2.　調査・解析手法の高度化・体系化

2.1　立坑トンネルにおける簡易型地下水制御情報化施工システム（SWING-SHAFT）の適用に関する研究

2.1.1　はじめに

一般的に，トンネルでは工事前に地山の安定性，透水特性を見極めることが困難であることから，地下水に関わるトラブル遭遇を余儀なくされる事例が多い。また，周辺環境面では地下水排水に伴う周辺水環境の損傷（関連で植生や地質環境への影響），既設水源に及ぼす地下水低下影響が挙げられ，これらの自然環境保全はトンネル工事に関わる重要課題として最近では大きな社会問題化する場合も見られる[1)]。このような課題に対して，施工途上におけるトンネルの坑内・坑外で発生した地下水や地表水の挙動を観察，計測し，迅速に設計・施工に反映させる方法が重要な役割を担うことになる。

とくに，立坑の場合，坑口からのポンプによる汲み上げ以外に排水の手段が無く，また下向き方向に掘削が進むため地下水が集積しやすい。したがって，周辺への影響を考えると，水循環や水収支を考慮する必要性は不可避で，最重要課題として取り上げられる。

従来，地下水解析は，膨大なデータからなる地盤モデルを基に数値解析を行うことが多く，工事開始前の事前評価として多用されていた。したがって，工事開始以降は，事前予測結果との整合性を議論することはあっても，解析時間等の関係から掘削実績を再評価するまでには至らないケースが多かった。そこで，水循環系を考慮した地盤の水理情報システム簡易版として地下水情報化施工を取り扱うSWING法(System for Water Information of Ground)が開発されている[2),3),4)]。

ここではこうした背景を鑑み，トンネル周辺の水環境保全やトンネル工事の地下水問題について水循環系を踏まえ，日本原子力研究開発機構（JAEA）の瑞浪超深地層研究所の立坑において簡易に地下水挙動を予測可能な評価法（SWING-SHAFT法）について昨年度に引き続いて議論を進め，平成19年度の解析結果とその解釈について報告する。

2.1.2　SWING法

SWING法は，浸透流解析や修正タンクモデル[5)]等に代表される地盤モデルを用いた数値解析法ではなく，実際のトンネル掘削により発生した湧水量を基に，トンネル進行距離50m（長さは任意）を単位スライスボリュームとしてモデル化し，このスライスボリューム内において水理式を適用して透水係数や有効間隙率を求めるものである。さらに実績から得られたこれらの水理定数を基に，スライスボリュームにおける地下水位の低下範囲や低下量および沢水減少量を求める方法である。さらにトンネル工事中において予測結果と現地観測値（沢水流量，地下水位），および現況の渇水影響と比較し，誤差を軽減するよう定数を検証するものである。

トンネル施工に関しては，地下水の厳密な3次元浸透挙動よりも，降雨ー浸透ー地下水流動などの水収支量の変動を計算するタンクモデル[6)]や修正タンクモデル[5)]法による簡易計算が重宝する。ただし，これらの方法は，水循環系の要素は考慮しているが，地下水流動メカニズムを考慮できないことは注意が必要である。

SWING法は，水循環系を考慮した工事の進捗に応じた地下水挙動評価とその検証実績を同時に行うものであり，施工実績に合致した最終的な影響評価を検証できる利点があり，いくつかのトンネルに適用して本解析法が十分実用レベルにあることも確認できている。簡易法であるSWING法の特徴を改めてここに示すと以下のようになる。

① 従来の水文学的方法では，施工後の恒常湧水量や渇水影響範囲の予測は可能[6)]であるが，工事中の施工実績による修正が困難であり，渇水対策水量等の数量的な評価ができない。

一方，SWING法はこれを補う予測評価法であり，かつ工事実績が迅速にフィードバックできる。

② SWING法は，タンクモデルなどの方法を援用して，水循環系の要素であるトンネル湧水や表流水などの水量的な評価が可能なシステムである。従来の有限要素法などによる地下水解析は工事実績や定量的な評価がかなりの精度で可能であるが，地盤モデルが複雑になることやパラメータ自体が煩雑となり，随時工事に適合させて予測評価を行うためにはある程度の解析期間が必要になることで迅速性が失われていた。SWING法はこれを補って迅速，かつ数量的な評価が可能な解析方法を実現している。

③ 可能な限り工事実績を，迅速に取り込んだトンネル湧水予測および渇水予測評価することに対する要望は強く，この評価結果を基に，工事中においても周辺水環境への具体的な保全対応を適宜実施していくことが可能な解析方法であることが要求されており，SWING法は簡便法であるため計算負荷は小さく，取り扱いも容易なので，それにかなっている。

このようなSWING法に対して，トンネルを鉛直に掘削する立坑の場合，横に掘るトンネルの場合と事情が異なる。しかし，SWING法の特徴と利点は，SWING-SHAFT法にも当てはまると考えられ，その内容を示す。

2.1.3 SWING-SHAFT法の基本的な考え方

立坑は鉛直方向に掘削が進むので，モデルとしては円筒形が取り扱いやすい。SWING-SHAFT法では,解析の対象となる領域を細分して,それぞれの透水特性を割り振り解析を行うが,まず図2.1.1に示すように幾つかのシリンダーボリューム（n等分に分割された領域）に分割する（場合によっては,バームクーヘンのように円周方向にも分割は可能であるが,データ数が飛躍的に多くなる）。分割数は，計算精度や対象領域でのデータの量によって随時変更することが出来る。

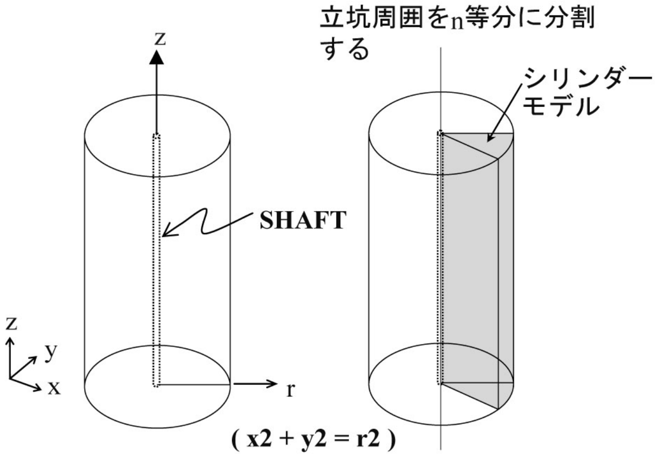


図2.1.1 SWING-SHAFTのシリンダーボリューム

シリンダーボリュームの中心に水を汲み上げるための井戸を配置し，非定常井戸理論を適用して，地下水の位置や揚水量を計算する。立坑が複数本ある場合は，重ね合わせの原理を用い，時間差を設けて，同じ位置で井戸からの汲み上げが行われているように設定することでモデル化することが出来る。複数の井戸の位置が相当離れている場合は，複数井戸の干渉を考慮した異なる理論式を使わなくてはならないが，通常は単一井戸とし，複数井の取り扱いは今後の課題となっている。各シリンダーボリュームに非定常井戸理論を以下のとおり適用すると，掘削時に発生するΣQは，

$$\sum Q = Q_1 + Q_2 + \cdots\cdots + Q_{n-1} + Q_n \qquad (2.1.1)$$

$$\left.\begin{aligned} Q_n(z,t) &= \frac{4\pi K_n(H_n - h_n)}{\ln\left(\dfrac{2.25T_n t}{r^2 S_n}\right)} \\ S_n(r,t) &= \frac{Q_n}{2\pi T_n}\ln\left(\frac{R_n}{r}\right) \\ R_n(r,t) &= \sqrt{\frac{2.25T_n}{S_n}}\cdot\sqrt{t} \end{aligned}\right\} \qquad (2.1.2)$$

から求めることができる。各式のnはシリンダーボリュームの番号を示し，Q_nは湧水量，S_nは地下水位低下量，R_nは影響半径，K_nは透水係数，H_nは帯水層厚，T_nは透水量係数である。

理論式から得られたを各シリンダーボリュームの総和と仮定する。ただし，ここで各Qは上式で表される。

これらの式を用いて，各シリンダーボリュームにQ:（湧水量）とr：地下水位（水頭）を求める。各シリンダーでは，水理特性の違いにより，地下水位低下が異なる。それを表現したのが図2.1.2の中の点線である。この図では，シリンダーを8つの扇状柱部分に分割している。

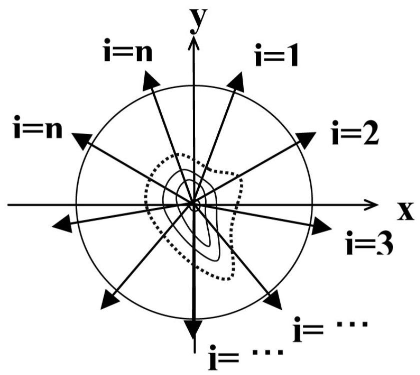


図2.1.2　シリンダーボリュームの設定

各々の分割柱の中では，物性に応じた地下水位低下が起こっており，それを図示したものが，図2.1.3となる。それらをまとめて，円柱の中心を縦に切断した面で地下水位の低下を図に示したものが，図2.1.4である。

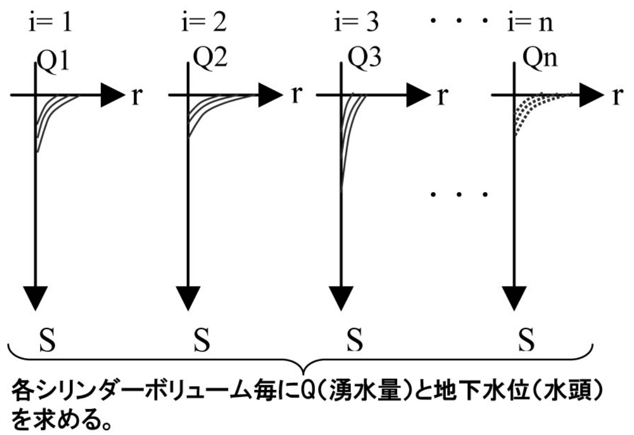


図2.1.3　各シリンダーにおける地下水位低下

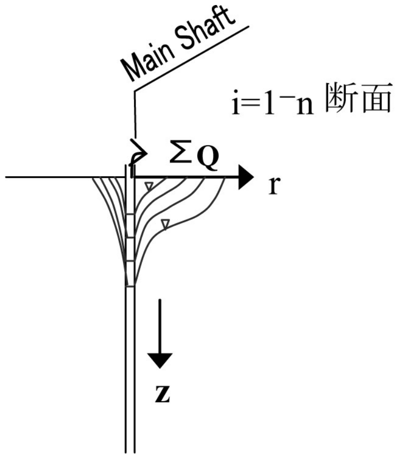


図2.1.4　立坑周囲における地下水位低下

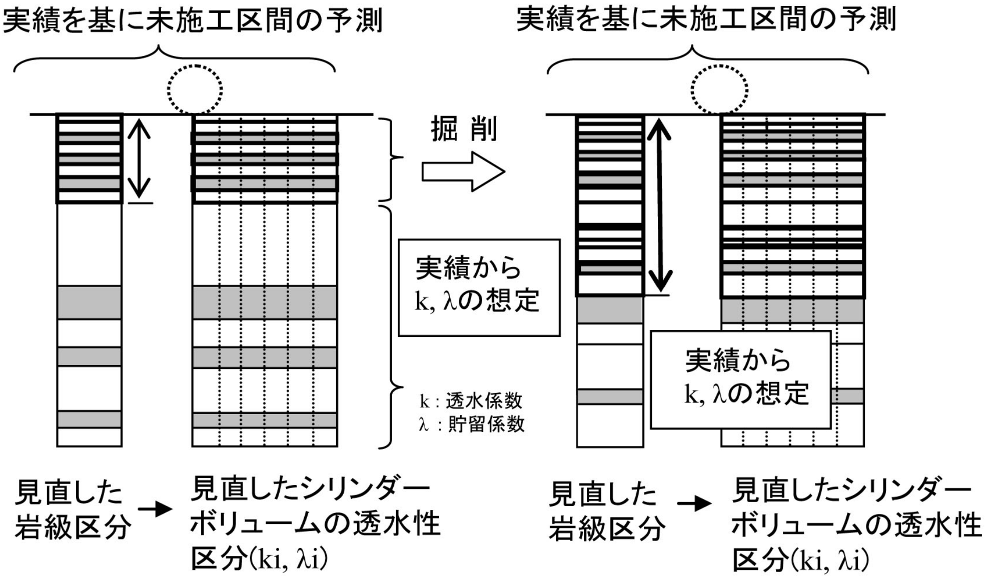


図2.1.5　シリンダーの透水性区分

鉛直方向の物性値の分布をモデル化するには,図2.1.5のように地層形状にしたがって細分化を行う。掘削が進行するとその位置に対応した理論式を適用し，湧水量と地下水位を計算する。掘削は段階的に実行されるので，ステップごとの結果を足し合わせたものが全湧水量として記録される。実際の工事では，ポンプによる汲み上げ量のトータルが全湧水量となる。実際の工事での湧水量と計算値を比較し，誤差があれば，両者が一致するように物性値（透水係数など）を修正し，適切な値を選定する。こうした物性値の同定には，最適化法（人工ニューラルネットワークや遺伝アルゴリズムなど[7]）が知られている）が用いられる。

2.1.4　SWING-SHAFT法の適用性

現実の掘削工程を考慮して現場を想定した例を図2.1.6に示す。図面中心で斜めに点線で走っている掘削工程線は当初の計画であるが，何らかの理由で工程に変化が生じたとすると掘削工程線に変化が生じる。図2.1.6の右側の図では，その状況を示しており，それに伴って湧水量に変化が生じる。こうした変化に対応してSWING-SHAFT法では臨機応変に計算内容を変動できるので，実務に適用し易い。また，地盤定数が不確かであるときには，いくつかの定数で試計算を行っておき，実際の湧水量が計測されたときに，「どの線に一致するか」から地盤定数を推定するという逆解析的な使い方も可能である。

立坑周辺のどこかで地下水位を計測しておれば，その値をチェック項目として地盤定数の同定を行うことも試みられている。こうした計算は，有限要素法のような数値計算と異なり簡単な水理公式（理論解）をベースにしているので，極めて短時間に終了する。したがって，湧水量や地下水面の位置が計測されたときに直ちに計算（Microsoft Excelで）を実行すれば，何度も繰り返し計算してもさほど時間はかからず，計算負荷も低いので，情報化施工の道具としての価値は高い。

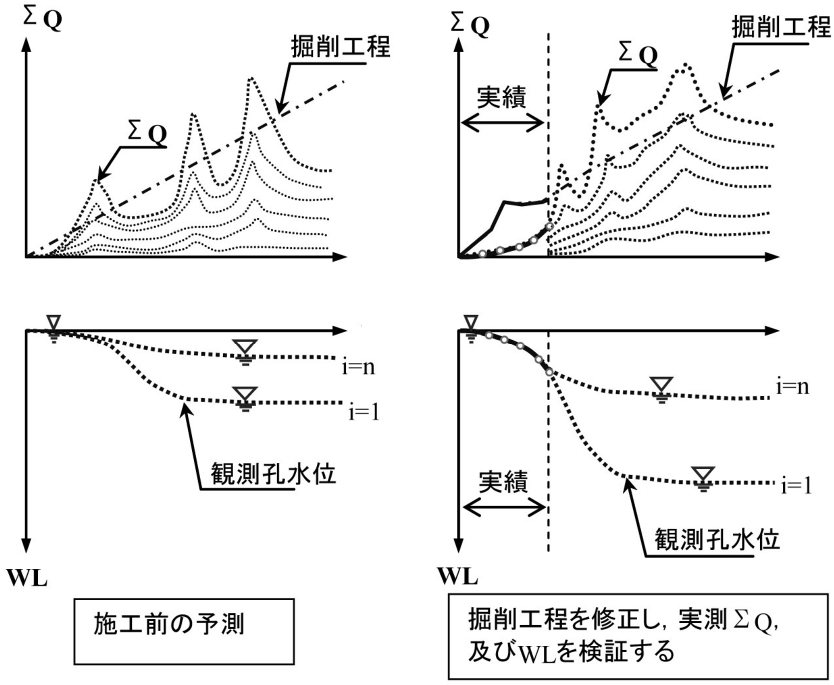


図2.1.6　SWING-SHAFTの適用例（実績区間の検証と未施工区間の予測）

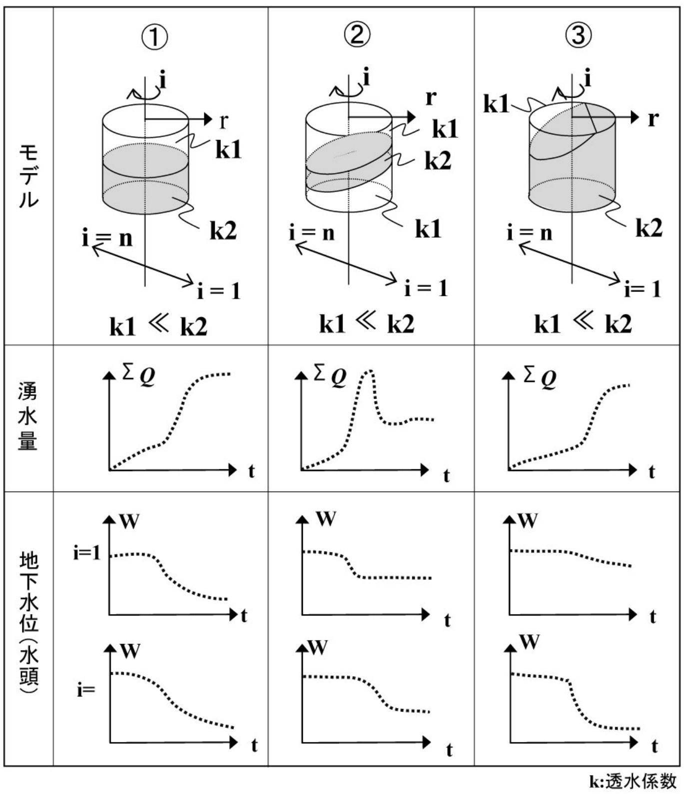


図2.1.7　SWING-SHAFTの解析例（掘削に伴う湧水量と地下水位変化）

図2.1.7にSWING-SHAFT法の仮想的な例題を示す。立坑位置に透水性の大きな地層が存在するときの影響を考慮したものである。水平層がある場合，斜めの層が存在する場合，また下部層が上面に傾斜している場合の湧水量，地下水位のそれぞれの変化を示す。掘削が進むにつれ地下水位に地層の影響が顕著に表れることが見て取れる。

簡単な事例として，立坑周辺の地盤が均質な場合と不均質な場合の地下水位の低下を図2.1.8に示す。簡易版として，この例では6分割をしているが，分割数を増加させることは容易である。図中のＴは経過時間で，今後，掘削の進行とともに地下水位がどのように低下するかを示している。分割区域の透水性が異なる，すなわち地盤が異方性を示すときの結果も表示している。地盤が均質であれば，地下水位の低下は等方的に進むが，地盤が不均質であれば，地下水位の低下は偏在する。時間を掘削プロセスと対比させて掘削深度に変化させると，現実に即した解析が可能となる。

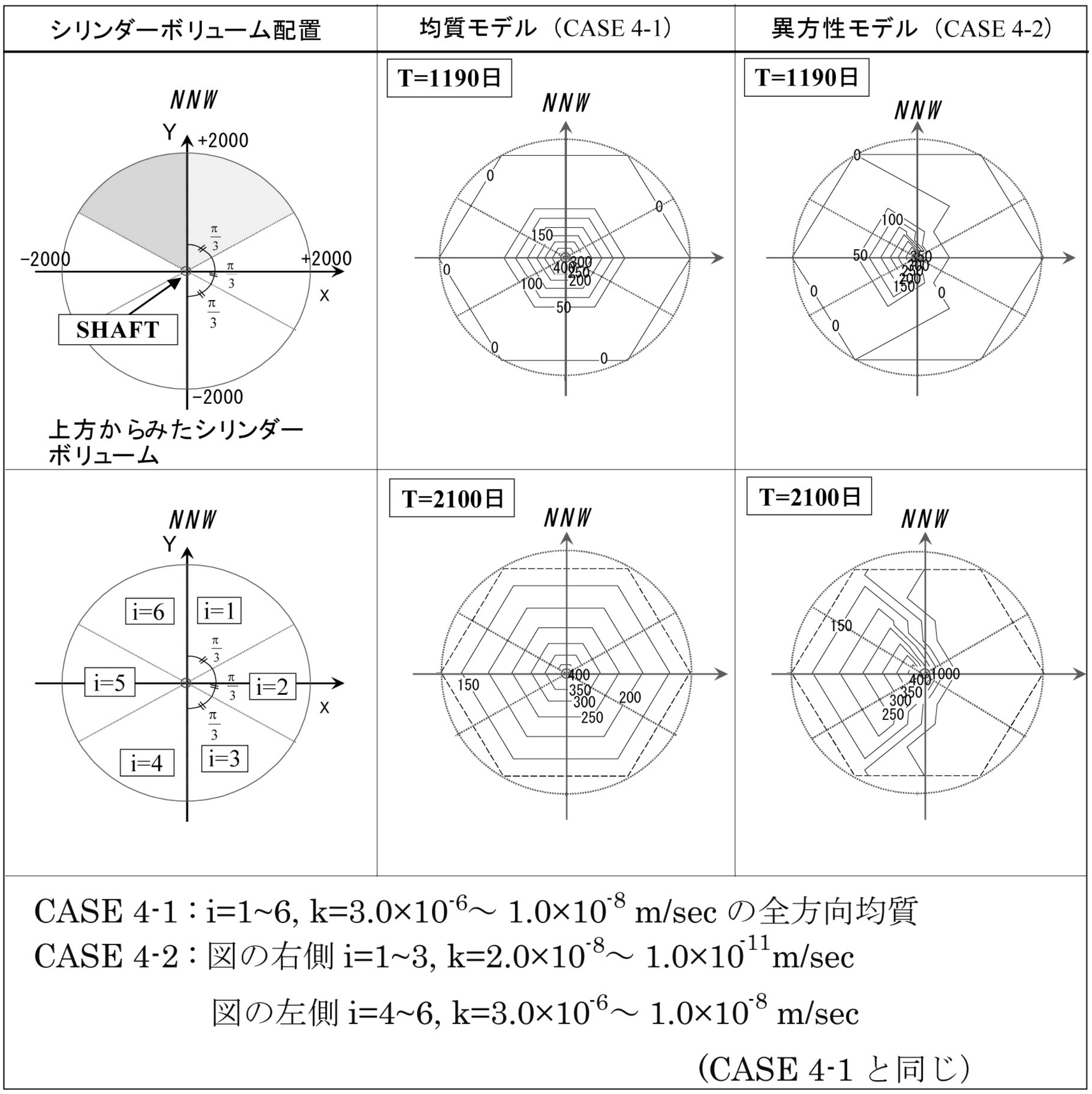


図2.1.8　SWING-SHAFT法による均質モデルと異方性モデルの比較

2.1.5 瑞浪超深地層研究所立坑の解析

2.1.5.1 平成18年度の異方性モデル

平成18年度の均質モデル（CASE-4-1）では，主立坑と換気立坑の中央部を貫く断層破砕帯（難透水性）の影響が考慮できないことから，パイロットボーリングの透水係数にみられるように，主立坑側の透水性が極めて小さく，主立坑側の地下水位の低下量が少ない傾向について異方性（CASE4-2）を考慮することを試みた。具体的には図2.1.9に示すとおり，断層破砕帯に沿って主立坑側の左右半分に区分したモデルである。

その結果，湧水量は実績に比べてやや少なるとともに，近傍の観測孔の地下水位に対して近似しつつある傾向を示したものの，図2.1.10(1)，(2)の比較図でわかるとおり各周辺観測孔の地下水位（水頭）に対して合致していないことから，図2.1.9のCASE-4-2のような単純な異方性モデルでは充分に現況を再現できないことが明らかになった。

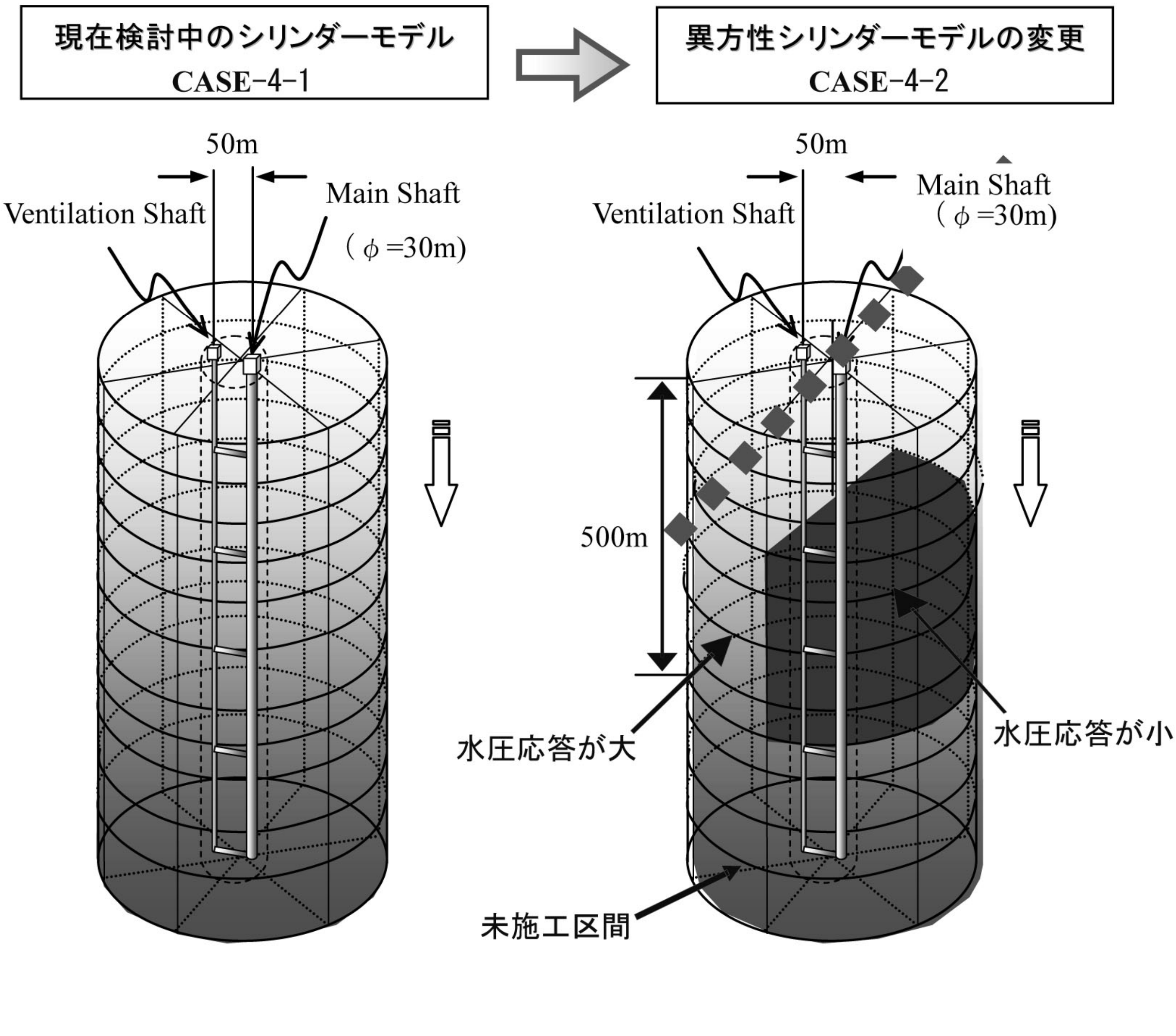


図2.1.9 平成18年度の検討モデル CASE-4-1とCASE-4-2

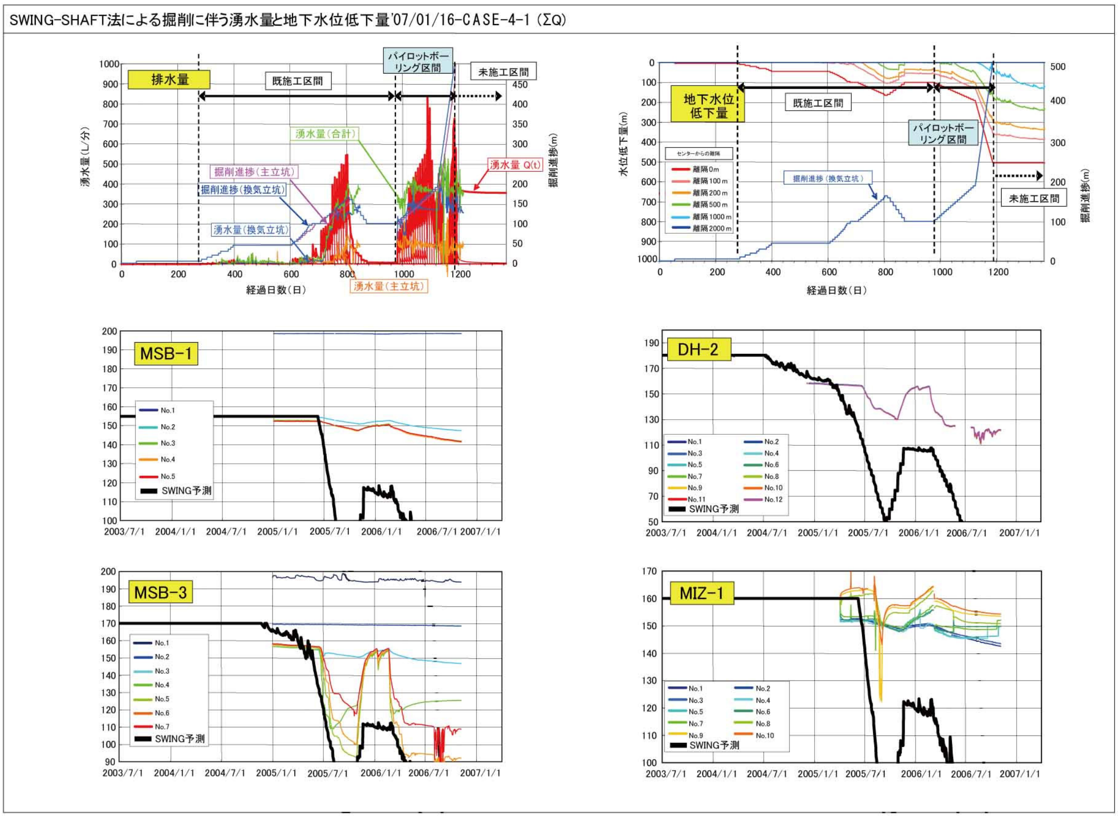


図2.1.10(1)　各観測孔水位との対比（平成18年度 CASE-4-1）

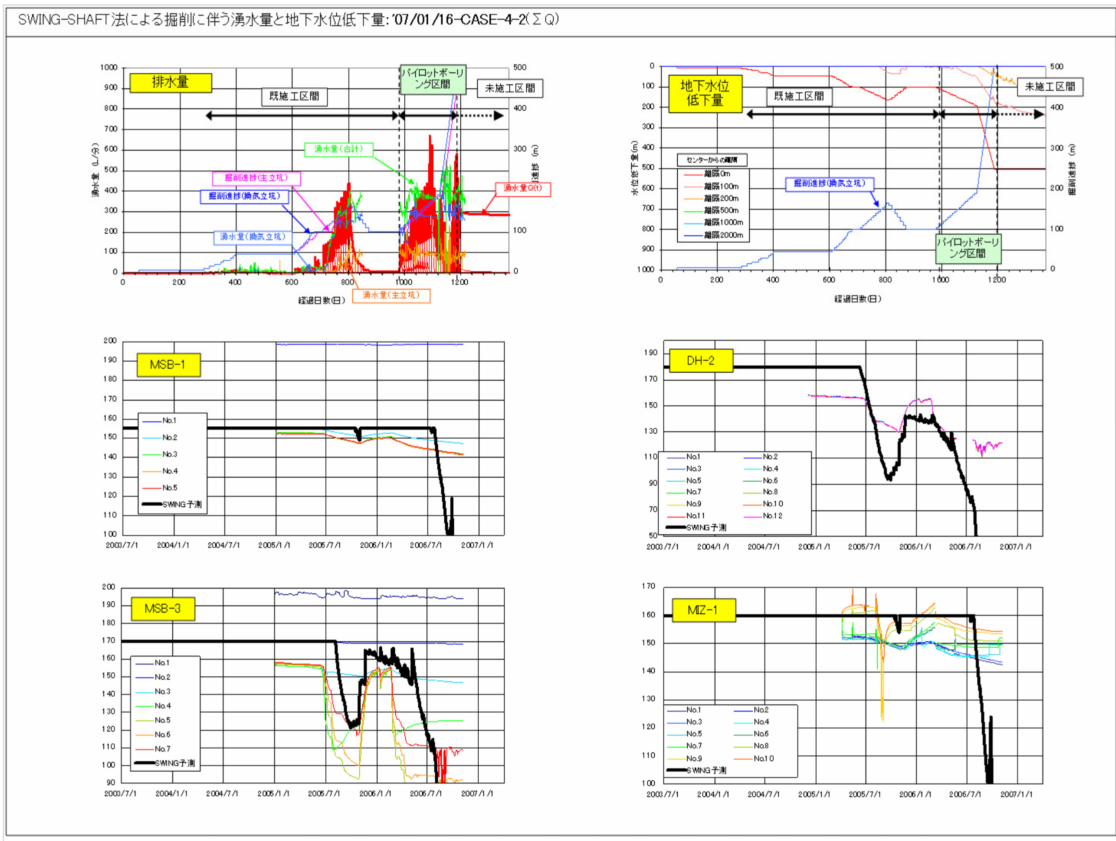


図2.1.10(2)　各観測孔水位との対比（平成18年度 CASE-4-2）

2.1.5.2　平成19年度のシリンダーボリュームの改良（CASE-4-3）

各観測地点の地下水位変動は，主立坑と換気立坑の中央部を貫く断層破砕帯（難透水性）の影響から地下水位の低下量に明瞭な差異が発生している。平成18年度の異方性モデル（CASE-4-2）では，断層破砕帯に沿って主立坑側の右半分に主立坑のパイロットボーリング06MI02号孔の透水係数を採用したが，解析結果によると，湧水量は実績に比べてやや少なくなるとともに，近傍の観測孔の地下水位に対して近似しつつある傾向を示した。ただし，このケースにおいても，すべての周辺観測孔の地下水位（水頭）に対して合致していないことから，CASE-4-2のような単純な異方性モデルでは充分に現況を再現できていないこと，また，換気立坑パイロットボーリング孔で確認されているLAFZ（Low Angle Fracture Zone;低角度割れ目帯）で発生した600L/分の集中湧水や，それに伴う周辺観測孔での急激な地下水位の低下が十分表現できていないことなどが課題として挙げられた。

平成19年度では，断層破砕帯の分布位置や近傍観測孔の地下水位変動の評価を行った上で，異方性モデルを構築する必要があることから，図2.1.11に示す3次元地質モデルから，深度50m毎の層別シリンダーボリュームを採用し，とくに地下水位の再現性の検討を行った。

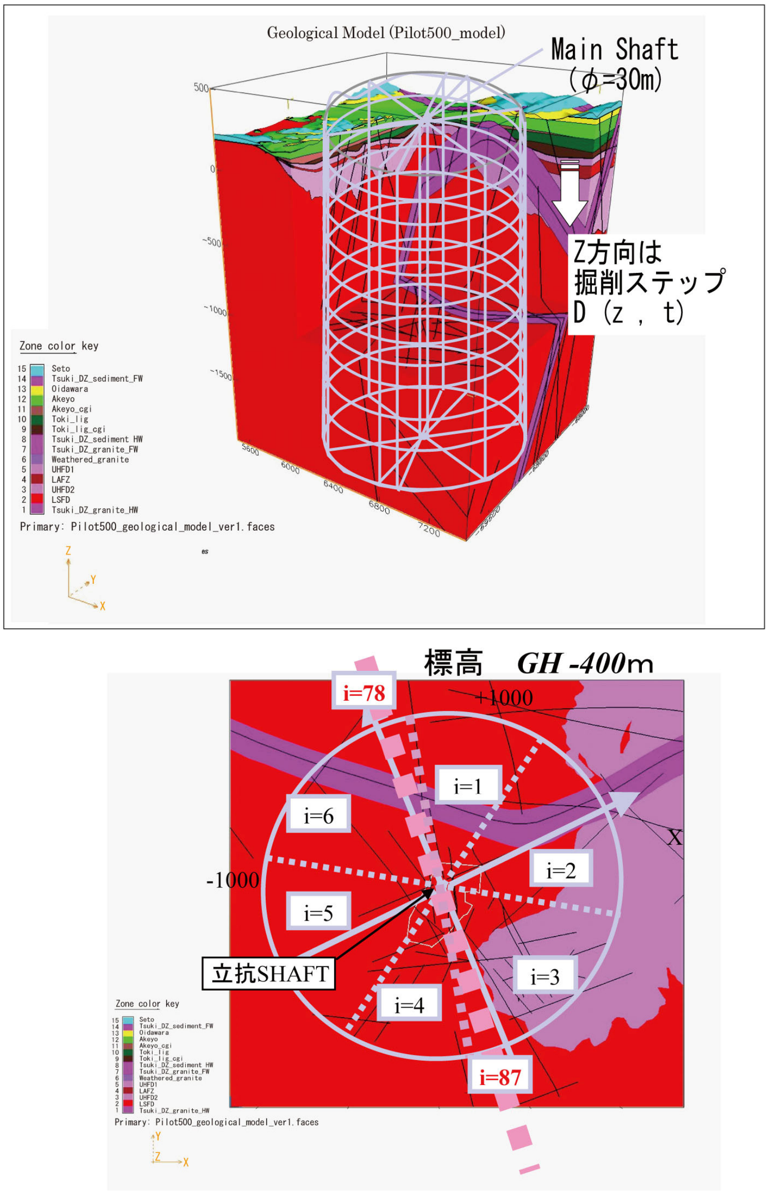


図2.1.11　平成19年度のシリンダーモデル（CASE-4-3）

2.1.5.3　平成19年度における地質モデル改良による解析検討結果

(1)　地質シリンダーモデルの改良（CASE-4-3）

平成18年度でも，断層を考慮した異方性モデルを試行したが，平成19年度では，さらに既往の3次元広域地質モデルを用いて，深度別の異方性シリンダーを作成し，その適用性を検討した。

深度別異方性のシリンダーボリュームは，8方向とし，50m深度毎のシリンダーである。以下に示す各検討内容は,トータル湧水量と周辺への地下水位の低下状況を試行的の行った結果である。なお,各シリンダーボリュームの透水性は図2.1.12に示すように,以下の4つのグループで検討している。

- ｉ＝7とｉ＝8：断層破砕帯（透水性K＝10^{-6} cm/sec）
- ｉ＝1～ｉ＝3：MBS-3号孔の地下水位変化（但し，MIZ-1号孔は考慮していない）
- ｉ= 4～ｉ＝5：DH-2号孔の地下水変化
- ｉ＝6：MSB-1号孔の地下水位変化

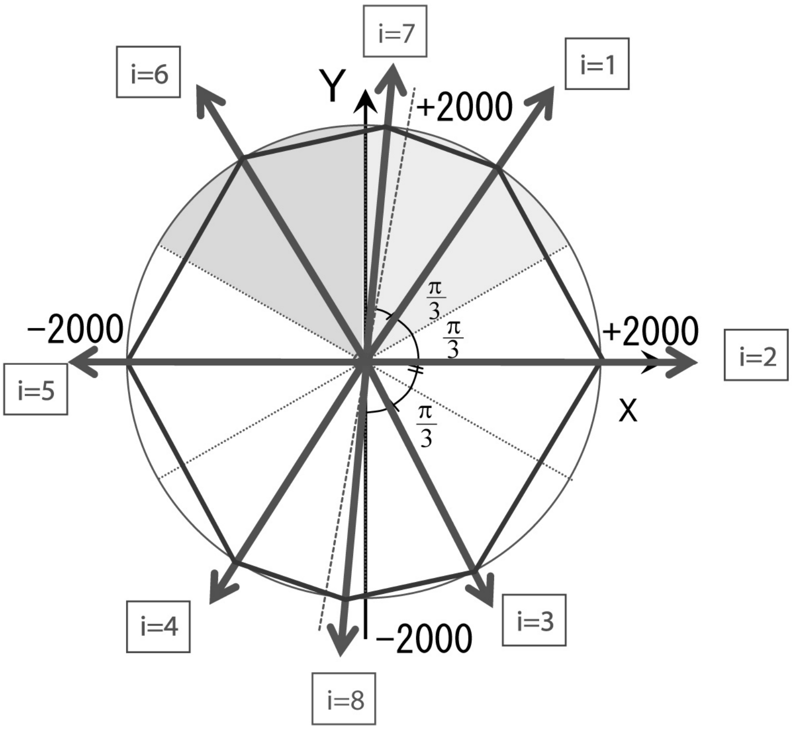


図2.1.12　異方性を考慮したシリンダーボリューム（CASE-4-3）

図2.1.13～図2.1.15には前章のCASE-4-2と比較して，湧水量と各観測孔の地下水位の低下および立坑周辺における地下水位の低下量の分布を示している。これらの検討結果をみると，MSB-3号孔の地下水位低下量と総湧水量を確保するために,i=1～ｉ＝3のシリンダーボリュームの透水性を大きくしていることが原因で，平成18年度の異方性モデル（CASE-4-2：換気立坑側の透水性＞主立坑側の透水性）のケースとまったく逆の地下水位の低下傾向が認められている。今後，各シリンダーと地下水位変動の相関性を評価するとともに詳細に検討する必要がある。

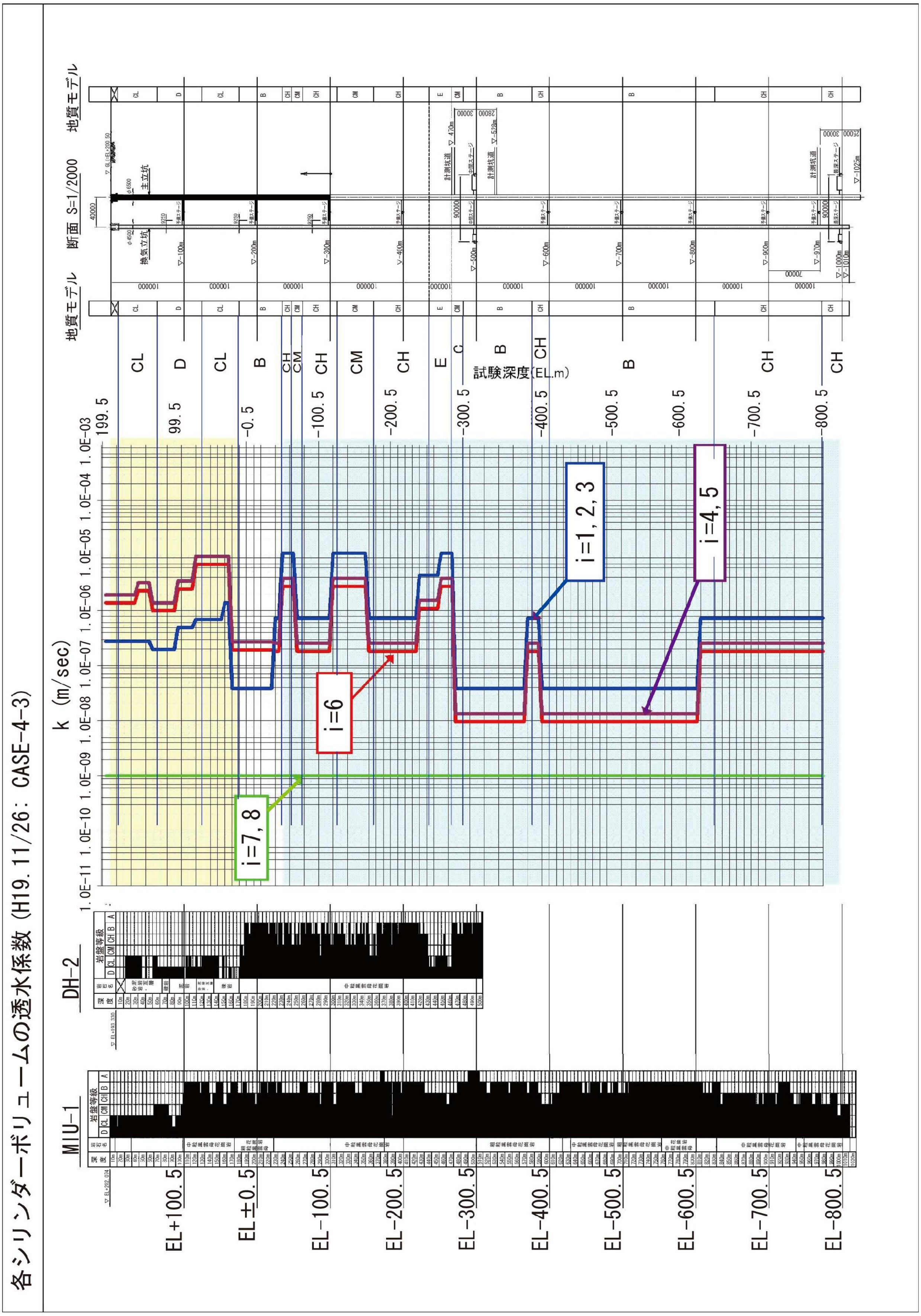


図2.1.13　平成19年度CASE-4-3の透水係数の設定

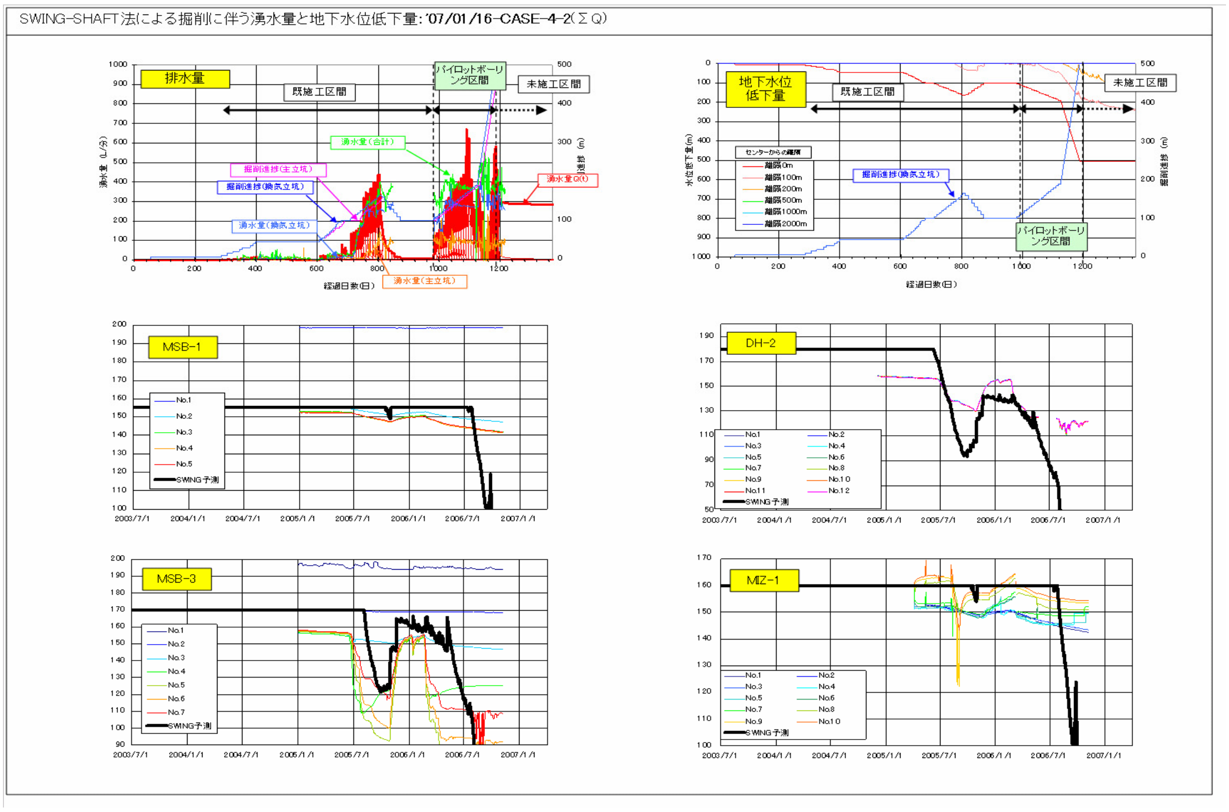


図2.1.14(1)　各観測孔水位との対比（平成18年）

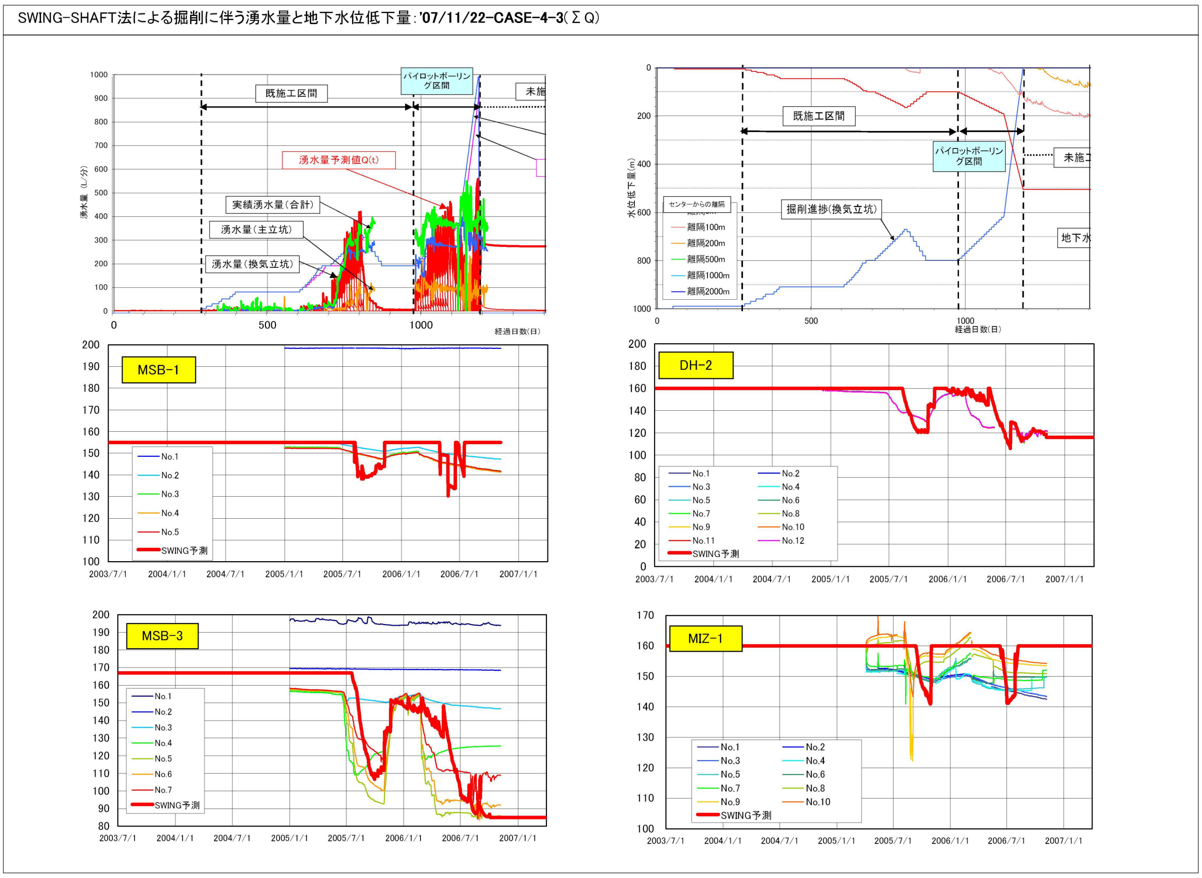


図2.1.14(2)　各観測孔水位との対比（平成19年）

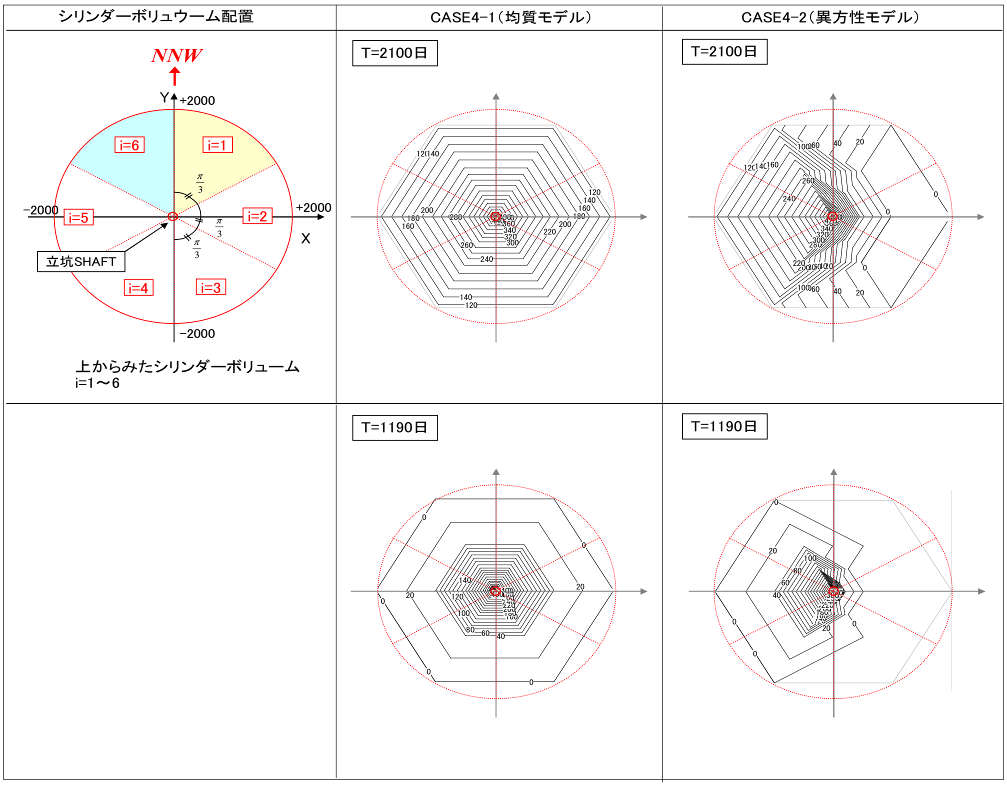


図2.1.15(1)　地下水位の時間的変化（平成18年 CASE-4-2）

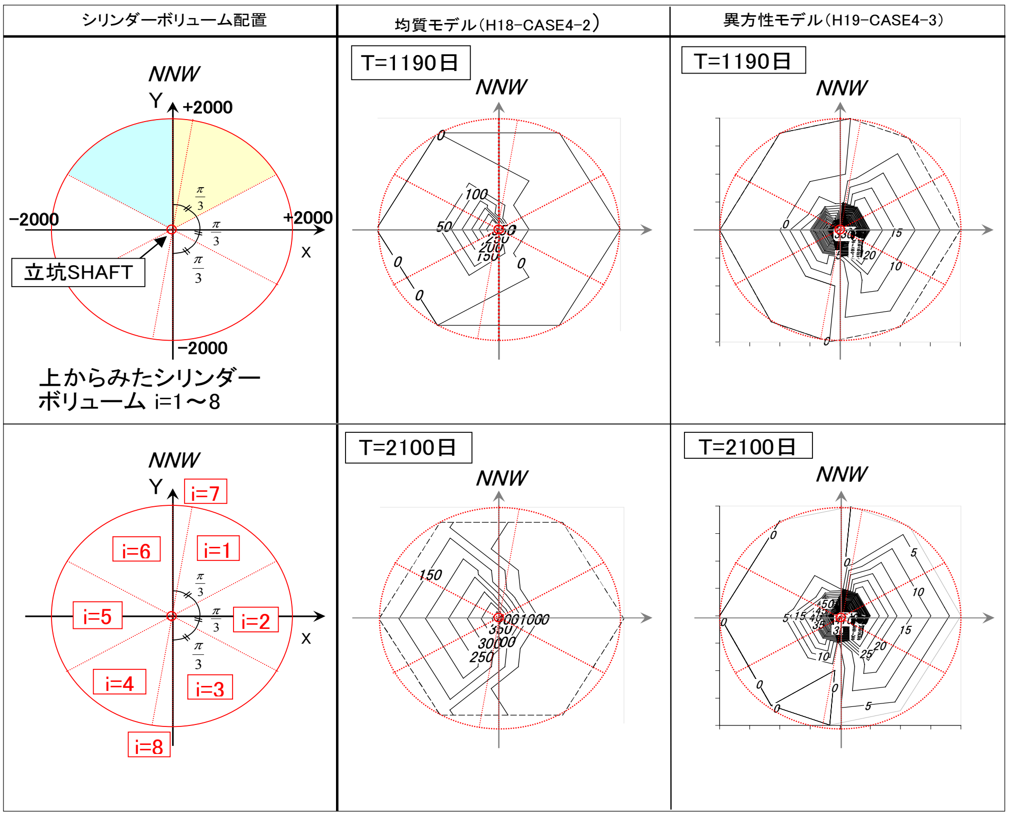


図2.1.15(2)　CASE-4-2と平成19年 CASE-4-3の差異

これらの図では，立坑トンネル工事の各段階における現況の地下水挙動と解析の結果が比較されているが，観測孔の地下水位の変化は十分追跡しきれていない。揚水停止～再揚水～パイロットボーリング実施に伴う観測データを基に，水理物性値の見直しを行ったが，今後理論式の修正も考えなければならないと思われる。主立坑と換気立坑の中間部に存在する断層破砕帯に伴う不均質性についても，シリンダーボリュームの物性の分布を考慮した場合の予測も必要である 。透水係数の設定だけみても設計時およびパイロットボーリングの実績値も含めて相当に難しい適用条件であることが推察される。とくに，周辺観測孔の地下水位の変動に対する評価は，立坑周辺を含めて広域的な地下水挙動を把握するための最重要データであり,SWING-SHAFTの運用を図るためにも，これを再現するための不均質性モデルの構築は最重要課題である。

(2) LAFZ分布区間におけるSWING－SHAFTの適用

ここでは，前述のCASE4-3を用いて，LAFZ区間をモデル化したうえで，換気立坑におけるLAFZ分布区間（掘削深度200～250m区間）の掘削に伴う湧水量を予測した。具体的なLAFZ区間のモデル化は，図2.1.16に示すとおり，深度200m～250m間に厚さ30mの高透水シリンダーを仮想している。また，透水係数は，LAFZ②～⑤区間の試験結果のうち，$k=5.0\times10^{-4}$cm/sec＝5.0×10^{-6}m/secを適用し，各深度の透水係数は，図2.1.17に示している。ここでの掘削条件は，グラウト注入等の湧水対策をしない無対策である。

解析結果によれば，LAFZ区間の通過に伴う湧水量は，大前提として無対策で掘削した場合，

LAFZ分布区間の湧水量＝900～1,400L/分＝1,296～2,016m^3/日

と大量の湧水が予想される。また，これだけの湧水量に伴い，周辺地下水位（水頭）の低下も顕著に現れ，図2.1.18に示すとおり，各観測地点とも現状に比べて40～80m程度低下することが予測される。とくに，DH-2号孔，MSB-3号孔では，海面下付近まで低下する。

この低下に伴う影響範囲についての検討が未解決である。SWING-SHAFTで用いられている理論式では，影響範囲をある程度設定して計算しているが，解析範囲と影響範囲の関係についての詳しい照査はまだ行われていない状況であるため，今後の検討課題となっている。

また，LAFZ区間の透水性と地質モデルについても検討の余地が残っている。現在の解析方法では，シリンダーの厚さはある程度自由に決定できるがモデルの構築が複雑になり，データ入力が難しくなる。一定の間隔，たとえば50m幅一定というモデルであれば対応が優しくなるが，実際の地質状況への対応が悪くなる。今後，3D-CADなどの援用により一層の省力化が求められる。

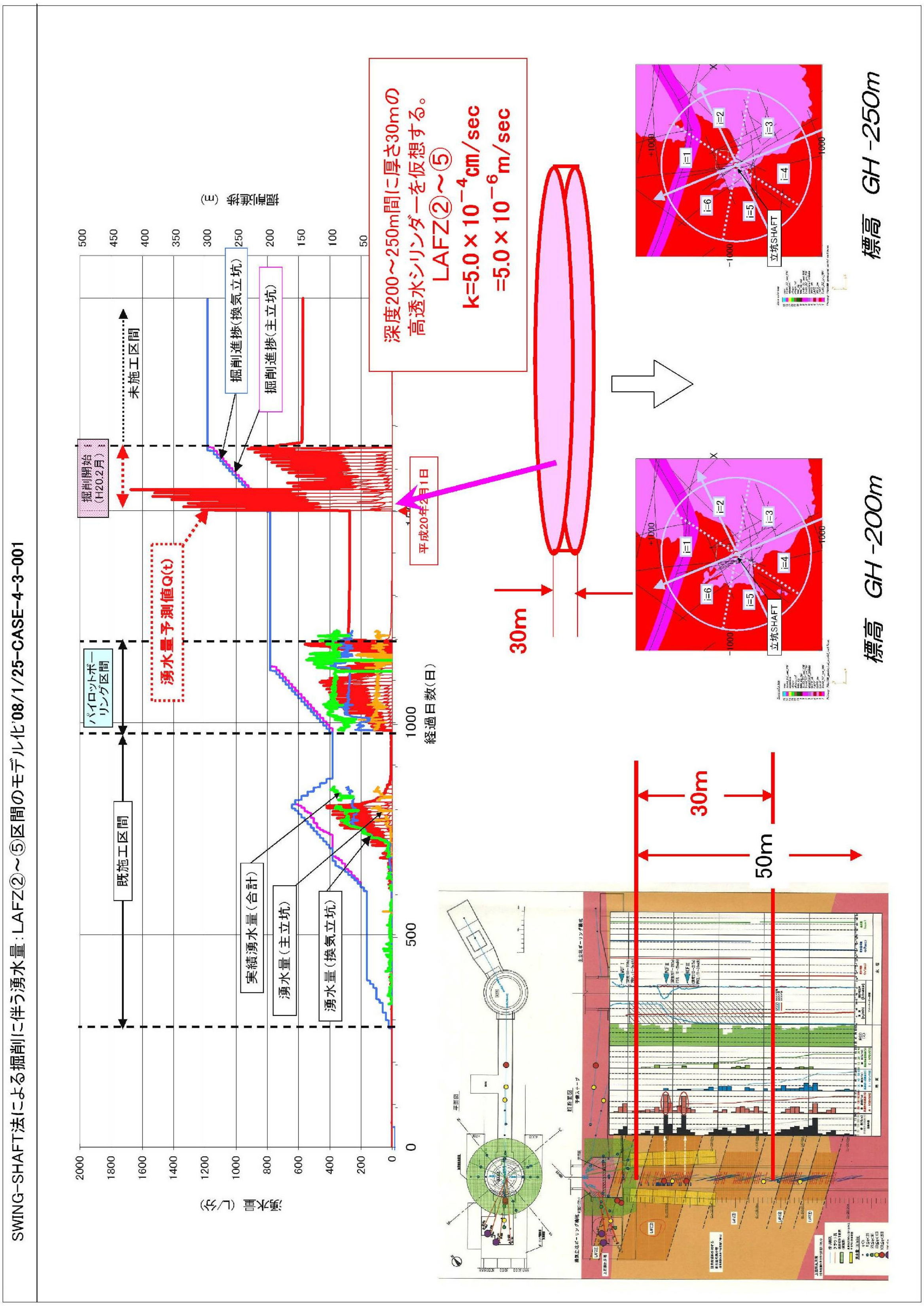


図2.1.16　SWING-SHAFT法におけるLAFZ区間のモデル化

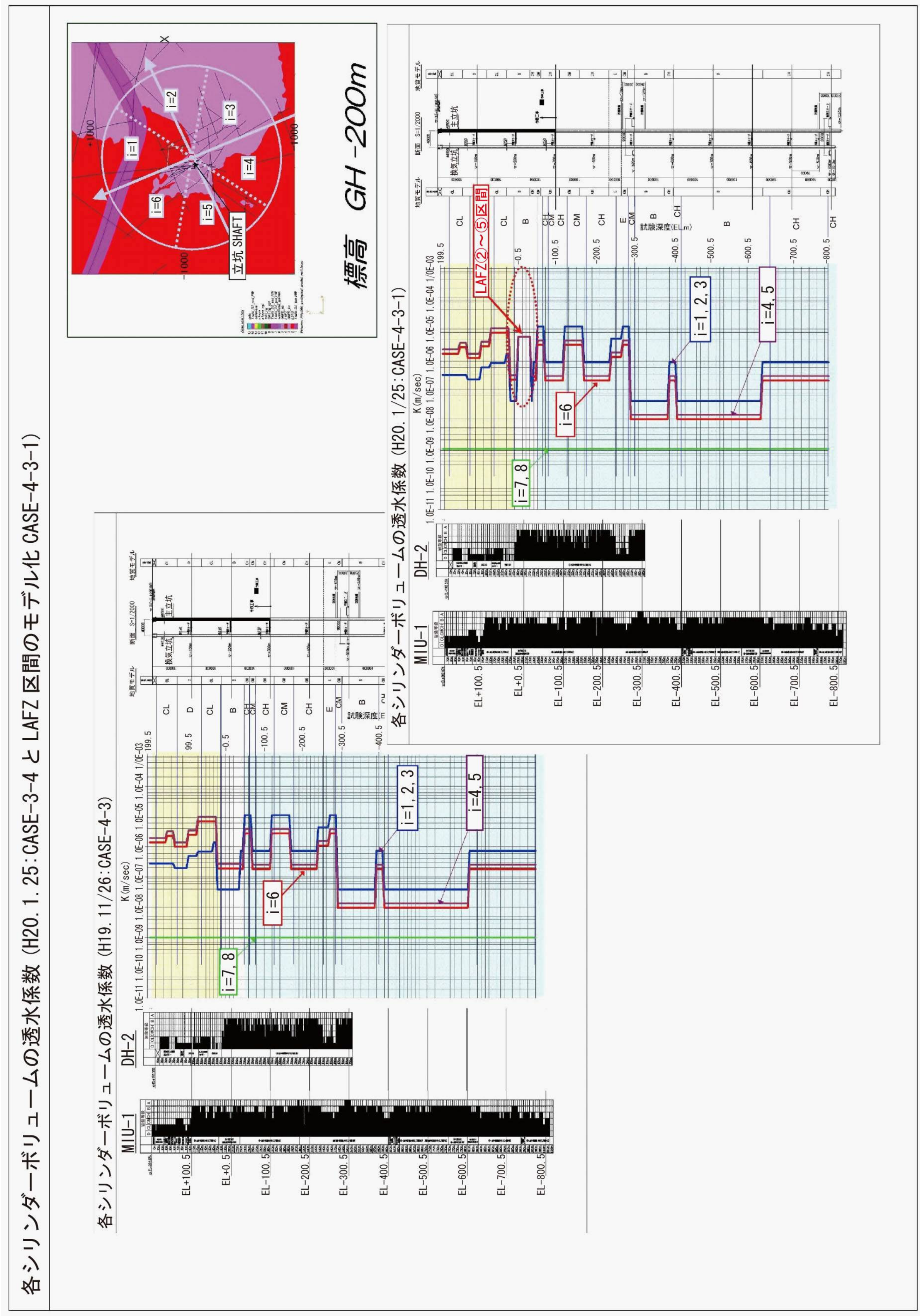


図2.1.17　CASE-4-3とLAFZ区間の透水係数の比較

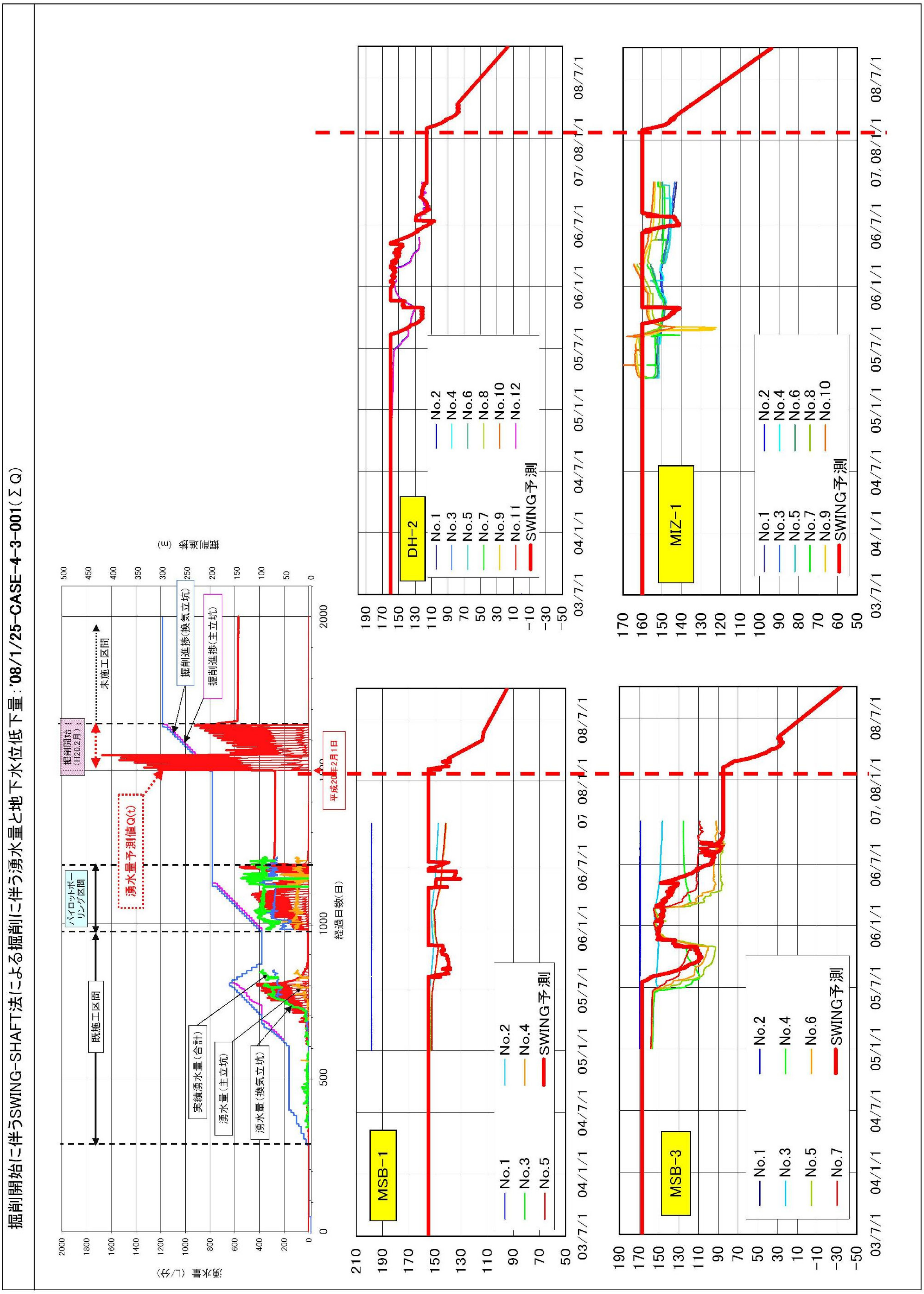


図2.1.18　LAFZ区間の掘削に伴う湧水量と地下水位低下予測

湧水量の問題に対しては，実際の施工は，止水注入を行い施工される計画であり，注入効果を考慮した検討を過去に行っている。立坑においては，湧水管理が極めて重要である。水平トンネルのように自由排水が出来ないため，排水をポンプに頼らざるを得ない。もしポンプ容量が湧水より小さいか，ポンプの故障が生じると致命的となる。過去の止水モデルの中で最も有名なものは，トンネル湧水量の抑制モデルと言われる青函トンネル方式[8]である。その例では，坑壁から全面にわたって前方方向にグラウチングが行われ円錐状に低透水領域が形成された。壁面近傍に薄い自然地盤を残し，グラウトで内部にドーナッツ状の止水域を形成させて，注入効果を示すものである。なお，このモデルは簡易な適用で済むが，改良幅や改良値の解釈に難があるので，さらなる考察が必要である。また，水理定数を環状に低下させ，効果を表現することも可能であるが，適切な定数の設定，入力の困難さなど問題点として残る。

ここでは，透水性状や地山特性，現場の状況などを勘案し，青函トンネル方式とは異なる方法を考察する。壁面近傍に薄い自然地盤を残し，グラウトで地山内部にドーナッツ状の止水域を形成しようとするものである。図2.1.19に提案するモデルは，湧水量の抑制モデルと言われるもので，湧水量の計算過程に抑制効果を考慮する。このモデルは従来のSWING-SHAFT法の簡易な改変で済むが，グラウトでの改良幅や改良後の物性値の解釈に難があるので，さらなる考察が必要である。これについては，地盤・岩盤内でのグラウト挙動のモデル化やグラウトの物理・化学特性の把握など，別の課題が残されており，今後の研究が待たれる。また，SWING-SHAFT法において水理定数を環状に低下させ，効果を表現することも可能であるが，適切な定数の設定，入力の困難さなど問題点として残る。円筒状の地盤モデルに効率的に任意の物理定数を割り当てるアルゴリズムの開発が必要とされる。

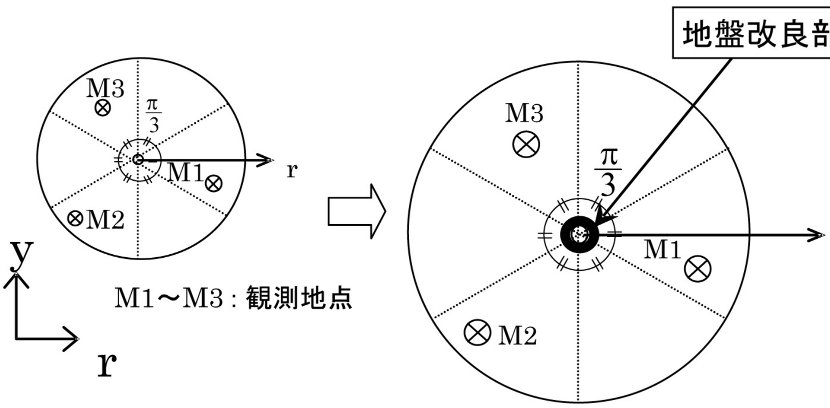


図2.1.19　SWING-SHAFT法における地盤改良のモデル化

2.1.6　今後の課題およびまとめ

SWING法による地下水情報化施工として，水平坑道については水環境系を考慮した工事の進捗に応じた地下水挙動評価と施工実績に合致した最終的な影響評価が検証されており[9),10)]，また新しく幾つかの場所で適用が進められている。しかし，立坑については事例がほとんど無く，今後の情報収集が待たれる。立坑は，通常の水平トンネルに比べ，地表での調査方法やデータの取り方がかなり異なる。こうした状況を踏まえて今後のSWING-SHAFT法の構築に当たる予定である。文中で述べているようにSWING法，ならびにSWING-SHAFT法は共に簡易計算法である。

したがって，実測データと比較することはもちろんのこと，浸透流解析や修正タンクモデルなどの地下水流動解析と比較検討することが望ましい。

SWING-SHAFT法は，施工面・周辺環境面を考慮したきめ細かい評価が可能な解析法であるが，以下に述べる解析上課題が存在する。

- 地盤モデルの作成が容易である反面，シリンダーモデルの自由度が制限され，複雑な3次元地盤モデルの作成は容易ではない。
- 地盤内の地下水流動は飽和域のみの解析であり，不飽和域は評価していない。降雨浸透や多層帯水層構造の解析を行うためには，複雑な地層情報が必要であり入力に手間がかかる。
- 厳密な3次元浸透理論ではないことから，地盤内部における流動メカニズムは評価できない。

これらの注意点を考慮して利用すれば，SWING-SHAFT法は簡易解析として有用であるが，今後の検証と現場の状況をふまえたさらなる事例解析が必要となる。

参考文献

1) 樗木　武:トンネル湧水に関する基礎研究，九州大学工学部，一般研究255191，p.171，1979.
2) 高橋健二，大西有三，安田　亨，熊俊：山岳トンネルの地下水情報化施工簡易システム(SWING)の構築，第13回地下空間シンポジウム，土木学会，2008.
3) 松井　保，磯崎弘治，早坂　毅，安田　亨:箕面トンネルにおける地下水情報化施工（SWING法）の開発，土木学会第58回年次学術講演会講演集，pp.31-32，2003.
4) 大西有三，大津宏康，高橋健二，安田　亨：Observational Method for Tunnel Construction Considering Environmental Impact to Groundwater Using The SWING Method, ISRM International Symposium 2006, p.121, 2006.
5) 石井政次，大島洋志，永橋健三：Geology and Hydrology of Rokko Tunnel in New Sanyo Trunk Line, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, Vol.8 No.4, pp.188-194, 1967.
6) Sugawara, M., Watanabe, I., : Tank model with snow component, Notes, N.R.C, No-65, pp.293-298, 1984.
7) 萩原将文：ニューロ・ファジィ・遺伝的アルゴリズム，＜エレクトロニクス実践シリーズ＞産業図書（株），1994.
8) 福島啓一：わかりやすいトンネルの力学，トンネルと地下，第24巻No.3，pp.65-79，1993.
9) 高橋彦治：トンネル湧水に関する応用地質学的研究　鉄道技術研究広告，No.279，p.103，1962.
10) 大西有三，大津宏康，高橋健二，安田　亨:山岳トンネルにおける地下水情報化施工の実例，土木学会 土木建設技術シンポジウム2004論文集，pp.93-100，2004.

（京都大学　大西有三）

2.2 岩盤浸透流の3次元解析の研究

2.2.1 はじめに

地下水解析の技術には多くの開発課題がある。今年度，本研究分担者は岩盤の地下水流動把握に極めて重要と思われる下記の2点に焦点を絞って研究した。

① 地下の間隙水圧変動を予測し，またモニタリングされたデータ変動の異常を速やかに検知し，その意味を考えることのできるシステムを，ハイブリッド（グレー）モデルに基づいて技術開発する。

② 瑞浪で観測された高フッ素濃度地下水の形成過程を定量評価すると共に，フッ素を用いて，花崗岩中の地下水流動時間を推定する技術を開発する。とくに，C^{14}などでは推定できない短時間の地下水流動を推定する。

2.2.2 ハイブリッドモデルによる間隙水圧予測方法の基礎研究

2.2.2.1 ハイブリッドモデルの必要性

立坑やトンネルなどの地下構造物建設に伴う岩盤中の間隙水圧の予測は，通常，地下水流れの基礎式を有限要素法や有限差分法などで解析することにより行われる。この場合，解析対象地域の水理地質や境界条件などが妥当に把握されていることが必要となる。しかし，水理地質の把握は，とくに岩盤の場合，極めて困難である。岩盤では1本の高透水性断層の存在が地下工事の進行に伴って局所的に間隙水圧を大きく変化させることが想定される。しかし，すべての地下水流れに影響を与える断層をその透水性や連続性を含めて推定することは容易ではない。したがって，有限要素法や差分法などによる解析は，概略的な水圧変動トレンドを予測することはできても，任意の1時点で見た時にはある程度の誤差が生ずることになる。勿論，この誤差は調査の進展に伴って減少するものであるが，誤差を十分に小さくすることは地下水流れに影響する領域の大きさを考えると難しい点がある。

一方，間隙水圧予測には，観測データに基づいて確率過程的に行うものがある。回帰モデル，ニューラルネットワークモデルなどの所謂ブラックボックスモデルである。これらのモデルによれば,過去の変動データに基づいてかなり精度良く間隙水圧予測ができる可能性がある。しかし，ブラックボックスモデルには大きな問題がある。推定を過去のデータに基づいて行うため，過去に例のない地下工事などに伴う予測ができない点である。

ハイブリッドモデルは，これら両者の利点を合せて，より高い精度で間隙水圧変動の解析を行うものである。

2.2.2.2 開発したハイブリッドモデルの構造

今回開発したモデルは，有限要素法，遺伝的アルゴリズム（GA），ニューラルネットワーク（ANN）を組み合わせたものである。今後，等価多孔体を基礎とした有限要素法や差分法ばかりでなく，割れ目モデルなども組み合わせることが可能である。地下水の解析はどんな方法を用いても良い。問題はこれらの如何なる解析方法でも，詳細な水理地質が必要であることである。この問題を，GAとANNのブラックボックスモデルを併用することによって解決することが目的である。

今回開発したハイブリッドモデルでは，まず，異なった水理地質構造（HGi）を仮定して有限要素法により地下工事に伴う間隙水圧変化（TRi）を計算する。ここで用いる水理地質構造は，過去の調査に基づく「妥当性の高い地質構造や透水係数・貯留係数など」を反映したものでも，極めてペシミスティックなものでも良い。提案された多くのモデルを用いて解析する。そのプロセスを示したものが図2.2.1である。TRiの数は，原理的にいくつでも良い。つぎに，それらのTRiを入

力として，GAにより実測の間隙水圧を解析する。換言すれば，実測データがTRiの線形結合と考えて最も実測値を表現する組み合わせを求める。ここで，多くのTRiの中で実測の変動に近いものほど線形結合の係数（寄与度）が大きくなることになる。逆に，非現実的な水理地質を想定したTRiの係数は極めて小さく殆ど０となる。つまり，GAはより現実的なモデルの選別に用いる。図2.2.2にこの選別を模式的に示した。さらに，選別された間隙水圧を入力として非線形解析モデルであるANNにより解析した（図2.2.3)。ここで解析とは，①ある期間のデータを教師値として，最もその教師値を再現するANNパラメータの推定，②推定されたANNパラメータを用いた予測，である。

このプロセスで用いられるGAの必要性について説明する。ANNを予測に用いるのであれば，原理的には入力データ数に制限はない。そのため，GAによる選別の意味は小さいように思われる。しかし実際には，入力データが大きくなると計算時間が長くなる。また，教師値と大きく外れた非現実的な入力を併せて用いると経験的に言って計算精度が落ちる特性がある。またANNでは，どの入力が結果にどのように影響を与えているかを評価することが困難である。そのため，あらかじめGAにより各入力の重要性を評価しておくことが必要と考える。さらに選別は，非現実的なペシミスティックすぎるモデルを除外する上では極めて重要となる。この点についてはとくに強調しておきたい。とかく廃棄物処分などの分野では，岩盤の不確実性があるため，非現実的な考えであっても排除できない傾向があり，極端な場合は「天然バリアは信用できない」などという考えに結びつきがちである。しかし，GAによれば，非現実的モデルをある程度自動的に除外することができる可能性がある。勿論この点については今後の1つの研究課題である。

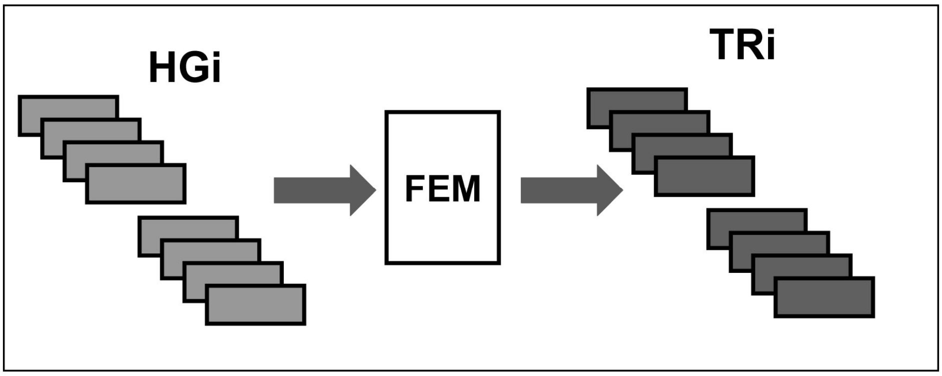


図2.2.1　FEM解析
（解析手法としては割れ目モデルでも何でも良い。HGi，TRiはそれぞれ解析に用いた水理地質モデルと解析された間隙水圧変動）

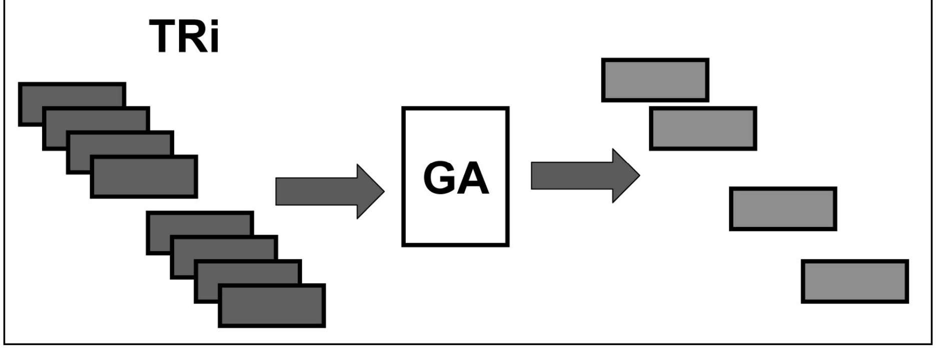


図2.2.2　間隙水圧変動の選別過程
（非現実的な変動（水理地質モデル）の除外）

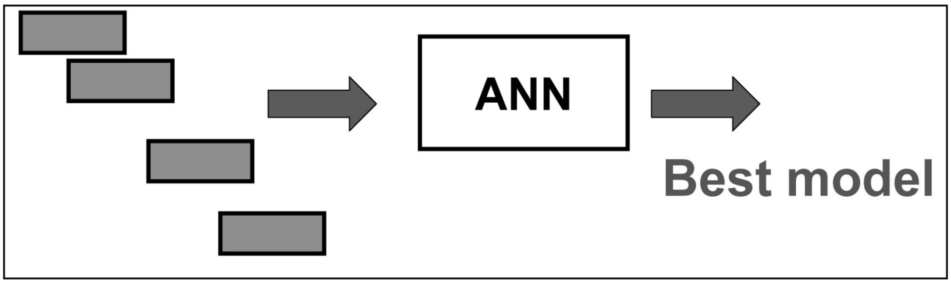


図2.2.3　ANNによる解析と最適予測モデルの決定

2.2.2.3　ハイブリッドモデルによる解析結果

今回開発したハイブリッドモデルを瑞浪超深地層研究所（MIU）の立坑掘削に伴って観測されたMSB-1号孔（海面上58.6mに位置）とDH-2号孔の間隙水圧の解析に適用した（図2.2.4）。まず，3次元FEM解析を行った。解析では堆積岩と花崗岩より成る簡単な2層モデルとした。各岩に与えた水理定数については後で説明する。図2.2.5は，概略的な地質モデルおよびDH-2号孔の間隙水圧変化を示したものである。間隙水圧変化に示されているように，立坑が堆積岩にある間の間隙水圧変化はゆっくり応答しているが，花崗岩に入ってからの応答が激しい。この一因として，堆積岩の透水係数が花崗岩に比べて極めて小さいことが考えられる。図2.2.6はMSB-1号孔で測定された間隙水圧変化であり，DH-2号孔と同様な変化であることがわかる。

3次元FEMによる解析領域は土岐川，日吉川および尾根部で囲まれた地域とした。解析は，18種類の水理地質モデル（図2.2.7中の上表）を用いた。このうち，代表的な13種類の水理地質モデルに与えた透水係数，貯留係数などは図2.2.7にまとめて示す。

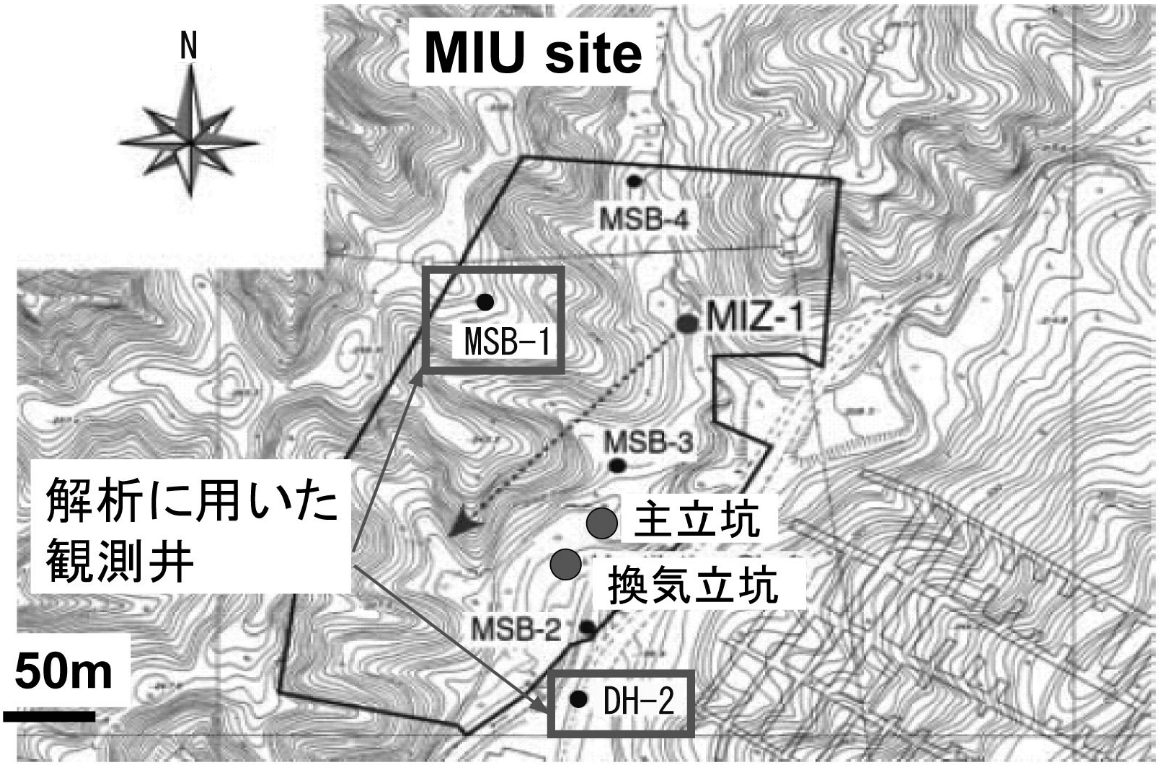


図2.2.4　MIUサイトと立坑および解析に用いた観測井位置

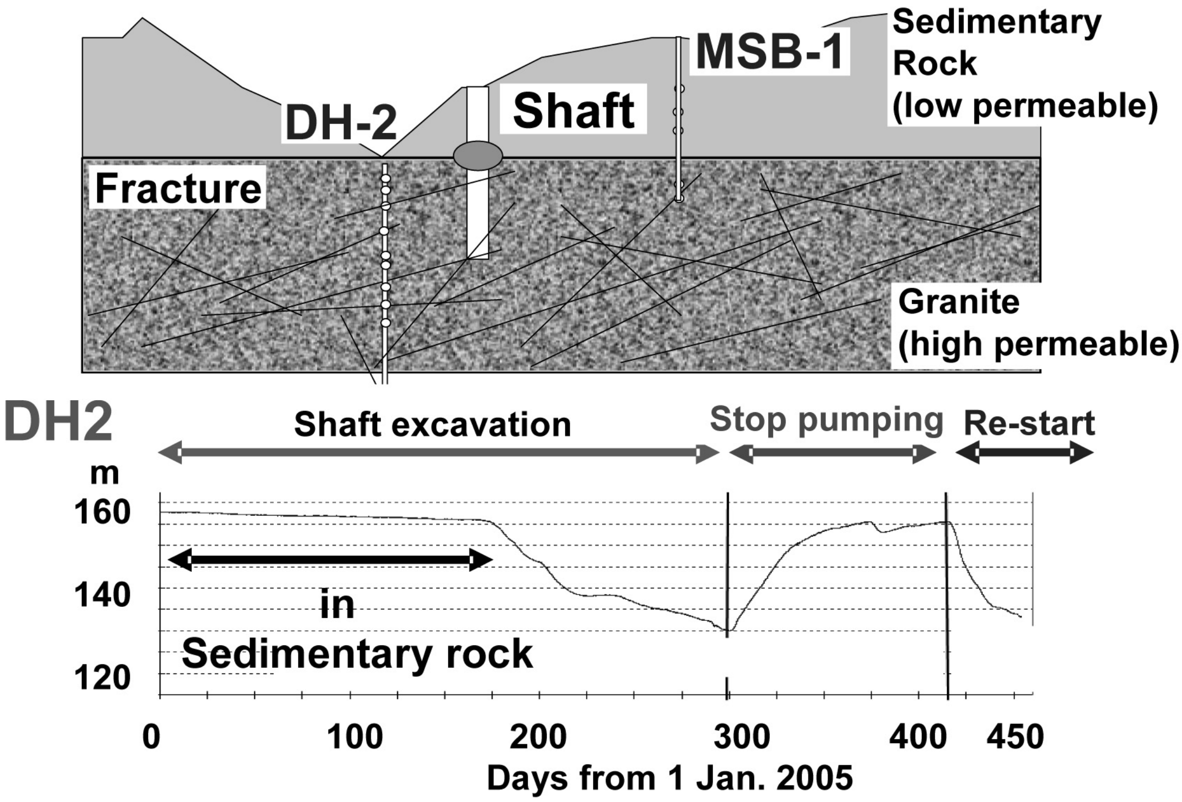


図2.2.5　2層モデルとDH-2号孔で観測された間隙水圧変化

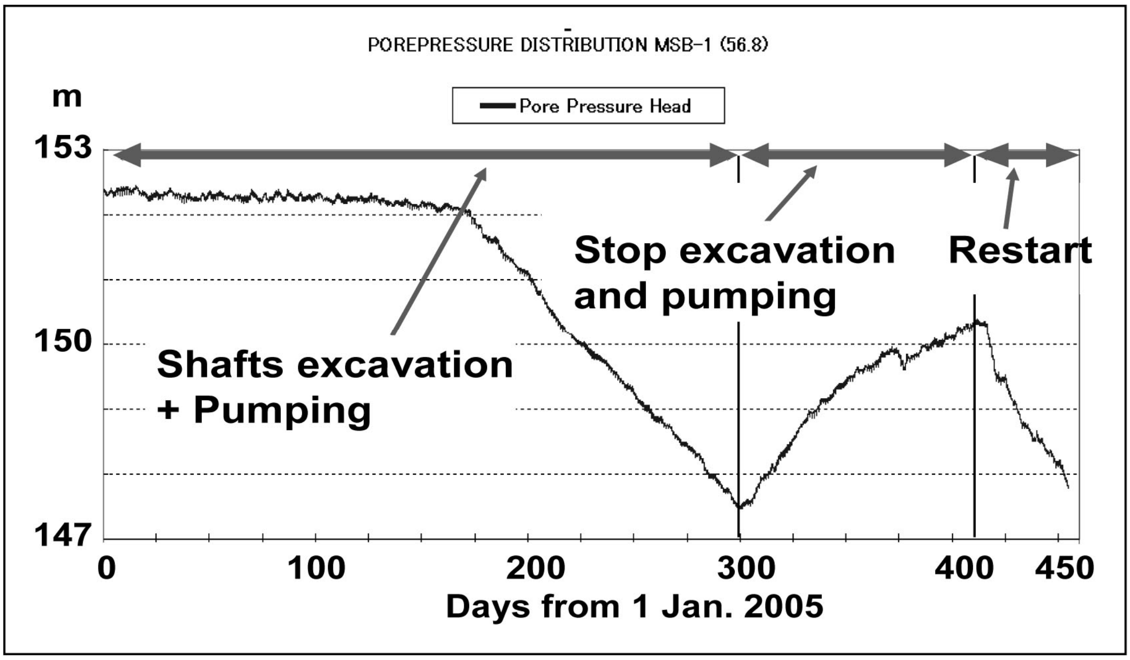


図2.2.6　MSB-1号孔（深度56.8m位置センサー）で観測された間隙水圧変化

図2.2.7は，MSB-1号孔の間隙水圧に関する9種類の水理地質モデルを用いたFEM結果を実測と合わせて示したものである。なお，今回解析した18種類の水理地質モデルのパラメータを併せて示している。図において，HKTは堆積岩の水平方向透水係数，VKTは堆積岩の鉛直方向透水係数，CTは堆積岩の貯留係数である。HKBは花崗岩の水平方向透水係数，VKBは花崗岩の鉛直方向透水係数，CBは花崗岩の貯留係数である。いずれのモデルも，間隙水圧変化のトレンドは実測に近い。しかしながら，いろいろな時点で見ると間隙水圧は実測と差があることがわかる。この主原因は，設定した水理地質が概略的な近似ではあっても実際とは異なっていることによるものであろう。したがって，解析精度を上げる根本的な対処方法は，より精緻な水理地質モデルを作ることである。しかし前述したようにこれには膨大な調査量が必要である。この問題を，ブラックボックスモデルを導入して行うのが今回のハイブリッドモデルの特徴である。

図2.2.7中の表は，代表的な13種類の水理定数の組み合わせを示す。色で強調した解析ケースについては，後に図2.2.8に解析結果を取り出して示す。

（単位：m/s）

B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	Q	R	S	T
HKT	3.65E-07	3.65E-07	3.65E-07	1.80E-06	1.80E-06	1.80E-06	3.50E-06	3.50E-06	3.50E-06	2.42E-07	1.25E-07	1.25E-07	1.25E-07
VKT	1.00E-10	1.00E-10	1.00E-10	5.00E-10	5.00E-10	5.00E-10	1.00E-09	1.00E-09	1.00E-09	1.00E-10	5.00E-11	5.00E-11	5.00E-11
CT	3.00E-04	1.05E-03	1.50E-03	6.00E-05	6.00E-04	6.00E-04	1.50E-03	2.55E-03	2.85E-03	9.00E-05	3.00E-05	3.00E-05	6.00E-05
HKB	1.00E-07	1.00E-07	1.00E-07	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-07	1.00E-07	1.00E-07	1.00E-07
VKB	5.00E-06	5.00E-06	5.00E-06	1.00E-05	1.00E-05	1.00E-05	7.50E-06	7.50E-06	7.50E-06	1.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
CB	6.00E-06	3.00E-07	1.50E-06	6.00E-05	6.00E-05	1.20E-04	3.00E-07	3.00E-07	3.00E-05	1.50E-05	3.00E-06	2.25E-05	3.00E-05
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	15	16	17	18
OBS	M1L	M1M	M1U	M2L	M2M	M2U	M3L	M3M	M3U	D5U	D6L	D6M	D6U

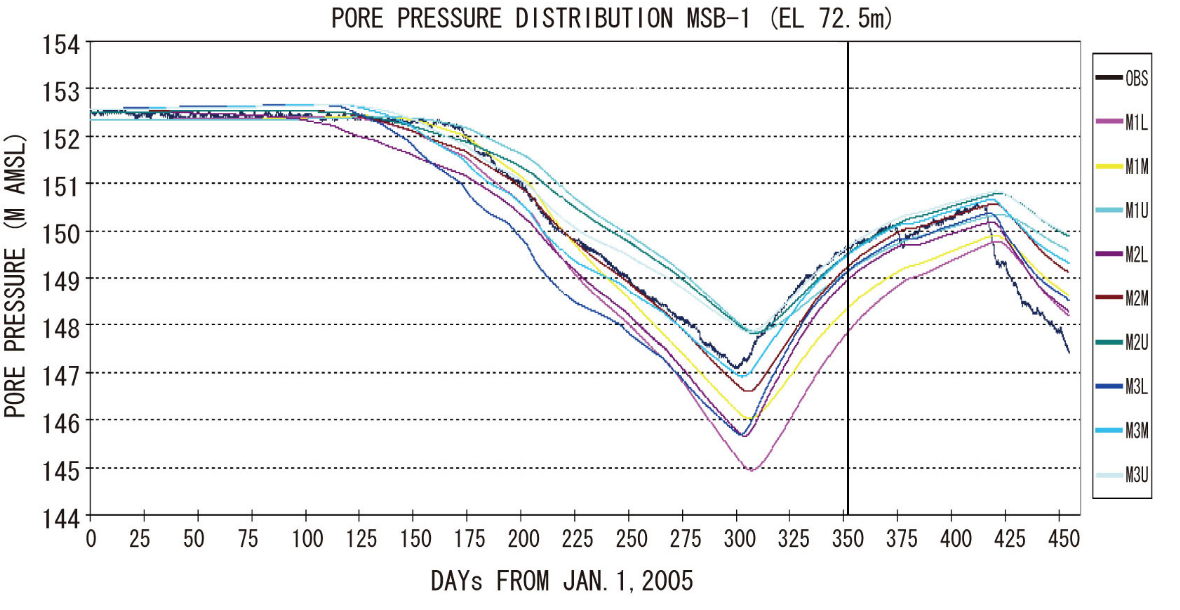
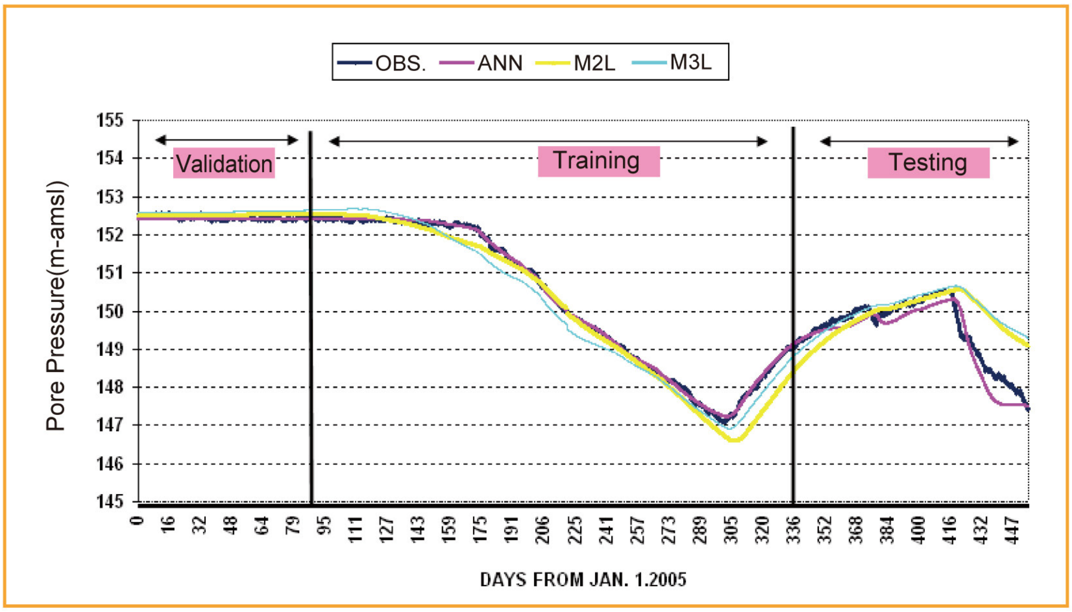


図2.2.7　9種類の異なった水理地質モデルのFEM解析結果

図2.2.8は，18種類のすべてのFEM解析結果の間隙水圧を入力として，MSB-1号孔の間隙水圧をANN解析したものである。図中のTraining期間のデータを教師値としてパラメーターを決め，Test期間を予測した。図中のValidation期間とは，Training期間の過度のフィティングをチェックするために設定されたものである。図中では，異なった水理定数を用いた2つのFEM解析結果を示している。上図ではValidationとTraining期間で良い一致を示したケース，下図はTest期間後半が一致したケースである。これらの結果から，FEM単体での結果に比べてTest期間の予測精度が向上していることが認められる。



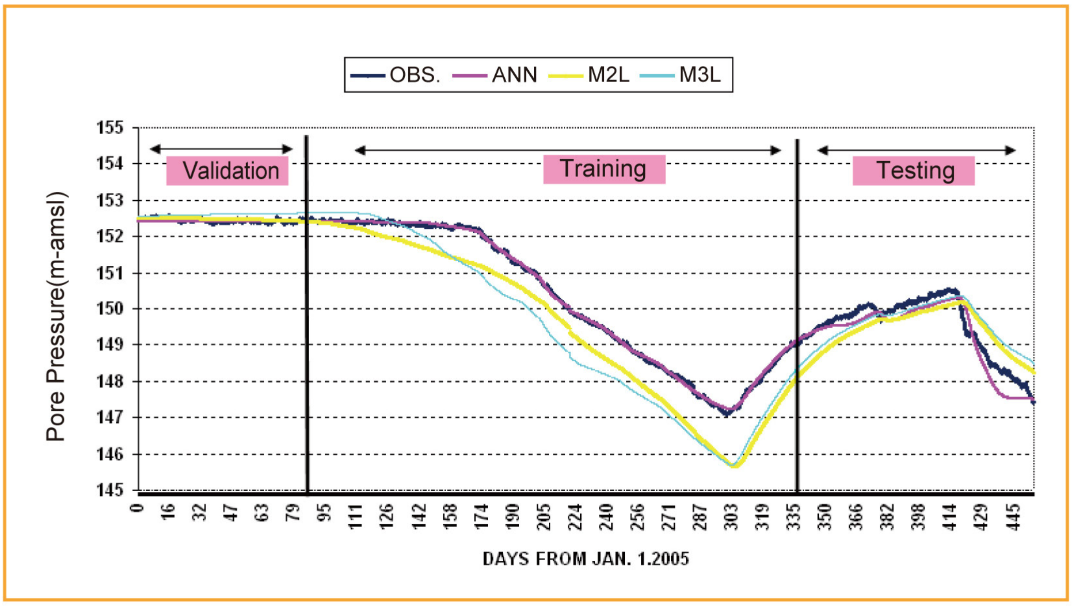


図2.2.8　ANNのみを用いたハイブリッドモデルによる解析結果

この精度向上を，統計解析で一般に用いられている，CE，r^2，RMSEの各指標で見たものが表2.2.1である。表2.2.1では特にRMSE値に着目し，小さい値を強調している。FEM-ANNがFEMのみの結果に比べて小さいことが分かる。なお，CEはCoefficient of Efficiency，r^2はCoefficient of Determination，RMSEはRoot Mean Square Errorである。表2.2.1から，FEMとANNを組み合わせた予測が99.97%で最良であることがわかる。このように，FEMとANNを組み合わせたハイブリッドモデルであっても，予測精度の向上が可能である。しかしながら前述したように，ある程度現実的な解析値のみを選別してANN解析したほうが，計算時間が短縮でき精度も良い。図2.2.9は，MSB-1号孔について全解析結果の寄与率を見たものである。今回の解析では，解析目的とする間隙水圧変動を異なった水理定数を用いた解析変動（入力変動）の重み付き和で表現している。寄与率とは，各入力変動に乗ずる重み係数である。なお，図中のInput番号は，図2.2.7中の解析番号に対応している。今回の解析では，寄与率が3%以上となる，Input番号，3,4,5,6,8,9,10,12,15の9個を選別しANN解析を行った。その結果を，FEM-GA-ANNとして図2.2.10に示す。入力値を選別せず

にANN解析のみを行った場合（FEM＝ANN）も比較のため示している。さらに，図中併せて，おのおのの場合のCE，r^2, RMSE値を示している。この図から，GAによる選別を行ったハイブリッドモデルのほうが予測精度が高いことがわかる。特に,図中に強調したTest期間で大きく改善されている。Test期間の改善率を同図中の表に示した。

表2.2.1　各解析の統計特性

Model Type	Training			Test			Remarks
	CE (%)	r^2 (Abs.)	RMSE (M)	CE (%)	r^2 (Abs.)	RMSE (M)	
FEM-ANN	99.97	0.9992	$\boxed{0.0565}$	83.371	0.9298	$\boxed{0.3283}$	
M1L	70.5672	0.9802	1.0185	-123.7188	0.0816	1.2043	
M1M	90.5692	0.9798	0.5765	-41.6941	0.0845	0.9584	
M1U	91.3814	0.9523	0.5511	-29.2327	0.0173	0.9153	
M2L	84.5035	0.9858	0.7390	49.5034	0.5232	$\boxed{0.5722}$	Test
M2M	97.3199	0.9884	$\boxed{0.3073}$	3.5606	0.2306	0.7907	Training.
M2U	94.1514	0.9742	0.4540	-78.3083	0.0385	1.0751	
M3L	78.0509	0.9744	0.8795	53.9246	0.5414	$\boxed{0.5465}$	Test.
M3M	97.4894	0.9872	$\boxed{0.2975}$	-1.6570	0.3050	0.8118	Training
M3U	96.6380	0.9869	0.3442	-82.6561	0.0710	1.0882	

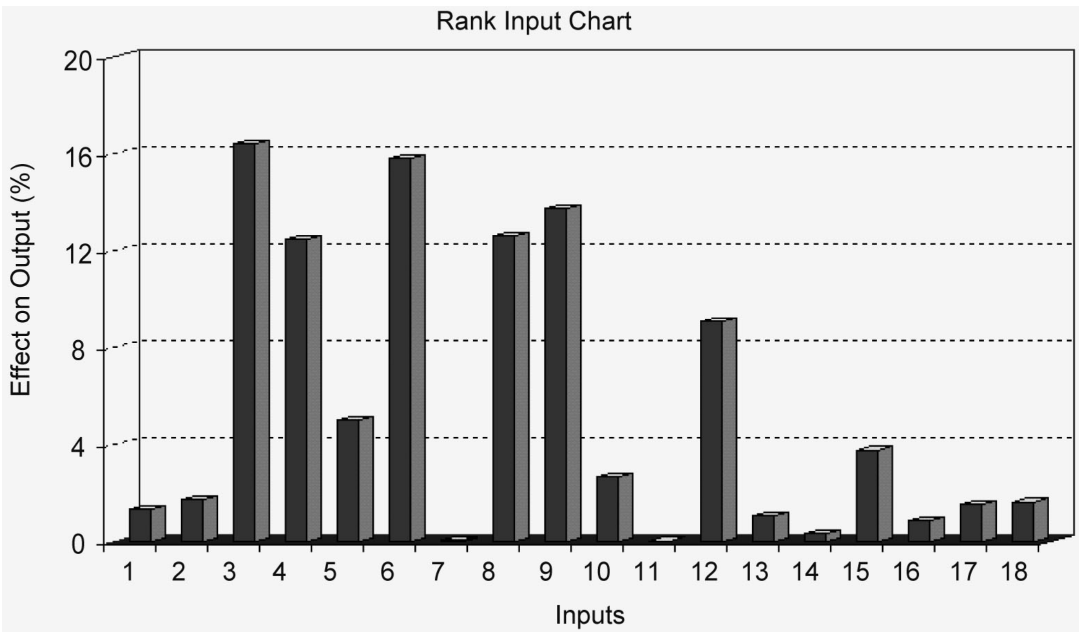


図2.2.9　GAによる各入力値の寄与率解析結果（MSB-1号孔）

Model Type	Training			Test			RMSE Reduction (%)
	CE (%)	r^2 (Abs.)	RMSE (M)	CE (%)	r^2 (Abs.)	RMSE (M)	
FEM-GA-ANN	99.90	0.999	0.056	94.32	0.9452	0.1919	41.55
FEM-ANN	99.97	0.9992	0.0565	83.371	0.9298	0.3283	

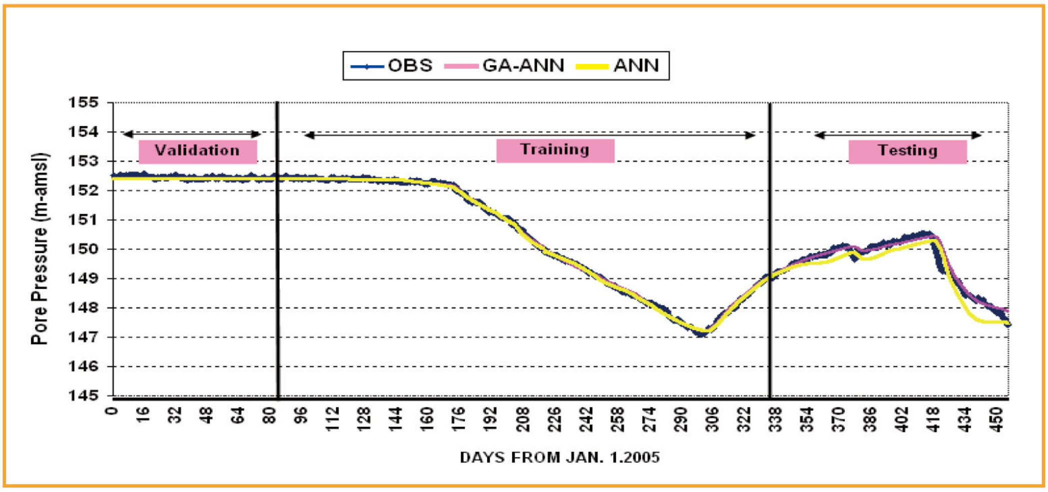


図2.2.10　FEM-ANNモデルとFEM-GA-ANNモデルの比較

2.2.3　フッ素濃度の高い地下水の起源とフッ素濃度を用いた花崗岩中の地下水年代に関する基礎研究

2.2.3.1　室内実験

瑞浪超深地層研究所（MIU）の花崗岩内の地下水が環境基準の10倍以上のフッ素濃度であることがわかった。花崗岩を覆う堆積岩に含まれる地下水中のフッ素濃度が，最下位の土岐夾炭累層の一部を除いて低いことから，このフッ素は花崗岩の蛍石などの鉱物の溶解によるものと考えられている。このため，同研究所のMIZ-1号孔のコアから花崗岩試料を採取し，それを粉末にした上で，雨水を模した蒸留水との水ー岩石反応実験を行った。図2.2.11に，試料採取場所と地質条件を示す。サンプル名の中のGは花崗岩を表す。Aは堆積岩中の明世累層であり，Tは土岐挟炭累層である。花崗岩試料の中で，MIZ-1G9は熱水変質の顕著な試料である。一方，MIZ-1G1は風化の著しい花崗岩である。今回は，9個の花崗岩サンプルと1個の明世累層堆積岩の結果について報告する。なお，水ー岩石反応実験は，三角フラスコに主に水と岩石粉末を10：1に入れて振動台の上（180rpm）で行った。岩石粉末の径は，150-300μmとし，温度は20度に設定した。水の分析は，パックテストの他，50mlの水試料を日本原子力研究開発機構東濃地科学センターに送り，ICP-OESとイオンクロマトグラフィー（Dionex DX1201C）を用いて分析した。実験は40日間継続して行った。一部の試料については，60日以上継続している。

2.2.3.2　実験結果

まず，フッ素の溶解について図2.2.12に示す。フッ素イオン濃度が時間と共に増加することが明瞭に読み取れる。またこの図から，フッ素イオン濃度の上昇が花崗岩試料について一様でないことがわかる。とくに上昇の大きいのはMIZ-1-G9であり，これは熱水の移動によって起こったフ

ッ素の局所濃縮などによるものと考えられる。つまり元々の試料中のフッ素濃度が高かったことによると考えられる。一方，MIZ-1-G1は風化の著しい試料であり，フッ素イオン濃度の上昇は小さい。風化により，フッ素が過去に溶脱されていたものと考えられる。他の花崗岩試料についても，フッ素イオン濃度の上昇は一様ではない。これは，元々の花崗岩に含まれるフッ素量が一様ではないことによるものと解釈できる。地下水は異なったフッ素濃度の花崗岩中を流れるものと考えられるから，これらの平均的なものと想定できる。

図2.2.13は，他のイオン濃度の変化を示している。Na，K，Mg，Caは，ほぼ時間と共に増加しているがAl，Feなどは複雑に増減を繰り返していることがわかる。

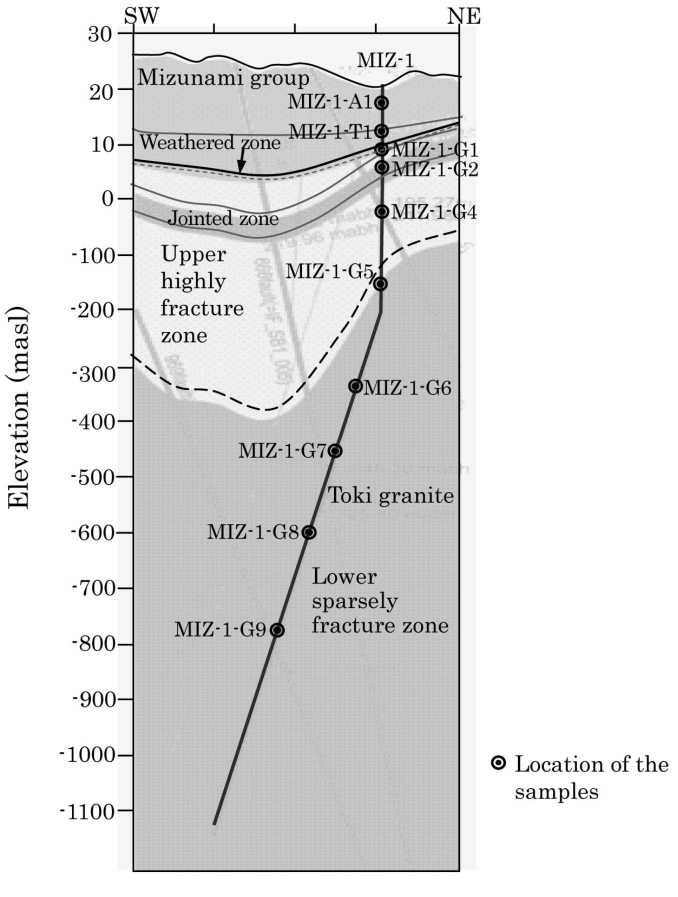


図2.2.11　サンプル採取場所とサンプル名

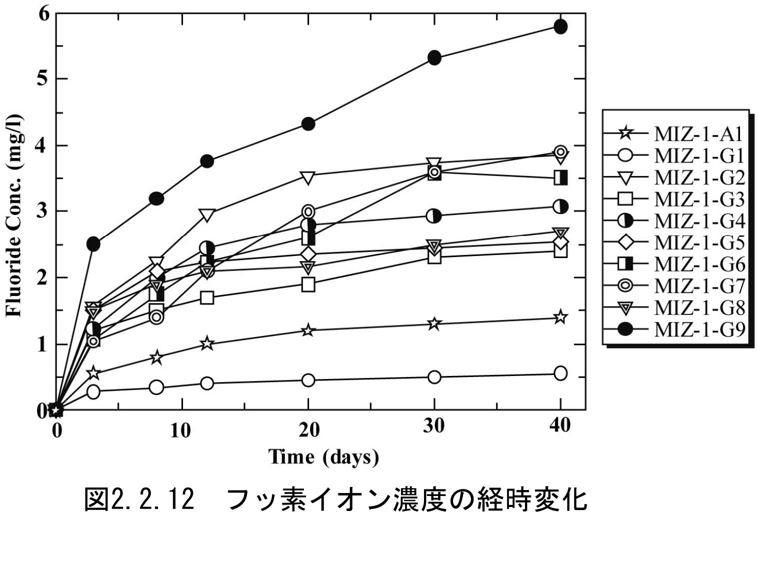


図2.2.12　フッ素イオン濃度の経時変化

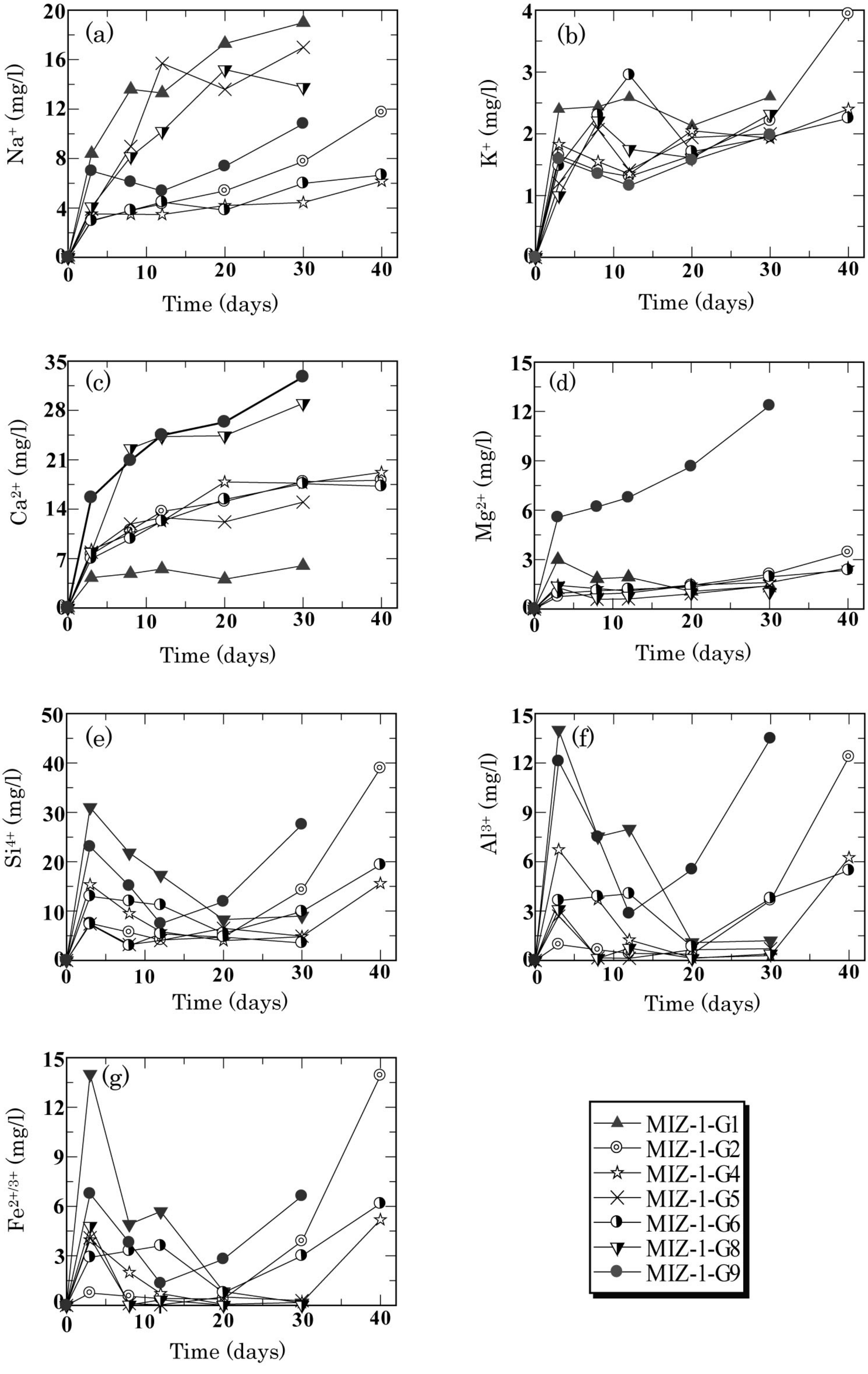


図2.2.13　共存イオンの経時変化

2.2.3.3　フッ素イオン濃度上昇の定式化の試み

花崗岩中の地下水のフッ素イオン濃度は，様々な要因によって決定される。それらは，

① 地下水が流れる経路の花崗岩中のフッ素濃度
② 反応時間（地下水の接触時間）
③ 化学的雰囲気
④ 含みうる最大溶解量

などである。ここで，図2.2.14に示されるように，実験で得られたフッ素イオン濃度変化を近似的に表す。ただし，前述したようにMIZ-G1とMIZ-G9はそれぞれ強風化および熱水変質岩であり，それらを省いている。このように表すことができれば，フッ素イオン濃度は時間の関数となり，地下水が含みうる最大量以下であれば，フッ素イオン濃度から，地下水と花崗岩との接触時間，換言すれば地下水反応時間(Tc)が推定できることになる。

しかしながら,これは単純すぎる過程である。実際に地下水がどのような化学的雰囲気の下で，どのようなフッ素濃度を含む花崗岩を通過してきたかはわからない。実験データを見ても，試料によってかなりフッ素イオン濃度は違うわけである。そのため,ここでは下記の仮定を設定した。

① 実際に地下水が通過した花崗岩の性質や化学雰囲気が共存イオン濃度によって大まかに表しうる。
② 具体的に，平均的なフッ素イオン濃度と時間(Tc)との関係は図2.2.14に示す関係式で表されるとしても，その偏差分が共存イオン濃度で表現できる。
③ 偏差分は，共存イオンの線形結合で表しうる。

つまり，

$$F^- = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i C_i + 1.04 * T_C^{0.32} \qquad (2.2.1)$$

のように近似的に表しうると仮定した。ここに，

$$1.04 * T_C^{0.32} \qquad (2.2.2)$$

は，図2.2.14に示される平均的なフッ素イオン濃度と時間との関係である。また，iは考慮する共存イオン数，Ciは各共存イオンの濃度であり，αiは重み（寄与度である)。このように定式化できれば，下記のプロセスによってフッ素イオン濃度が表現でき，地下水と花崗岩との反応時間が得られる。

① 実験結果を用いて，αiを求める。
② それを野外データに適用して，地下水と花崗岩との反応時間を計算する。ただし，地下水は，堆積岩を通過して花崗岩に達するが，堆積岩通過中のフッ素イオン増加は無視できるものと仮定する。

これら仮定の妥当性は，他の方法で求めた花崗岩内の地下水時間と比較して検討する必要がある。今回は，2次元有限要素法で地下水流れを解析し，パーティクル・トラッキング法で求めた地下水滞留時間と比較することとした。

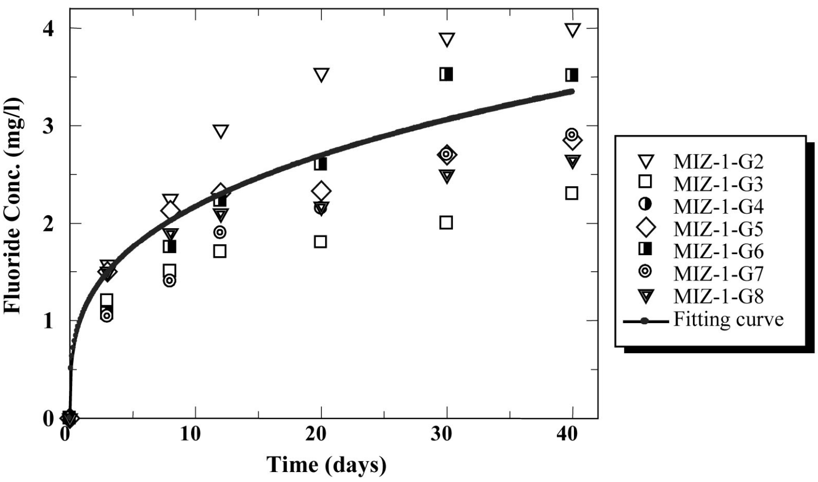


図2.2.14　平均的なフッ素イオン濃度変化の定式化
（実線は式　*1.04**　$T_C^{0.32}$ による）

2.2.3.4　有限要素法解析結果とフッ素濃度から推定された反応時間の比較

今回の解析の目的は大まかな滞留時間を求めることを目的として2次元で行った。図2.2.15に，解析を行った断面線を示す。図2.2.16は解析した鉛直断面であり，堆積岩と花崗岩の2層モデルとした。図2.2.17にその比較を示す。横軸は時間であり，縦軸は深度である。MIUとその周辺では，MIZ-1号孔およびDH-2号孔に沿って採水が行われフッ素イオン濃度や共存イオン濃度が得られている。図に見られるように，地下浅部では2つの結果は良い一致を示した。DH-2号孔で見られるように，地下深部では2つの結果に大きな違いが見られ，有限要素法の結果が深部で大きくなっているのに対し，フッ素濃度から推定した時間がほぼ一定になっている。これは，フッ素濃度が変化しない，つまり，地下水に含みうる最大量に達したことをあらわしていると考えられる。

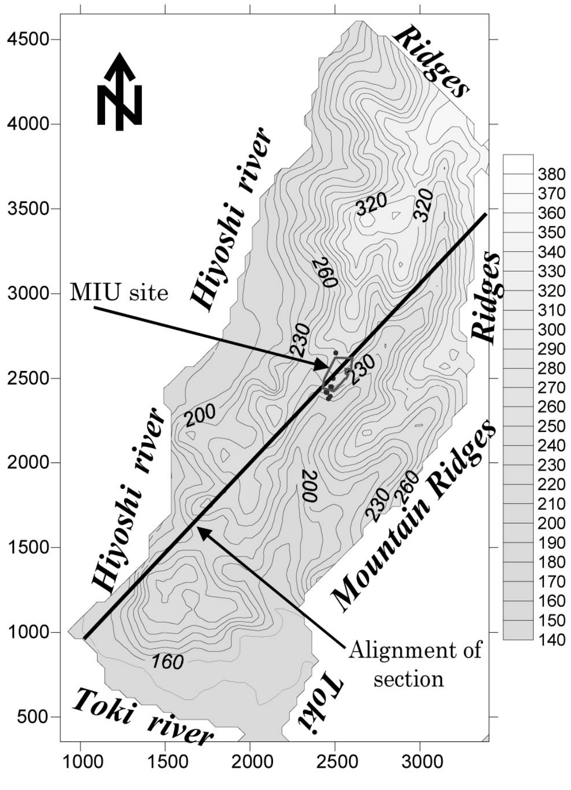


図2.2.15　有限要素法解析断面（図中の実線）

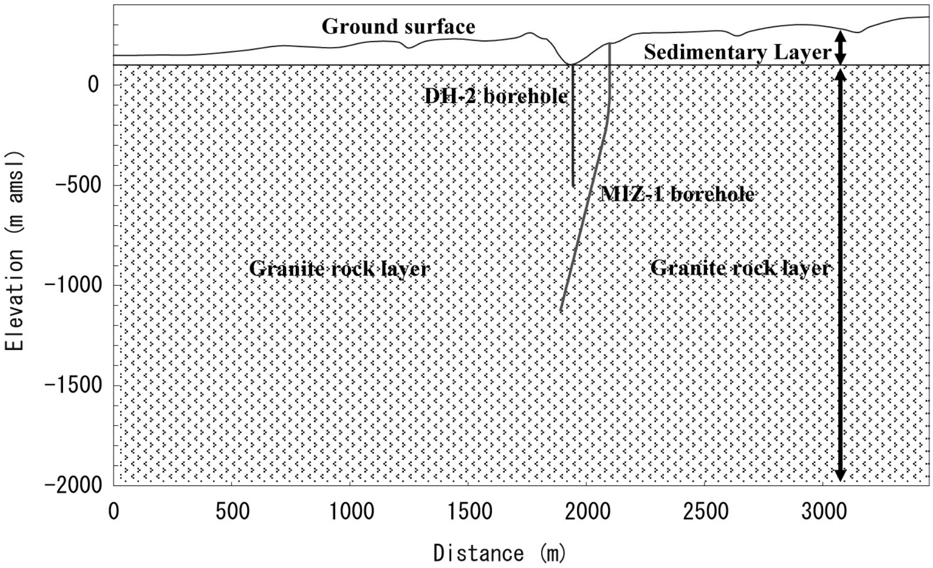


図2.2.16　解析断面と地質モデル

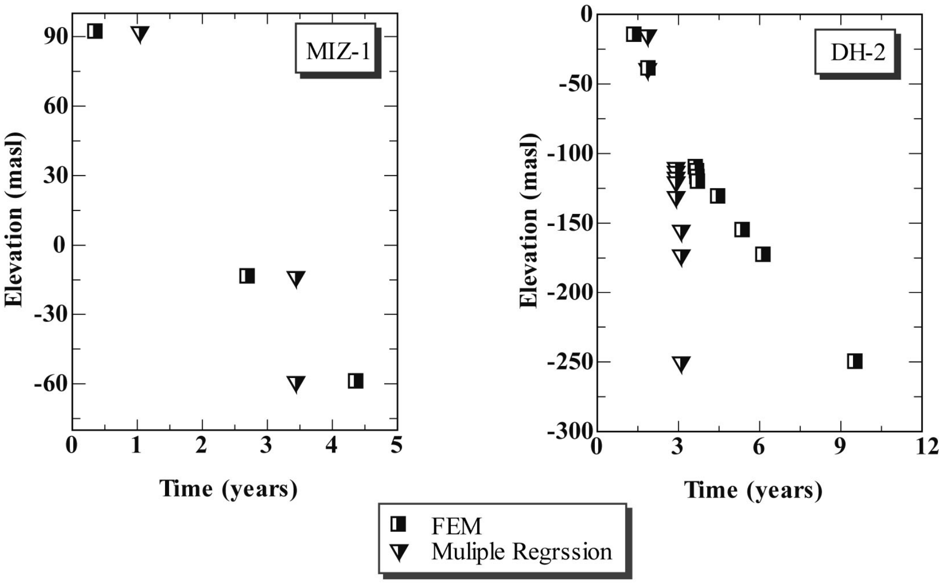


図2.2.17　地下水滞留時間のFEMによる推定とフッ素濃度からの推定
(Multiple Regression) の比較

2.2.4　まとめ

本年度の研究によって，下記のことが明らかとなった。

① ハイブリッドモデルにより，間隙水圧の予測がかなり精度よくできる。

② 花崗岩と水との反応によるフッ素イオン濃度の上昇が基礎的に明らかになった。

③ フッ素イオン濃度によって，花崗岩中の地下水滞留時間がおおまかに推定しうることがわかった。

これらは極めて大きな成果である。しかしながら，ハイブリッドモデルの適用性については今後の立坑掘削の進展を見ながらさらに検討すべきものであろう。また，フッ素イオンについても，堆積岩の影響などをさらに考慮する必要がある。これらについては，さらに研究を進めたい。

(埼玉大学　渡辺邦夫)

2.3　超微粒ベントナイトグラウトに関する研究

2.3.1　全体研究計画

2.3.1.1　研究の目的

高レベル放射性廃棄物の地層処分における天然バリア機能の修復，改良のために長時間安定である天然グラウト材料としてのベントナイトグラウト材による亀裂性岩盤へのグラウト特性について以下の研究開発を実施する。

① グラウト材料に関する研究
② 注入方法，注入設置に関する研究
③ 注入効果の把握方法に関する研究
④ 原位置岩盤における実証試験

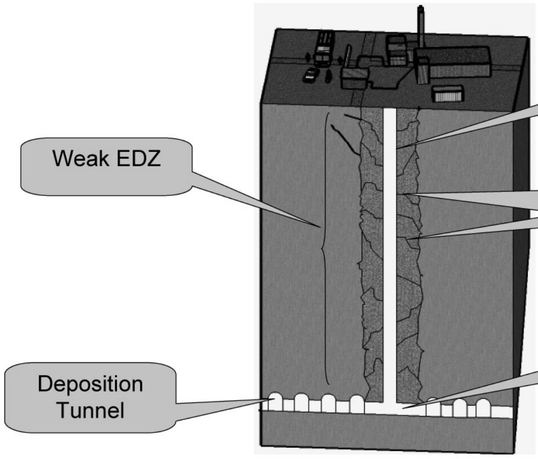


図2.3.1　鉛直処分坑道の止水プラグ周辺の亀裂およびEDZへのグラウト

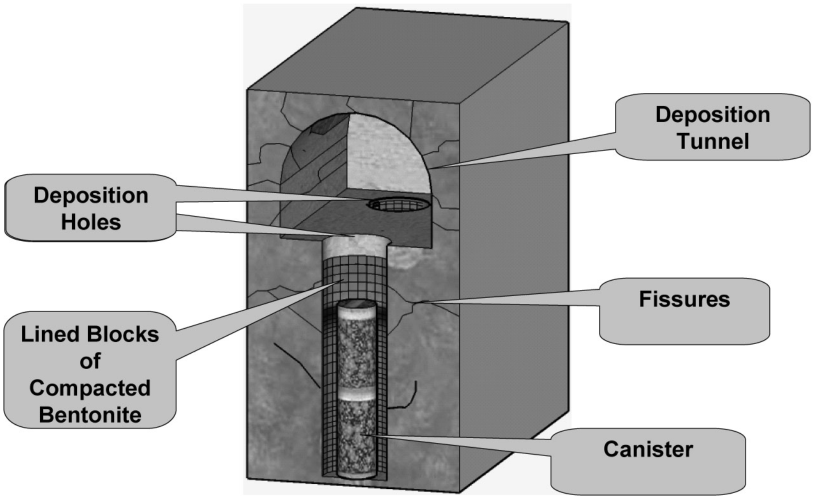


図2.3.2　処分孔周囲の亀裂への注入

この目的で超微粒ベントナイト（以後USBと記する）を種々の溶媒によるスラリーを作成して検討した。その結果塩水およびエタノールによるスラリーが亀裂への注入に適していることがわかった。本研究では，超微粒ベントナイトとして米国ワイオミング州産のベントナイト（商品名：

スーパークレイd＝1～3μm）を用いた。

本研究の目的は，図2.3.1や図2.3.2に示す自然の岩盤にある亀裂の透水性の低下，あるいは岩盤掘削によって生じた掘削損傷領域（EDZ）の修復にUSBを効果的に注入する手法を確立することである。

2.3.1.2　研究の特徴

(1)　透水性の低い注入層の形成

本研究の特徴は水と混合すると膨潤しやすいベントナイトを4%の塩水（海水と同じ濃度）でスラリー状にして，ベントナイトの膨潤を抑えて粘性が極めて小さい状態で岩盤の亀裂中に注入する。注入は動的に行い，5Hzの周波数で注入する。これは塩水のベントナイトスラリーの動的粘性が一層低下する特性を利用したものである。また，動的にUSBを注入するため，亀裂内で注入されたUSBが容易に圧密され，さらに透水係数が低い状態にまでUSBを注入できると考えている。

一般に注入された岩盤の周囲は淡水であるため，注入されたベントナイト内の塩水の濃度が経時的に淡くなり，ベントナイトは水と接することによって膨潤する。このように亀裂内に密に注入されたベントナイトが周囲の水によってベントナイト内の塩分が希釈され，ベントナイトの水に対する透水係数は図2.3.3に示すように経時的に低下してくる。

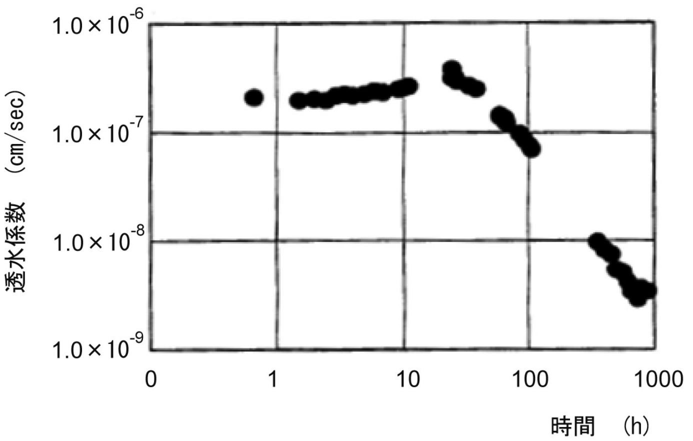


図2.3.3　塩水ベントナイトスラリーの透水係数の経時変化

(2)　限界動水勾配の探求

亀裂内に注入したベントナイトが十分に周囲の淡水によって膨潤して透水係数が十分に低下していても，ベントナイトはセメントのように固化しない。したがって，亀裂内に注入されたベントナイトは，周囲の水の水圧が高くなって，その透水層内（亀裂内）の動水勾配が大きくなると，注入したベントナイトがより大きな空間に流亡してしまうことがある。このような現象に対処するために亀裂内に注入して十分に膨潤したUSBがどの程度の動水勾配まで耐えられるか(これを限界動水勾配とする）を室内実験によって求めておく必要がある。

本研究では，このような限界動水勾配の値を室内試験により求めるために，種々の亀裂幅の亀裂モデル内にベントナイトの塩水スラリーを注入し，その亀裂に淡水を注水して亀裂内のベントナイトの透水係数の経時的変化を計測し，その後，その透水係数の値が一定になった後，亀裂の両端の動水勾配の差を徐々に大きくして，亀裂内のベントナイトの形状の変化とその透水性の変化を計測する。

2.3.2　ベントナイトの亀裂モデルへの注入試験

2.3.2.1　長尺亀裂モデル（L=2.9m）への注入試験

(1)　注入試験概要

図2.3.4に示す長さ2.9mの長尺亀裂モデルへの超微粒ベントナイトの注入試験を実施した。試験装置を写真2.3.1～2.3.4に示す。この注入試験では，表2.3.1に示す濃度4%の塩水によるベントナイトスラリーの液固比（L/S）を10，8，6の3種類について実施した。なお，注入試験に用いた亀裂の幅は60，80，100μmにした。

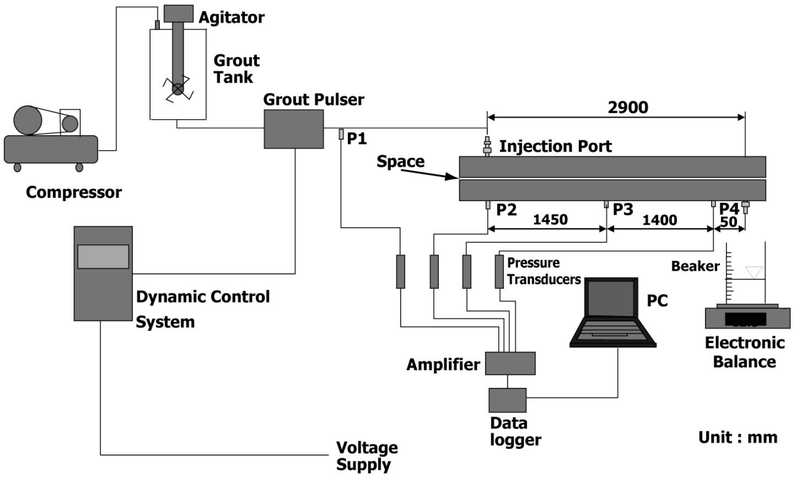


図2.3.4　長尺亀裂モデルへの注入試験概要図

写真2.3.1　動的グラウトパルサー

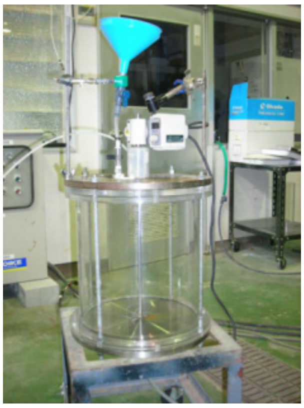


写真2.3.2　攪拌機付注入タンク

写真2.3.3　亀裂モデル内の水圧モニタリングシステム

写真2.3.4　亀裂モデル(長さ3m)

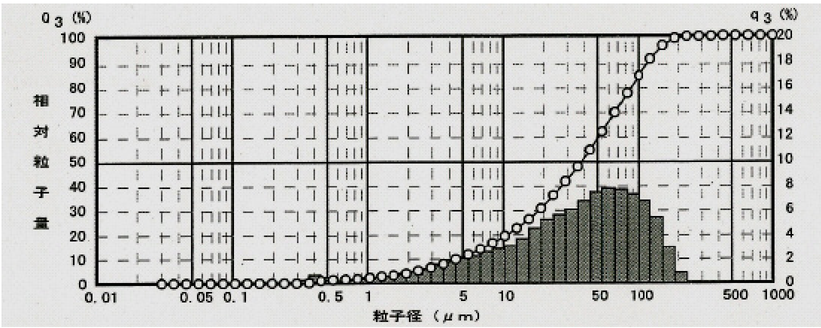
表2.3.1　注入材料と試験条件

Grout	Additives	Grout mixing ratio L/S	Injection Medium	Injection Type
Super Clay (Wyoming Bentonite) from USA.	**NaCl (4%)** **Ethanol (40%,50%,60%)**	10, 8, 6	Model fissure Aperture (60, 80 and 100μm)	Dynamic (Freq. 0 – 5Hz) Static (Injection Pressure:- 150KPa)

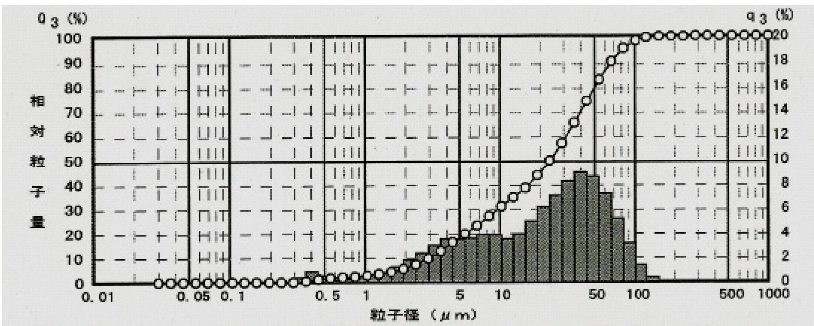
(2)　注入材料の特性

①　ベントナイトスラリーの粒径

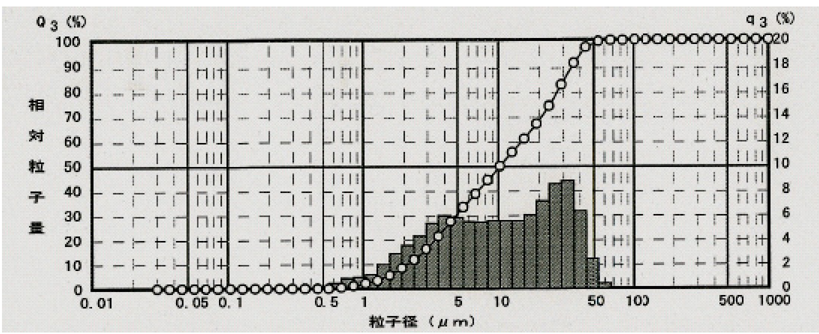
注入材料としては超微粒ベントナイトを用いた。図2.3.5(a)，(b)，(c)はベントナイトをエタノールスラリーにして超音波をそれぞれ照射して，その照射時間によるスラリー内のベントナイトの粒子径の変化を計測した結果である。この図より超音波を照射すると団粒化しているベントナイトはある程度粒径が小さくなるが，最大粒径は50μmもあることがわかる。



(a)　超音波照射時間０秒

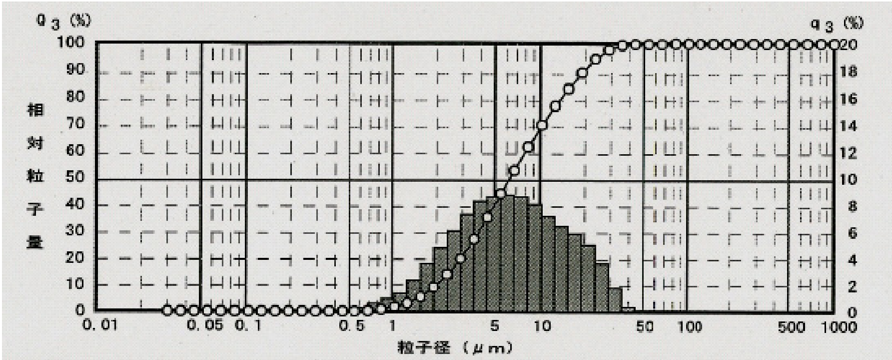


(b)　超音波照射時間180秒

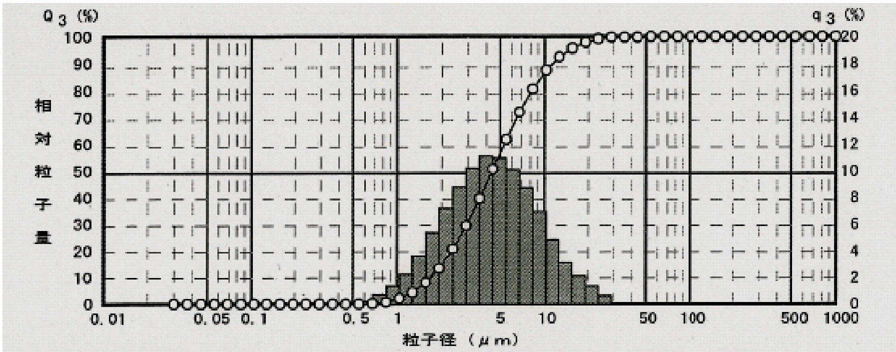


(c)　超音波照射時間1200秒

図2.3.5　ベントナイトのエタノールスラリーの粒度分布



(a)　超音波照射時間120秒



(b)　超音波照射時間1200秒

図2.3.6　ベントナイトの塩水（4%）スラリーの粒度分布

図2.3.6(a)，(b)はベントナイトの4%の塩水スラリーの粒経分布を計測したもので，超音波を120秒，1200秒照射した結果である。図2.3.5(c)と図2.3.5(b)を比較すると，ベントナイトの塩水スラリーは最大粒経が20μm程度であり,この場合もベントナイト粒子の単体の粒経から比較して比較的大きな粒経と判断できる。ベントナイトスラリーのこのような大きな粒経を小さくするには，高速回転でのベントナイトスラリーの攪拌が有効であると考えられるが，高速攪拌後のベントナイトスラリーの粒経については，今回の試験では計測できなかった。これは次年度の課題である。また，ベントナイトスラリーのこのような大きな粒径の原因は，ベントナイトの保管も関係すると考えられる。すなわちベントナイトが空気中の水分を吸収することによってベントナイトが部分的に水分を含んだ状態となって団粒化しているとも考えられる。これに関しては，ベントナイトを110℃の炉で乾燥させた後のスラリーでの粒径分布の計測も考えられる。これについても次年度の研究課題とする。

(b)　ベントナイトスラリーの粘性

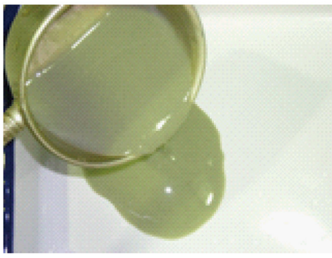
ベントナイトのエタノールと4%の塩水スラリーの粘性を写真2.3.5に示す回転粘度計でそれぞれのスラリーに対する粘性を計測した。その結果を表2.3.2に示す。また，粘性の高いベントナイトスラリーの状況を写真2.3.6(a)，(b)，(c)，(d)に示す。また，表2.3.2の結果を図2.3.7に示す。この図より，エタノール濃度が大きくなるほどベントナイトスラリーの粘性は低くなることがわかる。また，当然のことであるが，液固比（L/S）が大きいほど粘性が小さい結果を得ている。

ベントナイトのエタノールスラリーと4%の塩水スラリーを比較すると,ベントナイトの塩水スラリーの粘性は極めて小さいことがわかる。

写真2.3.5　回転粘度計

表2.3.2　種々の条件下でのベントナイトスラリーの粘性特性

Liquid(L/S) Mixing Ratio	Ethanol/Bentonite Viscosity (mPas)			4% NaCl(aq)/ Bentonite Viscosity(mPas)
	40% Ethanol	50% Ethanol	60% Ethanol	
Ratio 10	1975.29	556.43	177.86	42.36
Ratio 8	10316.49	1916.29	195.43	54.67
Ratio 6	V. High	10463.14	228.6	111.95



(a) 60% エタノールスラリー L/S=4

(b) 4% 塩水スラリー L/S=4

(c) 60% エタノールスラリー L/S=2

(d) 4% 塩水スラリー L/S=2

写真2.3.6　種々の条件下でのベントナイトスラリーの状況

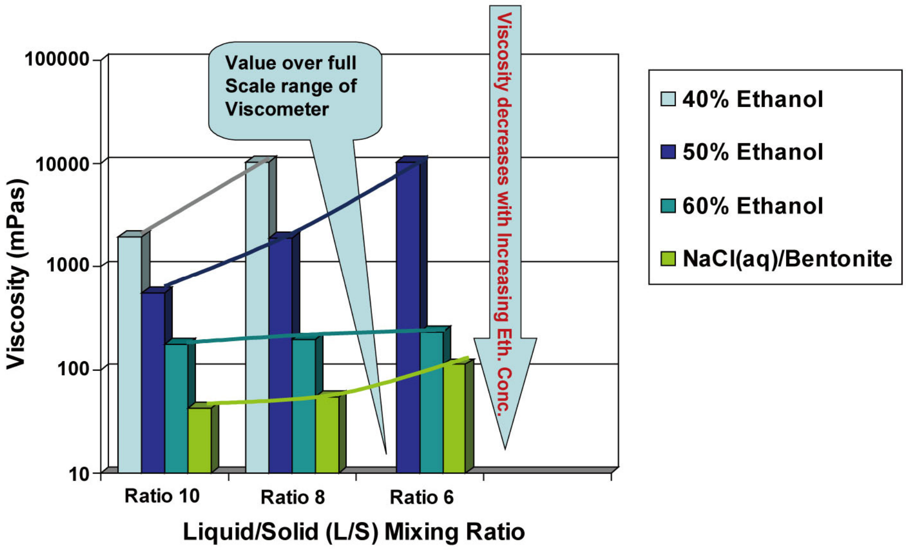


図2.3.7　種々の条件下でのベントナイトスラリーの粘性特性

(3)　注入試験結果

①　亀裂幅100μmでの注入状況

図2.3.8に静的に注入した時の装置内のそれぞれの計測点での注入圧の計測結果を示す。図2.3.9には動的に注入した時の注入圧の分布を示す。なおここでP1,P2,P3,P4は以下の地点（図2.3.4参照）の注入圧である。

P1：注入タンク直下の圧力
P2：亀裂への注入時の圧力
P3：長尺亀裂モデルの中心の圧力
P4：流出点より50cmの点での圧力

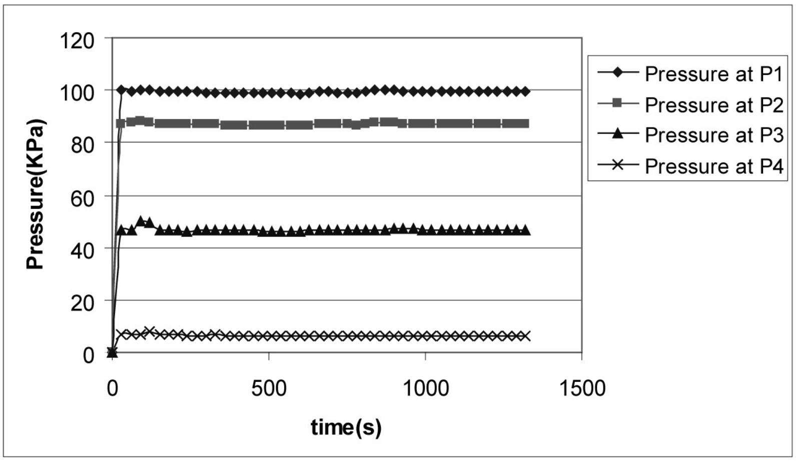


図2.3.8　静的注入試験での圧力分布

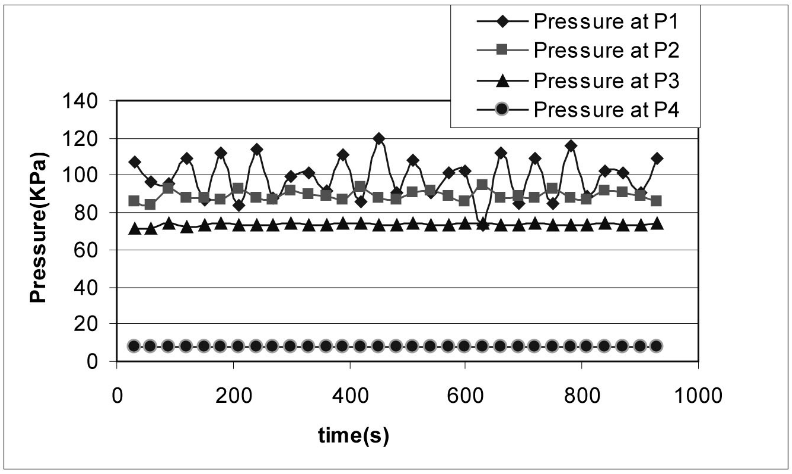
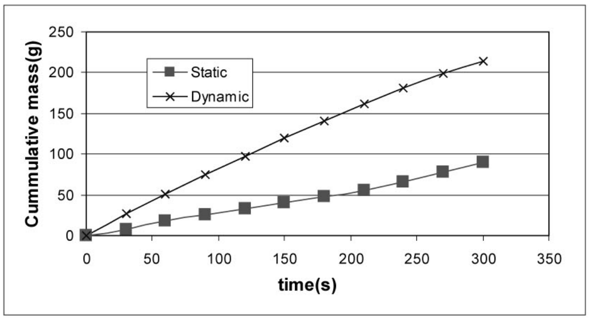


図2.3.9　動的注入試験での圧力分布

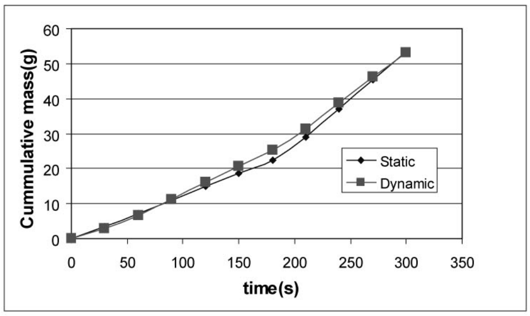
これらの結果より，本実験では，注入孔より2.5m（P4計測点）では注入圧が大きく低下していることがわかる。図2.3.10～図2.3.13はベントナイトの塩水（4%）スラリーの注入試験結果を示している。この結果より以下のことがわかる。

(a)　注入圧を変化させてもL/S=6あるいはそれ以下の液固比では，100μmと言う本試験では比較的大きな亀裂に対してもベントナイトスラリーを静的注入では注入しにくいことがわかる。

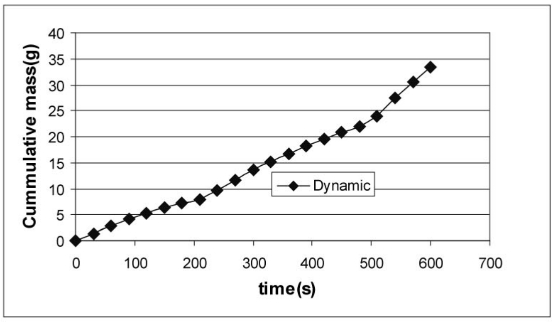
(b)　動的注入では，対象とした亀裂の全てに対して注入が可能であり，静的注入より早く注入されることがわかる。



(a) L/S=10

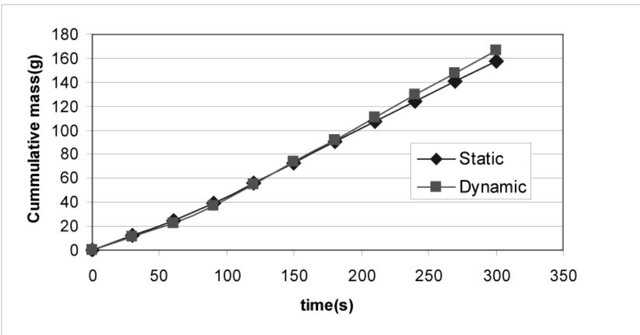


(b) L/S=8

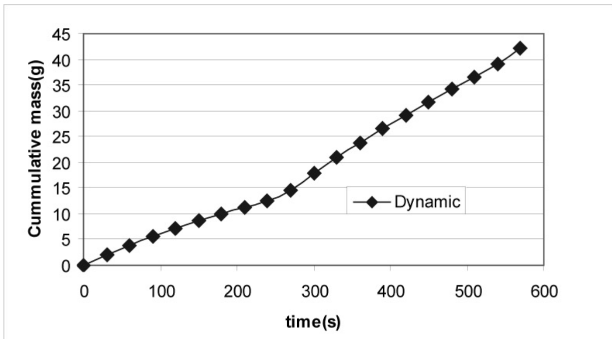


(c) L/S=6

図2.3.10　注入圧0.1MPaにおける亀裂内へのグラウトの注入結果（亀裂幅100μm）

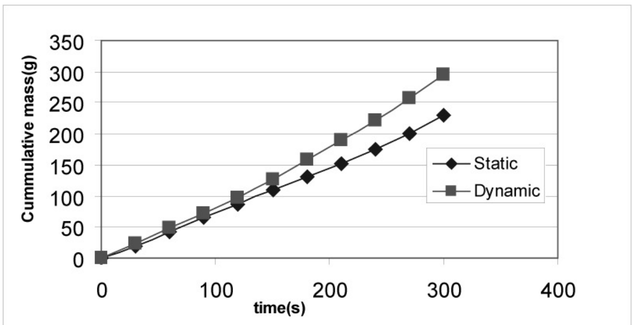


(a) L/S=10

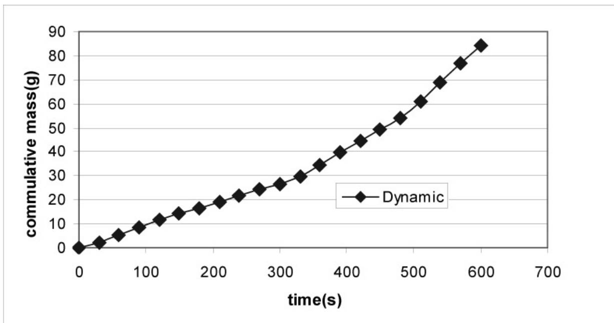


(b) L/S=6

図2.3.11　注入圧0.2MPaにおける亀裂内へのグラウトの注入結果（亀裂幅100μm）

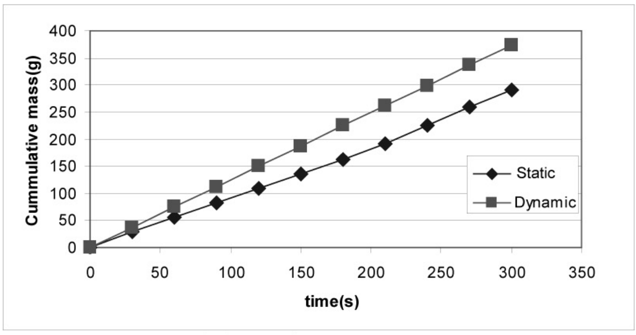


(a) L/S=10

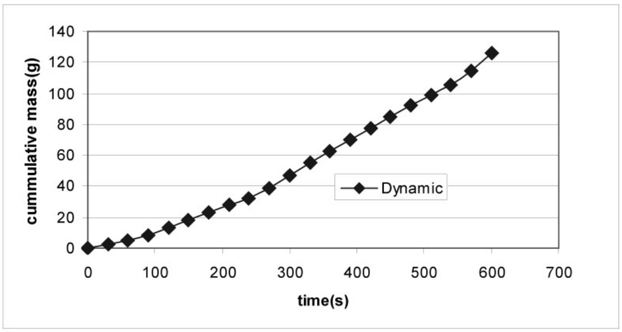


(b) L/S=6

図2.3.12　注入圧0.25MPaにおける亀裂内へのグラウトの注入結果（亀裂幅100μm）



(a) L/S=10



(b) L/S=6

図2.3.13　注入圧0.3MPaにおける亀裂内へのグラウトの注入結果（亀裂幅100μm）

②　亀裂幅100μmでの目詰まり状況

表2.3.3にL/S＝6で静的に種々の注入圧による注入可能距離（Distance traveled）と注入が停止した時間を示している。この表より静的な注入では注入距離もそれほど大きくなく，注入先端で注入圧が減衰してしまうため，注入が停止するという現象が生じていることがわかる。

表2.3.3　静的注入での目詰まり状況（L/S＝6）

Injection pressure (KPa)	Distance traveled (cm)	Time (s)
50	75	51
70	92	102
90	112	149
110	116	76
150	119	101
200	126	98
250	126	95

③　注入試験結果の総合評価

表2.3.4には種々のベントナイトスラリーを種々の条件下での注入試験結果を示している。表中での○印は2.9mの亀裂の最終端まで，ベントナイトスラリーが完全に注入できたことを示している。この表より明らかなように注入圧が150kPaの場合，塩水ベントナイトスラリーは全てのケースで簡単に最終端まで注入が可能であることがわかる。

また，静的注入と動的注入を比較すると，ここでは大きな注入の差はなかったが，注入装置のラインの途中にパルサー（Grout Pulser）を設置するだけで動的注入が可能となるため，亀裂性岩盤へのグラウトの注入は動的に注入するのが極めて効果的であると考えられる。

本試験では，長さ2.9mという長い亀裂モデルを用いてベントナイトスラリーの注入試験を行った。その結果，注入が可能であっても静的注入では注入が途中で停止することがわかった。このことは短い亀裂モデルを用いた注入試験ではわからないことである。

表2.3.4　種々のスラリーの各種の条件下での注入結果

Slurry	Ethanol Concentration	L/S Mixing Ratio	Grout penetration through Apertures(μm) Static Injection(150KPa) 100	80	60	Dynamic Injection(150KPa) 100	80	60
Ethanol / Bentonite	40%	10	○	○	○	○	○	○
		8	○	○	x	○	○	x
		6	x	x	x	x	x	x
	50%	10	○	○	○	○	○	○
		8	○	○	x	○	○	○
		6	○	○	x	○	○	x
	60%	10	○	○	○	○	○	○
		8	○	○	○	○	○	○
		6	○	○	x	○	○	x
4% NaCl(aq)/Bentonite		10	○	○	○	○	○	○
		8	○	○	○	○	○	○
		6	○	○	○	○	○	○

2.3.2.2　短尺亀裂モデル（L＝0.25m）への注入試験

(1)　短尺亀裂モデル

長尺亀裂モデルによる注入試験で，注入時の圧力変化や，注入挙動の停止状況等が実験によって確認されたが,長尺亀裂モデルのこのような難点をカバーするために図2.3.14および写真2.3.7に示す短尺亀裂モデルを用いて種々の条件で注入試験を実施している。

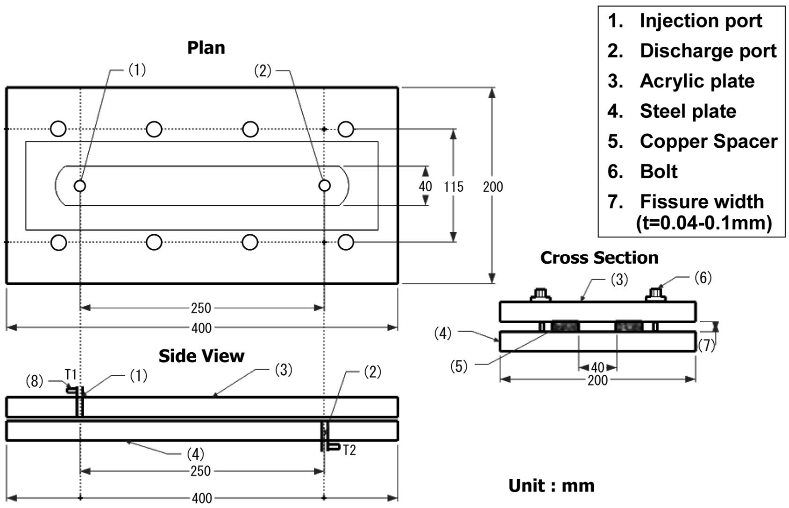


図2.3.14　短尺亀裂モデル試験装置

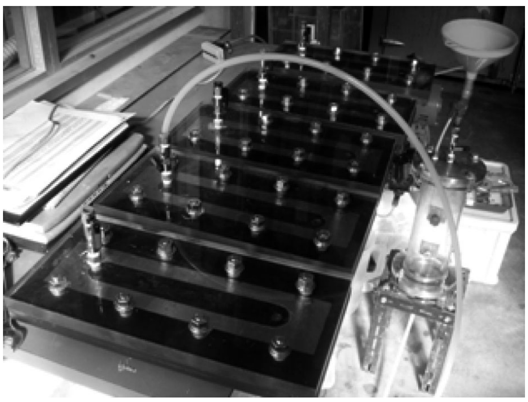


写真2.3.7　短尺亀裂モデル

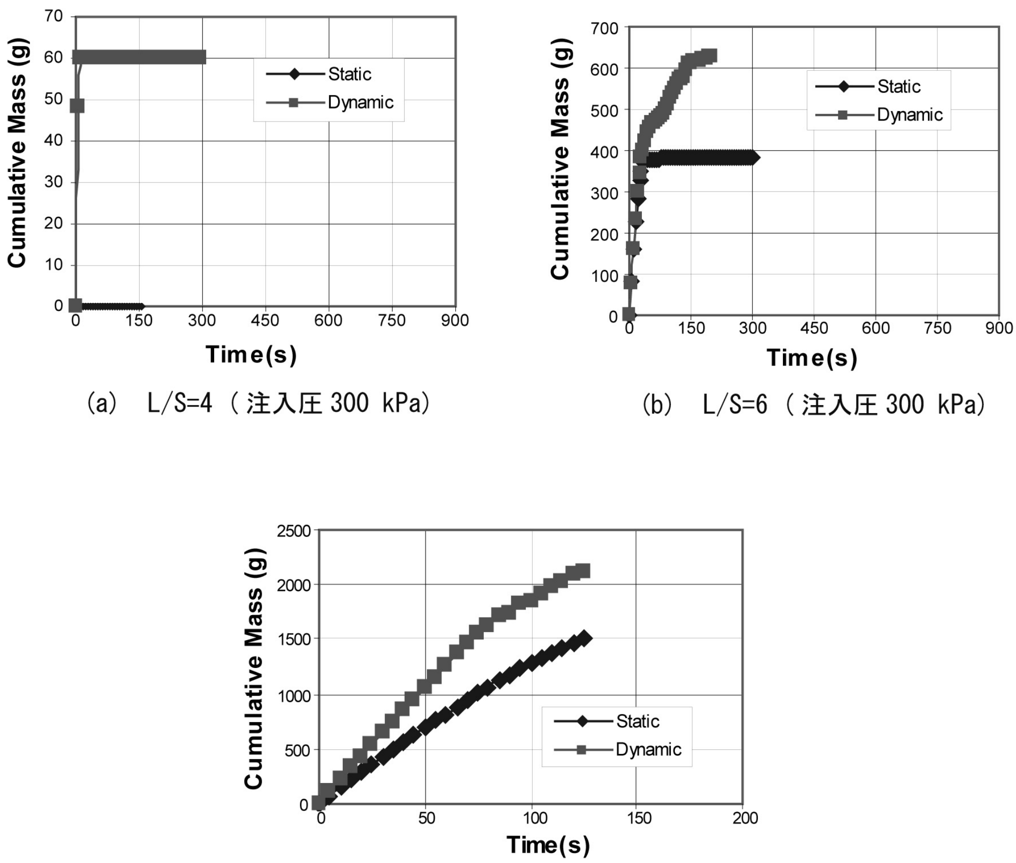
(2) 短尺亀裂モデルへの注入試験結果

亀裂幅を100μm，80μm，60μmに対して4%の塩水によるベントナイトスラリーを種々の液固比で注入した。その結果を表2.3.5に示す。この表より液固比L/S=4では静的注入では亀裂幅が80μm，60μmでは注入は不可能であった。しかし，動的注入ではL/S=4であっても亀裂長20cmに完全に注入できることがわかった。

図2.3.15，16，17に亀裂幅を変化させたことによる注入状況を示している。注入圧は300kPaで注入したが，L/S＝4に対して注入が困難であったため，注入圧を400kPa，600kPaと少し高くして注入を実施した。このように注入圧を高くしても，静的注入では80μm，60μmの亀裂へは注入が不可能であった。

表2.3.5 短尺亀裂モデルへの注入結果

Slurry	L/S Mixing Ratio	Grout penetration through Apertures(μm)					
		Static Injection			Dynamic Injection		
		100	80	60	100	80	60
4% NaCl(aq) / Bentonite	10	○	○	○	○	○	○
	8	○	○	○	○	○	○
	6	○	○	○	○	○	○
	4	○	X	X	○	○	○

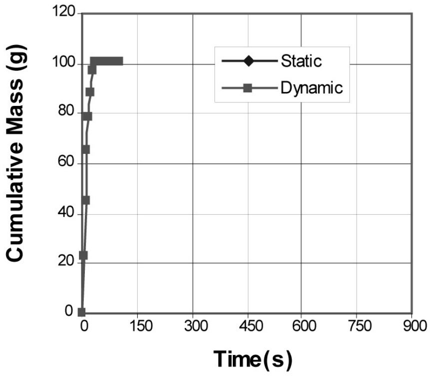


(a) L/S=4（注入圧 300 kPa）

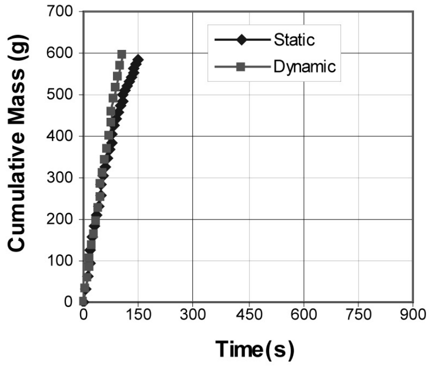
(b) L/S=6（注入圧 300 kPa）

(c) L/S=8（注入圧 300 kPa）

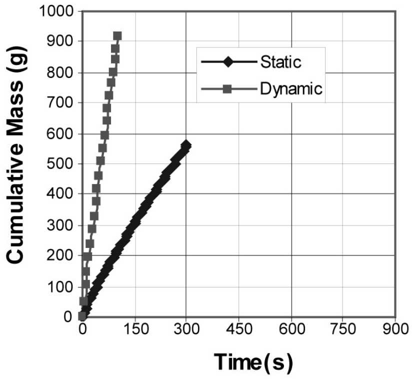
図2.3.15 短尺亀裂への注入状況（亀裂幅100μm）



(a) L/S=4 (注入圧 400 kPa)

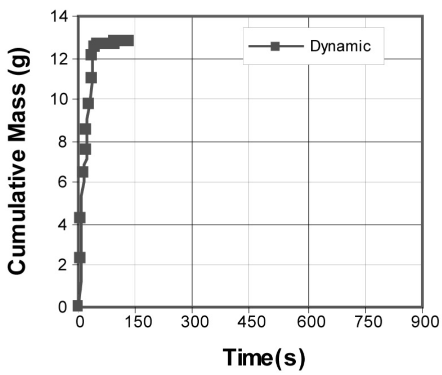


(b) L/S=6 (注入圧 300 kPa)

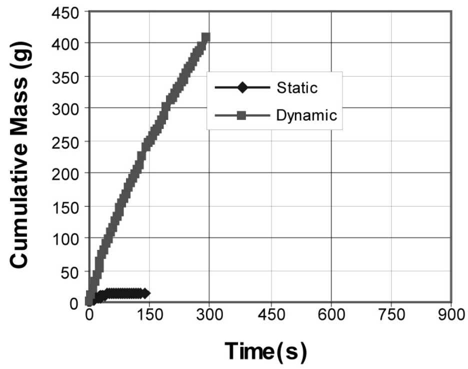


(c) L/S=8 (注入圧 300 kPa)

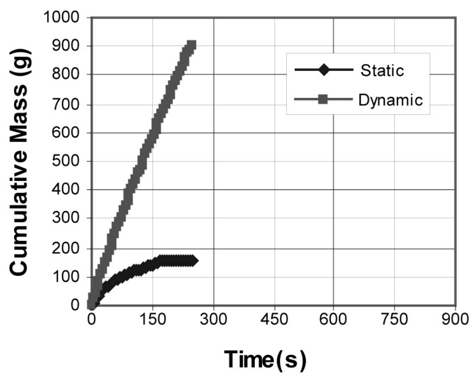
図2.3.16 短尺亀裂への注入状況 (亀裂幅80μm)



(a) L/S=4 (注入圧 600 kPa)



(b) L/S=6 (注入圧 300 kPa)



(c) L/S=8 (注入圧 300 kPa)

図2.3.17 短尺亀裂への注入状況 (亀裂幅60μm)

(3)　短尺亀裂モデルを用いた透水試験

注入したグラウトスラリーの透水係数の経時的変化を計測するために図2.3.18に示す装置により変水位透水試験を行っている。

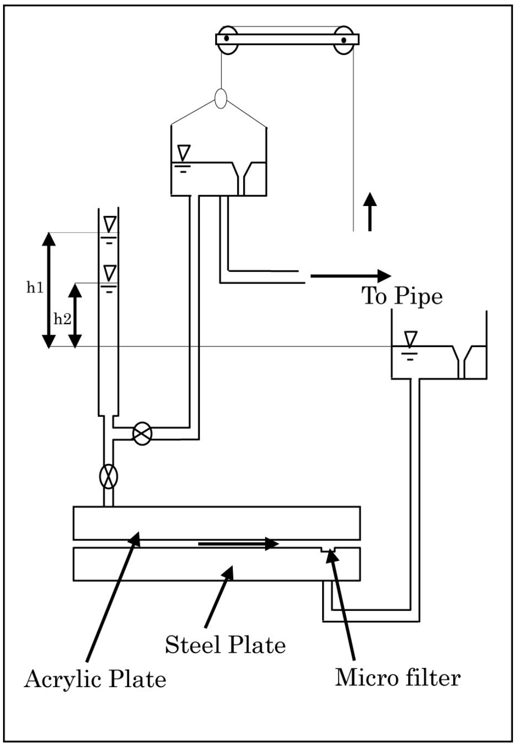


図2.3.18　短尺亀裂モデルの透水試験

注入されたベントナイトスラリーの透水係数の計測では，注入したベントナイトスラリー内に内部浸食を生じさせないような動水勾配で透水係数を実施する必要がある。しかも，注入したベントナイト内の塩分を希釈して膨潤した状態での透水係数を計測する必要がある。

本研究では,変水位透水試験でのスタンドパイプとして内径が0.08cmの精密ピペットを用いた。このような小さい内径のスタンドパイプを用いても，スタンドパイプ内の水位が１cm低下するのに16ヶ月の時間を要するような透水試験であり，現在，この透水試験を実施している。

注入したベントナイトスラリー内の塩分の希釈にも数十回かかるため，長時間の実験時間がこの研究には必要である。

2.3.3　結論

(1)　本研究より得た結果を以下に列挙する

① ベントナイトスラリーのエタノールによるものと4%の塩水溶解によるものを比較すると，塩水によるベントナイトスラリーの粒径はエタノールスラリーのものより小さいことが分かった。

② ベントナイトのエタノールスラリーと塩水スラリーの粘性を比較すると，塩水によるベントナイトスラリーの粘性はエタノールスラリーよりその値は低く，亀裂への注入が極めて良い材料であることがわかった。

③ 長尺亀裂モデルを用いて，ベントナイトのエタノールスラリーと塩水スラリーを一定圧で注入する静的注入と5Hzの周波数で注入する動的注入を実施した。その結果，ベントナイトの塩水スラリーは動的注入でも静的注入においても亀裂幅が100μm，80μm，60μmに対し

て流固比がL/s＝10，8，6であっても注入が可能であることがわかった。しかし，エタノールスラリーは亀裂幅が60μmで液固比が6程度になると注入できないことがわかった。

④ 短尺亀裂モデルを用いてベントナイトの塩水スラリーの静的と動的による亀裂内への注入試験を行った。この場合では流固比L/s =4についても動的注入が可能であることがわかった。

⑤ 亀裂へのベントナイトスラリーの注入試験の総合評価として，ベントナイトの塩水スラリーは60μm程度の亀裂の中に300kpaと言う低圧力で注入が可能であるため，EDZや掘削中に現れた亀裂の埋め戻し時のグラウト（ポストグラウト）としてはきわめて有効であると判断できる。

(2) 今後の課題として以下の項目が考えられる

① 亀裂内に注入したベントナイトスラリーの密度とその透水係数を計測する。

② 注入したベントナイトスラリーの透水係数の経時的な変化を計測し，スラリー内の塩分が希釈されることによって透水係数がどこまで低下するかを確認する。

③ 亀裂内に注入したベントナイトスラリーの高動水勾配の地下水の浸透に対しての安定性を室内試験により確認する。

④ 注入したベントナイトスラリーが比較的小さい動水勾配で注入亀裂から流化するようであれば，ベントナイトに超微粒子のカオリンを混入する方法も検討する。

⑤ 実際の現場でベントナイトスラリーを注入した際にその効果の確認方法を確立する。一般のセメントグラウトの注入では，注入後，水押し試験をして透水試験を実施するが，ベントナイトでは注入した材料が固化していないために高い水圧で透水試験を実施することは困難である。また改良された透水係数の値が極めて低いと考えられるため，それに対応したパルス試験法のような低透水材料に対する透水試験法を開発する必要がある。

⑥ 実際のフィールドではボアホールテレビを用いても500μm程度の亀裂程度までしか調査できない。ここで議論している亀裂は100μmあるいは数十μmの亀裂を対象としているため，岩盤内にどのような亀裂があるかをもっと詳細に調査する新しい試験法の開発が必要である。

（岡山大学　西垣　誠）

2.4　表層水理観測データを用いた日吉川流域水循環のモデル化に関する研究

2.4.1　はじめに

本研究は，日吉川流域モデル(2005年度作成)[1)]を用いて，瑞浪超深地層研究所の立坑掘削過程における周辺の地下水位変化を追跡することを目的とする。具体的には，図2.4.1の作業および検討を行う。

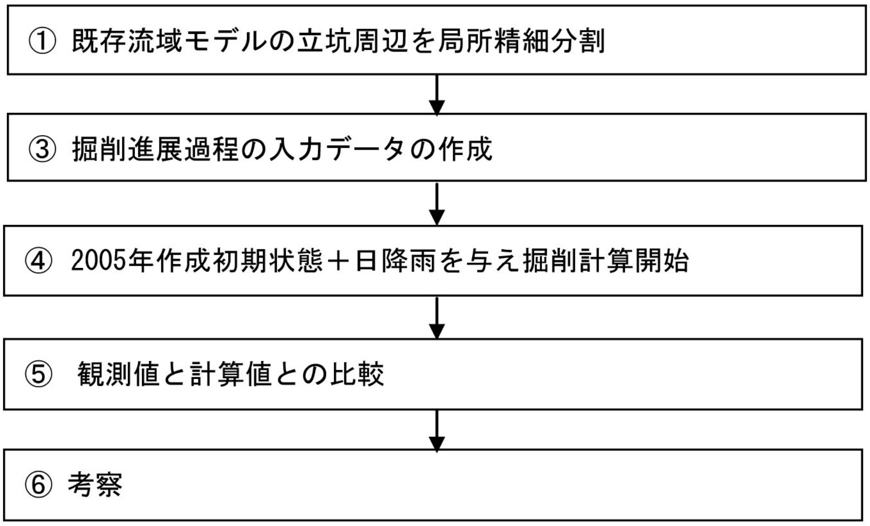


図2.4.1　本検討の作業フロー

2.4.2　日吉川流域モデルの精細化

2.4.2.1　2005年度流域モデルの概要

2005年作成のモデル[1)]は図2.4.2に示した流域（面積は約42km^2）を対象としたものである。領域中央に日吉川が流れ，流域内にはいくつもの小河川があり，降雨はそれらを通じて領域の東側から南側にある土岐川に流出する。日吉川および内部の小流域（正馬川，柄石川流域）においては，河川流量等の水文観測が行われている。

中央部やや南には月吉断層の存在が明らかとなっており，遮水性があり，領域地下の水理構造を南北に分けていると推定されている。観測ボーリング孔は断層の南および北に多数配置され，地下水位の観測が行われている。対象流域の全体図を図2.4.2に示した。

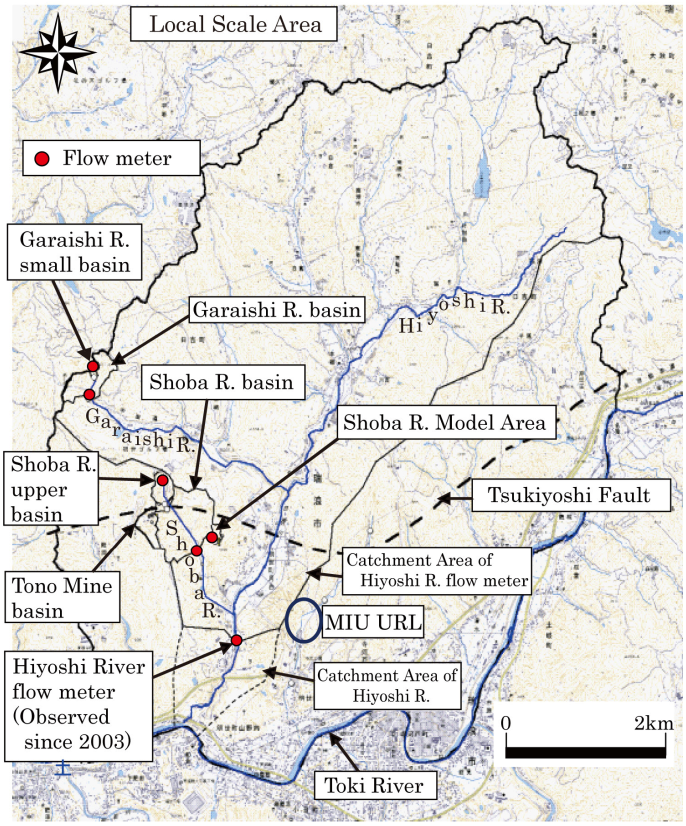
2.4.2.2　2005年度3次元離散化モデル

対象流域の数値3次元水循環モデルを図2.4.3,図2.4.4に示した。流域地表面の平面分割は,2005年度は100×120，鉛直方向には34層，計408,000個となっている。

2.4.2.3　本年度モデル（立坑周辺精細分割モデル）

瑞浪超深地層研究所の2本の立坑（主立坑および換気立坑）の周辺の状態変化を追跡するため，両坑の周辺で新たな分割を行った。両坑の座標は表2.4.1に示されている。

図2.4.5は両立坑周辺の拡大図である。立坑周辺はおよそ5m程度で細かな分割を施した。このため，本年度モデルの格子数は，127×106×34＝455,778となった。全体図は図2.4.3，図2.4.4と同様である。



（国土地理院;1/25000地形図「御嵩」,「武並」,「土岐」,「瑞浪」使用）

図2.4.2　対象流域と水文観測位置図

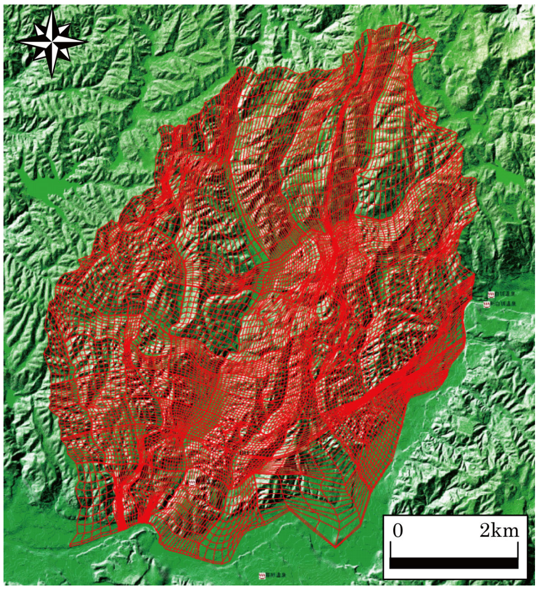


図2.4.3　対象流域の平面格子
（2005年；本年度も概観は同じ）

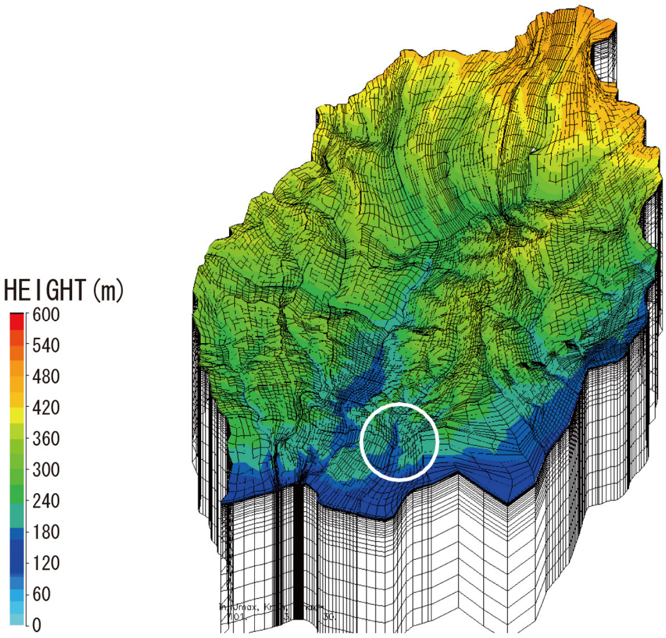


図2.4.4　三次元流域モデルの鳥瞰図
（2005年；本年度も概観は同じ）

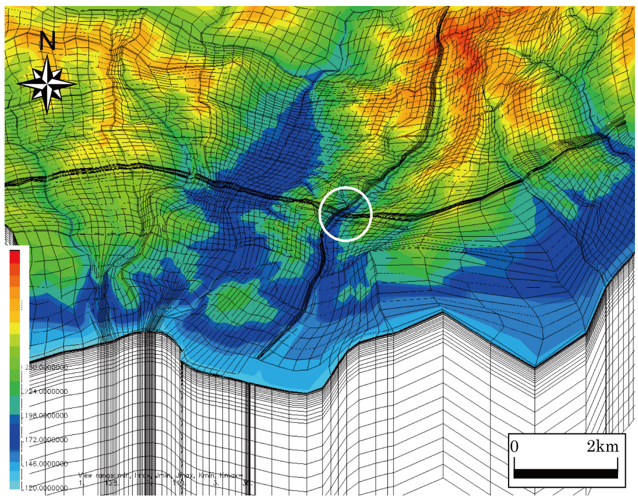


図2.4.5　立坑位置拡大図(本年度モデル)

表2.4.1　立坑座標（世界測地系）

立坑	孔口座標		
	E-W(m)	N-S(m)	EL.(m)
主立坑	6451.6	-69007.4	200.9
換気立坑	6426.0	-69038.1	200.9

2.4.3　水理パラメータおよび境界条件の設定

水理パラメータは2005年度のものと同じであるが，両立坑周辺に関しては，2005年度の格子に割り振られている値を精細格子にも与えている。使用したパラメータについて以下に挙げておく。

2.4.3.1　地表面粗度係数

地表面の粗度係数（等価粗度係数）は，東濃地域の土地利用分布図を基に，農地，市街地，森林，ゴルフ場，河川の土地区分ごとに，表2.4.2のように設定した。これらの値は，河川以外は比較的大きな値であり，地表流が流れにくい設定となっている。なお，地表面での側方流と浸透流の振り分けは，表土の間隙率，浸透率，毛管圧力により，シミュレータ内部で数理的に行われる。

表2.4.2　地表面粗度係数

土地利用区分	地表面粗度係数
農地	6.0
市街地	2.0
森林	10.0
ゴルフ場	6.0
河川	0.05

2.4.3.2　地下水理物性

(1)　地質分布の設定

地下地質は，日本原子力研究開発機構の各種調査により地質学的に推定されている結果に基づき，表土，瀬戸層群，瑞浪層群（生俵累層，明世・本郷累層，土岐夾炭累層），花崗岩上部割れ目帯，花崗岩割れ目低密度帯に分類し，さらに中央部の月吉断層を考慮して設定してある。月吉断層の位置も傾いた面として挿入してある。なお，断層はモデル下部まで連続しているものと仮定した。

(2)　浸透率および間隙率

数値モデルでは，上記地質区分に従って，同じ地層名のものは同じ水理パラメータを与えた。表2.4.3に設定した浸透率，間隙率を示す。土壌については，一般的な水文学的データを基に設定した。

(3)　不飽和物性

相対浸透率，毛管圧力曲線については，図2.4.6に示す曲線を用いた。土壌や地質区分等により不飽和特性を相応のものにする必要があると考えられるが，第1段階として地質区分等に関わらず同一のデータを使用した。なお，水深のある河川や水溜りからの地下浸透を数理的に表現するために，地表に対しては多孔質媒体とは異なる毛管圧力曲線，相対浸透率曲線を用いている。

2.4.3.3　蒸発効率補正係数

地表面実蒸発散量は，ペンマン法[2)]により得られている可能蒸発散量を図2.4.7の蒸発効率―飽和率関係式から算定する。蒸発散は，地表面に水深がある場合には水面から起こり，水面がない

場合には表土層から起こるものとする。また，表土の飽和率がある閾値以下に低下すれば蒸発散は起こらないものとする。

表2.4.3　浸透率および間隙率

			浸透率[md]	間隙率
土壌	表土		10000（厚さ0.1m）、河床40	0.5
			5000（厚さ0.4m）	0.5
			1000（厚さ0.5m）	0.3
	表土下部	森林	10000　（深度 0.5mまで）	0.5
			5000　（深度　2mまで）	0.4
		農地・ｺﾞﾙﾌ場	5000　（深度 0.5mまで）	0.5
			2500　（深度　2mまで）	0.4
		市街地	1000　（深度 0.5mまで）	0.3
			200　（深度　2mまで）	0.2
瀬戸層群			1033	0.3
瑞浪層群			39.5　（水平方向） 0.395（鉛直方向）	0.2
花崗岩上部割れ目帯			23.1	0.02
花崗岩割れ目低密度帯			3.54	0.01
月吉断層			0.001　（面に直交する方向） 116.1　（面に平行な方向）	0.05

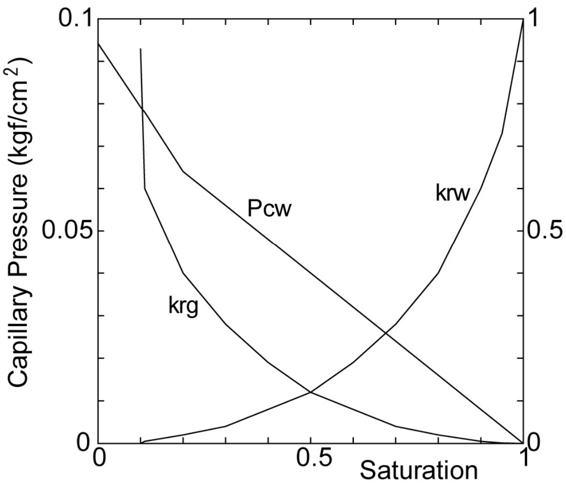


図2.4.6　不飽和パラメータ

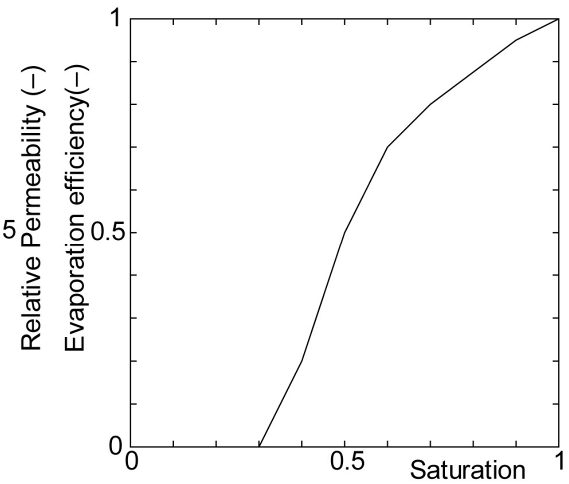


図2.4.7　蒸発効率と飽和率の関係

2.4.3.4　領域境界条件

領域の境界部には，2005年度と同様表2.4.4および図2.4.11のような設定をする。地下は全て閉境界であり，流域外への流出は，河川を含む地表面を通じて行われるものとする。

表2.4.4　境界条件の設定

境界	内容	設定
大気層	地表層と空気を交換し、常に地表付近を大気圧状態に保持する	浸透率、間隙率とも非常に大きな領域、毛管圧力0
地表層	流域内地表面は浸透と湧出が許される面とする。また、河川が流れる場所である	・間隙率1.0、毛管力0の空間 粗度係数により流動を規定 ・浸透・湧出は表土物性に依存
	土岐川部分では河床への湧昇を許す	間隙率の非常に大きな領域
地下	側方（東西南北）	自動的に閉境界
	底部	自動的に閉境界

2.4.3.5　立坑掘削境界条件の設定

本研究では，立坑開削に伴う境界条件の動的変動を入力する。開削は2003年に始まり，本シミュレーション実施時点2007年12月までに，5年弱が経過している。表2.4.5は進展の様子を一覧にしたものである。図2.4.8，図2.4.9に掘削深度の変化が示されている。図2.4.8は掘削の進展・途中揚水停止・水没・再開の全体を示したものである。本シミュレーションでは，開削開始からおよそGL-170mに達するまで（揚水停止前）の期間を対象として，図2.4.9に従って，対応する地層（格子分割された堆積層全体）を順次剥ぎ取る（大気空間に置き換える）ことにより計算を進める。表2.4.6は入力に従い，シミュレータ内部で置き換える物性値，状態量を示している。

表2.4.5　瑞浪超深地層研究所掘削進展のイベント

日	イベント	備　考
2003/07/18	両立坑：掘削開始	
2003/12/25	換気立坑：GL-9.6mまでの掘削終了	
2004/01/29	主立坑：GL-9mまでの掘削終了	
2004/04/12	換気立坑：GL-9.6mからの掘削開始	
2004/04/15	主立坑：GL-9mからの掘削開始	
2004/08/06	換気立坑：GL-45.5mまでの掘削終了	
2004/09/09	主立坑：GL-51mまでの掘削終了	
2005/01/31	換気立坑：GL-45.5mからの掘削開始	
2005/02/21	主立坑：GL-51mからの掘削開始	
2005/05/10	主立坑：GL-100m到達	GL.-100m
2005/05/25	換気立坑：GL-100m到達	GL.-101.3m
2005/05/30	主立坑GL.-100m以深掘削再開	
2005/06/16	予備ステージ(-100m)貫通	
2005/07/06	換気立坑：GL-100m以深掘削再開	
2005/10/27	掘削工事中断・排水停止	主立坑：GL-191m，換気立坑：GL-172.4m 排水が放出先河川で環境基準を超えたことによる作業の停止
2005/11/17	必要最小限の排水を再開	
2006/02/21	排水開始	排水処理施設設置完了に伴う排水再開
2006/04/04	排水完了	
2006/05/22～05/24	テストグラウト試験	
2006/07/05～10/23	パイロットボーリング	GL.-500までの先行ボーリングによる試験等
2006/07/08	グラウト工(換気立坑)開始	湧水対策のため，以降『グラウト工』による止水を行った. (例えば，DH-2などの水位変動傾向が変化)
2007/02/12	主立坑GL.-200m到達	GL.-200.2m
2005/08/？	換気立坑：GL-200m到達	GL.-200.2m
2007/09/10	予備ステージ(-200m)貫通	
2007/08/29～9/30	地化ボーリング	GL-200mでのほぼ水平方向への採水用ボーリング

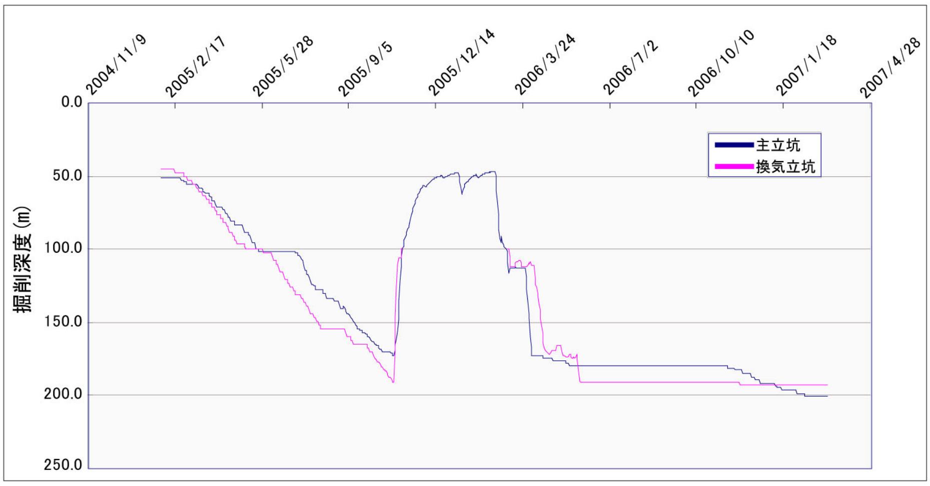


図2.4.8　掘削の進展

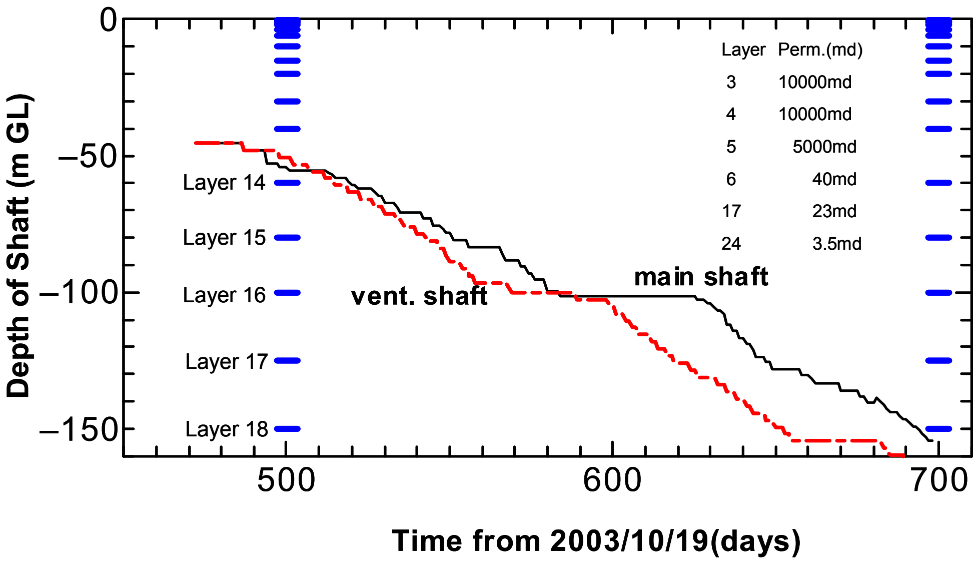


図2.4.9　立坑掘削深度の入力曲線と対応する三次元モデルの地層

表2.4.6　掘削された空洞部の物性

項目	物性・状態量		備考
立坑物性	間隙率	1.0e30	大気圧定圧
	浸透率	1.0e10	岩盤からの自由湧出 覆工はしない状態
	毛管圧力	0	開放空間
	相対浸透率	そのまま	岩盤側の相対浸透率
状態量	気相圧力	1.033	大気圧定圧
	水飽和率	0.0001	大気状態

2.4.4　掘削過程再現シミュレーション

2.4.4.1　初期状態の設定

掘削過程の計算の出発時点の内部状態量（計算開始時点の初期圧力，初期飽和率）は，2005年度の長期計算の結果得られているもの（1990年4月1日から4,700日経過時点，すなわち，2003年2月上旬）とした。この初期条件は，つぎのプロセスを経て作成されたものである。

① はるかな過去に流域地下が地表まで水で飽和した状態であったこと，深度方向に静水圧状態であったこと，地表に河川が存在しなかった状態を考える。
② この状態に，年降雨の平均値を地表面に与え計算を開始する。谷筋には湧水が起こり河川が形成され，流域外に排出されるようになる。また，尾根筋から不飽和帯が発達し始め，水位が低下してゆく。
③ やがて，降雨による涵養と流出がバランスし，流域全域で河川流量が落ち着き，地下水位も地形と地質に従った形で形成される。
④ 適当に地下水位や流量が落ち着いた段階で，季節降雨変動さらに日変動を与え，次第に現在（観測している時期）の変動状態に近づけてゆく。

地表水・地下水を完全連成したシミュレータでは，このようなプロセスから，人為的な境界設定なしに自然状態（計算モデルの初期状態）を作り出すことができる。なお，初期化の方法は他にも考えられるが，山岳地を含む一般的な流域解析ではこの方法がモデル設定上最も容易かつ納得し易いものであろう。また，一般の地下水解析用シミュレータでも，地表部の設定を適切に行えば，同様の手順で地下水位のみの初期化を行うことは可能と考えられる。ただし，地表河川の影響を地下水位分布に反映させるには，連成型シミュレータが必要となる。より具体的な初期化の説明は2005年度報告書を参照願いたい。この結果として得られた1990年4月1日からの通算日数4,700日（2003年4月1日より約50日前）時点の状態は，観測孔水位の多くのものを良く再現しており，日吉川流量の再現性も良好なものである。

2.4.4.2 降雨入力および掘削入力

シミュレーション期間で入力する降雨は，2003年2月から約450日分の日降雨量記録である。これにより，地表の条件は2005年度のシミュレーションと同じ状態に保たれる。また，掘削過程は，図2.4.9の入力にあわせ，表2.4.6のデータの置き換えを自動的に行い模擬される。

2.4.5 シミュレーション結果と観測値との比較

2.4.5.1 湧水量

計算された各立坑の湧水量の経時変化を図2.4.10に示した。170m程度の深度に達した時点では，約200から300m^3/day程度の湧水が見られる。先行した換気立坑側の湧水量が主立坑の値より大きく出ており，観測とは整合的である。なお，本モデルの深度分割が粗く立坑周辺の局所地層状態・覆工などは反映されていないため，この結果は実際の湧水量（揚水量）とは比較していない。

2.4.5.2 観測孔の水位変化

立坑周辺の観測孔の観測水位の変化を図2.4.12，図2.4.13，図2.4.14，図2.4.15，図2.4.16，図2.4.17に示した。すべての図において，2006年2月の掘削進展に伴う湧水のため，水位の低下が認められる。2006年末においては，MSB-1号孔で10m以内，MSB-3号孔で20m程度，DH-2号孔では30m以上，DH-15号孔で10m弱，05ME-06号孔では30m～60m，MIZ-1号孔では10m弱の水位低下となっている。図2.4.18，図2.4.19，図2.4.20は計算により得られた観測点MSB-1号孔，MSB-3号孔，DH-2号孔の深度方向の水位の変化を示している。MSB-1号孔，MSB-3号孔では，立坑の掘削に伴い数mの水位低下が生じているが，観測結果では10m～数十mの低下が生じている。DH-2号孔では，計算値は逆に上昇を続けている。DH-2号孔の上昇は，本モデルの全体的な深部ポテンシャルの上昇傾向[1)]によるものと考えられる。結果的に格子の大きな全域モデルで設定されている透水性分布は，立坑周辺の局所透水性をそれほど反映したものではなく，今後モデルの精細化が必要と考えられる。

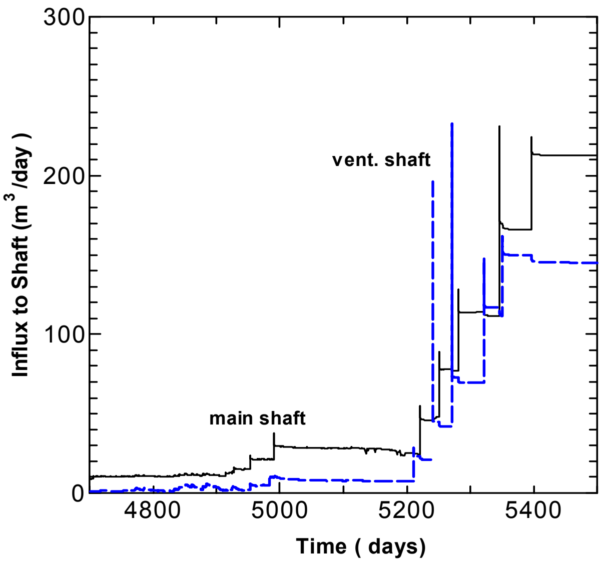
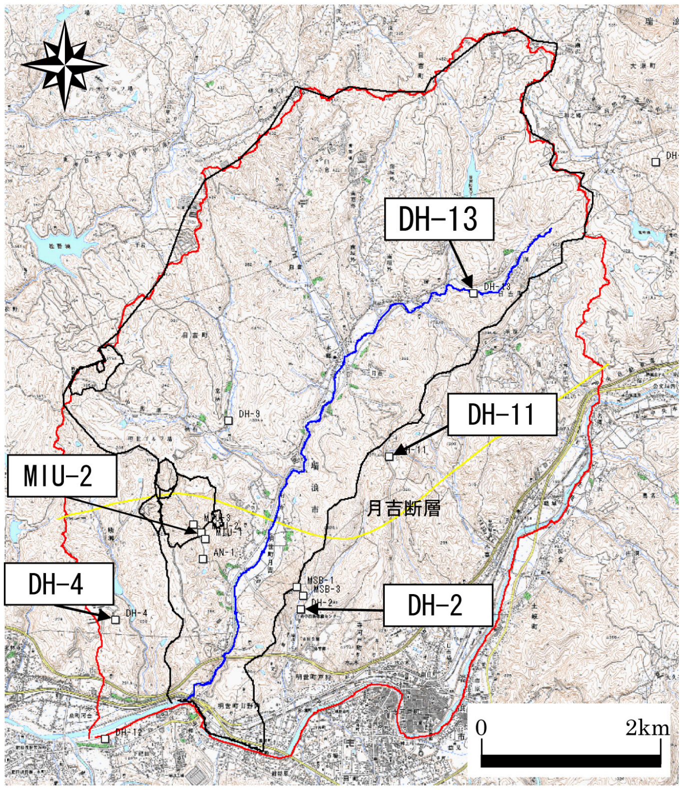


図2.4.10　計算された湧水量の時間変化



（国土地理院；1/25000地形図「御嵩」，「武並」，「土岐」，「瑞浪」使用）

図2.4.11　観測井位置図

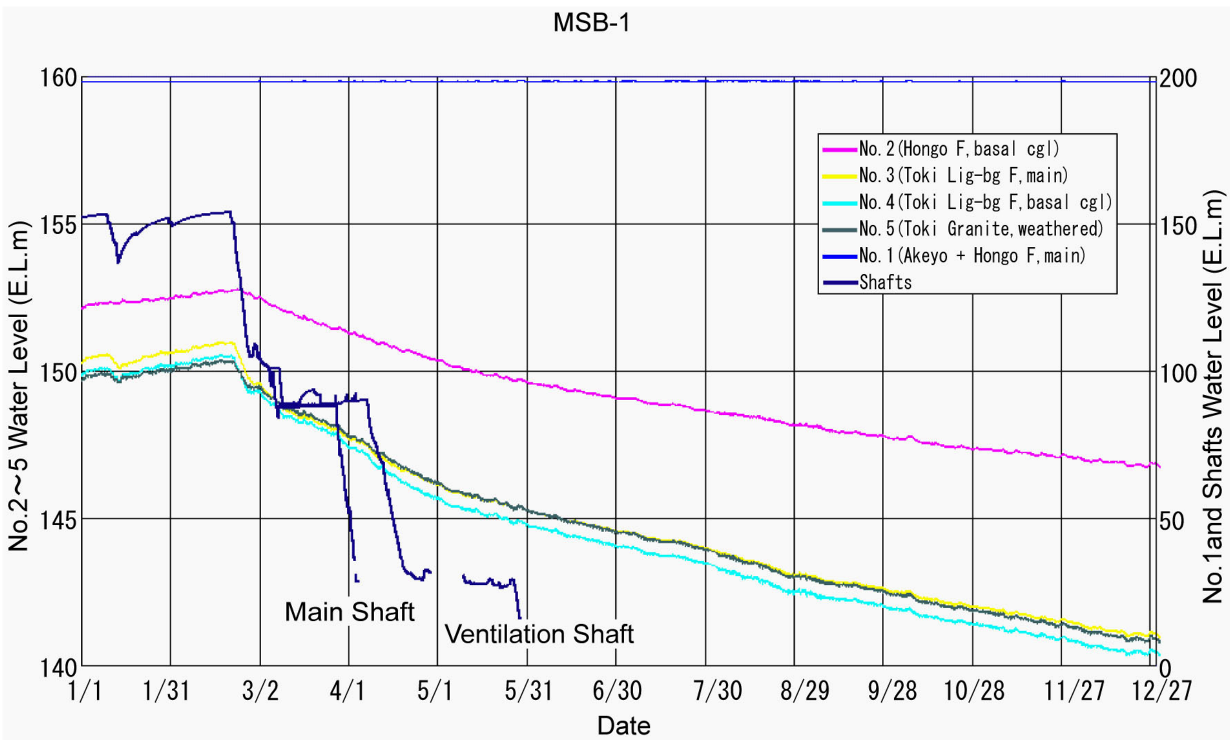


図2.4.12　MSB-1号孔における観測水位の変化（2006年）

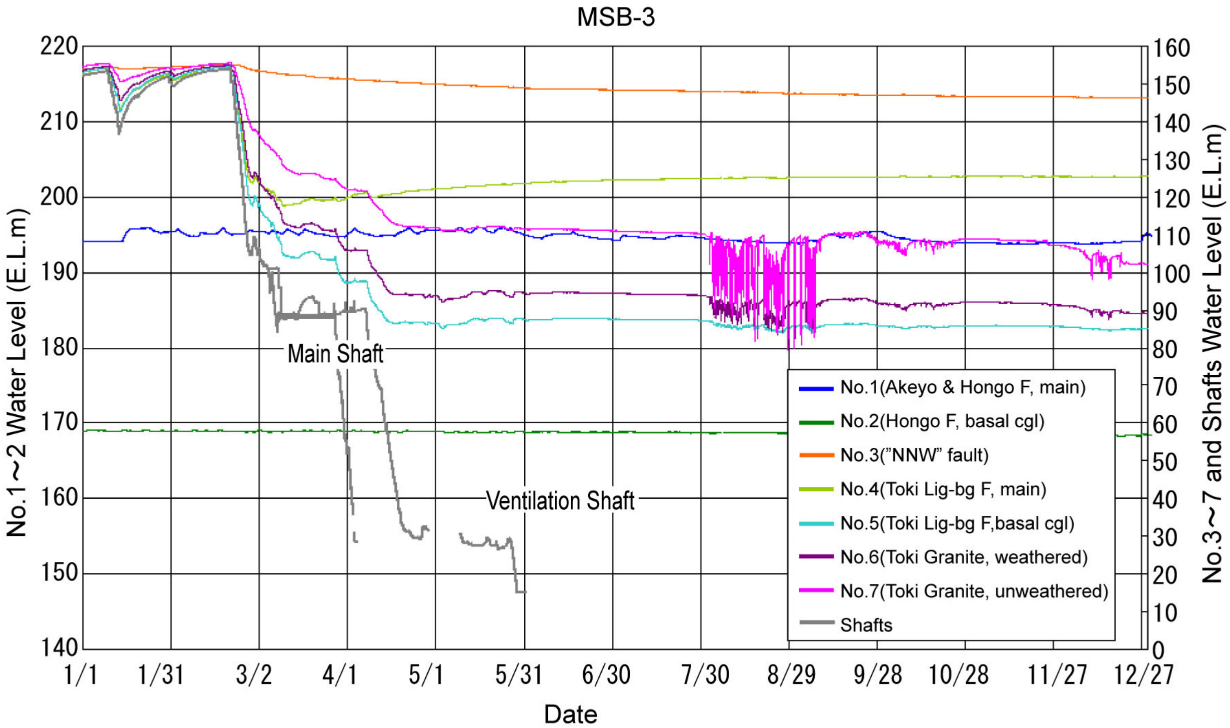


図2.4.13　立坑掘削に伴うMSB-3号孔の水位変化（2006年）

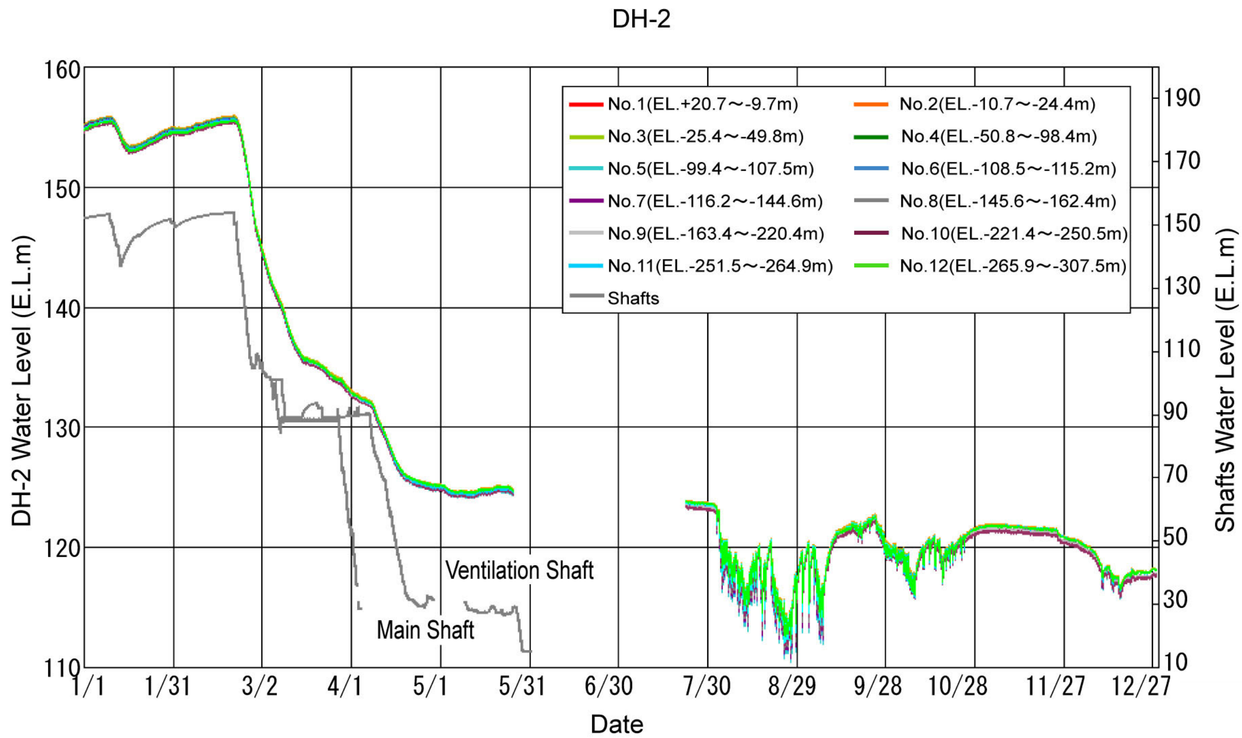


図2.4.14　DH-2号孔における観測水位の変化（2006年）

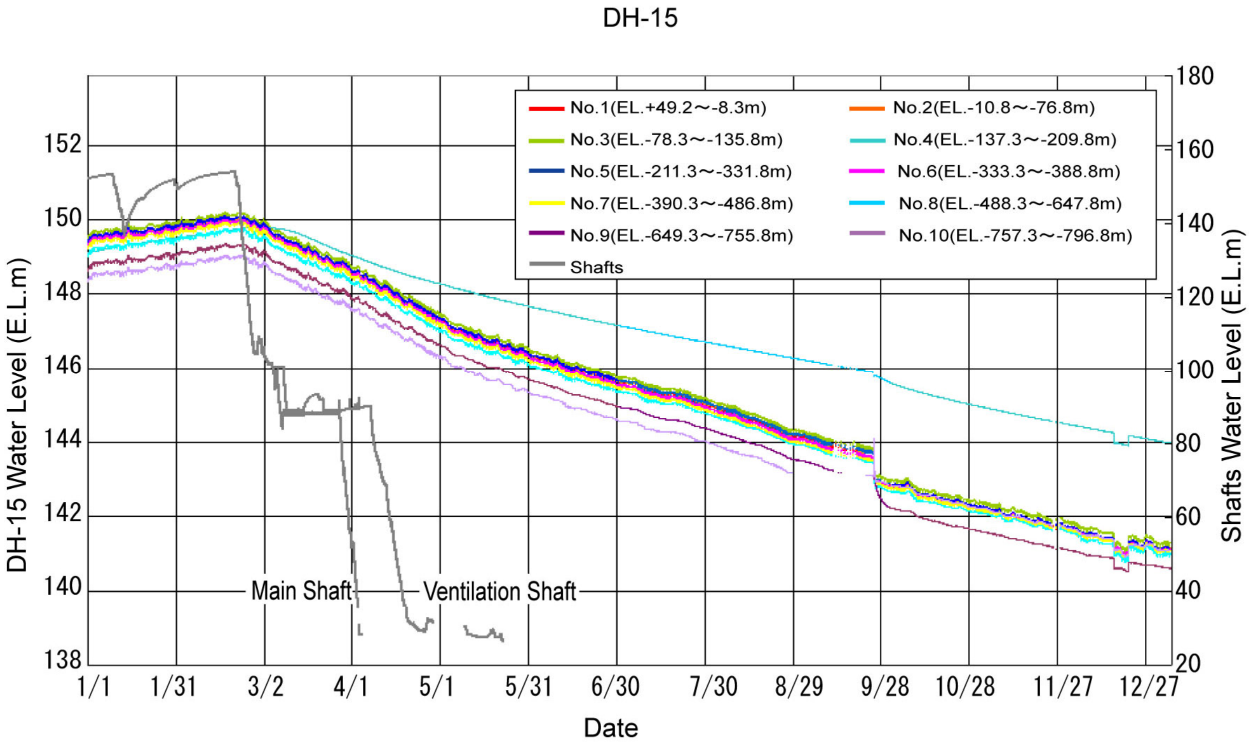


図2.4.15　DH-15号孔における観測水位の変化（2006年）

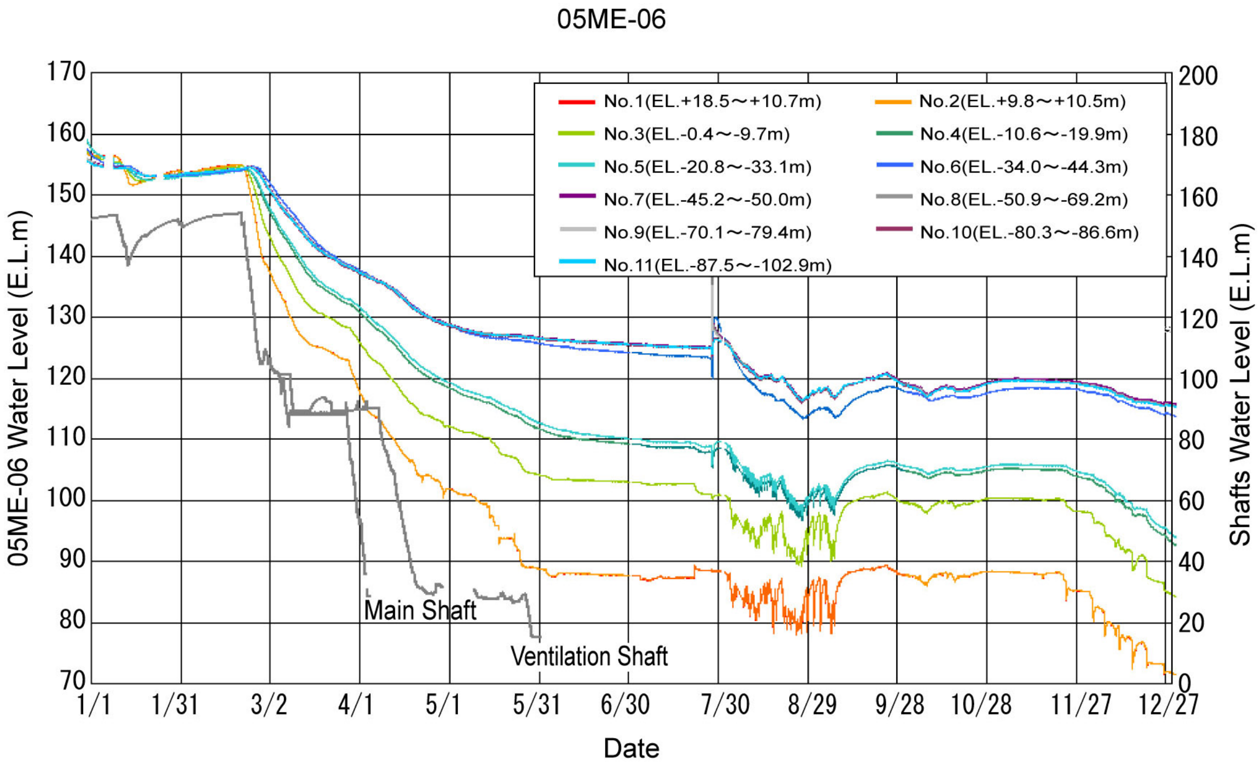


図2.4.16　05-ME-06号孔における水位変化（2006年）

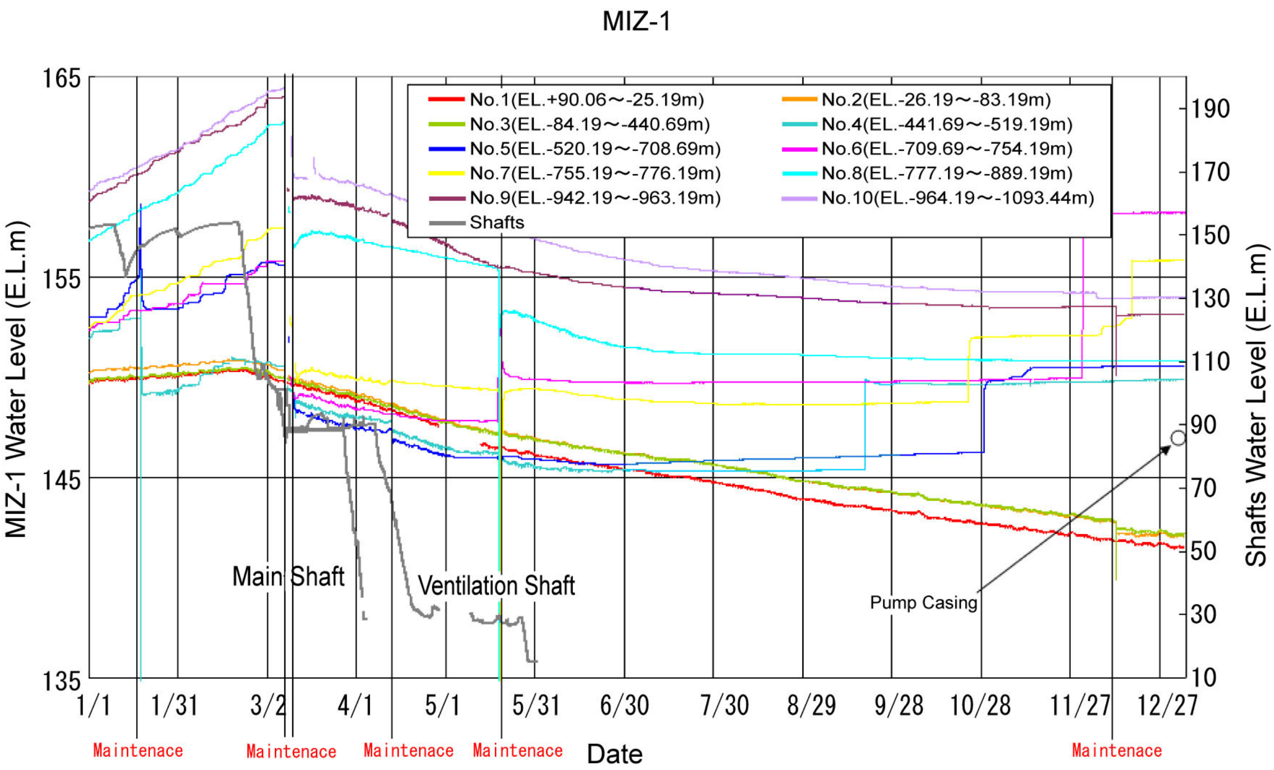


図2.4.17　MIZ-1号孔における水位変化（2006年）

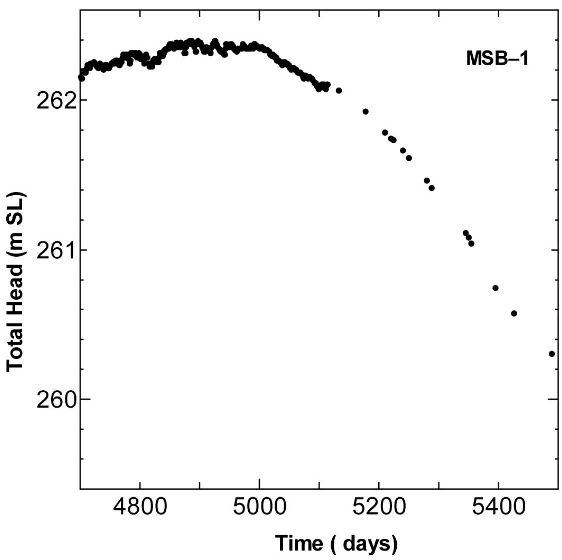


図2.4.18　立坑掘削に伴う計算水位の変化（MSB-1号孔）

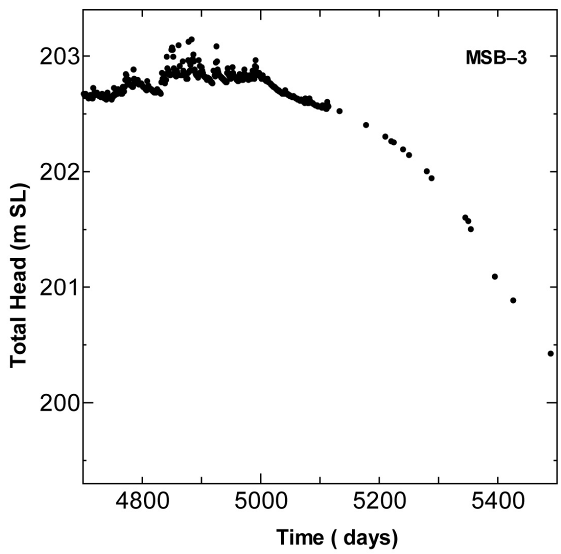


図2.4.19　立坑掘削に伴う計算水位の変化（MSB-3号孔）

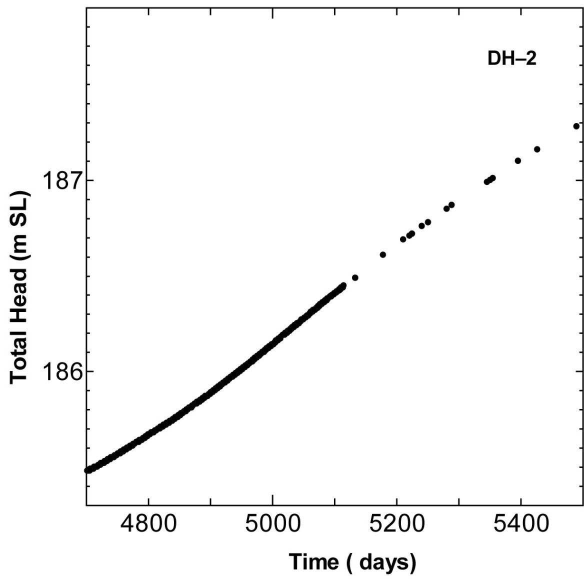


図2.4.20　立坑掘削に伴う計算水位の変化（DH-2号孔）

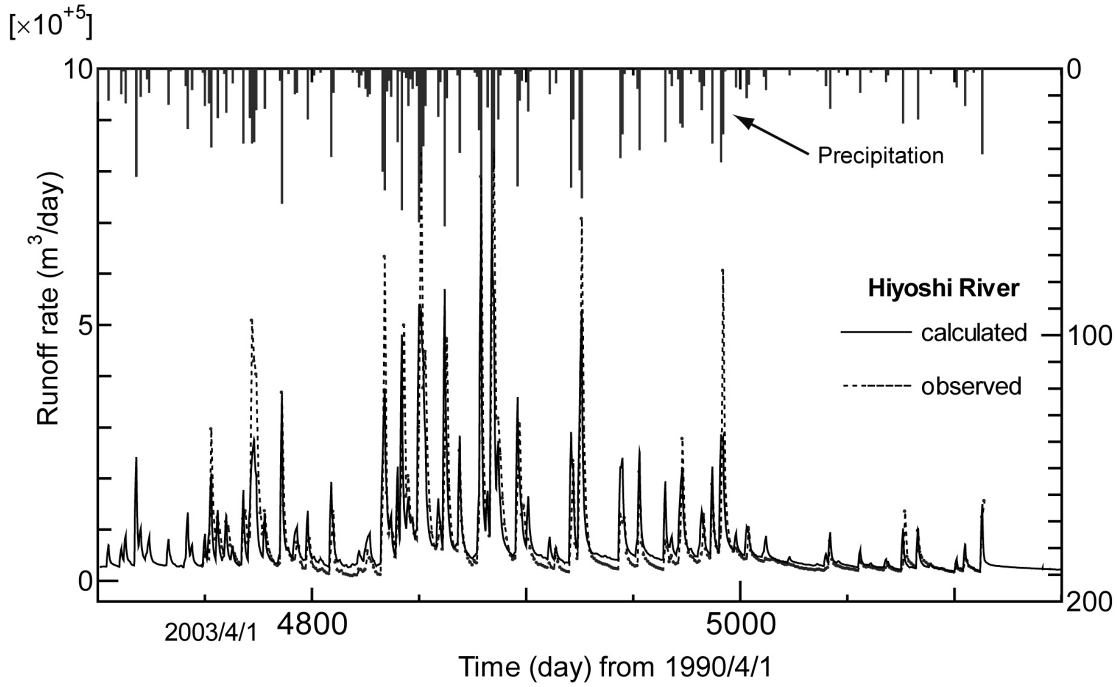


図2.4.21　日吉川の観測流量と計算流量
（点線；観測値，実線；計算値，上部；降水量）

2.4.5.3　河川流量変化

日吉川の河川流量を図2.4.21に示した。2005年度報告[1)]にあるように，河川流量の再現性は良好であり，立坑なしのケース（2005年の計算結果）[1)]からの変化は認められないようである（プロットされている線は完全に重なっている）。これは，日吉川と立坑の距離が遠いこと，地形の

高まりを挟んでいることから，当然の結果と考えられる。なお，柄石川，正馬川は，よほどの長期にならない限り立坑の影響は考えられない。

2.4.6 まとめ

本研究では,日吉川流域の全体モデルを用いて,立坑周辺の地下水位変化の再現解析を試みた。流域モデルの設定変更を最小にして,果たしてどのような変化が再現されるかを見たものである。

現在までの所，必ずしも観測値と比較できる段階までは進んでいない。とくに，

①立坑周辺の分割を，水平，鉛直両方に精細分割する必要があること，

②モデルに反映されていない地質構造・水理構造の存在（掘削により得られた透水性の高いゾーンなど）

を考慮することなどが必要である。

流域モデルの境界を縮小した局所モデルを作成するなどの方法も考えられるが，新たに境界条件をどうするか悩まねばならず，不確定性が増すことにもなろう。今後は，本流域モデルの形を残しつつ，両立坑を中心に1km程度の部分領域を精細化したモデルを作成する方向を考えたい。計算負荷もそれほど大きくならないものと予想される。

掘削時の地下水位変動の観測は，地下の不均質性を把握するための良い情報となる，特に地表調査段階での情報からおおよその観測値が再現できれば，地下流動場の推定信頼性も向上すると考えられる。

参考文献

1) 日本原子力研究開発機構：深部地質環境の調査解析技術の体系化に関する研究
　－平成17年度－，JAEA-Research 2007-060，pp.155-177，2007.

2) 榧根　勇：水文学，大明堂，pp101-102，1980.

（東京大学　登坂博行）

2.5 CFCsトレーサーを用いた地下水の滞留時間推定法の開発（その2）

2.5.1 はじめに

地下水の滞留時間推定には，水に含まれる様々な物質をトレーサーとして用いることが有効である。その代表的なものの一つに，水素の放射性同位体である^{3}H（トリチウム）を用いた方法がある。^{3}Hは宇宙線の作用により大気上層中で恒常的に生産されるが，1950年代から60年代にかけて行われた大気圏内における核実験により，大気中に^{3}Hが大量に放出され，その結果としてとくに北半球の各地で降水の^{3}H濃度が急激に上昇し，実験終息とともに指数関数的に低下した。このような^{3}H濃度の高い降水は，我が国においても地下水の滞留時間を導出するうえで，重要なトレーサーとしての役割を果たしてきた。しかし，^{3}Hの半減期は12.43年と短いことから，近年我が国では降水の^{3}H濃度が天然レベルにまで低下してきており，^{3}Hのトレーサーとしての有効性が希薄になってきている。我が国のように降水量が多く，浅層地下水の滞留時間が数十年程度のオーダーを示すような地域においては，滞留時間の推定に支障をきたすことが大いに考えられることから，^{3}Hに代わり滞留時間の短い，新しい地下水に適用できる滞留時間推定方法の開発が求められている。

このような観点から，近年新たなトレーサーとして，フロン類（Chlorofluorocarbons，CFCs）を利用し地下水の滞留時間を推定する方法が利用されている。CFCsを利用した方法は欧米において研究が行われ，その有効性がBusenberg and Plummer[1]等により確認されている。CFCsは人工的にのみ生産された物質で，非常に安定な性質を有し，さらに大気中のCFCs濃度は規制前までほぼ単調に増加しているなど（図2.5.1）[2]，トレーサーとして非常に有利であることから，とくに滞留時間の短い，浅層地下水の滞留時間推定に有効であると考えられる。しかし国内においては，CFCsを地下水の滞留時間の推定に適用した例は皆無であり，地下水中のCFCs分析手法さえ確立されていないのが現状である。

このような観点から，昨年度よりCFCsをわが国における地下水の滞留時間の推定に適用するため，地下水中のCFCsの分析手法，および採水方法等の確立（平成18年度）と，国内におけるCFCsを用いた滞留時間推定のフィールド研究事例（平成19年度）を増やすことで，その有効性の検討を開始している。

2.5.2 CFCsの起源

CFCsは1930年代以降，アンモニアや二酸化硫黄に替わる冷媒として米国で人工的に生産された物質である。1931年にCFC-12（dichlorodifluoromethane，CCl_2F_2）が生産されて以降，1936年にCFC-11（trichlorofluoromethane，CCl_3F），その後CFC-113（trichlorotrifluoroethane，$C_2Cl_3F_3$）と相次いで生産が開始された。CFCsは非常に安定な化合物であるとともに，毒性が低くまた不燃性でかつ，冷媒としても優れているという性質から，産業の場面において広く用いられてきた。CFC-11，CFC-12は主としてエアコンや冷蔵庫の冷媒，スプレー缶の噴射剤，発泡剤の原料，また溶剤として用いられ，CFC-113は主に半導体工場などで洗浄の用途に用いられてきた。CFCsは生産と同時に大気中にも放出され，生産量の増加とともにその大気中濃度も上昇してきた。その使用形態によって生産から大気中に放出されるまでの期間は異なるが，大気中濃度は生産開始以降ほぼ増加し続けてきた（図2.5.1）[2]。ところがCFCsが成層圏内のオゾン層の破壊に寄与する物質であることが明らかになり，オゾン層破壊を防止する観点から，またCFCsが温暖化物質でもあることから，1987年のモントリオール議定書発効以降，先進国を中心にCFCsの生産・使用が制限された。しかし依然として大気中に放出されていないCFCsが，主に発泡剤や冷蔵庫など工業製品に封入されたまま大量に残っており，大気中濃度は急激には低下してはいない。またこれらCFCsは大気中での寿命も長いことから，現在も比較的高い大気中濃度を保っている。

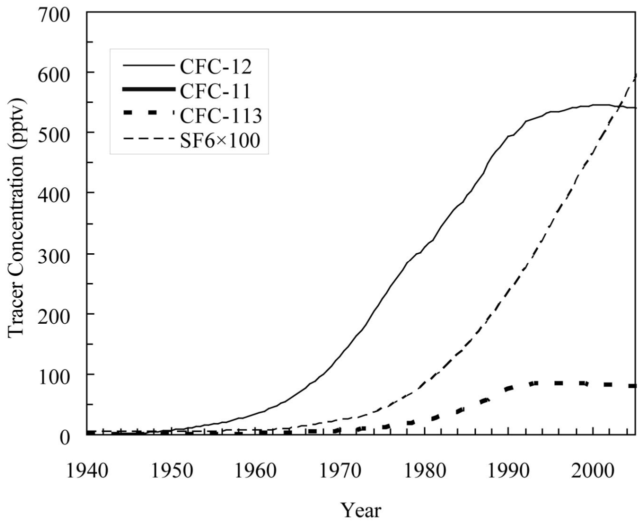


図2.5.1　北米における大気中のCFCs濃度長期変動[2)]

2.5.3　地下水中のCFCs濃度分析

米国地質調査所（USGS）のBusenberg and Plummer[2)]は，Bullister and Weiss[3)]の分析ラインをもとに，複数のCFCs濃度の測定を可能とした分析ラインを作成し，主に米国を中心とした複数の地域における地下水の滞留時間推定に適用している。この水中のCFCs濃度を測定することが可能な分析システムは，部品からのCFCs汚染を避ける必要性があることから，可能な限りステンレスやガラス製の器具を用いて分析システムをガスクロマトグラフィーと一体の加圧系で構成し，溶存CFCsを回収するためのバブラーや濃縮用のトラップ（Purge and Trap法）と，電子捕獲型検出器（Electron Capture Detector; ECD）付のガスクロマトグラフィーによる測定が行われている（図2.5.2）。本研究では，平成18年度にこのUSGS方式の分析ラインを構築し，わが国における地下水中のCFCs測定に着手した。

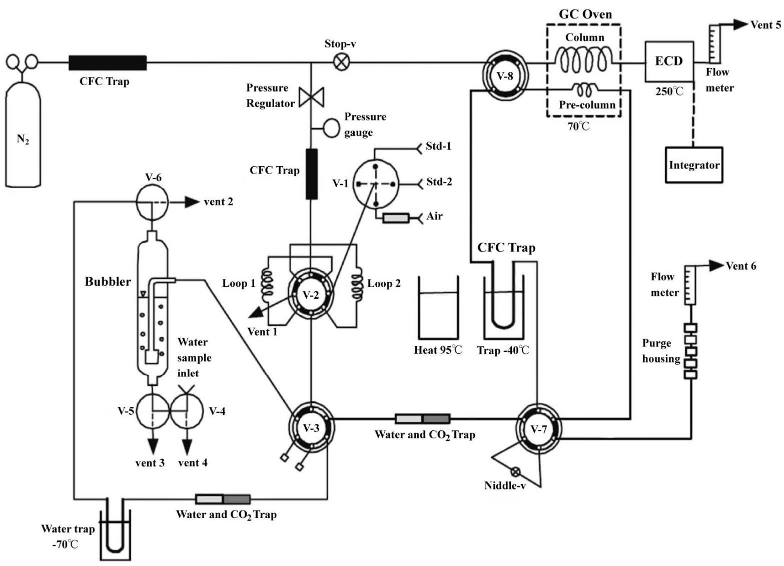


図2.5.2　CFCs分析用前処理ライン[3)]

2.5.4　入力として用いる大気中のCFCs濃度の検討

わが国における現在の大気のCFCs濃度を評価するため，2007年6月，7月，11月の採水時に，熊本県不知火地域の大気濃度測定用の試料を採水した。試料は流域に一晩汲み置き，大気と平衡状態にしておいた水を採水した。分析後，溶存CFCs濃度を，大気濃度に換算した。換算には，涵

養高度として採水地点の標高を,涵養温度として気象庁による三角のアメダスデータ観測値から,平衡状態にあった時間の平均気温を算出し用いた。求めた大気濃度（表2.5.1）を，USGSによる大気濃度の北半球平均値[4]と比較した。この北半球平均値の大気濃度は，滞留時間推定を行う際のデータとして公開されているもので,このデータの値は0.5年単位であることから,6月,7月は2007年，11月は2008年の値とそれぞれ比較を行った。その結果，北半球平均値に対する不知火の大気濃度の差は最大で30pptv程度であり，その割合はCFC-12でおよそ-3.0%から1.5%程度，CFC-11で-12.5%から6.0%程度，CFC-113で-8.9%から35.0%程度となり，CFC-11とCFC-113はCFC-12に比べ濃度が低いために相対的に偏差が大きい傾向があることが判明した。ここで，表中のCFC excess(%)の(-)数字は日本の値が北半球平均値を下回っている場合を示している。大気濃度の変動比は平均約3%程度であることから，北半球平均値を九州地区における滞留時間推定に用いる際には，場合によってはCFC-12で１年程度，CFC-11で4年程度，CFC-113では10年程度の誤差が生じる可能性がある。ただし，既存の滞留時間推定研究例においても，推定に用いた大気のCFCs濃度と研究対象流域の測定された大気のCFCs濃度に，数%の差異が存在する例[5),6)]が報告されており，この原因として都市域の人為起源の影響が指摘されている。しかし研究対象流域の大気濃度の実測値と，滞留時間の推定に用いる大気濃度との差異が見られる場合でも，その差異が比較的小さく且つ差異が高い濃度状態が恒常的に続いていない場合には，滞留時間の推定には北半球平均値のような継続的な測定データを，その流域を代表する値として利用するのが一般的である。

表2.5.1　不知火流域における大気濃度と北半球平均値との比較

Date	Recharge Temperture (℃)	Air(Shiranui) (pptv)	Air(NH) (pptv)	CFC excess (%)
			CFC-12	
2007'6	18.9	522.8	538.7	-3.0
2007'7	25.5	536.3	538.7	-0.4
	25.6	533.1	538.7	-1.0
2007'11	12.7	544.9	537.1	1.5
	15.8	522.5	537.1	-2.7
			CFC-11	
2007'6	18.9	225.8	245.3	-8.0
2007'7	25.5	247.4	245.3	0.9
	25.6	259.9	245.3	6.0
2007'11	12.7	213.4	243.8	-12.5
	15.8	224.7	243.8	-7.8
			CFC-113	
2007'6	18.9	80.2	77.2	3.9
2007'7	25.5	104.2	77.2	35.0
	25.6	100.3	77.2	29.9
2007'11	12.7	69.9	76.7	-8.9
	15.8	78.6	76.7	2.4

本研究の流域についても，隣の県に位置する福岡市において大気中のCFCsを毎年測定し報告している[7)]。この結果を北半球平均のCFCs大気濃度と比較すると，その値に差異はあるものの，大きく濃度が異なる年は少なく，ほぼ北半球平均に近い傾向が認められる（図2.5.3)。

一方で，特定地域の大気中のCFCs濃度には都市域の人為起源のCFCsの影響が指摘している報告はあるものの，この北半球平均値からの変動や都市域での高い大気濃度を，地下水の滞留時間の推定に反映させて滞留時間を検討した事例はみられない。実際に大気中のCFCs濃度の北半球平均値からの変動を把握し，それを反映させた大気濃度の経年変化を構築するためには，大気CFCs濃度の長期間の詳細なモニタリング，涵養して間もない浅層地下水や，CFCs以外の方法で滞留時間を決定した地下水の溶存CFCs濃度からの，大気濃度の再現等の方法を行う必要がある。また地域ごとに大気CFCs濃度が変化することも考えられ，大気濃度のモニタリングや地下水の濃度からの再現結果の，空間的な差異についても検討する必要があり，現実的には多くの困難を伴う。

わが国におけるCFCs測定では，人為的な汚染が殆ど存在していないような地域における大気濃度のCFCs濃度の長期観測はなく，現実的には大気濃度の再現は困難である。このような背景を踏

まえ，不知火流域における2007年6月，7月，11月の大気濃度測定値や，福岡市における観測結果を考慮し，前述したように推定された滞留時間には１年～10年程度の誤差が存在しうる可能性のあることを含めて，本研究で滞留時間の推定には，北半球平均値を不知火流域における大気濃度として利用することとした。

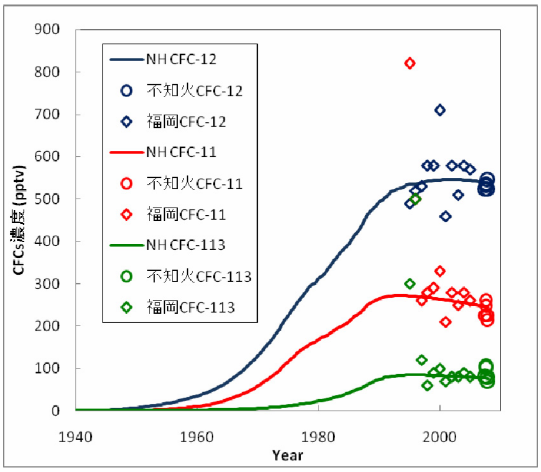


図2.5.3　不知火流域および福岡市における大気のCFCs濃度

2.5.5　霧島地域におけるCFCsを用いた地下水・湧水の滞留時間評価

2.5.5.1　研究地域の概要および地形・地質

霧島火山は鹿児島・宮崎の両県境に位置する火山群の総称である(図2.5.4)。最高峰の韓国岳(標高1700m) や高千穂峰など，20以上もの独立した火山体と火口からなり，北西－南東方向にのびた楕円形の地域（長径30km，短径20km）に分布する。霧島火山には大浪池をはじめ，爆発的な噴火によってもたらされた火口湖が多くみられる。その火山活動は今なお続いており，硫黄山など多くの地域で噴気をもたらし，地熱地帯を形成している。

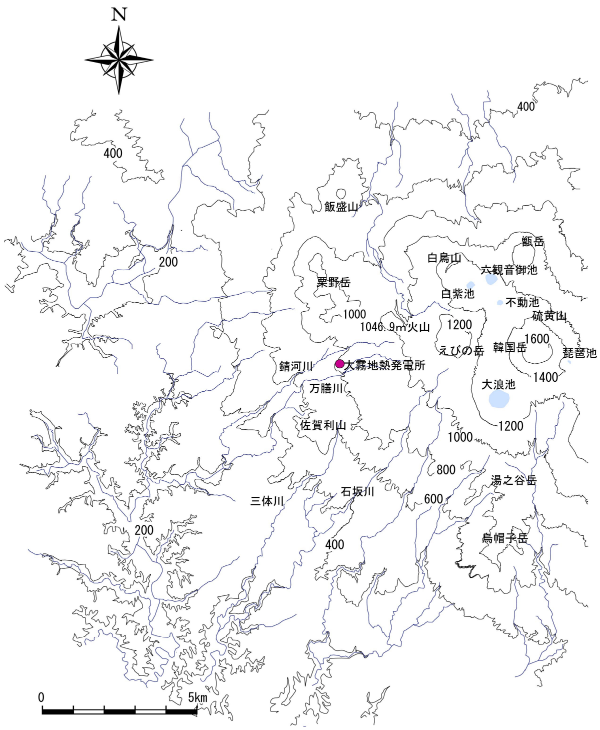


図2.5.4　研究地域全体図

本研究地域の霧島火山西部（韓国岳の西斜面以西）には湧水が約20ヵ所存在し，20余の河川が流下している。大浪池（標高1400m）や栗野岳（標高1100m），えびの岳（標高1300m）など多数の山体が存在する。北に栗野岳，東に韓国岳を臨む標高700～900mの丘陵地には大霧地熱発電所がある。えびの岳，韓国岳，大浪池には火口のほぼ中央を通って山体を北東－南西方向に切る断層が見られる。

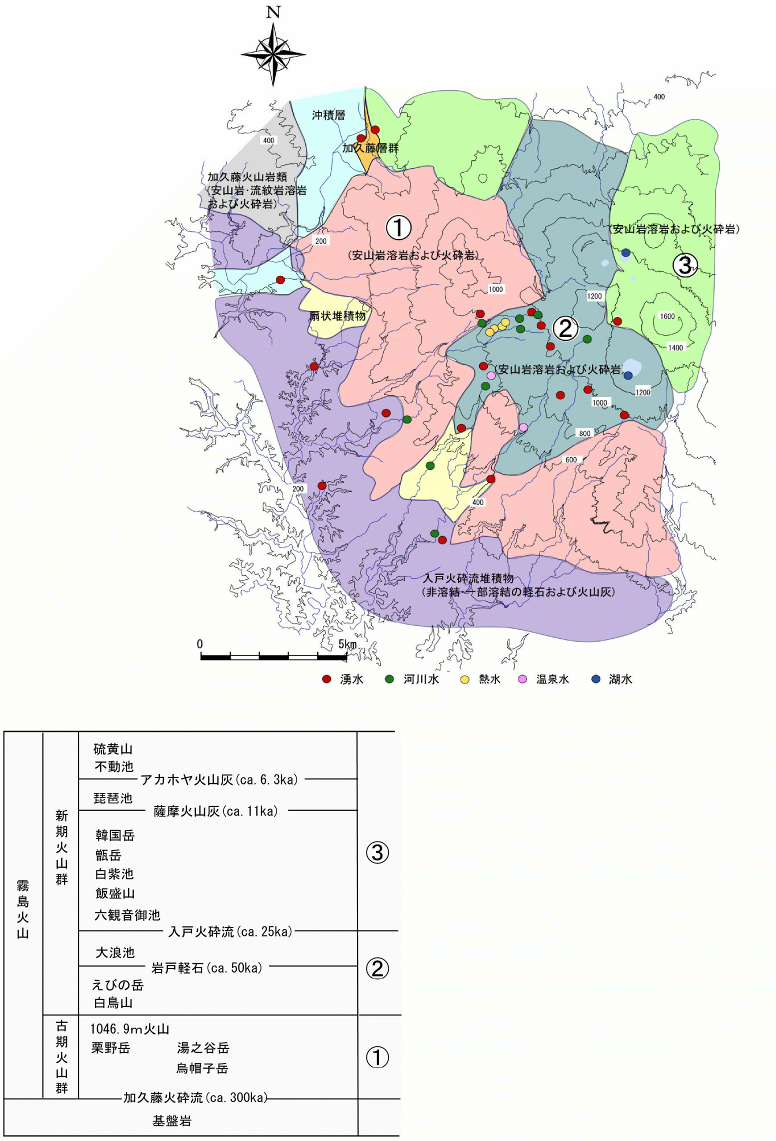


図2.5.5　研究地域の地質状況

霧島火山の直接の基盤岩は，西南日本外帯に広く分布する白亜系の四万十層群に属する堆積岩類および更新世前～中期の火山岩類であるが，肥薩火山岩類や霧島溶結凝灰岩なども分布していることが確認されている。霧島溶結凝灰岩の上位には，佐賀利安山岩や牧園安山岩などと呼ばれた火山岩類と，それと指交関係にある堆積岩類が認められており，これらを加久藤火山岩類としている[8)]。本研究地域である霧島火山西部の地質を図2.5.5に示した。霧島火山を構成する火山体は，その火山地形の保存状況と浸食の程度によって，古期霧島火山と新期霧島火山とに大別できる。栗野岳･烏帽子岳および湯之谷岳周辺には主に安山岩溶岩と火砕岩（古期火山岩類）が分布している。白鳥山･大浪池およびえびの岳周辺には安山岩溶岩と火砕岩（新期火山岩類：前入戸火砕流）が分布しており，このうち大浪池は溶岩を主体とした小型の成層火山とそれを覆って形成された火砕丘で構成される。飯盛山･韓国岳周辺にもまた安山岩溶岩および火砕岩（新期火山岩類：

後入戸火砕流）が広がっており，韓国岳は大浪池同様，主に溶岩からなる小型の成層火山とそれを覆うように形成された火砕丘から構成されている[6]。

2.5.5.2　現地調査および採水・分析

平成19年7月29日～8月3日にかけて図2.5.6に示される地点において現地調査および採水を行った。現地調査の対象地点には，山頂から山麓にかけて広がる湧水18ヶ所，研究地域を流れる複数の主要河川の上･下流で9ヶ所，山頂の湖で2ヶ所，標高600m～800m付近で湧出している温泉の湧出口で2ヶ所，さらに大霧地熱発電所内に設置された3ヶ所の生産井がある。発電所内の生産井からは熱水と同時に噴出した水蒸気を冷却した凝縮水の採水も行った。水温，pH，電気伝導度（EC），溶存酸素（DO），酸化還元電位（ORP）に関しては現地にて採水を行う際に同時に測定し，無機溶存イオン濃度，酸素･水素安定同位体比，トリチウム濃度に関しては，実験室での測定用に塩化ビニル性のポリビンにそれぞれ100mL(無機溶存イオン濃度および酸素･水素安定同位体比)と2000mL（トリチウム濃度）ずつ採水し，溶存フロン（CFCs）濃度に関しては，専用のガラスビン5本にペリスタポンプを用いて大気と接触しないよう，ステンレスバケツ内で水中置換させながら125mLボトルを満水に採水した。持ち帰ったサンプルは実験室において下記の項目の分析を行った。

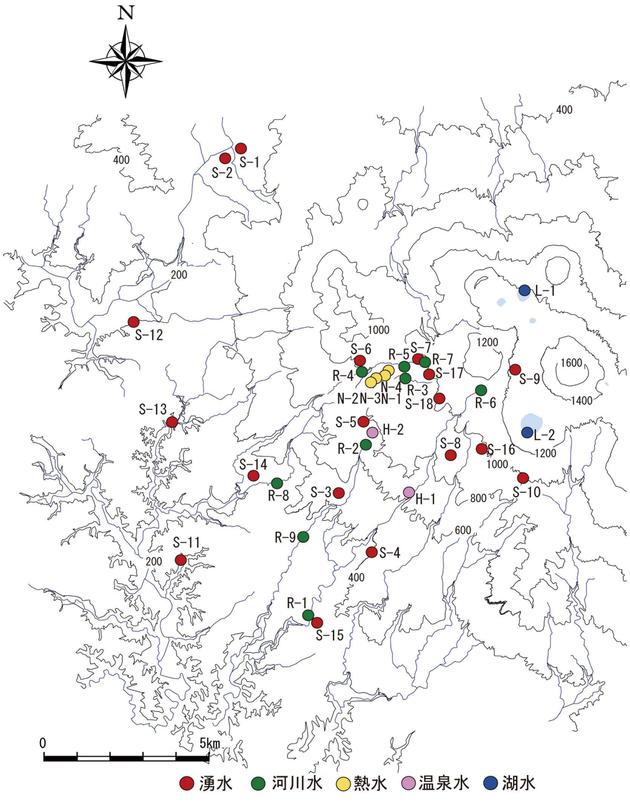


図2.5.6　採水地点位置図

(1)　無機溶存イオン濃度

採取した試料水すべてについて無機溶存成分8項目（Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^{2-}, HCO_3^-）の分析を行った。HCO_3^-の測定は1/100N硫酸によるpH4.8のアルカリ度滴定法にて行い，その他のイオンについては熊本大学理学部理学科のイオンクロマトグラフ（メトローム社製761 Compact Ic）にて行った。

(2)　溶存Si濃度

採水した試料水の溶存シリカ（Si）濃度を，（独）九州沖縄農業センターのセイコー電子工業株

式会社製誘導結合プラズマ発光分析装置（ICP-AES）SPS4000を用いて測定した。濃度の測定精度は±0.1mg/lである。

(3) 安定同位体比分析

環境における水素と酸素の安定同位体はそれぞれ^{1}H(H)，^{2}H(D)，^{16}O，^{17}O，^{18}Oがあり，これらの同位体から構成される水の同位体分子には９種類存在する。その主なものには$H_2{}^{16}O$，$HD^{16}O$，$H_2{}^{18}O$があり，これらの水の同位体分子は一部の場合を除いて化学的に，溶存化学成分のように周囲の物質との反応により変化することはない。つまり，水におけるDおよび^{18}Oの依存度の変化は水そのものの挙動を直接反映するため，地下水流動の解明において有効なトレーサーとして用いられている。酸素・水素安定同位体比分析に関しては熊本大学理学部理学科の安定同位体比測定用質量分析計「Thermo electron社製DeltaS」を用いて行った。酸素安定同位体比分析に関しては同位体平衡法により試料水と平衡になったCO_2ガスを，水素安定同位体比分析に関してはクロミウム還元法により作成したH_2ガスを質量分析計で測定した。

(4) トリチウム濃度分析

トリチウムは水素の放射性同位体で，質量数3，半減期は12.43年でβ崩壊してヘリウムに変わる。単位はT.U.で，水素原子10^{18}個あたりにトリチウム原子が１個存在するときのトリチウム濃度を１T.U.と定義している。元来，大気中のトリチウム濃度は宇宙線による生成のみであり，10T.U.前後であったが，1952年以降，大気中での核爆発実験によって大量の人工トリチウムが放出された。その結果，大気中のトリチウム濃度は急激に高まり1963～1964年のピーク時には天然の濃度の50～100倍に相当する1000T.U.を超える値となった。その後，核爆発実験停止に伴い濃度は年々減少し，現在ではほぼ天然レベルの5～10T.U.に戻っている。

トリチウム濃度の分析手順は，試料水450mLをリービッヒ冷却装置を用いて蒸留し，その後1.8gのNa_2O_2を試料水に加え，電解濃縮を約2週間かけて行い約18mLまで濃縮する。濃縮させた水をCO_2ガスで中和した後，真空ラインを用いて精製する。精製した試料を10mL測り取り，液体シンチレーター（パーキンエルマー社製ウルチマゴールドLLT）を10mL加えよく撹拌した後，液体シンチレーションカウンター（熊本大学RI総合センター内 パーキンエルマー社製Tri-Carb LSC-2750TR-LL）で100分計測を20回行う。得られたデータを電解濃縮補正後，トリチウム濃度に換算し，地下水の涵養年代を推定する。

(5) CFCs濃度分析

CFCsは工業用に人工的に合成された有機化合物で，その大気中濃度は生産量の増加に伴い1940年代～1990年代まで単調増加している。降水のトリチウムと比較して最近の年代に濃度ピークがあるため，若い地下水の年代を推定できるトレーサーとして近年注目されている。CFCsは化学的に安定であるため，基本的には涵養されたときの濃度は地下水中で保存される。年代推定に用いられるCFC-11（$CFCl_3$），CFC-12（CF_2Cl_2），CFC-113（$C_2F_2Cl_3$）の3種類である。

濃度分析に関しては，標準ガス（太陽日酸社製標準ガスCPB-28663，CPB-00240）で検量線を作成した後，Purge and Trap法によって試料水中のCFCsを抽出する。高純度N_2にて試料水中の溶存ガスを追出し，冷媒（エタノール+液体窒素）によって-30℃～-40℃に冷却されたトラップにCFCsを捕集・濃縮する。その後95℃の温浴槽で加熱し，一定時間トラップをECD検出器付のガスクロマトグラフ（島津社製GC-8A）に接続しCFCsを導入する。70℃のカラムでCFC-11・12・113に分離させた後，それぞれのピークから地下水中のCFCs濃度を求める。濃度の再現性が良い場合は１地点につき3本，再現性に問題があった場合は4～5本の試料水の分析を行った。得られた濃度から地下水が涵養されたときの大気濃度を算出し，その値と過去の大気のCFCs濃度曲線[4)]と対比させて涵養年代の推定を行った。

2.5.5.3 結果および考察

(1) 現地測定項目

各試料水現地観測結果を表2.5.2にまとめた。

図2.5.7に湧水の水温と標高との関係を示した。図より，標高の低下に伴い水温が上昇する関係がみられるが，一部の高標高域においては水温の高い湧水地点S-5･7･16･17が確認された。これらの相対的に高水温の観測された湧水の存在する地域は変質帯に位置することが御幸ほか[9),10)]によって知られており，とくに大霧地熱発電所に近いS-7･17の湧水は高い水温を示した。温泉水の水温には地点差があり，H-1では約45℃であったのに対しH-2では水温が高すぎるために直接測定が不可能であった。

電気伝導度においても水温と同様に,湧水･河川水については標高が低くなるにつれて値が大きくなる傾向が認められた（図2.5.8)。とくに大霧地熱発電所付近のS-7･17およびR-3･4･5においてその値は他の湧水と比べて明らかに高くなっており，とくにS-7（430μS/cm）においては温泉水であるH-1（466μS/cm）と変わらないほどの値を示した。これらの地点においては地熱の影響により，地下水が多くの成分を溶かし込んだことから高い値を示したものと考えられる。

表2.5.2 試料水現地観測結果

地点番号	湧水地点名	採水日時	EC(μS/cm)	pH	DO(mg/l)	ORP(mV)	水温(℃)	採水標高(m)
S-1	竹中	2007/7/29/15:50	101	7.25	4.15	146	17.2	260
S-2	熊野	2007/7/29/16:30	82.7	7.24	4.95	171	16.7	210
S-3	坂下	2007/7/29/17:34	82.3	7.23	4	182	15.9	460
S-4	枇杷首	2007/7/30/ 9:11	118.6	6.87	4.45	190	18.1	400
S-5	太良	2007/7/30/ 9:54	73.3	7.29	4.15	182	18.2	730
S-6	日添水源	2007/7/30/12:00	73.6	7.03	3.8	282	15.1	805
S-7	磨崖仏	2007/7/30/13:00	430	6.62	4.03	206	27.8	920
S-8	鳥地獄北	2007/7/30/14:00	43.8	7.1	3.88	-	14.8	910
S-9	大浪池北	2007/7/30/15:36	50	6.68	5.05	295	11.8	1210
S-10	大浪池南	2007/7/30/16:22	48.1	7.02	4.89	348	12.9	1000
S-11	有村	2007/7/31/ 9:17	88.4	6.56	4.96	262	17.9	200
S-12	栗野丸池	2007/7/31/10:10	144.5	6.76	3.63	214	17.6	190
S-13	水窪水源	2007/7/31/10:57	168.5	6.92	5.11	211	18.2	200
S-14	府鳥	2007/7/31/12:07	157.5	6.97	5.55	273	19	260
S-15	桑木前	2007/7/31/13:50	133.5	6.98	5.43	220	19.2	230
S-16	山城	2007/7/31/14:20	61.9	7.27	5.92	86	15.7	1020
S-17	大霧の泉	2007/8/1/ 15:00	136.1	6.91	4.83	168	19.7	970
S-18	音無池	2007/8/1/ 15:39	73.4	6.68	5.15	135	13.6	1000
R-1	石坂川下流	2007/7/31/14:07	130	7.51	4.12	167	26.7	230
R-2	三体川上流	2007/7/31/15:15	73.4	7.11	5.95	150	19.2	670
R-3	万膳川上流	2007/7/31/16:02	127.3	7.8	6.18	107	20.3	890
R-4	錆河川下流	2007/7/31/16:19	151	7.77	6.26	86	18.8	710
R-5	磨崖仏下流	2007/7/31/16:47	219	7.64	5.98	102	20.4	890
R-6	石坂川上流	2007/7/31/17:00	73.7	7.7	6.31	114	14.9	1130
R-7	磨崖仏上流	2007/7/31/18:00	100.9	7.7	6.79	115	16.7	930
R-8	万膳川下流	2007/8/1/ 13:13	101.4	7.31	5.94	231	23.2	270
R-9	三体川下流	2007/8/1/ 13:42	85.4	7.49	6.81	134	22.6	310
L-1	六観音御池	2007/8/1/ 9:10	24.8	5.66	4.31	260	24.6	1190
L-2	大浪池	2007/8/1/ 10:50	15.01	5.74	4.58	272	23.8	1250
H-1	関平温泉	2007/7/31/14:46	466	6.7	1.34	137	44.8	690
H-2	金湯温泉	2007/7/31/15:30	590	*6.47	*1.21	*-282	*38.9	710
N-1	A4熱水	2007/8/2/ 9:30	1990	*8.68	-	-	-	855
N-2	B4熱水	2007/8/2/ 11:00	2300	*8.54	-	-	-	835
N-3	B2熱水	2007/8/2/ 12:10	2100	*8.55	-	-	-	835
N-4	A6/2840熱水	2007/9/16/10:40	1750	-	-	-	-	856
N-5	A6/2065熱水	2007/9/16/15:13	1700	-	-	-	-	856
W-1	A4凝縮水	2007/8/2/ 9:30	64.6	5.89	-	-250	32.5	855
W-2	B4凝縮水	2007/8/2/ 11:00	67.6	5.7	-	-208	21.5	835
W-3	B2凝縮水	2007/8/2/ 12:10	71.3	7.13	-	-210	21.1	835

湧水におけるpH値は6.6～7.3の値を示し，弱酸性～弱アルカリ性であった。一方で河川水におけるpH値は7.1～7.8であり,弱アルカリ性の傾向がみられた。湖水についてはpH5.7の酸性を示し，温泉水では6.5～6.7の弱酸性であった。またこの地域の熱水はpH8.5～8.7のアルカリ性であり，その凝縮水のpH値は5.7～7.1を示していた。

溶存酸素はどの湧水においても3.8mg/l以上，酸化還元電位に関しては+80mV以上の値をとることから，本研究地域における湧水は比較的酸化的な環境にあると考えられる。

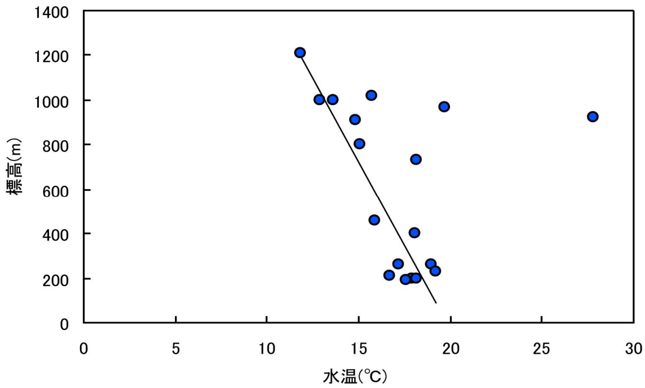


図2.5.7　湧水標高と水温の関係

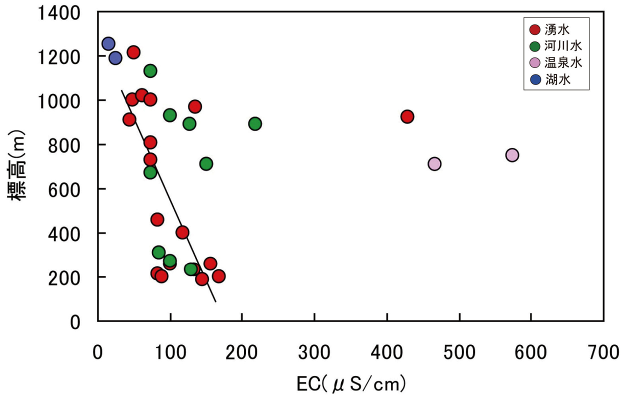


図2.5.8　湧水標高と電気伝導度の関係

(2)　無機溶存イオンおよびSi濃度

各試料水の分析結果を表2.5.3に示した。

図2.5.9には湧水･河川水・湖水におけるSi濃度と標高との関係を示してある。

この図より湧水･河川水のSi濃度には標高が低くなるにつれて高くなる傾向がみられた。一方で地熱発電所付近のS-7･17およびR-3･5は比較的高標高であるにもかかわらず高いSi濃度を示しており，前章の水温やECの傾向と一致する。最もSi濃度が高かったのはS-11で，同じ標高の湧水と比較しても明らかに高く特異な傾向がみられた。

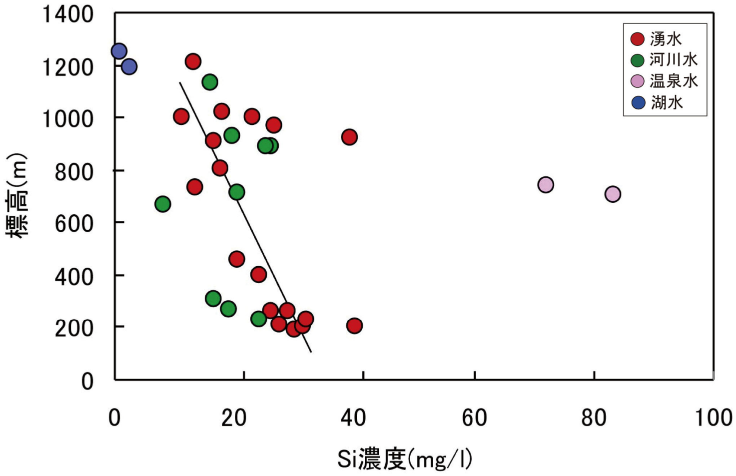


図2.5.9　湧水･河川水・湖水におけるSi濃度と標高の関係

表2.5.3　各試料水分析結果

地点番号	湧水地点名	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^+ (mg/l)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	Tritium (T.U.)
S-1	竹中	4.356	6.083	4.612	39.250	2.415	8.236	2.560	7.999	-7.3	-46	1.5±0.8
S-2	熊野	3.048	5.066	0.878	36.800	2.478	7.110	2.425	4.917	-7.4	-47	1.7±0.8
S-3	坂下	3.510	4.674	0.794	36.800	2.153	7.899	2.451	4.217	-7.3	-46	1.9±0.6
S-4	枇椀首	4.215	8.019	1.594	49.060	2.757	11.038	3.342	6.592	-7.2	-45	1.7±0.8
S-5	太良	6.080	8.883	1.022	17.170	3.095	6.529	2.028	3.514	-7.6	-47	1.7±0.8
S-6	日添水源	3.450	6.813	0.000	29.440	2.217	6.984	2.016	4.303	-7.9	-49	-
S-7	磨崖仏	31.390	104.680	0.416	60.099	21.580	34.710	10.920	29.020	-7.8	-47	2.0±0.4
S-8	鳥地獄北	2.365	4.898	0.180	17.170	2.573	4.437	0.922	2.843	-7.6	-47	1.2±0.9
S-9	大浪池北	2.360	6.397	0.348	17.170	2.969	5.114	1.061	2.645	-7.9	-47	1.2±0.6
S-10	大浪池南	2.843	3.982	0.263	19.620	1.720	5.339	0.875	2.797	-7.5	-45	2.0±0.7
S-11	有村	4.075	5.000	3.669	33.116	4.513	6.415	1.678	7.419	-6.8	-41	2.1±0.8
S-12	栗野丸池	6.324	10.250	6.024	51.513	3.779	12.887	4.569	7.095	-7.1	-44	2.0±1.0
S-13	水窪水源	10.232	16.411	3.304	57.646	4.332	14.325	5.073	9.132	-7.4	-45	1.9±0.7
S-14	府鳥	9.732	19.063	1.702	49.060	3.714	13.756	4.283	9.704	-7.4	-45	2.5±0.5
S-15	桑木前	4.801	14.797	3.084	46.607	3.792	12.685	3.525	7.223	-7.0	-42	1.9±0.7
S-16	山城	2.755	13.825	0.000	14.720	1.804	5.743	1.601	3.372	-7.6	-46	1.6±0.8
S-17	大霧の泉	6.679	22.163	0.619	39.248	5.144	8.441	3.494	11.056	-8.0	-48	2.4±0.8
S-18	音無池	2.887	10.002	0.531	24.530	2.842	6.936	1.976	3.752	-8.0	-48	1.7±0.6
R-1	石坂川下流	4.838	31.561	4.370	28.210	4.142	10.659	3.091	7.375	-7.2	-44	-
R-2	三体川上流	2.890	22.308	0.591	3.680	2.172	6.264	1.815	3.470	-7.8	-47	-
R-3	万膳川上流	6.240	20.427	0.322	34.342	5.347	7.898	3.247	10.337	-8.0	-48	-
R-4	錆河川下流	10.012	27.547	1.530	31.889	4.090	11.732	3.727	9.913	-7.8	-47	-
R-5	磨崖仏下流	14.869	54.211	0.345	35.569	6.421	15.979	5.156	15.505	-7.8	-48	-
R-6	石坂川上流	2.793	16.250	0.109	13.492	2.753	7.151	1.446	3.310	-8.0	-48	-
R-7	磨崖仏上流	4.894	20.034	0.396	22.077	3.641	7.392	2.406	6.874	-7.8	-47	-
R-8	万膳川下流	4.946	15.301	2.681	24.530	3.345	7.613	2.812	6.444	-7.5	-46	-
R-9	三体川下流	3.556	12.890	1.892	23.304	2.420	7.556	2.408	4.448	-7.3	-45	-
H-1	関平温泉	10.690	45.930	2.220	212.184	21.580	23.440	10.020	53.710	-7.0	-47	-
H-2	金湯温泉	5.360	29.190	0.000	317.664	14.830	77.070	9.020	26.470	-6.9	-45	-
L-1	六観音御池	1.596	5.848	0.678	4.910	1.375	1.839	0.658	1.839	-7.3	-45	-
L-2	大浪池	1.256	2.365	0.647	1.23	1.485	0.917	0.210	0.574	-7.5	-47	2.0±0.7
N-1	A4熱水	6939.200	2230.600	0.000	85.855	674.000	0.000	0.000	4693.200	-4.7	-42	0.4±0.2
N-2	B4熱水	6985.400	2350.400	0.000	89.534	593.400	80.200	0.000	4817.400	-4.5	-40	0.1±0.0
N-3	B2熱水	6959.600	2364.600	0.000	88.308	709.600	114.200	0.000	4769.000	-4.6	-41	0.4±0.2
N-4	A6/2840熱水	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.5	-45	-
N-5	A6/2065熱水	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.5	-45	-
W-1	A4凝縮水	1.082	15.489	0.000	2.45	0.817	0.366	0.000	8.965	-9.8	-65	-
W-2	B4凝縮水	1.085	15.033	0.000	4.91	0.746	0.000	0.000	10.317	-9.9	-64	-
W-3	B2凝縮水	1.105	15.091	0.000	2.45	0.871	0.000	0.000	10.539	-10.2	-67	-

図2.5.10は本研究において採取した試料水の溶存成分濃度をPiperダイヤグラムに表したものである。湧水における全体的な傾向は，比較的滞留時間の短い地下水と同じCa-HCO_3型であるが，高い水温を示した湧水（S-5･7･16･17）に関しては火山性の水と他の湧水との中間組成を示した。河川水・湖水も火山性の水とCa-HCO_3型の水との中間組成を示した。温泉水についてH-1はNa-HCO_3型，H-2はCa-HCO_3であるが共に淡水組成であった。熱水はNa-Cl型，凝縮水はNa-SO_4型であった。

図2.5.11と図2.5.12に，湧水および河川水･湖水･温泉水･熱水と凝縮水のヘキサダイヤグラム分布を示す。

ヘキサダイヤグラムの分布傾向から湧水・河川水共に標高が低くなるにつれてHCO_3イオンを中心に溶存イオン濃度が大きくなる傾向がみられ，EC，Si濃度の傾向とも一致していることから，低標高域ほど流動経路が長い地下水が存在していることが示唆される。また地熱発電所の近くであるS-7･17およびR-3･4･5･7の地点では周囲と比較して明らかに溶存イオン濃度が高い。これは地熱の影響を受けたことにより，地下水がより多くの成分を溶かし込んだためと考えられる。

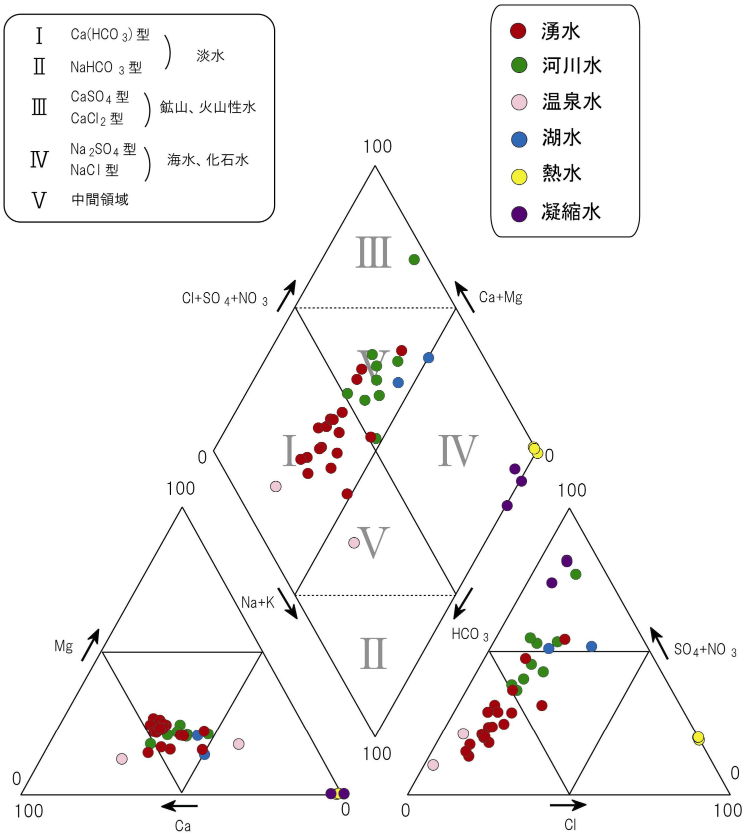


図2.5.10　試料水の溶存成分濃度Piperダイヤグラム

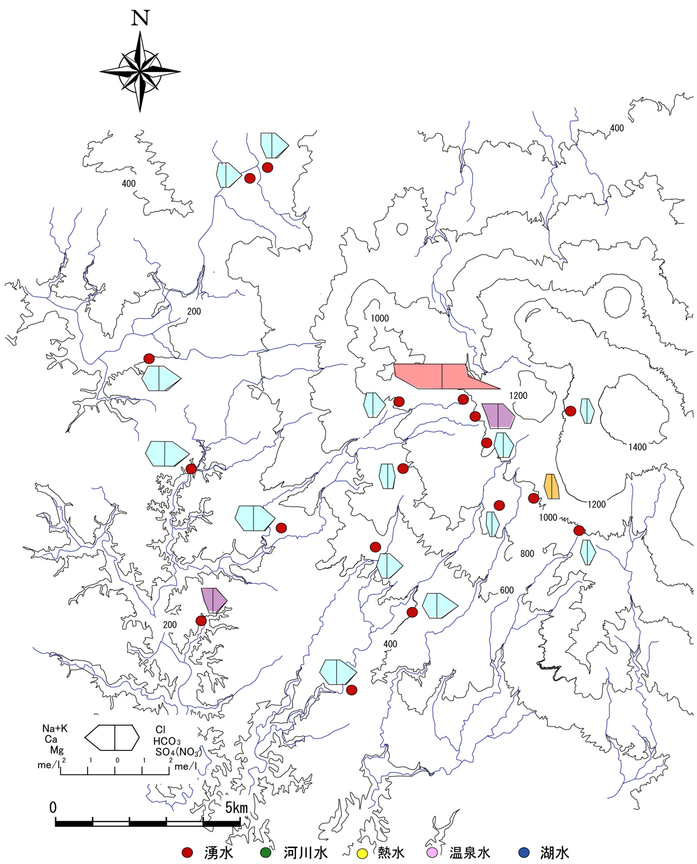


図2.5.11　湧水のヘキサダイヤグラム

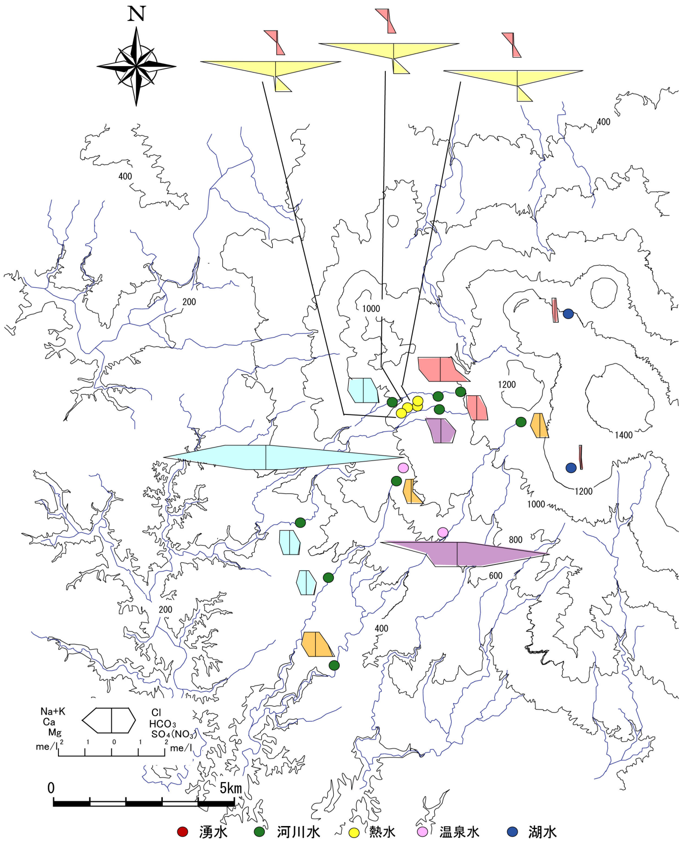


図2.5.12　河川水･湖水･温泉水･熱水および凝縮水のヘキサダイヤグラム

(3)　酸素・水素安定同位体比

図2.5.13に酸素同位体比と標高の関係を示した。図より湧水における同位体比と標高との間には明確な高度効果が確認された。同様にして作成された水素同位体比と標高との関係も合わせた本研究地域において確認された高度効果は，酸素同位体比について－0.1‰/100m，水素同位体比については－0.9‰/100mであった。これらは，わが国の降水の持つ高度効果（酸素同位体比について－0.25‰/100m，水素同位体比については－2.5‰/100m）[11]に比べて勾配が小さく，低標高の湧水には高標高の湧水が混入していることを示唆している。

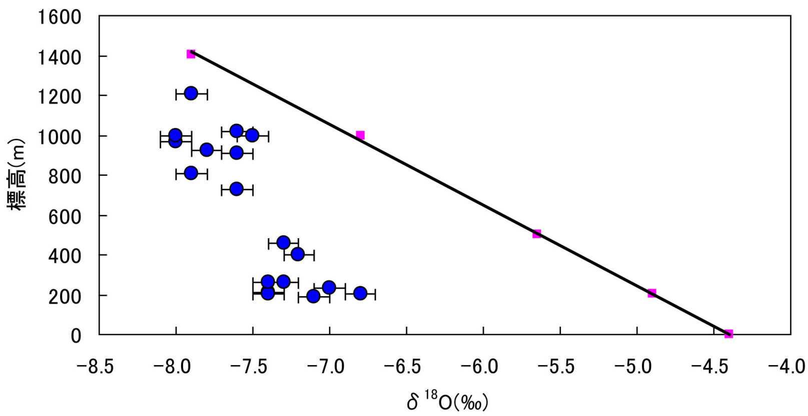


図2.5.13　湧水標高と酸素安定同位体比の関係
（図中の直線は降水同位体比高度効果推定線）

風早・安原[12]では比較的高標高で湧出している湧水に関して，溶存イオン濃度が低く集水面積も小さい場合には，その湧水の$\delta^{18}O$を降水の代表値として用いることができるとしている。本研究地域ではS-9の湧水が標高1200mと最も高く，溶存イオン濃度が低く，また集水面積も小さいことから，この湧水の$\delta^{18}O$を流域の平均標高である1400mの降水の値とした。山麓部から中腹にかけては降雨の同位体データが無く，集水域の決定も困難なことから，早稲田・中井[11]によって報告されている中部日本の降水の高度効果（−0.25‰/100m）を基準として，1400mの同位体比から，標高1000m，500m，200m，0mの降水の同位体比を外挿し，それらの値を降水の値として代用した。この高度効果は，本州における値であるが熊本県不知火地域における降水中の$\delta^{18}O$の高度効果は−0.33‰/100mであることから，今回用いた高度効果の値はほぼ妥当なものと考えられる。これらの値から求められる近似線を本研究地域の降水同位体比高度効果推定線と定義し，以下の回帰式で示すと共に，図2.5.13に加えた。図から山体の中腹では湧水が存在せず，山頂域および山麓で地下水が湧出する傾向がみられる。

$$Y（標高：m）=-404.29\delta^{18}O（‰）-1777.4 \qquad (2.5.1)$$

試料水における酸素・水素同位体比のδダイヤグラム上の関係を図2.5.14に示した。図中において，湧水および河川水の値は，本研究地域から約8km南東に位置する宮崎県都城市の天水線上（$\delta D=8.6\delta^{18}O+20$）にプロットされる。このことから本研究地域における湧水および河川水は，地域の降水によって涵養されていると考えられる。湖水の酸素同位体比は，同じ標高の湧水や河川水のものと比べて重い値を示している。これは湖の表面において蒸発が生じ，湖水が同位体分別を起こした結果，相対的に重い同位体比にシフトしたためと考えられ，δダイヤグラムからも天水線から外れて若干の濃縮傾向を示していることが分かる。

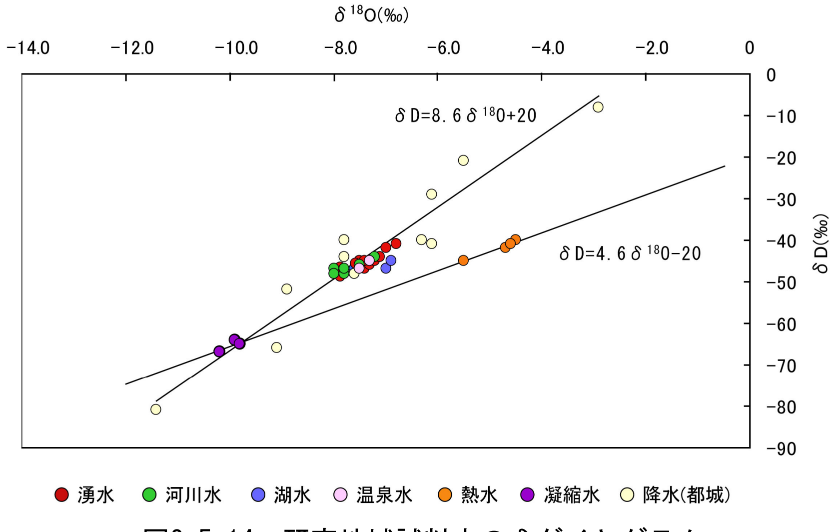


図2.5.14　研究地域試料水のδダイヤグラム

また，熱水のδDは地域の湧水や河川水とほぼ同じ値であるが，$\delta^{18}O$に関しては2～3‰高い値を持っている。このような現象は，地熱地帯での熱水および温泉水によく見られるもので，その原因として以下のことが考えられる。岩石中には原子比で約60%のO_2が含まれ固相として存在するため，熱水系における水に対する岩石のO_2存在比は一般的に大きくなる。一方，岩石中に含水鉱物として含まれる水素の量は，水の中の水素の量にくらべて大変小さいため，同位体交換反応によって水の水素同位体組成はほとんど影響を受けない[13]。したがって本研究地域では天水が地下に浸み込み流動し加熱される過程において，高温の岩石との間で酸素同位体交換が生じ，その結果熱水の同位体比はこのような値になったものと考えられる。熱水のプロット上に引いた近似線

上（$\delta D=4.5\delta^{18}O-20$）に凝縮水のプロットも乗るため，両者の起源は同じであると考えられる。

温泉水は天水線上にプロットされることから，地域に降った天水を起源としているが，熱水ほど地下深くに浸透せずに湧出したため，水温は高いが湧水と変わらない同位体組成を示していると考えられる。

(4) トリチウム濃度

トリチウムは12.43年の半減期を持つ水素の放射性同位体であり，土壌水の浸透速度や地下水の滞留時間を推定する際にしばしば用いられる。本研究地域における湧水のトリチウム濃度は，表2.5.2に示したように最小でS-9の1.2±0.6T.U.，最大でS-14の2.5±0.5T.U.であり，他の湧水については全てこの濃度の範囲内であった。湖水（L-2）のトリチウム濃度は2.0±0.7T.U.と湧水とほぼ変わらない値を示した。また熱水については0.1±0.0T.U.（N-2）と0.4±0.2T.U.（N-1･3）であり，他の試料水と比べて古い低い値を示した。

図2.5.15に藪崎ほか[14]によって報告されている1940～2002年までの日本（つくば市）の降水におけるトリチウム濃度の経時変化と，本研究にて採水･分析を行った熱水および湧水のトリチウム濃度を示した。

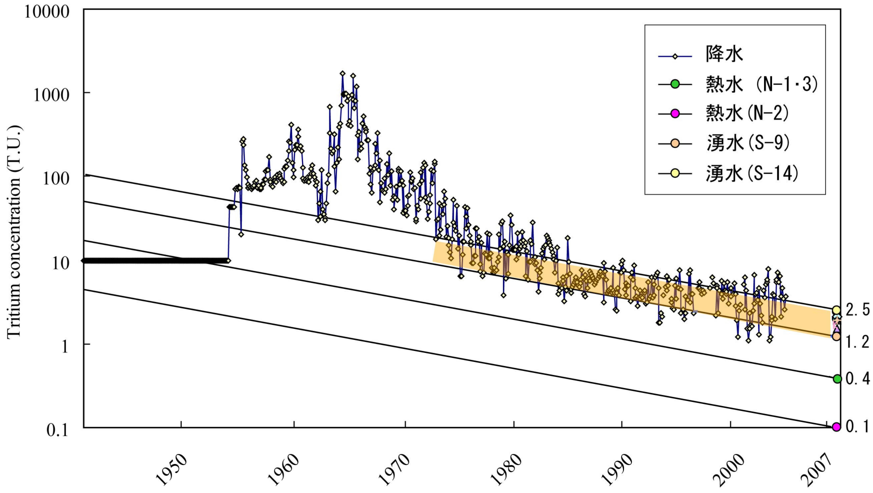


図2.5.15 降水のトリチウム濃度経時変化と本研究での試料水のトリチウム濃度

図中には本研究地域における試料水中のトリチウム濃度の逓減曲線を，採水時点の濃度を基に過去に遡って推定し重ね書きしてある。濃度測定が今回の調査で行なった１回のみであるため湧水の正確な滞留時間を決定することは不可能であるが，その年齢幅を推定することは可能であり，本研究地域における湧水および湖水は1970年以降に涵養された滞留時間が40年未満の水であり，熱水は1960年代以前に涵養された相対的に滞留時間の長い水であることが示唆された。この図に見られるように近年のトリチウム濃度の低下によりトリチウム濃度では，これ以上の滞留時間の詳細な解析は不可能であるため，本研究では以降においてCFCsによるより詳細な滞留時間解析を試みた。

(5) CFCs濃度

湧水および湖水のCFCs濃度を表2.5.4に示した。

CFCs濃度から地下水の滞留時間を求める際には，採水された湧水における涵養標高と涵養時の気温を決定する必要がある。そこで本研究では以下のような手順で涵養標高と涵養気温を推定した。

表2.5.4　湧水および湖水のCFCs濃度分析結果

地点番号	湧水地点名	CFC-11 (pg/kg)	CFC-12 (pg/kg)	CFC-113 (pg/kg)	地点番号	湧水地点名	CFC-11 (pg/kg)	CFC-12 (pg/kg)	CFC-113 (pg/kg)
S-1	竹中	305.4797	549.4645	0	S-10	大浪池南	253.6304	532.9512	59.58689
		302.2916	549.6021	48.09874			252.9473	528.8523	56.02331
		299.2085	545.3951	49.18643			251.7903	522.4144	59.24455
		303.6191	538.5172	40.27213	S-11	有村	598.7608	1134.239	34.42428
		302.4117	534.4554	44.62397			604.9296	1155.023	33.86776
S-2	熊野	191.7063	364.0139	39.65958			605.3393	1129.724	35.73857
		191.4993	362.3844	47.96255	S-12	栗野丸池	180.3522	477.485	40.50822
		193.5836	367.7372	57.88723			180.2463	479.8688	38.39985
		191.0143	374.309	50.33147			179.4302	477.6148	41.93937
		194.4775	375.989	50.59746	S-13	水窪水源	160.0506	420.3459	29.86145
S-3	坂下	237.7454	452.1402	55.9324			159.1728	433.3432	34.32956
		237.2791	448.7177	53.72898			158.642	433.0903	35.52147
		237.3181	449.0544	53.41159	S-14	府鳥	244.7257	474.1458	49.85915
S-4	枇杷首	888.8079	152.9374	60.93979			244.7127	471.3381	47.30691
		882.2009	231.7617	59.13032			241.518	470.1412	49.49321
		890.7823	310.5743	60.13812	S-15	桑木前	3199.896	−336104	51.18529
		883.547	52.55298	59.37873			3166.242	−321011	50.04137
S-5	太良	212.6627	423.3408	47.30403			3359.423	−381793	50.80701
		208.9514	415.5262	44.77845	S-16	山の城	238.6297	486.2705	55.58031
		214.9923	423.2712	47.72558			228.9182	469.008	52.08746
S-6	日添水源	276.9266	562.8875	56.81286			233.6827	482.2204	54.60334
		241.4587	491.1178	55.49088	S-17	大霧の泉	246.0424	414.4715	45.66334
		241.3271	505.9553	55.40188			244.0798	411.1242	47.37102
S-7	磨崖仏	554.1472	291.9591	29.46711			244.115	409.7507	44.42306
		559.282	289.4431	32.06808	S-18	音無池	235.8398	497.1832	54.73125
		561.6162	287.467	32.17504			245.7993	504.5437	59.92567
S-8	鳥地獄北	239.2833	502.9299	55.03318			244.7607	503.5718	56.71614
		239.2922	499.249	55.4475	L-1	六観音御池	160.18	309.78	44.62
		240.4684	496.1025	55.20288			158.84	306.63	38.13
S-9	大浪池北	267.2451	527.8945	63.50714			158.02	304.13	35.58
		264.9591	523.7216	62.37138	L-2	大浪池	169.48	318.5	35.47
		269.3914	524.6748	61.59281			169.21	319.53	37.62
							169.68	319.38	38.15

涵養気温については，地下水温がその涵養域の平均気温を保存していると考え，前述の同位体比の項で示した図2.5.13の降水同位体線から各地点の涵養標高を求め，その値を図2.5.7から得られた水温と標高の関係を示した以下の式を基に推定した。

$$Y（標高：m）＝－149.91X（水温：℃）＋2965.3 \qquad (2.5.2)$$

はじめに湧水における年代決定はピストン流モデルを用いて行った。ピストン流モデルの場合，涵養時の大気濃度は流動過程で変化しないため，求めた涵養時の大気濃度と大気中のCFCs濃度の推移を比較することで滞留時間が推定できる。

そこで図2.5.1に示した北半球で測定された大気中のCFCs濃度曲線(分圧:pptv)と試料水中のCFCs濃度を対比した。このモデルでは試料水中のCFC-11・12・113濃度が3種類のフロンがすべて同じ年代を示す場合が最も信頼性が高い。3種類ともCFCs濃度曲線上に測定値がプロットされるが2種類のフロンのみ同じ年代を示す場合は，異なる年代を示す残りのCFCは分解（濃度減）または汚染（濃度増）による影響を受けたために涵養時期のフロンが保存されなかったと考え，同じ年代を示した2種類のフロンから得られた年代を採用した。ここで，異なる年代を示したフロンから見積もられた年代が，他の種類から得られたフロン年代より古い推定年代を示した場合，そのCFCが示した見掛け年代は，涵養時期のフロンが分解されたために結果として古い年代を示したものと考えて最も古い側の滞留時間見積もりとして採用し，滞留時間に年齢幅を設けて示した(図2.5.16参照)。

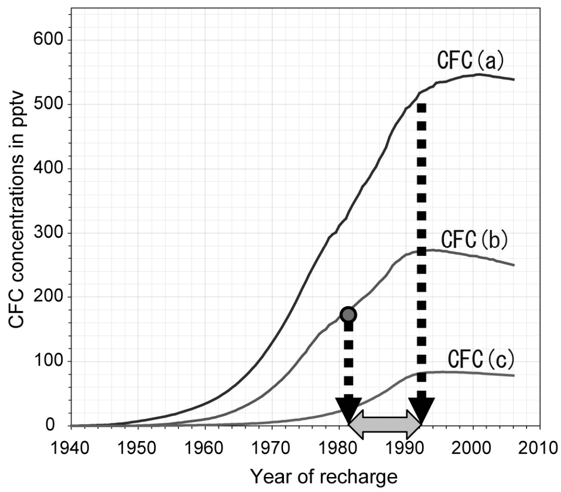


図2.5.16　ピストン流モデルによる滞留時間の説明図

一方，3種類CFCのすべてが濃度曲線上にプロットされず，濃度が遥かに高い汚染傾向を示したり，完全に分解して濃度０を示したりして1種類あるいは2種類のフロンしか濃度曲線上にプロットされない場合は年代推定が不可能であると判断した。このようにしてピストン流モデルから推定された湧水の滞留時間の空間分布を図2.5.17に示した。図ではどの地点の湧水に関しても滞留時間は20年前後で，山頂域と山麓部の湧水における滞留時間に大きな差は見られなかった。

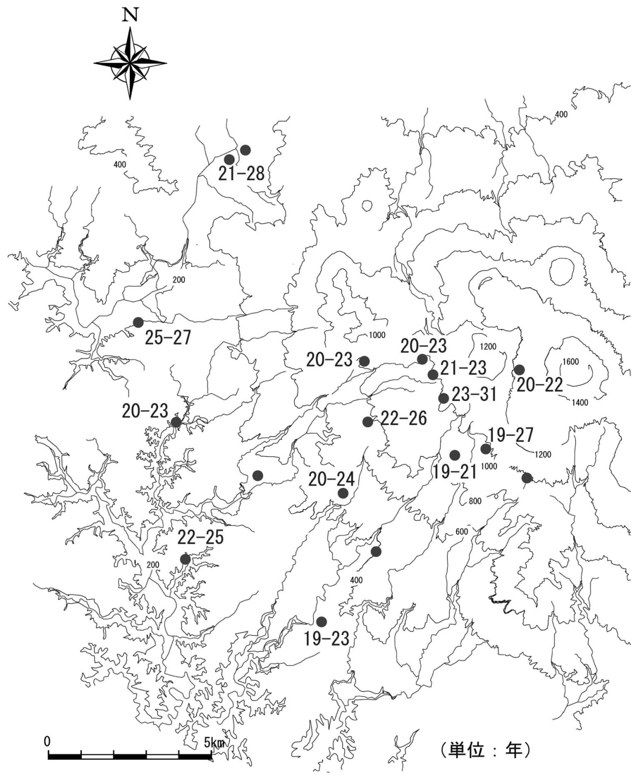


図2.5.17　ピストン流モデルから推定された湧水の滞留時間の空間分布

そこでさらにピストン流モデル(PM)，指数モデル(EM)，拡散モデル(DM)の3つを用いて滞留時間の推定を行った。指数モデルは，主に浅い深度や不圧帯水層を通過する水に対して適用されるモデルであり，滞留時間に対し不飽和帯を通過する時間が無視できない場合は不適切であるとされる。拡散モデルでは，流動中の拡散を考慮しており，深い地下水流動が示唆される場合にも適用

することができる。これら3つのモデルを用い2007.5年（1年間を少数扱いしたもので，およそ7月に相当）を採水時期として滞留時間を算定し，それぞれのCFCs濃度に対する滞留時間との関係を図2.5.18に示した。ピストン流モデルの場合，大気のCFCs濃度がそのまま反映されるため，滞留時間15年程度まではCFCs濃度が上昇し，その後滞留時間50年～60年まで減少し，濃度は０となる。また拡散モデルの場合は，流動の過程での拡散の影響によりピストン流モデルよりも若い滞留時間でCFC濃度のピークが出現し，さらに滞留時間80年～90年程度を要して濃度は０となる。一方指数モデルでは，流動過程での帯水層内の完全混合を想定しているため，滞留時間の増加に対する濃度の減衰はもっとも緩やかで，100年以上の滞留時間でも濃度が０に到達していない。本研究地域の湧水から得られたCFCs濃度をこれらのモデルに当てはめて滞留時間を算出した結果を表2.5.5に示した。

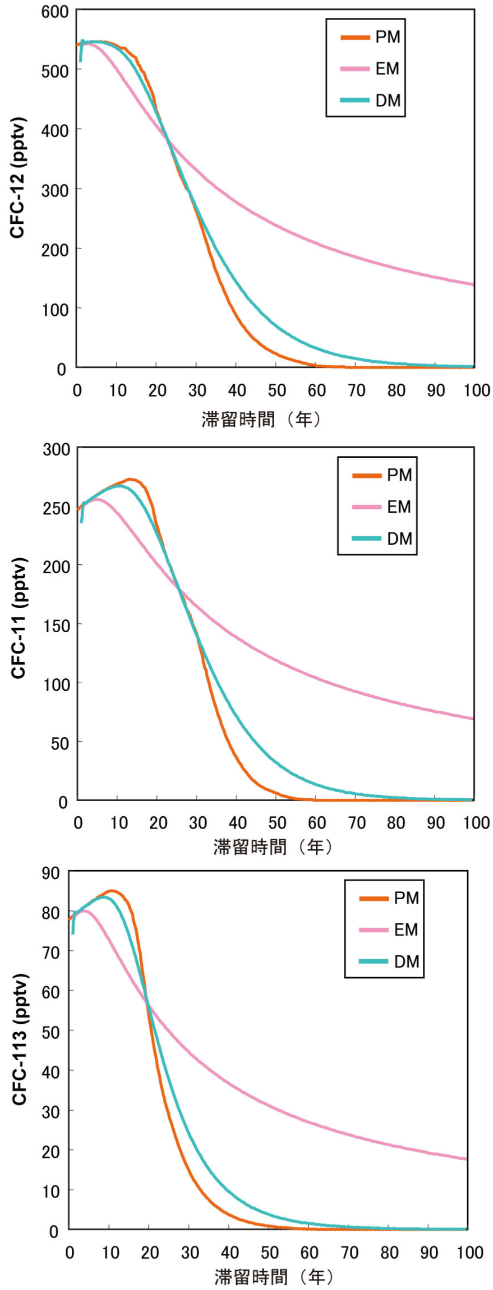


図2.5.18　3つのモデルによって推定したCFCs濃度の滞留時間に対する変化予測

（PM:ピストン流モデル，EM:指数モデル，DM:拡散モデル）

表2.5.5　3つのモデルを用いた本研究地域湧水のCFCs濃度による滞留時間推定

地点番号	湧水地点名	標高（m）	CFC-11			CFC-12			CFC-113		
			PM	EM	DM	PM	EM	DM	PM	EM	DM
S-9	大浪池北	1210	21.5	16.5	21.5	18.5	14.5	18.5	20	20	20
S-16	山の城	1020	26.5	27.5	26.5	19.5	15	18.5	21.5	28.5	22.5
S-10	大浪池南	1000	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	23.5	42.5	23.5
S-18	音無池	970	31.5	45.5	31.5	28.5	38	28.5	23	38.5	24.5
S-17	大霧の泉	920	8 or 17	Cont.	8.5 or 13	20	17	20	20	20	20
S-7	磨崖仏	920	22.5	18.5	22.5	20	17	20	20.5	20.5	20.5
S-8	鳥地獄北	910	20.5	15.5	20.5	17	11	15.5	18	15.5	18
S-6	日添水源	805	22.5	19	22.5	20	17	20	20.5	20.5	20.5
S-5	太良	730	26	26	26	22.5	22.5	22.5	22.5	28	22.5
S-3	坂下	460	24	21.5	24	19	16	19	20	20	20
S-4	枇杷首	400	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	18.5	16	18.5
S-1	竹中	260	19	12.5	19	Comt.	Cont.	Cont.	21	28.5	22.5
S-14	府鳥	260	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	Cont.	20.5	23	21
S-15	桑木前	230	21.5	17	21.5	19.5	15.5	18.5	19.5	19.5	19.5
S-2	熊野	210	28	32	28	24.5	26	24.5	20.5	24.5	21.5
S-11	有村	200	21.5	16.5	21.5	25	27.5	25	22	31.5	23.5
S-13	水窪水源	200	23	20	23	18.5	15	19	21.5	24.5	21.5
S-12	栗野丸池	190	24.5	22.5	24.5	28	35	28	23.5	42.5	25.5

モデル計算から得られた図2.5.18上に本研究地域の湧水のCFC濃度をプロットした図2.5.19によれば，高標高域（標高700m以上）の湧水は全体的に指数モデル曲線付近にプロットされ，帯水層の完全混合を反映した涵養機構であるのに対し，低標高域（標高500m以下）の湧水については，ピストン流的な流動に，流下に伴う拡散が加味された拡散モデル曲線（DM曲線）付近にプロットされる傾向が認められる（湧水地点標高については表2.5.1参照）。これらは，標高の異なるそれぞれの湧水の涵養・流動機構を反映したものと考えられ，高標高域の湧水については指数モデルによる滞留時間を，また低標高域の湧水については拡散モデルによる滞留時間を用いて検討を行った。前章で述べたように，CFC-12の大気濃度はCFC-11やCFC-113に比べ相対的に高濃度で，湧水の濃度上昇の影響が少なく且つ地下水中ではCFC-12が最も安定した傾向にあることを踏まえ，表2.5.4に示した各モデルによる滞留時間推定結果の中でCFC-12濃度に注目し，表2.5.4中の枠で囲って示したように高標高域に関しては指数モデルから得られた滞留時間を，低標高域に関しては拡散モデルから得られた滞留時間を見てみると，高標高域の湧水は11～15年程度の若い滞留時間を示すのに対し，低標高域では19～28年程度の相対的に長い滞留時間を示す傾向が認められた。

図2.5.2の地質図より標高1200m以上では入戸火砕流後の新期火山岩類が分布し，標高600m～1200mにおいては入戸火砕流前の新期火山岩類が分布しているが，双方の下位には古期火山岩類が分布している。今日見られる霧島火山の地表は，ほとんどが新期火山岩類によって覆われているが，その骨格部分は古期の火山活動によって形成されていることになる。ここで，前述の高標高域の湧水は主に新期火山岩類下部から湧出していることになり，相対的に小さい貯留体であるために滞留時間が11～15年と短くなっているものと考えられる。一方，低標高域の湧水は安定同位体比が高い標高からの涵養の可能性を示唆していることから，古期火山体を通った深い流動が想定され，相対的に大きな貯留体を持つことで滞留時間が19～28年と長くなっているものと考えられる。これらの滞留時間の相違は溶存イオン濃度やSi濃度，ECの傾向とも整合する。一部の高標高域湧水には滞留時間の長い湧水（S-5･6･7･17･18）がみられたが，これらは同標高の湧水と比べて比較的高い溶存イオン濃度を示すことや，高い水温を示したことから地熱の影響を受けたより滞留時間の長い地下水の混入が示唆される。

図2.5.16に示したように,測定された試料水中の3種類のフロンの濃度からピストン流モデルによって推定した涵養年代が一つの特定の年代に一致することはまれである。逆にこの3つのフロン濃度が特定年代の濃度に一致しないことを利用して，異なる水源から異なった滞留時間（すなわち異なったフロン濃度）を持つ地下水が混合して試料水のフロン濃度を形成したと考えることも可能である。いま相対的に古い地下水と，相対的に若い地下水という2成分異なる滞留時間，フロ

ン濃度を持つ地下水を想定し，それらの混合から試料水が形成されたと仮定した場合，相対的に古い涵養年代Xの地下水と相対的に若い涵養年代Yの地下水およびそれらの混合率αから以下の関係式が成立し，これらは3元1次の連立方程式なので，測定された各試料水が持つCFCs濃度（C_{11m}，C_{12m}，C_{113m}）を与えることで，数学的にX，Y，αを求めることが可能である。

$$\alpha C_{12}\ (X) + (1-\alpha)\ C_{12}\ (Y) = C_{12m}$$
$$\alpha C_{11}\ (X) + (1-\alpha)\ C_{11}\ (Y) = C_{11m}$$
$$\alpha C_{113}\ (X) + (1-\alpha)\ C_{11}\ (Y) = C_{113m} \qquad (2.5.3)$$

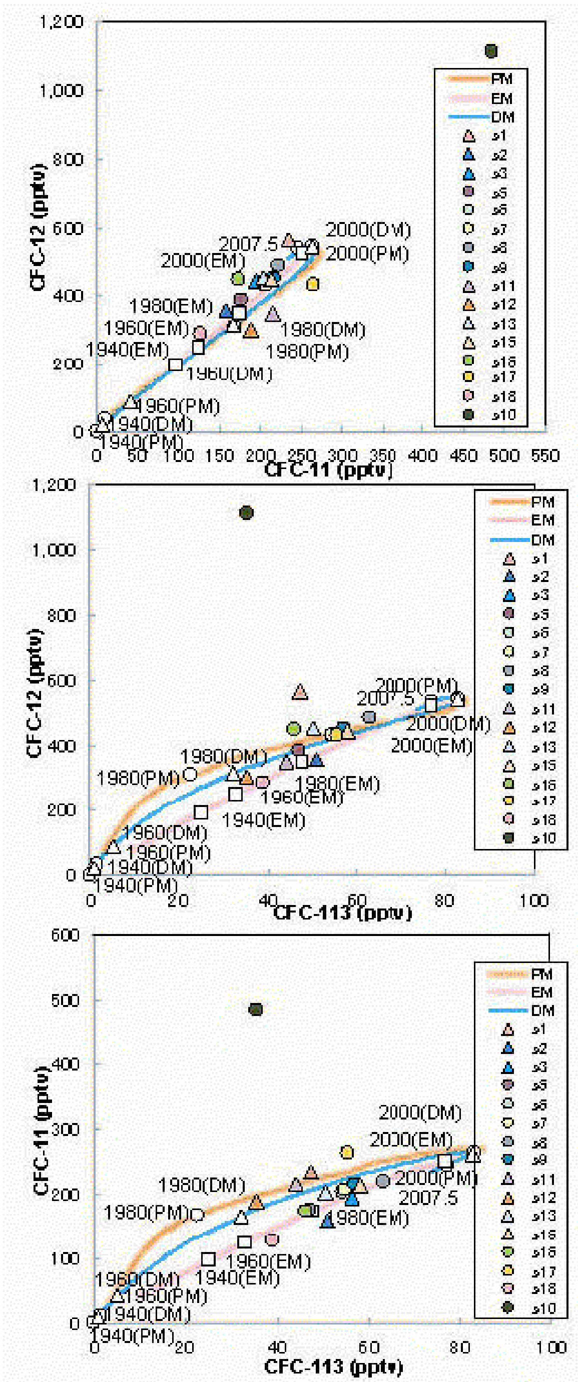


図2.5.19　3つのモデルによって推定したCFCs濃度の滞留時間変化図上にプロットした研究地域試料水中のCFCs濃度(図中の白○，△，□は相当年代の各モデル出力値を示す)

図2.5.20は，図上で試行錯誤的に混合率αと古い地下水の涵養年X，若い地下水の涵養年Yを求める方法を示したものであるが，図中一点鎖線で示した試料水中の各フロンの測定濃度に対し，実線で示したX年とY年に涵養された2つの成分の混合によって算定される各フロン濃度の混合率αに対する関係曲線との交点がある一つの混合率αになるようなXとYの組み合わせを試行錯誤的に求めるものである。このようにして求めた，古い水と若い水の年代（滞留時間）およびそれら2成分の混合率αを試料毎に図2.5.21のような方法で表示した。ここで，滞留時間は涵養年代として1963年以降4年毎に区分された段階で右側ほど若い年代を示す。また棒グラフは構成している2成分の涵養年代を示し，縦軸は構成年の混合率に基づいて配分されるようになっており，高い混合率の涵養年代の方が相対的に多い成分を構成していることを意味している。

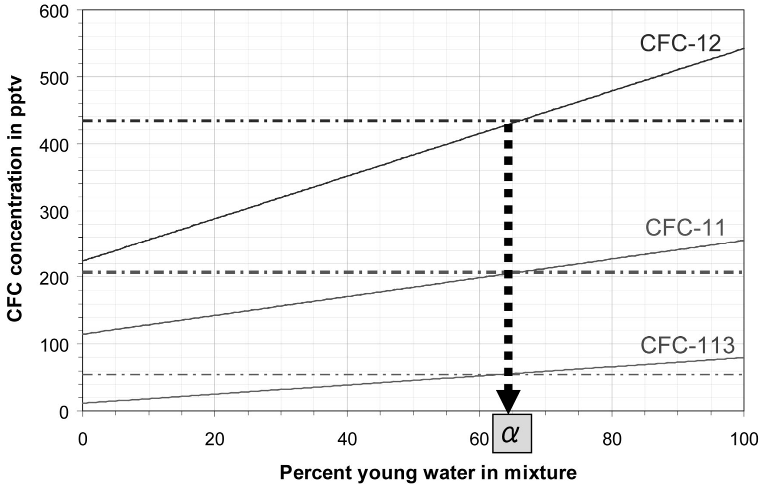


図2.5.20　混合率α，古い地下水の涵養年X，若い地下水の涵養年Yを図的に求める方法
（一点鎖線：試料水中の各フロン測定濃度，実線：X年とY年に涵養された2つの成分の混合によって算定される各フロン濃度の混合率αに対する関係曲線）

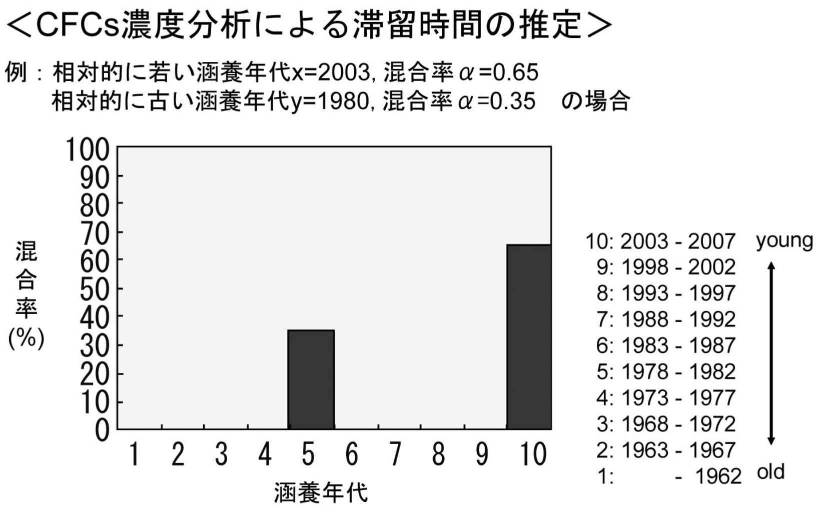


図2.5.21　古い水と若い水の涵養年代と2成分の混合率の表示図

図2.5.22および図2.5.23に上述の方法によってCFCs濃度から求めた高標高，低標高湧水を構成する2成分の涵養年代をそれぞれ示した。この方法でも高標高湧水に比べて低標高湧水は明らかに滞留時間の長い古い涵養年代の地下水成分が卓越していることが示されている。

＜CFCs濃度分析による滞留時間の推定＞

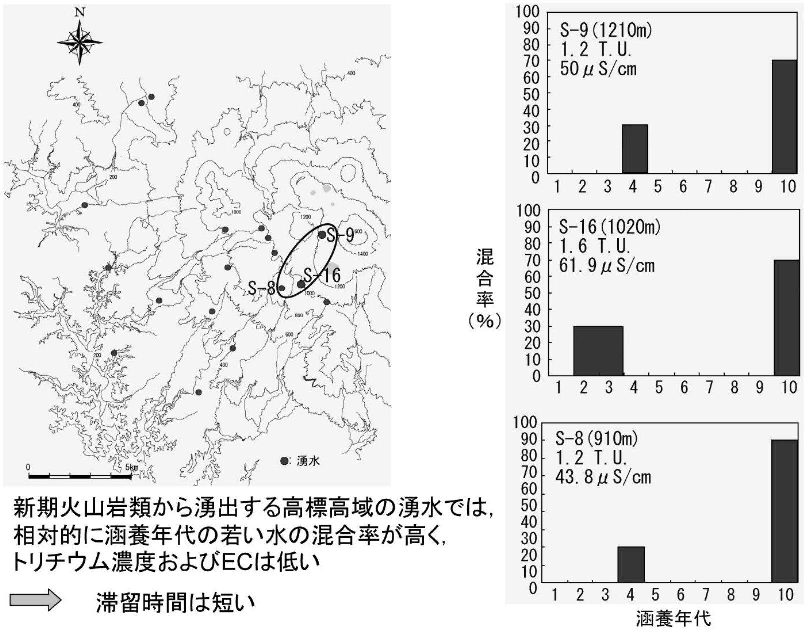


図2.5.22　高標高湧水を構成する2成分の涵養年代

＜CFCs濃度分析による滞留時間の推定＞

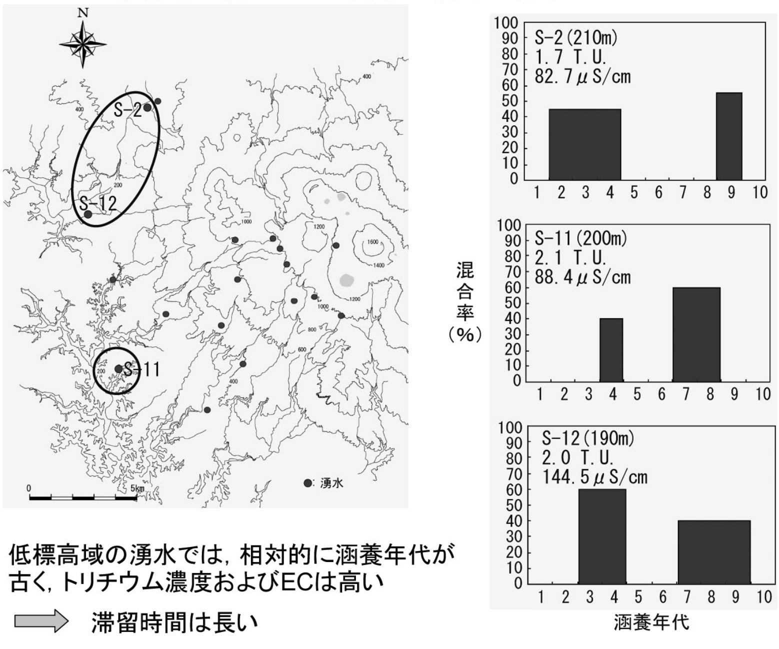


図2.5.23　低標高湧水を構成する2成分の涵養年代

図2.5.24に研究地域の湧水全てに関する2成分混合の検討結果を図示した。この図より，低標高域の湧水においても一部の湧水では4年から8年程度の涵養年代をもつ比較的若い水が混合していることが分かる。そこで標高230mで湧出するS-15を例に挙げ，酸素同位体比を用いてこれらの混合水の涵養起源の推定を試みた。S-15湧水の酸素同位体比は表2.5.2から-7.0（‰）である。今仮に湧出標高より少し高めの標高700m付近にある山地中腹の降水が若い涵養年代の地下水を涵養しているとした場合（標高700mの降水の同位体比は式（2.5.1）に示した降水同位体比高度効果推定線より$\delta_{18}O$は-6.1‰となる），CFCs濃度の2成分混合の検討結果よりその割合は70%であるから，残差分の30%がより高標高の水（同位体比をXと仮定）によって構成されていることになる。この関係は同位体比に関する以下の（2.5.4）式に示した2成分混合式で表すことが可能でこの式よりX

＝-9.1（‰）となる。

$$-6.1\times 0.7 \quad + \quad X\times 0.3 \quad = \quad -7.0 \qquad (2.5.4)$$

この同位体比は，式(2.5.1)より降水は1900m相当の山頂付近のものと推察され，その結果S-15には山頂付近の高標高において涵養された水が30%混合しているものと考えられた。このような滞留時間の特徴は，前述した3つの流動モデルに基づく傾向とも整合しており，基本的には山体の地質状況を反映したものと捉えることができる。すなわち高標高域の湧水（S-8･9･16）は主に新期火山岩類下部から湧出していることから，相対的に小さい貯留体であると推察され，若い水の混合率が70～80%と高くなっていると考えられる。一方，高標高域の湧水でも一部（S-5･6･7･28･17･18），若い水の混合率が55～60%と低くなっているものが存在した。これらの湧水については，溶存イオン濃度やSi濃度，ECの結果等から地熱の影響が示唆されたため，新期火山岩類の深部を流動して湧出しているものと考えられる。また，低標高域の湧水については古期火山岩類を通過しており，相対的に大きい貯留体を持つことが推察され，そのため涵養年代が古い地下水からの混合が卓越する傾向にあるものと考えられる。

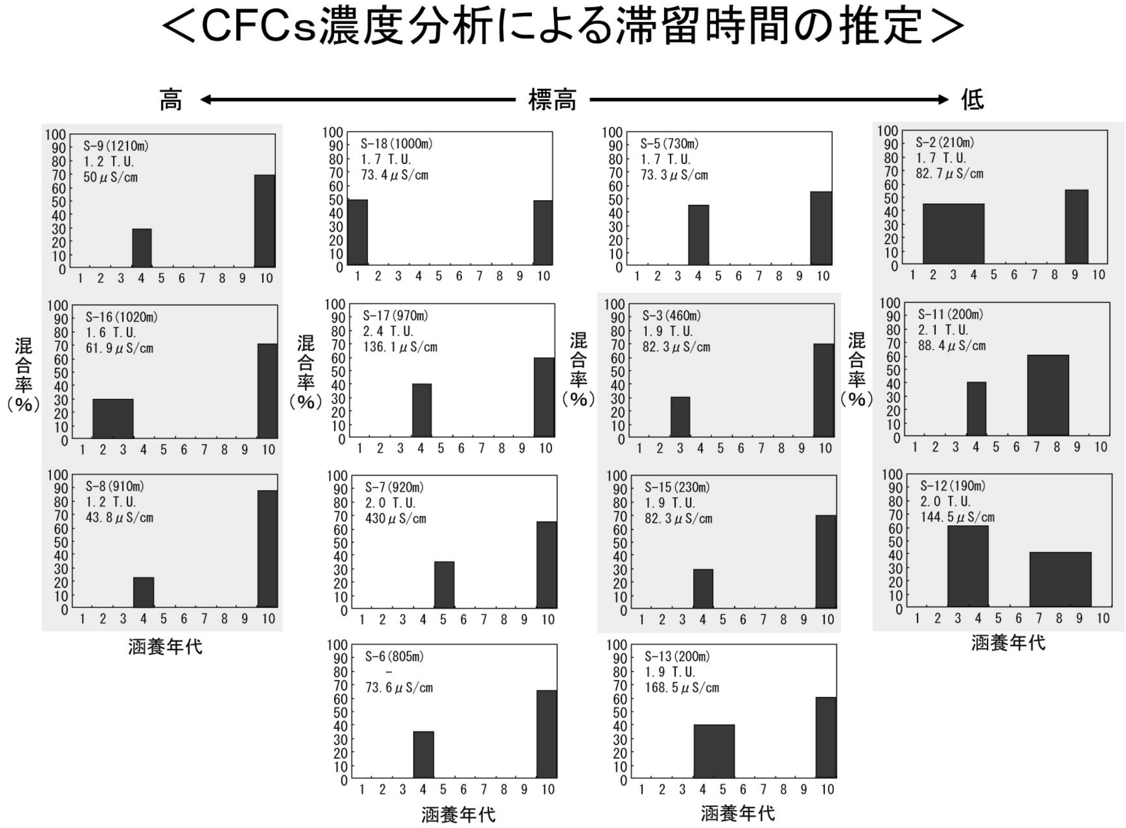


図2.5.24　研究地域の全湧水についての2成分混合の検討結果

2.5.5.4　結論

多くの湧水群や地熱発電所が存在する霧島火山西部において，湧水，河川水，湖水，温泉水，熱水および蒸気の凝縮水を採取し，トリチウム・CFCsによる滞留時間の推定と水温・安定同位体比・無機溶存イオンによる涵養標高を含めた地下水の流動形態の把握を試みた結果，熱水・温泉水を含めた本研究地域の地下水は，地域の降水によって涵養されており，その流動形態は以下の3つのタイプに大別された。

- 高標高域で湧出し小さな貯留体を持つと考えられる，滞留時間11～15年の湧水（S-8･9･10･16）。

- 高標高域で湧出しているが地熱の影響が示唆され，深い流動をしていると考えられる，滞留時間17～38年の湧水（S-5･6･7･17･18）
- 低標高域で湧出し大きな貯留体を持つと考えられる，滞留時間19～28年の湧水（S-1･2･3･4･11･12･13･14･15）

これは溶存イオン濃度，Si濃度，ECの結果とも整合するものであった。

本研究ではCFCs濃度分析を用いたことによって，トリチウム濃度では測定困難な50年未満の滞留時間を見積もることができた。霧島火山西部の湧水に関しては，一部では地熱の影響を受けるなど地域的な流動をしており，またその傾向は河川水についても確認された。低標高域の湧水には池のような形態を取るものや，湧出量の極めて大きいものが確認され，大きな貯留体が存在することが示唆される一方，滞留時間は長いものでも40年ほどで，比較的速い循環系であると考えられる。

参考文献

1) Busenberg, E. and Plummer, L.N.：Use of chlorofluorocarbons （CCl3F and CCl2F2） as hydrologic tracers and age-dating tools: The alluvium and terrace system of central Oklahoma, Water Resources Research, 28, pp.2257-2283, 1992.
2) United States Geological Survey Web Site: http://water.usgs.gov/lab/chlorofluorocarbons/ （accessed on Jan. 16, 2006）
3) Bullister, J.L. and Weiss, R.F.：Determination of CCl3F and CCl2F2 in seawater and air, Deep-Sea Research, 35, pp.839-853, 1988.
4) USGS:United States Geological Survey the Reston Chlorofluorocarbon Laboratory, Internet: http://water.usgs.gov/lab/chlorofluorocarbons/(2008.1.8),2008.
5) Plummer, L.N. and Busenberg, E.：IAEA Guidebook on the use of chlorofluorocarbons in hydrology 2004 edition, Technical Report Series, No.438, p236, 2006.
6) Koh, D.C., Plummer, L.N., Solomon, D.K., Busenberg, E., Kim, Y.J. and Chang, H.W.：Application of environmental tracers to mixing, evolution, and nitrate contamination of ground water in Jeju Island, Korea. J. Hydrol., 327, pp.258-275, 2006.
7) 福岡市:広域･地球規模の大気環境測定結果,平成17年度福岡市大気測定結果報告書,pp.92-95, 2005.
8) 井村隆介：霧島火山の地質，地震研究所彙報，69，pp.189-209，1994.
9) 御幸和則：鹿児島県霧島地熱地域大霧地熱開発地区の地質学的手法による地熱構造解析，資源地質，45（1），pp.41-52，1995.
10) 御幸和則，児玉牧夫，信本亮一：霧島地熱地域大霧開発地区の地熱調査とその開発．資源地質，45（6），pp.377-390，1995.
11) 早稲田周，中井信之：中部日本･東北日本における天然水の同位体組成，地球化学，17，pp.83-91，1983.
12) 風早康平，安原正也：湧水の水素同位体比からみた八ヶ岳の地下水の涵養・流動過程．日本水文科学会誌，24（2），pp.107-119，1994.
13) 松葉谷治：熱水の地球化学，pp.48-57,裳華房，1991.
14) 薮崎志穂，辻村真貴，田瀬則雄:関東における降水のトリチウム濃度の近年の変動について．筑波大学陸域環境研究センター報告，No.4，pp.119-124，2003.

（熊本大学　嶋田　純）

3.　実用化に向けた研究開発課題の提示および調査・解析技術の高度化・体系化の総括

3.1　研究結果の検討

3.1.1　基盤技術の実用化・高度化の方向のレビュー

地層処分の研究開発は,「地層処分のための実用的技術の開発」,「地層処分のための技術の高度化へむけた基礎的研究開発」および「長期の自然現象の計測・観測による，地道な地球科学的知見の蓄積」に大別される。また研究開発の対象を空間の大きさと時間の長さで捉えると，多重バリアのファーフィールド（Far field）よりの研究か，ニアフィールド（Near field）よりの研究かによって，また，処分場の建設／操業および閉鎖時の管理処分段階と閉鎖後の隔離処分段階とでは，研究開発の性格が異なってくる。そして地層処分施設構築の流れ「サイト選定」,「建設／操業」,「処分（閉鎖後)」から見た，それぞれの分野の研究開発を，地層処分実現への研究開発プログラムに，どのような配分と時間で組み込んでいくかといった，技術の実用化へのシナリオをより具体的に構築することが,深地層研究施設の建設がはじまった現時点では当面の急務である。

「実用化に向けた研究開発課題に関する研究」に関しては，上記の地層処分施設構築の流れの中で,「2000年レポート」[1)]の体系の大項目である,「地質環境」,「処分技術」,「安全評価技術」の中で，それぞれ課題となっている具体的な研究開発項目を抽出し，調査研究をより深く煮詰めるとともに，それぞれの中間領域の調査研究内容と各分野の連携の仕方について，項目を絞ったより詳細な検討を行ってきた。その結果得られた重要課題の一つが，ニアフィールドのコンセプト再構築であり，その項目の抽出と検討がすすめられている。ニアフィールドのコンセプトの再構築とは，従来のコンセプトがどちらかというと，上記の各分野の要素技術毎の安全評価であったのを，各分野間の相互関連を考慮した安全評価へ移行することにある。この再構築の中には,「短期の建設／操業の安全」と「長期の環境安全」の考え方の再整理や「工学的時間軸または人間の生活の時間軸」から「地質学的時間軸」への移行に伴う時間スケールと安全性の評価に関する考え方の再整理も含まれるし，地層処分シナリオのオプションや施設の設計コンセプトの変更で解決される項目もあると思われる。

一方,「調査・解析技術の高度化・体系化」に関しては,「処分場を造るための技術の高度化・実用化」を目指して，地下水の水理・水文に関する研究・開発を実施している。ここ数年，研究開発の目標を，より実用的な高度化技術にシフトさせてきたが，今年度は，さらにその方向を加速させ,超深地層研究所計画の第2段階計画の進行に合わせた研究課題を抽出し,実用化への道を進んでいる。瑞浪超深地層研究所の研究開発も立坑の掘削が継続されており，立坑での調査研究という第2段階に入っている。本調査・研究の成果を反映させて，第2段階の調査研究計画の評価も行いながら，より具体的・実用的な調査・解析技術の高度化を行い，地下水に関する調査・解析技術の体系の構築を目指している。

3.1.2　課題の提示／調査研究と基盤技術実用化への研究開発

3.1.2.1　平成19年度深部地質環境の調査・解析技術の体系化に関する委員会の基本方針

今年度の研究開発を実施するに当たり，基礎技術から実用技術へ，要素技術から中間領域のシステム技術へと転換した基本方針の再認識と相互理解を深めるため，基本方針のメモを改めて記述する。

(1)　各分野中間領域の調査研究の課題と連携の仕方の検討

平成17年度に検討した地層処分の研究開発課題は,「2000年レポート」[1)]の研究分野,「地質環

境」,「地層処分の工学技術」,「安全評価」から，それぞれ最重要研究課題のいくつかを取り出し，地層処分施設構築の視点から一つの事例として，具体的な検討を試みてきた。各分野の技術の実用化に加え，中間領域の高度化も重要な問題として検討を重ねてきた。

地質環境の観点からは,「断層周辺の割れ目の幾何学的形状と割れ目充填鉱物の特性」，処分技術からは,「掘削にともなう力学的なEDZの破壊音による計測・解析とモニタリング手法」および「割れ目やEDZ(Excavation Disturbed Zone)のシーリング技術としてのグラウチングとグラウトの充填メカニズムの試験・解析」そして安全評価の観点からは,「割れ目充填物の形成と変化が分配係数におよぼす影響」や「建設・操業に伴う酸化性地下水・物質等の混入の影響評価」に関する研究などが提示された。またそれぞれの分野間にも重要な研究課題があることが確認された。

これらの調査・研究からニアフィールドのコンセプト再構築の重要性が指摘され，今後の中間分野の研究開発の具体的な連携のありかたが検討された。セーフティケース（Safety Case）の構築にも，中間分野の相互関連を考慮したニアフィールドのコンセプトの論理の展開は重要な課題である。

(2) 環境安全と建設・操業安全の地下水技術の連携（閉鎖後／長期と建設・操業時／短期の連携 Far fieldとNear fieldの統合）

地層処分の研究・開発には,「環境安全の地下水技術」と「建設・操業安全の地下水技術」がある。前者は，放射線安全の「地下水シナリオ」の中枢である,「閉鎖後の核種の移行と生活圏の放射線安全」に密接に係った技術であり，ファーフィールドよりの技術である。後者は，どちらかというと「構築された処分場の性能」や「労働災害」に関する技術であり，どちらかというとニアフィールドよりの技術である。前者については，従来から地層処分特有の技術として，多岐にわたる研究・開発がなされており，現状の研究・開発の方向は，地質環境，処分場構築の工学技術，安全評価の各領域の統合へ向けて，中間領域の課題をつめるべき段階にきている。後者については,既成の実用技術の適用が可能であることから,深地層の研究施設(URL)の構築を通じて，深部・長期の工学へ向けて，具体的な高度化が望まれる技術も少なくない。環境安全，建設／操業の両分野について，当研究会の「課題グループ」でも，研究・開発の課題が検討されており，「調査・解析グループ」の基礎的・要素的研究・開発の諸項目の目標も，両者にまたがるものである。

現時点で早期の解決が望まれる「処分場をつくるための基礎的・実用的な技術の研究・開発」のテーマのうち,「深地層の研究施設の建設と諸試験・調査での重点技術の抽出とその研究・開発の実施」,「地下水理解析（物理現象）と地化学分析（化学現象）との整合性に関する研究・開発」,「深部淡塩境界にみる移流と拡散現象の実態の研究・開発」などに関しては，調査・解析技術の高度化は重要なテーマであり，これらの検討の過程で，閉鎖後の環境安全の論理と建設・操業時の安全の論理をどう結びつけるかも重要な課題となろう。「操業安全上のグラウチング技術と地下水環境の安全評価との統合論理」,「掘削に伴う岩盤の擾乱と広域地下水環境の安定性に関する時系列の統合論理」などがその事例である。

(3) セーフティケース構築に向けた，重要技術の整備・体系化と中間分野の技術の高度化

課題グループの目標の一つは，それぞれの中間分野で，研究・開発が手薄な穴，共同研究でより明確な方向性が打ち出せると考えられる課題を見出すことにある。その一例は，各分野にわたる具体的な課題として，別項「課題グループの研究方針」で，また地下水技術に限定したいくつかの課題に関しては，調査・解析グループの研究開発方向とあわせて，3.2で述べる。今後これらを叩き台にして，相互の検討をさらに進め，サイト選定／処分場の設計，建設／操業，処分／閉鎖（後）それぞれの段階で，どうしても必要な，重要な研究開発の具体的な内容と手法および，それらを実用技術として達成させる共同研究体制等について議論を重ねている。また中間分野の

課題に関する研究開発の進展により，従来の要素の安全を積み重ねた評価では捕らえにくかった，相互の要素が関連したより現実的な性能評価の構築を目指している。さらに，セーフティケースの構築にむけた知識ベースに寄与することが期待される。

一方，課題の中には，例えばEDZ（とくに水理・水質のEDZ）のように，閉鎖後の処分場の性能，長期の核種移行にどれだけ重要な意味をもつか，議論がわかれている項目もある。緩衝材の流出，酸化した地下水の浸透・混合の影響，マイクロクラックへのシーリングなどについても同様な問題が含まれている。処分場の性能評価の観点から，原点にかえって議論しておくべき問題も少なくない。

調査・解析グループの研究の方向としては，従来はどちらかというと，基礎的な研究開発をすすめているが，ここ数年は，成果の実用化を目指した研究を展開してきた。研究開発の内容は，ニアフィールド，ファーフィールドの水理に関する計測・解析，地化学に関する計測・解析および地下水に関する計測法と地下水制御技術などである。基礎的な研究開発の段階から，瑞浪超深地層研究所の第2段階の研究開発へのコメントを含め，継続して成果を積み上げてきた。しかしながら，地層処分のゴールである閉鎖後の処分場の性能評価，地層処分特有の技術の体系化にむけて，的を絞った研究開発が急がれている昨今，第2段階の研究開発と今後の方向についての検討も併せて行いたい。

なお具体的な研究については，これまでの研究の積み重ねのレビューに今年度の成果をつけ加えて，以下の項で詳述する。

3.1.2.2　深部地質環境の調査・解析技術に関する課題の抽出と事例研究

(1)　地質環境の観点から抽出された課題による事例研究

課題1：断層周辺の割れ目特性；活断層／阿寺断層周辺の割れ目分布を計測し，フラクタル分布も考慮して，分布特性を求め，断層周辺の割れ目密度分布の実態を把握した。断層の大きな露頭／切り取り斜面での観察によって，主断層の運動に伴う小断層系の破砕帯性状の規則性が見出された。断層物質の種々の化学的分析によって，長期の断層形成プロセスが推定された。

課題2：物質移動経路の2次的物質（鉄酸化物，炭酸塩）による自己シーリングプロセスの長期的影響を明らかにするため，野外調査による実態の調査研究を進めているが，上記の断層群の露頭での破砕帯物質／断層物質の知見がこれに加えられた。

課題3：ニアフィールドのコンセプト再構築；これに関する検討項目を抽出した。

(2)　処分技術の観点から抽出された課題と事例研究

深部地下施設の建設時には，地下空洞に大きな地圧と水圧がかかる。建設・操業を安全に実施するには，これらのモニタリングと地山の押し出し・崩壊，出水等の異常に対する手当てが必要である。とくに一般の構造物にとっては良好岩盤，低透水性岩盤に対する，地層処分施設が要求する性能を満たすこれらの手法，地下水環境擾乱の許容度等も含めた考え方の整理が当面の重要課題である。

課題1：掘削影響領域（EDZ）の解析・評価手法と微小破壊音（AE:Acoustic Emission）やMicro-seismic Monitoringによる調査・計測システムの研究を進展させた。

課題2：低透水性岩盤に対するフラクチャーシーリング技術の高度化に関する実験，解析を引続き実施した。さらに，岩盤の水理地質構造を推定，評価する新しい手法を提案し，数値解析と現場実験によって妥当性と実用性を検証した。

課題3：ニアフィールドのコンセプト再構築；これに関する検討項目を抽出した。

(3) 安全評価の観点から抽出された課題と事例研究

地層処分サイト評価，処分施設の設計・閉鎖後の安全評価手法は，当面は従来の決定論的手法の踏襲となろう。決定論的な評価／工学的判断の拠り所の原点は，不確実性に対する安全尤度である。人が納得する安全尤度を決める重要なレファレンスケースに，多重バリアの設計にからむ，核種の移流・拡散に関する実用的運用の考え方の構築がある。

放射性核種を含む元素が，地下水条件下で形成する溶解度制限固相の特定およびその固相の溶解度と種々の岩石表面に対する収脱着分配係数は，地層処分の安全評価解析における重要な入力データとして，その整備がもとめられている。

課題1：鉄含水酸化物の長期変化；

鉄含水酸化物の沈殿の生成および非晶質含水酸化物の安定性とその結晶性酸化物への変化についてのデータを蓄積した。

課題2：処分場構築に関連した酸化性地下水の影響；

処分場建設時の酸化性地下水の浸入，操業時の酸化性物質混入などの影響評価に関する検討を試みた。

課題3：ニアフィールドのコンセプト再構築；

これに対応したセーフティケースの構築を具体化するための基盤として，地層処分のシナリオ全体の流れをレビューした。またコンセプト構築の検討項目を抽出した。

3.1.2.3 各分野中間領域の調査研究の連携検討／ニアフィールドのコンセプト再構築

以上述べてきた課題は，「2000年レポート」[1)]の研究分野である「地質環境」，「地層処分の工学技術」，「安全評価」から，それぞれ最重要研究課題のいくつかを取り出し，施設構築の視点から，一つの事例として，具体的な検討を試みてきた。それぞれの技術の実用化に加え，中間領域の高度化も重要な問題として検討を重ねてきた。

地質環境の観点からは，「断層周辺の割れ目の幾何学的形状と割れ目充填鉱物の特性」，処分技術からは，「掘削にともなう破壊音（AE）や“微小地震”の計測・解析とモニタリング手法およびフラクチャーのシーリング技術とグラウトの充填メカニズムの試験・解析，水理地質構造の解析評価」，そして性能評価の観点からは，「割れ目充填物の形成と変化が分配係数に及ぼす影響」や「建設・操業に伴う酸化性地下水・物質等の混入の影響評価などが提示された。またそれぞれの中間分野の共同研究，ないしは研究の方向に関する検討がなされ，それぞれの分野間にも重要な研究課題があることが確認された。これらの調査・研究からニアフィールドのコンセプト再構築の重要性が認識され，それぞれの分野からの重要項目の抽出と今後の具体的な進め方，連携のありかたが検討された。

3.1.3 環境安全評価の地下水シナリオからみた調査・解析技術の高度化・体系化

3.1.3.1 地下水調査・解析技術の地下水シナリオFEPの高度化・体系化

「2000年レポート」[1)]の総論報告には，地下水シナリオ構築の包括的FEPがまとめられている。この解析で抽出された重要項目を横目で見ながら，当研究会の「調査・解析グループ」が現在実施している，どちらかというと，基礎的，要素的な技術の高度化に関する研究・開発（R&D）の成果を検討・評価して，地下水に関する調査・解析技術の体系化と実用化への道を進展させる。

3.1.3.2 地下水の基盤技術／要素技術の高度化

「調査・解析グループ」は，地下水に関する計測技術，広域・局所の解析技術および地化学分析に関して，必ずしも現状の地層処分技術開発の基本方針，時限にとらわれない立場で，基盤技

術の高度化を試みている。基礎的研究の常として，成果がすぐに見えるとは限らないが，高度化の芽を大切にした評価を行い，最新の知見を実用技術へ取り込む方向での議論を進めている。また，この研究会で培ってきた基盤技術／要素技術も多岐にわたり蓄積されてきており，技術の体系化へ向けた準備もかなり整ってきたと認識される。個々のR&Dの項目については，研究成果の総括で述べる。

3.1.3.3　環境安全の地下水技術と建設・操業安全の地下水技術

地層処分の研究・開発には，「環境安全の地下水技術」と「建設・操業安全の地下水技術」がある。前者は，放射線安全の「地下水シナリオ」の中枢，核種の移行に密接に係った技術であり，後者は，どちらかというと「構築された処分場の性能」や「労働災害」に関する技術である。前者については，従来から地層処分特有の技術として，多岐にわたる研究・開発がなされており，現状の研究・開発の方向は，地質環境，処分場構築の工学技術，安全評価の各領域の統合へ向けて，中間領域の課題をつめるべき段階にきている。後者については，既成の実用技術の適用が可能であることから，サイトが特定していない段階では検討が進まなかったが，深部・長期の工学へ向けて高度化が望まれる技術も少なくない。環境安全，建設／操業の両分野について，当研究会の「課題グループ」でも研究・開発の課題が検討されており，「調査・解析グループ」の基礎的・要素的研究・開発の諸項目の目標も，両者にまたがるものである。

3.2で総括する内容を踏まえて考えると，現時点で早期の解決が望まれる「処分場を造るための基礎的・実用的な技術の研究・開発」テーマのうち，「深地層の研究施設の建設と諸試験・調査での重点技術の抽出とその研究・開発の実施」，「地下水理解析（物理現象）と地化学分析（化学現象）との整合性に関する研究・開発」，「深部淡塩境界にみる移流と拡散現象の実態の研究・開発」などに関して，調査・解析技術の高度化は重要なテーマであり，これらの検討の過程で，環境安全の論理と建設・操業安全の論理をどう結びつけるかが重要な課題であろう。「操業安全上のグラウチング技術と地下水環境の安全評価との統合論理」，「掘削に伴う岩盤の擾乱と地下水環境の安定性の統合論理」などがその事例であることに変わりはない。

3.2　研究結果の取りまとめおよび技術の体系化に関する研究結果の総括

3.2.1　「実用化に向けた研究開発課題の検討」の総括

「処分場を造るための実用的技術の開発」に関し，「2000年レポート」[1)]の評価に深くかかわった委員の参加をえて，「地質環境」，「処分技術」，「安全評価」それぞれの専門の立場から，「2000年レポート」[1)]以後の技術の高度化，分野内および各分野にまたがる科学・技術も含めた実用化への重点課題を抽出した。現時点でも処分サイトは特定されていないが，地下実験の地点を特定した深地層の研究施設の建設は，東濃，幌延で始まっている。処分場を造るための建設／操業，処分／閉鎖（後）にいたる具体的なサイト特性調査の手順，設計・施工や操業技術，安全評価とモニタリングなどに関して，「2000年レポート」[1)]では可能性は示したにとどまったが，これらの技術を実証する場が整いつつある。

本年度も，各分野の重点課題の事例研究をさらに進展させると共に，中間領域の課題の研究開発と各分野の連携の仕方を念頭に，つぎの研究開発項目に的を絞って，具体的な試験・調査と成果の検討を進め，知見の蓄積と技術の開発をはかっている。

3.2.1.1　処分技術

(1)　微小破壊音（AE：Acoustic Emission）計測による掘削影響領域（EDZ：Excavation Disturbed Zone）の評価技術に関する研究

岩石試料の破壊試験と微小破壊音の計測／波形解析を実施し，その破壊過程の数値シミュレーションを加えて,破壊／ゆるみの発生のメカニズムとAEを用いたより高度のモニタリングの可能性を検討してきた。さらに，割れ目系硬岩から堆積軟岩へも，調査研究の領域を広げた。各種AEパラメータの特性を詳細に検討することによって，岩盤の微小破壊現象の検知が可能となることを明らかにし，処分施設の調査から設計，安全評価のためのモデル構築に至る過程を通して，これが地質環境評価のための重要な指標となることを示した。さらにニアフィールドのコンセプトの再構築のための岩盤の力学―水理学的挙動の評価手法に関する研究の一部も報告した。

(2)　透水岩盤に対するフラクチャーシーリング技術に関する研究

一定の注入圧に振動圧を加えた，動的グラウチングの室内試験とその数値シミュレーションにより，グラウト材の充填メカニズムと注入条件に関する基礎データを進展させた。また現場試験により，数値解析手法の適用可能性を示した。また岩盤の水理地質構造の新しい評価手法を提案し，３次元の数値解析と現場実験によって，その妥当性と実用性を示した。

(3)　ニアフィールドのコンセプトの再構築の検討

これらの研究開発に基づいて，サイト選定から処分施設の設計，安全評価に至る一連の流れの中にニアフィールドのコンセプトを再構築するための検討項目を抽出した。

3.2.1.2　安全評価

ニアフィールドのコンセプト再構築の一環として，昨年度までに，つぎの(1)，(2)の安全評価に関する研究開発と(3)従来の安全評価に関するシナリオのレビューを実施してきた。

(1)　鉄含水酸化物の沈殿の生成および非晶質含水酸化物の安定性とその結晶性酸化物への変化に関する研究

種々の元素が沈殿する場合，まず非晶質の含水酸化物を形成し，これが徐々に結晶性の酸化物に変わっていく。その過程で固相の溶解度も異なる。また元素が地下水中を溶解して移行する際には，地下水に接している岩石の表面状態によって収着・移行の遅延が異なる。そしてこれらが長い時間をかけて徐々に変わっていく。

放射性元素が形成する固体の溶解度，収着分配係数を左右する固体の表面状態，そしてその時間変化，これを系統的に理解するための実験を実施した。性能評価の安全尤度を低減させることにつなげることを目標にしている。

(2)　酸化性地下水・物質に関する研究

中間領域の研究につなげるため，処分場構築に関連した酸化性地下水の浸入，操業時の酸化性物質混入などの影響評価に関する検討を試みた。

(3)　中間領域で遅れている課題の抽出とニアフィールドのコンセプト再構築のための基盤整備

これに関しては地層処分のシナリオ全体の流れを改めてレビューした。今年度は，これらに基づいて後述するコンセプト再構築の項目の抽出と検討を行った。

3.2.1.3　地質環境

(1)　地下処分施設の建設に当たって,遭遇すると考えられる断層／活断層周辺の割れ目特性と長期的な挙動予測手法に関する研究

阿寺断層／活断層のずれに伴う周辺岩盤の破壊領域の実態をつぎの二つの指標で表して見た。一つは割れ目密度の計測値であり，他は割れ目に侵入した雨水起源の地下水と岩石の反応によって（岩石形成時にできた一次鉱物とは異なり）割れ目中に2次的に形成された鉱物に関係するXRF全岩分析値（新しく形成された割れ目の指標となることが期待される）である。いずれも断層からの距離と相関があることが認められ，また断層系毎に断層破砕物質が異なることも見出されるなど，サイト選定における断層回避に関する実用的，工学的判断の考え方とデータの蓄積が進展しつつある。また断層物質の種々の化学的分析によって,長期の断層形成プロセスが推定された。

(2)　地下処分施設周辺（とくにニアフィールド）の物質移動経路の二次的充填物質（鉄酸化物や炭酸塩など)による長期的な自己シーリングプロセスと物質移動特性への影響に関する研究

上記のXRF分析を一歩進めて，処分施設周辺の水みちである割れ目（掘削に伴う新たに発生した割れ目も含めて）の二次鉱物充填（鉄酸化物や炭酸塩）による，地質環境の長期的な変化の定量化と自己シーリングに関するナチュラルアナログ研究のパイロット研究を実施した。

3.2.1.4　分野間の連携のまとめ／ニアフィールドのコンセプト再構築の検討

以上要約したように，それぞれの分野で課題を抽出し試験・調査を実施し，より具体的な問題点に踏み込んでみた。課題グループの目標の一つは，それぞれの中間分野で，研究・開発が手薄な穴，共同研究でより明確な方向性が打ち出せると考えられる課題を見出すことにある。その一例は，各分野にわたる具体的な課題として，3.1.2.2や3.1.2.3で，また地下水技術に限定した課題に関しては3.1.3.3で述べた。これらを叩き台にして，相互の検討をさらに進め，サイト選定／処分場の設計，建設／操業，処分／閉鎖（後）それぞれの段階で，どうしても必要となる重要な研究開発の具体的な内容と手法および，それらを実用技術として達成させる共同研究体制等についても議論を重ねた。また中間分野の課題に関する研究開発の進展により，個々の要素の安全を積み重ねた従来の評価では捕らえにくかった相互の要素が連携したより現実的な安全評価が可能となることが期待される。ここで試みている地層処分／安全評価の考え方をさらに進展させたい。なお，重要課題の一つとして抽出した，ニアフィールドのコンセプト再構築に関しては，各分野の中間領域の課題を満たす再構築の重要項目を抽出して検討を重ねている。いずれにしても従来のコンセプトと比較しながら，着地点を明確にしておく必要があろう。

3.2.2　「調査・解析技術の高度化・体系化」の総括

3.2.2.1　調査技術の高度化に関する研究開発

(1)　割れ目系岩盤の水理解析に関する研究／簡易地下水情報化システム（SWING-SHAFT）の開発

最近トンネルの地下水挙動の予測に試みられているSWING法を，立坑・処分坑道掘削にともなう地下水の挙動予測に適用する基礎研究を実施した。SWING法は豊富な地下水情報を使った簡易な水理解析手法であり，実用的アルゴリズムとして期待される。従来の亀裂ネットワークモデルによる地下水流れのアルゴリズムは計算が複雑であり，諸定数の設定が困難であるなど，いまだ実用化には難がある。また遺伝的アルゴリズムの研究を積み重ねているが，まだ基礎的研究の段階で

ある。これとは別の実用化の観点から，上記の研究手法を，瑞浪超深地層研究所に関連付けて取り組んでいる。本年度は，SWINGを進展させて，異方性や地質の不均質性を組み込んだより実用的な「簡易型地下水情報化システム（SWING-SHAFT）」を開発した。瑞浪超深地層研究所の立坑の建設に伴う試験調査や掘削時のデータを用いて解析を行い，実用化へ向けた試行錯誤を実施中である。

(2)　岩盤浸透流の３次元解析の研究／ANN-GAとFEMによるハイブリット解析による広域簡易型の水理解析ツールの現地適用性試験

地下工事に伴う地圏環境変化の総合モニタリングの一環として，河川流出計測を立坑掘削に伴う環境変化のモニタリングや環境管理に用いる研究を行っている。昨年度は，ニューラルネットワークによる流出解析のツール（ANN）を作成し，夏季の流出解析のランニングテストで良い結果を得た。引続き，深層地下水流動の影響が比較的大きい冬季の流出解析を実施した。この基礎研究の成果を踏まえて，地表面の流出解析に基づく「地圏環境モニタリングシステム」の構築を目指している。また遺伝的アルゴリズム（GA）による簡便で実用的な実用ソフトの検証にも取り組んできた。今年度は，これらの広域，簡易型の解析ツールに，FEMによる流出解析を組み合わせたハイブリット解析を試み，瑞浪超深地層研究所の立坑の建設に伴う，周辺地山の地下水位の実測値との再現性の向上をはかった。また立坑掘削時の排水の環境基準値を超えるフッ素，ホウ素の含有を解明するため，これを地下水の滞留時間と岩石—水反応の側面から捉える基礎実験と地下水の滞留時間を算定の定式化を試みた。

(3)　水理試験法および地下水制御法に関する研究／ベントナイトスラリーと振動グラウチングを基本として現地条件を組み込んだ止水に関する基礎実験

昨年度から，水みちの地下水制御に重要な割れ目シール方法の実用化を目指した試験を実施した。グラウト材には天然の材料で，長期安定を図れるベントナイトスラリーを用いた。スラリーは塩水やエタノールを混ぜ合わせて作り，粘性の低下をはかった。その材料特性は，室内試験を実施して求めた。注入は，振動（動的）グラウチングを基本とし，岩盤亀裂模型で最適注入条件の実験を行い，注入圧や注入周波数などに関する基礎データを取得した。これに基づき，東濃の瑞浪超深地層研究所の立坑の止水等，具体的な目標設定の基礎実験を継続実施した。

(4)　深層水理の調査方法およびモデル化に関する研究／東濃地域･日吉川流域の流域水循環モデルによる建設中立坑周辺の地下水挙動の予測

水収支解析のキーポイントである，「物質の移流・分散に関する基礎的研究」と「蒸発散のメカニズムに関する実験と理論的考察，数値解析手法の研究」について報告してきた。また，地表水の地下浸透の実態を考慮した地表水・地下水の連成を試み，野外計測データによるモデルの校正を行った。昨年度は，瑞浪超深地層研究所を含む，日吉川流域の水循環モデルの改良を試み，陸域水循環系評価の実用的手法の確立をはかってきた。今年度はこのモデルを用いて，立坑周辺の要素の細分割を行い，立坑掘削に伴う周辺地山の地下水変化データの解析を実施して成果を得た。

(5)　安定同位体分析による地下水流動機構の研究／フロン類トレーサーを用いた地下水滞留時間推定法の開発

低透水性岩盤における間隙水中の安定同位体比を用いた，広域地下水流動の把握に関する研究を行いデータの蓄積をはかっている。昨年度からは，これらの一連の研究にも必要な滞留時間の短い浅層地下水の滞留時間を計測できるとして注目されている，CFCs（Chlorofluorocarbons，フロン類）トレーサーを用いた地下水の滞留時間推定法の開発を行って，データの蓄積をはかっている。今年度は霧島山地での実測事例を報告した。

3.2.2.2　調査・解析技術の高度化・体系化のまとめ

以上の各委員の研究開発内容は，かなり実用化を意図した方向へシフトされた。「簡易地下水情報化システム（SWING-SHAFT）の開発」，「ANN-GAとFEMよるハイブリット解析による広域・簡易型の水理解析ツールの現地適用性試験」,「ベントナイトスラリーと振動グラウチングを基本として，現地条件を組み込んだ止水に関する基礎実験」，「東濃地域・日吉川流域の流域水循環モデルによる建設中の立坑周辺の地下水挙動の予測」，「フロン類トレーサーを用いた地下水滞留時間推定法の開発」がそれである。しかし地層処分のどの段階で使うか／使えるかの目標，達成度は，それぞれ異なっており，まだ全体を統合した実用的な体系ができあがるには時間を要するが，それぞれの個別研究成果の内容検討と実用化の見通し，および日本原子力研究開発機構が計画・実施中のプロジェクトへの取り込み方などについて，これからも議論を展開していきたい。

さらに，研究開発の目標は，現時点での実用化と当面の建設・操業段階の安全に的を絞ったため，地層処分の本命である閉鎖後を念頭においた地層処分特有の技術の開発には手が回らないきらいがある。閉鎖後にも目を向けることも今後の課題としたい。

参考文献

1)　核燃料サイクル開発機構:「わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性－地層処分研究開発第2次取りまとめ－」，総論レポート，JNC TN1400 99-020, 1999.

（地圏空間研究所　小島圭二）

国際単位系（SI）

表１．SI 基本単位

基本量	SI 基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質量	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表２．基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI 基本単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m^2
体積	立法メートル	m^3
速さ，速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s^2
波数	毎メートル	m^{-1}
密度，質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m^3
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m^2
比体積	立方メートル毎キログラム	m^3/kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m^2
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度(a)，濃度	モル毎立方メートル	mol/m^3
質量濃度	キログラム毎立法メートル	kg/m^3
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m^2
屈折率(b)	（数字の） 1	1
比透磁率(b)	（数字の） 1	1

(a) 量濃度（amount concentration）は臨床化学の分野では物質濃度（substance concentration）ともよばれる。
(b) これらは無次元量あるいは次元１をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の１は通常は表記しない。

表３．固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI 組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン(b)	rad	1 (b)	m/m
立体角	ステラジアン(b)	sr(c)	1 (b)	m^{2}/m^2
周波数	ヘルツ(d)	Hz		s^{-1}
力	ニュートン	N		$m\ kg\ s^{-2}$
圧力，応力	パスカル	Pa	N/m^2	$m^{-1}\ kg\ s^{-2}$
エネルギー，仕事，熱量	ジュール	J	N m	$m^2\ kg\ s^{-2}$
仕事率，工率，放射束	ワット	W	J/s	$m^2\ kg\ s^{-3}$
電荷，電気量	クーロン	C		s A
電位差（電圧），起電力	ボルト	V	W/A	$m^2\ kg\ s^{-3}\ A^{-1}$
静電容量	ファラド	F	C/V	$m^{-2}\ kg^{-1}\ s^4\ A^2$
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	$m^2\ kg\ s^{-3}\ A^{-2}$
コンダクタンス	ジーメンス	S	A/V	$m^{-2}\ kg^{-1}\ s^3\ A^2$
磁束	ウエーバ	Wb	Vs	$m^2\ kg\ s^{-2}\ A^{-1}$
磁束密度	テスラ	T	Wb/m^2	$kg\ s^{-2}\ A^{-1}$
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	$m^2\ kg\ s^{-2}\ A^{-2}$
セルシウス温度	セルシウス度(e)	℃		K
光束	ルーメン	lm	cd sr(c)	cd
照度	ルクス	lx	lm/m^2	m^{-2} cd
放射性核種の放射能(f)	ベクレル(d)	Bq		s^{-1}
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	$m^2\ s^{-2}$
線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト(g)	Sv	J/kg	$m^2\ s^{-2}$
酸素活性	カタール	kat		s^{-1} mol

(a)SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。
(b)ラジアンとステラジアンは数字の１に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の１は明示されない。
(c)測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。
(d)ヘルツは周期現象についてのみ、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。
(e)セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。
(f)放射性核種の放射能（activity referred to a radionuclide）は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
(g)単位シーベルト（PV,2002,70,205）についてはCIPM勧告2（CI-2002）を参照。

表４．単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI 組立単位		
	名称	記号	SI 基本単位による表し方
粘度	パスカル秒	Pa s	$m^{-1}\ kg\ s^{-1}$
力のモーメント	ニュートンメートル	N m	$m^2\ kg\ s^{-2}$
表面張力	ニュートン毎メートル	N/m	$kg\ s^{-2}$
角速度	ラジアン毎秒	rad/s	$m\ m^{-1}\ s^{-1}=s^{-1}$
角加速度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s^2	$m\ m^{-1}\ s^{-2}=s^{-2}$
熱流密度，放射照度	ワット毎平方メートル	W/m^2	$kg\ s^{-3}$
熱容量，エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	$m^2\ kg\ s^{-2}\ K^{-1}$
比熱容量，比エントロピー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	$m^2\ s^{-2}\ K^{-1}$
比エネルギー	ジュール毎キログラム	J/kg	$m^2\ s^{-2}$
熱伝導率	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	$m\ kg\ s^{-3}\ K^{-1}$
体積エネルギー	ジュール毎立方メートル	J/m^3	$m^{-1}\ kg\ s^{-2}$
電界の強さ	ボルト毎メートル	V/m	$m\ kg\ s^{-3}\ A^{-1}$
電荷密度	クーロン毎立方メートル	C/m^3	m^{-3} sA
表面電荷	クーロン毎平方メートル	C/m^2	m^{-2} sA
電束密度，電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m^2	m^{-2} sA
誘電率	ファラド毎メートル	F/m	$m^{-3}\ kg^{-1}\ s^4\ A^2$
透磁率	ヘンリー毎メートル	H/m	$m\ kg\ s^{-2}\ A^{-2}$
モルエネルギー	ジュール毎モル	J/mol	$m^2\ kg\ s^{-2}\ mol^{-1}$
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	$m^2\ kg\ s^{-2}\ K^{-1}\ mol^{-1}$
照射線量（Ｘ線及びγ線）	クーロン毎キログラム	C/kg	kg^{-1} sA
吸収線量率	グレイ毎秒	Gy/s	$m^2\ s^{-3}$
放射強度	ワット毎ステラジアン	W/sr	$m^4\ m^{-2}\ kg\ s^{-3}=m^2\ kg\ s^{-3}$
放射輝度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	$W/(m^2\ sr)$	$m^2\ m^{-2}\ kg\ s^{-3}=kg\ s^{-3}$
酵素活性濃度	カタール毎立方メートル	kat/m^3	$m^{-3}\ s^{-1}$ mol

表５．SI 接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10^{24}	ヨタ	Y	10^{-1}	デシ	d
10^{21}	ゼタ	Z	10^{-2}	センチ	c
10^{18}	エクサ	E	10^{-3}	ミリ	m
10^{15}	ペタ	P	10^{-6}	マイクロ	μ
10^{12}	テラ	T	10^{-9}	ナノ	n
10^9	ギガ	G	10^{-12}	ピコ	p
10^6	メガ	M	10^{-15}	フェムト	f
10^3	キロ	k	10^{-18}	アト	a
10^2	ヘクト	h	10^{-21}	ゼプト	z
10^1	デカ	da	10^{-24}	ヨクト	y

表６．SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI 単位による値
分	min	1 min=60s
時	h	1h =60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86 400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	’	1’=(1/60)°=(π/10800) rad
秒	”	1”=(1/60)’=(π/648000) rad
ヘクタール	ha	$1ha=1hm^2=10^4m^2$
リットル	L，l	$1L=1l=1dm^3=10^3cm^3=10^{-3}m^3$
トン	t	$1t=10^3$ kg

表７．SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI 単位で表される数値
電子ボルト	eV	$1eV=1.602\ 176\ 53(14)\times10^{-19}J$
ダルトン	Da	$1Da=1.660\ 538\ 86(28)\times10^{-27}kg$
統一原子質量単位	u	1u=1 Da
天文単位	ua	$1ua=1.495\ 978\ 706\ 91(6)\times10^{11}m$

表８．SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI 単位で表される数値
バール	bar	$1\ bar=0.1MPa=100kPa=10^5Pa$
水銀柱ミリメートル	mmHg	1mmHg=133.322Pa
オングストローム	Å	$1\ Å=0.1nm=100pm=10^{-10}m$
海里	M	1 M=1852m
バーン	b	$1\ b=100fm^2=(10^{-12}cm)2=10^{-28}m^2$
ノット	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的な関係は、対数量の定義に依存。
ベル	B	
デジベル	dB	

表９．固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI 単位で表される数値
エルグ	erg	$1\ erg=10^{-7}$ J
ダイン	dyn	$1\ dyn=10^{-5}N$
ポアズ	P	$1\ P=1\ dyn\ s\ cm^{-2}=0.1Pa\ s$
ストークス	St	$1\ St\ =1cm^2\ s^{-1}=10^{-4}m^2\ s^{-1}$
スチルブ	sb	$1\ sb\ =1cd\ cm^{-2}=10^4cd\ m^{-2}$
フォト	ph	$1\ ph=1cd\ sr\ cm^{-2}\ 10^4lx$
ガル	Gal	$1\ Gal\ =1cm\ s^{-2}=10^{-2}ms^{-2}$
マクスウェル	Mx	$1\ Mx\ =\ 1G\ cm^2=10^{-8}Wb$
ガウス	G	$1\ G\ =1Mx\ cm^{-2}\ =10^{-4}T$
エルステッド(c)	Oe	$1\ Oe\ \hat{=}\ (10^3/4\pi)A\ m^{-1}$

(c) ３元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「 ≙ 」は対応関係を示すものである。

表10．SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI 単位で表される数値
キュリー	Ci	$1\ Ci=3.7\times10^{10}Bq$
レントゲン	R	$1\ R\ =\ 2.58\times10^{-4}C/kg$
ラド	rad	$1\ rad=1cGy=10^{-2}Gy$
レム	rem	$1\ rem=1\ cSv=10^{-2}Sv$
ガンマ	γ	1γ=1 nT=10-9T
フェルミ		1フェルミ=1 fm=10-15m
メートル系カラット		1メートル系カラット = 200 mg = 2×10-4kg
トル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
カロリー	cal	1cal=4.1858J（「15℃」カロリー），4.1868J（「IT」カロリー）4.184J（「熱化学」カロリー）
ミクロン	μ	$1\ \mu\ =1\mu m=10^{-6}m$

（第8版，2006年改訂）