Groundwater sampling well

図－22 地下水観測位置図



図－23 地下水観測孔の概要図

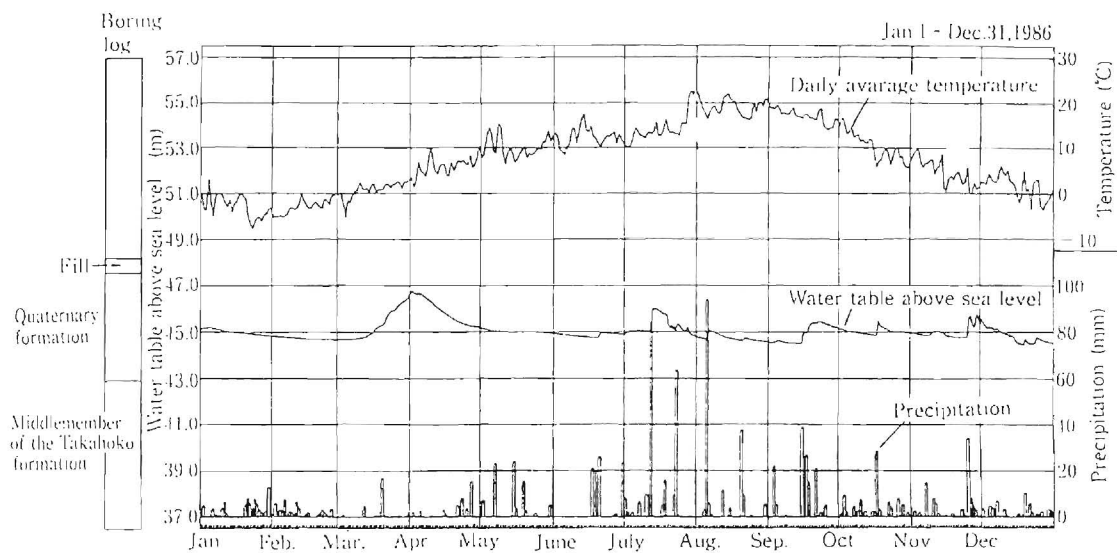


図-2 4 地下水位観測結果図

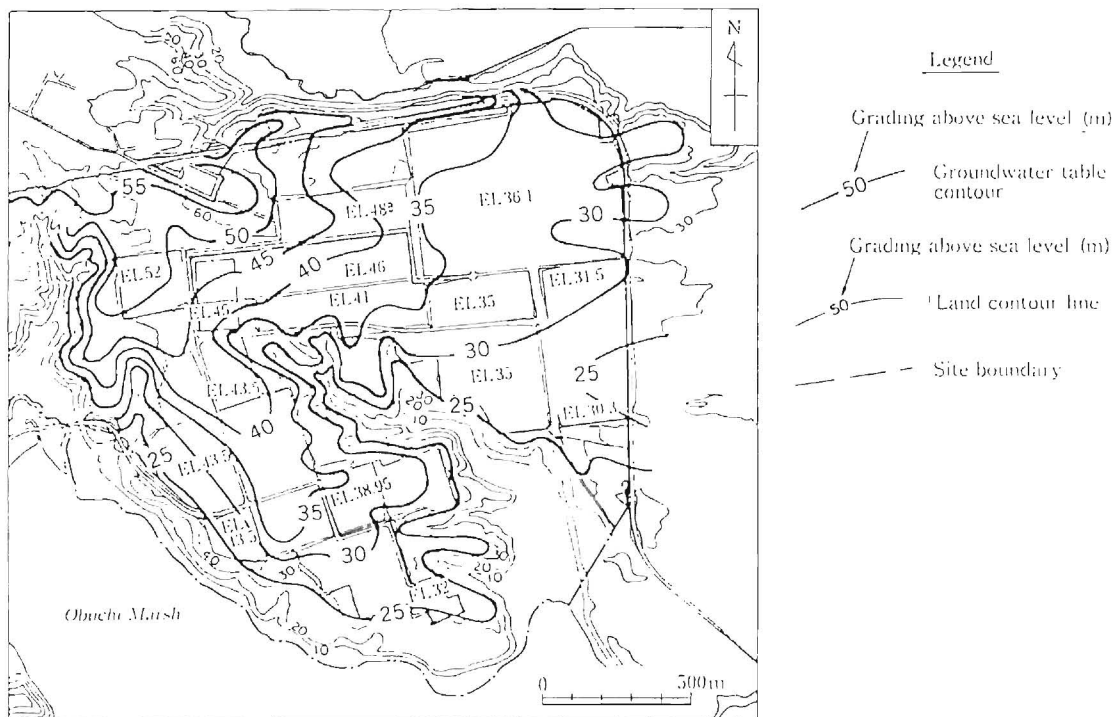


図-2 5 地下水面等高線図

2.3.5 間隙水圧分布

ボーリングに沿った間隙水圧分布を測定するためにボーリング孔内に間隙水圧計を設置した。今回用いた測定装置の概要を図ー 26に示す。この装置は、1本のボーリング孔を利用して複数の深度で間隙水圧の計測が出来るようになっている。計測方法は、各計測区間の上下をパッカーで区切り、計測区間から立ちあげたチューブ内の水位を読み取るマノメータ方式とした。マノメーターは、圧力計に比べて、小さな圧力差を容易に把握出来ることから、今回とくに設置した。間隙水圧の測定は、測定装置を設置した後、十分時間が経過して定常状態に達した段階で実施した。

図ー 36に測定結果を解析結果とあわせて示す。1本のボーリング孔で見ると、台地部では、概ね標高0 m以浅の部分での全水頭の変化は小さく、浅部での鉛直方向の流れ成分は比較的少ないことが分かる。また、標高0 m以深では5～10 mの間に全水頭が2～10 m低下する部分が認められることから、広域流動の観点から見ると、浅部から深部へ地下水を流そうとする場であると考えられる。ただし、全水頭が変化する部分は比較的限られた狭い範囲の場合が多く、鉛直方向の全水頭が一定で地下水の流動方向としては水平成分しか考えられない区間も多く認められることから、地域全体的には地表から水圧の小さい下方に向かう傾向はあるものの、均一に下向きに流れていると断定することは出来ない。また、透水係数に異方性がある場合には、間隙水圧分布から求まる等ポテンシャル線に直交して地下水は流れないことから、流れ方向については、透水係数の異方性も合わせて判断しなければならない。このような点からも、透水係数の異方性について調べることが重要となる。

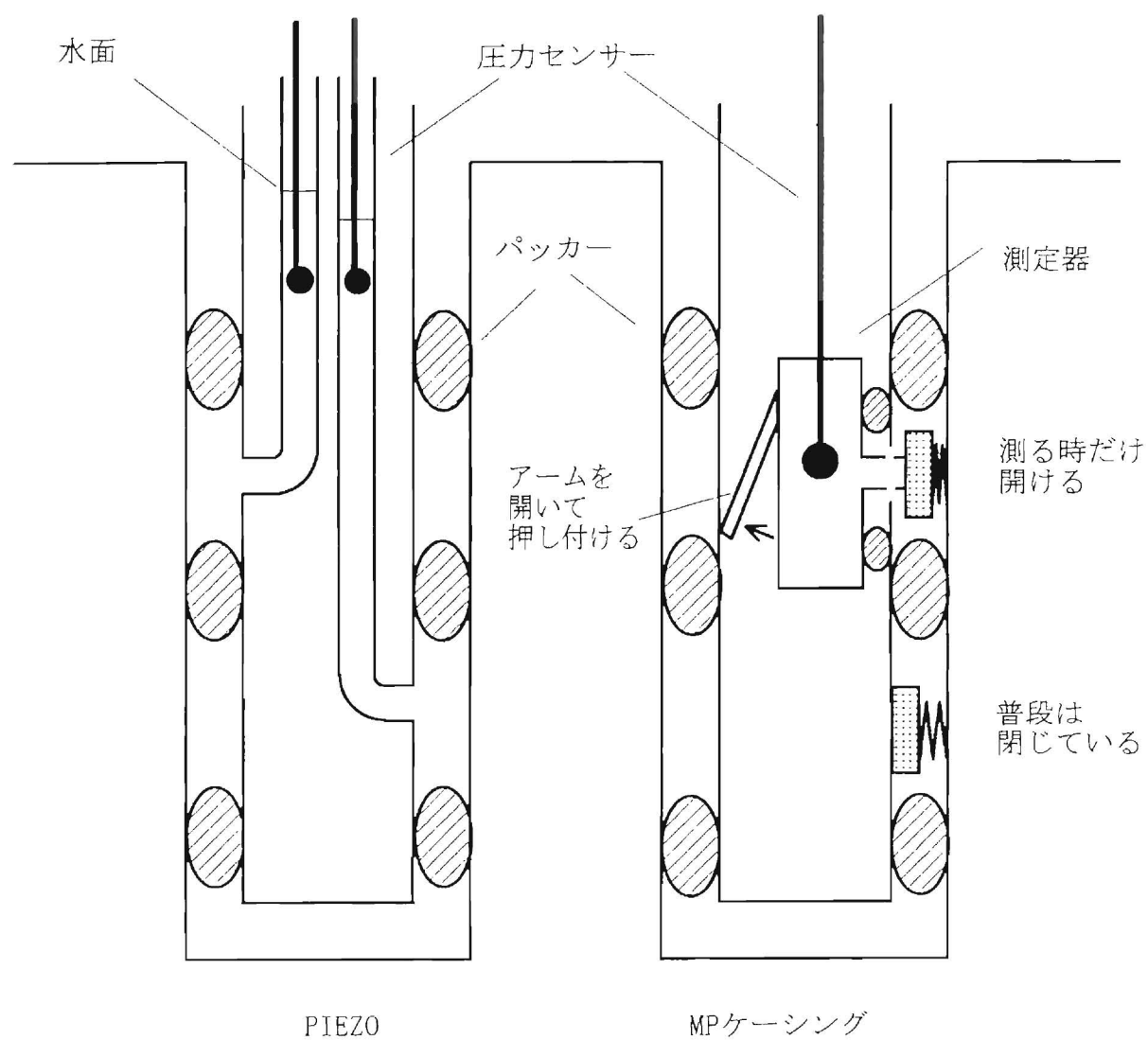


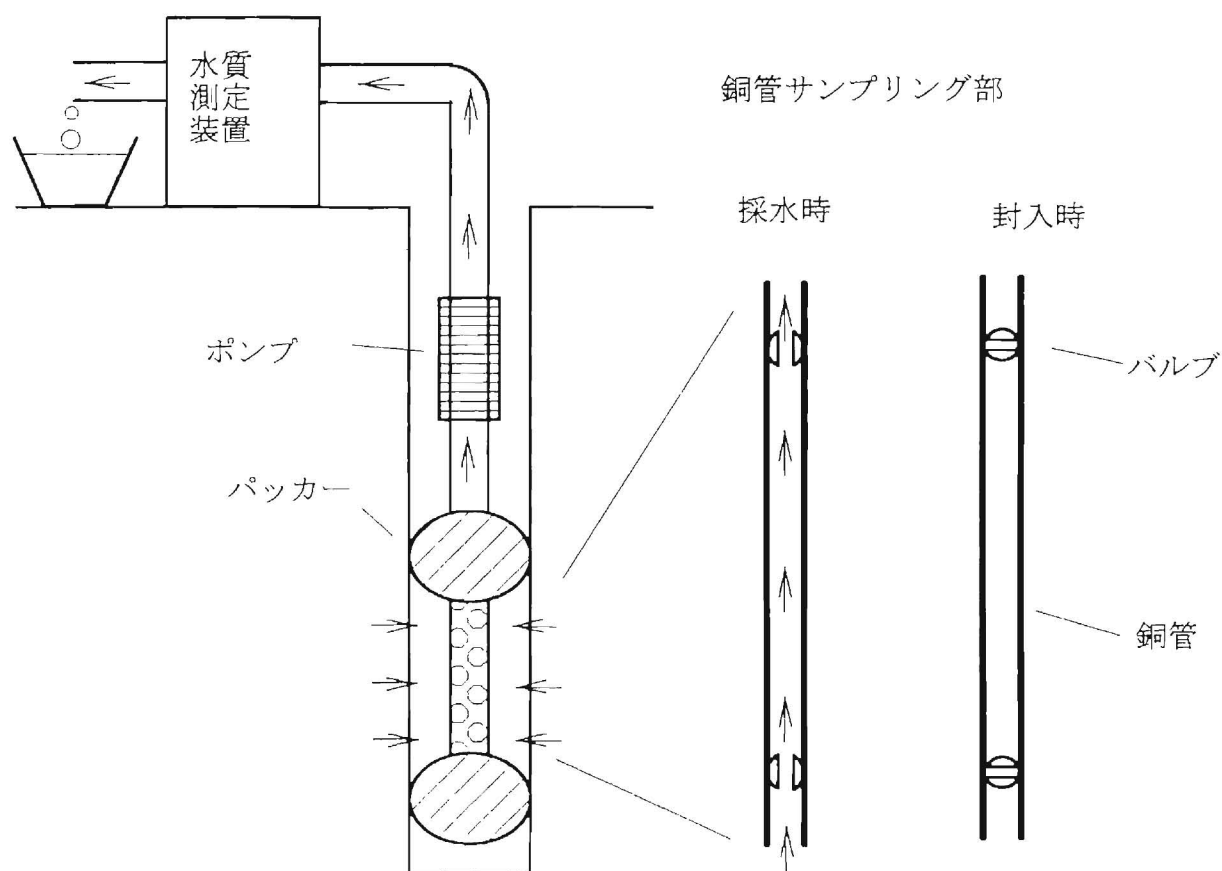
図-26 間隙水圧計概念図

2.3.6 水質

2.3.6.1 採水方法

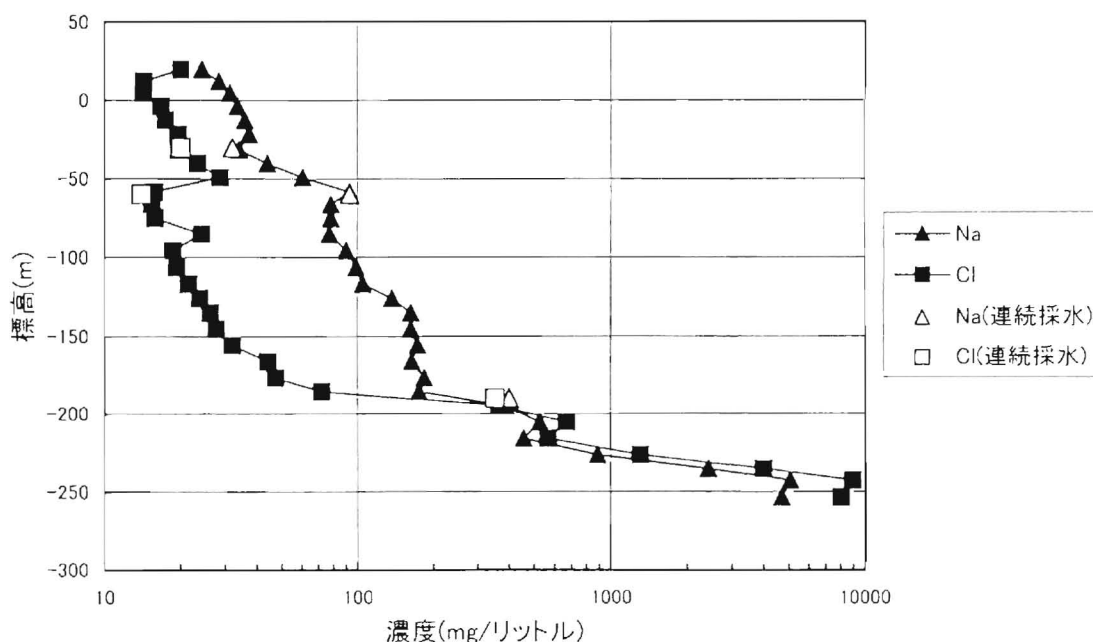
採水方法には、ベラーによる採水、連続採水装置による採水、多段式のパッカーで仕切られた特殊なケーシング（MP ケーシング）を用いたものがある。

ボーリング孔内の地下水はボーリングの掘削により、元々存在していた地下水がかなり乱された状態になる。さらに、間隙水圧分布によって、全水頭の大きい区間からは地下水が孔内に浸出し、逆に全水頭の小さい区間へは地下水が孔内から入り込むことになり、元々の地下水（真の地下水）を採取するには、対策が必要になる。真の地下水を採取するひとつの方法として、連続採水器を使用している。図－27に連続採水の装置の概念図を示す。連続採水は、この装置を用いてパッカーで仕切られた区間から地下水を連続的に採水し、採水中の電気伝導度、酸化還元電位、pH等を計測し、これらの値がほぼ安定し、且つ、パッカーで仕切られた区間の地下水の体積の数倍の体積の地下水を揚水した後の水を分析に用いている。この装置は、原位置で地下水を銅管内に封入してサンプリングする機構がついており、地下水に溶存している気体など、そのまま地表に上げると抜けてしまうような成分も採取できるようになっており、そのサンプルを用いて He などの希ガスの分析を行なっている。



図－27 連続採水装置概念図

真の地下水を採取するもうひとつの方法として、MP ケーシングを用いる方法がある。MP ケーシングは、図－ 26に示すようにボーリング孔内を複数のパッカーで区切り、パッカーとパッカーに区切られた区間のケーシングに開けられた小さい“窓”（計測ポート）を通して、その区間の間隙水圧を測定したり、そこから採水したり出来るケーシングである。この計測ポートは普段は閉じられていて、計測器や、採水器を接続したときだけ、パッカーに区切られた外側の地下水と連絡するようになっている。この MP ケーシングにより真の地下水を採取するには、MP ケーシングを設置した後長時間経過してから採水を行う。仮に地下水の流速が極めて遅い場合でも、拡散によってパッカーに区切られた区間の地下水の水質は真の地下水に近くなると想定される。実際に連続採水器で数カ所から真の地下水を採取したのち、MP ケーシングを設置し、1 年後に MP ケーシングから当初連続採水器で採水しなかった区間も含め、多深度で採水分析した結果、当初連続採水器の水質結果の傾向と完全に一致した。(図－ 28)MP ケーシングによる採水の利点のひとつは、透水係数が小さくて連続採水器で採水出来ないような地点でも、採水が可能な点である。



図－28 ナトリウム及び塩素の深度との関係

2.3.6.2 一般水質

図- 29に水質分析結果をヘキサダイアグラムで表示した一例を示す。ヘキサダイアグラムのパターンから、敷地内の水質は、大きく3つのグループに分類されることが分かる。それぞれ、 NaHCO_3 (溶存成分-小)、 NaHCO_3 (溶存成分-中)、 NaCl (溶存成分-大) 型の3タイプで、深部に行くに従い、 NaHCO_3 (溶存成分-小)、 NaHCO_3 (溶存成分-中)、 NaCl (溶存成分-大) の順に変化する。

地表付近の水には Ca イオンに相対的に富むものが認められるが、その下位で NaHCO_3 (溶存成分-小) に変化しており、この現象は粘土鉱物によるイオン交換が生じていることで説明される。一方、さらに下位においては水質型が同じ NaHCO_3 型でありながら溶存成分量が増加しているものがあり、上位とことなる流動系にある可能性がある。

NaCl の濃度が増加する場所は、深部の鷹架層下部層の分布域と比較的よく一致している。図- 28に、あるボーリング孔から得られた Na^+ と Cl^- の深度方向の濃度分布図を示す。いずれの濃度も標高-200m 以深から急に濃度が濃くなっている。一番深部の地下水の濃度は、 Na^+ が約 5000mg/l、 Cl^- が約 9000mg/l であり、海水 (Na^+ が 10,000mg/l、 Cl^- が 18,000mg/l) の Na^+ と Cl^- の比とほぼ同じであることから海水が薄まったものである可能性がある。

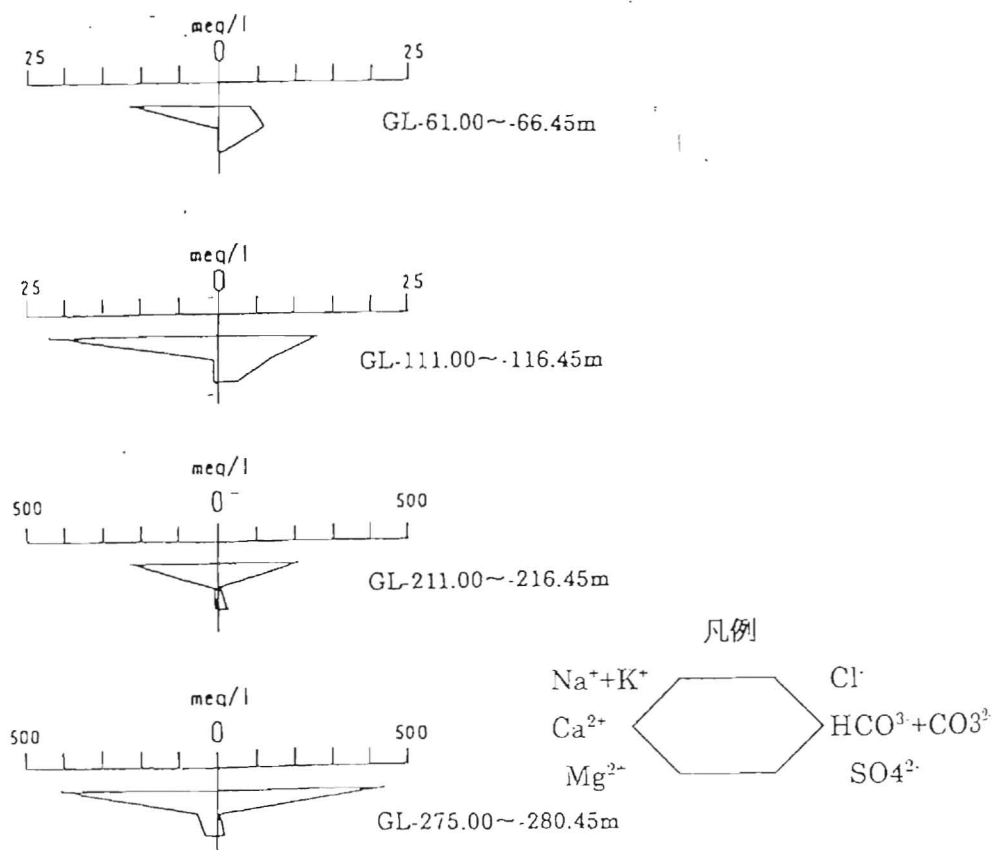


図- 29 水質試験結果

2.3.6.3 同位体分析

地下水の起源をさらに検討するため、馬原ら^{36, 35}は地下水の同位体計測を行なった。敷地及びその周辺で採水された地下水中の酸素及び、水素の同位体 ($\delta^{18}\text{O}$ 、 δD) のデータを図-30³⁶に示す。この図より、標高0m以浅の浅層の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ - δD の関係は、現在の降水と同様の傾きの勾配約8の関係を示している。一方、標高-50mより深部の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ - δD の関係は、傾きの勾配約3を示し、標準海水の組成であるSMOWの原点を通る直線上にある。このことから、この深部の地下水は(古い)海水と、現在の天水が混合したものである可能性があるとしている。

Coplen と Hanshaw³⁷は、加圧した水溶液を粘土(モンモリロナイト)に通過させ、通過した液と、残った液の $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 、及び、塩濃度を測定した。その結果、通過した液は $\delta^{18}\text{O}$ については0.8%、 δD については2.5%乏しくなることが分かった。また、 $\delta^{18}\text{O}$ - δD の関係は、傾きの勾配約3の関係を示した。又、NaClを用いた試験では、通過液の塩濃度が原液に比べて低下することを見出した。このことから、塩濃度の高い地下水の起源として、必ずしも、もともと高い濃度の水を考える必要はなく、地下水が地層を移動する際の粘土鉱物の濾過作用や同位体交換反応によって $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 、及び、塩濃度が濃くなる場合もあるとしている。ただ、本件の場合には、地形的に考えて海水浸入の可能性が大きいと考えている。

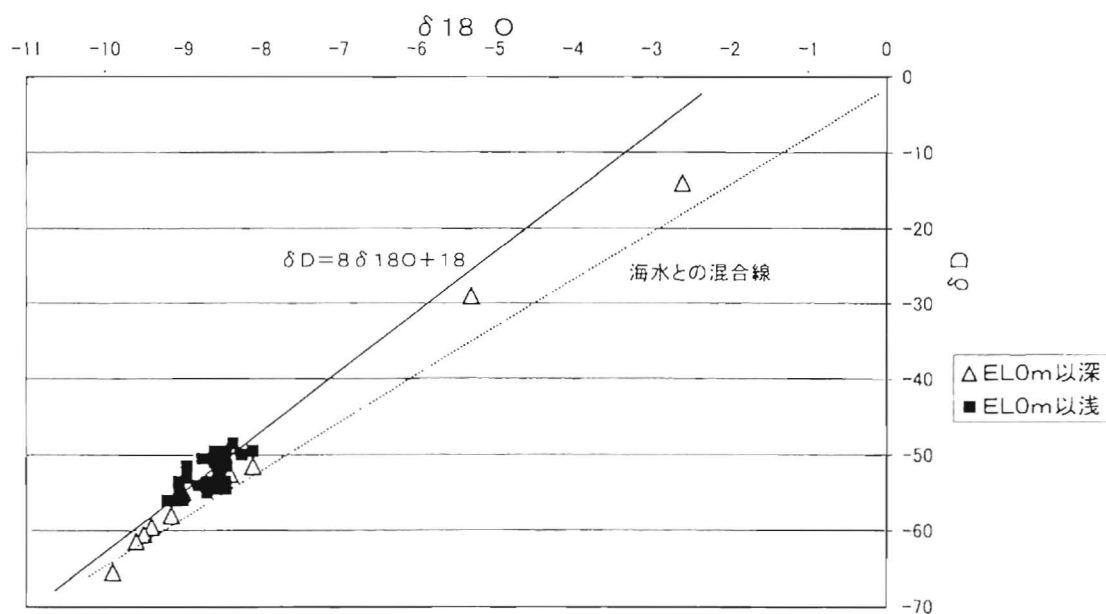


図-30 重水素、重酸素測定結果図

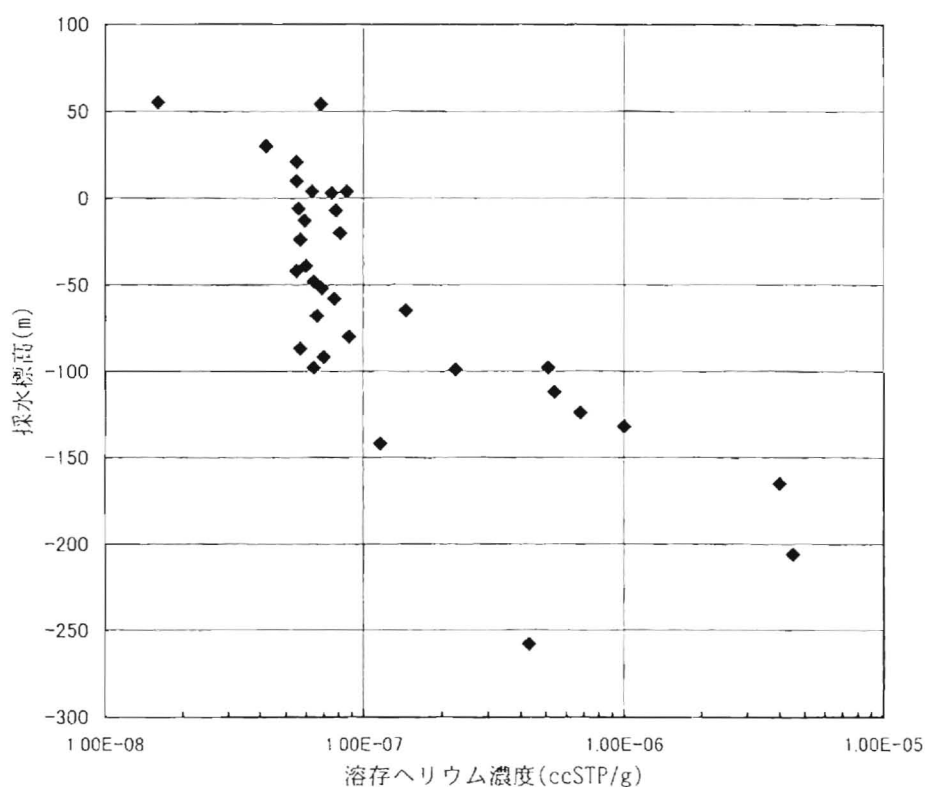
2.3.6.4 地下水年代

次に地下水がどれくらい古いのかを知ることが大切である。古い地下水がある程、地層の隔離性能が高いことになる。馬原³⁶は、 ^4He の濃度から、年代を計測した。図－31に溶存 ^4He の濃度と深度の関係を示す。深度 100m 付近までの ^4He の濃度は、この地点の降水中の ^4He の飽和溶解量(平均気温 8°Cとした場合の飽和溶解量は、 $4.7\text{E-}8\text{ccSTP/g}$)とほぼ同じレベルである。一方、100m 以深では ^4He の濃度は徐々に上昇していく。過剰な ^4He の濃度の起源は、凝灰岩や泥岩等からの供給と、地下深部より、基盤を通して供給されるものとが考えられる。凝灰岩や泥岩等からの供給は地下に地下水として滞留している時間が長いほど供給量も増えることから、 ^4He の濃度から、地下水の年代を推定することが出来る。Stute³⁸らの方法による地下水年代算定式は、次のとおりである。

$$\text{(式－4)} \quad T = \Delta C / (J_0 / (n Z_0 * \rho) + A)$$

T : 地下水年代(y)、 ΔC : 過剰 ^4He 量(ccSTP/cm²・y)、 J_0 : ヘリウムフラックス= $3.2\text{E-}8$ ccSTP/cm²・y、 n : 空隙率=0.44、 Z_0 : 対象岩盤厚さ= $1\text{E}5\text{cm}$ 、 ρ : 水の密度、 A : 地下水 1g 当たりのヘリウム生成量= $1.3\text{E-}12$ ccSTP/g・y

この式を用いて溶存 ^4He の濃度が $5\text{E-}7 \sim 5\text{E-}6$ ccSTP/g の地下水年代を計算すると、5 万年から 50 万年のオーダーとなり、かなり滞留性の地下水が深部に存在していることになる。まだ計測データ数等の問題もあるが、このことは、全体的には研究地点の岩盤の隔離性能が高いことを示している。



図－31 溶存ヘリウム濃度と深度の関係

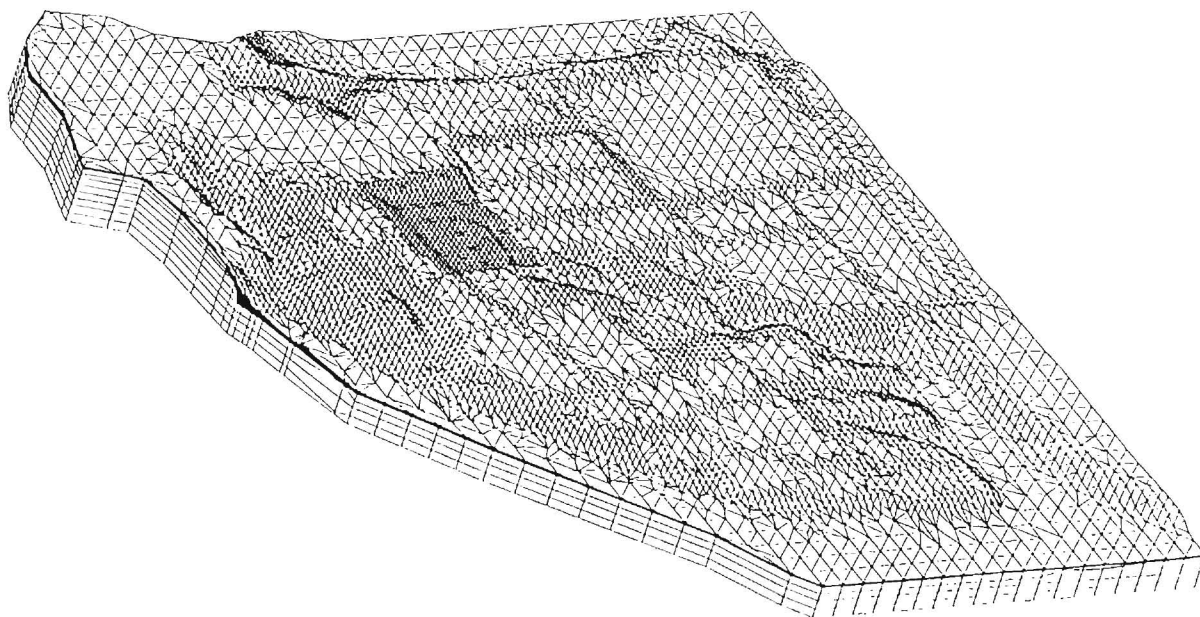
2.4 地下水の流動概況

2.4.1.1 調査結果に基づく流動概況の考察

台地内の地下水は、主に降雨によって涵養されている。台地は前述したように新第三紀の透水係数が小さい（ $1\text{E}-7 \sim 10\text{m/s}$ 程度）堆積岩（凝灰岩、砂岩、泥岩）からなり、その上を厚さ数mの第四紀層（ $1\text{E}-6\text{m/s}$ 程度）が覆っている^{39) 40)}。地下水面は主に第四紀層内にあり、透水係数の分布から判断すると台地に涵養された地下水の大部分は第四紀層を流れて周辺の河川等へ流出するものと推定される。新第三紀の岩に浸透した地下水は低地に向かう方向の動水勾配が数%であり、ゆっくりと流動している。さらに地下深部（EL-150・200m以深）は水質的にも浅部と異なることや動水勾配が小さいことから、さらに流動性が低いものと推定される。現状ではそのような小さい流れを直接測定する方法がなく、動水勾配と透水係数から計算により求める推定法を用いる。

2.4.1.2 地下水流動解析による流動概況の考察

地下水流動解析により、現況の流動状況を再現することによって、調査結果の総合的解釈を行なった⁴¹⁾。解析は3次元の多層地盤飽和－不飽和FEM解析とした。モデル作成作業の流れを図－32に示す。モデルの深さは標高－300mまでとし、原位置での実測透水係数に基き水理地質モデルを作成した。透水係数は、深部に行くほど小さくなる関係を反映させた。間隙水圧の測定結果より、底部は不透水、側部は川や沼の位置でそこが浸出点となるような不透水境界、それ以外の側部は水平流れとなるような流量境界とした。上部の境界は、敷地全体に均一の降雨浸透量を与えた。解析は、長期間の平均流速を見ることを主眼としたため、定常解析とし、降雨浸透量は年間の平均値を与え、年間の平均水位と比較した。、解析による地下水面の位置が実測地下水面の位置に最も合う降雨浸透量を求めるため、降雨浸透量をパラメータとして変化させて解析した。解析結果から得られる全水頭分布（ポテンシャル分布）と、実測間隙水圧の分布を比較し、必要に応じ、水理地質モデルや境界条件を見直した。図－33に解析モデル図の一例を示す。このモデルの総要素数は154,938で、総接点数は84,180である。計算は、調査の進展に合わせて地質条件や境界条件を変え、約50ケース実施した。本論文では、その一例を示す。また、2次元解析も別途実施している。⁴²⁾



図－33 3次元地下水流動解析モデル図

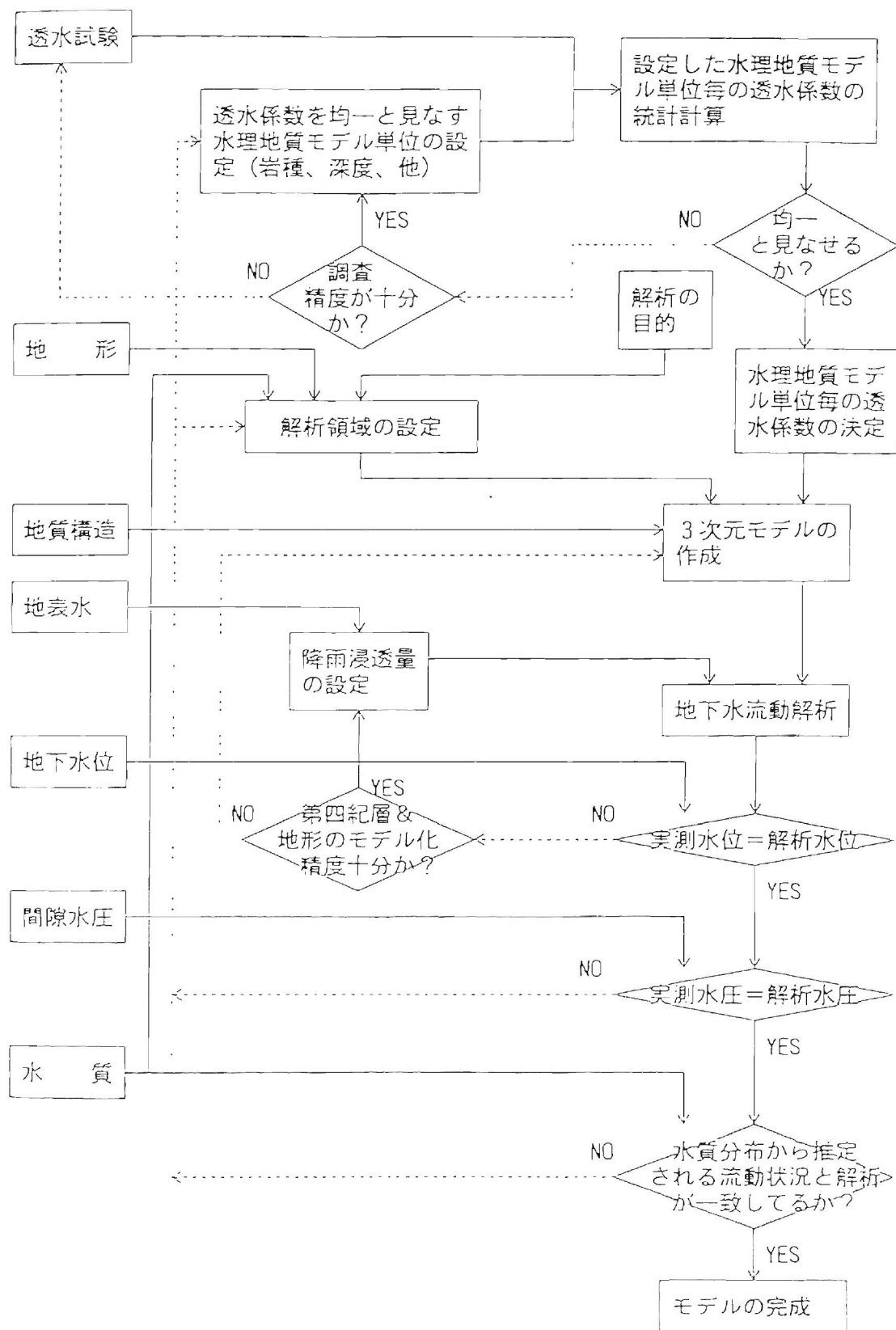


図- 32 地下水解析モデル作成フロー図

解析モデルを構成する要素は、地質分布、透水係数、側部、底部の間隙水圧分布、降雨浸透量であり、これら全て調査により条件を決めている。ただし、2.3.2で記載したとおり、これらの条件のうち、降雨浸透量については、調査結果から導く過程でやや精度的に問題があるので、まず降雨浸透量をパラメータとして振って解析し、解析による地下水面の位置が実測地下水面の位置（年間の平均水位）に最も合う降雨浸透量を求めた。結果的に年間 300mm の降雨浸透量が本モデルでは最適であるとの結論に達した。図－ 34及び図－ 35 に降雨浸透量 300mm の場合の解析地下水面と実測地下水面の比較を示す。

図－ 36に解析間隙水圧分布と実測間隙水圧分布の比較をそれぞれ示す。その結果、この解析が実測を概ねうまく表現していることが分かる。また、パーティクルトラッキング法を用いて地下水の流跡線を解析した。図－ 37に地表面付近から出発させた流跡線を示す。この図によれば、地表付近に涵養した地下水は、標高－200m 付近より深部には潜り込んでおらず、水質の分布状況とも定性的に概ね合っている。

しかしながら、間隙水圧分布にしても、場所的には多少分布が異なっており、これは、前述したように透水係数分布や、涵養量分布が一様でないことも考えられる。さらに次章で述べるように、透水係数が動水勾配依存性を持つことも一因として考えられる。いずれにしても、解析と実測の差を安全評価上どのように取り扱っていくかが大事である。そのためには、岩石の透水性の物理的意味をさらに研究する必要がある。

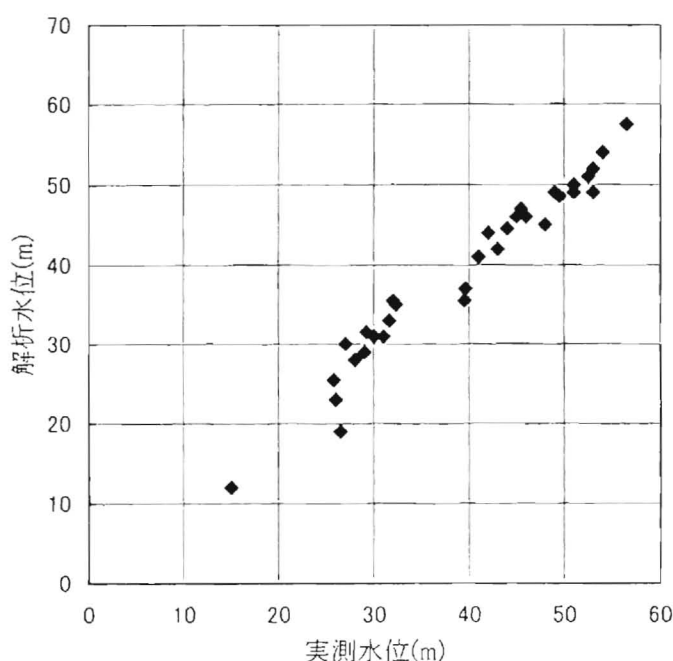
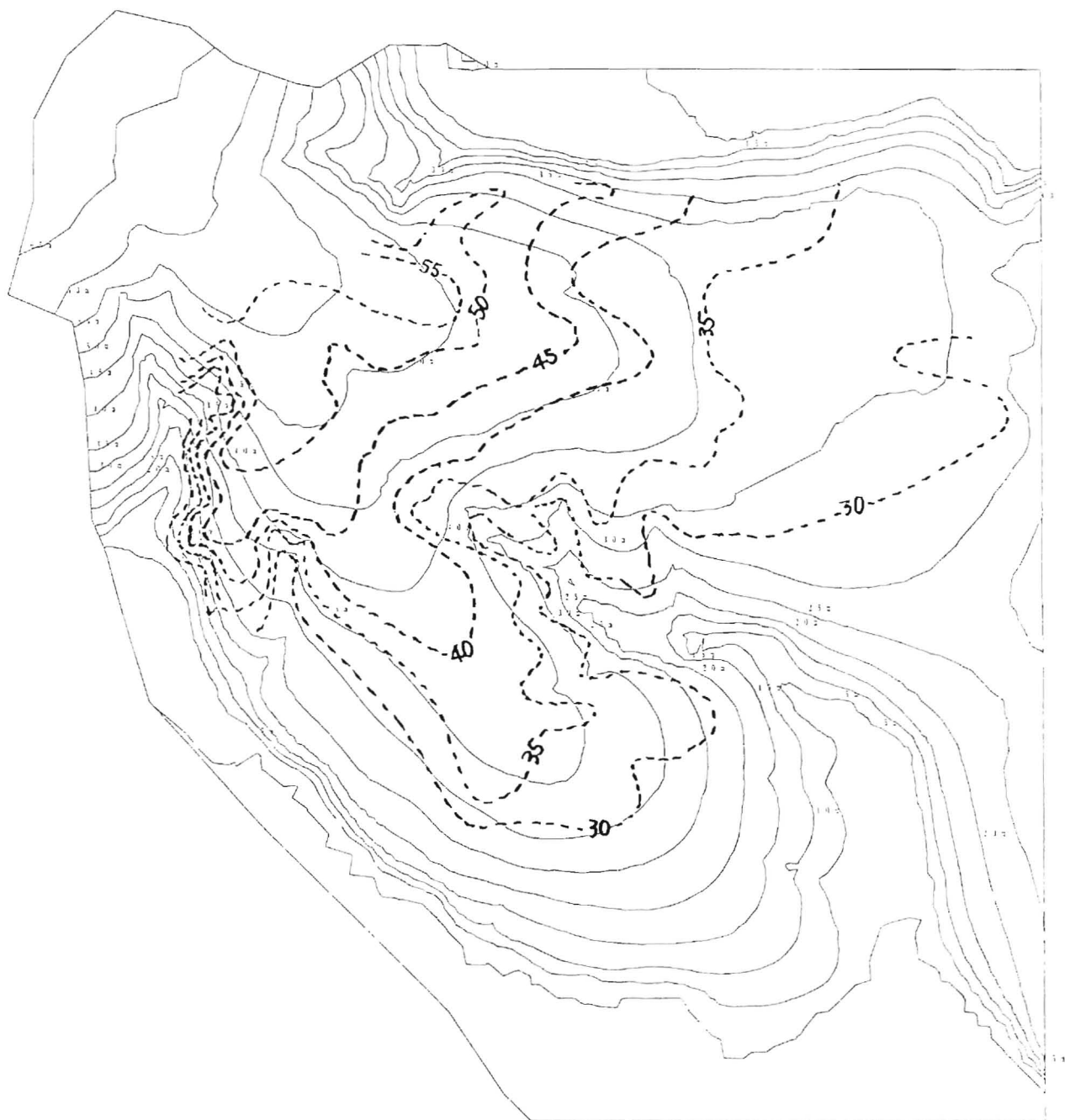
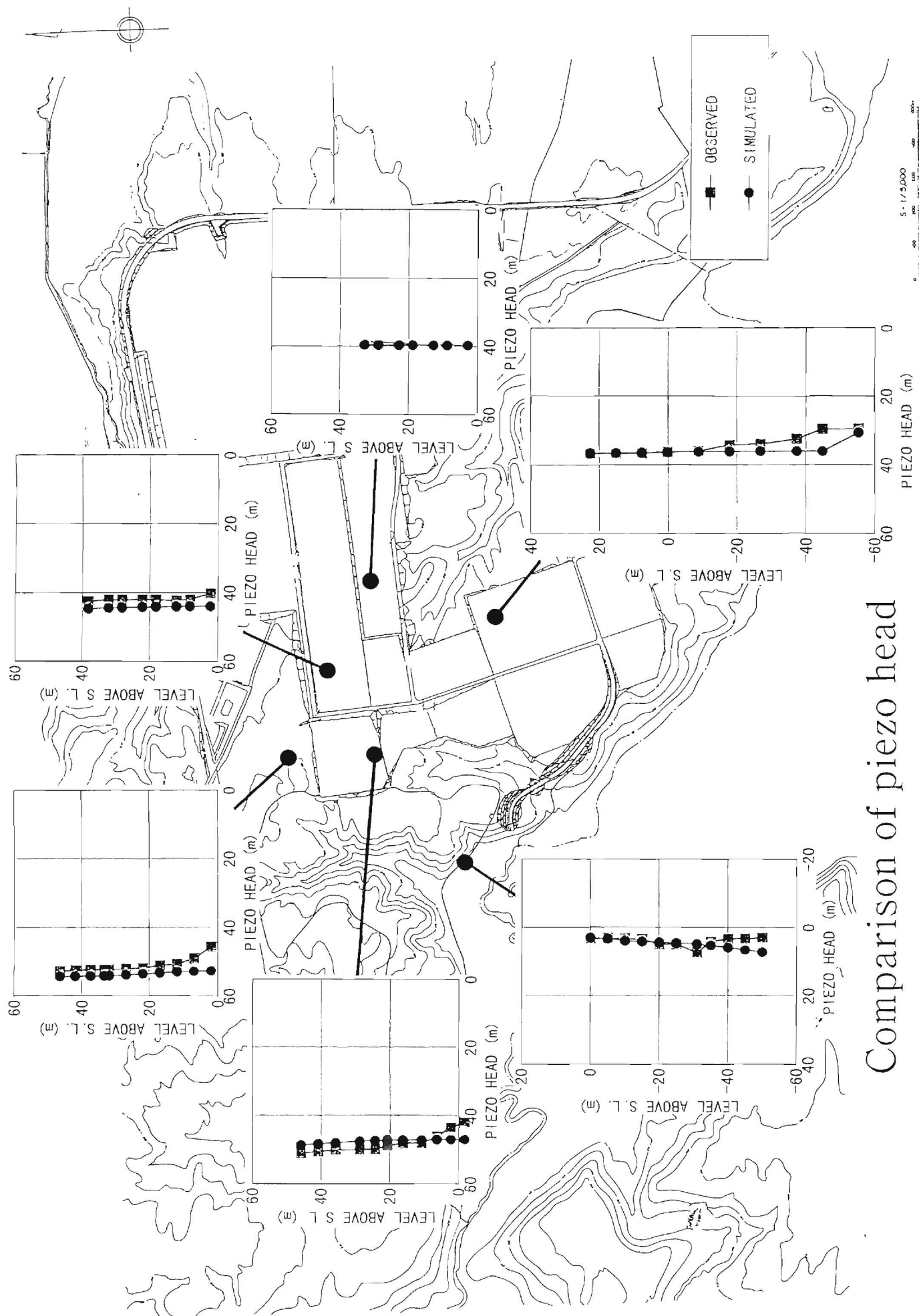


図-34 解析水位と実測水位の比較



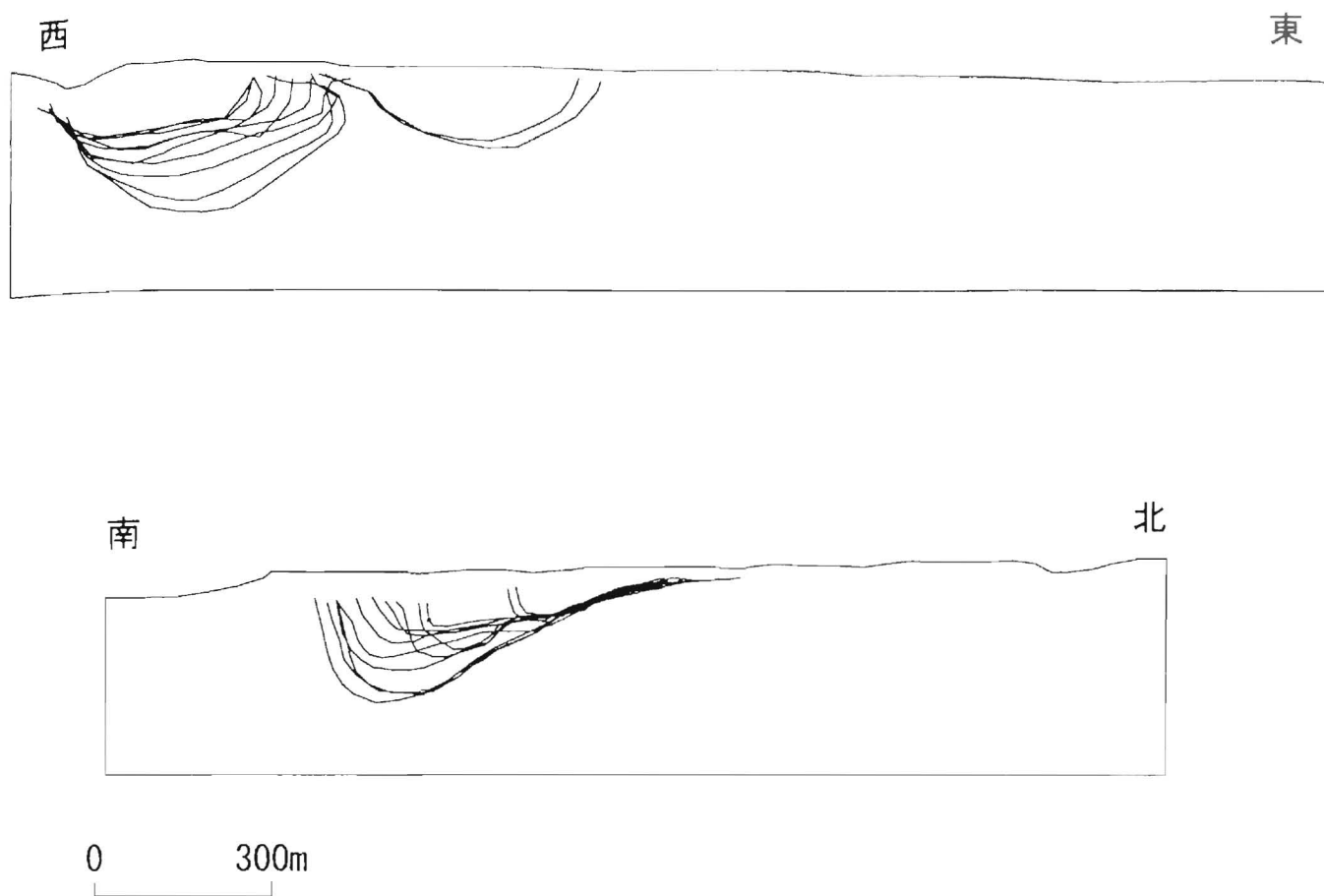
Dotted Line: Mesured water level contour (m)
Line: Analytical water level contour (m)

図－ 34 解析と実測の地下水面等高線比較図



Comparison of piezo head

図一 3G 解析と実測の間隙水圧比較図



図一37 3次元地下水解析流跡線図(投影図)

第3章 新第三紀堆積岩の透水性に関する問題

2章において、本研究の背景となる、研究対象地点の地質及び水理の特性についての概要を記述した。その結果地下水流動のメカニズムをさらに研究する意義があることが分かった。3章では、本研究のテーマとなる新第三紀堆積岩の透水性について、どのような課題を取り上げていくかを説明する。

3.1 透水係数の動水勾配依存性

3.1.1 透水係数の動水勾配依存性が全体の流動へ与える影響

透水係数は1856年にDarcyによって提唱された地下水の流量が動水勾配に比例するという関係式の中で用いられる比例定数であり次の式のように定義されている。

$$Q=Ki$$

ここで、 $Q(\text{m}^3/\text{s})$ は流量、 $K(\text{m/s})$ は透水係数、 i （無次元）は動水勾配（基準面からの高さで表される2点間のポテンシャル差を2点間の距離で除したもの）である。透水係数は、物質に固有の値であり、透水係数が小さければ水を通しにくいことになる。提唱された式は経験的に導かれたものであり、レイノルズ数が大きいときは乱流により、また、レイノルズ数が小さいときは以下に述べる理由により、透水係数は小さくなると言われている。ここでは、天然バリアの高い閉じ込め性能を期待することから、特にレイノルズ数が小さい場合の動水勾配の小さい領域での透水特性について検討する。

動水勾配の小さい領域において、透水係数が一定とならない非ダルシー的挙動を示すことについては、1950年代から主に未固結の粘土やシルト等を対象として研究されている。^{43, 44}（図－38）⁴⁵この図には、Darcyの実験結果をはじめとして既往の透水試験結果で得られた透水係数と動水勾配の関係が示されている。透水係数が $10\text{E}\cdot 3\text{m/s}$ より大きい試験は、動水勾配が大きくなるに従い透水係数が小さくなっている。これは、レイノルズ数が大きく乱流が発生しているためである。透水係数が $10\text{E}\cdot 3\text{m/s}\sim 10\text{E}\cdot 5\text{m/s}$ の範囲では、根岸らの行った動水勾配が1/100程度以下で透水係数が低下するデータと、Meinzer and Fishelの行った動水勾配が1/10,000以下でも透水係数がほとんど変らないデータとがある。その理由として、木村⁴⁶は根岸らの試験は径5cm、長さ2mのコラムで砂を詰めた試験体を使用したのに対し、Meinzerら⁴⁷の行った試験は径1.9cm、長さ2mのしかも試料を詰めにくい銅の曲管を用いたため管と試料の間の界面に相対的に大きい空隙の連続部分が出来て小さい動水勾配でも透水係数が変化しなかったと推定している。また、透水係数が $10\text{E}\cdot 6\text{m/s}\sim 10\text{E}\cdot 8\text{m/s}$ の範囲では火山灰や砂岩が動水勾配10から100程度で透水係数が低下している。

透水係数が動水勾配の低下に従って小さくなる原因としては、飽和粘性土層内の流れに対し、みかけの結合水の存在⁴⁷、分子の再順応による行列効果^{48, 49}、電気力学的効果^{50, 51}、孔径の大きさ等が影響を与えていると説明されている。

一方、岩石に対する動水勾配の小さい領域の非ダルシー的挙動については、報告例が少ない。これは、従来地下水流れが問題となるダム等の構造物が動水勾配の大きい地表付近に作られることが多く、動水勾配の小さい領域の透水性の評価の必要性があまりなかった

ことや、岩盤中の地下水を水資源として考えてこなかったことなどによるものである。また、比較的透水係数の小さい岩についてさらに透水係数の小さい領域の試験をするには、精度等の問題があり、容易に出来ないことも報告例の少ない一因と思われる。

透水係数が低動水勾配時に小さくなるのであれば、地下水の流速は遅くなるので、そのような場所では天然バリアの性能は向上すると期待出来る。一方、従来一般に行われている地下水の流動解析では、透水係数を動水勾配によって変化させたりしていないが、動水勾配の低下で透水係数が低下するようなことがあれば全体の流動方向が変わり、解析結果も変わることがあり得る。

既に説明したとおり、本対象領域は透水係数が $10E-8m/s$ 程度の岩盤に対して実際の岩盤中の動水勾配が数%あるいはそれ以下であるため、安全評価上低動水勾配下の透水性評価が極めて重要になる。したがって以下に示す研究の観点が大事になる。

3.1.2 透水係数の動水勾配依存性に関して本論文で検討する事項

飽和透水係数が低動水勾配時に小さくなる場合には、動水勾配と透水係数の関係を把握した上で地下水流動の予測を行なわなければ、高精度の予測が困難となる。本論文では、対象とする新第三紀の堆積岩について、低動水勾配時の透水試験を実施し、透水係数と動水勾配の関係について検討する。

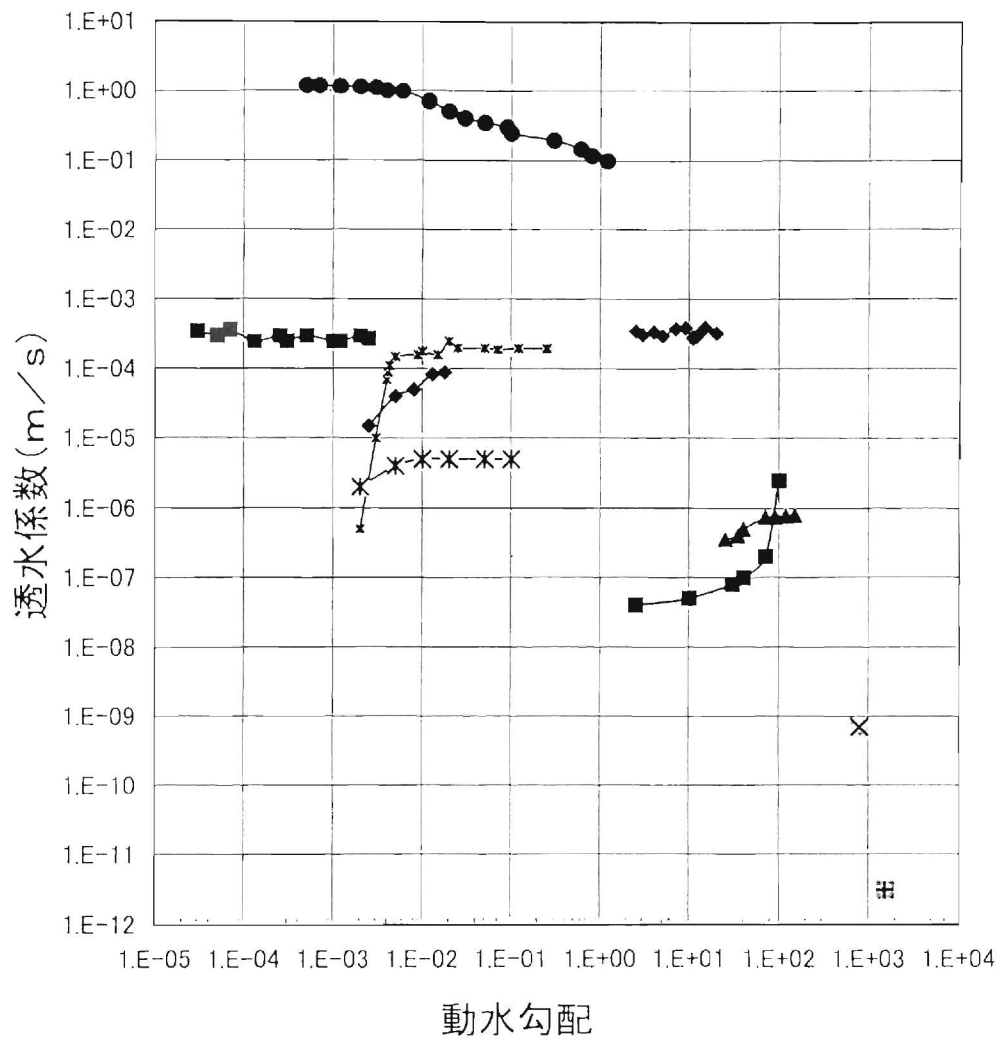


図-38 透水係数と動水勾配の関係

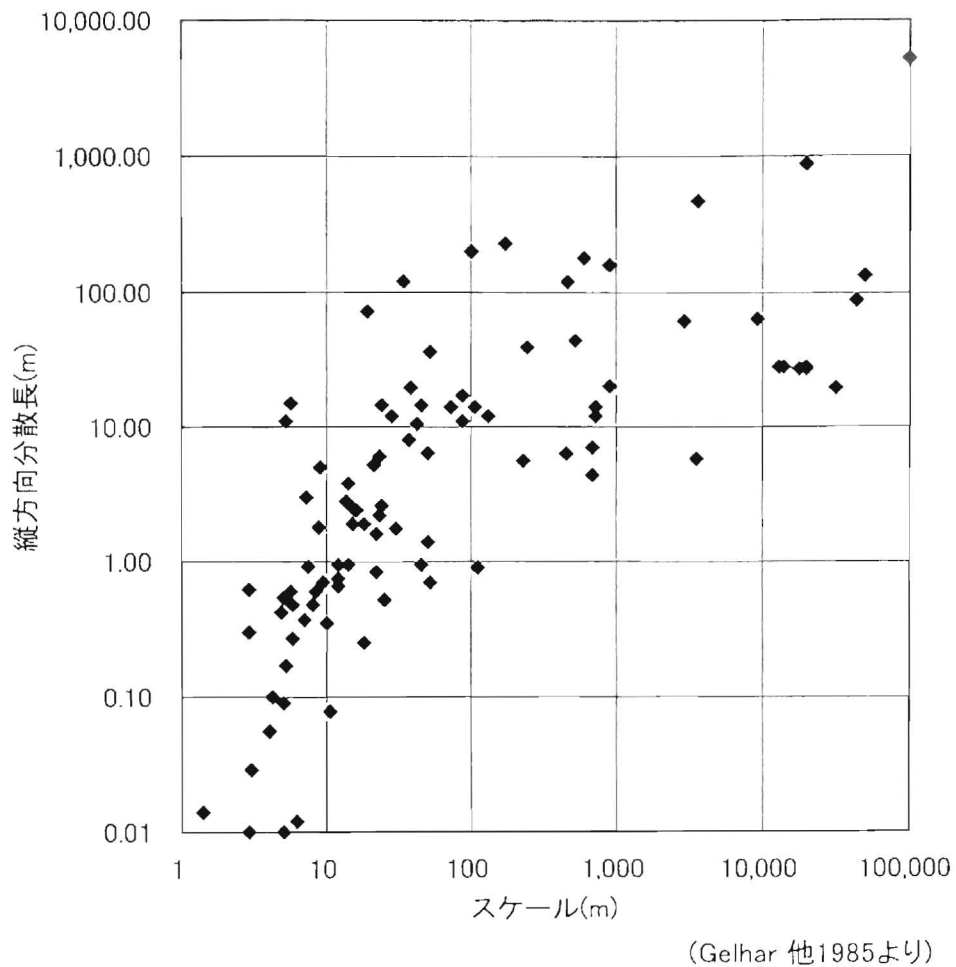
3.2 透水係数のばらつき

3.2.1 透水係数のばらつきが分散に与える影響

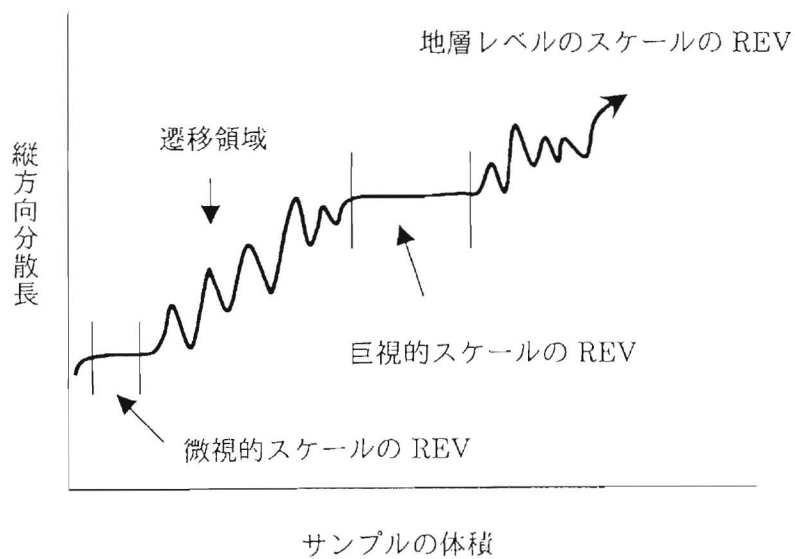
放射物質の移行による被ばく評価を行なう場合に、より実現象に近いモデルで検討するには、平均流速（ダルシー流速）に加え、各流跡線の移行時間（トラベルタイム）の分布が必要となる。トラベルタイムの分布を表わす指標として、一般に分散長が用いられる。分散長は対象領域が広がるほど大きくなるという報告があるが⁵²図－39⁵³、これは、対象領域が広がる程、透水係数のばらつきが大きくなる為と考えられる。図－40⁵³はその関係を模式的に示したものである。図中REV(Representative Elementary Volume)とは、ひとつの岩盤がほぼ均質と近似出来る岩盤の大きさである。たとえば、岩石サンプルの場合、間隙の大きさ、粒子の大きさがミクロ的に異なるため、その影響を無くすために、数cm～十数cmの大きさが必要となる。一方ひとつの砂層、粘土層という単位で見た場合、その中にも、粗粒物の多いところ、少ないところという差異がある。したがってその場合のREV（図中の巨視的レベルのREV）は、地層の厚さのスケール（数mオーダー）となる。一方地層レベルのREVとは、砂層、粘土層をひとつの要素に取り扱う場合であり、数十mオーダーの大きさとなる。いづれにしても、この図は、スケールによって分散長が大きくなることを示している。

3.2.2 透水係数のばらつきに関して本論文で検討する事項

透水係数の小さい場において、分散を大きいスケールで直接測定することは投入したトレーサーの移動が極めて遅く、難しいので、今回は透水係数のばらつきが何によって生じるのかを室内試験のスケールで実験的に検討する。



図－39 縦方向分散長のスケールとの関係



図－40 観測スケールと縦方向分散長との関係概念図

3.3 透水異方性

3.3.1 透水異方性が全体の流動方向へ与える影響

堆積岩のなかでも葉理が発達している場合に、透水係数の異方性が生じる可能性がある。例えば、水を通しにくい細粒分の多い層と水を通しやすい粗粒分の多い層が交互に積み重なった堆積構造があった場合、水平方向はある程度水を流しやすいが、鉛直方向は低透水性の層に阻まれて、透水係数が小さくなる可能性がある。未だ十分な続成作用を受けていない新第三紀の堆積岩は、比較的孔隙も多く、このような透水性の異方性が存在している可能性がある。仮に異方性の地盤が水平に堆積していた場合、鉛直のボーリング孔を利用した原位置の透水試験では、透水係数の水平成分しか測定されないため、鉛直方向の透水係数が小さかったとしても、そのことは分からない。鉛直方向の透水係数が小さいと、上から流れてきた地下水はその層には流入しにくくなるので、全体の流動方向にも影響する可能性がある。

異方性が全体の流動に与える影響について簡易な2次元モデルで解析的に検討した。モデルでは、図-41に示すように、透水係数が $1 \times 10^{-8}(\text{m/s})$ で異方性がない場合と鉛直方向の透水係数が $1/10$ になるケースをモデル化した。検討の結果、透水係数の異方性がある場合とない場合で、地下水の流動状況に違いが生じ、間隙水圧の測定を実施していた場合にその影響が観察されることが分かる。

3.3.2 透水異方性に関して本論文で検討する事項

試料に異なった方向から水を流し、透水係数の異方性がどの程度あるかについて実験的に検討する。

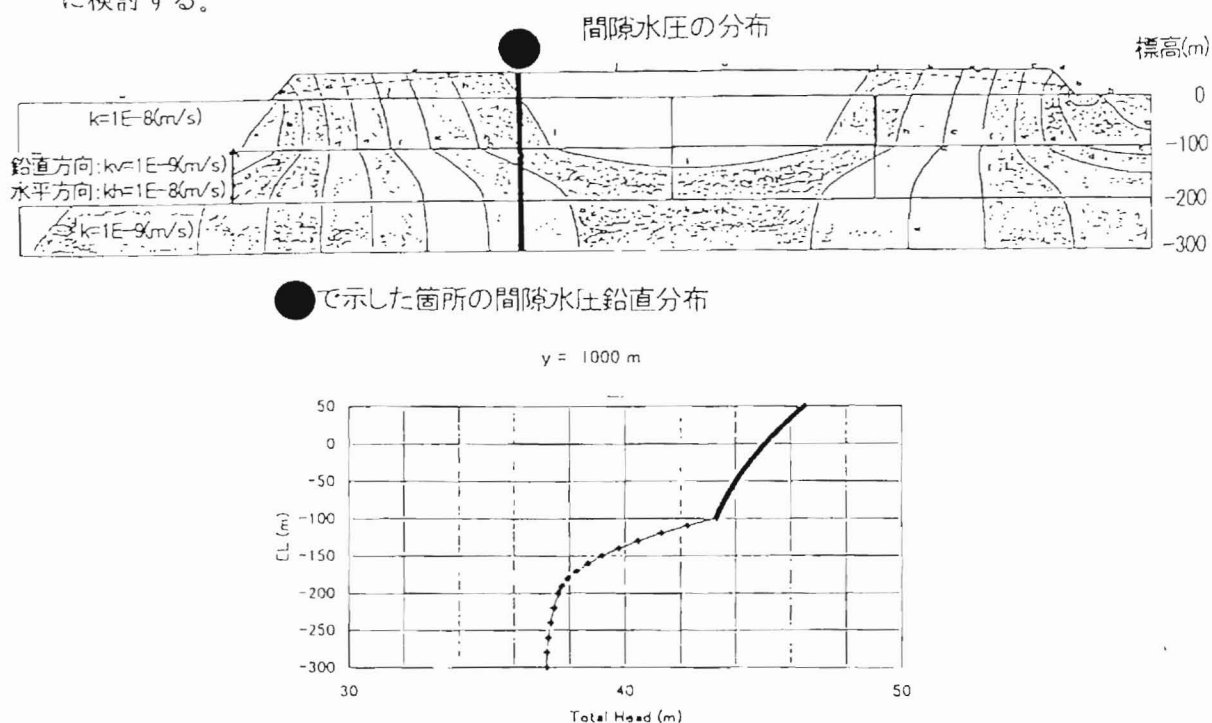


図-41 異方性がある場合とない場合による流動の比較

第4章 新第三紀堆積岩に対する室内透水試験

今回の室内透水試験の目的は、透水係数の動水勾配依存性、透水係数のばらつきの原因、および透水係数の異方性を調べることである。

透水係数の異方性を調べるには、同じ試料を用いて通水方向を変えた試験をする必要がある。通常室内透水試験は、ボーリングで得られた円筒形状の試料を用いて軸方向の透水係数が測定される。もし鉛直のボーリングで得られた試料であれば、軸方向の透水係数とは、鉛直方向の透水係数ということになる。一方、水平方向の透水係数を鉛直のボーリングで得られた円筒形状の試料を用いて測定することは難しい。そのため、新たに中空円筒形状の試料を用い、放射流を発生させて測定する装置を作り、水平方向の透水係数の測定を行うこととした。

低動水勾配下での透水試験は透水係数が小さい場合は長時間かけて実施する必要がある。その場合、試験装置からのわずかな蒸発や供試体と試験装置の界面を通るわずかな漏水が試験精度に大きく影響する。これらの問題を解決するには、なるべくシンプルな構造で、供試体と試験装置の界面の止水が容易に行なえる方法が良いと考えた。今回は、異方性試験と同様に中空円筒形状の試料を用い、放射流を発生させて測定する方法を用い、低動水勾配下では、精度を向上させる工夫を行なって試験した。

透水係数のばらつきの原因については、上記の試験で得られた透水係数のばらつきの原因を実験及びモデルを用いた検討により考察することとする。

4.1 中空供試体による透水試験

4.1.1 試験方法の概念

試験に用いる標準的な供試体のサイズは、ボーリングで採取した直径5 cm高さ10 cm程度（一部10 cm以下）の試料の中心に直径1 cm程度の穴を開けた中空の供試体とする。この供試体の中心から水を注入し、供試体の外側に向かって流れる水の流量を測定することによって透水係数を求める。試験装置の概念図を図－42に示す。

4.1.2 透水係数の算出方法

図－43に示す水平帯水層からの揚水試験と同じ考えで、中空の供試体を通過する流れ場を想定する。供試体の高さを b 、外側の半径を R 、内側に開けた穴の半径を r_0 とする。中空供試体の内側の水位を H 外側の水位を h_0 、 h_0 と H の差を Δh とする。流れが定常になっているとし、その時の流量を Q とする。供試体の中心軸の位置に上向きに z 軸をとり、その軸から r の距離での水頭を h とする。

ダルシーの法則から、供試体内の任意の点での流速 v は、透水係数 k を用いると

$$(式-5) \quad v = -k \frac{dh}{dr}$$

となる。また、連続の関係から、

$$(式-6) \quad 2\pi r b v = Q = (\text{一定})$$

(式-5)と(式-6)より、

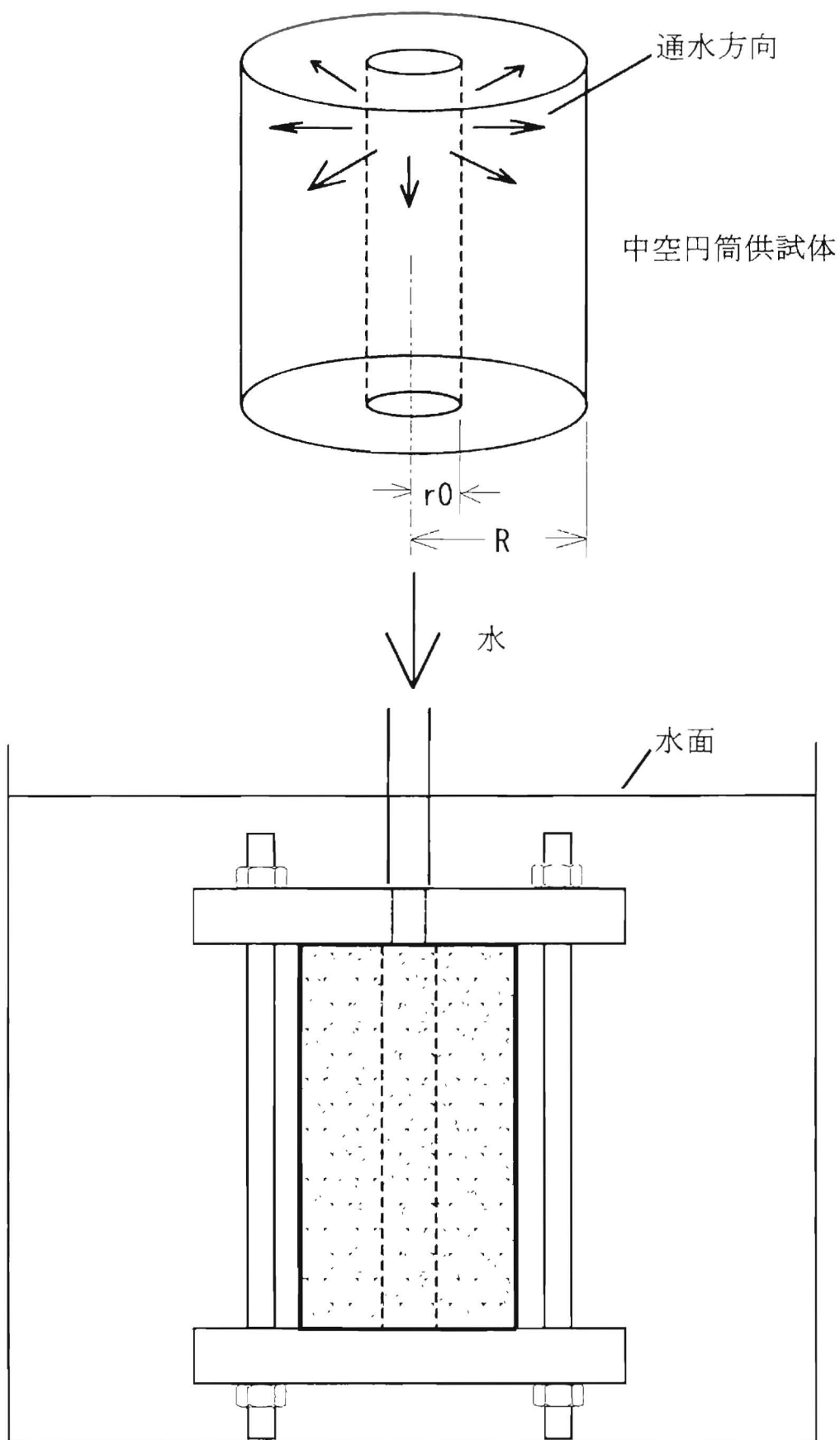


図-42 中空円筒供試体による透水試験概念図

$$(式-7) \quad Q = -2\pi b k \frac{dh}{dr}$$

$$dh = -\frac{Q}{2\pi b k} \frac{dr}{r}$$

$$(式-8) \quad \therefore h = -\frac{Q}{2\pi b k} \ln r + C$$

ここで $r = r_0$ で $h = h_0$ 、 $r = R$ で $h = H$ とすれば

$$H - h_0 = \Delta h = \frac{Q}{2\pi b k} \ln \frac{R}{r_0}$$

$$(式-9) \quad k = \frac{Q}{2\pi b \Delta h} \ln \frac{R}{r_0}$$

この式は、一様な厚さを持った水平な帯水層から揚水する井戸の揚水量と透水係数の関係式³⁴⁾と基本的に同じである。つまり、一般的に原位置で透水係数を測定する際によく用いられる注水試験法と同じである。但し影響半径が大きく異なる。この影響半径の違いが試験結果にどうに影響してくるかについては、後ほど考察する。

(式-8)と(式-9)に基づき作成した、中空供試体内部の水頭分布を図-44に示す。この図は、直径5cmの供試体の中心部に直径1cmの穴が開けられた場合の供試体内外の水頭差が、100cm、50cm、10cm、1cmの場合の中空供試体内部の水頭分布を示したもので、透水係数には関係なく定常状態ではこのような水頭分布を示す。

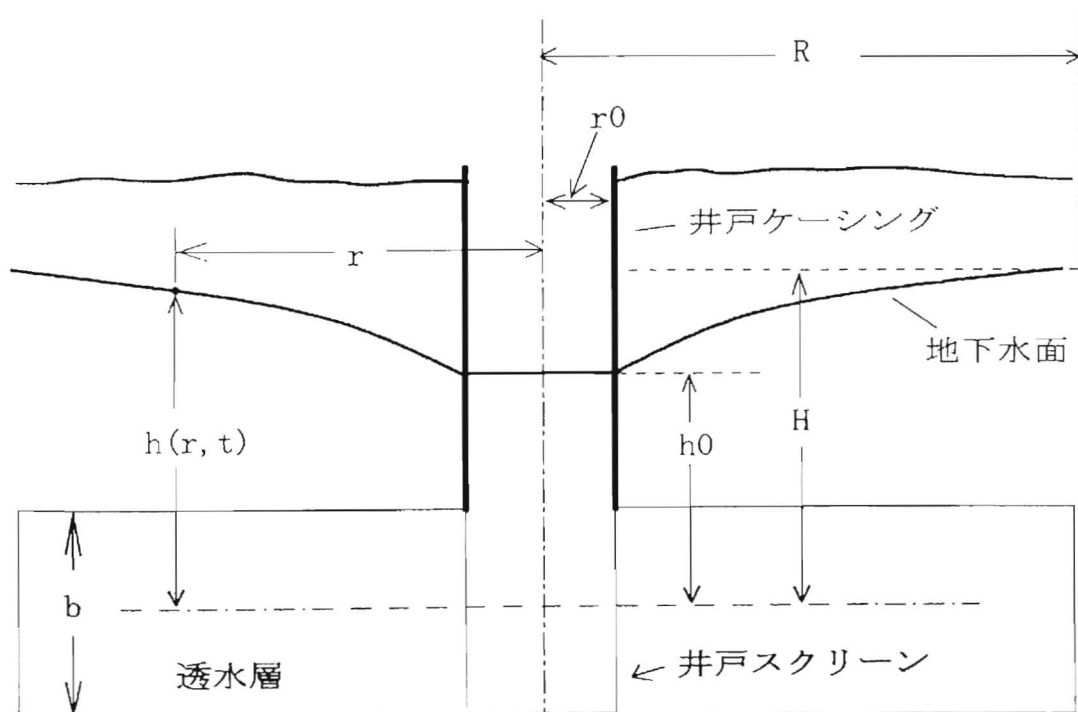


図-43 水平被圧水層からの取水モデル

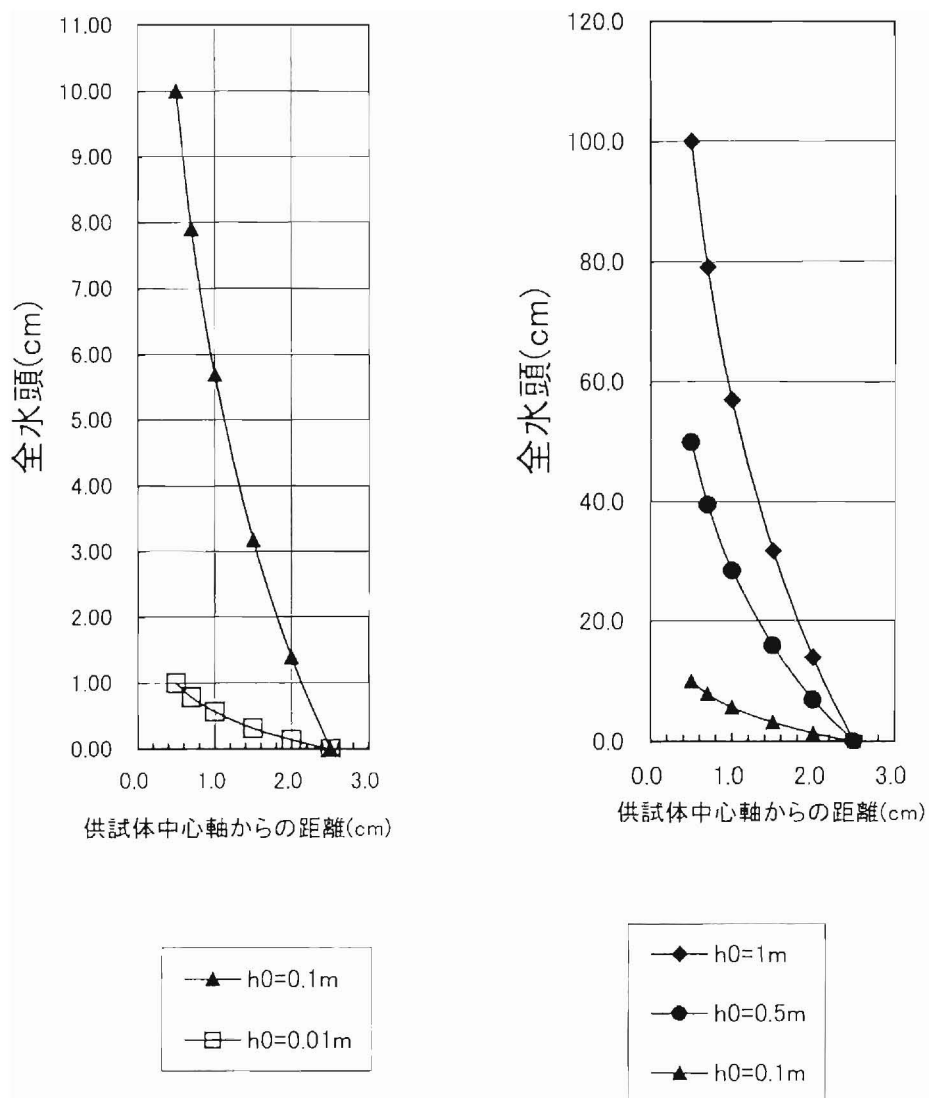


図-44 中空供試体内の水頭分布

4.1.3 試験装置の作製

今回使用した試験装置は Type1、Type2、Type3 の 3 つのタイプを用いた。中空供試体の上下を円盤で挟み込む点ではいずれも同じであるが、通水の方法などが少し異なっている。

Type1 は中空の供試体の上下を鋼製の円盤で挟みこむような治具を用いている。(図-45)治具と供試体の上下面との間を水が通過することを避けることが重要であるので、治具と供試体の間には直径 2 cm と 4.5 cm の 2 つの O リングをはさみ上下の治具をボルトとナットでしめつける方式とした。さらに供試体を治具に固定する際にはシール用の目地材(シリコーンシーラント)を供試体と治具の間に充填させた。治具上面の中心には穴を開け、ポリウレタンチューブ(フダ TE8 : 外径 8mm、内径 5mm、最大使用圧力 0.7Mpa [7kgf/cm²])をつなげる為の継ぎ手を取り付けた。上記の治具を 5 個作製し、同時に 5 つの供試体で試験が行えるようにした。

治具に固定した供試体をアクリル性の水槽に並べ、治具上部の注水孔とマノメータをポリウレタンチューブで接続した。(図-46)マノメータは内径 0.87 cm (従ってマノメータ内の高さ 1 cm の水柱の体積は 0.6 cm³) 高さ 1 m のガラス製である。マノメータは 6 本用意し、5 本は各供試体につなげ、1 本は供試体を入れたアクリル性の水槽の水位を読めるようにした。マノメータの下部には、バルブ(: 最大使用圧力 0.7Mpa [7kgf/cm²])を取り付け供試体への注水を止めることが出来るようにした。

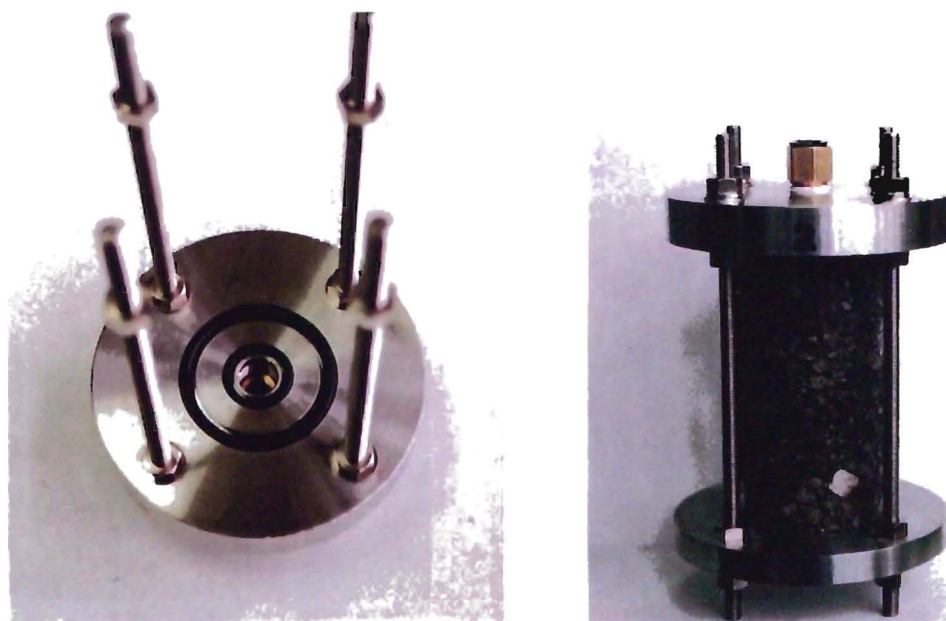


図-45 中空供試体透水試験用治具

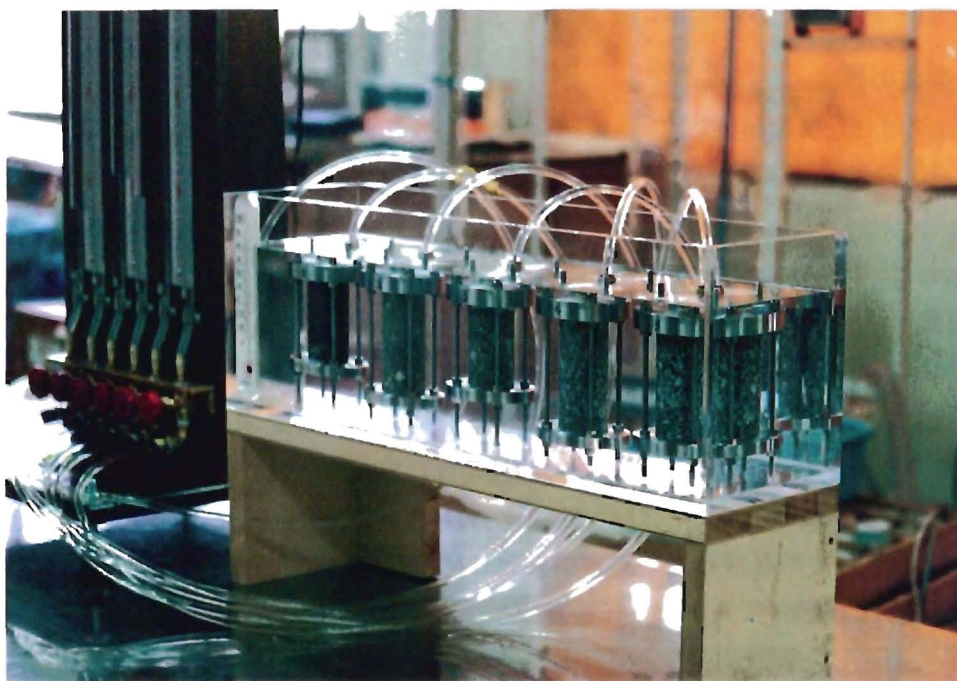


図-46 透水試験装置(Type1)

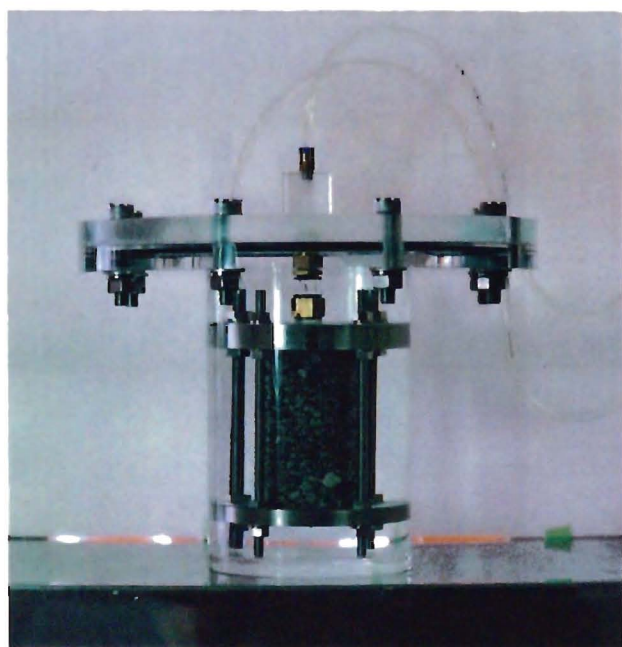


図-47 透水試験装置(Type2)



図-48 透水試験装置(Type3)

マノメータでは、供試体に負荷されている水圧（動水勾配）を読むと同時に、水位の変化分を供試体を通過した水の流量として読み取ることから、マノメータの内径の精度は透水係数を求める際には重要となる。マノメータの精度を確認する為、マノメータの上部まで水を入れて水位を5 cm毎に低下させながらその時に流出した流量をメスシリンダーで測った。その結果、マノメータ内の水柱5 cmに相当する水の体積はどの区間においても $3 \pm 0.2 \text{ cm}^3$ 、マノメータ全長の水柱100 cmに相当する水の体積は $60 \pm 0.2 \text{ cm}^3$ であり、十分な精度を有していると考えた。

(式- 9)を用いて供試体の通過流量を試算すると、供試体の透水係数を $1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 、アクリル性水槽の水位とマノメータとの水位差を10 cmと仮定した場合のマノメータの水位低下は、1日で約5 mm程度となるので、漏水や蒸発を極力押さえる必要がある。蒸発は1日で約1 mm程度生じることがあるので、この装置で水位差を10 cm程度(動水勾配にして約 5)以上で測定できる透水係数の下限は概ね $1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 程度であり、水位差1 cm程度(動水勾配にして約 0.5)で測定できる透水係数の下限は概ね $1 \times 10^{-9} \text{ m/s}$ 程度である。なお、水位差の決定に当たってはマノメータの毛管上昇分を考慮する。

Type 2 は Type1 と同じ概念のものを密閉できる容器の中に入れたタイプであり、低動水勾配用の試験装置である。(図- 47)原位置での動水勾配は、地表面付近の流出点や地表面の地形が急勾配の直下などを除けば、おおむね数パーセントである。中空供試体の通水方向長さは2 cmであるので、この供試体の内外に1 cmの水頭差を付けた場合の平均動水勾配は50 %、動水勾配がもっとも小さくなる供試体の外側付近で25 %となる。供試体の内外に0.5 cmの水頭差を付けた場合でも、動水勾配がもっとも小さくなる供試体の外側付近で12.5 %であり、原位置のものよりはやや大きい。このサイズの供試体で現実的に測定出来る最小の動水勾配は10 %程度と考え、これが測定出来ることを目標とした。Type 2 は、図- 47に示すように、アクリル製の円盤で作った治具に中空の供試体を挟みこんだものを密閉できる容器の中に入れて測定した。この方法は、蒸発を完全に止めることが出来るので、水位差1 cm程度(動水勾配にして約 0.5)の条件で透水係数にして概ね $1 \times 10^{-11} \text{ m/s}$ 程度まで測定可能である。この状態で、恒温恒湿槽の中に入れ測定を行なった。ここでも、水位差の決定に当たってはマノメータの毛管上昇分を考慮する。

Type 3 は図- 48に示すように、注入側と流出側それぞれにマノメータをとりつけられる構造をしており、高圧下で透水試験をしたり、通水方向を変えたりする場合には、このタイプを使用した。

4.1.4 実験方法

実験は、供試体の作製、供試体の治具への取り付け、真空ポンプによる供試体の脱気及び試料の飽和、供試体の水槽への定置、マンオメータの取り付けの順番に実施した。

試料は泥水を用いず清水によって掘削されたボーリングにより採取されたコアを用いている。コアの地質観察後、すみやかにラップで包んだ上をパラフィンで包んだ状態で試験室に持ち込んだ。ボーリングコアより直径5 cm、高さ10 cmの供試体を切り出した。一部の供試体はまず 2.3.3.1.2 に示す方法により、三軸透水試験器、或いは、トランジェントパルス式透水試験器でコアの長手方向（水平面に対して鉛直方向）の透水試験を実施した。

続いて供試体の中央に直径0.9 cmの小径のボーリングビットで送水しながら穴を開けた。（図－49）試料は強度があまり大きくないので（一軸圧縮強度で5 Mpa=50kgf/cm²程度）穴を開けている最中に試料が壊れることもあり、一部の試料は欠けた部分を切り落して整形し直したため、供試体の高さが10 cm以下となったものもあった。一般に試料の整形は極めて難しい。出来上がった供試体を観察し、高さ、外側の直径、内側の穴の直径をノギスで計測した。

供試体と治具との隙間が生じないように注意を払いながらＯリングとシール用の目地材を用いて供試体を治具に固定した。この状態のまま蒸留水（一部のケースは現地の地下水）を入れたデシケーターの中に水没させ、真空ポンプで12時間脱気し、供試体を飽和させた。（図－50）

飽和した供試体を蒸留水（一部のケースは現地の地下水）を入れた水槽に定置し、気泡が入らないよう注意しながら、マンオメータと供試体を接続させた。真空脱気後の供試体の吸水が落ち着くまで待つ為、その状態で2～3日定置した。

透水試験を開始する為、マンオメータ下部のバルブを開き、次いで時刻、水位、水温を測定した。実際の試験状態は変水位試験であるのに対し、（式－9）の透水係数算定式は定水位（ $\Delta h = \text{一定}$ ）の状態の式であるが、微小な時間、あるいは、水位の低下が非常に緩慢な状態では、ほぼ定常と考えても問題ないと判断し、時刻 t_1 [s]の時のマンオメータの水位 h_1 [cm]と時刻 t_2 [s]の時のマンオメータの水位 h_2 [cm]を用いて、この間に供試体を通過した流量 Q は以下の式で求めた。

$$\begin{aligned} \text{(式－10)} \quad Q &= (\text{マンオメータ内の高さ1 cmの水柱の体積}) * (h_1 - h_2) \\ &\quad [\text{cm}^3 / \text{s}] \end{aligned}$$

また、この時の供試体内外の水頭差 Δh は、水槽内の水位 h_c が微小時間では一定と考え、以下の式で求めた。

$$\text{(式－11)} \quad \Delta h = \{ (h_1 + h_2) / 2 \} - h_c$$

供試体にかかっている平均動水勾配 i は、供試体の外側の半径を R 、内側に開けた穴の半径を r_0 とすると、次の式で算出した。

$$\text{(式－12)} \quad i = \Delta h / (R - r_0)$$



図-49 中空円筒供試体作成状況

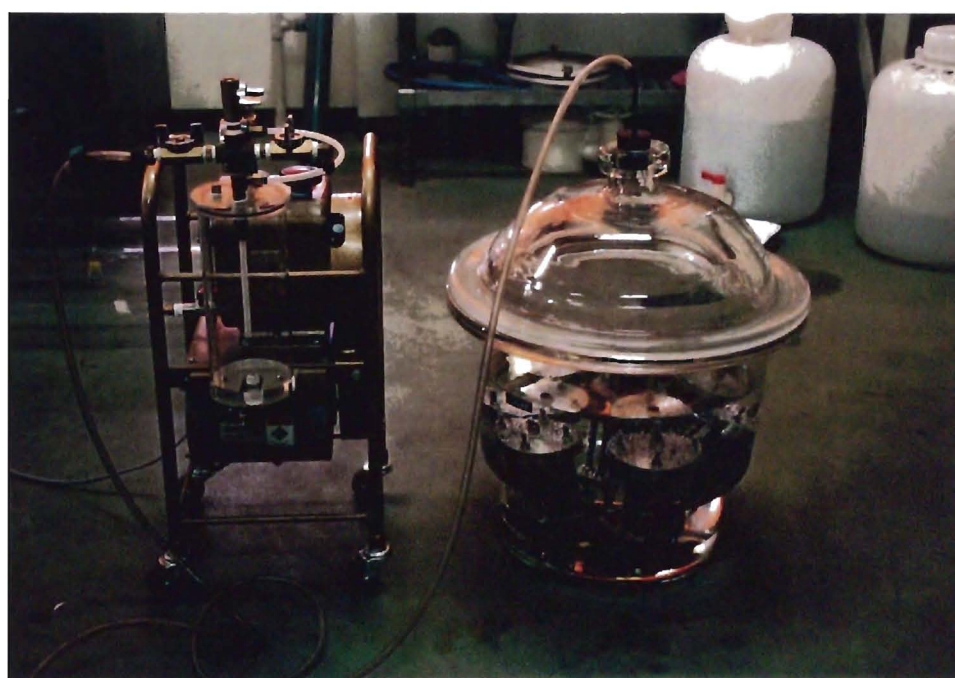


図-50 供試体飽和状況

実際の動水勾配は、試料が中空円筒状であるので、外側ほど動水勾配が小さくなる。中空円筒の中心軸から距離 r の位置の流速 v は、 $Q/A=Q/2\pi r b$ であるから、(式－ 9)より中空円筒の中心軸から距離 r の位置の動水勾配 i は、以下のように求まる。

$$i = v / K$$

$$= \Delta h / r / \ln (R / r_0)$$

但し、 v ：距離 r の位置の流速、 K ：透水係数、 R ：供試体の外側の半径、 r_0 ：内側に開けた穴の半径、 Δh ：供試体内外の水頭差

今回用いた供試体は、 $R=2.5\text{ cm}$ 、 $r_0=0.5\text{ cm}$ であるので、各 Δh の時の平均動水勾配、最大動水勾配（供試体内側付近）、最小動水勾配（供試体外側付近）は以下のとおりとなる。

表－ 6 室内試験の動水勾配一覧

Δh [cm]	平均動水勾配 [%]	最大動水勾配 [%]	最小動水勾配 [%]
100	5000	12500	2500
50	2500	6250	1250
10	500	1250	250
1	50	125	25

今回、実験に使用したマノメータの高さは、最大で 1 m であるので、試験した動水勾配は平均動水勾配にして、最大で $50(5000\%)$ である。また、最小は現実的に差圧として有為に測定できるのは水頭にして 5 mm 程度であることから、平均動水勾配にして、最小で $0.25(25\%)$ である。今回の試験では、殆どの試料は平均動水勾配 $0.25\sim25$ の範囲のデータを取得し、一部の試料は、平均動水勾配 $0.25\sim50$ の範囲で試験を実施した。

4.1.5 試験ケース

全部で31試料（供試体 No.1～33、No.9 と No.26 は欠番）の供試体を用いて測定した。供試体の一覧を以下の表－7に示す。ここで鉛直方向透水係数とは、2.3.3.2.2節で説明した、トランジェントパルス試験で鉛直方向の透水試験をした試料を中空円筒試料に成型したものである。また、細孔径分布試料番号は後ほど説明する細孔径分布測定の試料を採取した位置を示している。

供試体No.	深度	岩種	鉛直方向透水係数 (m/s)	細孔径分布試料番号
1	261.3-261.4	cs	2.62E-10	Tcs-1、Tcs-2
2	83.0-83.1	ps	2.69E-8	Tps-1、Tps-2
3	83.14-83.24	ps	5.46E-8	
4	69.75-69.85	spt	3.85E-10	Tspt-1、Tspt-2
5	85.4-85.5	spt	2.24E-10	
6	262.13-262.23	cs		
7	85.1-85.2	spt		
8	174-174.1	ms		Tms-1、Tms-2
10	81.0-81.1	cs		
11	81.1-81.2	cs		
12	81.2-81.3	cs		
13	81.3-81.4	cs		
14	81.4-81.5	cs		
15	81.6-81.7	cs		
16	173.55-173.65	ms		
17	81.8-81.9	cs		
18	81.9-82.0	cs		
19	82.0-82.1	cs		
20	82.1-82.2	cs		
21	36.9-37.0	pps		
22	37.5-37.6	pps		
23	38.9-39.0	pps		
24	39.7-39.8	cs		
25	41.2-41.3	cs		
27	89.5-89.6	cs		
28	70.1-70.2	al		
29	73.9-73.99	al		
30	77.35-77.45	al		
31	88.9-89.0	Ps		
32	77.0-77.1	al		
33	78.1-78.2	al		

注) ps:軽石混じり砂岩、spt:砂質軽石凝灰岩、pps:軽石質砂岩、cs:粗粒砂岩、
ms:泥岩、al:砂岩泥岩互層



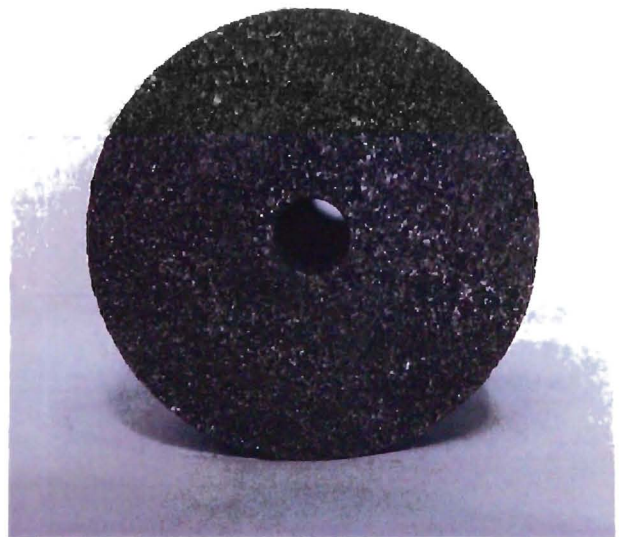
No. 20



No. 27



No. 12



No. 27

図-51 中空供試体

4.2 結果

試験結果の一例として、図－ 52にマノメータの水位低下と時間の関係を、また、図－ 53にそのときの透水係数と動水勾配の関係を示す。図に示した▲(No.2)と□(No.15)は Type1 の装置で測定した例でありまた、○(No.25)は Type2 の低動水勾配用の装置で測定した例である。Type1 の装置では水位差を10cm程度(動水勾配にして約 5)で透水係数 $1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 程度まで測定できており、Type2 の低動水勾配用の装置では、水位差1cm(動水勾配にして約 0.5)で透水係数 $1 \times 10^{-11} \text{ m/s}$ 程度まで測定できていることが分かる。

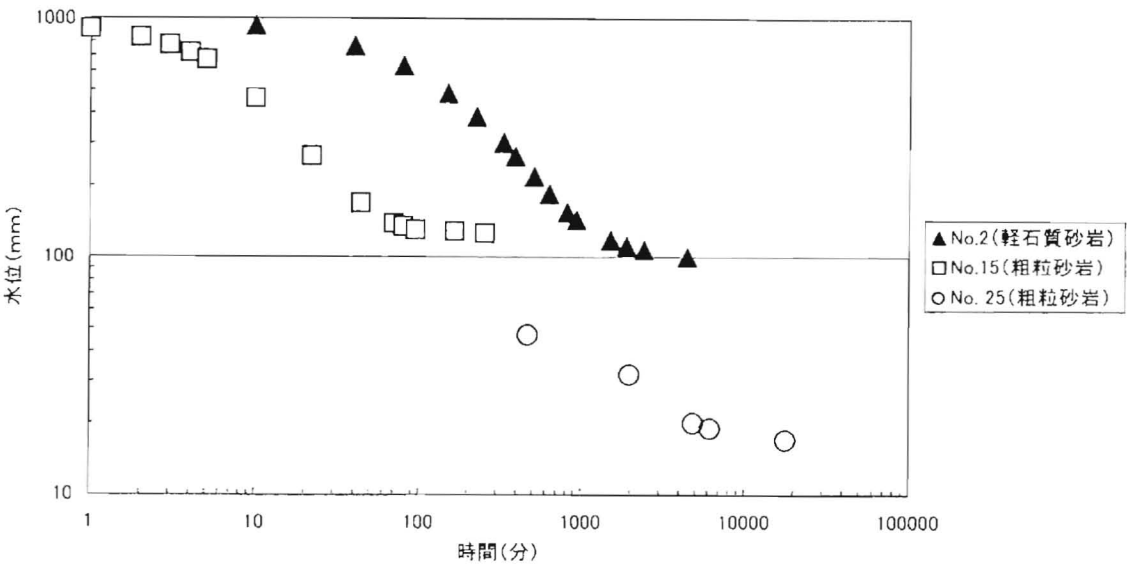


図-52 水位変化図 (No.2、No.15、No.25)

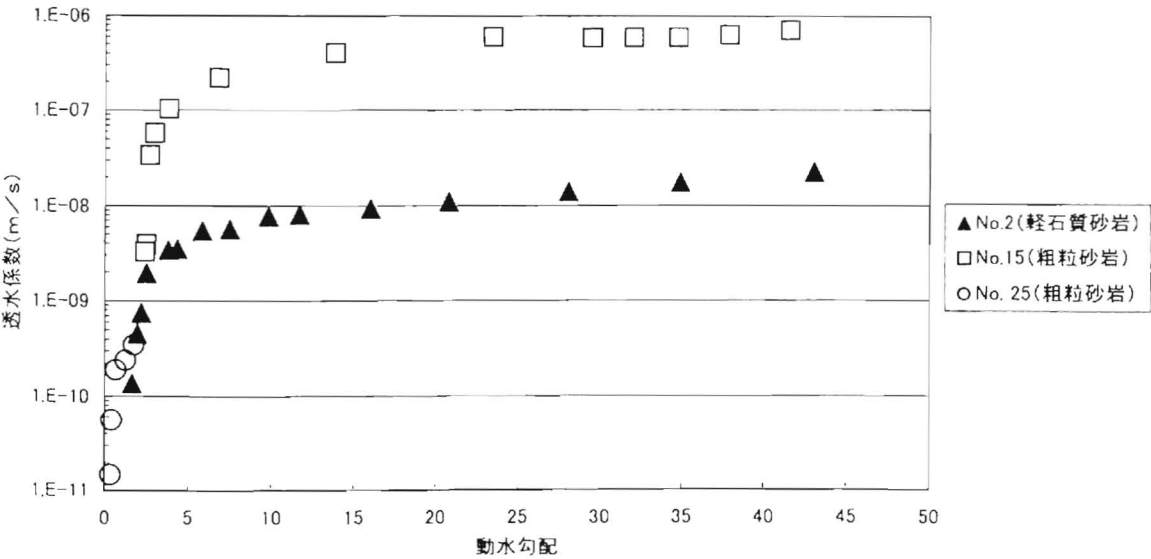


図-53 透水係数と動水勾配の関係(No.2、No.15、No.25)

全試料の試験結果を図-54に示す。多くの試験が、動水勾配が小さくなるにつれて透水係数が低下する傾向を示している。そこで、図-54を次の3タイプに分類し、それぞれ図示した。図-55は、動水勾配が5(500%)以上の領域から透水係数が動水勾配の低下に伴って低下しているタイプである。動水勾配40から5までの間における透水係数の低下は最大で1オーダー程度である。図-56は、主に動水勾配が5(500%)以下で透水係数が動水勾配の低下に伴って低下しているタイプである。透水係数が大きい($1 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ のオーダー)グループと小さい($1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ のオーダー)グループに分かれている。図-57は、動水勾配による透水係数の変化の少ないタイプである。このタイプも透水係数が大きい($1 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ のオーダー)グループと小さい($1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ のオーダー)グループに分かれている。後に詳しく述べるが、動水勾配の低下に関係なく透水係数が大きいケースは、比較的連続性の良い通水経路が存在している場合であり、大きい透水係数でありながら、動水勾配の低下に伴って透水係数が低下する場合は、比較的連続性の良い通水経路の中に透水係数の小さい部分が存在している可能性がある。透水係数が小さい場合で動水勾配の低下に伴って透水係数が変化しないタイプはいずれの測定もType1の装置で測定されたものであるので、 $1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ 以下の測定が出来ていない可能性もある。Type2の低動水勾配用の装置で測定したケース(No.24、27、30)については、いずれも動水勾配の低下に伴って透水係数が低下している。

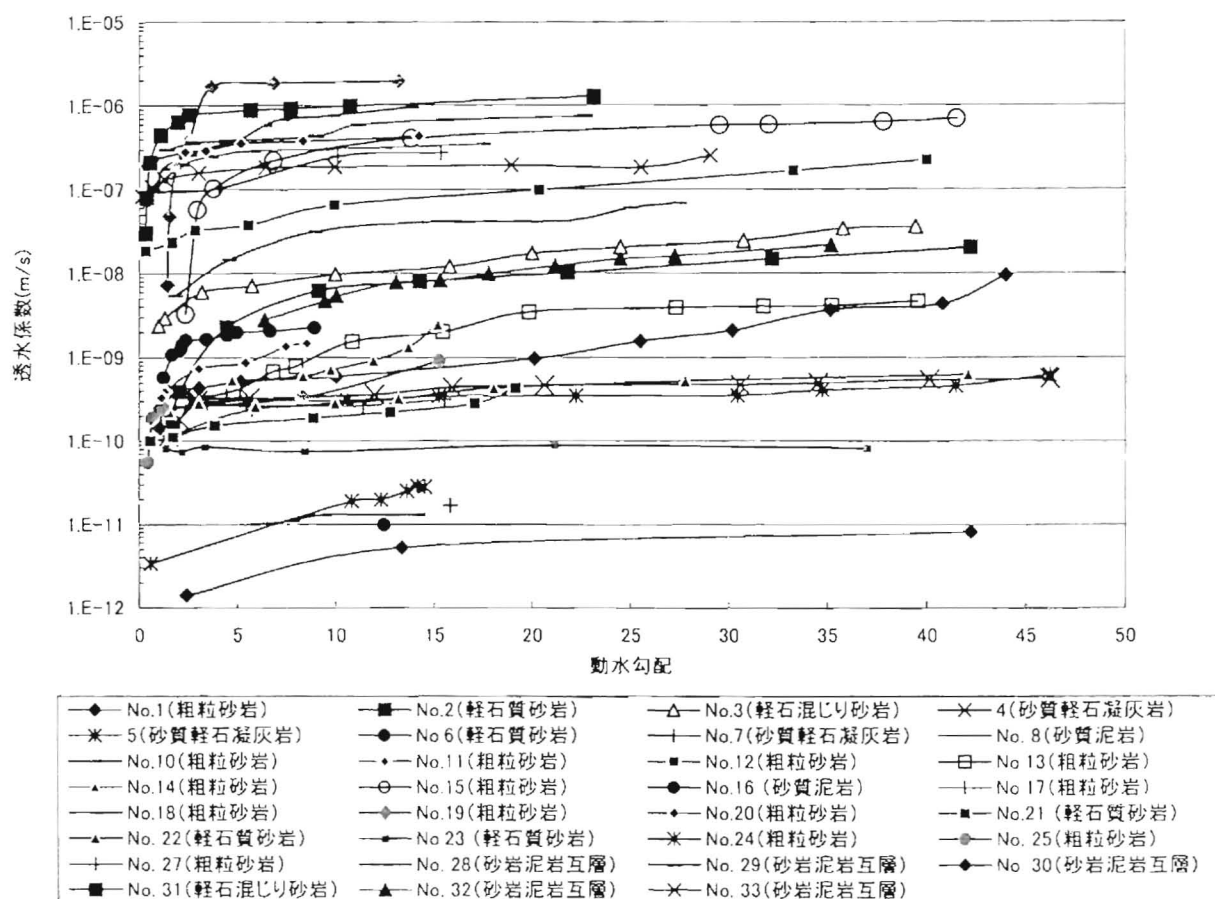


図-54 透水試験結果一覧

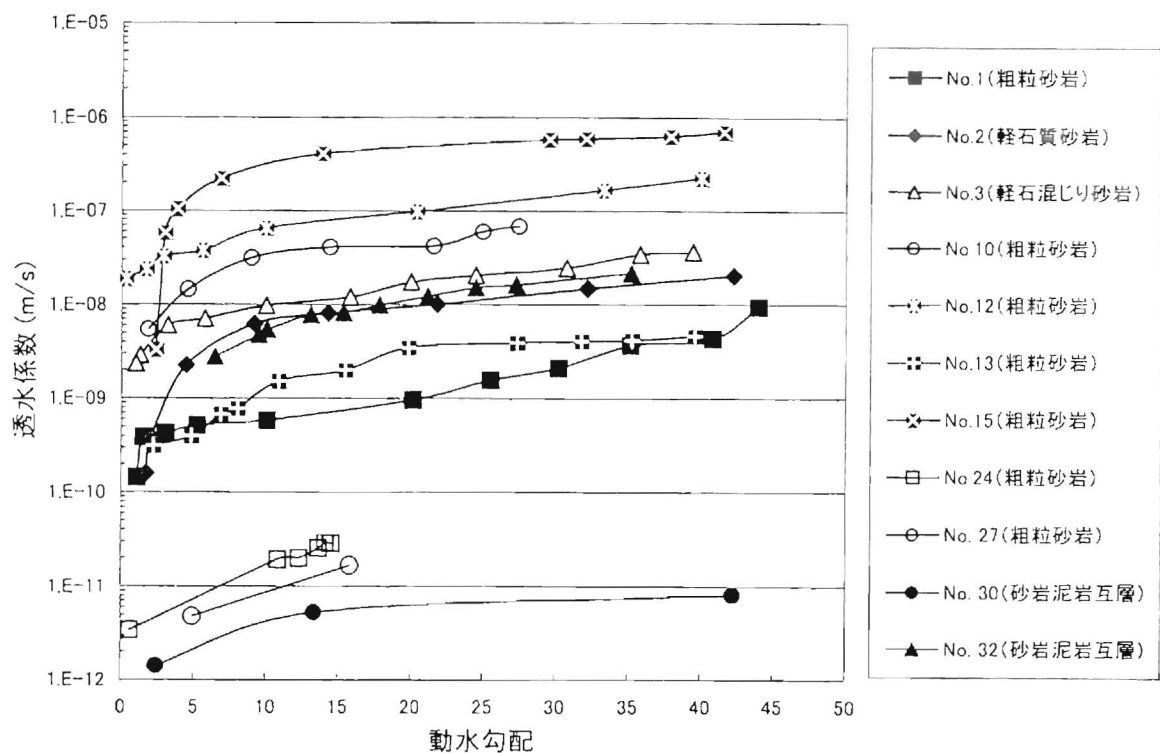


図-55 透水試験結果一覧(動水勾配 5以上で変化するタイプ)

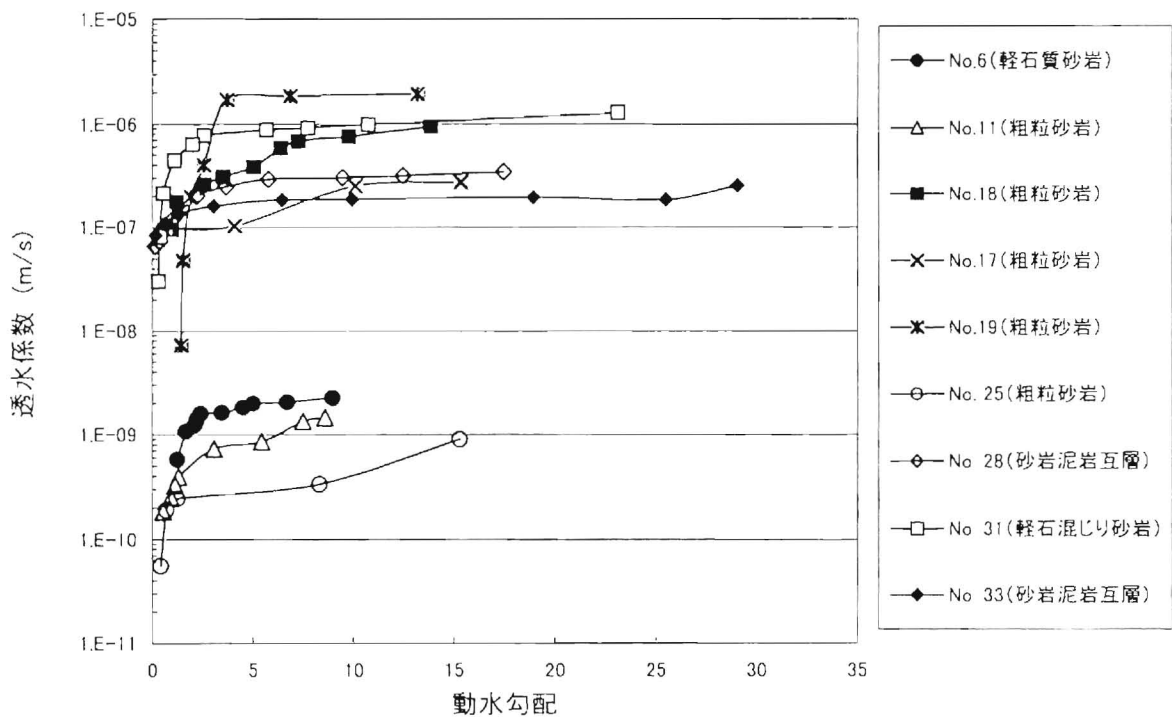
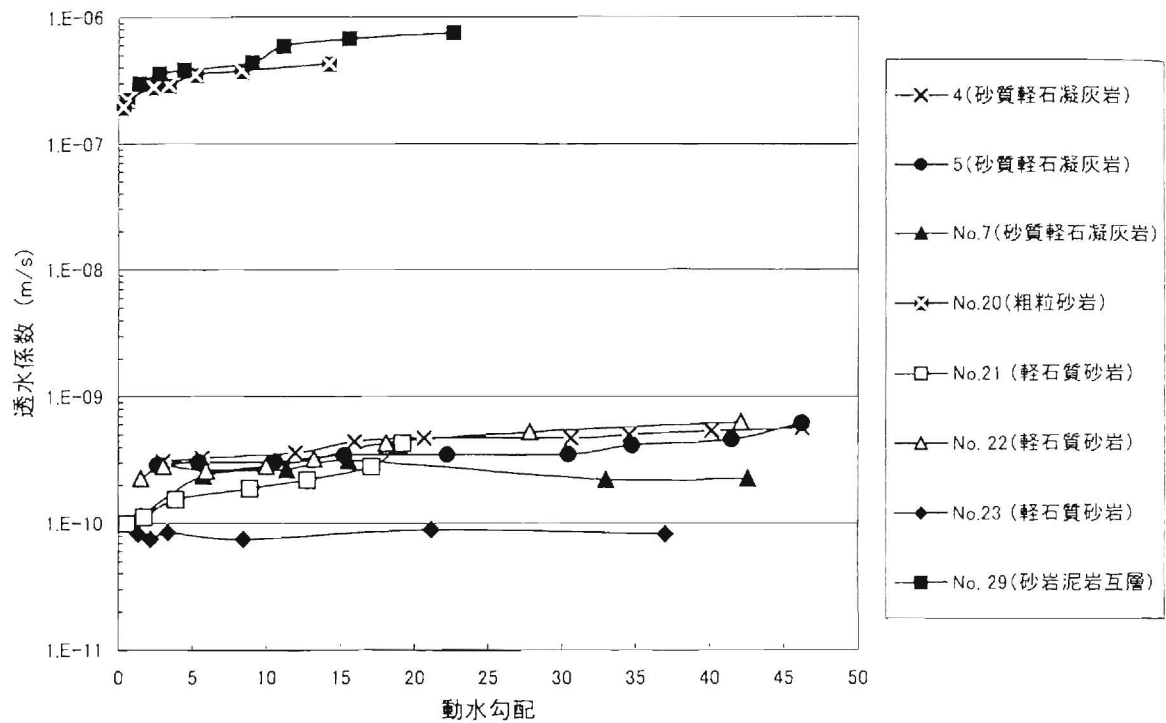
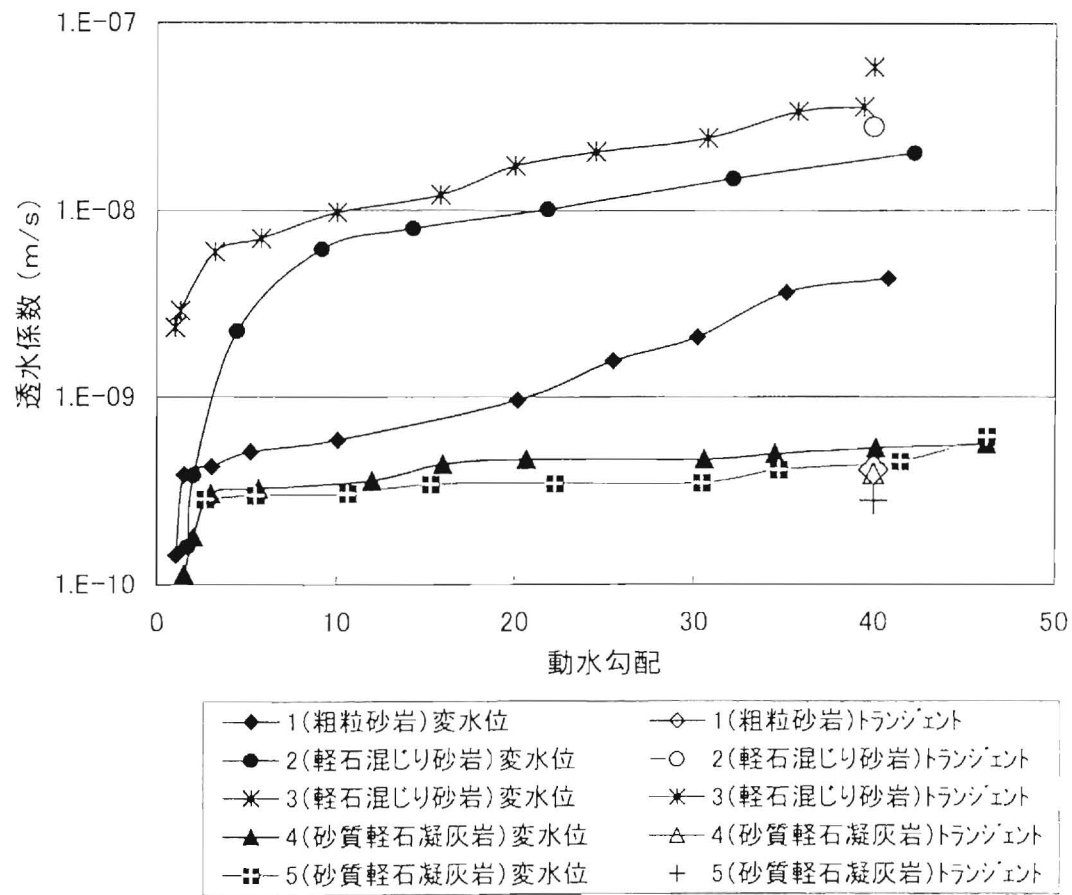


図-56 透水試験結果一覧(動水勾配 5以下で変化するタイプ)



図一57 透水試験結果一覧(動水勾配による変化の小さいタイプ)

同一の供試体で、トランジェントパルス法で透水試験をした結果と、中空供試体による透水試験結果を比較したものを図－58に示す。トランジェントパルス法では、初期の差圧が $0.4\text{kgf/cm}^2(0.03\text{Mpa})$ であり、供試体の試験方向の長さは 0.1m であることから、この場合の動水勾配は、40として図にプロットした。5つの供試体のうち、No.1の粗粒砂岩を除いた4つの供試体については、トランジェントパルス法で透水試験をした結果と、中空供試体による透水試験結果の動水勾配40の測定結果は大変良く一致している。トランジェントパルス法と中空供試体による変水位試験と全く異なる方法で試験をしているが、両者の方法が同じ結果を導いたので、いずれの方法も妥当な方法であると言える。粗粒砂岩については、異方性が原因で一致しなかった可能性がある。粗粒砂岩が透水係数の異方性を持つことについては、5.6節(p.166)で考察する。



図－58 中空供試体による変水位試験とトランジェントパルス試験との比較図

第5章 考察

5.1 低動水勾配時に透水係数が低下する試験結果の妥当性

今回実施した試験で、低動水勾配時に透水係数が低下するデータが得られた。ここでは、観測された事実の問題がないか以下の観点から検討する。

- ・ 透水試験の通水経路に発生する目詰まりの影響
- ・ 透水試験の通水経路に発生する気泡の影響
- ・ 供試体に付加される拘束圧力の影響
- ・ 変水位(非定常)による影響
- ・ 浸透圧の影響

5.1.1 透水試験の通水経路に発生する目詰まりの影響

透水試験実施時に通水経路になんらかの物質が付着して、目詰まりを生じさせ、最終的に透水係数の低下を招く場合がある。そこで、低動水勾配による試験を実施したのち、再度大きい動水勾配に戻して再現性を確認した。その結果、図－ 59及び図－ 60に示すように、透水係数と動水勾配の関係は再現性のあることを確認した。このことから、通水経路に発生する目詰まりの影響で透水係数が低下しているものではないと判断した。

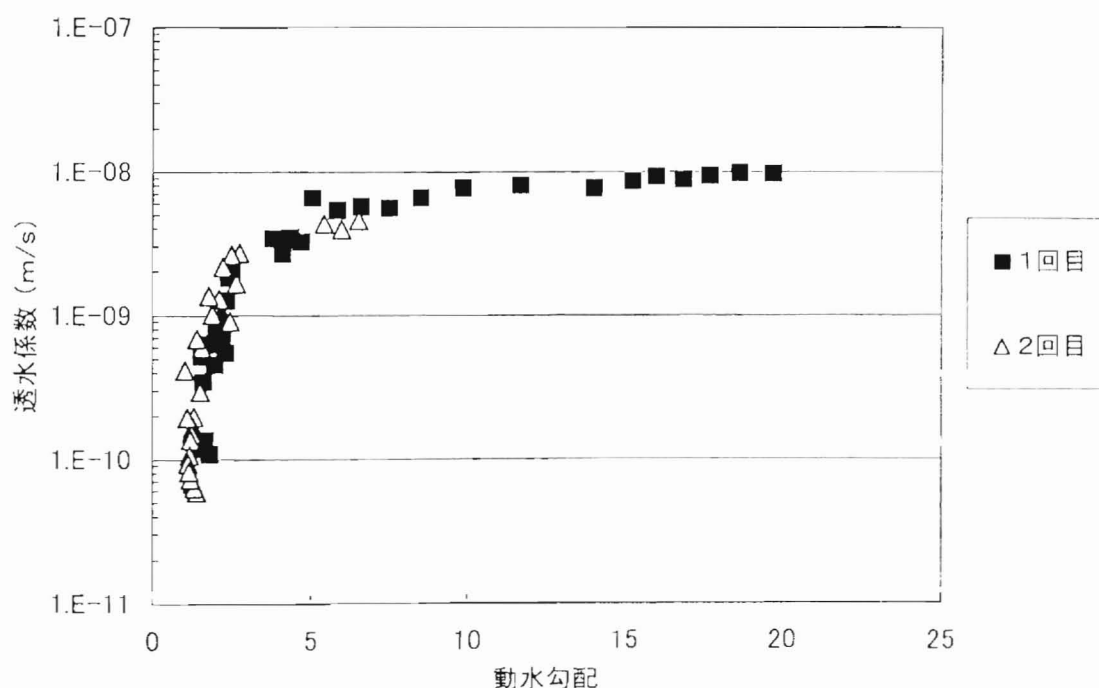


図-59 再現性の確認 (No. 2供試体)

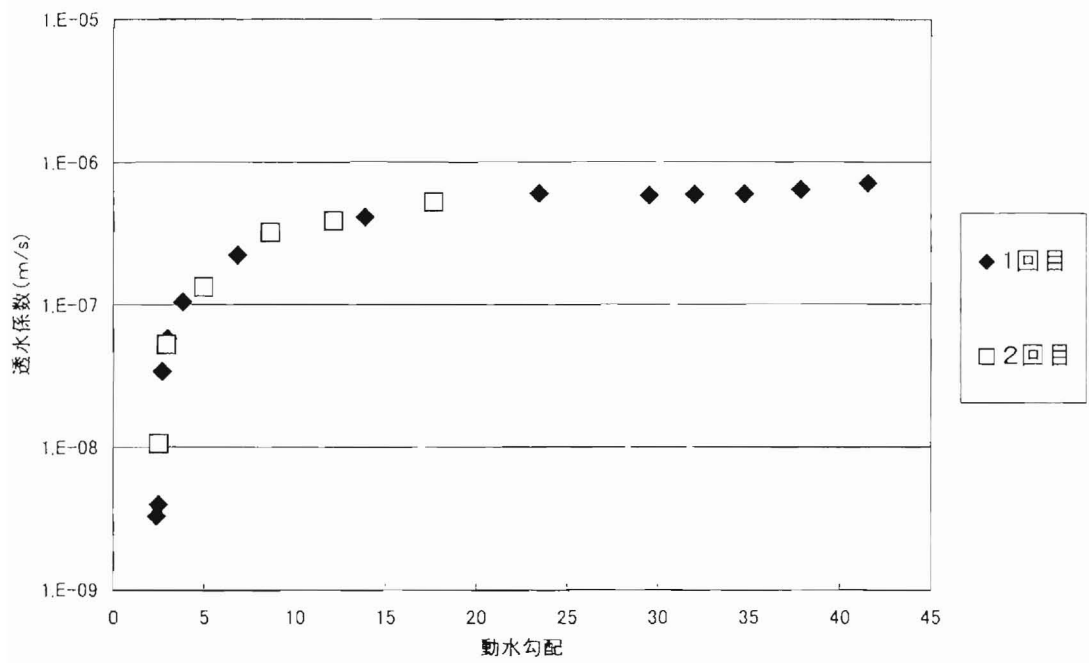
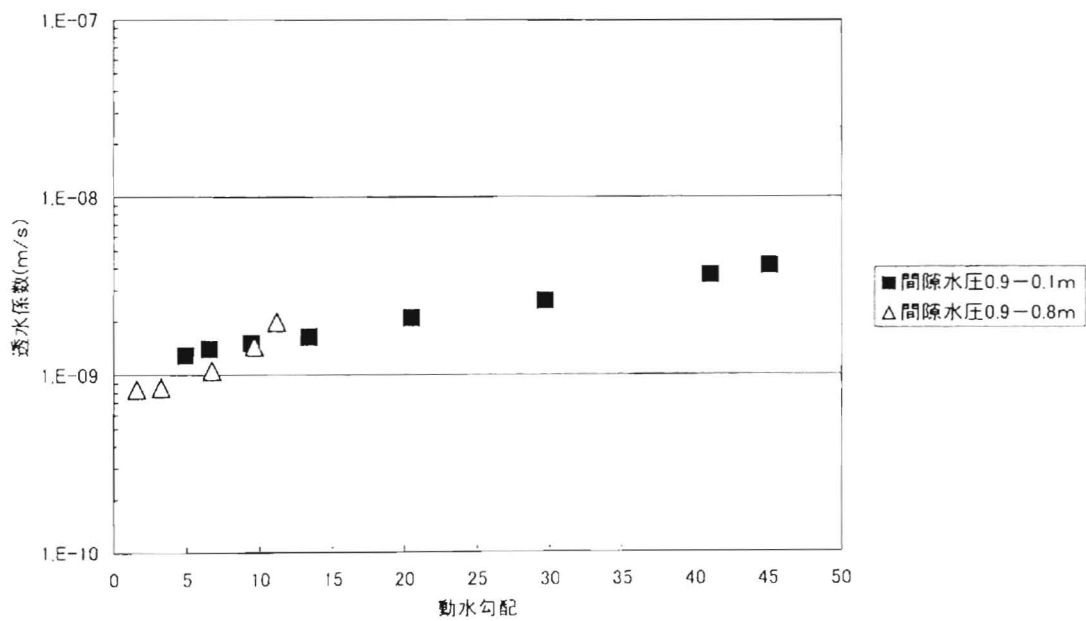


図-60 再現性の確認 (No. 15 供試体)

5.1.2 透水試験の通水経路に発生する気泡の影響

透水試験実施時に、脱気した水を使用しないと、通水経路に気泡が生じて通水断面積を低下させ、最終的に透水係数の低下を招く場合がある。気泡は、間隙水圧が大きくなると体積が減少するので、もし、気泡によって透水係数の低下が生じているのであれば、間隙水圧を大きくすることによって透水係数の低下が緩和される可能性が高い。そこで、低動水勾配により透水係数が低下する供試体に対して、間隙水圧を大きくした場合の透水係数と動水勾配の関係を試験し、比較した。図－ 61に示すように、透水係数と動水勾配の関係は間隙水圧に係らず同じ傾向であることを確認した。このことから、通水経路に発生する気泡の影響で透水係数が低下しているものではないと判断した。



図－61 間隙水圧による影響 (No. 1;粗粒砂岩)

5.1.3 供試体に付加される拘束圧力の影響

トランジェントパルス法による透水試験と今回の中空供試体による透水試験で最も条件が異なるのは、供試体にかかっている拘束圧である。中空供試体については、殆ど拘束圧がかかっていないため、その影響を検討した。図-62にトランジェントパルス法による透水試験の際の有効拘束圧（供試体に付加されている側圧から、供試体に付加されている間隙水圧を引いた値）が透水係数とどのような関係にあるか整理した結果を示す。粗粒砂岩は有効拘束圧の増加で透水係数がやや低下する傾向があるが、その他の供試体は試験の範囲内では特に有効拘束圧の影響は見られない。また、今回実施しているトランジェントパルス法は、全て 0.39MPa ($4\text{kgf/m}^2 = \text{水頭 } 40\text{m}$) の間隙水圧が付加された状態の試験結果であり、これらの結果と $0.1\text{kgf/m}^2 = \text{水頭 } 1\text{m}$ 中空供試体の試験結果がほぼ一致していることから、供試体に付加される拘束圧力や間隙水圧の影響で中空供試体の試験結果が大きく変動するとは考えられない。

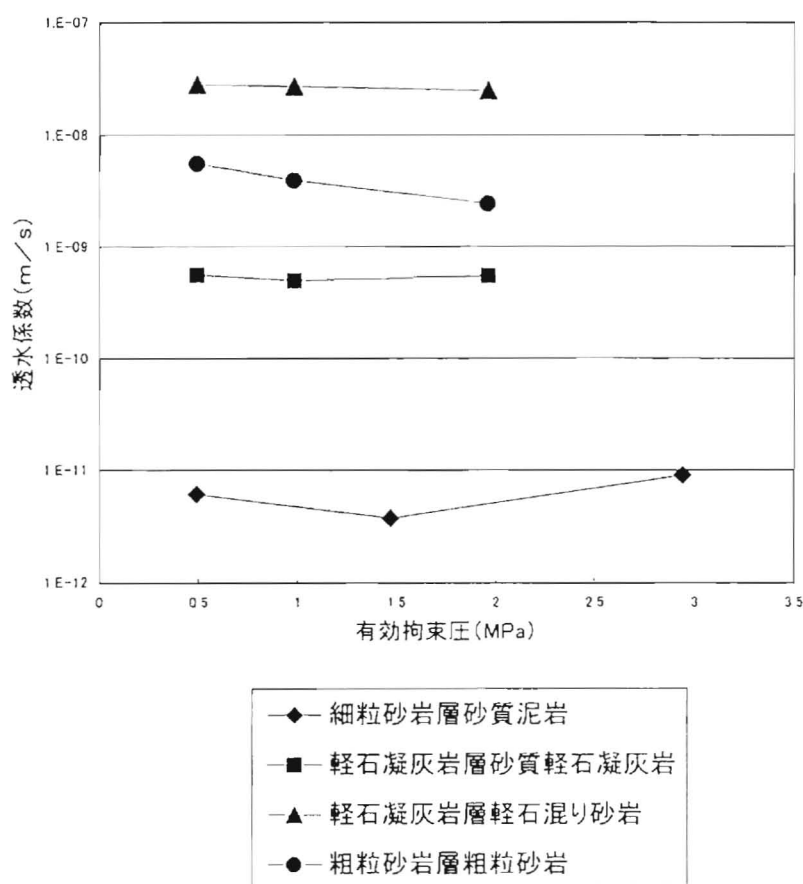


図-62 供試体へ付加される有効拘束圧と透水係数の関係

5.1.4 変水位(非定常)による影響

今回実施している透水試験はマノメータの水位低下を読む変水位式の透水試験である。変水位式のメリットは試験装置が簡単のため、同時に多くの試験が出来ることである。変水位式のデメリットは供試体内部の水頭分布が常に変化しているため、透水係数の評価が難しいことである。特に比貯留係数が大きい場合には、全水頭の低下による間隙水圧の低下に遅れが生じ、今回透水係数を算出する式で前提としている定圧状態の水頭分布(図－44)に達していない場合も考えられる。変水位試験の低動水勾配時のこの点に関する問題については原位置での透水試験に関連して、5.4節(P.126)でも検討する。室内試験と原位置試験とで大きく異なるのは、室内試験では影響半径が供試体の外側以上には広がらない点であり、影響半径が大きくなる原位置試験の方が問題は複雑である。

ここでは、室内試験についての変水位(非定常)による影響を検討するため、以下の2点について検討した。ひとつは、低水位試験を行なうことであり、もうひとつは、変水位試験の初期水位を変更したケースから考察する方法である。

5.1.4.1 定水位透水試験

中空供試体を用いて定水位（定圧）透水試験を実施し、変水位との比較を行なった。図－63に定水位（定圧）透水試験の結果と変水位透水試験の結果を比較したものを示す。図に示すとおり、定水位（定圧）透水試験の結果と変水位透水試験はほぼ同じ値を示している。従って、変水位(非定常)による影響で透水係数の動水勾配依存性が発生しているのではないことが分かる。

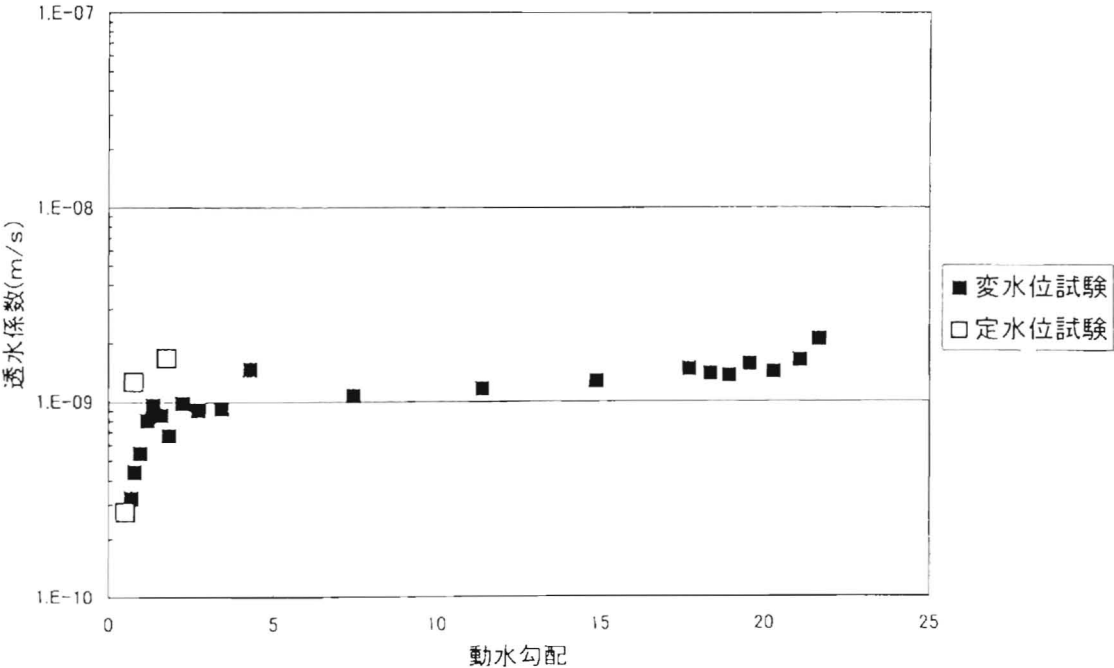


図-63 定水位試験と変水位試験の比較 No. 1 (粗粒砂岩)

5.1.4.2 初期水位の影響検討

比貯留係数が大きい場合、全水頭の低下による間隙水圧の低下に遅れが生じ、今回透水係数を算出する式で前提としている定圧状態の水頭分布(図-44)に達していない場合も考えられる。特に低動水勾配時には、注入側の水位が低下したことによる供試体内部全体の全水頭の分布の低下に遅れが生じ、注入点近傍の動水勾配が小さくなって注入流量が低下することもあると考えられる。室内試験では影響半径が小さいので、この効果は原位置ほどではないと考えられるが、もしこのような現象が生じていると、定圧の水頭分布を前提として透水係数を算出した場合、見かけ上透水係数が小さく計算される。そこで、注入側の初期水位を低下させた場合の試験結果でこの点を検討した。

図-64に示した図は、Type1の装置で動水勾配 28~2 程度までの試験を行い、次に Type2 の装置で動水勾配 2 以下の試験を行なった試験結果をひとつの図面に書いたものである。仮に Type1 で行なった試験が比貯留係数の影響で透水係数がみかけ上低下しているならば、Type2 の装置で動水勾配 2 程度で試験を開始した時点の透水係数はもっと大きくなるはずである。しかし試験結果によれば、異なる初期水位からスタートさせた Type1 と Type2 の試験結果は連続しており、比貯留係数の影響で透水係数がみかけ上低下していることではないと考えられる。

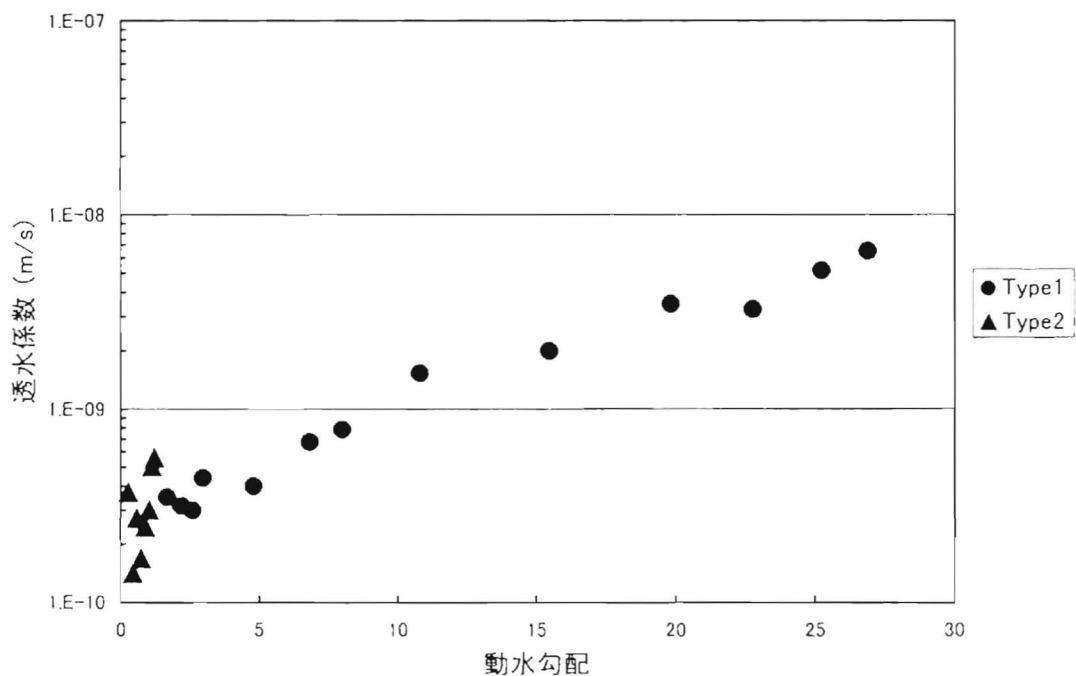


図-64 (No. 13 / 粗粒砂岩)

5.1.4.3 浸透圧による影響

岩盤内の透水係数が小さく且つその間隙水の溶存成分が多い場合、その岩盤内の溶存成分の濃度を低下させ外部の濃度と均一にさせようとする浸透作用が働くことがあると言われている⁵⁵⁾(図- 65参照)。中空円筒供試体の場合、中心部分の体積が小さいので、長時間試験を継続していると、中心部分の水質が間隙水の濃度に近づいてくることも考えられる。この場合、中空供試体の内側と外側では、浸透圧相当分だけ内部の圧力が高くなる。このような浸透圧が働いている場合には、低動水勾配時に透水係数が著しく低下しているように見えている測定は、浸透圧によって決まる平衡水位に達して流動が止まった現象を捉えている可能性もある。そこで、通水方向を外側から内側に逆転させた場合の透水係数と動水勾配の関係についても試験した。結果を図- 66に示す。少なくともこの試験体については通水方向にかかわらず動水勾配1程度から透水係数の低下が見られているので、浸透圧によって決まる平衡水位のために、見かけ上透水係数が低下したとは考えにくい。

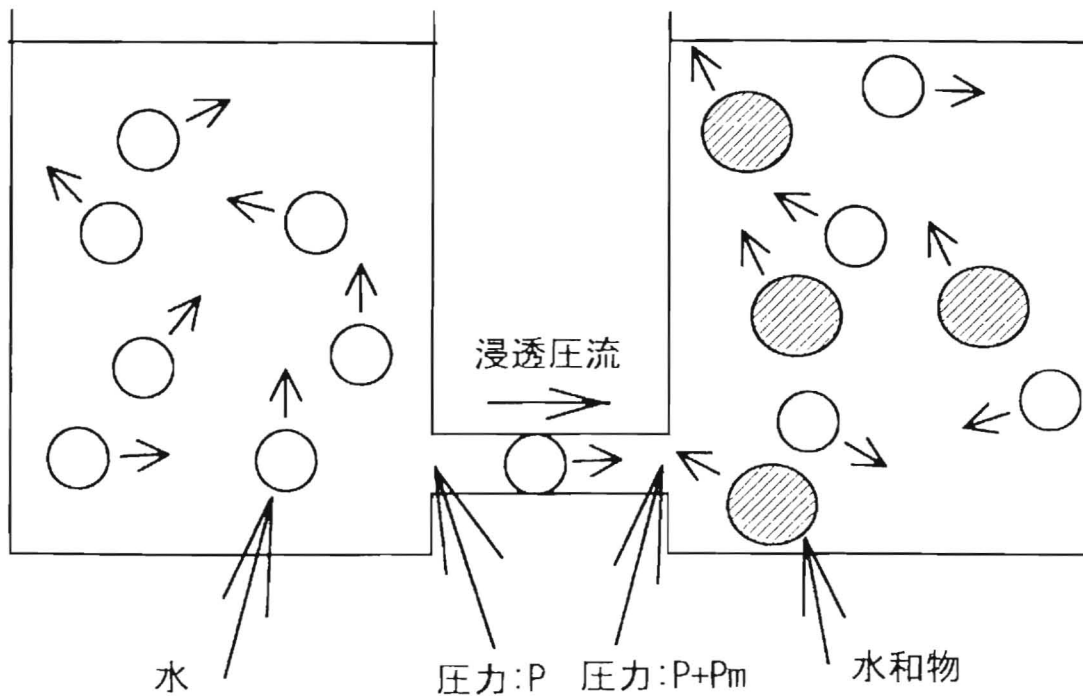


図-65 浸透圧流概念図

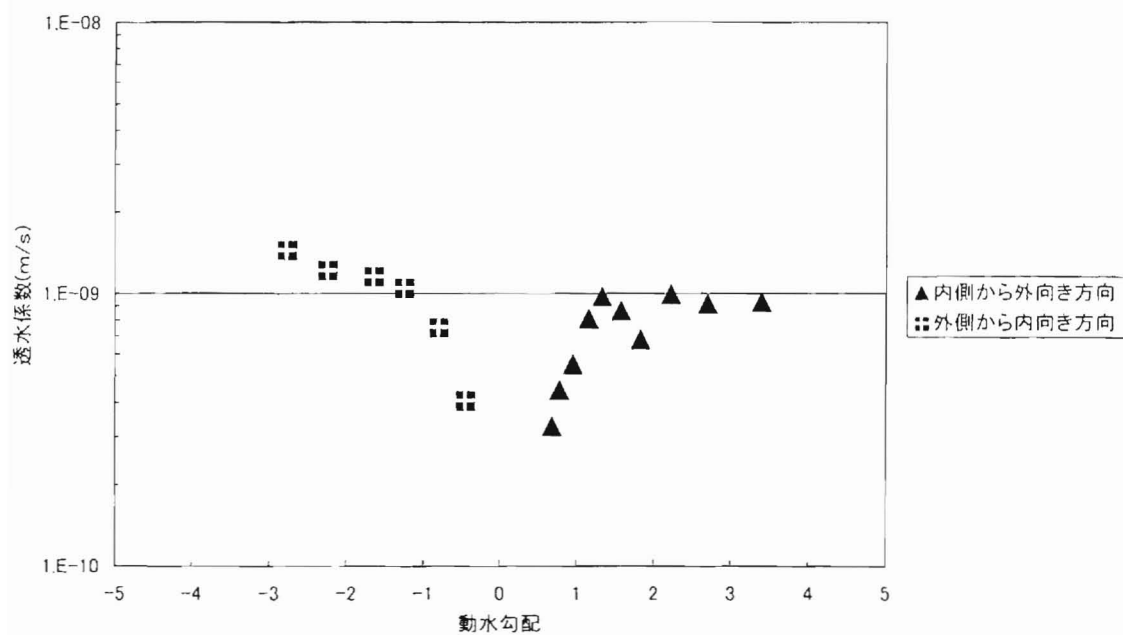


図-66 透水方向の違いによる影響 (No. 1 (粗粒砂岩))

5.2 低動水勾配時に透水係数が低下する原因について

以上のように、低動水勾配時に透水係数が低下することについては、実験的に問題はないと考えられる。従って透水係数低下の原因を考えることが大事である。透水特性は、基本的には空隙の空間的な構造とそこを流れる流体の特性、及び空隙の壁面と流体の相互作用によって決まると考えられる。そこでまず、空隙の空間的な構造を調べるため、水銀圧入法による細孔径分布の測定を実施し、空隙分布と透水特性の関係について考察した。続いて、空隙の空間的な構造と透水係数の関係を定量的に検討する為、等価管路モデルによる透水係数の推定を行なった。さらに、流体の特性、及び空隙の壁面と流体の相互作用と透水係数との関係を定量的に検討する為、等価管路モデル内を流れる流体の特性をビンガム流体的に表したモデルを用いて考察した。最後に、定量的なモデルで推定された空隙の空間的な分布構造を確認するため、岩石試料の薄片観察を実施した。以下にその結果を示す。

5.2.1 細孔径分布

透水係数と空隙率の関係を調べるため、まず水銀圧入法^{56, 57}により、細孔径分布を計測した。図－ 67に測定装置、図－ 68に測定試料の例を示す。水銀圧入法（ポロシメーター）は、試料に 0～2000kgf/cm²(200Mpa)の圧力で水銀を注入し、注入量から間隙量を、注入圧力から間隙径を求める方法である。水銀圧入法の原理から、測定できる最小径は以下の式で求めることが出来る。

(式－ 13)
$$r_{min} = (2 \cdot \gamma_{Hg} \cdot \cos \theta) / P_{max}$$

ここで、 r_{min} ：測定できる最小半径、 γ_{Hg} ：水銀の表面張力(489dyne/cm)、 θ ：水銀と間隙入り口との接触角(140°)、 P_{max} ：試料にかけられる最大圧力

今回用いた P_{max} は (2000kgf/cm²)であるので、 r_{min} は、4E－9m となる。表－ 8に間隙率の測定結果を、図－ 69に測定した細孔径分布を示す。

表－ 8 間隙率一覧表

岩種	層相	試料番号	水銀圧入法による間隙率(%)	飽和乾燥質量差法による間隙率(%)	モード分析による間隙率の割合(%)注1	トランジェントパルス法による透水試験(m/s)
軽石混じり砂岩		TPS-1	36.3	46.3	39.2	9.75E-08
		TPS-2	36.0			
粗粒砂岩	砂質部	TCS-1	25.6	34.8	22.3	2.44E-09
	貝殻質部	TCS-2	24.0			
砂質軽石凝灰岩	軽石質部	TSPT-1	35.2	52.2	14.1	5.61E-10
	基質部	TSPT-2	36.5			
砂質泥岩		TMS-1	48.8	48.6	注2	3.72E-12
		TMS-2	45.0			

注 1) 5.3.3節で説明する
注 2) 顕微鏡で識別可能な空隙なし

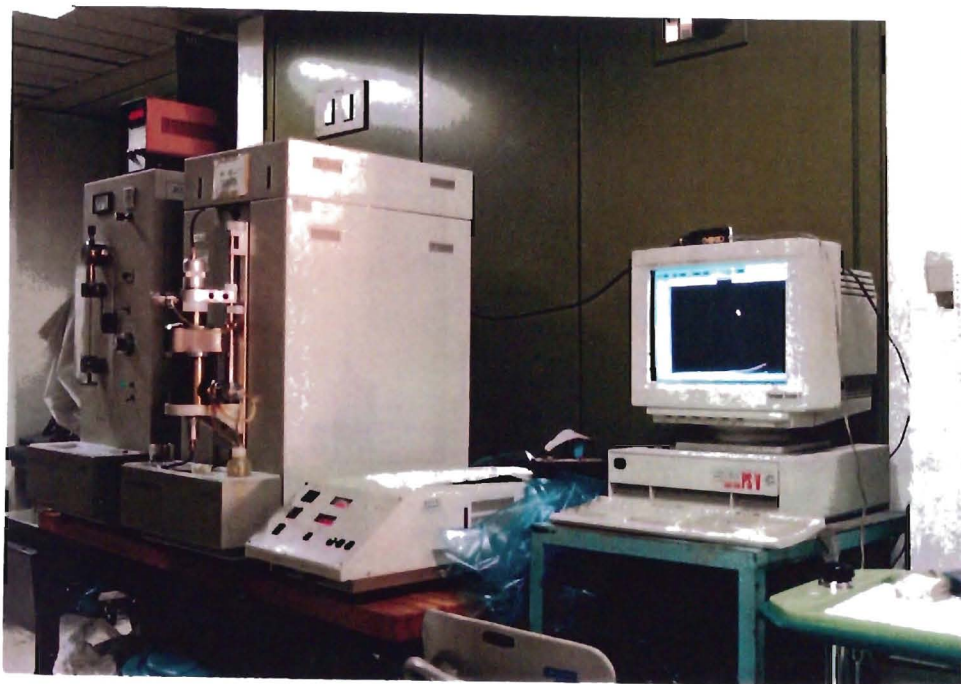
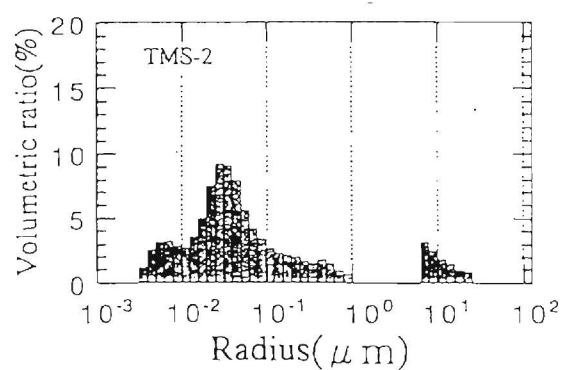
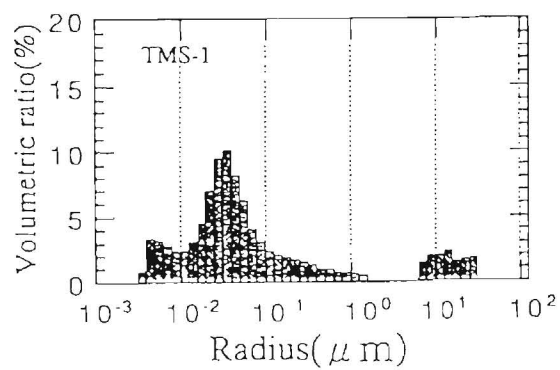
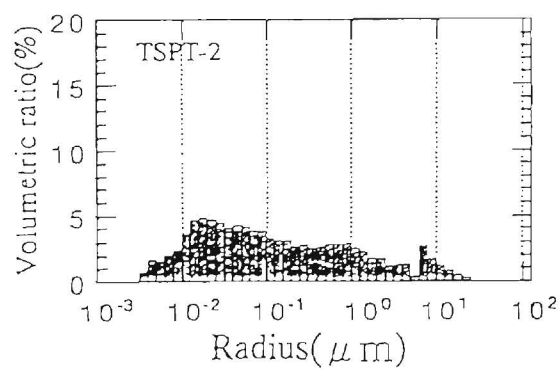
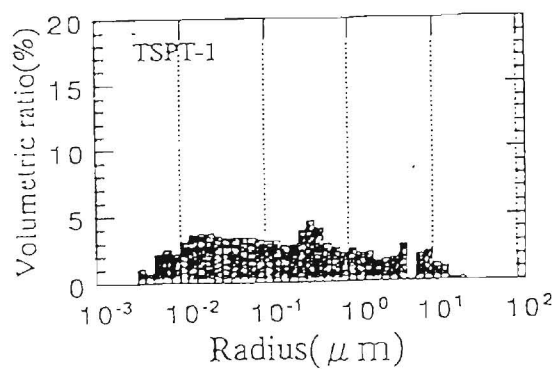
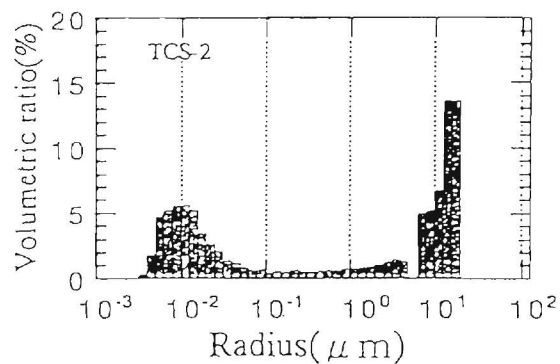
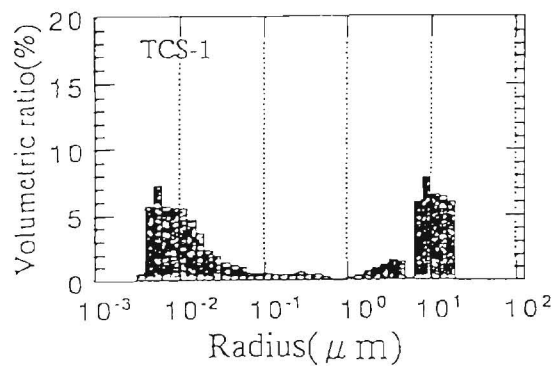
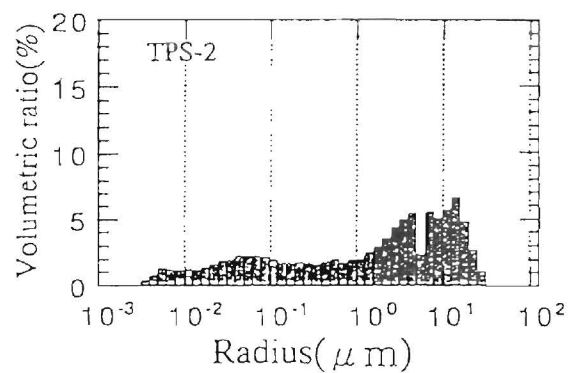
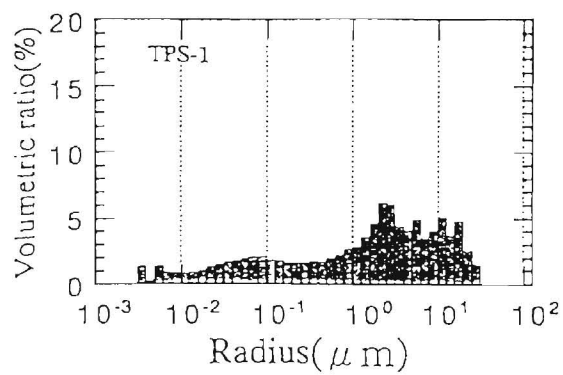


図-67 細孔径分布測定装置



図-68 細孔径分布測定サンプル

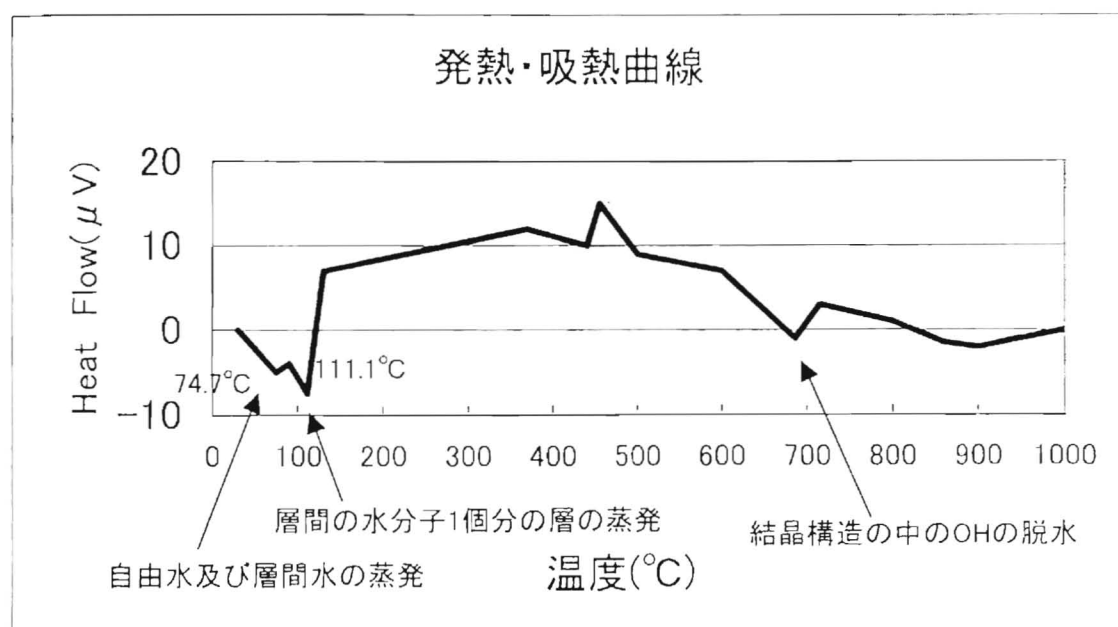
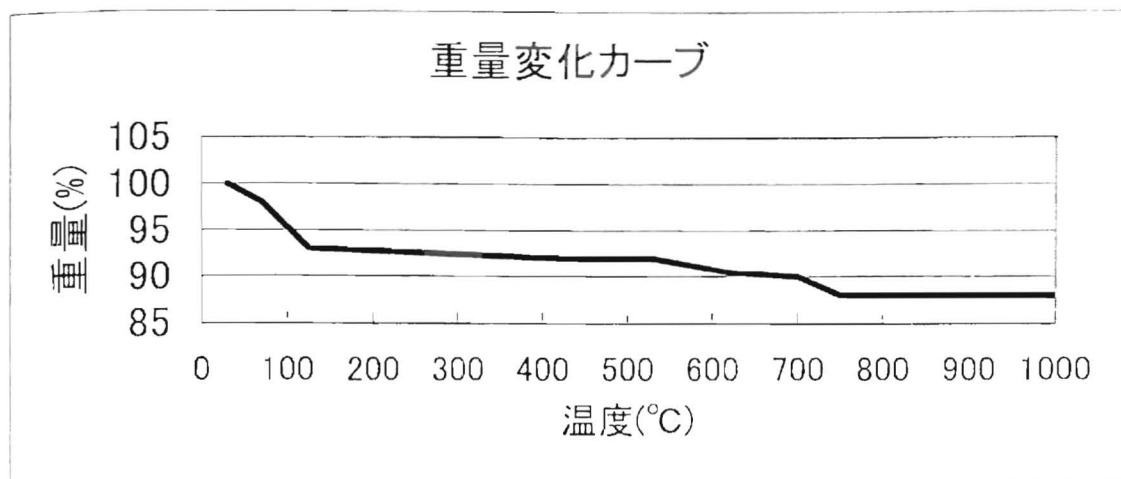


図一 69 細孔径分布測定結果図

まず、間隙率についてであるが、飽和乾燥質量差法による間隙率と水銀圧入法による間隙率とを比較すると、砂質泥岩以外は、飽和乾燥質量差法による間隙率の方が大きくなっている。既存の研究⁵⁸⁾によると、有効間隙率 1~50%の岩に対して間隙率の測定を実施したところ、水銀ポロシメータによる方が飽和乾燥質量差法による場合よりも間隙率が小さく測定され、約 81%であったと報告している。その理由として、水銀圧入法では、試料に最大で 2000kgf/cm^2 (200Mpa) の高い圧力をかけるため、試料の空隙を圧縮してしまい、飽和乾燥質量差法による間隙率より小さくなる場合があるとしている。また、別の報告⁹¹⁾では、水銀圧入法で測定できない小さい空隙(その報告では、 $5\text{E}-9\text{m}$)が飽和乾燥質量差法による空隙との差の原因であり、水銀圧入法で計測できない小さい空隙は拡散現象に寄与しないと推定している。

一方、飽和乾燥質量差法による間隙率と水銀圧入法による間隙率のいずれを採用したとしても、比較的間隙率の大きい岩であると言える。特に透水係数と比較すると、間隙率がやや大きく感じられる。今回の間隙率測定は、いずれの方法も炉乾燥による試料の脱水を行なっている。この際の粘土鉱物の脱水の問題も考えられる。炉乾燥の際は、 110°C の恒温乾燥炉で 48 時間以上かけて質量が一定となるまで乾燥させている。次節で述べるように今回対象とする岩は、粘土鉱物を含んでいるが、粘土鉱物中の水がこの温度で一部抜けてしまう可能性がある。粘土鉱物中の水は地下水の移流の観点から見た場合、本来自由に動ける水ではないと考えられるので、仮に、粘土鉱物中の水が一部抜けたとするならば、その抜けた体積相当の空隙は地下水の移流の観点から見た空隙、所謂、有効空隙には当たらないと考えるべきである。一般に粘土鉱物中の水には、吸着水と結晶水の 2 種類がある。吸着水は、鉱物を熱したとき、 $100\sim 200^\circ\text{C}$ で外部に放出される水であり、蛇紋岩、イライト、緑泥石等の鉱物は、 110°C で吸着水を放出するとされている。⁵⁹⁾ 網面型の粘土鉱物の層間水も吸着水の一種である。吸着水が、主に毛細管作用によって結晶構造のすきまに入っているのに対し、結晶水は、結晶構造の中で OH 基としてほかの原子と化学的に強く結合しており、 $500\sim 700^\circ\text{C}$ まで熱せられてはじめて放出される。図-70 に交換性陽イオンとして Na を層間にもつ Na 型ペントナイトの示差熱分析測定例⁶⁰⁾を示す。ペントナイトはモンモリロナイトを主成分とする粘土である。このペントナイトを次第に加熱して行った場合の吸熱反応と発熱反応を測定すると、いくつかの吸熱ピークを示す。これらの吸熱ピークは、 75°C 付近が自由水、吸着水および 2 分子以上の層間水の脱水に対応し、 110°C 付近は 1 分子層に相当する層間水の脱水に対応する。また、 110°C までの脱水による重量の減少割合は 8%程度である。一方 Ca 型ペントナイトの吸熱ピークは少し異なり、 75°C 付近に自由水、吸着水および 3 分子以上の層間水の脱水があり、 125°C 付近には 1.5 分子層に相当する層間水の脱水が、又、 180°C 付近には 0.5 分子層に相当する層間水の脱水が認められている。このように、炉乾燥法による間隙率は層間水の一部を空隙としてカウントしている可能性もある。

以上、間隙率については不明確な点もあるが、この後の節で間隙構造から透水係数をモデル化する場合には、水銀圧入法で得られた細孔径分布を用いることから、原則として間隙率は細孔径分布により得られた値を用いる。



文献 60 より

図-70 ベントナイトの示差熱分析結果の測定例
 (Naベントナイトの場合)

次に透水係数と間隙率の関係について考察する。表－ 8はトランジェントパルス法による室内の透水試験の結果で透水係数が大きい順に上から並べているが、間隙率と透水係数には相関がないことが分かる。つまり一般に多孔質の材料では、間隙率と透水係数には相関があると考えられているが、この岩ではそのような関係が見られないことがわかる。

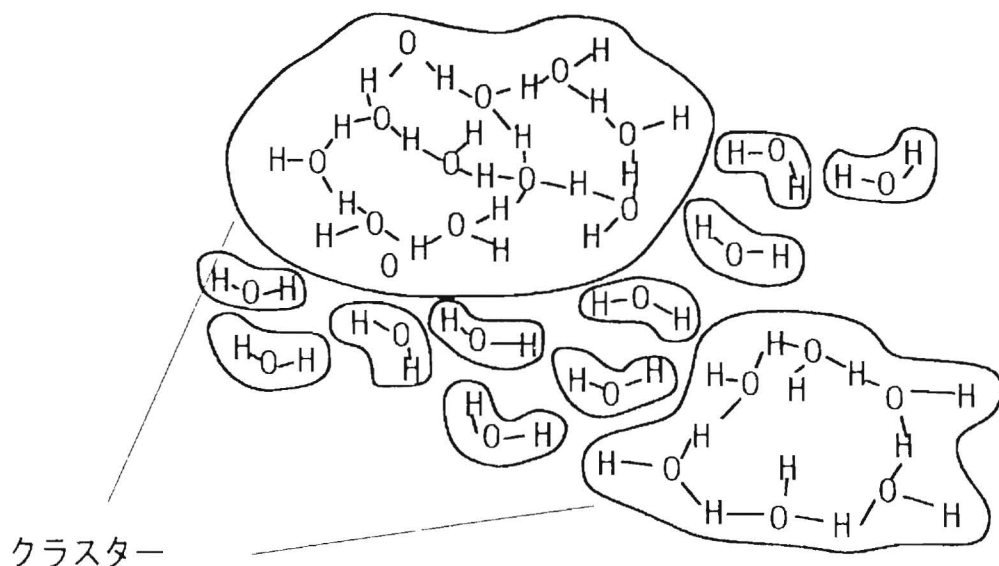
次に細孔径分布と透水係数の関係について見てみる。図－ 69は、表－ 8と同じように細孔径分布図を透水係数が大きい順に上から並べている。この図から分かるように、透水係数の大きい軽石混じり砂岩や、粗粒砂岩は、 $1\sim 10\mu\text{m}$ ($1\text{E}-6\sim -5\text{m}$)の孔隙が多く分布しており、且つ試料全体に占める $1\sim 10\mu\text{m}$ の孔隙の割合が最も大きい軽石質砂岩の透水係数が最も大きくなっている。一方、透水係数の小さい砂質軽石凝灰岩と、砂質泥岩は、 $1\sim 10\mu\text{m}$ の孔隙が少なく、 $100\text{\AA}=0.01\mu\text{m}$ ($1\text{E}-8\text{m}$)の小さい空隙の占める割合が多いことが分かる。そして、最も透水係数の小さかった砂質泥岩は、 100\AA ($1\text{E}-8\text{m}$)オーダーの空隙の占める割合が最も大きいことが分かる。以上のように、この岩は全体の間隙率ではなく、細孔径分布によって透水特性が決まっている可能性があると考えられる。

次に、動水勾配の依存性と細孔径分布の関係について考察する。細孔径分布より、 100\AA ($1\text{E}-8\text{m}$)のオーダーの小さい空隙が比較的多く存在していることが分かる。一般に小さい空隙は粘土鉱物中の空隙と考えられるが、ここに含まれる水には、粘土鉱物界面からの吸着力が働く。そのためある程度の動水勾配でないと水が自由に動かない性質が指摘されている。透水係数の動水勾配依存性にはこの 100\AA ($1\text{E}-8\text{m}$)のオーダーの小さい空隙が関係している可能性があると考えられる。

5.2.2 細孔における水の性質

次に粘土鉱物の吸着メカニズムについて考察した。とくに水分子の大きさについて検討してみる。摂氏0度の氷に $1,436\text{kcal/mol}$ のエネルギー（融解熱）を加えると摂氏0度の液体になるが、このエネルギーでは、氷が作っていた全水素結合の13%を切断することに対応する。さらに温度を上昇させて摂氏100度の水にしても氷が作っていた全水素結合の29%を切断するエネルギーしか得ていない。摂氏100度における気化熱、 $9,178\text{kcal/mol}$ とは、水の全ての分子間の結合を切断し、 H_2O 分子として単体で動きまわられる状態になるまでに必要なエネルギーである。この気化熱は、摂氏0度の氷を融解し摂氏100度の水にするまでに必要な熱量の3倍も必要としている。つまり液体状態の水は氷を形成した時の水素結合を一部保っていることになる。このように常温の水は、 H_2O 分子単体（これをモノマーと呼ぶ）のみで構成されている訳ではなく、 H_2O 分子が複数個水素結合で結ばれた分子群（これをクラスターと呼ぶ）が主体構造として存在し、温度とともにその大きさが変わると想定されている。

H_2O 分子が平均いくつ集まってクラスターとなっているかについてはいくつかの説がある。⁶¹Nemethy と Scheraga (J.Chem.Phys., 36, 3382, 1962) は Frank と Wen (Discussion Faraday Soc., 24, 133, 1957) が提出した “flickering cluster” モデルの考えに立ってクラスター構造と単分子の水との平衡混合系モデルに基づいた統計力学理論を提出した。この理論計算では、摂氏0度で氷から水になるとき、約 $1/4$ の分子が単分子状態となり、残りがクラスターとなる。クラスターの平均サイズは常温で約50個の水分子からなるとしている。



(Nemethy-Scheraga, 1962)

図-71 液体の水の模式図

大峰と田中は (I. Ohmine, H. Tanaka, J. Chem. Phys., 87, 6128, 1987) 大規模な分子動力学計算を行い、水分子の運動の軌跡を解析した結果、10個から50個の分子がある空間内で同時に協同的に動くことを示した。この共同的に動く分子の集団をクラスターと見ることも出来る。

梶本興亜⁶²によれば、 H_2O 分子が平均いくつ集まってクラスターとなっているかについては、今だ結論が得られていないが、液体の素片が、クラスターの集合として記述されるというのは、現在の多くの研究者の一致した考え方であるとしている。

クラスターの形やサイズは 10^{-12} sオーダーの時間で生成消滅を繰り返しているとされており、また、水分子の大きさを 3 \AA ($3E-10\text{ m}$)とすると、クラスターの大きさは数10から100 \AA のオーダーと考えることが出来る。⁶³

一方、粘土粒子と水の界面については、多くの研究があり、現在提唱されているモデルのひとつに界面電気二重層という考えがある。図-72にそのモデルを示す。粘土粒子直近の表面には、水分子（ここで言う水分子は上記のクラスターではなく、 3 \AA ($3E-10\text{ m}$)程度の大きさのモノマーを指す）が2層吸着していて、これを強吸着水と呼んでいる。その厚さは $10\sim 15\text{ \AA}$ である。その外側には、弱吸着水と呼ばれる水があり、そこでは水分子はイオンの水和水として拡散的に分布している。弱吸着水の分布する範囲は $200\sim 400\text{ \AA}$ ($2E-8\sim 4E-8\text{ m}$)程度で、さらにその外側に自由に動ける水があるとしている。強吸着水の密度は 1.4 g/cm^3 、沸点は 200°C 、粘性は自由水の100倍で個体に近い性質を持つ。弱吸着水の密度は 0.97 g/cm^3 、沸点は $100\sim 120^\circ\text{C}$ 、粘性は自由水よりかなり高いと言われている⁶⁴。図-73⁶⁵にモンモリロナイト吸着水の鉱物面からの距離と粘性力の関係を示す。この弱吸着水の分布する範囲についてはもう少し広くて $5E-7\text{ m}$ ($0.5\text{ }\mu\text{m}$)程度であるとする説 (Polubarinova-Kochina, 1962)⁶⁶もある。

今回研究対象とした岩は、全体の間隙率は大きい、比較的小さい空隙の占める割合が大きい。例えば、粗粒砂岩は、 100 \AA ($1E-8\text{ m}$)の小さい空隙が全体の空隙の約半分を占めており、その部分には粘土鉱物が存在している可能性が高い。その空隙の大きさと、集合した水分子の大きさのスケールはほぼ同じであり、界面電気二重層と言う弱吸着水の存在する $200\sim 400\text{ \AA}$ ($2E-8\sim 4E-8\text{ m}$)の範囲内であることが分かり、ある程度大きな圧力勾配が得られないと水分子はその空隙を通り得ない。このことが、水の通り易さの動水勾配依存性を起こすことになる。しかしながらこれらの考えは、まだ完全に検証されたものではない。メカニズムについては問題は残るものの、得られた現象は水の低動水勾配下での通り難さでありこの点は明確である。

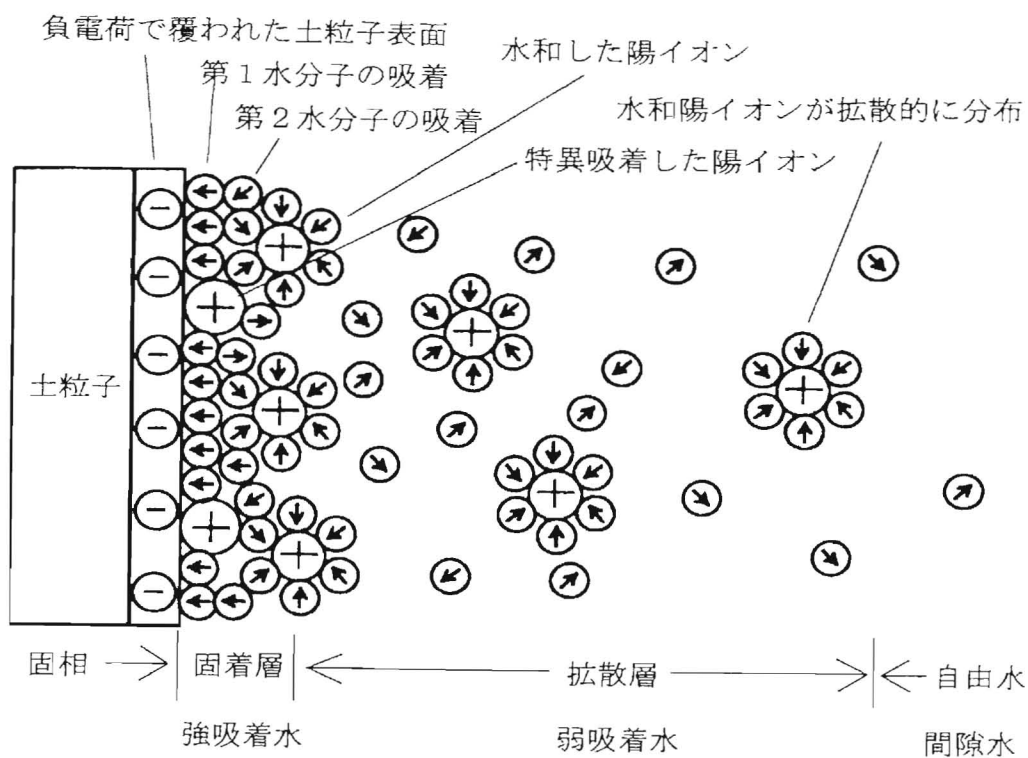


図-72 界面電気二重層モデル

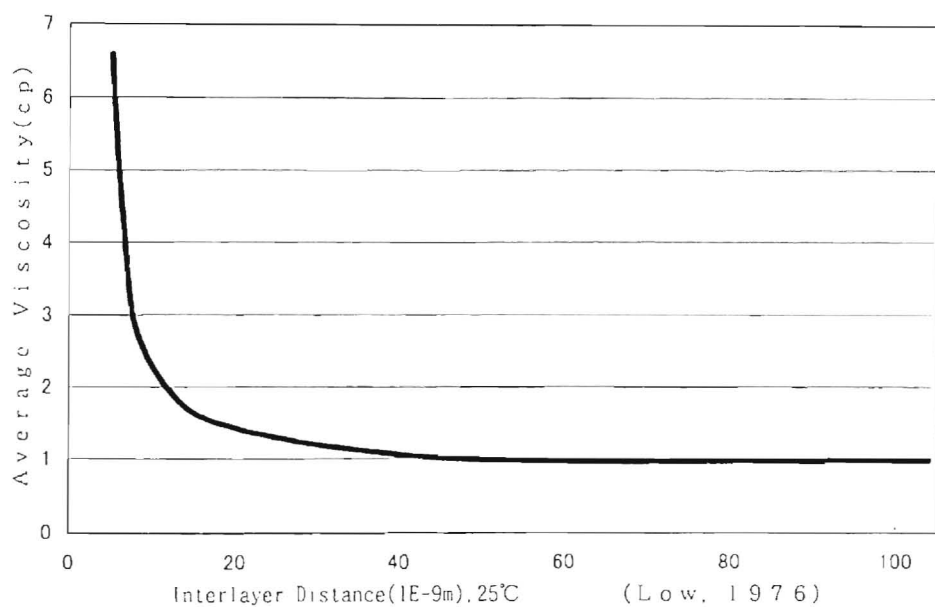


図-73 モンモリロナイト吸着水の鉱物面からの距離と粘性力の関係

5.3 間隙構造が透水特性に与える影響についての理論的検討

5.3.1 等価管路モデル

多孔質媒体の透水特性を間隙構造で表現しようという試みは、古くからある。林ら⁶⁷⁾は、それらについて整理した上で、水銀圧入式ポロシメータで測定した細孔径分布を用いて、透水係数を推定する方法について研究している。

5.3.1.1 等価管路モデルの種類

等価管路モデルは、基本的に Hagen-Poiseuille の導いた円管内の層流状態における粘性流を表す式に基づいている。

$$(式-14) \quad q = \pi \gamma I r^4 / 8 \mu = \pi \rho g I r^4 / 8 \mu$$

ここで、 q は円管内の単位時間の流量 [m^3/s]、 γ は流体の単位体積重量 [kgf/m^3]、 I は動水勾配 [無次元]、 r は円管の半径 [m]、 μ は流体の粘性係数 [$kgf \cdot s/m^2$]、 ρ は密度 [kg/m^3]、 g は重力加速度 [m/s^2] である。多孔質中の間隙を管路と考え、その管路内の流れは原則として上式に従うものとする点ではどのモデルも同じであるが、管路の分布等の考え方によって、以下に示すいくつかのモデルが考えられている。

5.3.1.1.1 キャピラリーモデル (capillary model)

多孔質媒体中にの流動方向に円筒形の毛管 (capillary) が複数存在すると考えるモデルである。このモデルでは、1本のキャピラリーの断面積はどの部分でも変らないと仮定する。第 k 本目の毛管の半径を r_k とした場合、そこを流れる流量は、(式-14)より

$$(式-15) \quad q_k = \pi \gamma I r_k^4 / 8 \mu$$

次に第 k 本目と同じ半径 (その半径を改めて r_i と書き換える) のキャピラリーが n_i 本あった場合、半径 r_i のキャピラリーの流量の総和 q_i は、

$$(式-16) \quad q_i = n_i q_k = n_i \pi \gamma I r_i^4 / 8 \mu$$

多孔質媒体中の全断面積 A を流れる流量 Q は、この断面を通過するこれらのキャピラリーの流量の総和であるから、

$$(式-17) \quad Q = \sum q_i = \pi \gamma I \sum n_i r_i^4 / 8 \mu$$

多孔質媒体の間隙率を ϕ 、全断面積 A 中の空隙部分の断面積、つまり全断面積 A 中のキャピラリーの総断面積を A_c とすると、 $A \phi = A_c$ (つまり $A = A_c / \phi$) となる。ここで(式-17)の左辺を断面積 A で、右辺を A_c / ϕ で除すると、

$$(式-18) \quad v = \sum q_i / A = \pi \gamma I \phi \sum n_i r_i^4 / 8 A_c \mu$$

ここで v は、単位時間単位断面積当たりの流量であり、ダルシーの式における平均流速

である。ダルシーの式 $v = KI$ (K :透水係数)より(式- 18)を K について整理すると次のようになる。

$$(式- 19) \quad K = \pi \gamma \phi \sum n_i r_i^4 / 8 A c \mu$$

ここで $n_i \pi r_i^2 / A c$ は半径 r_i のキャピラリーの全断面積と、全空隙の面積の比である。キャピラリーが流入側断面から流出側断面まで変わらないと仮定しているの、この比は、半径 r_i のキャピラリーの全容積と全空隙の容積の比に等しい。従って $n_i \pi r_i^2 / A c$ を水銀圧入ポロシメーターで測定される空隙寸法の容積頻度 $f(r_i)$ (全空隙容積に占める任意の空隙寸法の容積比)に置き換えることができる。 $f(r_i)$ を(式- 19)に代入して、次のキャピラリーモデルの式を得ることができる。

$$(式- 20) \quad K = \gamma \phi \sum r_i^2 f(r_i) / 8 \mu$$

5.3.1.1.2 マーシャル確率論モデル (Marshall probabilistic model)

マーシャル確率論モデルでも多孔質媒体中に円筒形の毛管が複数存在すると考える。キャピラリーモデルと異なるのは、キャピラリーの断面積が途中(中間点)で変化すると考える点である。第 k 本目の毛管の半径を前半の流入側では r_i 、後半の流出側では r_j とし、この2つの間隙径の連結が完全にランダム(どの部分でも等しい確率で生じる)とする。そしてこの第 k 本目の毛管の流量は、半径 r_i と r_j のいずれか小さい方に規制されるとし、その流量は、(式- 15)によって求められるとする。キャピラリーモデルと同様に半径 r_i のキャピラリーの容積と、全空隙の容積の比を $f(r_i) = \pi r_i^2 / A c$ とすると、ある通水断面上の任意の点に半径 r_i の空隙が存在する頻度は $\phi f(r_i)$ となる。そこで、流入側断面のある毛管(半径 r_i)が流出側断面のある毛管(半径 r_j)と連結している確率は $\phi^2 f(r_i) f(r_j)$ となる。(式- 20)は、キャピラリーの断面積が途中(中間点)で変化しない場合でその際、任意の点に半径 r_i の毛管が存在する確率が $\phi f(r_i)$ の場合の透水係数を表す式であると考えれば、(式- 20)の確率 $\phi f(r_i)$ を確率 $\phi^2 f(r_i) f(r_j)$ に置き換えると以下のような透水係数推定式が導かれる。

$$(式- 21) \quad K = \gamma \phi^2 \sum \sum r_{ij}^2 f(r_i) f(r_j) / 8 \mu$$

ここで、 r_{ij} は、 r_i と r_j のうちの小さい方の値をとるものとする。

5.3.1.2 等価管路モデルによる透水係数の推定

ここで、5.2.1で説明した水銀圧入式ポロシメーターによる細孔径分布の実測値を用いて等価管路モデルによる透水係数の推定を行なう。キャピラリーモデルによる透水係数の推定は(式－20)を、マーシャル確率論モデルによる透水係数の推定は(式－21)を用いて計算した。計算結果を以下の表－9に示す。

表－9 等価管路モデルによる透水係数の推定結果

岩種	層相	試料番号	水銀圧入法による間隙率(%)	キャピラリーモデルによる透水係数推定値(m/s)	マーシャル確率論モデルによる透水係数推定値(m/s)	トランジェントパルス法による透水試験(m/s)
軽石混じり砂岩		TPS-1	36.3	2.06E-5	1.44E-6	9.75E-8
		TPS-2	36.0	2.42E-5	1.94E-6	
粗粒砂岩	砂質部	TCS-1	25.6	2.09E-5	1.45E-6	2.44E-09
	貝殻質部	TCS-2	24.0	3.58E-5	1.91E-6	
砂質軽石凝灰岩	軽石質部	TSPT-1	35.2	4.35E-6	1.08E-7	5.61E-10
	基質部	TSPT-2	36.5	4.08E-6	9.39E-8	
砂質泥岩		TMS-1	48.8	9.32E-6	4.24E-7	3.72E-12
		TMS-2	45.0	6.7E-6	2.4E-7	

注) μ (15℃の水の粘性係数: 1.33E-04kgfs/m²)、 $\gamma = \rho \cdot g$ (単位重量: 999.12k g f / m³) として計算

表－9はトランジェントパルス法による透水試験結果で透水係数が大きい岩種を表の上の方に記載している。この表に示されたように、少なくともここで用いた等価管路モデルによる透水係数の推定は、透水係数の推定がうまく行なわれておらず、1～5 オーダーの差（いずれも等価管路モデルによる透水係数の方が大きい）が生じている。その原因としては、以下のようなことが考えられる。

まず、第一に、細孔径分布の測定が本当に正確に行なわれているかどうかということが問題となる。水銀圧入式ポロシメーターによる細孔径分布の測定では、110℃の恒温乾燥路で乾燥させてから測定を行なっている。5.2.1で述べたとおり、この温度では、粘土鉱物の層間水の一部が抜けていることになるので、仮に粘土鉱物の膨潤量が減っていれば、地下水の飽和状態では存在しない形状の空隙が生じていることも考えられる。さらに、この炉乾燥によって生じた新たな空隙によって、飽和状態では流れに関与しない閉じた空隙だった一部の空隙が外界と連結して、所謂有効空隙率が上昇した可能性がないかという点である。

第二の原因として、ここで用いた等価管路モデルが実際の現象を適切に表していない可能性が考えられる。実際の空隙は独立した管路の束というよりは、分岐と結合を繰り返す構造に近いと考えられる。そこでキャピラリーモデルにおいて、空隙の連結状況が透水係数にどのように関係しているのかを調べるために、先に得られた水銀圧入式ポロシメーターによる細孔径分布を用いて、さらに検討を行なった。

図- 74にここで考えたモデルの概念を示す。まず、測定された細孔径分布より、間隙の大きいグループと小さいグループの2つに分割する。この2つのグループの境界点 R_s (細孔径の大きさ) をここでは、間隙径の分割点と呼ぶ。次に間隙の小さいグループの細孔径分布に対して、(式- 20) を用いてキャピラリーモデルにより透水係数を計算する。求めた透水係数を K_1 とする。同時にこの、間隙の小さいグループの細孔の容積が全空隙の容積に占める割合 d_1 も求めておく。本来 d_1 は K_1 に関係する空隙と空隙以外の全体積が K_1 と K_2 をあわせた全体積に占める割合であるが、ここではそれを空隙部分だけの比で表している。同様に間隙の大きいグループについても、 K_2 と d_2 を求める。次に全体の透水係数を求める。この際、通水方向に対して、 K_1 と K_2 が直列の場合と並列の場合についてそれぞれ次の複合透水係数を求める式⁶⁸を用いて計算する。

$$(式- 22) \quad K(\text{直列}) = (d_1 + d_2) / (d_1 / K_1 + d_2 / K_2)$$

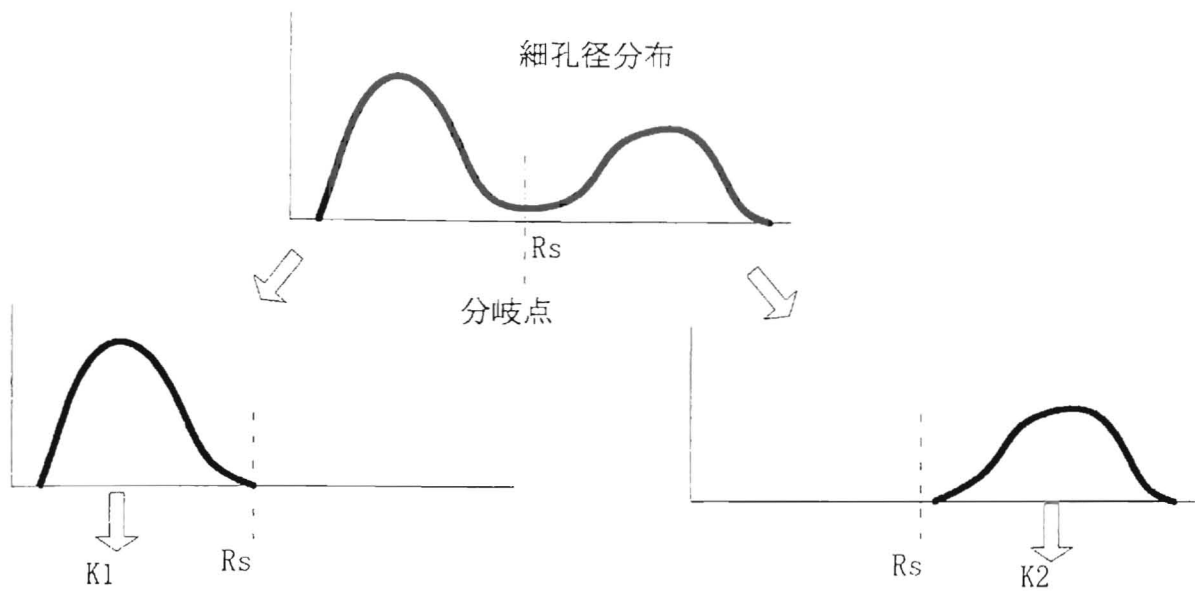
$$(式- 23) \quad K(\text{並列}) = (d_1 K_1 + d_2 K_2) / (d_1 + d_2)$$

このモデルは、間隙の空間的分布を具体的なイメージとして捕らえやすい形になっており、間隙構造との比較や考察がし易いものである。ここでは、このモデルを空隙の空間分布を考慮したキャピラリーモデルと呼ぶ。この方法に基づき K_1 と K_2 を計算した結果を表- 10に、また、透水係数を計算した結果を図- 75に示す。

表- 10 空隙の空間分布を考慮したキャピラリーモデルによる透水係数の推定 (R_s と K_1, K_2 の関係)

R_s		Tps1		Tps2		Tcs1		Tcs2	
		透水係数	容積比	透水係数	容積比	透水係数	容積比	透水係数	容積比
1E-8m	K1	2.1E-14	0.047	2.4E-14	0.048	6.5E-13	0.247	3.3E-13	0.175
	K2	1.4E-05	0.931	1.8E-05	0.937	1.6E-05	0.753	2.9E-05	0.815
1E-7m	K1	2.0E-11	0.197	2.7E-11	0.227	3.4E-11	0.478	2.9E-11	0.413
	K2	1.2E-05	0.781	1.4E-05	0.757	1.1E-05	0.522	2.1E-05	0.577
1E-6m	K1	4.1E-09	0.381	4.1E-09	0.407	1.1E-09	0.523	1.6E-09	0.469
	K2	9.3E-06	0.597	1.1E-05	0.578	1.0E-05	0.477	1.9E-05	0.521
1E-5m	K1	1.9E-06	0.779	1.8E-06	0.738	1.1E-06	0.658	8.0E-07	0.597
	K2	2.1E-06	0.158	3.2E-06	0.196	5.1E-06	0.263	1.2E-05	0.340

R_s		Tspt1		Tspt2		Tms1		Tms2	
		透水係数	容積比	透水係数	容積比	透水係数	容積比	透水係数	容積比
1E-8m	K1	8.3E-14	0.088	6.8E-14	0.084	1.7E-13	0.126	1.7E-13	0.128
	K2	3.3E-06	0.897	3.1E-06	0.909	5.0E-06	0.848	4.2E-06	0.854
1E-7m	K1	8.4E-11	0.436	1.2E-10	0.508	2.5E-10	0.709	2.3E-10	0.706
	K2	2.0E-06	0.550	1.7E-06	0.486	1.6E-06	0.265	1.4E-06	0.276
1E-6m	K1	1.4E-08	0.759	1.3E-08	0.795	5.3E-09	0.853	7.1E-09	0.874
	K2	8.3E-07	0.227	6.7E-07	0.198	7.1E-07	0.120	5.3E-07	0.108
1E-5m	K1	9.2E-07	0.933	9.0E-07	0.948	2.7E-07	0.879	6.1E-07	0.906
	K2	8.1E-08	0.030	6.9E-08	0.028	4.2E-07	0.075	2.2E-07	0.051



①キャピラリーモデルによる透水係数算出

②空隙の空間分布を考慮した透水係数算出

並列モデル

直列モデル

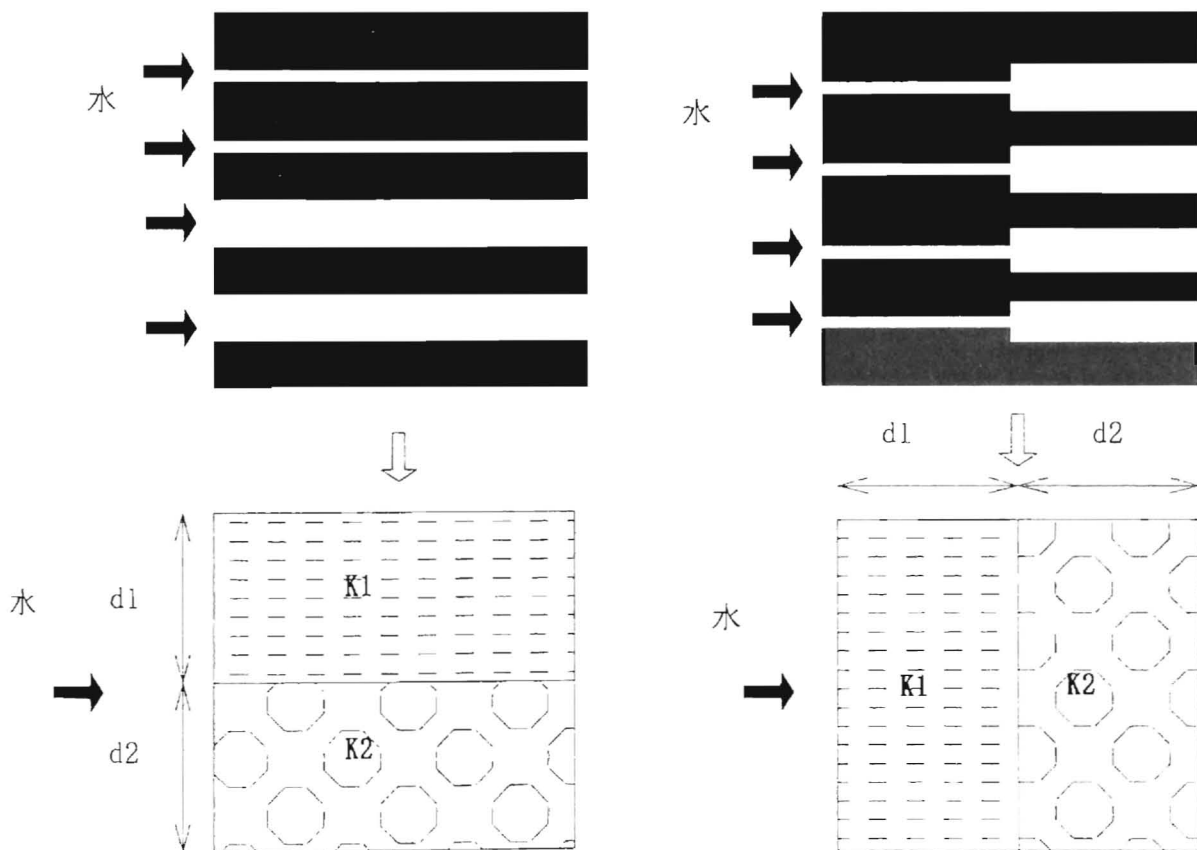


図-74 空隙の空間分布を考慮した透水係数算出概念

まず K_1 と K_2 が流水方向に並列に存在する場合、具体的なイメージで言えば、連続した水みちのようなものがある場合は、透水係数の大きい部分で全体の透水係数が決まってい、その透水係数は既に説明したキャピラリーモデルや、マーシャル確率論モデルによる透水係数の推定値とほぼ同じであり、実測の透水係数からは大きくかけ離れた推定値になっている。一方、 K_1 と K_2 が流水方向に直列に存在する場合、具体的なイメージでは、全ての通水経路が必ず間隙の狭い部分を通る必要があるような場合は、透水係数の小さい部分によって全体の透水係数が大きく影響を受けており、間隙径の分割点が小さくなるほど、つまり、極僅かな領域ではあるが、より透水係数が小さい部分を流動せざるを得ない場合ほど、全体の透水係数が低下する関係が認められる。そして、既に説明したキャピラリーモデルや、マーシャル確率論モデルによる透水係数の推定方法では、実測の透水係数と大きくかけ離れていたものが、適切な間隙の空間分布を仮定すれば、キャピラリーモデルでも透水係数が説明可能であることが分かった。具体的に説明すると、透水試験で $9.75 \sim 0.8 \text{ m/s}$ の値が得られている軽石混じり砂岩は図-75より、すべての流動経路が半径 $3 \times 10^{-6} \text{ m}$ 以下の細孔部分を必ず通ると考えると、水銀圧入法で得られた細孔径分布から得られた細孔径分布と透水係数の関係が等価管路モデルで説明出来る。同様に、粗粒砂岩については、半径 $1 \times 10^{-6} \text{ m}$ 、砂質軽石凝灰岩については、 $1 \times 10^{-7} \text{ m}$ 、砂質泥岩は、 $1 \times 10^{-8} \text{ m}$ 、以下の細孔部分を必ず通ると考えれば説明が可能である。

透水係数を等価管路モデルで表そうという試みは数多くあるが、うまく表現できる場合と、出来ない場合があると言われている。林ら⁶⁹⁾は $1 \times 10^{-11} \text{ m/s}$ のオーダーの透水係数をもつ花崗岩に対して、細孔径分布に基づく各種の等価管路モデルによる透水係数の推定を行った。その結果、推定された透水係数は実測値を中心に上下2オーダーのばらつきが生じたとしている。また、Lapierre ら⁷⁰⁾は、各種の等価管路モデルを粘土質材料に適用した結果、空隙径分布のパラメータと透水係数の相関関係は認められたが、細孔径分布からの透水係数の推定は不可能と結論付けている。このように透水係数を等価管路モデルで表す場合には、うまく表現出来ない場合もあるが、これは、細孔径分布では分からない空隙の空間的分布が透水係数の予測には重要な場合があるからである。

以上より、等価管路モデルによる透水係数の推定に関しては、以下のようにまとめることが出来る。

- ・ 間隙径の分布範囲が4～5 オーダーと広い本件の岩については、細孔径の頻度分布だけからキャピラリーモデルや、マーシャル確率論モデルなどの等価管路モデルで透水係数の推定を行なうことは出来ない。
- ・ 細孔径の頻度分布に加え、空隙の空間的な分布を仮定すれば、等価管路モデルで透水係数の説明が可能である。
- ・ 本件の岩は全体の空隙率が30～50%程度と比較的大きいにもかかわらず透水係数が平均で $1 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ 程度と小さいのは、比較的大きい空隙($1 \times 10^{-6} \text{ m}$ 以上)の連続性はほとんどなく、通水経路の一部には、非常に透水性の小さい部分が必ず存在していて、そこを避けては通れないような空隙分布をしているものと考えられる。

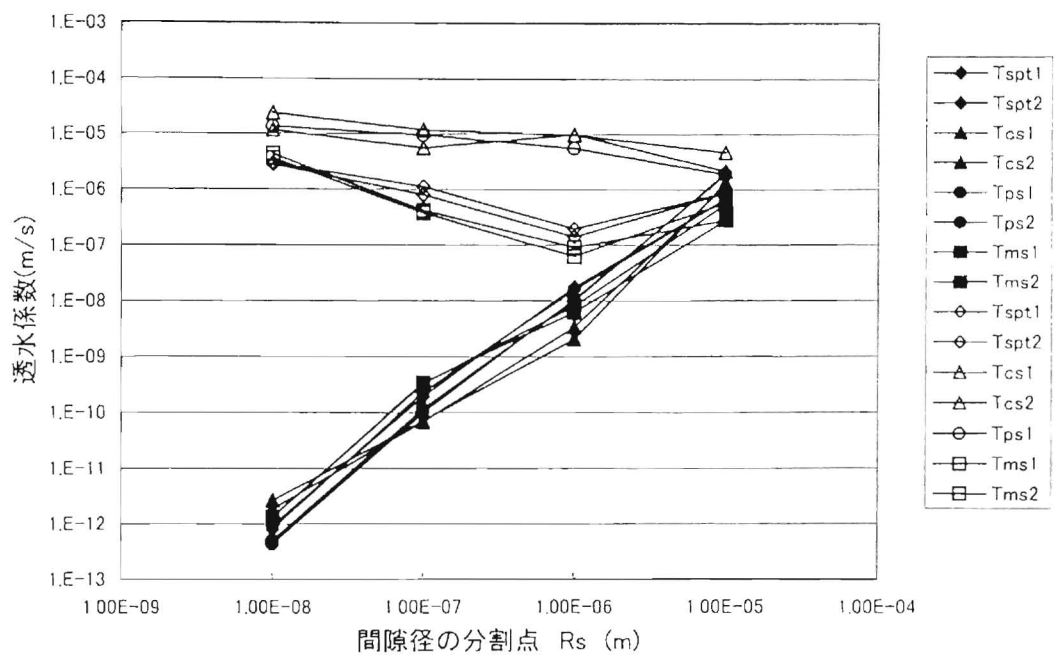


図-75 実測細孔径分布に基づく透水係数の推定
(間隙径により分割したキャピラリーモデル)

5.3.2 低動水勾配時の透水特性についてのビンガム流体的取り扱い

透水係数が低動水勾配時に低下する現象について、そのメカニズムについては未だ推定の域を出ず完全には検証できていないが、狭い空隙内で水が孔壁から影響を受けて生じている現象と考えられる。そこで、透水係数が低動水勾配時に低下する現象の数学的な記述方法を検討する。流体の中には、非ニュートン流体の一例として、ビンガム流体と呼ばれる塑性流動を示すものがある。ビンガム流体は、ねり歯磨き粉のように、ある一定の応力以上にならないと流動しない性質を示す。水はニュートン流体であってビンガム流体ではないが、ここで考える $1\text{E}\cdot 9\text{m}$ から $1\text{E}\cdot 8\text{m}$ 程度の極めて狭い空隙の中では、その粘性も大きくなる(5.2.2参照)等、通常の水とも挙動が異なることが分かっているのも、このような限定された条件下での流動をビンガム流体的に取り扱う^{45, 46)}ことにより、測定された現象が説明可能であるか検討することとする。

5.3.2.1 ビンガム流体理論による透水係数と動水勾配の関係の定式化

ニュートン流体は、固体平面上を流れる層流に対して、せん断応力が、速度勾配に比例する関係を持ち、その比例定数を粘性係数 μ という。

$$(\text{式}-24) \quad \tau = \mu \, du/dy$$

一方、ビンガム流体の場合は、せん断応力が一定の値(降伏応力: τ_B)以上にならないと、流動せず、降伏応力以上では、せん断応力が、速度勾配に比例する関係をもつ。この場合の比例定数をニュートン流体の粘性係数と区別し、ここでは可塑粘性係数 (plastic viscosity) μ_p と呼ぶ⁷⁾。ビンガム流体の、せん断応力と速度勾配の関係は以下の式になる。

$$(\text{式}-25) \quad \tau = \tau_B + \mu_p \, du/dy$$

次に半径 R の円筒管内のビンガム流体を考える。半径 r 、長さ L の円柱状の流体の両側に圧力差 ΔP がある場合の力のつり合い式は、

$$(\text{式}-26) \quad \pi r^2 \Delta P = 2 \pi r L \tau \quad \therefore \quad \tau = r \Delta P / 2L$$

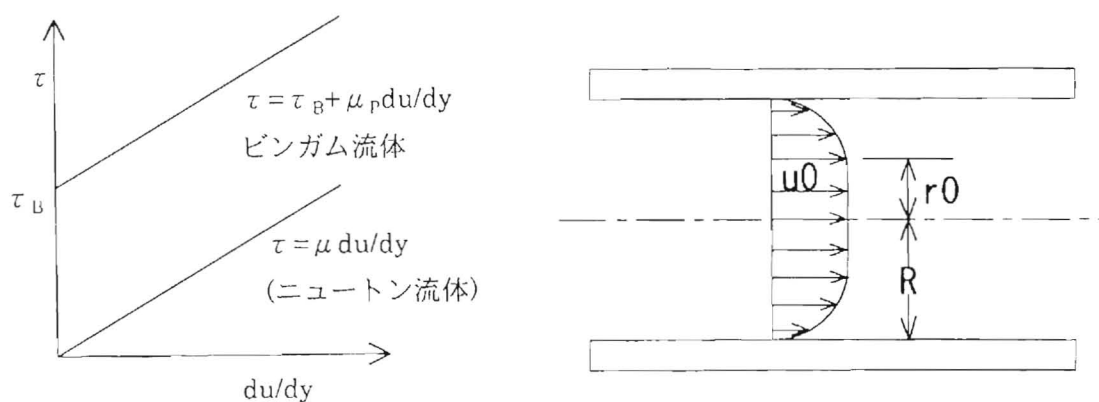


図- 76 ビンガム流体の流動状況概念図

いま、ある ΔP に対して $r_0 = 2L\tau_B/\Delta P$ で与えられる r_0 を考える。 ΔP が比較的小さく $r_0 > R$ の場合は、半径 R の円筒管内の流体に対しては $r_0 > r$ であるから、 $\tau < \tau_B$ となり、まったく流動しない。このような場合は圧力差が小さ過ぎて、流動しないのである。 ΔP がある程度大きくなって、 $r_0 = R$ となると(このときの ΔP を ΔP_0 とする)、円筒管内の最大せん断応力の生じる管壁のところのせん断応力が

$$(\text{式}-27) \quad [\tau]_{r=R} = R\Delta P_0/2L = \tau_B$$

となり、管壁のところだけが流動する。 ΔP が ΔP_0 以上の場合には $r_0 < R$ となるから、 $r_0 < r < R$ の部分は流動し、 $r < r_0$ の部分は流動せずにその周囲の部分の流動によって押し出されてくる。このような中心部分に存在するせん断変形を生じないでひとかたまりとなって動く部分が生じる流れは栓流 (plug flow) と呼ばれている。

次に $r_0 < r < R$ の流動部分の流速分布を求める。(式-25)で y を r に置き換え、(式-26)を代入すると

$$(\text{式}-28) \quad \mu_p du/dr = r\Delta P/2L - \tau_B$$

(式-28)を r について積分すると

$$(\text{式}-29) \quad \mu_p u = r^2 \Delta P/4L - \tau_B r + C$$

流体は円筒管の壁($r=R$)に付着し、管壁ですべりが無いものと仮定すると

$C = -R^2 \Delta P/4L + \tau_B R$ となるから、

$$(\text{式}-30) \quad -u = \frac{1}{\mu_p} \left[\frac{(R^2 - r^2) \Delta P}{4L} - \tau_B (R - r) \right]$$

一方、栓流の部分の流速 u_0 は、(式-30)で $r=r_0$ とおき、さらに(式-27)を代入すると以下の式を得る。

$$(\text{式}-31) \quad u_0 = \frac{\Delta P}{4L\mu_p} (R - r_0)^2$$

次に円筒管内を流れる全流量 Q を求める。 Q は、以下の式で求められる。

$$(\text{式}-32) \quad Q = \int_{r=r_0}^{r=R} r^2 \pi du$$

ここで du は図-76の速度分布によって作られる回転体を円筒管の軸に直角な面で分割して得られる小さい円盤の厚さである。 du は(式-28)より、

$$(\text{式}-33) \quad du = (1/\mu_p) (r\Delta P/2L - \tau_B) dr$$

従って、

$$\begin{aligned} Q &= \int_{r_0}^R \frac{\pi}{\mu_p} (r^3 \frac{\Delta P}{2L} - \tau_B r^2) dr = \frac{\pi}{\mu_p} \left[\frac{\Delta P r^4}{8L} - \frac{\tau_B r^3}{3} \right]_{r_0}^R \\ &= \frac{\pi}{\mu_p} \left(\frac{\Delta P R^4}{8L} - \frac{\tau_B R^3}{3} - \frac{\Delta P r_0^4}{8L} + \frac{\tau_B r_0^3}{3} \right) \end{aligned}$$

この式に(式-27)を代入すると、

$$Q = \frac{\pi}{\mu_p} \left(\frac{\Delta P R^4}{8L} - \frac{\tau_B R^3}{3} - \frac{\Delta P}{8L} \frac{16L^4}{\Delta P^4} \tau_B^4 + \frac{\tau_B}{3} \frac{8L^3}{\Delta P^3} \tau_B^3 \right)$$

$$(式-34) \quad \therefore Q = \frac{\pi R^4 \Delta P}{8L \mu_B} \left[1 - \frac{4}{3} \frac{2\tau_B L}{R \Delta P} + \frac{1}{3} \left(\frac{2\tau_B L}{R \Delta P} \right)^4 \right]$$

この式は、Hagen-Poiseuille の方程式に変わるビンガム(Bingham)流体の流量公式であり、バッキンガム-レイニア(Buckingham-Reiner)の式と呼ばれている⁷¹。

この式を地下水の問題に適用するために、以下の式を用いて ΔP を書き換える。

$$\Delta P = H \rho g, \quad I = H/L$$

$$(式-35) \quad \therefore \Delta P = I L \rho g$$

但し、 H : 全水頭[m]、 ρ : 密度[kg/m³]、 g : 重力加速度[m/s²]、 I : 動水勾配[無次元]
(式-34)および(式-35)より、

$$(式-36) \quad Q = \frac{\pi R^4 I \rho g}{8\mu_p} \left[1 - \frac{4}{3} \left(\frac{2\tau_B}{R I \rho g} \right) + \frac{1}{3} \left(\frac{2\tau_B}{R I \rho g} \right)^4 \right]$$

これは、1本の毛管中の流量を表している。この式で $\tau_B=0$ と置くと、p.98の(式-14)と同じ Hagen-Poiseuille の導いた円管内の層流状態における粘性流を表す式になる。

(式-36)の中の τ_B (降伏せん断応力)は直接測定することが難しいので、ここでは、 τ_B を、始動動水勾配 I_t に変換する。始動動水勾配 I_t とは、動水勾配を0から徐々に増加させて行った時に、初めて地下水が動き出す動水勾配である。(式-27)より、ビンガム流体で円筒管内の水が動き出す時の τ_B は、 $\tau_B = R \Delta P_0 / 2L$ である。また、(式-35)と同様に I_t と P_0 の関係は、 $\Delta P_0 = I_t L \rho g$ となるから、 τ_B は次のように表される。

$$(式-37) \quad \tau_B = R I_t \rho g / 2$$

(式-37)を(式-36)に代入すると、

$$(式-38) \quad Q = \frac{\pi R^4 I \rho g}{8\mu_p} \left[1 - \frac{4}{3} \frac{I_t}{I} + \frac{1}{3} \left(\frac{I_t}{I} \right)^4 \right]$$

以上で1本の毛管についてのビンガム流体理論に基づく流量算出式が導かれた。この式も(式-36)と同様に I_t が0になる、つまり始動動水勾配がなく、低動水勾配でもダルシー則が成立する場合は、p.98の(式-14)と同じ Hagen-Poiseuille の式になる。

次に、前節で説明した等価管路モデルのひとつであるキャピラリーモデルと同様に、多孔質媒体が、(式-38)で表わされる流量の毛管の集合体と考えた場合の透水係数を求める式を導入する。(式-38)は、(式-15)に以下の項が右辺に乗じた形をしている。

$$(式-39) \quad \left[1 - \frac{4}{3} \frac{I_t}{I} + \frac{1}{3} \left(\frac{I_t}{I} \right)^4 \right]$$

この項は、 I_t と I から構成されていて、毛管の半径 R や、空隙寸法の容積頻度 $f(r_i)$ (全空隙容積に占める任意の空隙寸法の容積比)とは独立であるから、(式-15)から導びかれ

た透水係数の算出式である(式－20)の右辺に(式－39)の項を乗じれば、以下のビンガム流体理論を考慮したキャピラリーモデルによる透水係数推定式となる。

$$(式－40) \quad K = \frac{\Phi \rho g \sum r_i^2 f(r_i)}{8\mu_B} \left[1 - \frac{4}{3} \frac{I_t}{I} + \frac{1}{3} \left(\frac{I_t}{I} \right)^4 \right]$$

5.3.2.2 ビンガム流体理論に基づく間隙構造と透水係数の関係

前節でビンガム流体理論に基づく等価管路モデルによる透水係数の推定式を定式化した。ここでは、この式の意味について検討する。

まず簡単のため、(式－40)を全て同じ太さの毛管の場合についての式に変形する。(式－16)に基づき、(式－40)の導入と同じようにビンガム流体の項(式－39)を乗じて求める。(式－16)より、 $q_i = n_i q_k = n_i \pi \rho g I r_i^4 / 8\mu$ であること、また、間隙率 ϕ は、 $\phi = n_i \pi r_i^2 / A$ であることから、断面積 A の中に半径 r_i の毛管が n_i 本ある場合の透水係数は、次の式で表される。

$$(式－41) \quad K = \frac{q_t}{AI} = \frac{\Phi \rho g r_i^2}{8\mu_B} \left[1 - \frac{4}{3} \frac{I_t}{I} + \frac{1}{3} \left(\frac{I_t}{I} \right)^4 \right]$$

(式－41)は透水係数(K)が、間隙率(ϕ)、毛細管半径(r_i)、始動動水勾配(I_t)が決まると、動水勾配(I)の関数で表されることを意味している。そこで、これらのパラメータを変動させた時の透水係数と動水勾配の関係を計算した。計算にあたって、 μ_B (水の可塑粘性係数)は水の粘性係数 μ に等しいとし、その値を $1.33E-04 \text{ kgfs/m}^2 (15^\circ\text{C})$ に、 $\gamma = \rho \cdot g$ (水の単位重量)を $999.12 \text{ kg f/m}^3 (15^\circ\text{C})$ として計算した。

図- 77は、間隙率を 0.1、始動動水勾配を 1 に固定し、毛細管半径を $1\text{E}-8\text{m}$ ～ $1\text{E}-4\text{m}$ に変化させた場合の透水係数と動水勾配の関係を示している。この図から分かるように、動水勾配の大きい部分の透水係数は、(式- 20)のキャピラリーモデルで求まる透水係数に収束している。今回測定した水銀圧入法によって求めた細孔径の最小径付近の大きさでも透水係数は、 $1\text{E}-11\text{m/s}$ となっていることが分かる。当然のことながら、透水係数は毛細管半径と相関関係があり、毛細管半径が 1 オーダー大きくなると、透水係数は、2 オーダー大きくなっている。

図- 78は、始動動水勾配を 1 に、毛細管半径を $1\text{E}-8\text{m}$ または、 $1\text{E}-5\text{m}$ に固定し、間隙率を 0.1～0.4 に変化させた場合の透水係数と動水勾配の関係を示している。当然のことながら、透水係数は間隙率と比例関係にあり、間隙率が 2 倍になれば、透水係数も、2 倍になっている。

図- 79は、間隙率を 0.1、毛細管半径を $1\text{E}-7\text{m}$ 、 $1\text{E}-6\text{m}$ または、 $1\text{E}-5\text{m}$ に固定し、始動動水勾配を 0.1～10 に変化させた場合の透水係数と動水勾配の関係を示している。これらの図から分かることは、始動動水勾配が大きくなると、低動水勾配時における透水係数の低下割合が緩やかになることが分かる。図- 54に示した、今回実施した透水試験の結果を見ると、動水勾配が 1 以下で急激に低下する場合と、動水勾配が 10 以上の部分から透水係数が徐々に低下するケースとが認められている。これは始動動水勾配の違いと考えることも出来る。

以上で、(式- 41)の各パラメータの感度について理解できた。次に実際の細孔形分布の測定データを用いて(式- 41)により透水係数と動水勾配の関係を表すことを試みる。図- 80は砂質軽石凝灰岩の実測細孔径分布に基づき、動水勾配と透水係数の関係を図示したものである。図の黒く塗りつぶした点をつないだ曲線は5.3.1.2節と同様に R_s を $1\text{E}-8\text{m}$ とした場合、つまり、全ての管路が $1\text{E}-8\text{m}$ 以下の半径の管路によって決まる透水係数の部分を通ずるとした場合で、且つ、動水勾配の低下によって流速が低下する等価管路の半径は $1\text{E}-8\text{m}$ 以下の管路に限ると仮定した場合である。同様に白抜きの点で示したものは、 R_s を $1\text{E}-7\text{m}$ とし、 $1\text{E}-7\text{m}$ 以下の管路で透水係数の低下が生じる場合である。作成にあたっては5.3.1.2節と同様に R_s より大きい管路により決まる透水係数と R_s より小さい管路で決まる透水係数とを直列につないだ場合の透水係数と動水勾配の関係を計算している。そして R_s より小さい管路については、(式- 41)のビンガム流体的にあらわした透水係数と動水勾配の関係を持ったとした。5.2.2節(p.95)で説明したとおり、水が固体表面の分子間力的な影響で粘性が大きくなるのは、 $1\text{E}-8\text{m}$ のオーダーであると考えられるが、この場合は図- 80で黒く塗りつぶした点となり、透水係数が $1\text{E}-12\text{m/s}$ と実際の測定結果よりかなり小さくなってしまふ。仮に $1\text{E}-7\text{m}$ 以下の管路で透水係数の低下が生じるとしても透水係数は $1\text{E}-10\text{m}$ 程度となってしまう、測定結果を説明できない。そこで、間隙の空間的な分布状態を次のように考えて、再度計算した。

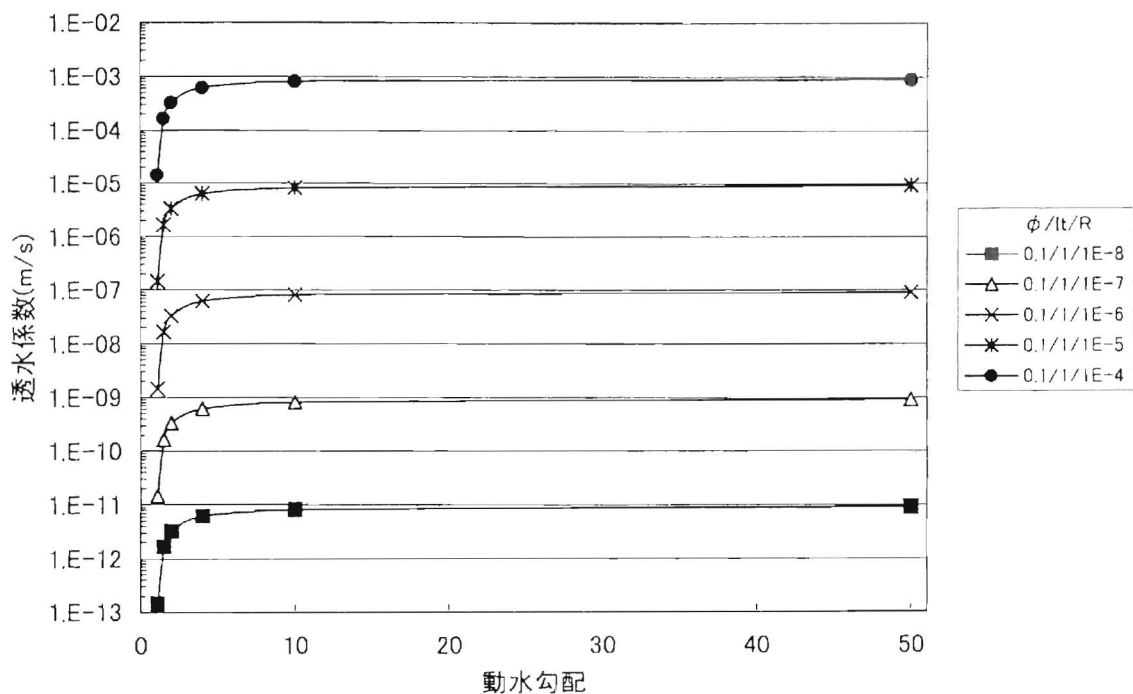


図-77 ビンガム流体理論に基づく透水係数理論曲線

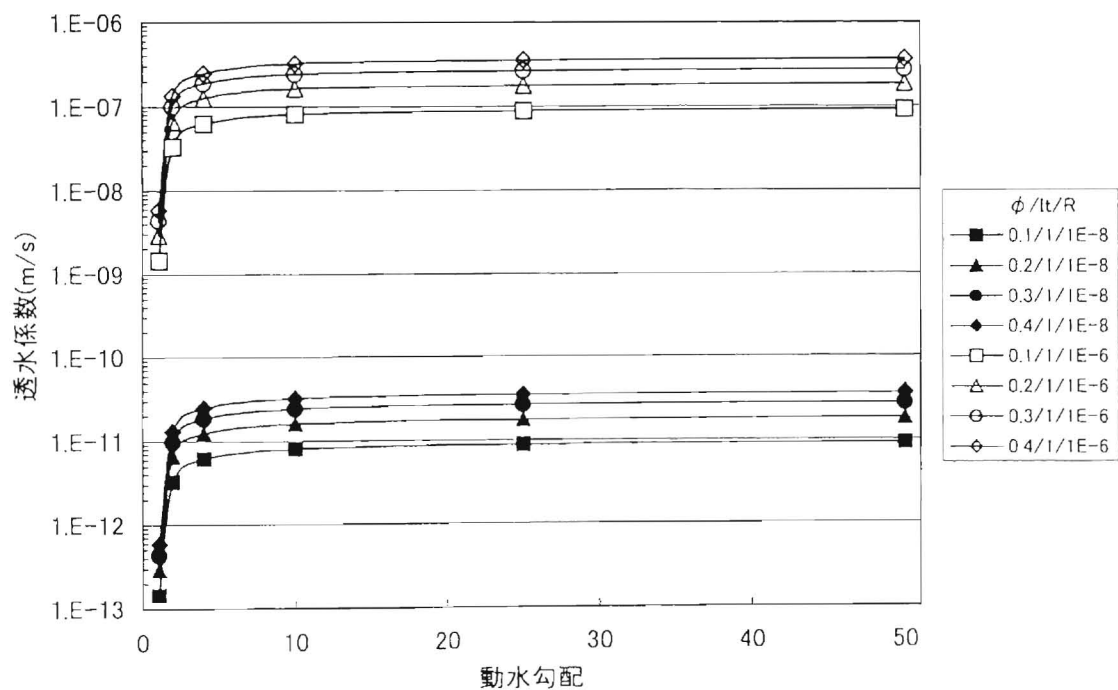


図-78 ビンガム流体理論に基づく透水係数理論曲線

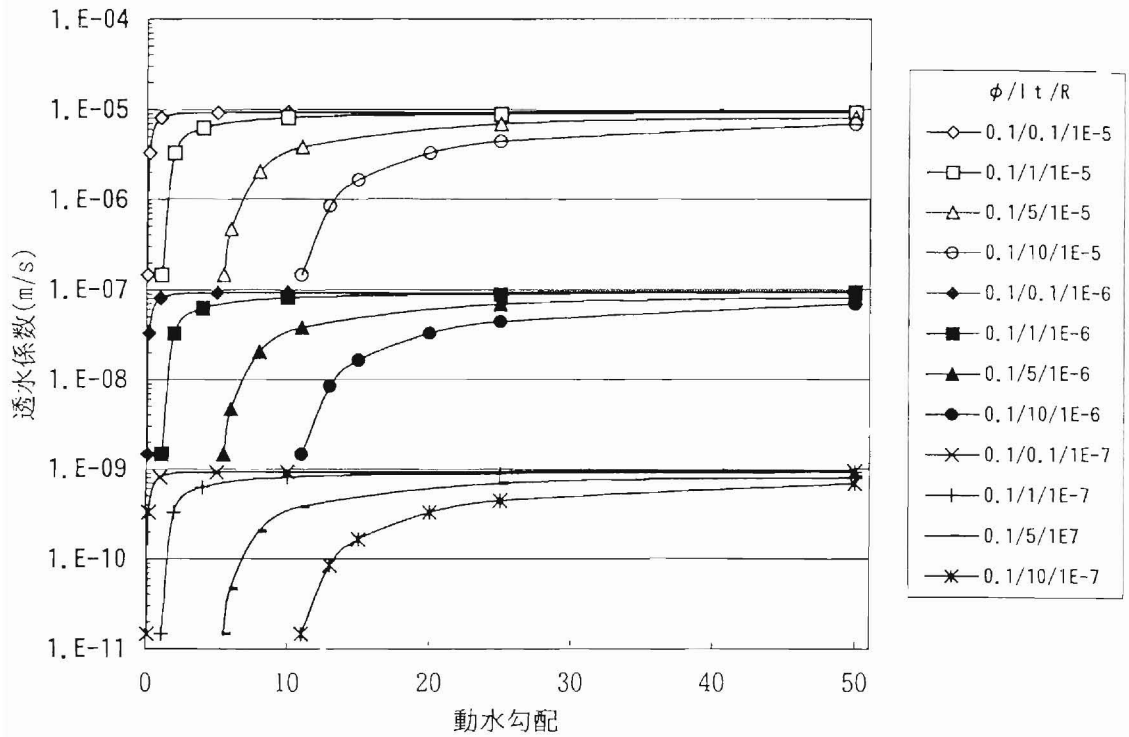


図-79 ビンガム流体理論に基づく透水係数理論曲線

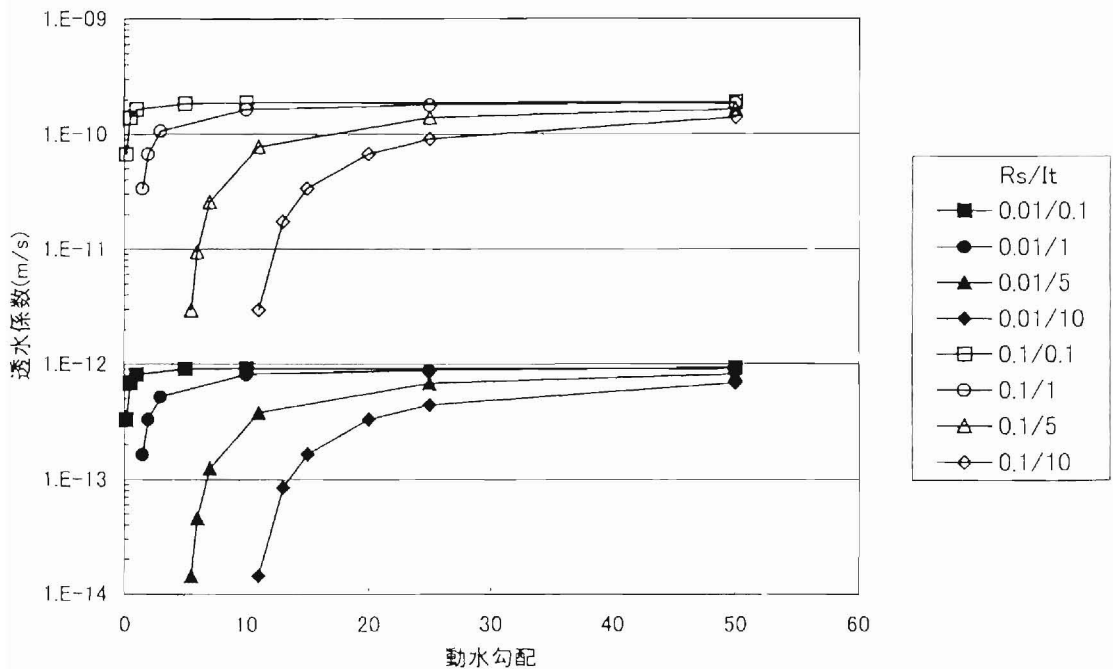


図-80 ビンガム流体理論を考慮したキャピラーモデルによる
透水係数と動水勾配の関係 (Tspt-1)

小空隙内の流動をビンガム流体的にモデル化する場合の透水係数を算出するモデルの概念を図－ 81に示す。このモデルは、細孔径分布で 2 つに分割した空隙のグループのうち、の小さい空隙のグループをさらに 2 つに分け、一部は大きい空隙とつながり、残りは大きい空隙とはつながらないと考えるモデルである。透水係数の算出は、図－ 81に示されるように、まず K_1 と K_2 が直列につながった状態の合成透水係数を求め、続いてこの合成透水係数と K_1' が並列に並んでいる状態の透水係数を求める。そして、 K_1 と K_1' については(式－ 41)のビンガム流体的にあらわした透水係数と動水勾配の関係を持つとした。ここで、 K_1 の空隙率(K_1 の空隙が全体の体積に占める率)を ϕS とした。このモデルにより、先ほどの砂質軽石凝灰岩の実測細孔径分布から透水係数と動水勾配の関係を求めて図示したものを図－ 82に示す。この図では、 R_s を $1E-8m$ とし、 ϕS を 0.001、及び、0.0001 つまり、全ての管路が $1E-8m$ 以下の半径の管路によって決まる透水係数の部分を通過するとし、その部分の空隙が全体の体積に占める率が 0.001、及び、0.0001 の場合について計算している。始動動水勾配は、それぞれ 0.1 と 1 について計算した。この結果より、 ϕS が 0.001、から、0.0001 の値をとれば、透水係数は $1E-10m/s \sim 1E-9m/s$ の値となり、室内試験で得られた透水係数と動水勾配の関係を再現できることが分かる。

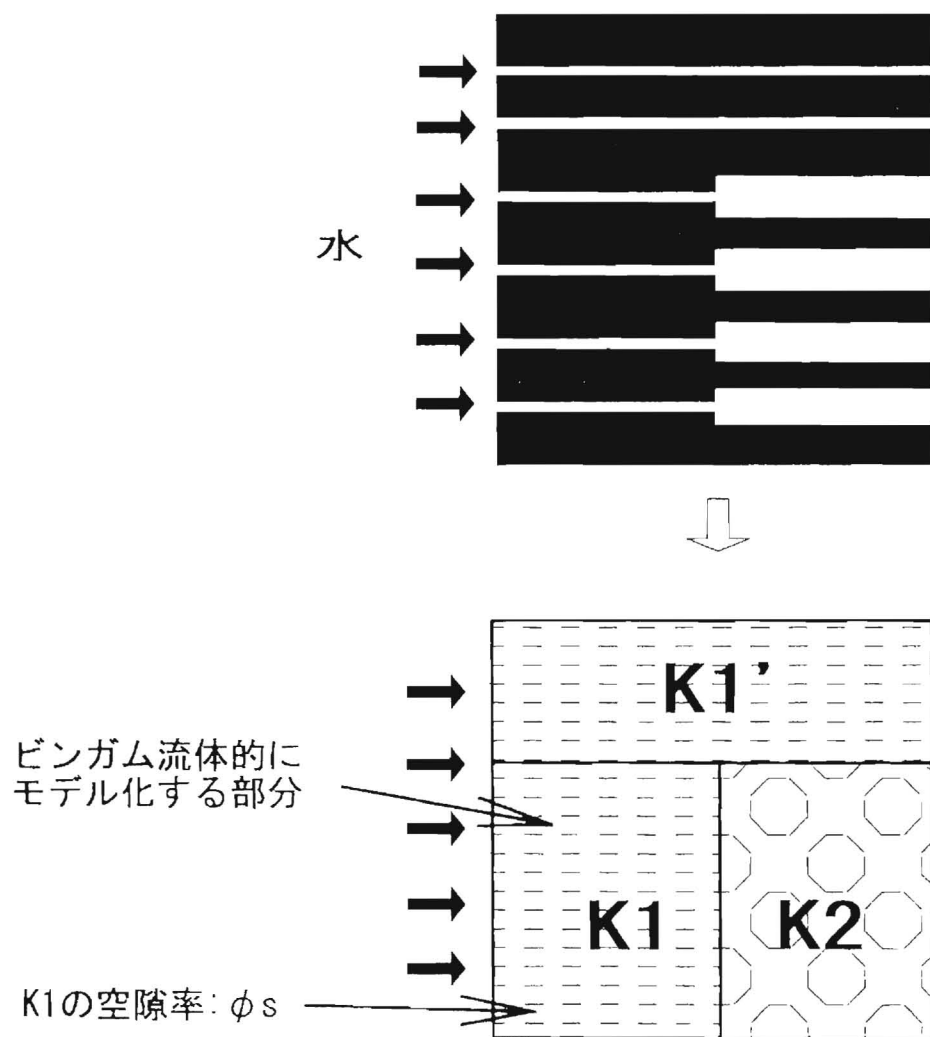
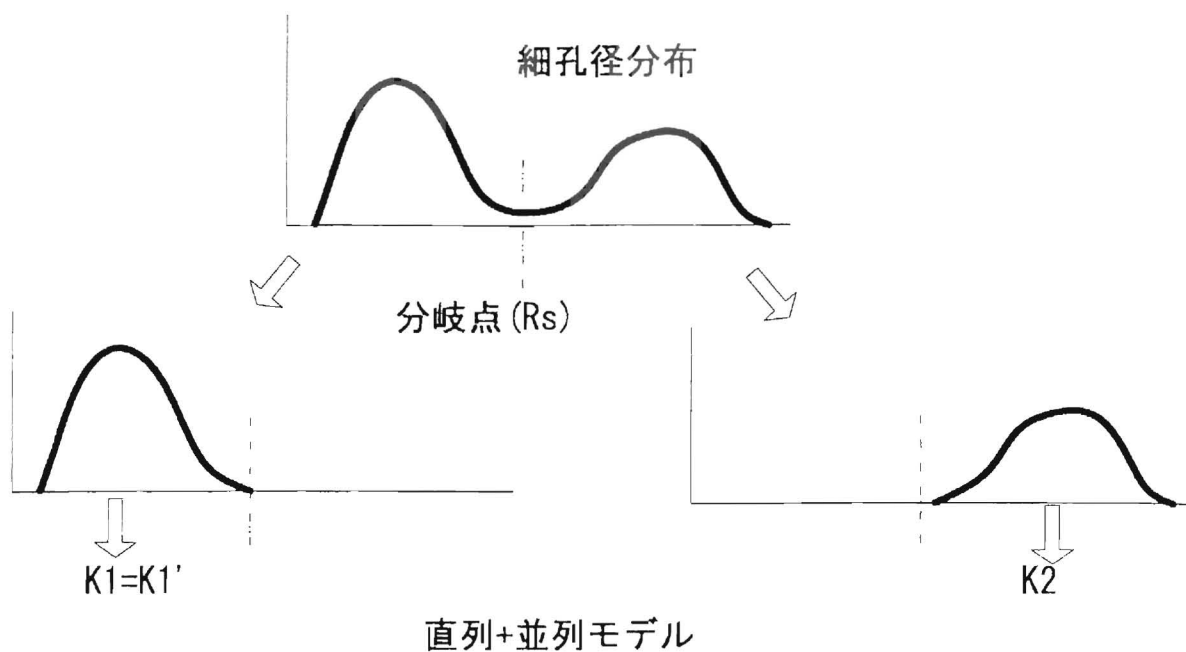


図-81 小空隙内の流動をビンガム流体的にモデル化する場合の透水係数算出モデル概念

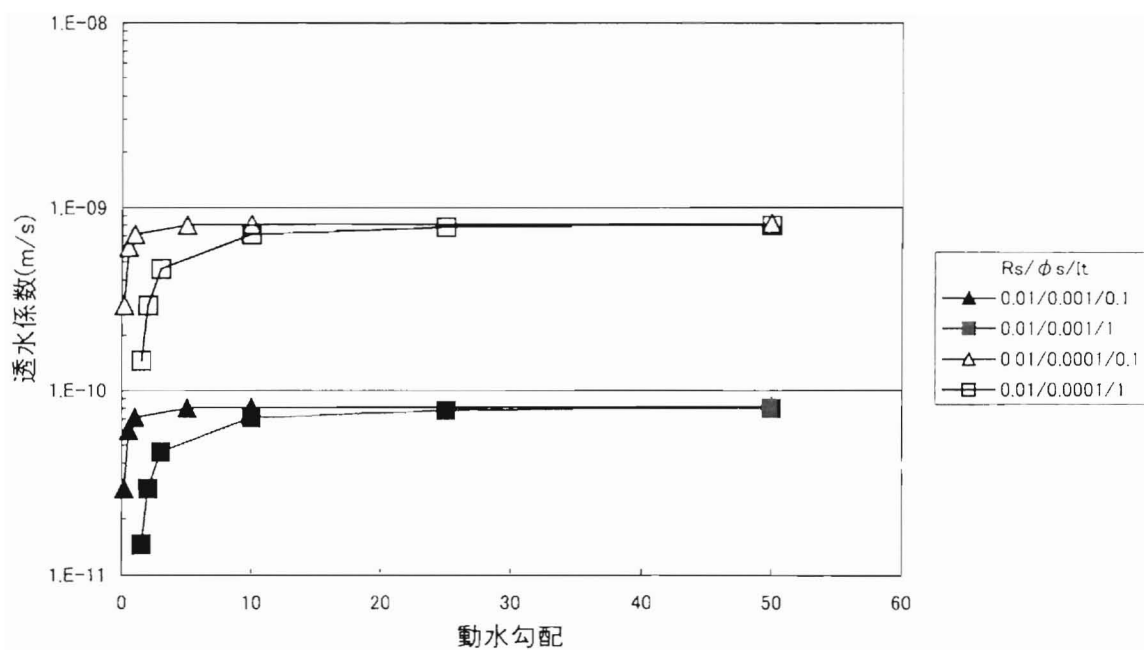


図-82 ビンガム流体理論を考慮したキャピラリーモデルによる透水数と動水勾配の関係 (Tspt-1、直列と並列モデルの組み合わせ)

次に上記のモデルで表された ϕS の意味について検討する。検討の為に、図－ 83に示す概念モデルを用いる。この図の左上に示したような細孔径分布をもつ試料を想定する。つまり、全体の空隙率が 30%で、 $1E-8m$ 、 $1E-7m$ 、 $1E-6m$ のオーダーの空隙がそれぞれ 10%づつで構成されているとする。この空隙がランダムに分布していると仮定すると、図右上の $1E-5m$ 四方の領域には、 $1E-6m$ 四方の空隙が 10 個、 $1E-7m \times 1E-6m$ の空隙が 100 個分布していることになる。この 1 例を示すと図－ 83の右上の図となる。($1E-7m \times 1E-6m$ の空隙が 100 個は $1E-6m$ 四方の空隙が 1000 個と考えるべきかもしれないが、図示する上での分かりやすさからこのようにした。そのため図－ 83の右上の図に示す際には、4 方向に各 25 個づつ分布させている。)同様に、 $1E-8m \times 1E-7m$ の空隙は $1E-6m$ 四方の領域に 100 個分布していることになる。この 1 例を示すと図－ 83の右下の図となる。この図に示されたような空隙の空間的分布をしている場合に、水は主に $1E-7m$ 、 $1E-6m$ のオーダーの空隙を通して流れるが部分的に $1E-8m$ のオーダーの空隙も通らないと通り抜けられないことになる。 ΦS はこの場合通水経路に分布する $1E-8m$ のオーダーの空隙部分の体積の全試料に占める比率である。 ϕS が 0.001、から、0.0001 とは、 $1E-8m$ の占める間隙率が数%であるとするとその間隙の 1/100 から 1/1000 の極一部の空隙が流動経路中に存在していることになる。この割合は、一見非常に小さく見えるかもしれないが、通水経路の中に少ない確率ながら非常に狭い部分もあると考えれば理解出来る。

ここでは、空隙の分布をランダムとしたが、実際には空隙が出来ている原因がいくつかあって、その要因と空隙径に何らかの関連性があれば、空隙径の空間的分布も法則性をもつことが考えられる。従って空隙の成因を考えることが次に重要となる。この点については、次の節で検討する。

以上より、毛細管半径、間隙率、始動動水勾配を用いて、ビンガム流体と同じような考え方でモデル化することにより、実際に測定された動水勾配と透水係数の関係を表すことが可能であることが分かった。

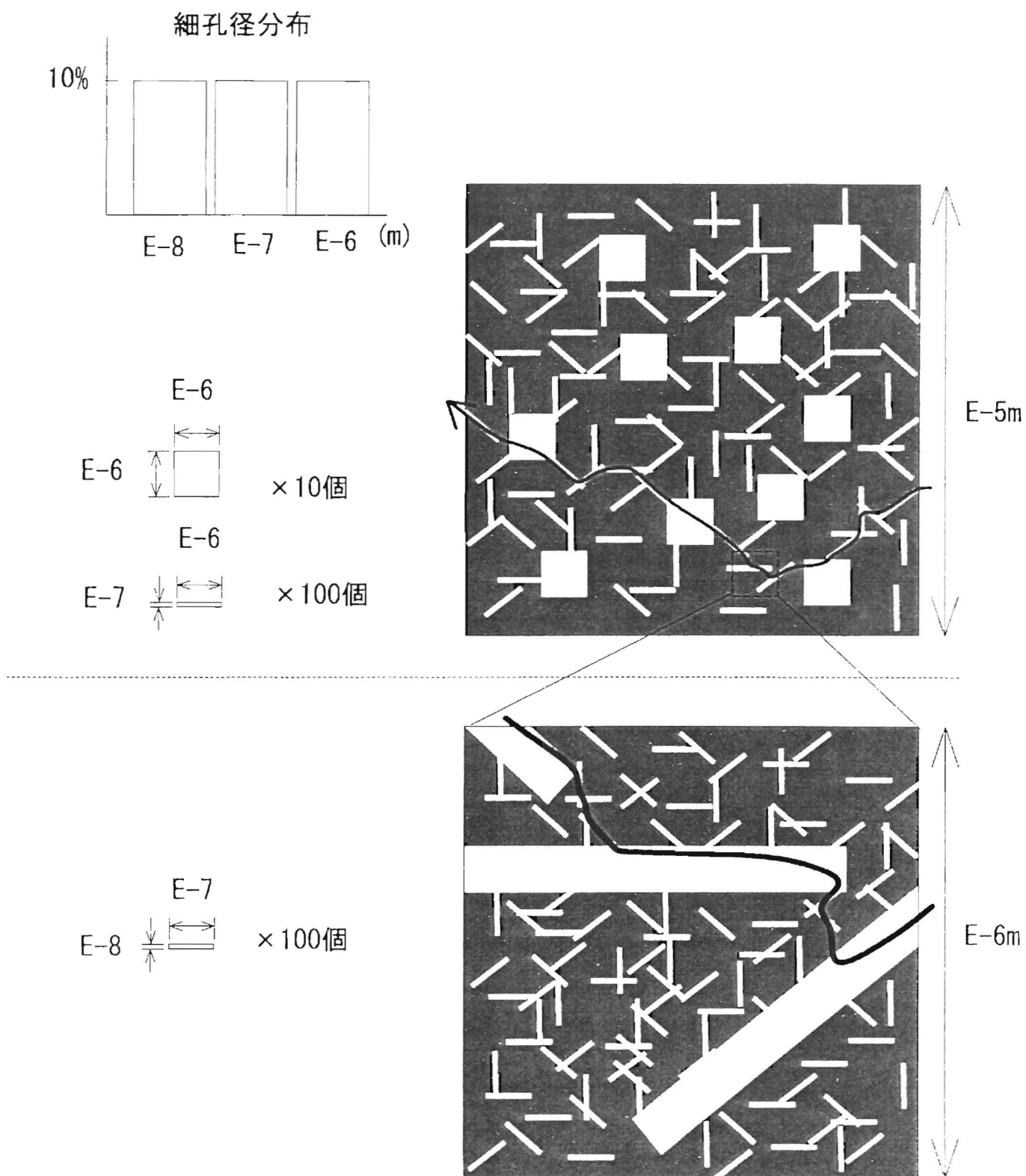


図-83 細孔の空間的分布概念図

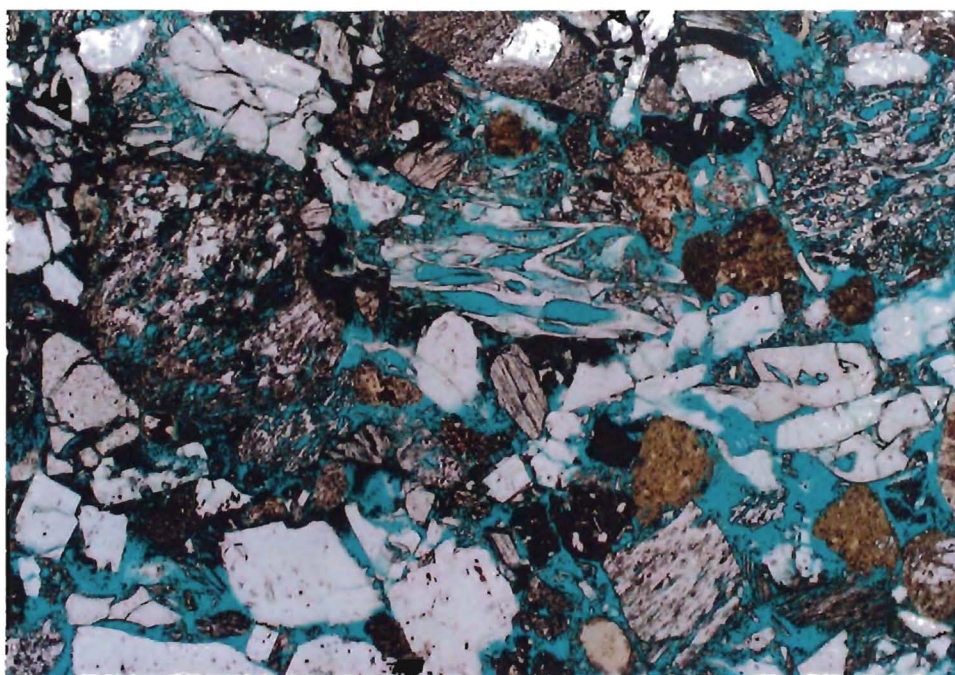
5.3.3 岩石薄片観察

細孔径分布計測に基づいた等価管路モデルで推定された空隙の空間的分布状況について確認するために、そのひとつの方法として岩石の薄片を作って顕微鏡観察をした。図－ 84～図－ 87に岩石薄片の写真を示す。写真の中で鉛直方向とは、鉛直に掘ったボーリングコアを鉛直方向にスライスした試料という意味であり、水平とは同じく水平にスライスした試料という意味である。

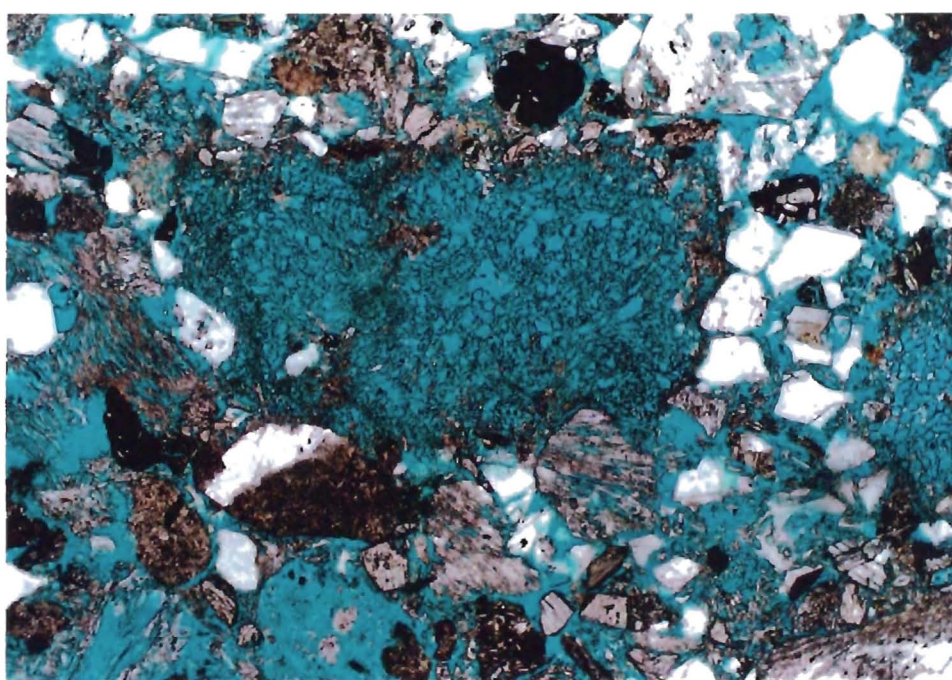
今回は、薄片作成の際に、ブルーレジンを充填させてから薄片とした。図－ 84～図－ 87において、青く色がついている部分がブルーレジンが注入された部分であり、薄片作成時に間隙となっていた場所である。ブルーレジンはエポキシ系の樹脂に染料を溶かしたもので、薄片作成用の試料(約 $1 \times 2 \times 3 \text{ cm}$)を常温で乾燥させたのち、未固結のブルーレジンに浸した状態で真空脱気して充填させた。今回薄片で見ているのは、こうして作成された試料(約 $1 \times 2 \times 3 \text{ cm}$)の表面付近であるので、レジンが充填されている空隙の中には、元々他の空隙との連結性が悪いものも存在している可能性がある。このブルーレジンが充填されている間隙について、顕微鏡下でモード分析を行ない、判別出来た $1 \text{ E} \cdot 5 \text{ m}$ ($10 \mu \text{ m}$)以上の間隙をカウントし、平面的な間隙の割合を算出したものを5.2.1節(p.89)の表－ 8に記載した。この表が示すように、透水係数が大きいほどこの方法による間隙の割合も大きくなっていることが分かった。ただし、既に述べたように間隙の割合と透水係数は単純に定量的には結び付けられず、空隙の連続性を考慮してはじめて説明可能となる。以下に各岩種ごとの薄片観察結果を述べる。

図－ 84は、軽石混じり砂岩である。この岩の構成粒子は、多い順に、石英 \geq 長石類 $>$ 軽石 \geq 火山ガラス片 \geq 岩片 \geq 不透明鉱物 $>$ 普通角閃石 $>$ 斜方輝石である。基質は少なく、構成粒子間にも軽石の内部にもブルーレジンが浸入している。鉱物粒子は 0.5 mm 程度で角張っており、新鮮である。軽石は 1 mm から 1 cm 程度でやや変質している。葉理や粒子の配列は認められていない。水銀圧入法による細孔径分布で $1 \text{ E} \cdot 6 \text{ m}$ ($1 \mu \text{ m}$)から $1 \text{ E} \cdot 5 \text{ m}$ に分布が集中しており、薄片観察では粒子間および軽石内部にブルーレジンが進入していて、 $1 \text{ E} \cdot 5 \text{ m}$ 以上の間隙が多いことが確認出来た。

図－ 85は、粗粒砂岩である。この岩の構成粒子は、多い順に、石英 \geq 長石類 \geq 生物片(貝化石) $>>$ 岩片 $>$ 不透明鉱物である。基質の非常に少ない部分と、粘土質の基質が粒子間を充填している部分とが、互層を成している。構成粒子間全体にブルーレジンが浸入しているが、ブルーレジンが浸入した両側の基質の形状が一致していることから、これは粘土鉱物の脱水による体積収縮を起こした後の隙間にブルーレジンが浸入したとも考えられる。従って、自然状態での空隙構造ではない可能性がある。鉱物粒子は 0.5 mm 程度で角張っており、新鮮である。岩片は玄武岩、安山岩質である。粒子と粒子の接触は点ではなく、面で接触しており、大きい空隙どおしの連結性は悪いものと推定される。水銀圧入法による細孔径分布では $1 \text{ E} \cdot 8 \text{ m}$ 付近と、 $1 \text{ E} \cdot 5 \text{ m}$ 付近に分かれて分布しており $1 \text{ E} \cdot 8 \text{ m}$ は基質の粘土鉱物や岩片の空隙を、 $1 \text{ E} \cdot 5 \text{ m}$ は生物片や一部の粘土鉱物の脱水による体積収縮を起こした後の隙間を見ている可能性もある。



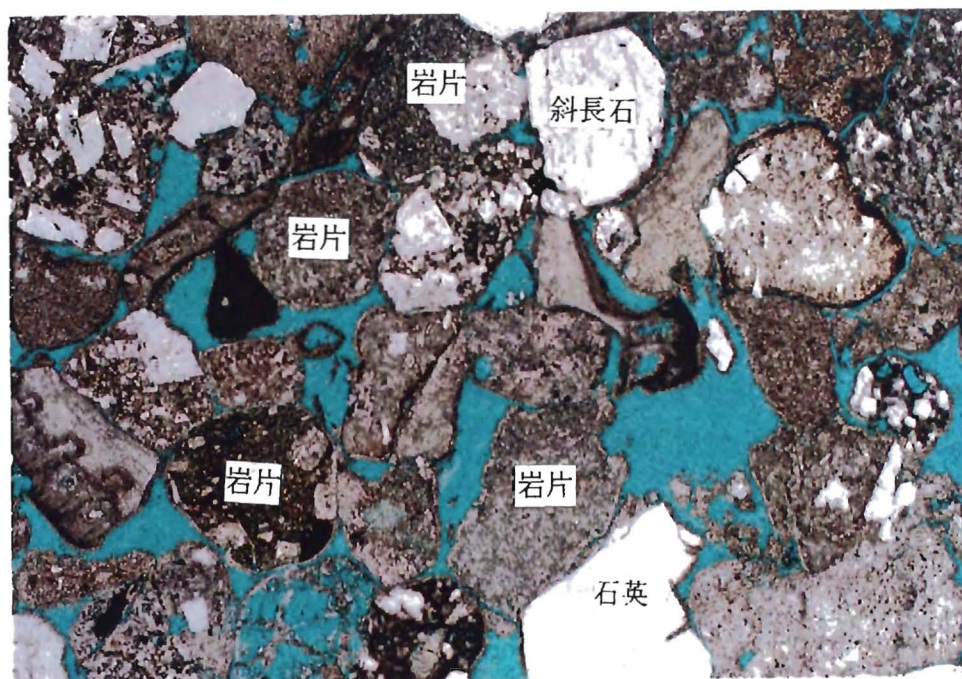
(鉛直方向)



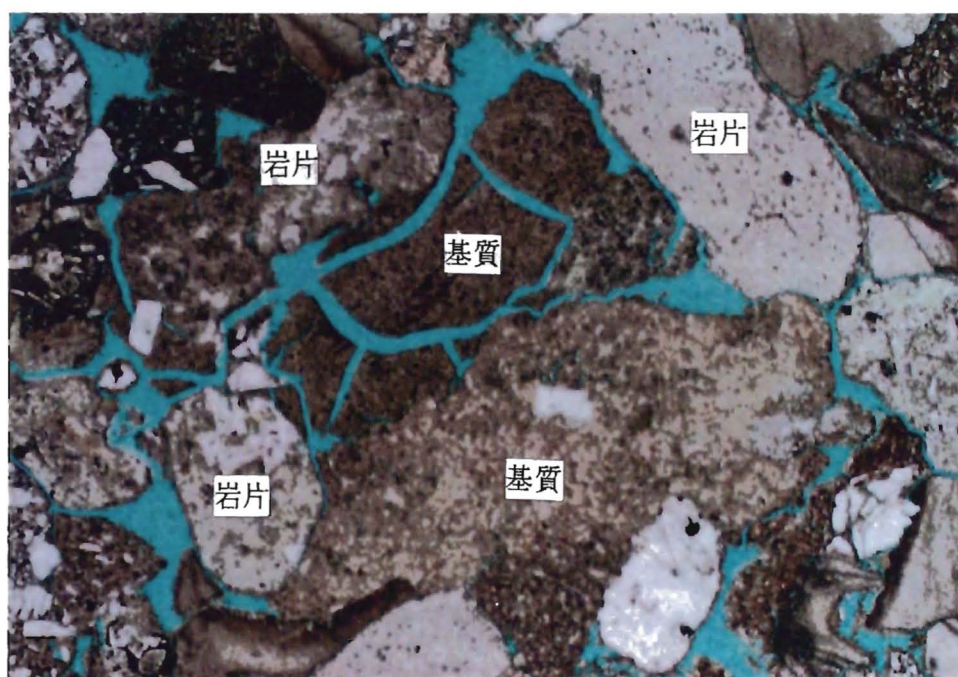
(鉛直方向)

1. 0 mm

図－8 4 岩石薄片顕微鏡写真（軽石混じり砂岩）



(水平方向)



(水平方向)

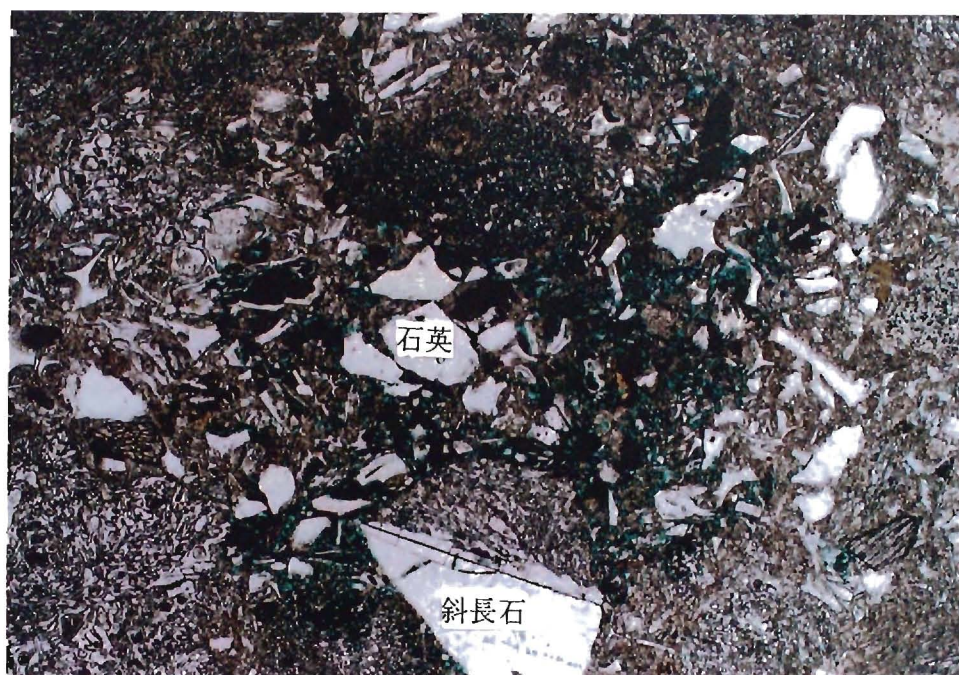
1.0 mm

図-85 岩石薄片顕微鏡写真(粗粒砂岩)

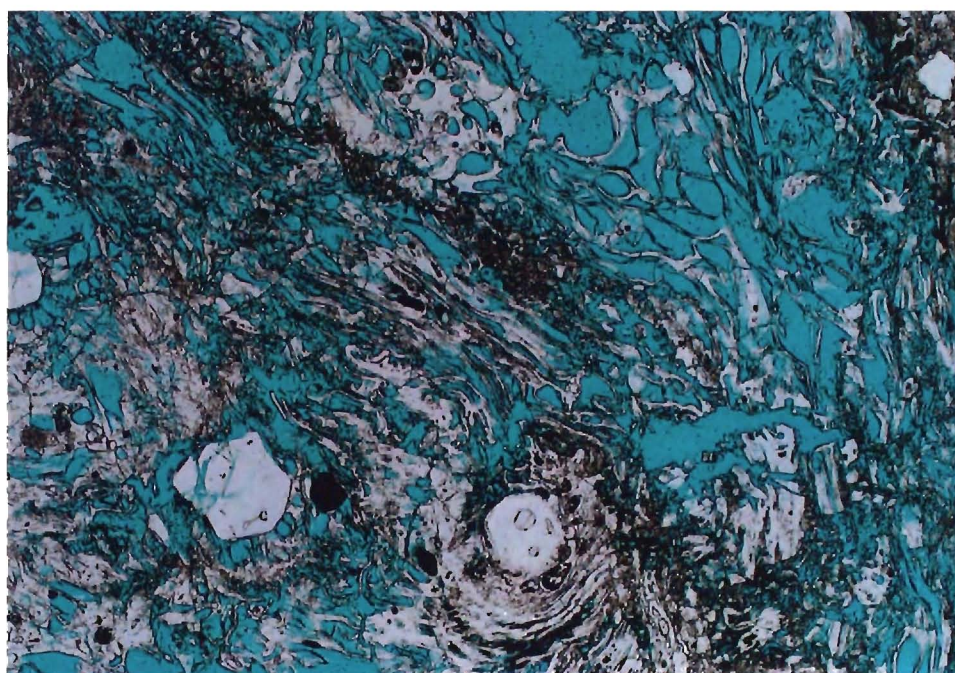
図一 86は、砂質軽石凝灰岩である。この岩の構成粒子は、多い順に、軽石>火山ガラス片>石英 \geq 長石類>不透明鉱物である。基質は主に微細な非晶質物質からなり、粒径 0.1mm ~1mm 程度の角張った石英、長石類、火山ガラス片を含む。軽石は、径 2~3mm から 1cm 程度である。葉理、粒子の配列などは認められない。基質部と新鮮な軽石片にはブルーレジンを浸入していないが、基質中に不透明鉱物が濃縮している部分にはブルーレジンを浸入しており、比較的大きい空隙が存在している。また、やや変質した軽石も、新鮮なものより多孔質になっており、ブルーレジンを浸入している。水銀圧入法による細孔径分布では $1E-9m$ から $1E-5m$ 付近に連続して分布しており軽石質部は $1E-7m$ 、基質部は $1E-8 \sim 1E-7$ に分布がやや集中している。薄片観察でも基質部の方が間隙がややせまく見えるので傾向は一致している。

図一 87は、砂質泥岩である。この岩の構成粒子は、多い順に、石英 \geq 長石類>生物片(有孔虫) \geq 不透明鉱物 \geq 有機物片である。粘土鉱物からなる基質に粒径 0.1mm 程度の極細粒砂を含む層と、シルト層がほぼ水平の葉理を形成している。鉱物粒子は全体的に新鮮で、鏡下で観察できるサイズの空隙は認められない。水銀圧入法による細孔径分布では $1E-9m$ から $1E-6m$ 付近及び $1E-5m$ 付近の 2 種類の分布を示す。 $1E-9m$ は粘土鉱物の層間のオーダーであり、最も多かった $1E-8m$ から $1E-7m$ の間隙は、構成鉱物の粒子の内部、又は、粒子と基質の境界等であると考えられる。

以上の薄片観察結果をまとめると、今回の試料の中で透水係数の大きかった軽石質砂岩を除けば、ブルーレジンを浸入しているような大きい空隙の連続性は乏しく、地下水の透水経路中には、粘土鉱物のような極めて小さい空隙を避けては通れない構造となっていることが確認出来た。このことは、前節で検討した等価管路モデルで予測された間隙の空間分布構造と整合しており、前節のモデルの妥当性を裏付けるものと考えられる。また、比較的大きい空隙は、生物片の内部、不透明鉱物が濃縮している部分、及び、やや変質した軽石内部などの岩を構成する粒子内の空隙が多く、粒子と粒子の間は粘土鉱物等で比較的良好に充填されていた。このように、構成粒子はまだ続成作用による粒子の変形をほとんど受けておらず、従って構成粒子内部の空隙は、初期の状態に近いものと考えられる。また、粒子と粒子の間に大きい空隙が認められる場合でも、粒子と粒子の接触が一部面で接触し始めていることから、粒子間の大きい空隙の連続性は乏しいと考えられる。これらのことが、新第三紀の堆積岩が空隙率と透水係数の相関に大きいばらつきを生じさせている一因と考えることが出来る。つまり、透水係数の割に空隙率が大きいのは、構成粒子内の空隙がつぶれずに残っていたり、圧密の過程で取り残された粒子間空隙が残っているために大きい空隙の連続性に乏しく、透水係数は、粒子間を連続して充填している粘土鉱物等の基質部の低透水性によって支配されていると考えられる。



(水平方向)



(水平方向)輕石内部

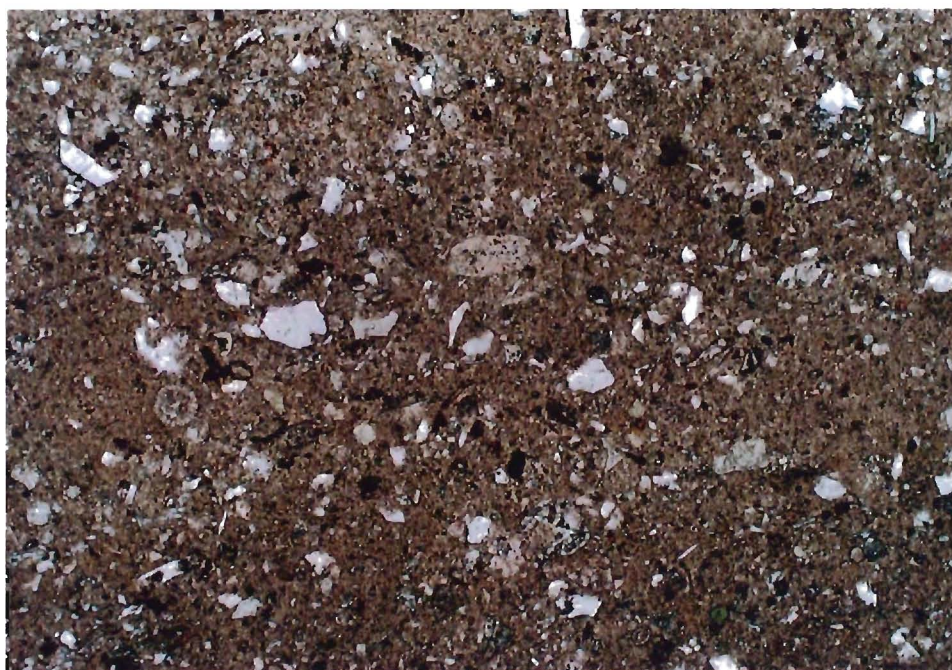
1.0 mm



図－86 岩石薄片顕微鏡写真（砂質輕石凝灰岩）



(鉛直方向)



(水平方向)

1 . 0 mm



図－87 岩石薄片顕微鏡写真（砂質泥岩）

5.3.4 空隙構造と透水係数の関係についての地質学的考察

次にこのような空隙構造を持つに至った要因について検討する。まず堆積物が圧密されて岩盤になるまでの空隙の変化について、泥質岩について調べた既往の研究結果^{72, 73}を紹介する。図－ 88に圧密段階の進行に伴う泥質岩の組成変化を示す。地層の堆積当初は堆積物の80%が空隙であり、そこは水で満たされている。80%の水のうち10%は粘土鉱物結晶格子に保持されている層間水であり、残り70%は自由に動ける孔隙水である。この堆積物が第1段階の圧密で空隙率30%程度まで圧密される。この第1次圧密の速度は速く、例えば秋田、新潟地域では、2～3百万年でこの空隙率に達している。第1次から第2次圧密へ移る時点では、圧密による脱水作用で、堆積当初の空隙率の94%、及びモンモリロナイトの層間水の60%が失われる。そして、30%の空隙のうち、孔隙水の占める割合が16%、層間水の割合が14%である。第1段階の終わりは、堆積物の粒子が破壊することなく接触出来る極限まで進んだ状態である。球形の粒子が正四面体の頂点に位置するように充填された場合の空隙率は、25.9%である。空隙率30%をすぎて第二次段階に入ると碎屑粒子自体が変形することにより圧密が進行する。第3次圧密では、粒子間空隙が自生鉱物により充填され結合格子はさらに強力になる。

図－ 89に空隙率の深度相関を示す。比較的浅い深度でも空隙率は深度に応じて小さくなっており、透水係数が深度に応じて小さくなる測定結果と整合している。

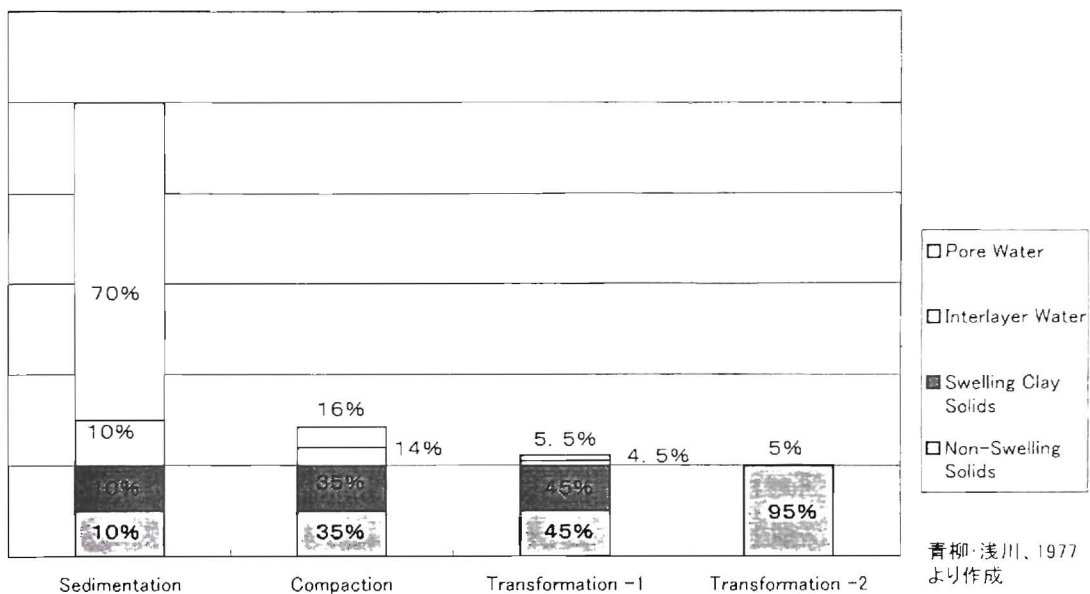


図-88 圧密段階の進行に伴う泥質岩組成変化

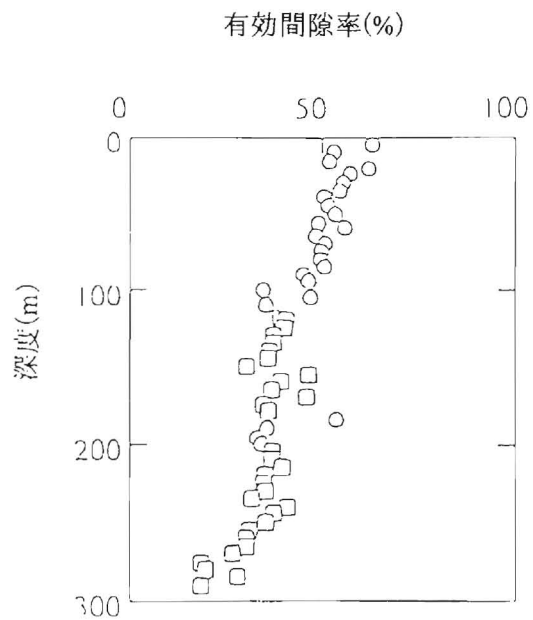


図- 89 間隙率の深度相関図

5.4 原位置透水試験のスケールでの透水係数の動水勾配依存性

実験室では、透水係数の動水勾配依存性が明らかとなった。問題はその性質が原位置試験でも把握し得るかである。把握できれば、それを踏まえて低動水勾配下での計測の技術開発が行ない得ることになる。本節ではその点を検討した。

5.4.1 原位置透水試験の定常法による透水係数算出方法

まず、原位置透水試験より透水係数を算出する方法のうち、定圧力で注水している際の流入量から透水係数を算出する式の導入を行なう。ここで検討する原位置透水試験は、ボーリング孔内をパッカーで区切って水を注入する方法とする。

原位置透水試験から透水係数を求める際に、本論文では、原則として Hvorslev が誘導した解析式を用いている。以下にその解法を示す。^{74, 75}

まず前提として地下水の流動場が無限の広がりとし深さを持つと仮定する。また、注水によって自由水面の位置が変動しないことを前提としている。

図- 90に示すように3次元の空間で一点から q の流量の注水を行なった場合の地盤の全水頭 h の分布は定常の3次元の浸透の支配方程式を満たす。

$$(\text{式}-42) \quad \Delta^2 h = (\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2) h = 0$$

上式の解は、次式のとおりである。

$$(\text{式}-43) \quad h = C / r$$

ここで、 $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ 、 C は定数。

流れは放射流であることから、次の関係がある。

$$(\text{式}-44) \quad q = -4\pi r^2 k \partial h / \partial r$$

以上の式より

$$(\text{式}-45) \quad q \int \frac{\partial r}{r^2} = -4\pi k \int \partial h$$

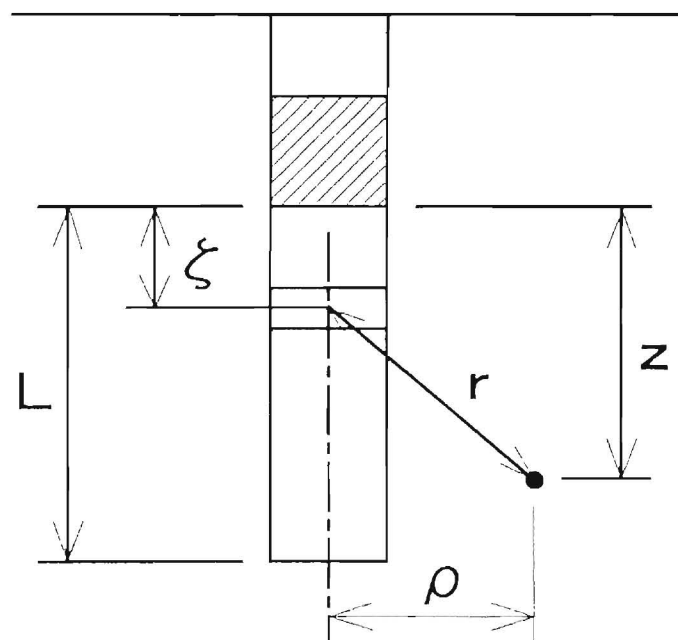
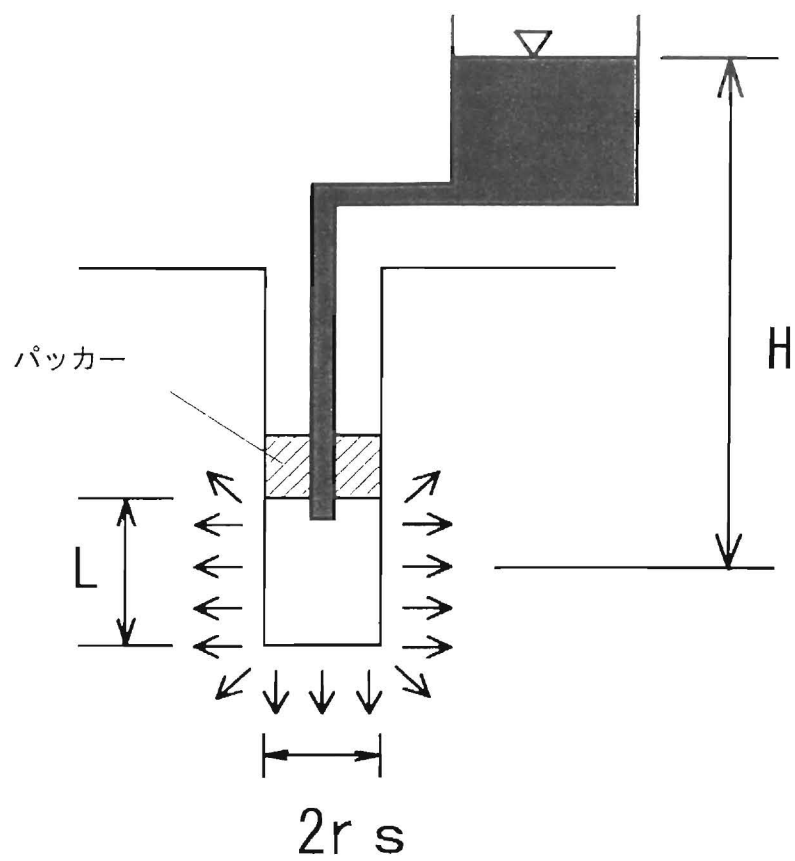
$$(\text{式}-46) \quad h = q / 4\pi k r$$

となる。また

$$C = q / 4\pi k$$

パッカーで区切られた区間からの全注入量 Q に対して、 q の値は均等に分布していると仮定すると、 $q = Q d\zeta / L$ となり、図- 90の流れ場の任意の点 Z 、 ρ における全水頭は

$$h = \frac{Q}{4\pi k L} \int_0^L \frac{d\zeta}{r}$$



図一90 現場透水試験概念図

$$= \frac{Q}{4\pi kL} \int_0^L \frac{d\zeta}{\sqrt{(z-\zeta)^2 + \rho^2}}$$

$$= \frac{Q}{4\pi kL} \left[\sinh^{-1} \frac{L-z}{\rho} + \sinh^{-1} \frac{z}{\rho} \right]$$

流出入口を孔壁とすると、 $\rho = r_0$ となるから、

$$(式-47) \quad h = \frac{Q}{4\pi kL} \left[\sinh^{-1} \frac{L-z}{r_0} + \sinh^{-1} \frac{z}{r_0} \right]$$

となる。この式では、孔壁での水頭は各高さで変わることになるが、孔内の水頭を注入区間の中心で代表させると、 $Z = 2/L$ で、 $h = h_0$ となるから、これを上式に代入すると、

$$(式-48) \quad h_0 = \frac{Q}{2\pi kL} \sinh^{-1} \frac{L}{2r_0}$$

k について整理すると、

$$(式-49) \quad k = \frac{Q}{2\pi L h_0} \sinh^{-1} \frac{L}{2r_0}$$

さらに孔径に対して注水区間が十分長い場合 ($L/r_0 \geq 8$) は、次のように近似出来る。

$$(式-50) \quad k = \frac{Q}{2\pi L h_0} \ln \frac{L}{r_0}$$

この式は簡単な式であるが、極めて有効な式であることが、数値解析によっても確かめられている。^{76 77}

この式を本論文においては、定圧岩盤透水試験から透水係数を算定する式として用いている。

5.4.2 原位置透水試験時の通水断面形状

ここでは、(式－ 50)の透水係数を求める式の意味を理解するため、今井⁷⁷⁾の整理した方法に基づき、原位置透水試験時の通水断面形状についてまとめておく。

注水式の透水試験は、前節で説明したとおり、注水箇所から放射状に均質媒体を水が浸透するとして、注水孔周辺の注水断面積 $a_0=2\pi r_0 L$ に対して平均の透水性を示す特性値として透水係数を算定している。一方、実際の地盤には、割れ目があったり、ここで検討しているような透水性の動水勾配による影響がある場合のように透水係数の場所的なばらつきを伴う場合が一般的である。そこで、注水箇所から放射状に流動しない場合も含めて、注水試験時の水の通水形状をより一般化した形で表現する透水係数算定式を導く。

図－ 91⁷⁸⁾に示したように、注水孔周辺の注水断面積を $a_0=2\pi r_0 L$ 、注入孔のセンターから距離 r の位置での通水断面積 a を r の関数として以下に示す式で表す。

$$(式－ 51) \quad a(r) = a_0 \left(\frac{r}{r_0} \right)^{n-1}$$

定常状態であるとすれば、質量保存から次式が成り立つ。

$$(式－ 52) \quad Q = -ka(r) \frac{dh}{dr}$$

ここで Q ：定常時注水量、 k ：飽和透水係数、 $a(r)$ ：注入孔中心からの距離 r における注入した水が流れる水みちの断面積、 h ：水頭である。 n は水みち形状を表現する次元であり、図－ 91に示したように、 $n = 1$ は例えば、単一水平割れ目を流れる場合のような円盤型の通水断面を、 $n = 2$ は円筒形状の通水断面を、 $n = 3$ は球状に広がる通水断面を示す。ここで説明した水みち形状を表現する次元 n のイメージは、透水係数が均一とした場合の通水断面の幾何学形状のイメージであり、透水係数が均一でなければ、同じ形状でも異なる次元 n を持つことになる。(式－ 51)を(式－ 52)に代入し、注入孔壁面から、定水位境界まで定積分すると次式が得られる。

$$(式－ 53) \quad \frac{r_0^{n-1}}{a_0} \left[\frac{r^{2-n}}{2-n} \right]_{r_0}^R = \frac{k}{Q} \Delta H \quad (n \neq 2)$$

$$(式－ 54) \quad \frac{r_0}{a_0} \ln \frac{R}{r_0} = \frac{k}{Q} \Delta H \quad (n = 2)$$

さらに透水係数 k について整理すると、

$$(式－ 55) \quad k = \frac{Q \cdot r_0^{n-1}}{(2-n)a_0 \Delta H} [R^{2-n} - r_0^{2-n}] \quad (n \neq 2)$$

$$(式－ 56) \quad k = \frac{Q \cdot r_0}{a_0 \Delta H} \ln \frac{R}{r_0} \quad (n = 2)$$

図－ 91に示すパッカーで区分された区間長 L に対しては、 $a_0=2\pi r_0 L$ を代入すると、

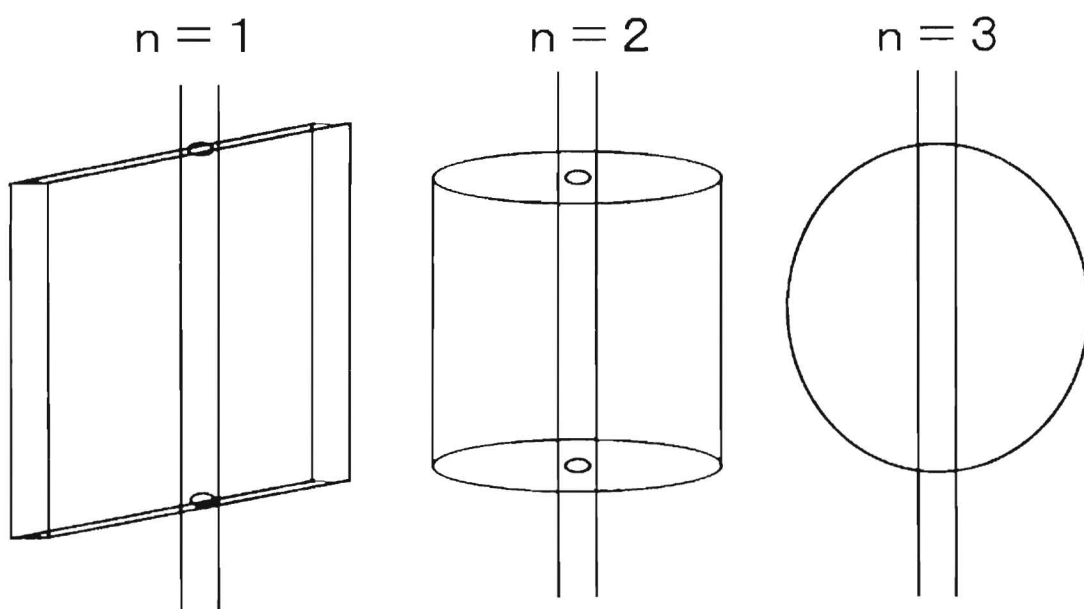
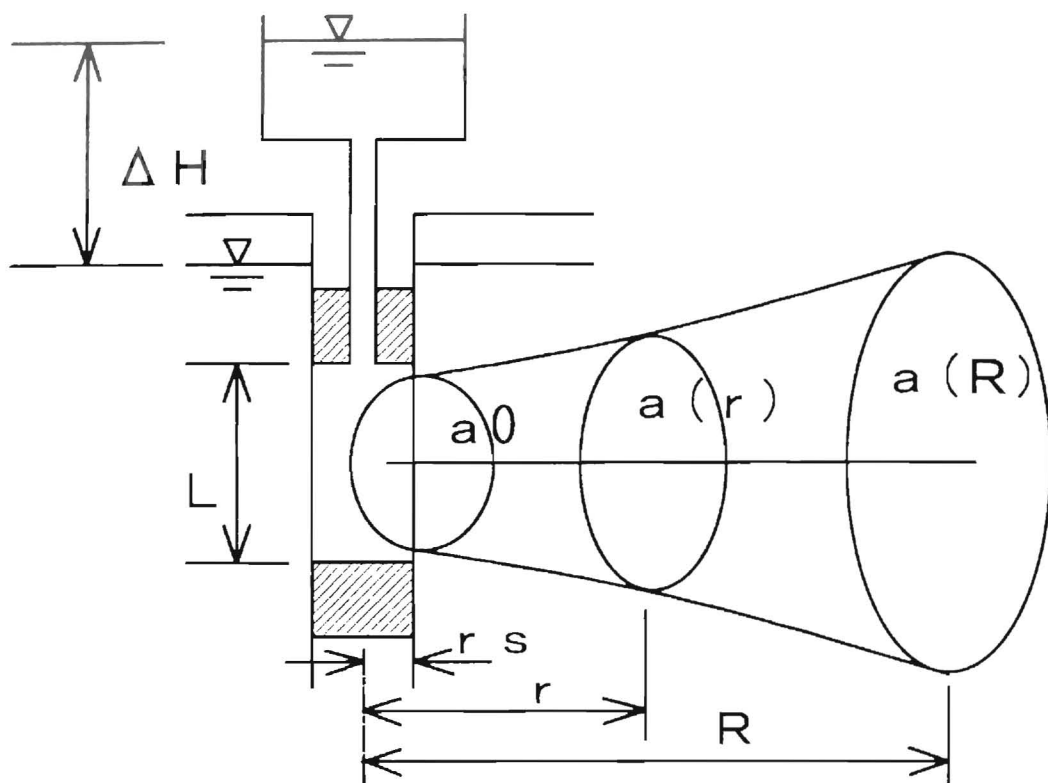


図-91 現場透水試験の通水形状と透水係数の関係

$$(式-57) \quad k = \frac{Q \cdot r_0^{n-2}}{2\pi L \Delta H} \left[\frac{r^{2-n}}{2-n} \right]_{r_0}^R \quad (n \neq 2)$$

$$(式-58) \quad k = \frac{Q}{2\pi L \Delta H} \ln \frac{R}{r_0} \quad (n = 2)$$

さらに(式-58)において、 $R=L$ とすると、

$$(式-59) \quad k = \frac{Q}{2\pi L \Delta H} \ln \frac{L}{r_0}$$

この式は、(式-50)の原位置での注入式透水試験による透水係数算定式と同じである。つまり、通常、原位置での注入試験から透水係数を求める際に用いている式では、水みち形状を表現する次元 n が 2 の円筒形状の通水断面を仮定し、注入したことによる圧力の影響が生じている範囲（影響半径）が注入区間長と同じ長さ L の位置にある時点での注入圧力と流量の関係から透水係数を求めていると言い換えることが出来る。

次に、今井⁷⁷と同様に、水みちの次元 n と影響半径 R が透水係数に与える影響について確認しておく。透水係数が動水勾配によって変ることがあるとすれば、原位置の透水試験では、注入孔の近傍と離れた場所で透水係数変ることが考えられるので、水みちの次元 n と影響半径 R が透水係数に与える影響を調べておくことがこの後の考察で重要になるからである。

まず、次のような模式的な試験状態を想定し、その条件の場合の注入流量 Q を(式-59)を用いて求める。注入区間の半径 r_0 は 0.038m、注入区間長 L を 10m、注入圧力を 3.0m、透水係数を $1 \times 10^{-8} \text{m/s}$ とすると、注入流量 Q は $3.38 \times 10^{-6} \text{m}^3/\text{s}$ となる。次に(式-57)を用いて、この流量 Q が観測されている場合に実際の水みちの次元 n と影響半径 R が(式-59)で想定しているような理想的な状態つまり、 n が 2 の円筒形状の通水断面で影響半径が注入区間長と同じ長さ L の位置になかった場合にどの程度透水係数の誤差が生じるかについて計算し、図-92に図示した。この図は H には無関係であり、注入区間の半径 r_0 (0.038m)、注入区間長 L (10m)、透水係数 ($1 \times 10^{-8} \text{m/s}$) の条件で決まる関係である。この図に示されるように、 $n=2$ 、 $R=L=10\text{m}$ の点は当然のことながら透水係数が $1 \times 10^{-8} \text{m/s}$ となっており、そこから、 n や R が変化すると透水係数がどの程度ずれてくるかが読み取れる。透水係数が動水勾配によって変ることがあるとすれば、原位置の透水試験では、注入孔から離れた場所で透水係数が小さくなっていると考えられるので、例えば影響半径 R が通常の注入試験で用いる値 L より小さくなっていると考えられることも出来る。図-92に示されるように、 $n=2$ の場合、影響半径 R が 10m から 1m まで減少すると透水係数が数分の一になることが分かる。一方、注入孔から離れた場所で透水係数が小さくなっていることを水みちの次元 n で表すと、注入孔から離れるに従い通水断面積が減ることと同じと考えれば、 n は 1 以下となる。、 n が 1 以下だと透水係数を通常の(式-59)で求めると過小評価することになってしまう。但し、ここで注意すべきことは、この考えで図-92より求める n が 1 以下の透水係数は、試験孔近傍で動水勾配が大きくなって透水係数も大きくなっている部分の値であり、実際に知りたい試験孔から離れた位置の自然状態に近い動水勾配時の透水係数ではない点である。

以上のように、均質でない場では、原位置の注入式透水試験で求まる透水係数には様々な要因を含んでいるので、慎重に取り扱う必要があることが分かる。

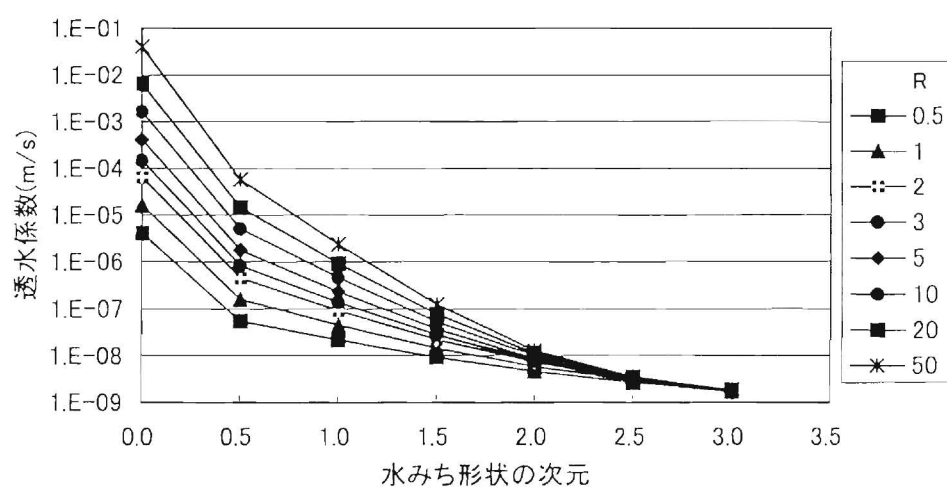


図-92 水みち形状の次元と透水係数の関係
(区間10m)

5.4.3 原位置透水試験の非定常解析

定圧透水試験から透水係数を算出する(式－50)には当然のことながら貯留係数は考慮されていない。今回実施する原位置での低動水勾配下の透水試験は、孔内の水位低下から透水係数を算出する変水位法であるので、ここでは貯留係数を考慮した場合、透水係数にどの程度の影響が出るのかを検討する。

透水係数の算出に用いている(式－9)や(式－50)は、地盤内の間隙圧力の伝播は瞬時であると考えた定常状態を想定しており、孔内の水位(中空供試体による室内試験では、供試体の内部に掛けられている水圧、原位置試験では、パッカーで仕切られた区間への注入圧力)が時間的に変化する部分に非定常性が入っている。つまり、帯水層内の流れは定常で境界条件が時間的に変化する条件で解析がされている。一方、実際の地盤では、試験孔内の水位が低下すると、試験孔周辺の間隙水圧が低下して、帯水層内の有効応力が増加し、帯水層からの地下水の絞り出し(圧密)が生じる。このような帯水層の圧縮性や地下水の溶存空気の影響等による非定常性を扱うために、比貯留係数を考慮した検討を実施する。

体積の分かっている水(slug)を井戸に注水(または揚水)して透水係数を求める試験を一般にスラグ試験という。被圧帯水層で実施したスラグ試験の孔内水位の経時変化を比貯留係数を考慮して解析した報告として、Papadopoulos、Cooper⁷⁹⁾、西垣⁸⁰⁾らの研究がある。図－93に示す被圧帯水層の完全貫入井戸で孔内の水位が急上昇した際のその後の孔内水位の低下に対する理論解は以下の式のとおりである。

$$(式－60) \quad H(t) = \frac{8H_0\alpha}{\pi^2} \int_0^\infty e^{-\beta u^2/\alpha} \cdot \frac{du}{g(u)}$$

$$(式－61) \quad g(u) = [uJ_0(u) - 2\alpha J_1(u)]^2 + [uY_0(u) - 2\alpha Y_1(u)]^2$$

$H(t)$: 時間 t の時の孔内水位、 H_0 : 初期の水位上昇時の水位

$\alpha = S r_s^2 / r_c^2$ 、 $S = S_s * b$: 貯留係数、 S_s : 比貯留係数、 b = 帯水層厚、

r_c : 水位変化を観測している区間の孔内の半径、 r_s : 帯水層に穿った孔の半径

$\beta = T t / r_c^2$ 、 $T = b * k$: 透水量係数、 t = 時間、 k = 透水係数、

$J_0(x)$: 第1種零次ベッセル関数、 $J_1(x)$: 第1種1次ベッセル関数、

$Y_0(x)$: 第2種零次ベッセル関数、 $Y_1(x)$: 第2種1次ベッセル関数

上式を解いた結果を数表形式で現したものが、報告されている。この表に基づき、今回の原位置低動水勾配透水試験の透水試験について水位低下の経時変化を計算した結果を図－94に示す。ここでは、透水係数を $1E-8\text{m/s}$ 、比貯留係数を $1E-6(1/\text{m})$ 、注水区間長を 5m 、注水区間の孔径 10cm 、マノメータ部分の孔径を 7.66mm 、初期差圧を 3m として計算している。図に示されたように、比貯留係数が大きくなるほど、水位の低下に遅れが生じることが分かる。

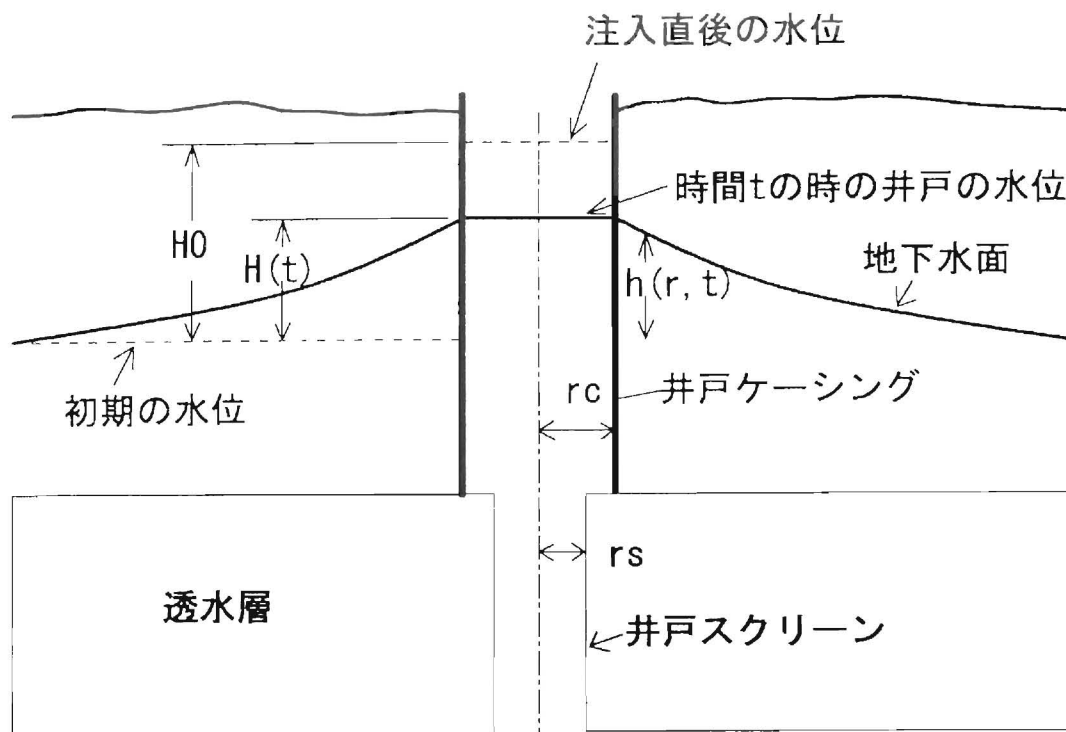


図-93 井戸の水位を急上昇させたときの被圧水層の概念図

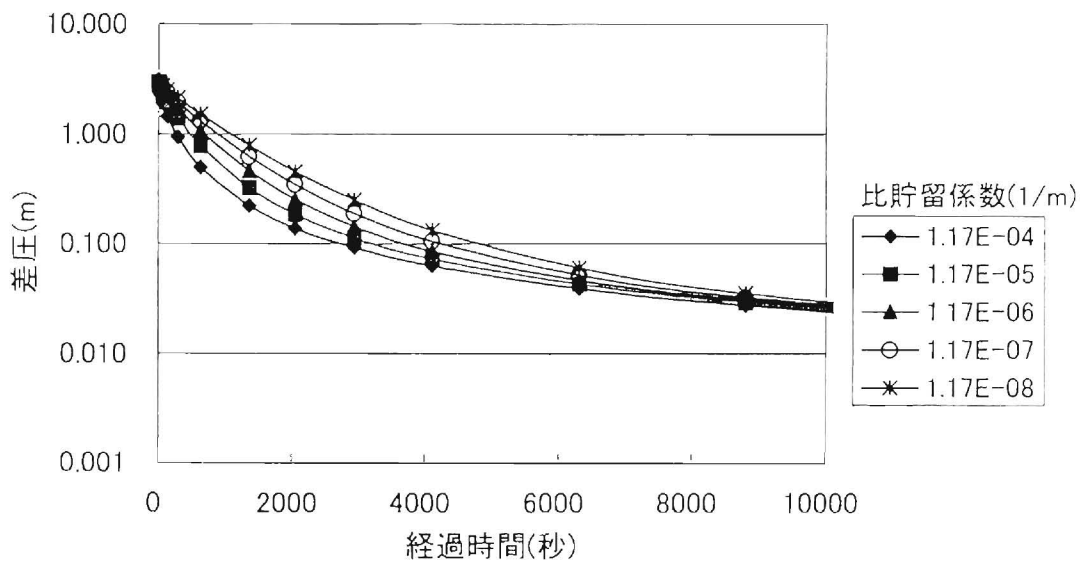


図-94 Cooperの理論解に基づく差圧の時間変化

5.4.4 原位置透水試験の非定常法による透水係数算出方法

次に、原位置透水試験より透水係数を算出する方法のうち、注水（または揚水）した後の水位の時間変化より透水係数を算出する式の導入を行なう。

スラグ試験の注水に応答した孔内水位の時間変化についての理論解は、(式－ 60)に記載したとおりである。一方、スラグ試験から透水係数を求める方法として一般的なのは、Hvorslev の方法である。この方法は、孔内水位の時間変化データを、水位の低下を対数軸に、時間を算術軸にとった片対数紙上にプロットし、その傾きから以下の式で透水係数を求めるものである。

$$(式－ 62) \quad k = \frac{A \ln(h_1 / h_2)}{F (t_1 - t_2)}$$

ここで、A：水位が低下する部分の孔内の断面積、F：流入部の寸法と形状に依存する形状係数、h₁：時刻 t₁ のときの孔内水位、h₂：時刻 t₂ のときの孔内水位

F については、様々な評価方法があるが、最も一般的なのは無限の厚さをもつ帯水層に設けられた試験区間が L/r>8 を満たせば次の式で表される。

$$(式－ 63) \quad F = \frac{2\pi L}{\ln(L/r_c)}$$

ここで、L：試験区間長、r_c：注入区間の孔の半径、である。また、水位変化を観測している区間の孔内の半径を r_s とすると、その部分の断面積は A は、 πr_s^2 であるから、(式－ 62)は以下のような、スラグ試験で透水係数を求めるための式になる。

$$(式－ 64) \quad k = \frac{r_s^2 \ln(L/r) \ln(h_1 / h_2)}{2L (t_1 - t_2)}$$

5.4.5 原位置透水試験時の動水勾配

次に、原位置透水試験時に地盤にどの程度の動水勾配勾配がかかっているのかを検討する。まず、定圧注水状態について検討する。注水区間の中心高さより水平距離にして r の位置での全水頭は(式－ 48)より、

$$(式－ 65) \quad h = \frac{Q}{2\pi k L} \sinh^{-1} \frac{L}{2r}$$

ここで、注入流量 Q が一定になっている状態を想定すると、Q / (2 π k L) は一定であるから、試験位置近傍の全水頭 h は注入している孔内の全水頭 h₀ を最高に注入区間から遠ざかるにつれ $\sinh^{-1} (L / 2r)$ の割合で減少していくと考えられる。また、(式－ 65)より、元々 k と Q は比例関係にあるから、h は、k と Q には無関係で、試験区間長と、試験区間の水頭が決まれば、動水勾配と試験位置からの距離の関係が求まることになる。

孔径 7.6 mm、注入区間長さ L が 5 m 及び 10 m、試験区間の全水頭 H が 30 m、20 m、10 m、5 m、0.5 m の場合について(式-65)の関係を図示すると、図-95 になる。今回実施している原位置試験の際に注水する圧力は、原則として 0.2 kgf/cm^2 (水頭にして 2 m) 刻みで上昇させているにもかかわらず、試験区間の全水頭 H を最大 30 m まで計算したのは次の理由による。原位置透水試験実施時には、ボーリング孔の口元まで水位を上昇させ、それから、 0.2 kgf/cm^2 づつ圧力を上げながら試験をしている。現地の地下水面は少なくとも地表面下 2 から 5 m 下にあり、深部では全水頭の低下で、地表面から 30 m 以上全水頭が低下している部分もあることから、試験開始時には、注入区間の近傍では、孔口まで水位上昇させるだけで、 3 kgf/cm^2 (水頭にして 30 m) 以上の圧力が付加されている場合もあるからである。

この図が示すように、試験区間の全水頭が 5~30 m の場合の動水勾配は、試験孔の位置で 20~100 程度、試験孔から、1 m 離れた位置での動水勾配は、1~10 程度、試験孔から、10 m 離れた位置での動水勾配は、0.07~0.3 程度と急激に減少していくことがわかる。また、原位置での自然の地下水流れの動水勾配が 0.05 程度であることと比べると試験時の動水勾配は、かなり大きいことになる。

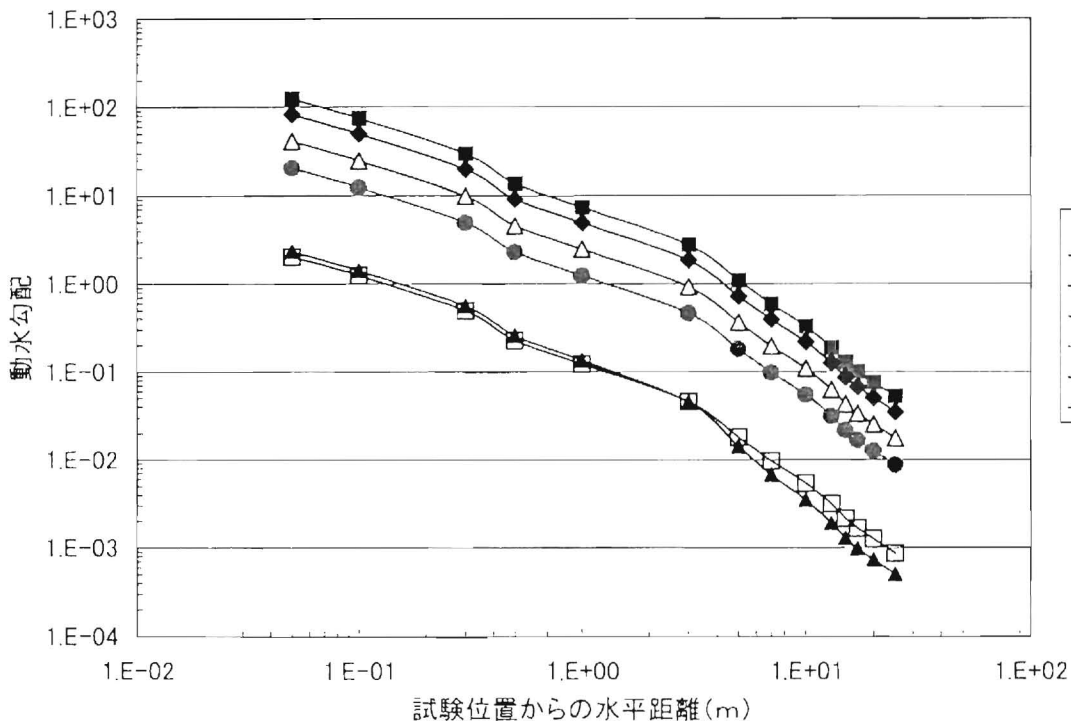


図-95 現場透水試験時の動水勾配変化

次に非定常状態の場合について考える。まず透水試験を模擬した FEM による数値解析を実施した。現場透水試験を模擬するため、直径 10cm、長さ 5m のボーリングの孔内から注水する場合をモデル化した。地盤の透水係数は、 $1\text{E}-8\text{m/s}$ 及び $1\text{E}-9\text{m/s}$ の 2 ケースについて計算し、貯留係数はいずれも、 $1\text{E}-6(1/\text{m})$ とした。初期の孔内の水頭を周辺地盤より 3m 大きい状態で計算を開始し、孔内の水位が低下していく時の周辺地盤の水頭の変化の様子を非定常で解析した。図-96に $1\text{E}-8\text{m/s}$ のケースの全水頭分布の時間変化を示す。図-96によれば、透水試験の影響半径、つまり、透水試験により地盤の水頭が上昇した範囲をここでは自然の状態から 1cm 水頭が変化した範囲とすると、試験開始 1 分後の影響半径は 3m 程度、10 分後には 7m 程度になり、その後はほとんど変化していないことが分かる。さらに計算を続ければ、影響半径はいずれ小さくなって、最後孔内の水位が元に戻れば、影響半径も 0 となると想定される。図-97に透水係数が $1\text{E}-8\text{m/s}$ 及び $1\text{E}-9\text{m/s}$ の 2 ケースの水頭分布の時間変化を比較して示した。透水係数が小さい $1\text{E}-9\text{m/s}$ のケースは影響半径の拡大に時間がかかっていることが分かる。 $1\text{E}-8\text{m/s}$ のケースについて動水勾配の時間変化を示したものを図-98に示す。この図によると注入区間近傍 1m から 5m 付近の動水勾配の距離による低下状況は、図-95に示した定圧状態の理論勾配とほぼ一致しているように見える。

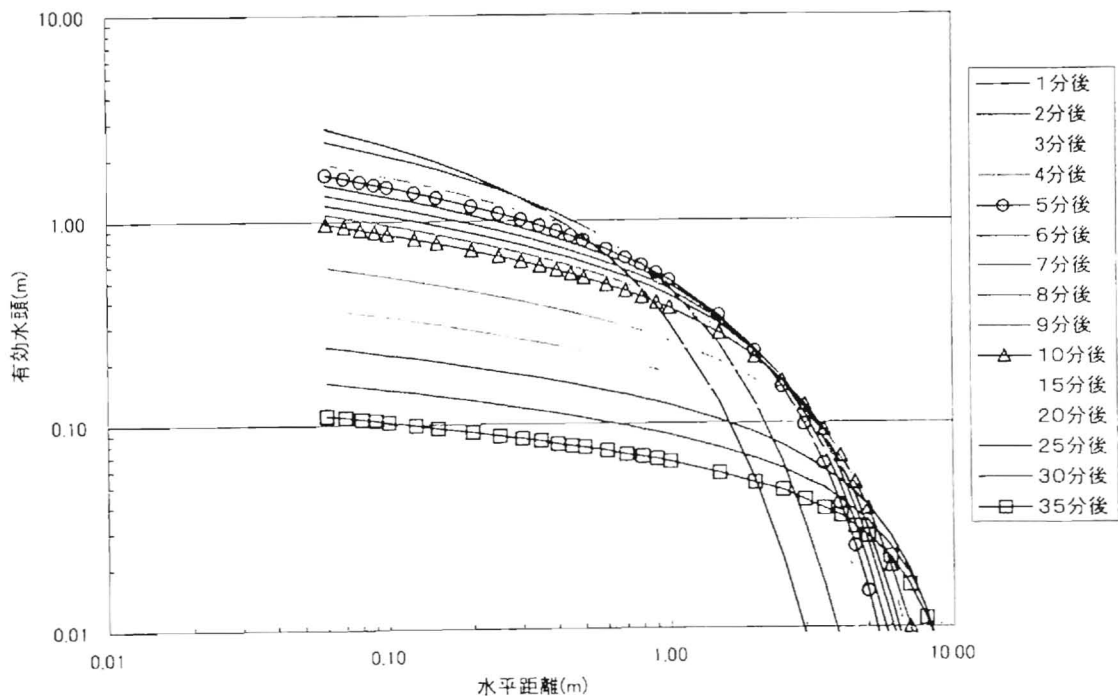


図-96 水平距離と有効水頭の関係

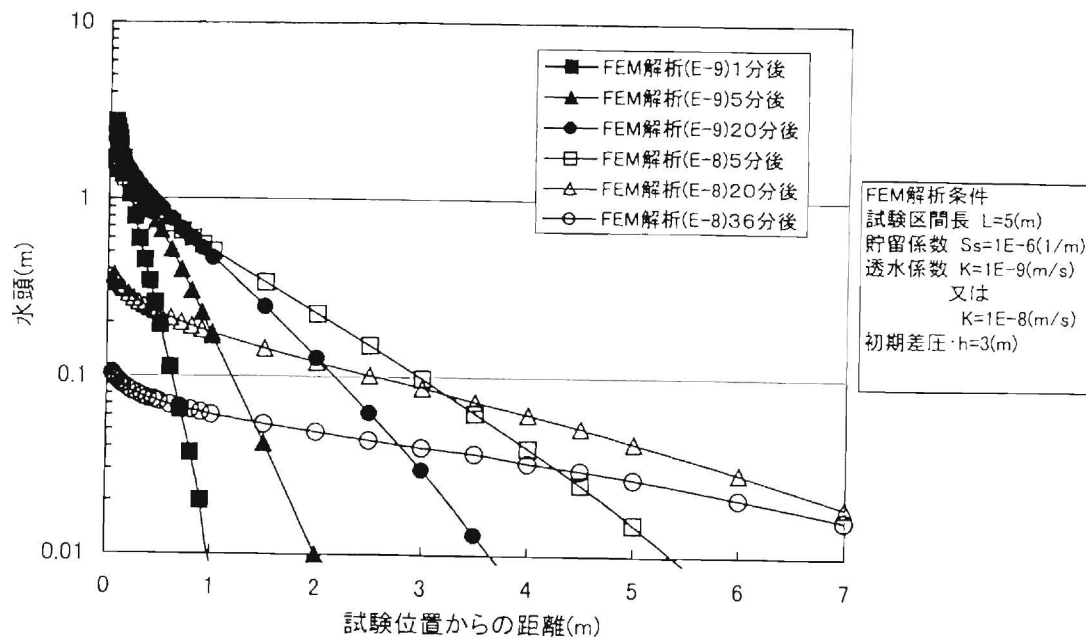


図-97 現場透水試験時水頭分布図

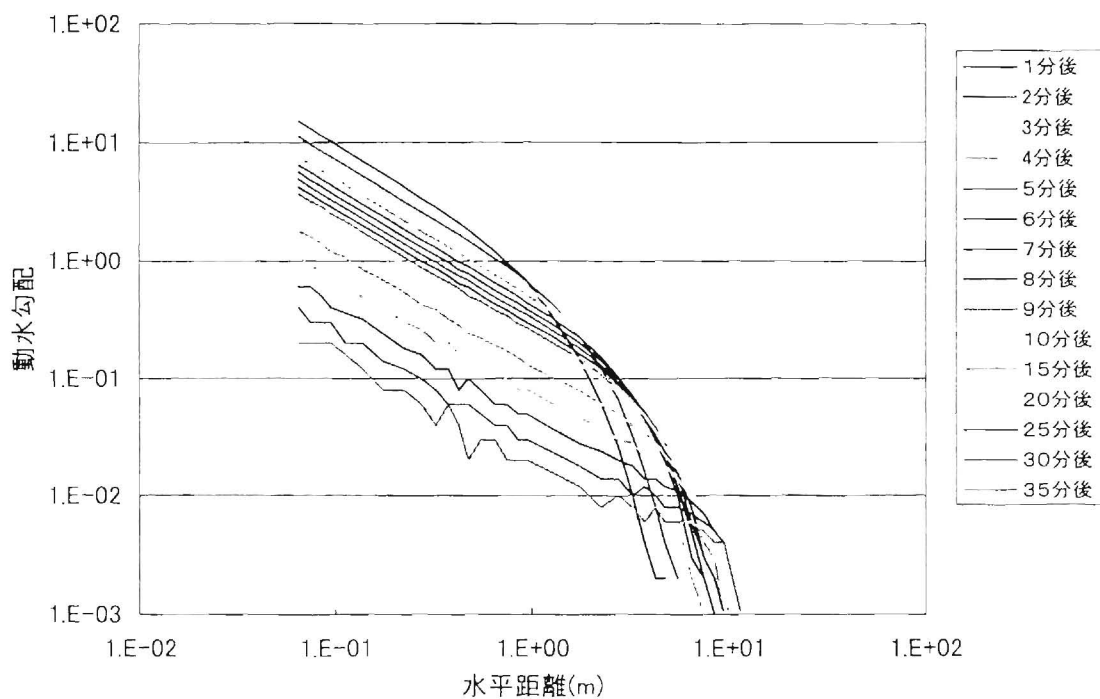


図-98 FEMによる水平距離と動水勾配の関係

この点をさらに詳しく見るため、FEM 解析による水頭分布と、定圧状態の水頭分布の理論解を比較したものを図-99に示す。この図から分かるように、試験開始直後である 5 分後の時点で孔内の水位は約 2.2m まで低下し、周辺の地盤の水頭分布は□で示された分布を示す。一方、孔内の水位が 2.2m で定水位とした場合の周辺の地盤の水頭分布は■で示された分布で示されるように実際の分布よりは水頭の変化率が小さいつまり動水勾配が小さくなっている。これは、試験開始直後で試験孔の位置から離れた場所における水頭の上昇が非定常により遅れているためである。次に試験開始後 27 分時点の FEM 解析による水頭分布を△で、その時の孔内水位で定水位とした場合の水頭分布▲で示す。この時点の水頭分布は全領域で比較的一致している。最後に試験開始後 36 分後の FEM 解析による水頭分布を○で、その時の孔内水位で定水位とした場合の水頭分布を●で示す。この時点では FEM 解析による水頭分布の方が水頭の変化率が小さい、つまり動水勾配が小さくなっており、試験開始直後と関係が逆転している。これは、この時点では、孔内の水位の低下のペースの方が全体の水頭分布が平衡状態へ移行するよりも速く、特に試験位置近傍で動水勾配が小さくなっているためと考えられる。そこで、これらの関係を原位置の低動水勾配透水試験から透水係数を求める際の問題点としてどのように考えるべきかについて次の節で述べる。

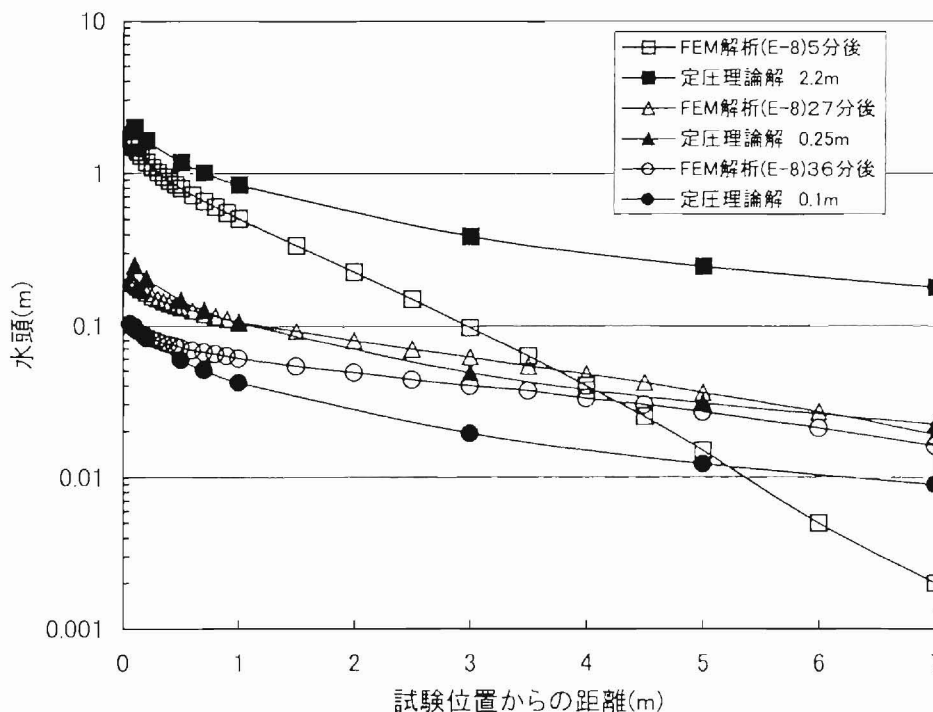


図-99 現場透水試験時水頭分布図

5.4.6 原位置低動水勾配透水試験時の透水係数の評価方法

前節で述べたように、原位置の低動水勾配透水試験を非定常で行なう場合には、低動水勾配時の試験孔近傍の動水勾配の評価が難しいことが分かった。次節で述べるように、今回は低動水勾配透水試験を非定常で行なうため、その評価方法について検討しておく。スラグ試験に代表される非定常の注入試験から透水係数を求める場合、通常は(式－64)に示したような方法、つまり孔内の水位の変化を縦軸の対数目盛で、時間を横軸の算術目盛でプロットした図の傾きから求める方法や、(式－60)で説明した Cooper らの解析解に基づく標準曲線とのマッチングから求める方法などがある。しかし、これらの方法は、今回対象とする低動水勾配下では、適用対象とは言えない可能性もある。また、一連の試験の途中で透水係数が変わる場合に、どの時点から変化したかを含め評価する適当な方法がない。そこで、前節で行なった FEM 解析結果を参考に検討する。

図－100は、前節で説明した FEM 解析による試験孔内の水位低下の経時変化データを用いて、透水係数を算出したものである。透水係数は、既に説明した定圧透水試験時に透水係数を求める式(式－58)を用いており、基本的に室内試験時の透水係数の求め方と同じである。室内試験と異なるのは、影響半径 R が原位置では変化することである。

$$k = \frac{Q}{2\pi L \Delta H} \ln \frac{R}{r_0}$$

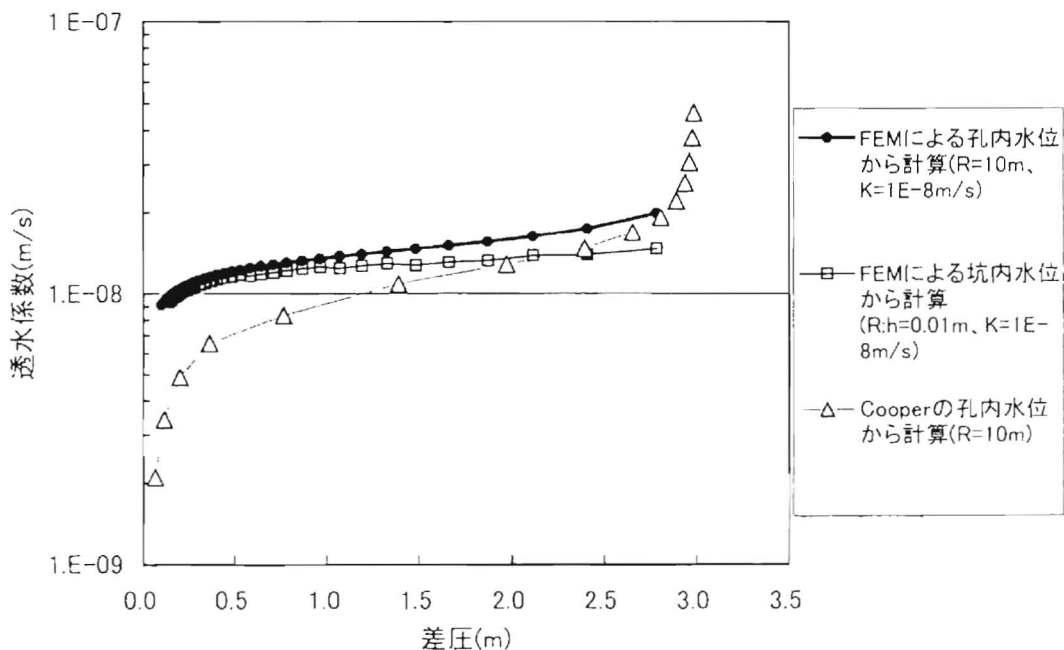


図-100 原位置低動水勾配透水試験解析解

ここで、 Q は単位時間に注入された流量であり、孔内の水位低下からその体積を求める。 L は試験区間の長さでありここでは 5 m としている。 ΔH は単位時間の平均水位、影響半径 R は、 10 m の場合と、周辺地盤の全水頭が、 1 cm 上昇した範囲の場合の 2 種類を用いた。 r_0 は注入区間の半径でありここでは 10 cm としている。この式は元々定圧状態での透水係数を求める式であり、非定常状態では正確な透水係数を求められない場合もある。そこで、ここでは仮に定圧と仮定した場合の透水係数ということで、「みかけの透水係数」と呼ぶ。

図－100に、透水係数が $1\text{ E} - 8\text{ m/s}$ のケースについて、影響半径が、 10 m の場合と、周辺地盤の全水頭が、 1 cm 上昇した範囲までを影響半径とした場合の 2 ケースについて「みかけの透水係数」を算出したものを示す。さらにこの図には、図－94に示した Cooper らの非定常のスラグ試験の解析解の結果から得られる孔内水位の経時変化に基づき「みかけの透水係数」を算出した結果も合わせて示す。まず、FEM 解析の方であるが、差圧が 20 cm より大きい部分では「みかけの透水係数」は真の値である $1\text{ E} - 8\text{ m/s}$ よりわずかながら大きくなっている。一方、差圧 20 cm 以下では逆に「みかけの透水係数」は真の値より小さくなっている。このことは、前節で説明した試験孔周辺の全水頭分布の状況と整合している。つまり、図－99で見たように、例えば差圧 20 cm 以下では非定常現象の影響で試験孔周辺の動水勾配が小さくなっており、従って水位低下速度つまり「みかけの透水係数」を求める際の Q が同じ孔内水位で定圧の平衡に達している時の Q より小さくなっているため「みかけの透水係数」が低下したと考えられる。また、影響半径が、 10 m の場合と、周辺地盤の全水頭が、 1 cm 上昇した範囲までを影響半径とした場合の差は図に示すとおり、この範囲では影響半径の大きい 10 m の方がやや「みかけの透水係数」が大きくなっているが大きな差はない。実際影響半径は透水係数を求める式の中では \log の中に入っているため、その影響は緩和される。

一方、Cooper らの非定常のスラグ試験の解析解から求めた「みかけの透水係数」は FEM 解析より求めたものと、特に差圧の小さいところで大きくずれている。これは、Cooper らの解の示すスラグ試験の孔内水位の低下速度が特に差圧の小さいところで非常に遅いことを示している。その理由として考えられるのは、Cooper らの解は、影響半径を無限大として解いているのに対し、実際の影響半径は有限であることから、特に差圧の小さいところで理論解とのずれが大きくなったとも考えられる。

次に非貯留係数が「みかけの透水係数」に与える影響を見るために、Cooper らの解を用いて、計算した結果を図－101に示す。この図が示すように、非貯留係数が大きいほど、「みかけの透水係数」の変化が大きくなっていることが分かる。今回対象とした地盤の比貯留係数は、別途実施した孔間透水試験より $1.0\text{ E} - 5$ ($1/m$) 程度というデータが得られていることから、差圧にして $3\sim 2\text{ m}$ 付近で「みかけの透水係数」の低下が著しいデータがあれば、その領域で透水係数の動水勾配依存性があることになる。

以上より、以下に実施する低動水勾配透水試験では「みかけの透水係数」の差圧との関係を求め、ここで得られた結果と比較することにする。

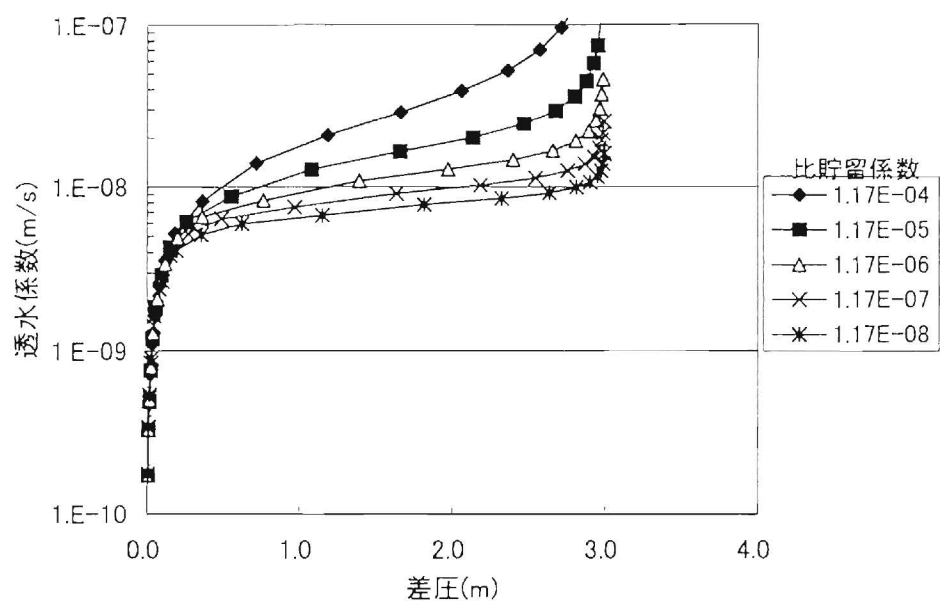


図-101 Cooperの理論解から計算された
みかけの透水係数

5.4.7 原位置における低動水勾配透水試験による検討

5.4.7.1 試験方法

原位置で低動水勾配下で透水試験を実施する場合大きい課題が2つある。ひとつは、透水係数をより小さい差圧下で計測するため、透水試験の精度が十分に満たされる必要があることであり、もうひとつは、試験区間の自然状態の間隙水圧を高い精度で求めなければいけないという問題である。より小さい動水勾配を原位置で作り出すには、原位置の自然状態の間隙水圧が正確に把握出来ていなければ、試験区間へ注入する水の圧力も決めることが出来ない。現状このような目的に対する透水試験装置は一般に存在しない。そこで、今回は、2.3.5(p.42)の図-26に示した間隙水圧測定装置（PIEZO）を用いて原位置における低動水勾配透水試験を実施した。この装置はボーリング孔を数mの区間パッカーで区切り、その区間の間隙水圧（水頭）を地表まで立ち上げたチューブの水位から読み取るマノメーター形式である。チューブ内の水位は圧力センサーで連続記録出来るようになっている。試験は図-102に示すように、間隙水圧が平衡に達している状態で、チューブ内の水位が1～2m上昇するだけの水をチューブの口元から注入し、その後の水位の低下状況からパッカーで区切られた区間の透水係数を測定する。原理的には、低圧岩盤透水試験と同じであるが、計測区間をパッカーで仕切ってから1ヶ月以上経過し、パッカーで区切られた区間の間隙水圧が完全に平衡に達している状態で低圧注入を行なっているため、低動水勾配下の試験条件としてより適切に実施出来ると考えた。

間隙水圧計の仕様は次のとおりである。測定装置はステンレス製のケーシングを土台として作成されている。測定区間の上下は長さ m のゴム製のパッカーでその上下の区間と遮断されている。上下のパッカーではさまれた区間のケーシングに小さい穴を開け、ケーシングの外部と連絡させる。穴の外側は異物の侵入を防ぐため、ステンレス製の網を設置した。ケーシングに開けた小さい穴とマノメータ用のチューブを接続するため、ケーシングに開けた小さい穴にステンレス製のチューブを溶接により接続した。このステンレス製のチューブに内径 4mm ポエチレン製のチューブを接続し、ケーシングの内側を通して地表まで立ち上げた。このチューブの内径は地表付近では、8mm とし、その中に圧力式のセンサーを入れてチューブ内の水位つまり測定区間の間隙水圧を読んだ。センサーの精度は、水頭にして 1cm が確実に測定できるものを用いた。今回の試験では、このチューブ内に地表から水を注入してその低下状況から透水係数を求めた。注入された流量はチューブの水位低下から読み取るため、水位低下部分の断面積が必要となる。この断面積は、チューブの内径 8mm からセンサーのコードの径 2.3mm を引いた面積となる。

まず、試験区間の自然状態の間隙水圧の安定性について確認する。図-103に今回透水試験を実施した区間の中から代表な3地点についての試験前後約1週間の間隙水圧の測定結果を示す。11/19に一時的に2m程度水頭が上昇しているところが、透水試験を実施している部分である。この3地点については、間隙水圧の変動は数cm以下であり、試験前後を通じてほぼ一定と考えられるので、差圧水頭10cm程度までの低動水勾配に対して、バックグラウンドの間隙水圧の安定性は十分にあると判断できる。

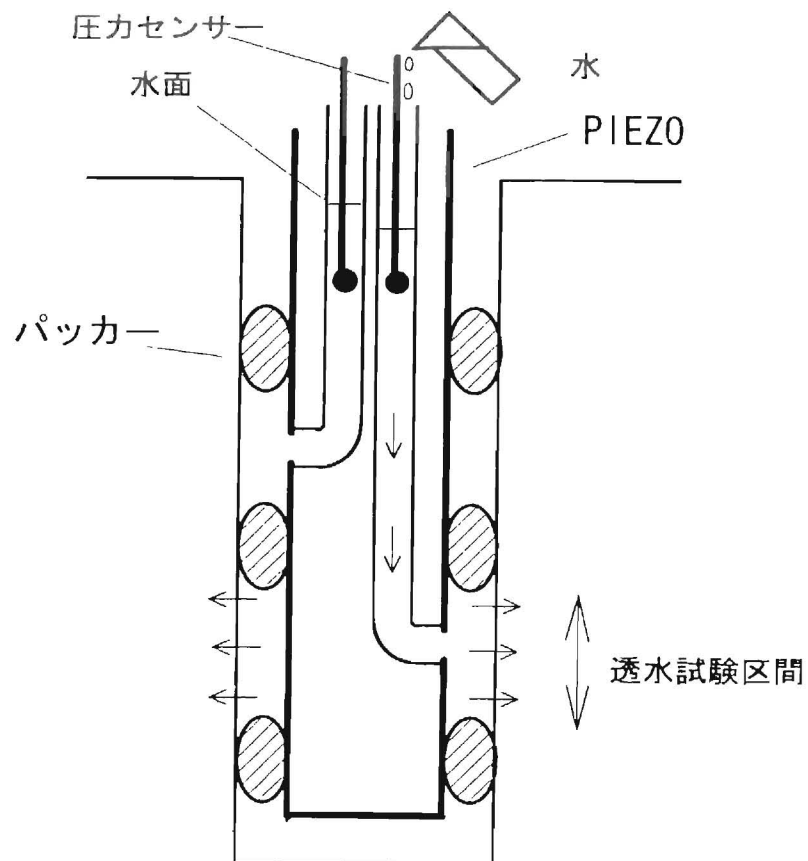


図-102 低動水勾配透水試験概念図

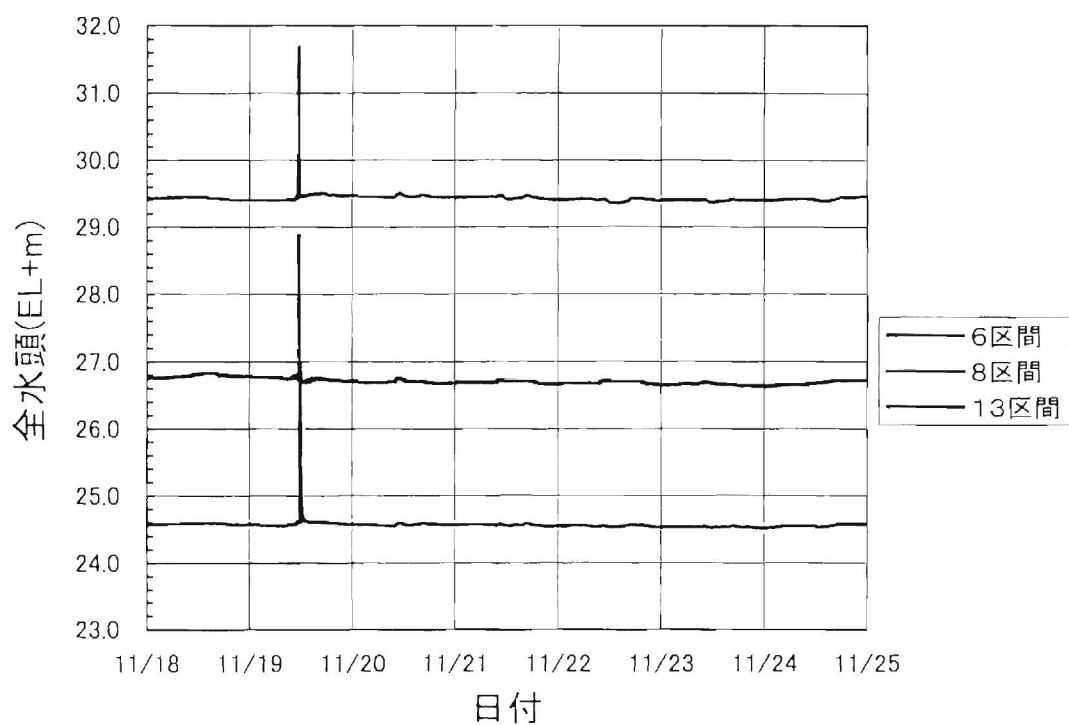


図- 103 原位置透水試験前後の間隙水圧の変動状況

5.4.7.2 結果

図－ 103に示した、3 地点についての試験前後 2 時間の水位変化を図－ 104に、また、別の 3 地点についての試験前後 2 時間の水位変化を図－ 105に示す。いずれの区間も地上から水を注入してマンメーターの水位を水頭にして 2 m 程度圧力を上昇させてから水位が回復するまでのデータが示されている。いずれの区間も 1 時間程度でほぼ初期の水位に戻っている。

次にこれら 6 地点について定圧注入試験による透水係数算定式を用いて「見かけの透水係数」を算出したものと水頭差（マンメーターの水頭とバックグラウンドの水頭との差）の関係、及び、水頭差と経過時間の関係をそれぞれ図示したものを図－ 106、図－ 107に示す。図－ 106に示されたように、「見かけの透水係数」が動水勾配の低下とともに低下しているものがあり、この 3 地点についてはいずれも透水係数が動水勾配の低下とともに低下している。特に差圧 0.5m 以下での透水係数の低下が顕著に認められている。また、図－ 107に示されたように、「見かけの透水係数」の変化がほとんど見られないものもある。この図の左側の透水係数は、(式－ 59)の通常の透水係数算定式を用いて影響半径は 10 m として計算している。次に「見かけの透水係数」の変化について、前節の FEM 解析から計算したものと比較した図を、図－ 108及び図－ 109に示す。これらの図で比較のために載せている FEM 解析から求めた「見かけの透水係数」は、透水係数が $1\text{E}-8\text{m/s}$ 、比貯留係数が $1\text{E}-6(1/\text{m})$ のケースであり、透水係数と貯留係数の組み合わせが変ることにより、その形状も様々になると考えられる。図－ 101に示すように、比貯留係数が大きくなれば、大きい差圧の状態から「見かけの透水係数」の低下が生じる可能性があるが、対象としている岩の比貯留係数が粘土のような材料のもつ $1\text{E}-4\sim 3(1/\text{m})$ のような値を取るとは考えにくいので、図－ 108に見られたような「見かけの透水係数」の低下は実際に低動水勾配下で透水係数が低下している可能性もある。一方、図－ 109に示されたような「見かけの透水係数」の低下がほとんどみられないあるいは、全く見られないものについては、いくつかの考え方が出来る。図－ 101に示すような Cooper らの解が正しいとするならば、このような非定常法では「見かけの透水係数」は今回測定した試験精度内で大きく低下するはずであり、その傾向を示さないものについては、Cooper らの解の前提と異なる場であることが考えられる。例えば、透水係数が動水勾配の小さいところでは低下するという現象がある場で、今回のようなスラグ試験を実施した場合、図－ 95に示すように試験孔からはなれた部分の動水勾配は急激に小さくなり、その結果透水係数が小さくなる。その場合、図－ 97からも想像されるように、試験孔周辺への全水頭の変動を与えるのに時間的遅れが生じ、結果として影響半径があまり広がらないうちに孔内の水位が低下してくることがありうるかもしれない。その場合には、差圧が小さくなった時点で、Cooper らの解よりも速く孔内の水位が低下すると考えられ、「見かけの透水係数」の低下は生じない可能性もある。一方、Cooper らの解よりむしろ FEM の解に実現象に近い場合には、比貯留係数が非常に小さければ、「見かけの透水係数」の低下は生じない可能性もある。

次に別の方法で今回の透水試験を評価する。図－ 106と図－ 107の右側の水頭差と経過

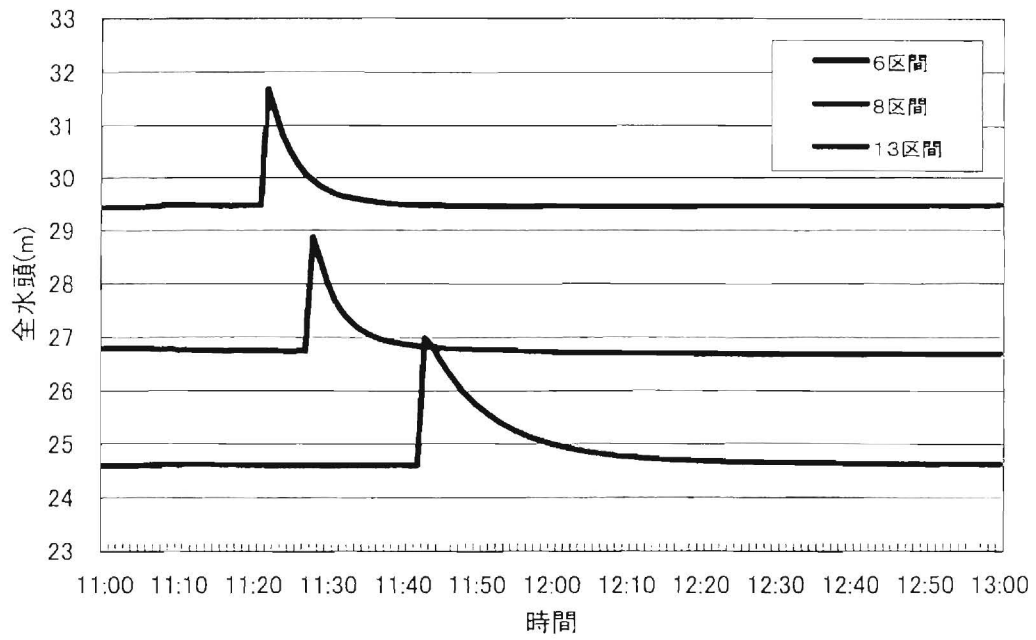


図-104 原位置透水試験時水位変化

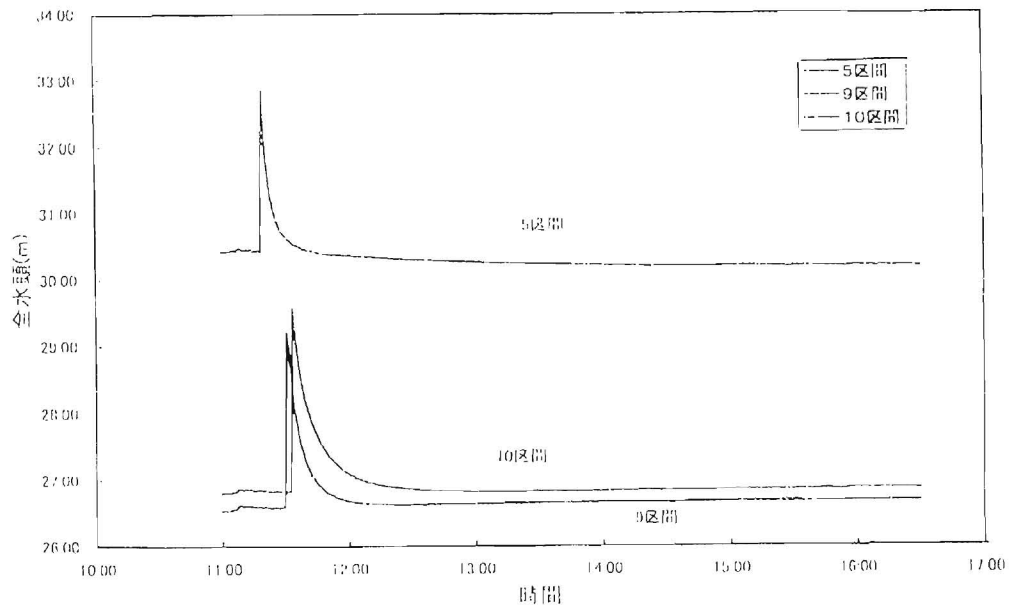


図- 105 原位置透水試験時水位変化

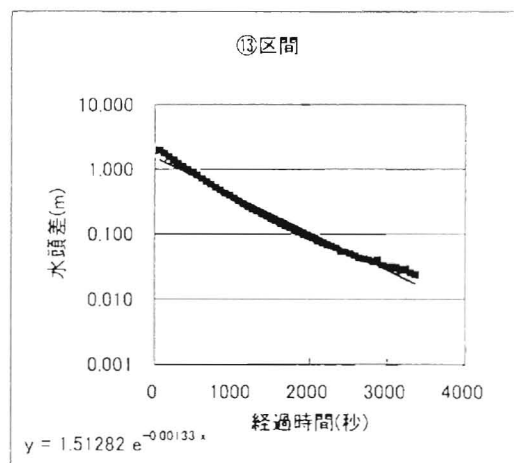
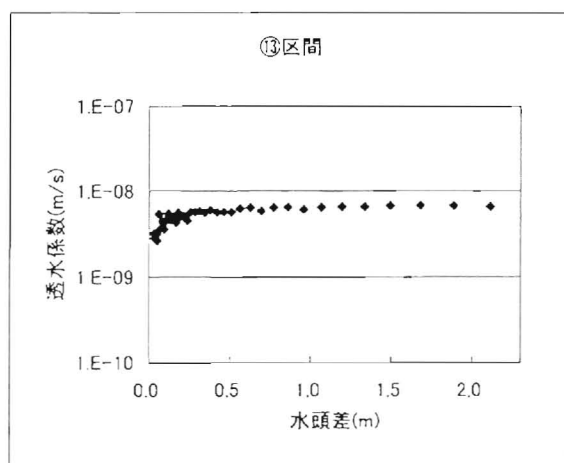
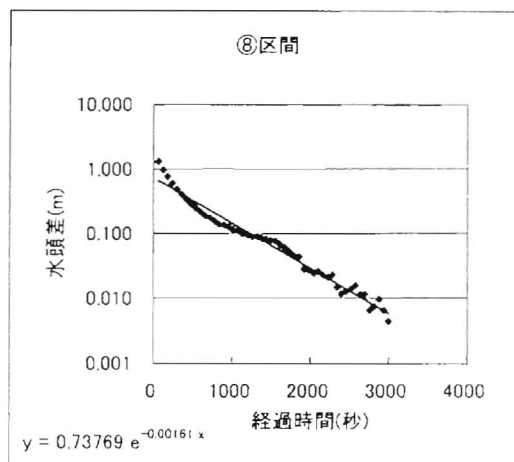
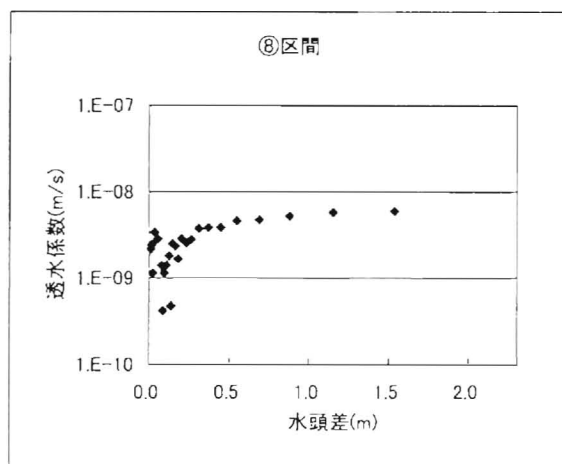
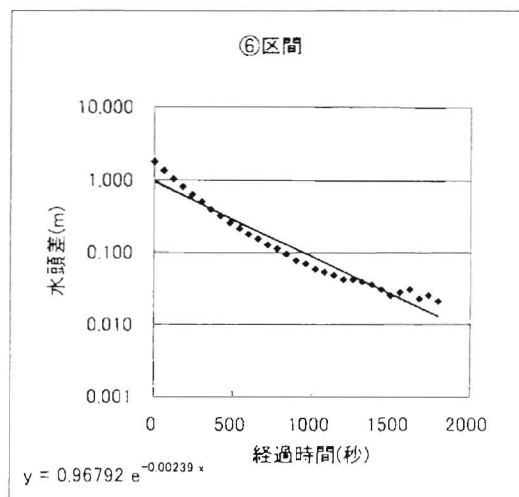
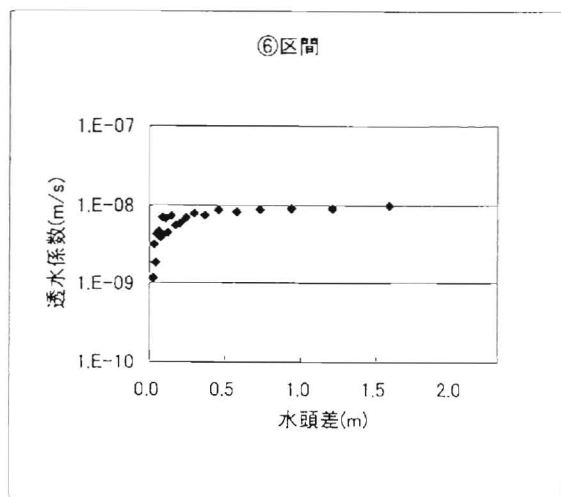


図-106 原位置における低動水勾配透水試験結果(1)

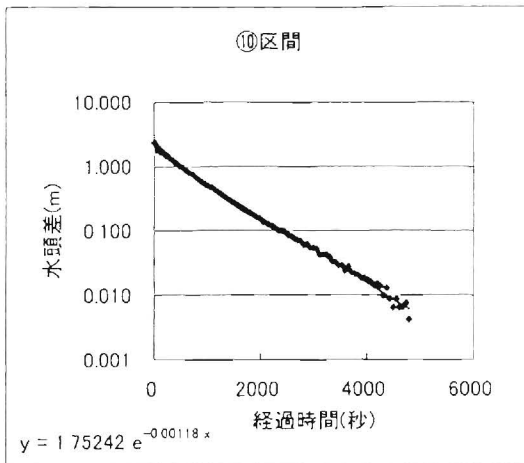
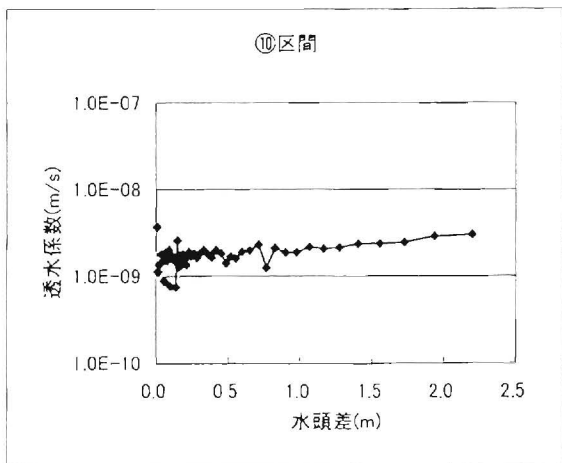
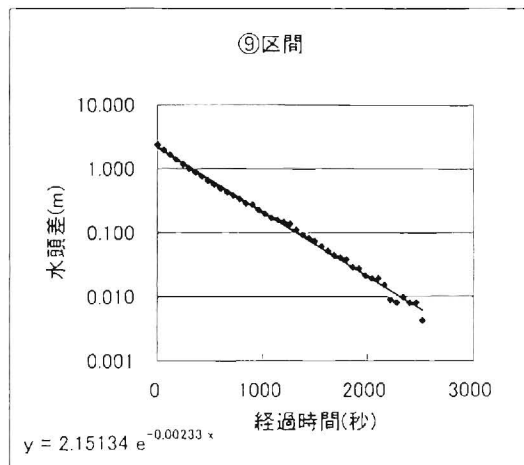
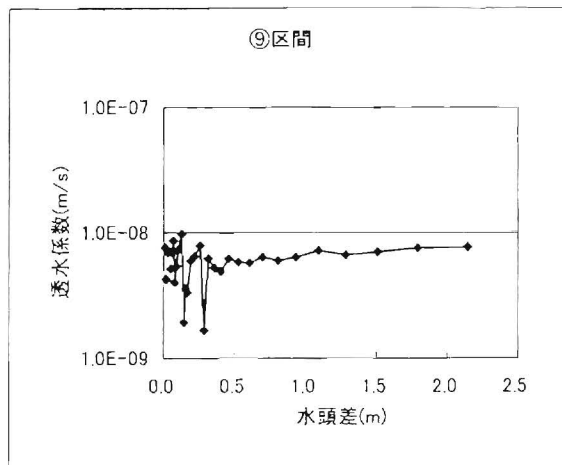
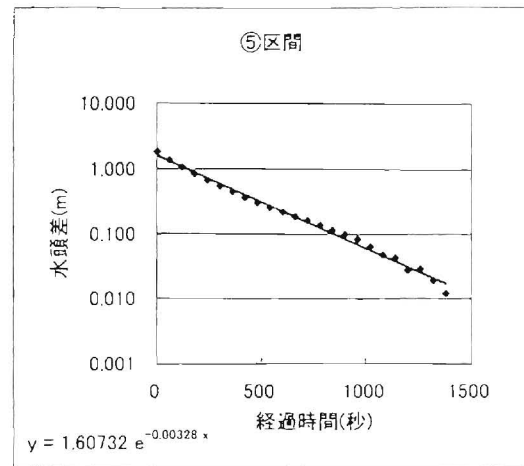
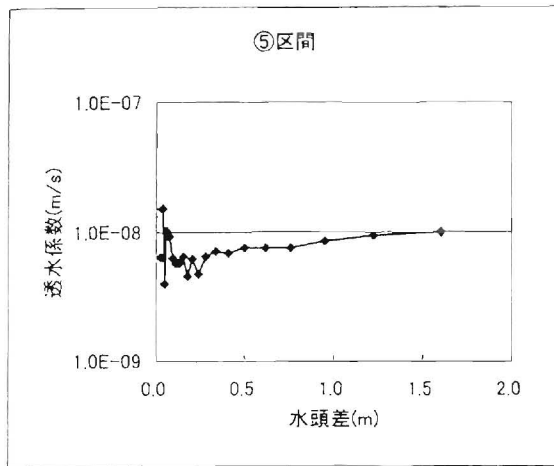


図-107 原位置における低動水勾配透水試験結果(2)

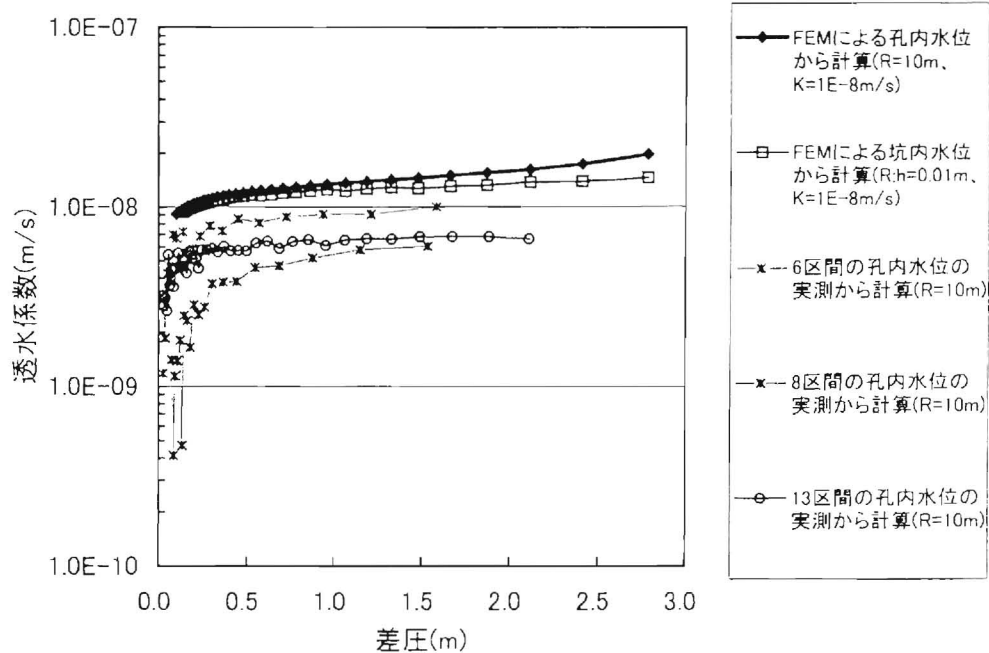


図-108 原位置低動水勾配透水試験結果(みかけの透水係数の低下が認められるもの)

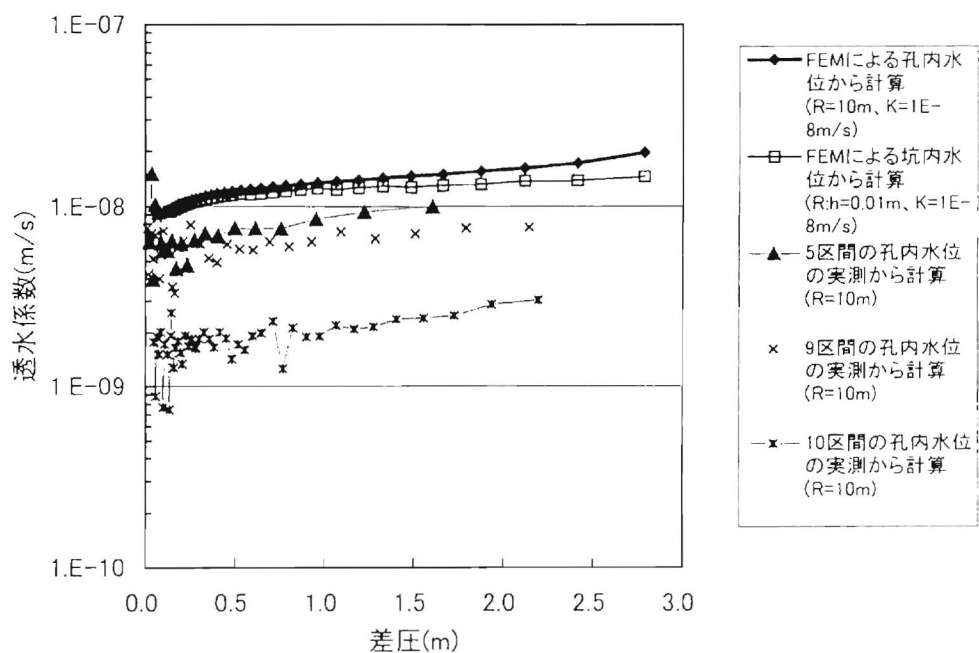


図-109 原位置低動水勾配透水試験結果(みかけの透水係数の低下が不明瞭なもの)

時間の関係より図に示した近似曲線の傾きを求め、(式－ 64)を用いて非定常法による透水係数を算出した。結果を表－ 11に示す。今回採用した水頭差と経過時間の関係図の近似曲線の傾きは、全試験期間の最初と最後の点を結んだ傾き、つまり平均的な傾きを採用したが、水頭差の経時曲線は初期の勾配が大きく後半の勾配は小さくなっている。このような単孔式透水試験の時間 t と水頭変化 $\log h$ の直線性が崩れる要因として、西垣⁴¹⁾は以下の 6 項目を挙げている。①初期水位の推定誤差、②揚水の長期化で周辺の自然水位を低下させている、③試験中にボイリングを生じている、④井戸ロス（ストレーナの抵抗）、⑤回復試験中に自然水位が変動、⑥地盤の比貯留係数の影響。ここで①～⑤については今回の試験では問題ないと考えられるので、⑥についてだけ、以下に確認を行なう。

地盤の比貯留係数の影響を検討するために、今回の試験条件を水位低下の時間変化を表す理論解である(式－ 60)に基づき計算した。図－ 108、にその結果を示す。現場での孔間透水試験により求めた比貯留係数は $1E-5(1/m)$ のオーダーであるので、この実測の比貯留係数を正しいと仮定し、差圧の時間変化曲線が差圧にして $2m \sim 0.5m$ 程度の範囲で比較的一致する透水係数は表－ 11に記載している通常のスラグ試験で計算する比貯留係数を用いない場合の透水係数とほぼ一致している。なお、既に述べたように、ここで用いた貯留係数を考慮した理論解と比較して実測の方が最終的に初期水位まで低下する時間が速くなっている。

表－ 11に今回の透水試験結果を従来の定圧岩盤透水試験の結果とあわせて示す。この表の定圧岩盤透水試験の値は、従来の試験方法つまり、試験区間に地表までの水柱に加え、さらに 10 から 20m の水圧をかけて測定したものであり、非定常解析による透水係数とは、上記の低動水勾配透水試験を従来のスラグ試験の解析法を用いて透水係数を求めたものである。そして、定常法による透水係数とは、その前で説明した、低動水勾配透水試験を低圧透水試験の式で透水係数を求めたもの、つまり「みかけの透水係数」を記載している。

「みかけの透水係数」としては、非定常の影響でその値が著しく低下する領域を避け、差圧 50cm までの値を記載した。この表の値を見ると非定常法により得られた透水係数が、従来の定圧岩盤透水試験の結果よりは、今回実施した間隙水圧計による低動水勾配透水試験の値に近い値となっていることがわかる。

(貯留係数(1/m)をパラメータとした解析)

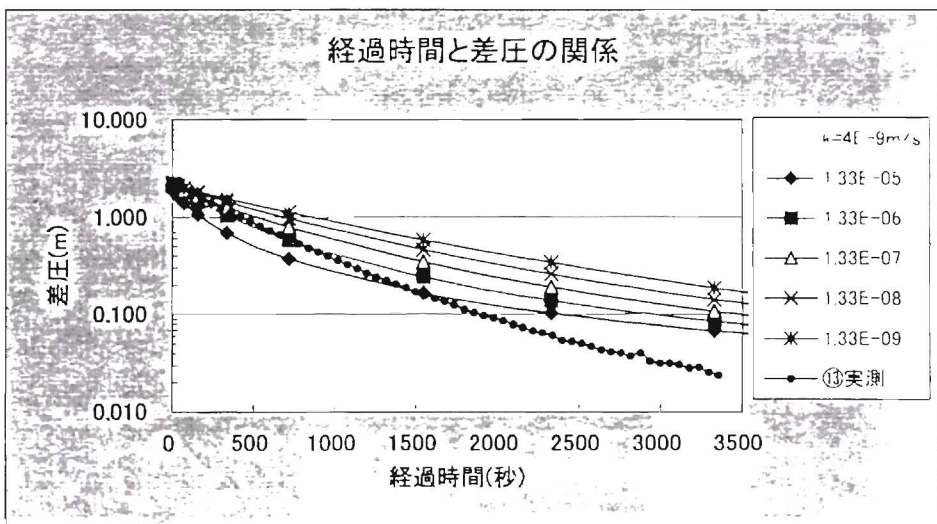
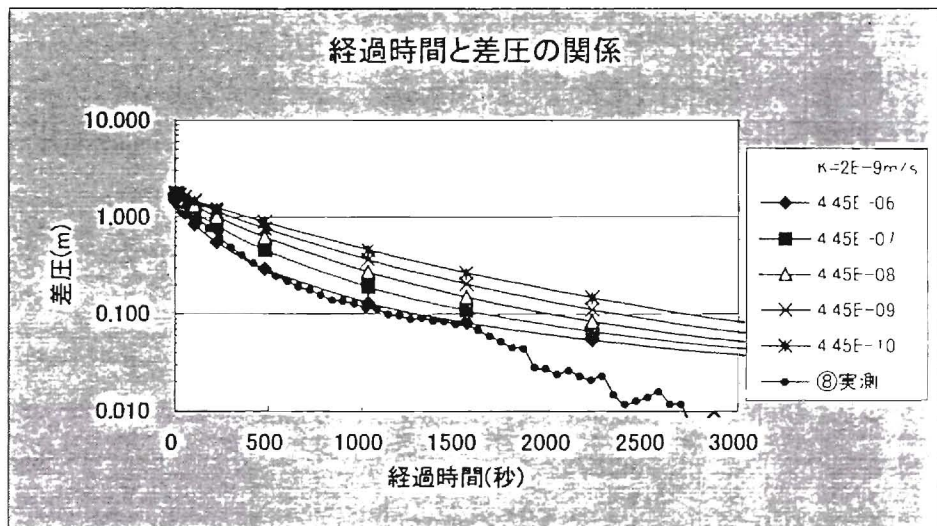
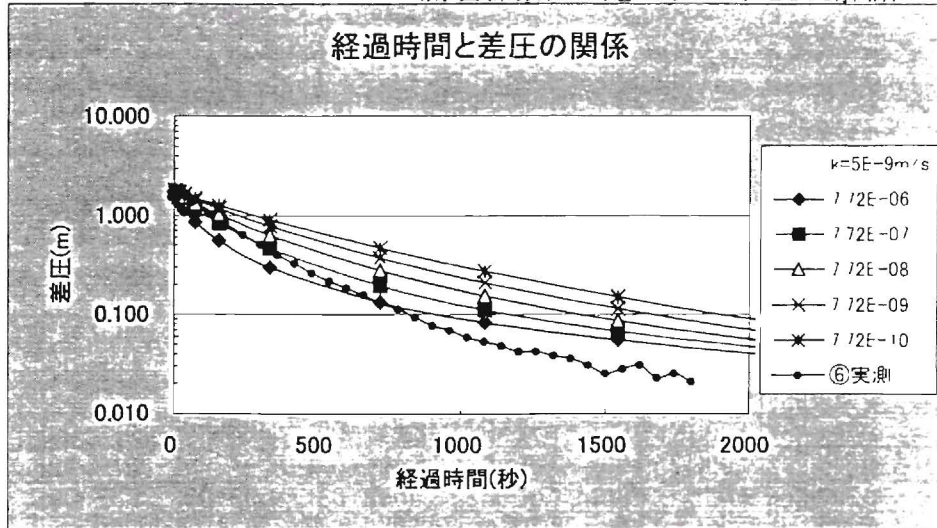


図-110 原位置低動水勾配透水試験の水位変化の実測と解析の比較

表-9 間隙水圧計を用いた低動水勾配時の透水試験結果

区間名	岩相	区間長(m)	孔径(mm)	低圧岩盤 透水試験	透水係数(m/s)			
					間隙水圧計を用いた低動水勾配時の透水試験			
					非定常解析に よる透水係数	定常解析による透水係数(影響半径10m)		
						差圧2m	差圧1m	差圧0.5m
①	軽石凝灰岩	22.00	146	1.7E-07	5.157E-09			7.8E-09
②	砂質軽石凝灰岩	19.00	146	2.0E-08	1.445E-08			1.7E-08
③	砂質軽石凝灰岩	19.00	146	1.0E-08	2.598E-09		4.6E-09	3.7E-09
④	軽石混り砂岩	19.00	100	3.0E-06	1.848E-08			3.3E-08
⑤	軽石混り砂岩	19.00	100	1.7E-08	7.521E-09		9.3E-09	7.6E-09
⑥	軽石混り砂岩	19.00	100	3.2E-08	5.48E-09		9.1E-09	8.2E-09
⑦	軽石混り砂岩	9.00	100	1.0E-07	1.468E-08	1.3E-08	1.3E-08	1.3E-08
⑧	軽石凝灰岩	33.00	100	2.1E-08	2.323E-09		5.8E-09	4.6E-09
⑨	軽石凝灰岩	16.00	100	1.2E-08	6.161E-09	7.7E-09	7.2E-09	5.8E-09
⑩	砂質軽石凝灰岩	29.00	100	3.6E-09	1.899E-09	2.9E-09	2.2E-09	1.7E-09
⑪	砂質軽石凝灰岩	17.00	100	6.9E-10	3.395E-10	4.6E-10	4.1E-10	3.1E-10
⑫	軽石質砂岩	9.00	100	1.3E-09	5.205E-11	7.9E-11	7.1E-11	6.5E-11
⑬	粗粒砂岩	11.00	100	9.9E-09	4.783E-09	6.6E-09	6.5E-09	5.7E-09
⑭	粗粒砂岩	7.00	76	1.1E-08	6.394E-09	1.0E-08	9.6E-09	9.1E-09

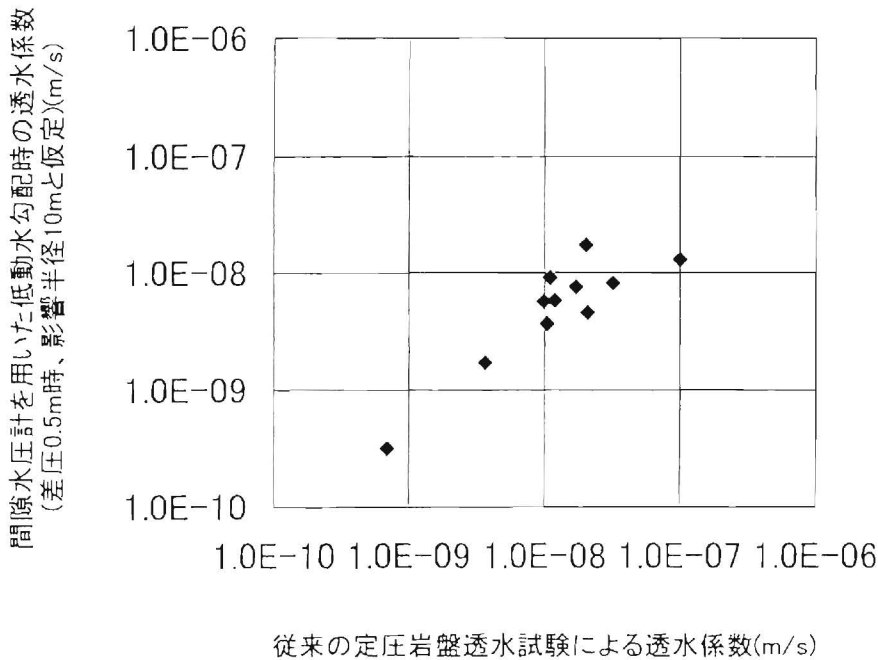


図-111 試験方法による透水係数の比較

図ー 111にここで実施した低動水勾配時の透水試験（PIEZO による透水試験）の差圧 50cm の「みかけの透水係数」と、同じ深度で以前に実施した従来の低圧岩盤透水試験によって求めた透水係数とを比較したものを示す。この図に示されたように、概ね両者は一致するが、低動水勾配時の透水試験の方が小さい値を示すものがある。このことから、少なくとも、従来の方法で求めた透水係数は、自然状態の動水勾配時の透水係数としてはやや大きめに評価されていた可能性があることが分かった。つまり従来の評価は地下水の移動の観点からは十分安全側に評価されていたと言える。

以上のように現時点では、低動水勾配時に透水係数が低下する現象を原位置試験のスケールで確証するまでにはいたらなかったが、そのような現象が起こり得る可能性があること、及び非定常試験でこのような検討を行なう際の問題点を明らかにすることが出来た。今後の課題としては、低動水勾配下の定水圧試験を行なうこともひとつの方法であるが、5.1.4.2節(p.86)で室内試験で実施したように初期水位の小さい状態での試験を行なうことも、有効であると考えられる。つまり影響半径をなるべく小さくして試験を行なうことがこのような試験では大切であることが明らかとなった。

5.5 100mスケールでの透水係数の動水勾配依存性

前節では、原位置透水試験のスケールでも透水係数が低動水勾配下で低下する可能性があることを確認した。原位置透水試験が透水性を評価しているのは、高々、5~10mのスケールであるので、現実には天然バリアとしての評価が必要となる100mのスケールでこの現象がどのように影響しているか検討した。

地下水流速を直接測定する方法として、ボーリング孔内の流向・流速測定器があるが、現在の技術で測定できる流速の下限値は、 $1 \times 10^{-8} \text{m/s}$ 、(約30cm/年)程度である。⁸² 対象地点の地下水流は遅く、このような流向・流速測定器を用いても大半が測定限界以下となってしまうので、この方法で直接100mスケールの平均流速を確認することは出来ない。複数のボーリング孔を用いて人口的にトレーサーを流して流速を測定する方法もあるが、この方法もトレーサーが僅かしか移動しないので長時間を要し、簡易に確認することが出来ない。別の方法としては、地下水の水質の空間的な分布状況から大きいスケールでの流速を推定する方法がある⁸³。地下水流れの流線上の離れた2点での地下水の年代が正確に求められれば、その間の地下水流速が求まる可能性がある。しかし、現状では地下水年代のデータ数がこの目的に対しては必ずしも十分でなく、地下水年代の空間的分布を把握することは出来ていない。そこでここでは、一般水質として分析している塩素やナトリウムを利用して検討することとした。

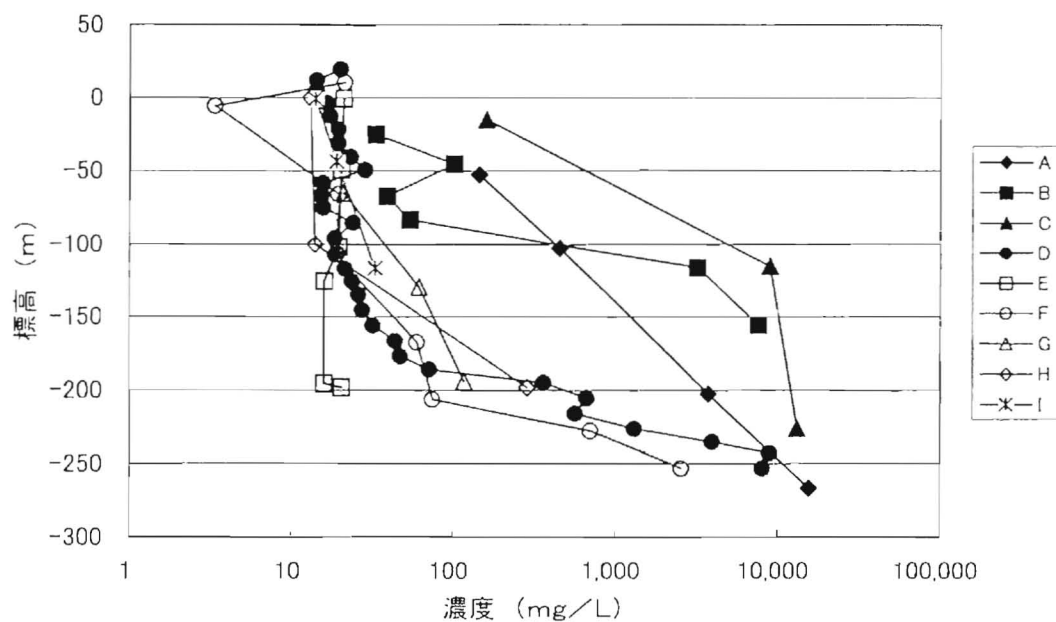
5.5.1 対象地点における塩分の分布状況

図一 112に対象地点で測定した塩素の濃度の深度変化を示す。まず全体として言えることは2.3.6節(P.44)でも述べたようにこの地点は深部にいくほど塩素の濃度が上昇し、標高-250m付近で海水の濃度の半分程度までになっていることが分かる。さらに、この図から読み取れることは、対象地点の塩素の濃度分布は大きく分けると2つのタイプがあるということである。ひとつは、凡例 A、B、C でしめされた標高-50m程度の相対的に浅い部分より下で濃度が上昇しているタイプであり、もうひとつのタイプは、標高-200mより深い地点で濃度が上昇するタイプである。この2つのタイプはその位置に大きな特徴がある。A地点は、台地の中央を流れている沢の部分、B地点は、沼のすぐ傍の低地、C地点も台地の端の低地との境界部分のデータである。一方、残りのD~I地点は、いずれも台地内で得られたデータである。これらの関係は、図一 113の概念図に示すとおり、以下のメカニズムによって生じていると考えられる。

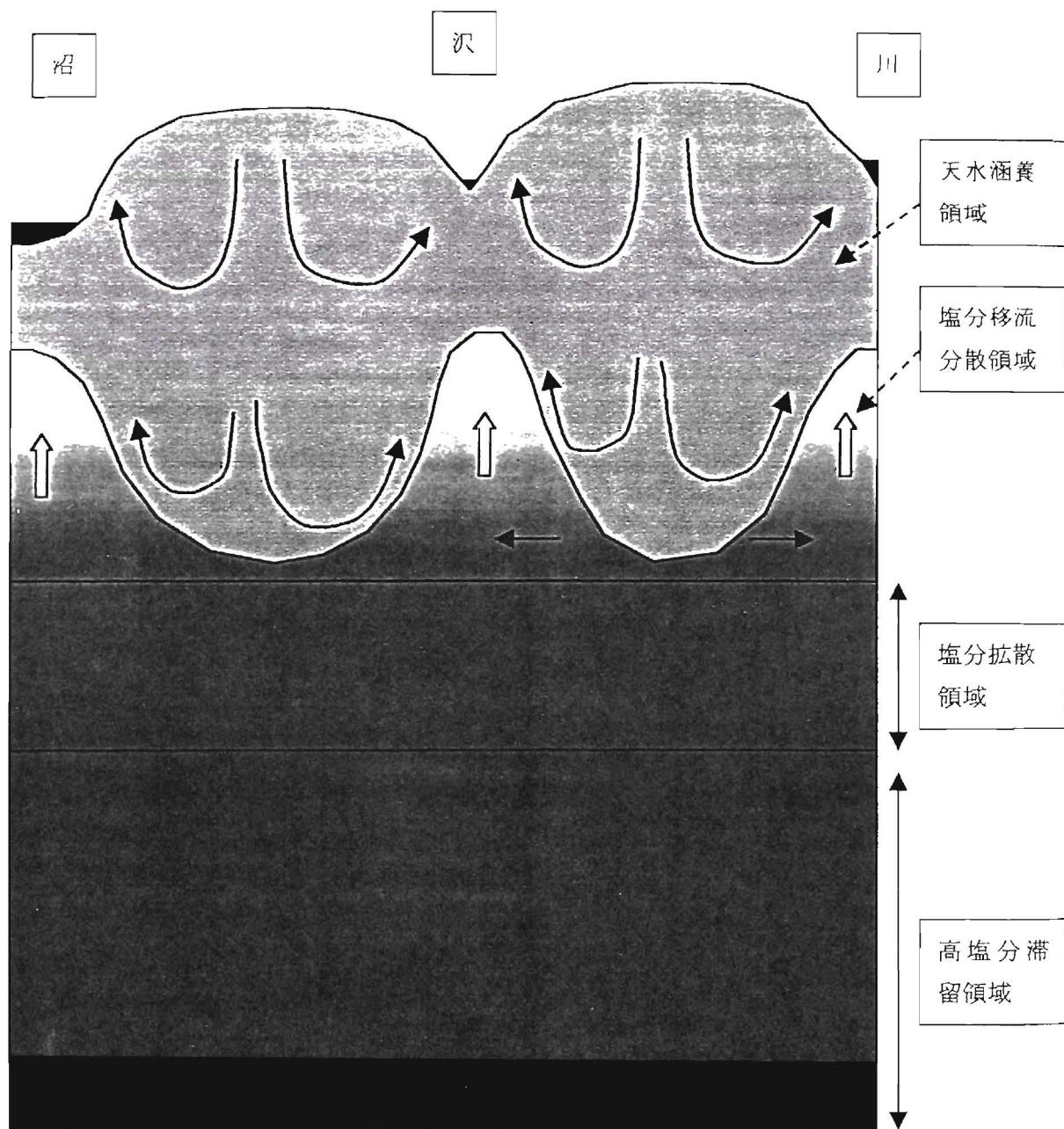
この付近の地下深部には、海水と同じ塩分濃度の地下水が存在している。対象地点から比較的近い位置で地下2800mから採水された地下水の成分は、ナトリウムが約10,000mg/l、塩素が約18,000mg/lであり海水と同じであるので、この海水と同じ塩分濃度の地下水は少なくとも地下500m付近から、地下3000m付近の広い範囲に広がっている可能性がある。この高い塩分濃度の地下水の年代は、かなり古いとされており、対象地点の地下深部の塩分の分布は安定していると考えられるので、境界条件としては一定と考えても差し支えないと思われる。

対象地点で測定した間隙水圧から想定される地下のポテンシャル分布は、台地内では一

部で下向きの流動成分が認められるもののほぼ水平に流れている。一方、沢や、沼の脇の低地部等、標高の低いところでは、上向きの流動成分が比較的浅い部分で認められている。上記の A 地点でも上向きの流動成分が認められており、この上向きの流動成分の為に、深部に分布している塩分が上昇して、台地部より相対的に浅い深度で塩分濃度が高くなっていると考えられる。一方、台地の部分では地下水がほぼ水平に流動していると仮定すると、標高 - 200 m より深い地点で塩分濃度が上昇しているのはこの水平流れによって生じている流れの水理学的分散(hydrodynamic dispersion)のうちの、流れに直交する方向の分散、所謂、横方向の分散によって引き起こされていると考えることが出来る。



図一112 塩素濃度の深度相関図



図一113 塩分濃度分布機構概念図

5.5.2 塩分の濃度分布から透水係数を推定する方法

透水係数を大きいスケールで推定するために、地下水の移流が認められ、なおかつ、その移流方向に塩分濃度の分布が変化している場所で移流・分散解析を用いて検討する。この条件を確実に満たすのは、対象地点では、沢や、沼の脇の標高の低いところでの鉛直上向きの流れがある地点である。そこで、前節で説明した A 地点において検討を行なう。

A 地点は、標高－100m から上の区間で全水頭が上に行くほど低下しているの、ここでは上向きの移流成分があると考えられる。標高－100m から－50m の区間での全水頭の低下は2m はあると考えられるので、動水勾配としては4%(2/50)あることになる。又、図－114に示すように、A 地点の塩分濃度は深部にいくほど高くなっており、標高－100m から－50m の区間でも濃度勾配が認められる。塩分(Na,Cl)以外の成分もHCO₃ 以外はほぼ同じ傾きで濃度が変化しており、－200m より浅い部分は同じ標高の台地部分の濃度より明らかに高いので、この高濃度の地下水は下部から供給されたと考えるのが最も解釈し易い。HCO₃ が深部にいくほど濃度が低下しているのは、別の地化学条件によるものと推定される。

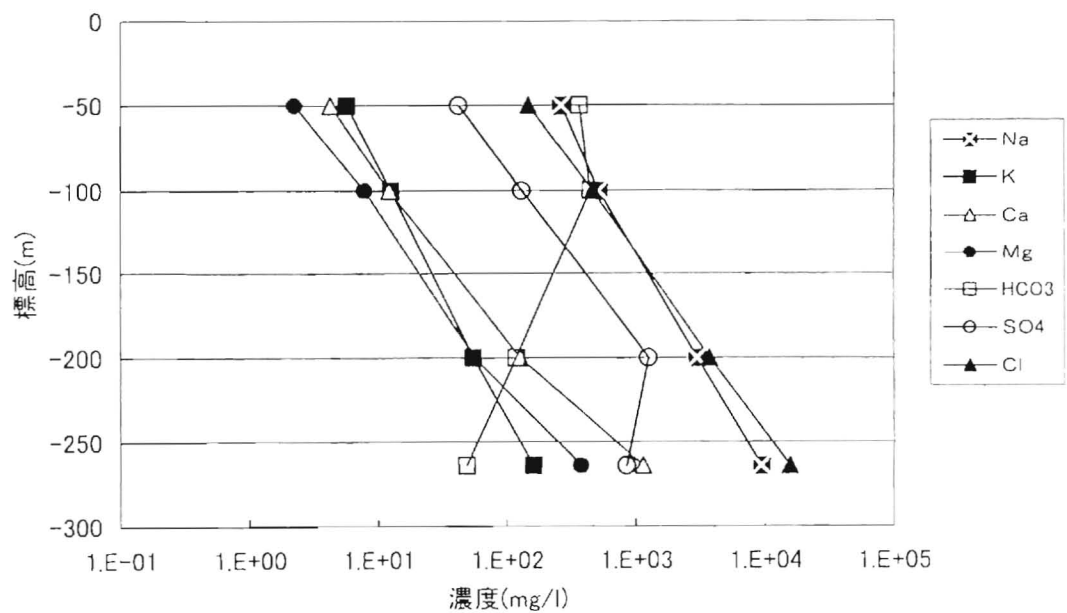


図-114 水質深度変化図

まず、どのようなモデルを用いることが可能かを判断するため、簡単な2次元の地下水流動解析を行なった。解析結果の全水頭分布図と流向図を図－115に示す。この2次元FEM解析は、研究地点を模式的にモデル化したもので、今回の検討地点は中央のA点である。モデルは、標高－300mまで作成している。解析条件は、底部を不透水、水頭固定点は、右上及び、左側の標高0mの沼部分で水頭0とし、A地点の地表面は浸出境界とした。透水係数は－100mより浅い部分を $1E-8\text{m/s}$ 、－100～－200mを鉛直方向 $1E-9\text{m/s}$ 、水平方向を $1E-8\text{m/s}$ の異方性を持った透水係数に、又、－200mより深い部分は $1E-9\text{m/s}$ とした。解析結果によれば、A地点は深部から地表に向かって上向きに流れており、上に行くに従い周囲からの混合により通水断面が縮小し流速も速くなっていることが読み取れるが、例えば標高－100mから－50mの区間で流速の増加は高々2倍である。従ってこのA地点では下から上向きの流れを1次元に近似して検討することとした。

具体的な検討方法としては、以下に示す移流分散の式に種々のパラメータを入れて塩分の濃度分布を求め、実測されている濃度分布と比較することにより、透水係数の妥当性について考えた。

横からの流入や湧き出しのない場合、一次元の地下水中の物質輸送方程式は次のように表される⁸⁴。

$$(式-66) \quad \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{u}{R} \cdot \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{D_L}{R} \cdot \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \lambda c$$

ここで、 c は物質の濃度、 t は時間、 u は流速、 R は遅延係数、 $D_L(=\alpha_L \times u)$ は縦方向分散係数、 α_L は縦方向分散長、 x は移動方向の座標、 λ は減衰係数である。流れの中のある点にある物質が一定濃度で供給され続ける場合つまり、以下の境界条件を考える。

$$(式-67) \quad \begin{aligned} c(0, t) &= 0 & : t < 0 \\ c(0, t) &= C_0 & : t \geq 0 \\ c(\infty, t) &= 0 & : \text{すべての } t \\ c(x, 0) &= 0 & : x \geq 0 \end{aligned}$$

上記の条件の解析解は、次の式で表される。

(式-68)

$$c(x, t) = \frac{C_0}{2} \exp\left(\frac{x}{2\alpha_L}\right) \left[\exp\left(\frac{-x\gamma}{2\alpha_L}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x - ut\gamma/R}{2\sqrt{\alpha_L ut/R}}\right) + \exp\left(\frac{x\gamma}{2\alpha_L}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x + ut\gamma/R}{2\sqrt{\alpha_L ut/R}}\right) \right]$$

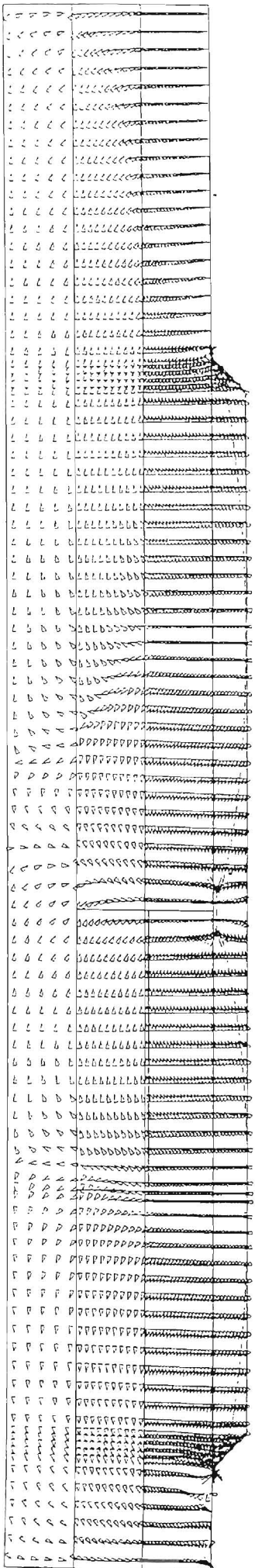
ここで、 $\gamma = \sqrt{1 + 4\lambda\alpha_L R/u}$

また、次式で定義されるペクレ数 Pe

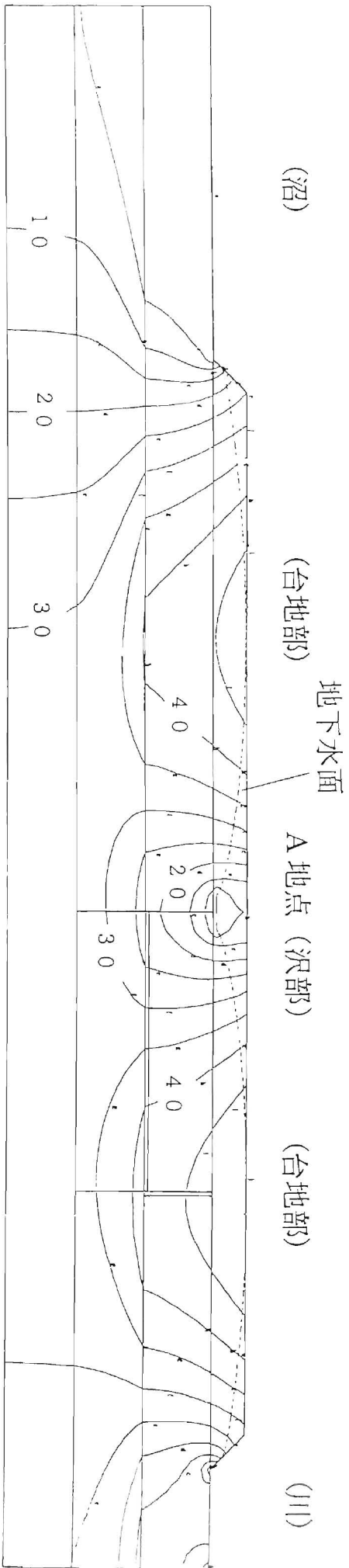
$$(式-69) \quad Pe = x/\alpha_L$$

が大きい場合 ($Pe \geq 10$)、(式-68)は次のように近似される。

$$(式-70) \quad c(x, t) = \frac{C_0}{2} \exp\left(\frac{x}{2\alpha_L}(1 - \gamma)\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x - ut\gamma/R}{2\sqrt{\alpha_L ut/R}}\right)$$



流向図



全水頭分布図 [単位：m]

100m

図 - 115 移流分散解析検討地点の地下水解析結果

この式は、吸着がなく（ $R = 1$ ）、減衰もない（ $\lambda = 0$ ）物質の場合は、

$$(式-71) \quad c(x,t) = \frac{C_0}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x-ut}{2\sqrt{\alpha_L ut}} \right)$$

となる。また、移流成分がなく、拡散成分のみによって物質が移動している場合については、同様の境界条件の元で、同じような手順を経て、以下の解析解を得る。

$$(式-72) \quad c(x,t) = \frac{C_0}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{Dt}} \right)$$

ここで、 D は拡散係数。

これらの式を用いて、次の節で透水係数について検討する。

5.5.3 塩素の濃度分布と透水係数の関係

まず塩素の濃度分布について検討する。塩素は吸着し難い物質であると言われており、吸着がなく（ $R = 1$ ）、減衰もない（ $\lambda = 0$ ）条件と考えれば(式-71)、(式-72)で分布を求めることが可能である。

最初に深部の塩素濃度分布について検討する。A地点の間隙水圧の測定結果によれば、この地点は標高-100mより下の部分では、全水頭の上下方向の変化はほとんどなく、ここでは拡散または分散によって塩素濃度分布が形成されていると考えられる。そこで、深部の塩素濃度分布を(式-72)に基づき計算する。計算条件として、時間0の時点での深部の塩素濃度は標高-270m以深では測定値に基づき15,600mg/lで一定、また、-270m以浅での塩素濃度は0とした。拡散係数は、 $5E-10(m^2/s)$ と仮定した。この条件で、1万年後、10万年後、50万年後のそれぞれの濃度分布を図-116に示す。この図には、(式-71)に基づき計算した分散長10mと仮定した場合の各種透水係数と経過時間を変化させたケースも参考として記載した。この図から分かるように、標高-100mより下の部分の塩素濃度分布が拡散によって形成されているとするならば、仮定した拡散係数の基では、現在の分布になるまでに少なくとも数十万年要することになる。この値は、2.3.6.4節(P.48)で説明した溶存 ^4He から計算された地下水年代である5万年から50万年のオーダーと一致する。

この岩が堆積した時代は一千万年より前とされているので、数十万年というオーダーはこの岩の歴史のなかでは比較的最近のことであり、この間に透水係数が大きく変化したとは考えにくい。この付近で岩盤を覆って分布している第四紀の火山灰には少なくとも9～10万年前の火山灰が確認されていることから、地表面付近の透水係数の分布状況も過去数万年は現在と似ていると考えられる。過去数十万年間のこの岩の水理状況を推定することは難しいが、少なくとも過去35万年間に氷河期による海水面の低下で、現在の海面を基準として100m程度海水面が低下したことが3回(2、15、25万年前)あったと言われている。

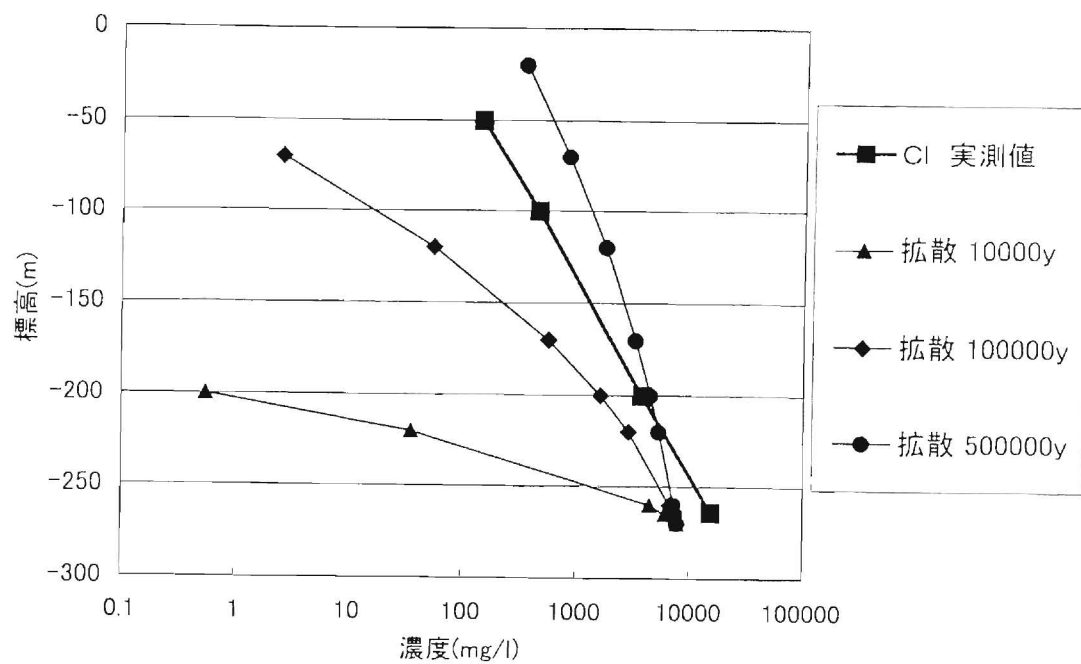
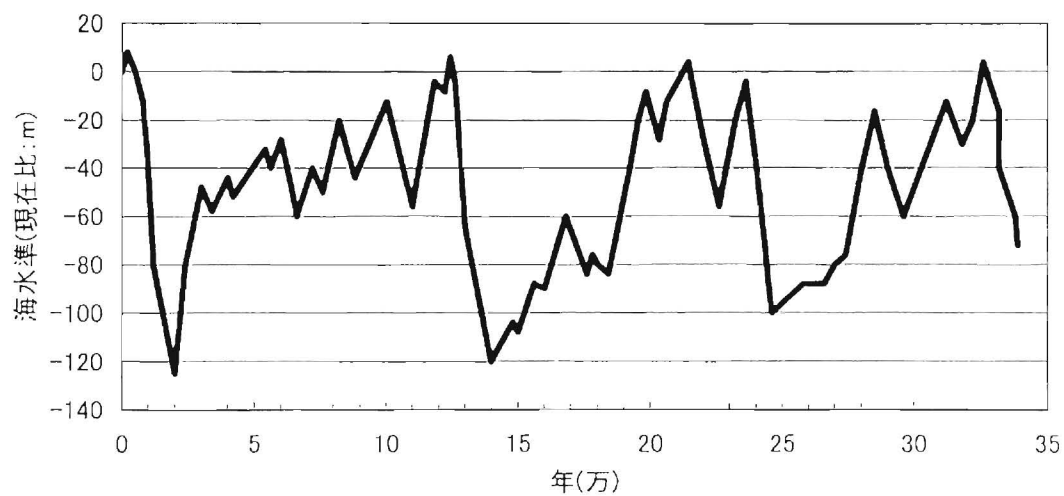


図-116 Cl^- 濃度の深度分布実測値と拡散モデルとの比較



Chappellら(1995), Branchon and Shaw(1995), Chappell(1994)より編集

図-117 海水準変動

(図- 117参照)透水係数が現在と同じで、境界条件が 100m 程度下がった状態の地下水の状態として考えられるのは、地表から地下水面への涵養量が同じであれば、現在の標高で 0m～-100m の深度の流動方向のうち、現在沼に向かって上昇してくるような部分での流動方向が水平になること以外は現在とあまり変わらないと推定できる。一方、地下水面への涵養量が減少して、地下水面が 100m 程度下がるようなことが仮にあったとした場合、現在の標高で-100m 以浅の部分の地下水は、その後の海水の上昇と降雨の涵養量の上昇によって再度満たされたことになる。いずれの場合でも現在の標高で-100m 以深に分布している地下水は過去数十万年の間に大きく入れ替わるようなことは考えにくく、図- 116に示す塩素の濃度分布が数十万年要して拡散によって形成されたと考えることも出来る。

次に標高 0m～-100m の塩素濃度分布について考える。先に述べたようにこの深度では、上向きの移流成分が存在していることが間隙水圧の測定結果から分かっているので、ここでは、(式- 71)に基づき移流・分散として計算し、実測された透水係数と移流・分散解析で用いた透水係数とを比較する。比較対象範囲は、水質のデータが取得されている標高-50m～-100m の 50m 区間とし、計算はこの区間を含む標高-30m～-100m の区間で実施する。計算条件として、分散長 α_L は図- 39に基づき 100m スケールでの分散長として 10m を基本として用い、一部のケースで 30m を用いた。境界位置での塩素濃度 C_0 は標高-100m の実測値を基に 460mg/l とした。実際は図- 116に示されているように仮に標高-100m 以深から拡散により塩素が供給されているとすると C_0 は一定ではないが、ここでは、1 万年以内の計算を行なうとし、その場合の C_0 の変化は少ないと考え、この条件で良いと考えた。地下水の流速 u は、既に説明した間隙水圧の測定結果から求まっている動水勾配 (i) 0.04 に透水係数 k を掛けて求めた。($u=ki$) これらの条件の元で、透水係数と時間をパラメータとして変動させた場合の標高 0m～-100m の塩素濃度の分布を図- 118に示す。

この計算では分散長が同じであれば、透水係数を 1 桁上昇させて移行時間を 1 桁低下させたケースは、同じ結果になるので、一部の凡例に透水係数と移行時間の組み合わせの例を複数記載している。例えば、透水係数 $1E-9m/s$ で 1 万年後の状態と、透水係数 $1E-8m/s$ で 1 千年後の状態は同じ濃度分布線で表現されている。現状の塩素濃度の実測値に最も合うのは、透水係数 $3E-9m/s$ で 1 万年後の状態、同じく、透水係数 $3E-8m/s$ で 1 千年後の状態、同じく、透水係数 $3E-7m/s$ で百年後の状態となる。一方、透水係数の比較対象範囲である標高-50m～-100m の 50m 区間の原位置で測定された透水係数は $1E-7m/s$ 程度である。この付近に分布している岩は、室内の試験で異方性の確認された粗粒砂岩ではなく異方性の確認されていない凝灰岩であるので、現在移流・分散解析している方向の透水係数が異方性が原因となって実際にはもっと小さいということは考えにくい。そこで、原位置で測定された透水係数 $1E-7m/s$ が正しいとすると、現在の塩素濃度の分布に至る時間は白丸印で示したように 350 年足らずとなってしまう。透水係数が $1E-7m/s$ で千年経過すると、三角印で示した分布となり、現在の濃度分布よりも浅い部分がかなり濃くなっている必要がある。この計算は、最初に 2 次元の FEM 解析を実施し、1 次元流れに近似出来るとして計算したが、実際は横からの流入での希釈もあると考えら

れる。但し、この地点は横からの流入で流量が増えても通水断面積が増えないので、流量増加分は流速の増加で質量保存をさせるので、塩素濃度の分布に関して言えば、希釈と流速増加で相殺されて、濃度分布は変わらないはずである。従って透水係数が $1E-7\text{m/s}$ 程度であれば、350年足らずで現在の濃度勾配になってしまうことは、オーダー的には正しいと考えられる。次に、この計算条件として設定したものがどの程度以前から続いていたかを検討する。約2万年前の最後の氷河期で120m程度低下していた海面は、今から1万年前には現水準より-20m付近まで戻り、5千年前以降の変動量は10m以下とされていることから、A地点の間隙水圧分布は1万～5千年程度前からはさほど大きな変動はないものと考えられる。また、境界位置での塩素濃度 C_0 についても前述のとおり1万年程度前からの変動は少ないと考えられる。以上のことから、この計算条件は、少なくとも5千年～1万年程度前からほぼ一定とも考えられる。その場合現在の塩素濃度分布に合う透水係数は $3E-9\text{m/s}$ (1万年の場合) から $6E-9\text{m/s}$ (5千年の場合) の範囲である。

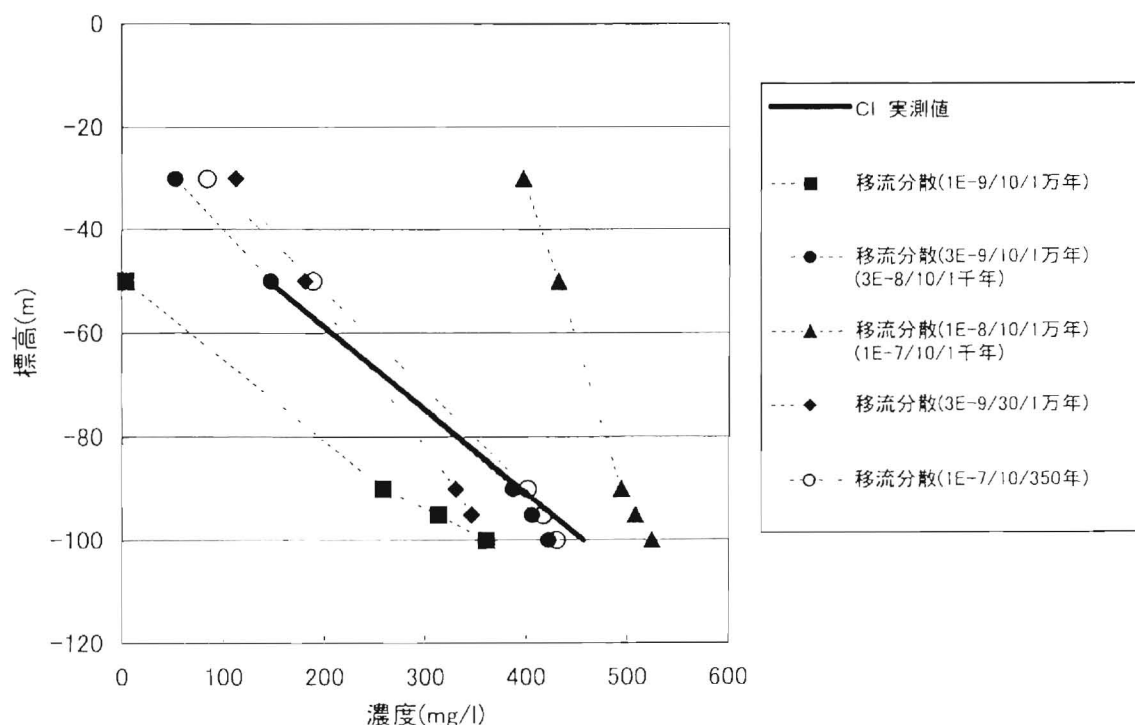


図-118 塩素分布の実測とモデル解析との比較

5.5.4 ナトリウムの濃度分布と透水係数の関係

次にナトリウムの濃度分布と透水係数の関係について検討する。前節と同様に(式- 71)に基づき移流・分散として計算する。比較対象範囲は、標高-50m~-100mの50m区間とし、計算はこの区間を含む標高-30m~-100mの区間で実施する。計算条件として、分散長 α_L は図- 39に基づき100mスケールでの分散長とした。境界位置でのナトリウム濃度 C_0 は標高-100mの実測値を基に500mg/lとした。塩素と同様に1万年以内の計算では C_0 の変化は少ないと考えた。地下水の流速 u は、既に説明した間隙水圧の測定結果から求まっている動水勾配(i) 0.04に透水係数 k を掛けて求めた。 $(u=ki)$ これらの条件の元で、塩素の場合に最も濃度分布の推定が良かった透水係数 $3E-9m/s$ で移行時間1万年のケースのナトリウム濃度の分布を図- 119に示す。この図から分かるように、ナトリウム濃度分布はオーダーとしては合っているものの、実測の方が浅い部分での濃度がやや高くなっており、仮にこの濃度分布が深部からの移流・分散によるものとするならば、ナトリウムの方が塩素よりも少し速く移動していることになる。事実深部ではナトリウムと塩素の濃度比は海水と同じ1:2であったものが、標高-50mではその比が逆転して塩素の濃度の方が低くなっている。一般に塩素はほとんど吸着しない元素であるのに対し、ナトリウムはさほど大きくないが吸着する(凝灰岩に対する分配係数: 6.1ml/g⁸⁵)とされている。吸着が働けば物質の移動は遅れるが、ここでは逆の状態であるので、吸着は原因にはならない。岩石との相互作用など別の影響と思われる。以上説明したとおり、ナトリウムの濃度分布を簡単な1次元の移流分散で説明しようとした場合の透水係数等の移流・分散に関係するパラメータは塩素の場合と全く同じではないが、ほぼ同様と考えることが出来た。

5.5.5 50m~100mのスケールでの透水係数の妥当性

以上の検討結果より、原位置で測定された透水係数は、実際の地盤での低動水勾配下では、透水係数が小さくなっている可能性があることが、50m~100mのスケールでも確認が出来た。但し、これは1地点だけの検討例であるので今後さらに検証を重ねてこの事実の普遍性を確認する必要がある。

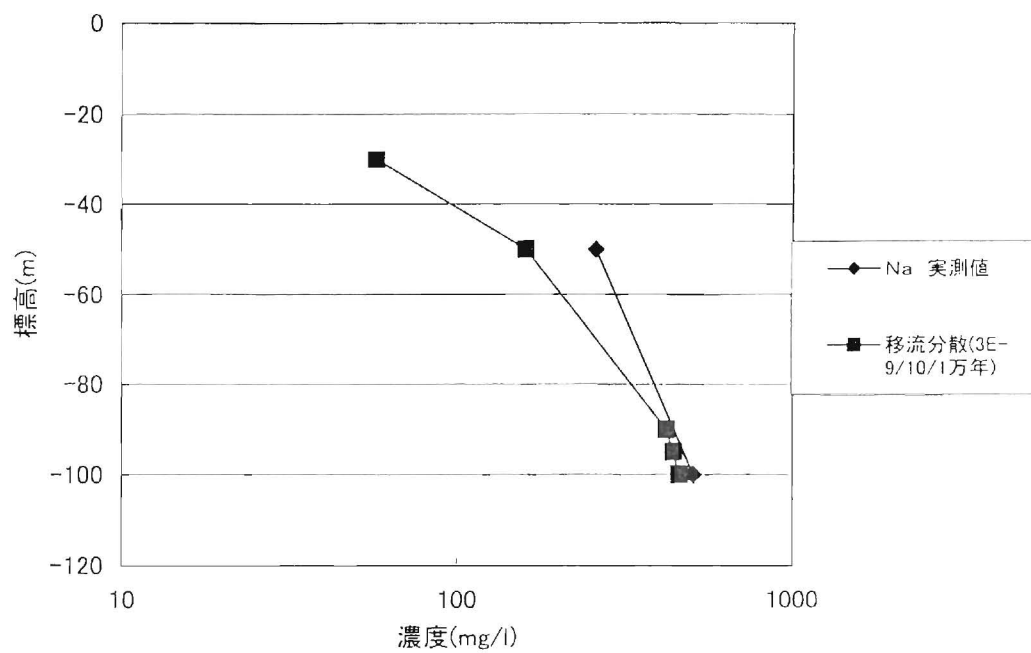


図-119 Na濃度の深度分布実測値と拡散モデルとの比較

5.6 透水係数の異方性についての考察

図－ 58に示したように、粗粒砂岩については、同一の供試体で測定した堆積面に鉛直方向の透水係数と水平方向の透水係数には、動水勾配40付近で1オーダーの差があった。

（堆積面に鉛直方向が1桁小さい）原因としては、透水性の小さい粘土鉱物が、堆積面に沿って薄く何枚も分布しており、これが堆積面に鉛直方向の透水性を小さくしていると考えられる。原位置のスケールでは、この堆積構造は斜交葉理によって区切られるため、一枚の低透水層のスケールは、高々数mである。しかしこのような低透水層が幾重にも重なって分布しており、全体としても異方性を持つものと想定される。

5.7 間隙率と透水係数の関係についての一般化

間隙率と透水係数が相関関係にあることは、従来から言われている事実である。この相関関係は図－ 120^{86, 87, 88}に示すように、同じ種類の岩に対しての相関性は強く認められるが、岩の種類が異なると、透水係数と間隙率の関係は異なる関数となっていることが知られている。また、この図は、新第三紀の堆積岩は透水係数のばらつきが大きいことも示している。

今回新第三紀の堆積岩に対して間隙率と透水係数の関係を調べた結果、透水係数に大きく影響するのは、通水経路となる空隙の空間的な分布状態であることが分かった。つまり、通水経路を管路の集合に見立てた場合、それぞれの管路にどの程度断面積の小さい部分がどの程度の長さ分布しているかによって透水係数は決まってくると考えられる。そして空隙のうち、通水経路から分岐して途中で行き止まりになっているような空隙（これを移流に関与しない空隙としてここでは「非移流空隙」と呼ぶ）の分布が比較的大きく変動し易い新第三紀の堆積岩は、透水係数と間隙率の間に大きいばらつきを持つと考えられる。新第三紀の堆積岩に「非移流空隙」が多いのは、堆積岩の構成粒子の中に比較的大きい細孔を持った粒子（鉱物片）が点在しており、まだ十分な圧密を受けていないので、それらの大きい細孔を持った粒子自体はまだ壊れずにいるためと考えられる。また、泥質堆積物が透水係数の割に間隙率が高いのも、「非移流空隙」が多いためと考えられる。泥質堆積物を構成する粘土鉱物は葉片状の形態を持っているため、その集合状態に応じてさまざまな骨格構造を持っていると言われている⁸⁹。これら板状の粘土鉱物によって囲まれた小さい空隙が「非移流空隙」となっている可能性がある。

一方、物質の拡散の観点から、ここで言う「非移流空隙」とは別のスケールの物質移動に寄与しない空隙があると言われている。主に拡散の観点から、岩石には物質の移動のとおりにみちとなる間隙（「transport pore」と「transport pore」とつながっているが行き止まりとなっていて、むしろ物質の移動の面から、移動を遅らせる吸着効果をもつ空隙（「storage pore」）がある⁹⁰と言われている。西山ら⁹¹は数種類の岩に対する拡散係数の測定を実施し、間隙率や細孔径分布と比較している。そして、水銀圧入法によって測定される間隙は拡散に寄与する間隙であり、水銀圧入法で測れないさらに小さい間隙が吸着効果をもつ空隙「storage pore」であると推定している。

以上をまとめると、空隙の種類は 図－ 121に示すようになる。有効空隙の定義は必ずしも統一されていないが、ここでは、地下水の飽和状態で外界とつながっている全空隙に相当するものを「有効空隙」とする。飽和状態としたのは、例えばモンモリロナイトのような膨潤性の粘土がある場合、飽和した状態と乾燥した状態では空隙の形態が変わるからである。膨潤し、層間水として取り込まれた状態の層間内の水は、地下水の移動には寄与しないと思われるので、この層間水相当の空隙はここでは固体層に属すると考える。外界とのつながりのない空隙は、ここでは「無効空隙」と呼ぶ。有効空隙のうち、地下水の移流に関与する空隙を「移流空隙」残りの地下水の移流に関与しない空隙を「非移流空隙」と呼ぶことにする。そして非移流空隙のなかにさらに拡散に寄与しない小さい空隙「storage pore」が存在している。

さらに、透水係数と動水勾配の関係については、次のように説明しうる。「移流空隙」の中で最も空隙の狭い部分の大きさが $1.0 \times 10^{-9} \sim 1.0 \times 10^{-8} \text{m}$ のオーダーの場合その部分で動水勾配が低下した際に流動しにくくなり、最終的には流動が停止する。ひとつの通水経路(管路)で考えると、管路中の一部にある狭い空隙部分においてまず最初に動水勾配の低下に伴ってその部分で透水係数が低下しようとする。すると1本の管路の中では透水係数が低下しようとした部分の動水勾配を大きくさせ、その他の部分の動水勾配を小さくさせて、狭い空隙部分と広い部分との流量の連続性を保つように調整するが、広い部分は透水係数は変らず動水勾配が低下するので、結果的には全体の流量は低下する。

以上のように、間隙構造と透水特性の関係について、従来の知見とあわせて総合的に説明し得ることが分かった。

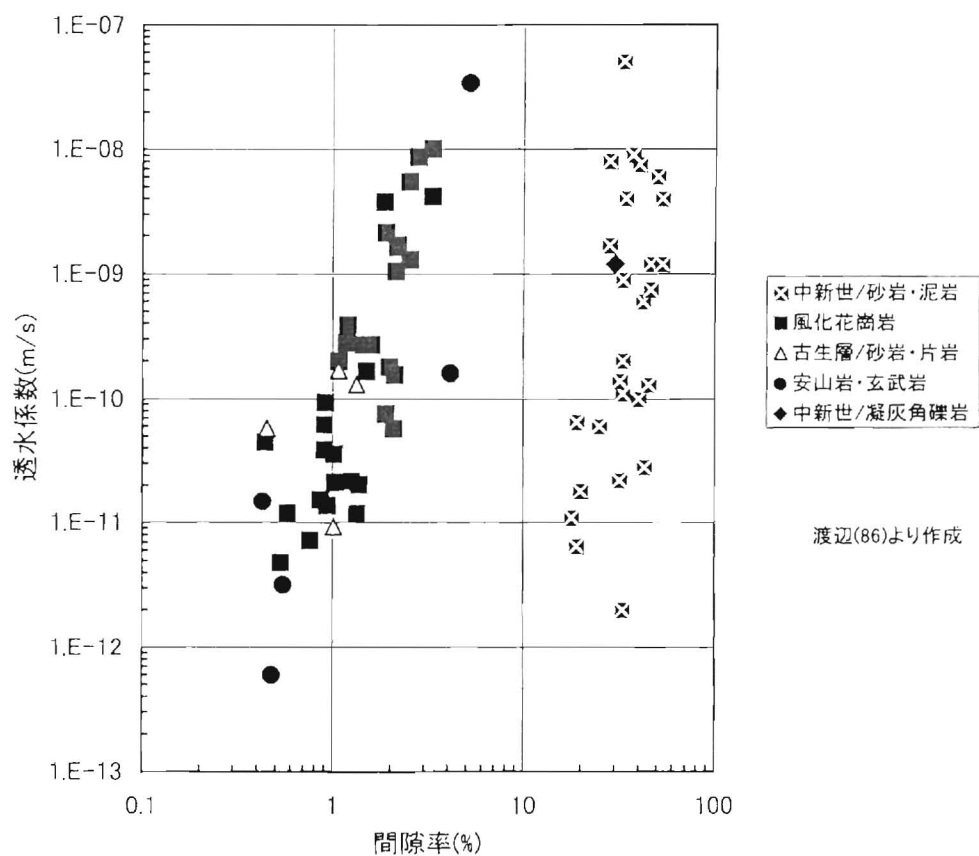
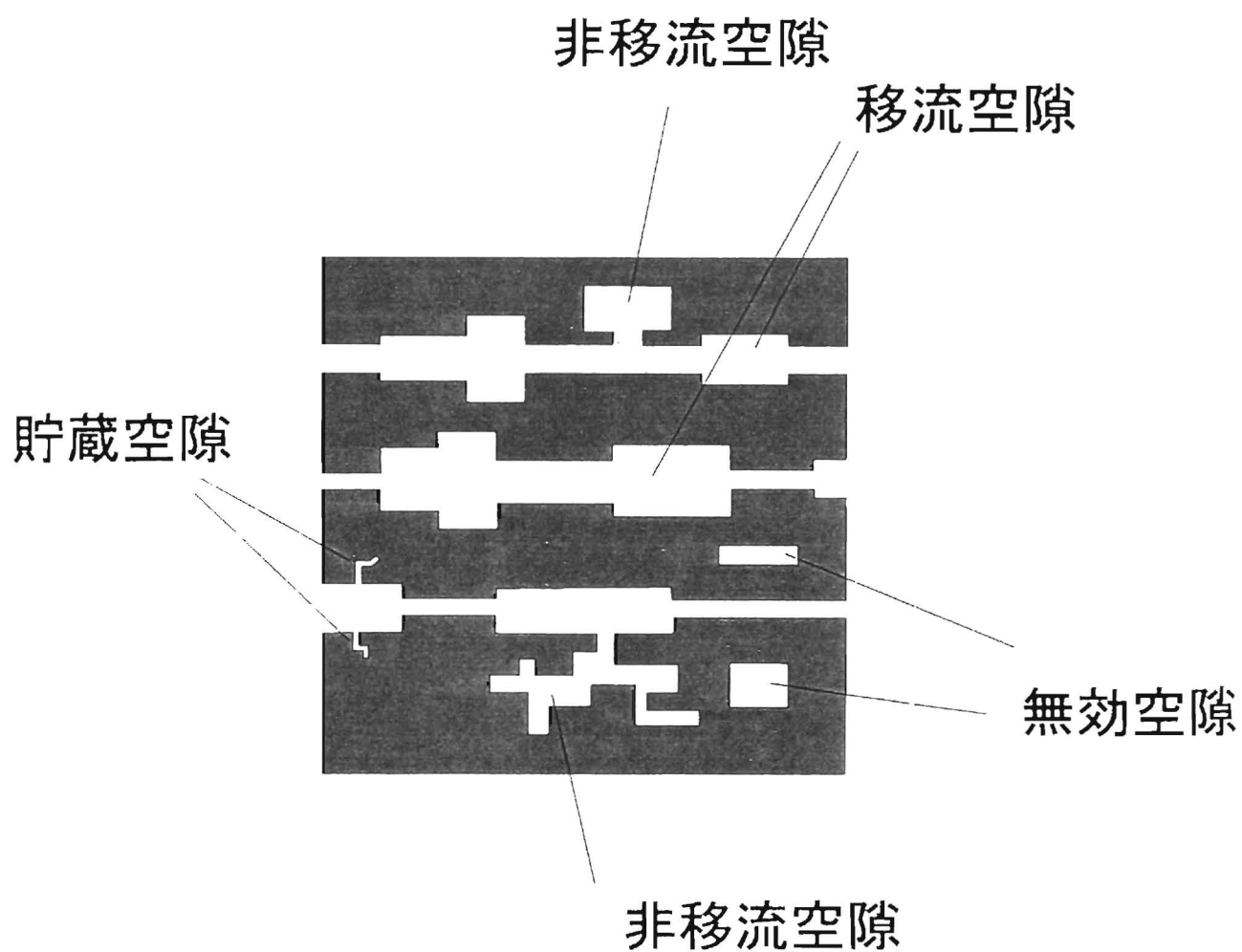


図-120 各種岩盤の透水係数と間隙率の関係



$$\text{有効空隙} = \text{移流空隙} + \text{非移流空隙} + \text{貯蔵空隙}$$

図-121 岩石中の空隙の種類

第6章 結論

放射性廃棄物処分における天然バリアの性能評価では地盤が放射性物質を閉じ込めておく能力、言い換えれば、地盤による放射性物質の隔離性能の評価が重要である。そこでは、従来は工学的には不透水として扱ってきた低透水の地盤の透水特性をより厳密に取り扱う必要が生じてきている。そこで、青森県の下北半島に分布する、鷹架層^{たかほこ}と呼ばれる、凝灰岩、砂岩、泥岩等からなる新第三紀の堆積岩の透水係数について、研究を行なった。特に、自然状態の小さい動水勾配下での透水特性、堆積過程によって生じる透水係数のばらつきや異方性等について、室内試験、および、原位置試験により調べた。以下に各章毎の結論を示す。

第1章では、放射性廃棄物処分の状況から本論文の着目点に至るまでの流れを説明した。まず、放射性廃棄物発生状況及び処分の現状について内外の状況も含めて概括的に述べ、次いで、処分システムの中で天然のバリアと人工のバリアの役割について述べた後、本論文の主題である岩盤の低透性についての研究の重要性について記載した。

第2章では、研究地点の地質及び水理の特性について種々の調査データに基づき検討した。特に岩盤の透水試験については、その手法や、試験方法の妥当性について詳しく検討した。地下水の流れの場の状態を表わす透水係数、流動状況を示す間隙水圧や地下水面の状況、境界条件としての涵養量などの水文状況等の個々の調査データを総合的にとりまとめて地下水の流動状況について考察を行なった。さらに3次元の浸透流解析を行ない、定量的に地下水流動の概況について検討した。

第3章では、第2章で検討した地下水の流動状況について、さらに精度を高める場合に、岩盤の透水特性についてどのようなことが課題となるのか検討した。具体的には、透水係数が実際の現地盤で受けているような小さい動水勾配下でどのような透水特性を示すのか、また、透水係数のばらつきや異方性が全体の流動にどのように影響する可能性があるかについて解析も交えながら検討した。

第4章では、第3章で抽出した透水係数の動水勾配依存性、ばらつき、及び異方性について、対象とする地盤がどのような特性を持っているか、実験的に検討した。ボーリングコアを用いた中空供試体による試験装置を作成し、透水試験を実施した。試験の結果、動水勾配が小さい時に透水係数が小さくなる場合が認められた。また、透水係数の異方性も一部の供試体で確認された。

第5章では、第4章で得られた透水試験の結果について考察している。透水係数と動水勾配勾配の関係については、動水勾配が小さくなると透水係数が小さくなる結果が得られたが、その試験の妥当性について実験や解析により確認し、室内試験で観測された事実の問題がないことを確認した。

次に、動水勾配が小さくなると透水係数が小さくなるメカニズムについて検討した。まず、水銀圧入法により細孔径分布を測定し、この岩には $1\text{E}-8\text{m}$ ($=100\text{Å}=0.01\mu\text{m}$) 以下の小さい空隙が存在していることを確認した。この $1\text{E}-8\text{m}$ 以下の空隙が透水係数の低トに関連していると仮定し、等価管路モデルとしてモデル化した。モデルでは、 $1\text{E}-8\text{m}$ 以

下の狭い空隙内の水は、管壁との分子間力に基づき粘性が大きくなり始動動水勾配を越えないと流れが生じないと仮定し、このメカニズムを管路を流れるビンガム流体と同様に扱い、透水係数と動水勾配の関係をモデル化した。このモデルにより、実測した細孔径分布から、実験で得られた透水係数と動水勾配の関係が説明し得ることが分かった。

また、このモデルより、今回対象とした地盤は大きい空隙の連続性が小さく地下水の通水経路には狭い空隙の部分があるため、空隙率が大きい割に透水係数が小さくなると推定できた。

以上の検討から得られた空隙の空間的な分布状態について確認するため、岩石薄片による顕微鏡観察を行なった。その結果、堆積岩を構成する石英や岩片の間に粘土鉱物が充填されていることや、一部の軽石や生物片の中に比較的大きい空隙があることなどが観察され、予測された空隙の空間的な分布状態を裏付けることが出来た。

続いて、室内試験で得られた低動水下で透水係数が低下する現象がより大きいスケールでも見られるか試験及び解析を行い検討した。原位置透水試験のスケール（5～10m）では、低動水勾配下の試験を実施し、少なくとも今回行なった低動水下の透水試験の結果は、従来の低圧岩盤透水試験で求めた透水係数よりもやや小さくなる場合が一部で認められた。原位置の低動水勾配下の透水試験では、非定常で行なう場合の考え方と方法についてまとめることが出来た。次に、より大きいスケール（50～100m）での現象を検討するために、塩分の濃度分布を移流・分散解析により推定し、実測された透水係数と解析から求めた透水係数とを比較したところ、塩分の濃度分布を説明できる透水係数は原位置試験で求めたものより小さく、50～100m のスケールでも低動水下で透水係数が低下する現象が存在する可能性が確認出来た。

粗粒砂岩については透水係数の異方性が認められ、層理面に直角方向の透水係数が層理面の方向の透水係数よりも、1～2 オーダー小さい場合があることが分かった。砂岩中には粘土鉱物が層状に存在していると考えられ、この粘土の層理面の方向の連続性が透水係数の異方性を生じさせているということが、細孔径分布計測や、岩石薄片の顕微鏡観察から確認できた。

全体を通して、対象とした新第三紀の堆積岩については、透水係数の動水勾配依存性や異方性が確認され、実際の自然状態の地下水流動ではこれらの透水特性が地下水流動に影響を与え、間隙水圧分布や地下水の水質分析結果のより高精度な解釈に用いることが可能であることが分かった。以上より放射性廃棄物の処分の安全評価において重要となる地盤による放射物質の隔離性能のうち低透水性の評価の考え方を示すことができた。

謝辞

まず最初に、本論文の作成にあたり、終始ご指導頂いた埼玉大学の渡辺邦夫教授にお礼申し上げます。先生は常に豊かな発想で私の好奇心を揺さぶり、この論文には書ききれなかった多くのことを教えて頂きました。

次に、お忙しいなか、本論文の査読をして頂き、貴重なご意見を頂いた埼玉大学の吉中龍之進教授、町田篤彦教授、松本史郎教授に感謝いたします。

関陽太郎埼玉大学名誉教授は、常に私を励まし、また、貴重なご意見も頂きました。ありがとうございました。

今回の研究は、非常に多くの方の協力を頂きました。特に㈱ダイヤコンサルタントの細谷真一氏、林為人氏、坂上麻子氏には大変お世話になりました。細谷さんは、原位置の試験をお手伝い頂いたのをはじめ、何度も議論をして頂きました。林さんには細孔径分布の計測をお願いし、坂上さんには、供試体作成や薄片観察で協力頂きました。

また、透水試験については、埼玉大学大学院の、Cho Cho Win 氏ならびに Ali Abdel-Rahman MOHAMED 氏にもお世話になりました。

第2章の現地の各種計測や解析も非常に多くの方々の協力がありました。岡山大学の西垣誠教授、電力中央研究所の河西基氏ならびに馬原保典氏、㈱ダイヤコンサルタントの矢島一昭氏、吉村実義氏、菱谷智幸氏、鶴旨純氏、清水建設の白石知成氏、三菱マテリアルの橋本学氏、中戸毅之氏ら多くの方々と一緒に考え、議論出来たことに感謝いたします。

私が、大学院に行く機会を与えて下さった、日本原燃㈱の職場の皆さんにも感謝いたします。

最後に、両親と、常に良き理解者であった妻及び子供たちに感謝します。

参考文献

-
- ¹電気事業連合会：原子力 Q&A(コネクト)、1999 年
- ²神山弘章：高レベル廃棄物は悪の塊りか?、ERC 出版、1996 年
- ³ 庄谷征美：放射性廃棄物の確かな処分を目指して、土木学会誌、Vol.82,1997.9
- ⁴ 科学技術庁原子力安全局監修：原子力規制関係法令集（1998 年版）、大成出版社
- ⁵ 科学技術庁原子力安全局原子力安全調査室監修：原子力安全委員会安全審査指針集（改訂 9 版）、大成出版社 1998 年 7 月
- ⁶中村治人、小林純一：英国における岩盤特性調査施設について、原環センタートピックス No.42,1997
- ⁷ 中村治人、小林純一：英国における岩盤特性調査施設計画のその後、原環センタートピックス No.45,1998
- ⁸ 原子力環境整備センター：放射性廃棄物データブック、1995 年
- ⁹ M.Thury, P.Bossart:The Mont Terri rock laboratory,a new international research project in a Mesozoic shale formation,in Switzerland,Engineering Geology 52,pp.347-359,1999
- ¹⁰ M.Thury: The Mont Terri rock laboratory ,NAGRA bulletin No.31,1997
- ¹¹ 下田秀雄・飯村秀文・黒田輝夫：六ヶ所低レベル放射性廃棄物貯蔵センターの概要と安全確保策、日本原子力学会誌、Vol.133,No.11,1991
- ¹² 広永道彦：放射性廃棄物処分の将来展望とコンクリート技術、コンクリート工学、Vol.37, No.3,1999.3
- ¹³ K Niwase,Tai sasaki: Barrier function of rokkasho low level radioactive waste disposal center in initial stage of burial, Radioactive waste managenent and environmental remediation ASME 1999
- ¹⁴ 広永道彦・名倉健二・遠藤孝夫・小野定・辻村捷太郎：劣化作用を考慮したコンクリート構造物の長期止水性能評価手法の提案、土木学会論文集、No.502/V-25,pp.63-72.1994.11
- ¹⁵ 駒田広也・河西基・広永道彦：低レベル放射性廃棄物処分に関する技術展望、土木学会論文集、No.602/VI-40,pp.1-6.1998.9
- ¹⁶ 斎藤裕司・中根淳・辻幸和・藤原愛：材料と配合の相違が電気化学的促進手法によるモルタルの変質性状に及ぼす影響、土木学会論文集、No.564/V-35,pp.155-168.1997.5
- ¹⁷ 坂本浩幸・芳賀和子：セメントの科学的挙動と長期安定性、放射性廃棄物研究、Vol.3, No.2,pp.71-80,1997

- ¹⁸ Teruo Kuroda, Fuyuki Katahira, Tai Sasaki, Satoshi Imamura: Outline of Rokkasho low-level radioactive waste disposal center and characteristic of bentonite/ sand mixtures, Vol 32, Civil engineering in japan, pp39-58, 1993
- ¹⁹ 平松住雄、佐々木泰、高橋一憲、大槻正彦、河辺衛、藤森一男、石井卓、長沢達朗：ベントナイト混合土の変形量算定方式に関する一提案、土木学会東北支部技術研究発表会（平成7年度）
- ²⁰ W.E.Nichols, M.D.Freshley, M.L.Rockhold: Assessment of the Hydrlogic Impact of Extending Exploratory Shafts into the Calico Hills Nonwelded Tuff unit at Yucca Mountain, Nevada, Battelle PNL-7648, 1991
- ²¹ P.Vinard, P.Blumling, J.P.Mccord, G.Aristorenas: Evaluation of Hydraulic Underpressures at Wellenberg, Switzerland, Int.J.Rock.Mech.Min.Sci.&Geomech.Abstr.Vol30, No.7, pp.1143-1150, 1993
- ²² Mary P Anderson Janes A Munter: Seasonal Reversals of Groundwater Flow Around Lakes and the Relevance to Stagnation Points and Lake Budgets, Water Resources research, Vol.17, No.4, pp1139-1150, 1981
- ²³ K Takahashi, M Ootsu, Tai Sasaki: Groundwater flow analysis at rokkasho low level radioactive waste disposal center, Radioactive waste managenent and environmental remediation ASME 1999
- ²⁴ SKB: ASPO Hard Rock Laboratory 10years of research, 1996
- ²⁵ 渡辺邦夫：地下水研究に関する最近の話題－特に岩盤浸透流の場の評価について－、土と基礎、43巻、第9号、pp.451-453、1995年
- ²⁶ 吉田英一、山川稔：ベルギー・モル王立原子力研究センターにおける地層処分研究のための地下空間利用、地下空間利用シンポジウム 1989年
- ²⁷ 柴崎達雄：青森県下北半島南部の地質と地下水、藤本教授記念論文集、1958年
- ²⁸ 青森県：土地分類基本調査 表層地質図 平沼、1970年
- ²⁹ 河野伊一郎、西垣誠：原位置透水試験法の解析手法に関する研究、土質工学会論文報告集、Vol.23, No.4, pp.157-170、1983年
- ³⁰ 尾方伸久、大澤英昭、中野勝志、柳澤孝一、西垣誠：堆積岩の地質的特性および透水係数、見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用、応用地質、32巻、第6号、1992年
- ³¹ 柳澤孝一、斎藤章、西垣誠、平田洋一：新しい現場透水試験法（動燃式JFT）の開発と測定例、土と基礎、第37巻、第7号、PP.47-52、1989年
- ³² 国土開発技術研究センター：ルジオンテスト技術指針・同解説、1984年
- ³³ 林為人、高橋学、杉田信隆：堆積岩を用いたトランジェントパルス法と変水位透水係数試験法との比較、第10回岩盤力学シンポジウム公演論文集、pp.353-358、1998年
- ³⁴ W.F.Brace, J.B.Walsh, and W T.Frangos: Permeability of Granit under High Pressure, Journal of Geophysical Research, Vol.73, No6, March 15, pp.2225-2236, 1968

-
- ³⁵ 馬原 保典：溶存希ガスの地下水と地下水流動への応用、月刊 地球/Vol.19.No.6,p.340-345,1997 年
- ³⁶ 馬原 保典：地球化学的手法を用いた地下水調流動調査法の提案、電力中央研究所報告、U95044、1996
- ³⁷ T.B.Coplen & B.B.Hanshaw：Ultrafiltration by a compacted clay membrane - I & II, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.37, pp2295-2310 & 2311-2327, 1973
- ³⁸ Stute, M., Sonntag, C., Deak, J., Schlosser, J.: Helium in Deep Circulating Groundwater in the Great Hungarian Plain: Flow Dynamics and Crustal and Mantle Helium Fluxes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2051-2067, 1992
- ³⁹ Gamal Abouzeid, Tai Sasaki, Kunio Watanabe, Momamed Ashour, Nsshaat Aly, Mohamed Aly: Comparative study of the in-situ and laboratory estimated and measured unsaturated hydraulic properties of soil under different conditions, Vol42, Annual journal of hydraulic engineering, JSCE, 343-348, 1998
- ⁴⁰ Ali Albed-Rahman Mohamed, 渡辺邦夫、佐々木泰: Ventilated chamber system for continuous recording of both the evaporation rate and the heat balance at the bare soil surface, Vol40, No.2, 日本地下水学会誌, 1998 年 5 月
- ⁴¹ Tai Sasaki, N Hashimoto, T Nakato, Tshiraishi, K Yajima, T Hishiya: Three-dimensional analysis of groundwater flow in neogene rocks at the Rokksaho low-level Radioactive disposal center, JAPAN, Vol.49, Engineering Geology, pp337-243, 1998
- ⁴² K Takahashi, M Ootsu, Tai Sasaki: Groundwater flow analysis at rokkasho low level radioactive waste disposal center, Radioactive waste management and environmental remediation ASME 1999
- ⁴³ Raymond J. Mijjer and Philip F. Low: Threshold Gradient for Water Flow in Clay Systems, Soil Science Society of America, Vol.27, No.6, pp.605-609, 1963
- ⁴⁴ Harold W. Olsen: Deviations from Darcy's Law in Saturated Clays, Soil Science Society of America, Vol., No., pp.135-140, 1965
- ⁴⁵ 木村重彦: 水中のトリチウムによる地下水の流れの研究(I), 農業土木試験所報告 第9号, 1-43, 1971
- ⁴⁶ 木村重彦: 水中のトリチウムによる地下水の流れの研究(II), 農業土木試験所報告 第10号, 1-39, 1972
- ⁴⁷ Miller, R.J. and D.F. Low: Threshold gradient for water flow in clay system, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 27, 605-609, 1963
- ⁴⁸ Micheals, A.S. and C.S. Lin: Permeability of kaolinite, Ind. Eng. Chem. 46, 1239-1246, 1954
- ⁴⁹ Martin, R.T: Adsorbed water on clay, Clays and Clay Minerals 9, 28-70, 1962
- ⁵⁰ Kemper, W d: Water and ion movement in thin film as influenced by the electrostatic changes and diffuse layer of cations associated with clay mineral surface, Sci. Soc. Amer. Proc 24, 10-16, 1960
- ⁵¹ Micheals, A.S. and C.S. Lin: Effects of counter-electro-osmosis and sodium ion exchange on

permeability of kaolinite, Ind.Eng.Chem.47,1249-1253,1955

⁵² Shlomo P. Neuman: On advective transport in fractal permeability and velocity fields, Water Resources Research, Vol.31, No.6, pp1455-1460, 1995

⁵³ P.A. ドミニコ、F.W. シュワルツ: 地下水の科学、土木工学社、1995 年

⁵⁴ 物部長穂: 水理学、P 470、1934、岩波書店

⁵⁵ Kemper, W.D. and Evans, N.A.: Movements of water as effected by free energy and pressure gradients, III, Restriction of solutes by membranes. Proc. Soil. Sci. Soc. Am. 27, 485-490.

⁵⁶ 水銀圧入法 [吸着の科学、丸善、P.72-74、1999]

⁵⁷ 高橋学、林 為人、西田薫、蓑由紀夫: 水銀圧入式ポロシメータによる岩石の内部空隙の寸法測定、土と基礎、第 47 巻、第 4 号、pp30-32、1999 年

⁵⁸ 林 為人、高橋学、西田薫、友田雅展: 岩石の有効間隙率測定について、pp249-252

⁵⁹ 関 陽太郎: 建設技術者のための岩石学、共立出版、pp.16-17、1981 年

⁶⁰ 石井卓、中島均、三谷泰浩: ベントナイト混合土の透水係数の長期変化に関する研究の現状、粘土科学、第 36 巻第 4 号、pp210-223、1997

⁶¹ 鈴木啓三: 水及び水溶液、共立出版、1977 年

⁶² 梶本興亜: クラスターの化学、P.257-259、1996、培風館

⁶³ 土壌物理研究会編、土の物理学、P.158-159、1979、森北出版

⁶⁴ 土質工学会編、粘土の不思議、pp.56-57、1986 年

⁶⁵ Low, P.F.: Viscosity of interlayer water in montmorillonite, Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 40, pp500-505, 1976

⁶⁶ Ghislain de Marsily: Quantitative Hydrogeology, Academic Press, Inc., pp.22-23, 1986

⁶⁷ 林 為人、高橋学、西田薫、張銘: 透水挙動に関する等価管路モデルおよび堆積岩への適用例、応用地質、第 39 巻、第 6 号、pp533-539、1999 年

⁶⁸ 梶根勇: 水文学、大明堂、pp.198-199、1987

⁶⁹ 林為人、高橋学: 高温履歴を有する稲田花崗岩の透水係数と等価管路モデルに基づく評価、応用地質、第 40 巻、第 1 号、pp25-35、1999 年

⁷⁰ Lapierre, C. Leroueil, S. and Locat, J.: Mercury intrusion and permeability of Louiseville clay., Canadian Geotechnical Journal, 27, pp 761-773, 1990

⁷¹ 山田嘉昭、柳澤延房: レオロジーの基礎理論、コロナ社、pp124-127、1968 年

⁷² 青柳宏一、浅川忠: 継変作用下における炭化水素の第一次移動、石油技誌、42、pp76-89、1977

- ⁷³ 星野一男：圧密と流体移動、堆積盆中の流体移動、東海大学出版会、pp65-78、1981
- ⁷⁴ 山口柏樹、大根義男：フィルダムの設計および施工、pp.261-262、1986 年
- ⁷⁵ 西垣誠：単孔式原位置透水試験法の整理（その 1）、地下水と井戸とポンプ、第 28 巻第 2 号、pp.11-23、1986 年
- ⁷⁶ 西垣誠：単孔式原位置透水試験法の整理（その 2）、地下水と井戸とポンプ、第 28 巻第 3 号、pp.15-24、1986 年
- ⁷⁷ 今井久：単孔式注水試験による透水不均質場推定の可能性について、岩盤地下水理に関するワークショップ論文集（社）資源・素材学会、pp58-63、1999
- ⁷⁸ T.W.Doe, J.E.Geier: Interpretation of Fracture System Geometry Using Well Test Data, Technical Report of the Stripa Project 91-03, SKB, Stockholm, 1991
- ⁷⁹ Hilton H.Cooper, Jr., John D.Bredehoeft, and Istavros S.Papadopoulos: Response of a Finite-Diameter Well to an Instantaneous Charge of Water, Water Resources Research, Vol.3, No.1, pp263-269, 1967
- ⁸⁰ 西垣誠：貯留係数を考慮した単孔式透水試験法、地下水と井戸とポンプ、第 28 巻第 7 号、pp.1-7、1986 年
- ⁸¹ 西垣誠：単孔式原位置透水試験法の諸問題、地下水と井戸とポンプ、第 28 巻第 5 号、pp.1-13、1986 年
- ⁸² 河西基、小松田精吉、平田洋一：電位差方式連続型地下水流速向計の開発、第 30 回水理公演会論文集、pp.337-342、1986
- ⁸³ Peter Engesgaard, Karsten Høgh Jensen, Jhon Molson, Emil O.Fride, Henrik Olsen: Large-scale dispersion in sandy aquifer, Water Resources Research, Vol.32, pp3253-3266, 1996
- ⁸⁴ W.キンツェルバッハ：地下水解析、森北出版、1990 年
- ⁸⁵ 財)原子力環境整備センター：土壌と土壌溶液間の放射性核種の分配係数(RWMC-90-P-13)
- ⁸⁶ 渡辺邦夫：岩盤割れ目系の諸地質量を考慮した岩盤浸透流の解析に関する基礎研究、博士論文、1983 年
- ⁸⁷ 石油技術協会：日本の石油鉱業と技術、pp.1-430、1973
- ⁸⁸ 新潟県：新潟県地質図説明書、pp.208-209、1977
- ⁸⁹ Tan, T.K.: Discussion on Soil Properties and Their Measurement, Proc. 4th Int. Conf. SM. & Found. Eng., Vol.3, 1957
- ⁹⁰ Skagius, K. and Neretnieks, I.: Porosities and diffusivities of non sorbing species in crys