瑞浪超深地層研究所における地下深部の水理地質構造調査

Hydrogeological characterization of deep subsurface structures at the Mizunami Underground Research Laboratory

Abstract

竹内真司* 三枝博光* 天野健治*
竹内竜史*

Shinji Takeuchi, Hiromitsu Saegusa*,
Kenji Amano* and Ryuji Takeuchi**

2011年1月14日受付.

2011年7月27日受理.

* 独立行政法人日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門
Geological Isolation Research and Development Directorate, Japan Atomic Energy Agency, 4-33, Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki, 319-1194

Corresponding author: S. Takeuchi,
takeuchi.shinji@jaea.go.jp

Several hydrogeological investigation techniques have been used at the Mizunami Underground Research Laboratory site to assess hydrogeological structures and their control on groundwater flow. For example, the properties of water-conducting features (WCFs) can be determined using high-resolution electrical conductivity measurements of fluids, and compared to measurements using conventional logging techniques. Connectivity of WCFs can be estimated from transmissivity changes over time, calculated from the pressure derivative of hydraulic pressure data obtained from hydraulic testing results. Hydraulic diffusivity, obtained from hydraulic interference testing by considering the flow dimension, could be a key indicator of the connectivity of WCFs between boreholes. A conceptual hydrogeological model of several hundred square meters to several square kilometers, bounded by flow barrier structures, has been developed from pressure response plots, based on interference hydraulic testing. The applicability of several methods for developing conceptual hydrogeological models has been confirmed on the basis of the hydrogeological investigation techniques mentioned above.

Keywords: high-level radioactive waste, Mizunami Underground Research Laboratory, hydrogeological structure, water-conducting feature, hydraulic testing

はじめに

わが国においては、原子力発電の結果生じる高レベル放射性廃棄物は、ガラス固化された上で、鋼製のオーバーパックおよびベントナイトが主成分の緩衝材からなる人工バリアで覆われた状態で、深度300 m以深の安定した岩盤に処分(地層処分)される方針である。地層処分の安全評価では、人工バリアから放出された放射性核種が、地下水に溶解して岩盤中を移行するシナリオを考慮する必要がある(例えば、核燃料サイクル開発機構, 1999)。このため、岩盤中の地下水や物質の移行経路となる水みちの広がり(連続性や連結性)や透水性などを推定することが重要である。筆者らは地下水の経路(水みち)や地下水流動を妨げるような構造(粘土を伴うような断層や割れ目など)の分布やその透水性などを現場調査に基づいて推定する手法を開発してきた。このような構造やその水理特性を適切に把握して水理地質構造モデルを構築することは、地下水流動解析の予測結果の信頼性を高めるうえで重要である。従来の地下深部を対象として実施された、水理地質構造を推定する調査事例としては、100 m × 100 m程度の領域で、深度100 m程度のボーリング孔を使用した事例(例えば、田中ほか, 1996; Karasaki et al., 2000)はあるものの、より広域かつ深部の領域を対象とした研究事例は

ほとんどない。本論では、岐阜県瑞浪市の瑞浪超深地層研究所およびその周辺のおよそ500 m × 500 m程度の領域に掘削した掘削長100 mから1,300 m程度の複数のボーリング孔を利用して、水みち検層や水理試験などを実施し、それらの結果に基づいて亀裂性岩盤(花崗岩)中の水みちやその連結性、および地下水流動の境界などの水理地質構造を推定した。さらに一連の調査や解析に適用した手法の有効性についても検討した。

調査地域の概要

研究領域は、岐阜県瑞浪市にある瑞浪超深地層研究所(以下、研究所)およびその周辺である。本地域の地質は、白亜紀から古第三紀に貫入した領家帯に属する花崗岩(土岐花崗岩)の基盤の上に新第三紀の堆積岩(瑞浪層群および瀬戸層群)が分布する(糸魚川, 1980)。本研究所は、原子力政策大綱(原子力委員会, 2005)などに示された深地層の研究施設のひとつであり、(独)日本原子力研究開発機構(以下、原子力機構)が高レベル放射性廃棄物の地層処分技術の開発を目的とした地下深部の科学研究を実施するための研究施設である。研究所用地およびその周辺には、掘削長100~200 mの主として堆積岩(瑞浪層群)を対象として掘削した浅層ボーリング孔(MSB-1~4号孔)、掘削長約300~1,300 mの主

Fig. 1. Regional geological setting and layout of the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) site showing borehole locations. B–B' in the right panel is the section line depicted in Fig. 11.

として花崗岩を対象とした深層ボーリング孔(05ME06号孔, MIZ-1号孔, DH-2, DH-15号孔)などの掘削調査が実施されてきた。さらに現在は、深度1,000mを目指した、直径6.5mの主立坑および4.5mの換気立坑とそれらをつなぐ水平坑道を掘削中である(Fig. 1)。また、同用地中央部には北北西–南南東走向で高角度傾斜の断層(以下、NNW断層)や用地南西部の同方向の高角度の断層がこれまでの調査で推定されている(核燃料サイクル開発機構, 2005; 松岡ほか, 2005; Takeuchi et al., 2007; 三枝ほか, 2007など)。

水理地質構造推定のための調査・解析技術

花崗岩のような亀裂性岩盤は、割れ目が主要な地下水流動の経路になると考えられる。また、わが国は変動帯に位置することから、岩盤中の割れ目は欧米に比較して多いことが考えられる。したがって、亀裂性岩盤の地下水流動を理解するためには、多くの亀裂の中から透水性の割れ目を抽出し、それらの連続性(一つの亀裂の広がり)や連結性(複数の割れ目どうしのつながり)を推定することが重要となる。そのためには、ボーリング孔を用いた調査によって透水性の割れ目(水みち)を詳細に抽出し、それらの連続性や連結性を推定する技術を構築することが必要である。以下では、水みち検層と水理試験結果に基づいて水みちの特性を推定する既存の技術の概要を紹介するとともに、これらに基づいて、抽出された水みちの連結性を推定する上での課題などについて述べる。

1. ボーリング孔における水みちの検出方法

深度数百メートルから千メートルに及ぶボーリング孔を対象とした水みちの検出手法としては、一般に、フローメータ

検層(スピナー式、ヒートパルス式、電磁式)、温度検層などがある。これらは、 $10^{-4} \sim 10^{-6} (\text{m}^2/\text{s})$ オーダーの透水量係数を有する水みちの検出が可能である(例えば, Ludvigson et al., 2004; Lane et al., 2002)。このような手法の他に、近年欧米で開発された流体電気伝導度(Fluid electrical conductivity: 以下、FEC)検層(Tsang et al., 1990; Doughty et al., 2005)やフィンランドのPosiva社が開発したヒートパルスの移動速度の計測に基づくPosiva flow log (PFL) (Öhnbörn and Rouhiainen, 2000)などがある。これらは、透水量係数で $10^{-9} (\text{m}^2/\text{s})$ オーダーまでの低透水性の割れ目の抽出が可能とされていることから、従来の検層手法に比べて高分解能の水みちの抽出が可能と考えられる。上記の高精度の水みち検層手法は、割れ目頻度の少ない欧米の岩盤ではその適用性が確認されている(Tsang et al., 1990; Doughty et al., 2005; Öhnbörn and Rouhiainen, 2000)が、変動帯に位置し割れ目が多いわが国の岩盤への適用性は確認されていない。

2. 単一ボーリング孔での水理試験による水みちの連結性の推定方法

ボーリング孔において抽出された水みちの連結性を推定するための手法としては、複数のボーリング孔を観測孔として用いる多孔式揚水試験により、1本のボーリング孔からの揚水(または注水)による水圧応答を周辺領域に掘削したボーリング孔で観測する方法が一般的である(地盤工学会, 2004)。一方、地下数百メートルから千メートルに及ぶ深度のボーリング孔の掘削や調査のコストを考慮すると、単一孔で水みちの連結性が推定できれば、調査の効率化が可能となる。しかしながら、このような単一孔のデータを利用した水みちの連

結性の推定については検討事例がほとんどない。亀裂性岩盤では亀裂は必ずしも平行平板状に分布しておらず、様々な方向性(走向傾斜)を有している。さらに地下水は割れ目表面の凹凸や割れ目の交差部などを選択的に流れると考えられる(例えば, Barker, 1988)。ボーリング孔での水理試験は孔近傍から周辺領域に向けた圧力伝播による水圧変化を測定することから、水圧の時間変化を基に透水性の空間的な不均質性を推定することが可能となると考えられる。いま、透水性の異なる複数の水みちがボーリング孔沿いに存在すると仮定する。これらの水みちがボーリング孔の周辺で互いに連結しひとつの割れ目や割れ目帯に収束する場合、個々の水みちを対象に水理試験を行うと、水理試験の初期には個々の水みち固有の透水性を示すが、時間経過とともに、収束した割れ目や割れ目帯の透水性を示すことが想定される。つまり、ボーリング孔を用いた水理試験により、個々の水みちの水圧の時間変化データを取得し、さらに地質学的な性状を考慮することで、水みちの連結性が推定できると考えられる。ここで、水理試験に基づく水みちの透水量係数は、水理試験で取得される水圧の時間変化の対数微分値(以下、時間微分)を試験時の揚水流量などで正規化することで推定可能である(Enachescu et al., 2004)。

水理試験によって得られる水圧変化の時間微分を用いて透水性を評価する考え方は Bourdet et al. (1983) によって提案された。時間微分は揚水試験で得られる圧力の時間変化を表す曲線の接線勾配を表し、次式で表される。

$$\Delta p' = \frac{dp}{d \ln \Delta t} = \Delta t \frac{dp}{dt} \quad (1)$$

ここで p' は圧力の経時変化の時間微分、 p は圧力、 t は時間である。Fig. 2 に揚水試験に伴う圧力の時間変化と時間微分の典型的な例を示す(Horne, 1995)。揚水試験の初期には、ボーリング孔内の水を選択的にくみ上げることによる孔内貯留(Fig. 2 において“Unit slope”で示した傾き +1 の直線部分)などの影響が上に凸の形状として現れる。その後、貯留層や割れ目(帯)の平均的な特性を示す領域(Fig. 2 では“ Infinite-acting radial flow”(放射状浸透流: IARF)で示した領域)が現れる。ここでの時間微分の傾きは 0(グラフ上で水平)となる。さらに時間が経過し、試験に伴い伝播した水圧が貯留(帯水)層の水理境界に達すると境界条件(定水頭境界や閉境界など)に応じて、再びこの傾きが変化することとなる。

時間微分値は、揚水試験の揚水流量などで正規化することにより透水量係数値に変換が可能となる。以下に導出過程を示す。一般に無次元圧力(p_D)は次式で表現される(Enachescu et al., 2004)。

$$p_D = \frac{2\pi T \Delta p}{q \rho g} \quad (2)$$

定流量揚水試験の場合、(2)式に基づいて圧力の時間変化は無次元圧力と無次元時間(t_D)および透水量係数を用いて次式で表現できる(Enachescu et al., 2004)。

$$\Delta p(t) = \frac{q \rho g p_D(t_D)}{2\pi T} \quad (3)$$

Fig. 2. Typical example of pressure changes and their derivative plots showing wellbore storage, infinite-acting radial flow (IARF), and boundary effects with time. Wellbore storage is represented by unit slope relationships (dashed line). After Horne (1995).

ここで、 T は透水量係数、 q は揚水流量、 ρ は流体の密度、 g は重力加速度を表す。また、 t_D は次式で示される。

$$t_D = \frac{T \Delta t}{S r_w^2} \quad (4)$$

ここで、 S は貯留係数、 r_w はボーリング孔の半径を表す。

一般に放射状浸透流の場合、圧力変化の時間微分値は、無次元時間と無次元圧力で表されるグラフ上では、Bourdet et al. (1983)がタイプカーブで示しているように、最終的に +1/2 に収束する。したがって、

$$\frac{dp_D(t_D)}{d \log t_D} = 1/2 \quad (5)$$

(3)式は片対数の時間微分をとると次式のように表現できる。

$$\frac{d \Delta p(t)}{d \log t} = \frac{q \rho g}{2\pi T} \frac{dp_D(t_D)}{d \log t_D} \quad (6)$$

(5)と(6)式から放射状浸透流の状態での透水量係数(T_{IARF})は次式で表現される。

$$T_{IARF} = \frac{d \log t}{d \Delta p(t)} \frac{q \rho g}{4\pi} \quad (7)$$

(7)式は、透水量係数が微分時間値の経時変化にしたがって変化することを示している。すなわち、同式により透水量係数の空間的な不均質性の情報を得ることが可能となる。

以上の考え方に基づいて、異なる水みちにおける水理試験結果を正規化した透水量係数に変換し、同一のグラフ上にプロットすることで、複数の水みちどうしの透水量係数の空間分布の比較が可能となる。さらに複数の水みちを対象にして同様の解析を行い、透水量係数の時間変化について比較し、これに地質学的な情報などを考慮することにより水みちの連結性を推定することが可能と考えられる。

3. 複数のボーリング孔を利用した水理試験に基づく水理地質構造の推定

(1) 水みちの連結性の推定

限られた数の深層ボーリング孔を利用した水みちの連結性

Fig. 3. Typical derivative plots for different flow models, showing schematic representations of the models and the flow dimension. One dimensional flow (1D; +1/2 slope) flow is represented by linear flow; two dimensional flow (2D; 0 slope) is represented by cylindrical flow; and three dimensional flow (3D; -1/2 slope) is represented by spherical flow.

の推定方法としては、ボーリング孔で抽出した主要な水みちをパッカーで仕切った上で各区間に水圧センサーを設置し、揚水孔の特定の区間からの揚水による水圧応答を観測する方法が考えられる。地層処分のように物質移行を評価する場合は、割れ目の連結性を推定することが重要となる。連結性を推定する指標の一つとして水頭拡散率がある (Illman et al., 2009; Knudby and Carrera, 2006)。水頭拡散率(η)は、透水量係数(T)を貯留係数(S)で除した値として表現される。水頭拡散率は水頭の変化が、周辺にいかにか速く及ぶのかを示す一つの尺度として考えることができる (山本, 1986)。すなわち、水頭拡散率が大きい区間は割れ目の水みちとしての連結性が良い区間とみなすことができる。

さらに水理試験結果に基づく圧力の時間微分プロットの傾きから流れの次元を把握することにより、流れの形態(パイプ状、平行平板状、球状)を推定することが可能である (Beauheim et al., 2004; Doe, 1991)。

Barker (1988) や Doe and Geier (1991) は流れの次元を評価する際の流動面積を、流動方向に対して直交する面の面積として表現した。すなわち、一次元はパイプ状の管路の両端の断面積、二次元は平行平板状の円筒の周長と平板間の幅との積、三次元は球の表面積として定義される。流動面積(A)は、放射距離の関数として以下に定義される (Beauheim and Roberts, 2002)。

$$A(r) = b^{3-n} 2\pi^{\frac{n}{2}} \left[\Gamma\left(\frac{n}{2}\right) \right]^{-1} r^{n-1} \quad (8)$$

ここで b は試験区間長、 Γ はガンマ関数、 n は流れの次元である。上式で一次元($n = 1$)の時の流動面積(A)は $2b^2$ となる。これは、 b^2 の断面積を有する管路を流れる形態として表現される。また、二次元($n = 2$)の時の流動面積(A)は $2\pi rb$ となり、半径 r の円周長と幅 b の積として表現される。さらに三次元($n = 3$)の時の流動面積(A)は $4\pi r^2$ となり、球の表面積として表現される (Barker, 1988)。さらに Barker (1988) は、流れの次元を考慮した一般式を以下のように示

した。

$$p(r, t) = \frac{qr^{2-n}}{4\pi^{n/2} Kb^{3-n}} \Gamma(-v, u) \quad (9)$$

ここで、 K は透水係数、 $v = 1 - n/2$ 、 $u = r^2/4\eta t$ である。Mishra (1992) は v が圧力と時間を軸とした両対数グラフにおける、圧力の時間変化曲線の時間微分プロットの後半部分の傾きとなることを示した。これに基づく、一次元流れでは時間微分の傾きが +1/2 に、二次元流れでは傾きは 0 (すなわち水平) に、三次元流れの場合は -1/2 の傾きとなる。Fig. 3 に示すように、一次元流れは割れ目内の単一チャンネル流れ、あるいは割れ目の交差部でのパイプ状の流れの形態として概念化できる。また、二次元流れはボーリング孔に直交する単一割れ目、あるいは割れ目のネットワークが平面的に分布した流れの形態として概念化できる。さらに、三次元流れは割れ目のネットワークが三次元的に密に連結して広がった形態として概念化される。

(2) 大局的な水理地質構造の推定

孔間水理試験の結果に基づく大局的な水理地質構造の推定方法に関しては、Andersson et al. (2002) がスウェーデンエスポ島の亀裂性岩盤を研究対象とするハードロック研究所で掘削された複数のボーリング孔を用いて実施した、15～100 m 程度の区間距離における孔間水理試験の評価に対して適用した水圧応答プロット (Pressure response plot) による方法がある。この方法では、孔間試験で水圧応答が観測された区間を対象に、水圧の伝搬時間 (水圧応答時間) と観測区間における水位低下量を対数軸上にプロットしてグラフ化する。そして、プロットの分布傾向に基づいて水圧応答の形態をネットワーク型、コンパートメント型、水理バリア型、不均質型の 4 つに分類することにより、大局的な水理地質構造を推定する (Poteri et al., 2002)。Fig. 4 に Poteri et al. (2002) がハードロック研究所で実施した孔間水理試験に基づく水圧応答プロットの観測結果と、試験領域を対象に構築した水理地質構造モデルに基づく孔間水理試験の数値解析

Fig. 4. Pressure response plots of observed and simulated results from the Tracer Retention Understanding Experiment (TRUE), Block Scale project (modified from Poteri et al., 2002). The X-axis shows the response time (t_{arr}), normalized to the square of the distance between the midpoints of the source section and those of the observation sections (L). The Y-axis shows the maximum drawdown (S_m), normalized to the pumping rate (Q). The normalized response time is inversely proportional to the hydraulic diffusivity of the rock, indicating the speed of hydraulic head propagation caused by drawdown in the source section. In the network response (Fig. 4a), the hydraulic drawdown response is weaker at greater distances from the hydraulic source; this is the classic distance–drawdown response. In the compartment response (Fig. 4b), the drawdown response is independent of the distance from the hydraulic signal; this typically occurs within single structures with high transmissivities, with poor connections to hydraulic boundaries. In the flow barrier response (Fig. 4c), the hydraulic response is negligible, regardless of the distance from the hydraulic signal; this can be caused by an absence of hydraulic connectivity, or by strong connectivity to a constant head boundary condition. In the heterogeneous response (Fig. 4d), the observed hydraulic response is poorly correlated with the Cartesian distance to the hydraulic signal; this response is typical of cases in which strong conductors are connected to the hydraulic source and to some of the monitoring sections, but the overall connectivity within the fracture network is weak.

による水圧応答プロットを分布の形態ごとに示す。ここでネットワーク型は水みちがお互いに連結したモデルであり、グラフでは応答時間の経過にしたがって(すなわち距離が遠いほど)水位低下量が小さくなる右上がりの直線状を示す(Fig. 4a)。これは均質媒体における距離と水位低下量の関係となる。コンパートメント型は、応答時間(すなわち、揚水区間と観測区間の区間距離)に無関係にほぼ一定の水位低下量を示す(Fig. 4b)。この場合、水位低下量の値の最小値から最大値の幅は2倍から4倍程度の幅に入る。この水圧応答のパターンからは、水理境界との連結性が弱い単一の高透水性割目の中で水圧応答が生じるモデルが考えられる(Poter et al., 2002)。水理バリア型は、水圧応答時間によらずに、水位低下量がわずか、もしくは水位低下が観測されない水理地質モデルが考えられる(Fig. 4c)。また、水位低下量の最小値から最大値の幅は2倍程度の幅の中に収まっていることが分かる。この応答パターンでは、水みちの水理的な連結性がない場合、もしくは水みちと固定水頭境界との

高い連結性がある場合が考えられる。不均質型は、相関性のない分布形態を示すもので、いくつかの水みちは揚水区間と高い連結性がある一方で、連結性がない水みちも存在するような水理地質構造を示す(Fig. 4d)。

以上の検討結果に基づいて大局的な水理地質構造を推定することが可能と考えられる。

試験の概要と結果

1. 水みち検層

研究所用地の境界外側に位置する深度約500 mのボーリング孔(DH-2)において、フローメータ検層(スピナー式、ヒートパルス式、電磁式)、温度検層およびFEC検層を実施した。それぞれの検層では、孔内水を変動させない自然状態での測定と孔内水を定流量で揚水をしながら測定する2種類の測定を実施した。Fig. 5に既存手法とFEC検層の測定概念を示す。FEC検層の手順は以下の通りである。最初にイオン交換樹脂を通して、現地の地下水を循環させイオン交

Fig. 5. Measurement techniques used in fluid logging. Conventional logging (left) and FEC logging (right). Water-conducting features (WCFs) can be identified by changes in flow velocity using the conventional technique, and by changes in electric conductivity using the FEC logging technique.

Fig. 6. Logs from DH-2 borehole investigations showing depth profiles of several fluid-logging measurements and the results of hydraulic testing. In the spinner/heat pulse flowmeter log, the solid lines represent spinner flowmeter measurements and the ellipsoids represent heat pulse flowmeter measurements. In the FEC log, triangles represent the depth of identified WCFs and blue zones represent geologically identified fracture zones. The open rectangle at a depth of 300 m to 400 m represents the area for comparison of the number of WCFs (see Fig. 7). masl, meters above sea level; mbgl, meters below ground level.

Fig. 7. Comparisons of the results of several fluid logging techniques between 300 m and 400 m below ground level in the DH-2 borehole. The locations and numbers of WCFs identified by each technique are shown.

換水に精製した。ここで現地の地下水を利用したのは、既成の精製水などを調達するためのコストの削減と、保管するためのタンクを設置するスペースの制約を考慮したためである。精製したイオン交換水をボーリング孔の孔底付近まで降下させたホースから送水し、深度数十メートルに揚水ポンプを設置して揚水しながら孔内水と置換した。ビニールテープでホースに巻きつけ接着した電気伝導度計を降下させ、孔底部における循環水が初期(揚水開始前)の地下水の電気伝導度から2桁程度の差異がついたことを確認した。その後、イオン交換水に置換直後の孔沿いの電気伝導度を、揚水を伴わない定常状態で測定した。さらにその後、孔上部に設置した揚水ポンプを用いて一定流量で揚水をしながら電気伝導度計を6回昇降させ、電気伝導度の時間変化を測定した。

FEC 検層および既存手法を用いて水みち検層を実施した結果、ならびに水みち検層で抽出された変化点を対象に水理試験を実施した結果を Fig. 6 に示す。各検層における変化点の定量的な判断基準は設定していないものの、得られる流速や流量、温度、電気伝導度などの深度プロファイルにおいて、バックグラウンドの値と比較して明らかな変化が認められる位置を変化点と認定した。いずれの測定においても、揚水過程での測定結果は定常状態よりも多くの変化点が認められることが分かる。これは揚水を行うことにより水みちの地下水が強制的に流動するためと考えられ、水みち検層においては、揚水過程での測定が有効であることが分かる。

検層の結果、いずれの手法においても Fig. 6 で水色の帯で示した割れ目帯では、揚水過程における測定結果の深度プロファイルは、深度 350 m 付近の割れ目帯を除けば、ほと

んどの検層手法において明瞭な変化が確認される。深度約 300~350 m 付近を拡大して検層の種類ごとに比較すると、スピナー式およびヒートパルス式フローメータ検層ではほぼ同様な深度で変化点を確認されるとともに、深度約 300~320 m 付近に見られるように、なだらかな変化を示す部分があることが分かる (Fig. 7)。また、電磁式フローメータ検層においてもスピナー式およびヒートパルス式フローメータ検層と同様の深度で変化点を確認されたのに加えて、深度 317 m, 320 m, 430 m, 450 m, 480 m 付近などにおいて大きく値が変化している箇所が認められる (Fig. 6)。これらの深度では、定常状態での検層結果においても流速の変化がみられる (Fig. 6) ことや、検層で抽出された変化点を含む区間の水理試験結果が、いずれの区間も $10^{-6} (\text{m}^2/\text{s})$ 程度以上の透水量係数を有していることから、当該深度の割れ目が水みちとして機能していると推定される。温度検層では、温度の変化点を強調するため、深度 1 m 間の温度差を 1 km 当たりの温度勾配として表現した。その結果、深度 215 m, 230 m, 305 m, 320 m 付近の割れ目帯において変化量が大きい箇所が認められることが分かる (Fig. 6)。さらに、FEC 検層では、時間経過に従って、元の孔内水の電気伝導度に回復する過程が確認されるとともに、他の検層の測定結果に比べて多くの変化点が明瞭に確認できることが分かる (Fig. 7)。FEC 検層で抽出された水みちとポアホールレーダー測定によって抽出された割れ目の推定結果を比較すると (Fig. 8)、検層で抽出された変化点の位置と、ポアホールレーダーで把握された割れ目の分布が概ね一致していることが分かる。また、深度約 300~350 m の割れ目帯における

Fig. 8. Results of borehole radar measurements, and the locations of WCFs estimated from fluid electrical conductivity logging in the DH-2 borehole. The left column shows radar signals after data processing; the right column shows the locations of interpreted fracture traces. Closed triangles indicate WCFs in the fracture zones shown in blue in Fig. 6; arrows indicate WCFs in unfractured rock matrix.

検層種類ごとに抽出した水みちの数は、スピナー式、ヒートパルス式フローメータ検層および温度検層では3箇所、電磁フローメータ検層では4箇所、FEC検層では10箇所であった (Fig. 7)。

以上の比較から、FEC検層は他の検層に比べて多くの変

化点を検出できる手法であることが確認された。一方、深度約300~350 mの割れ目帯においてスピナー式およびヒートパルス式フローメータ検層において変化が明瞭ではないことは、割れ目密度が高い部分での当該検層手法の変化点の検出における解像度が他の手法よりも低いためと考えられる。また、FEC検層で変化点として抽出された割れ目を含む領域を対象に水理試験を実施したところ、いずれも $10^{-7}(\text{m}^2/\text{s})$ 以上の高い透水量係数を示したことから (Fig. 6 右側の透水試験の列)、これらは水みちとして機能していることが確認された。以上のことから、割れ目が多い岩盤においてもFEC検層は詳細な水みちの検出が可能な手法であることが確認された。

DH-2号孔でのFEC検層で抽出された水みちは全体で19箇所であった。上述のようにFEC検層は他の検層手法と比較して明瞭に水みちの位置を特定することが可能であることから、ポアホールテレビユーア測定や岩芯観察結果と比較することで個々の水みちの走向傾斜や充填鉱物などの特性の把握が可能である。Fig. 9にはDH-2号孔で観察された全ての割れ目 (Fig. 9a) と水みち (Fig. 9b) の走向傾斜のステレオプロットを示す。これより、割れ目は低角度から高角度で様々な走向を有することが分かる。一方、水みちは北北西-南南東方向と東北東-西南西方向を中心とする2系統に集中していることが分かる。

2. 単孔式水理試験による水みちの連結性の推定

水みち検層を実施したDH-2号孔の深度約294~354 mに分布する割れ目帯全区間と、この割れ目帯から抽出された6点の水みちを含む領域を対象に水理試験 (定流量での揚水試験) を実施した。水理試験は一般に、岩盤の透水係数や貯留係数などの水理パラメータを把握するために実施されることが多い。石油工学や地熱開発、放射性廃棄物処分の分野ではしばしば、水理パラメータに加え、試験で得られる水圧の

Fig. 9. Stereonet (Schmidt net) plots of all fracture orientations observed in the borehole televiewer survey (a) and WCFs identified by FEC logging (b) in the DH-2 borehole. High-angle WCFs with NNW-SSE and ENE-WSW orientations occur in the DH-2 borehole section.

Fig. 10. Flow rate normalized derivative plots of the WCFs in the fracture zone between ca. 294 and 354 mbGL. Derivative plots of WCFs with similar orientations converge in the same region at late times in the tests (region within the gray circle). Transmissivity values of WCFs of the same orientation are nearly the same. The right panel schematically shows the depth of each WCF.

経時変化の時間微分プロットの形態に基づき、試験区間周辺の流れの形態が推定される (Bourdet et al., 1983; Barker, 1988; Doe and Geier, 1991; Horne, 1995 など)。今回の揚水試験においても、時間微分プロットを利用して水みちの流れの形態を推定した。揚水試験で得られた圧力変化の時間微分値は、試験区間ごとの比較を容易にするために無次元化し、さらに揚水流量で正規化した (Fig. 10)。いずれの時間微分も試験開始後の初期段階に孔内貯留などに起因すると考えられる上に凸の形態を示す。その後、傾き 0 (水平) を示す放射状浸透流の時間帯を経て、再び上昇傾向を示す。この上昇傾向は揚水試験に伴って伝播した水圧が遮水性の境界 (不透水境界) に到達したことを示唆する (Beauheim et al., 2004)。この不透水境界の存在は、Fig. 1 に示した NNW fault や研究所用地南西部に推定された北西-南東走向の規模の大きな断層の存在 (松岡ほか, 2005) と整合する。さらに Fig. 10 のうち、東西走向で高角度傾斜を有する灰色の線で示した③~⑥の水みち、および黒色の線で示した割れ目帯全体を対象とした水理試験で得られた時間微分プロットにおいては、時間軸で 1~10 時間の間で同等の値に収束することが分かる (Fig. 10 の円で囲んだ部分)。一方、①の北西-南東走向で高角度傾斜の割れ目、および②の北東-南西走向で高角度傾斜の割れ目を有する区間については、上記とは異なる傾向の時間微分プロットの傾向を有することが分かった。さらに、③~⑥および割れ目帯全体の区間を対象とした水理試験の結果得られた透水量係数は、いずれの区間においても 10^{-4} (m²/s) 前後の値を示したのに対し、上記以外の区間 (①および②) は 3.5×10^{-6} (m²/s) 前後であり、③~⑥の区間に含まれる割れ目は明らかに異なる透水性を有する領域に割れ目が分布していることが推測される (Fig. 10)。

3. 孔間水理試験

(1) 水みちの連続性

水みちの連続性を推定する方法として、複数の孔間を利用した水理試験 (揚水試験) を実施した。孔間水理試験では、揚水孔として掘削長 1,300 m の MIZ-1 号孔を用い、他のボーリング孔で揚水による圧力変化を観測した。MIZ-1 号孔の揚水はダブルパッカーを用いて特定の区間を閉鎖し、揚水を実施した。試験は 1 回目 (試験 1) として深度約 191~226 m から、2 回目 (試験 2) として深度約 662~706 m から揚水を実施した。揚水流量は事前の予備的な水理試験結果に基づき、1 回目は 10.8 L/min、2 回目は 5.2 L/min とした。周辺の観測孔にはパッカーにより多区間で水圧の計測が可能なシステムが設置されている。ボーリング孔の配置、揚水試験区間および観測孔のモニタリング区間の概要を地質の概略とともに Fig. 11 に示す。孔間試験における揚水区間と観測区間の区間距離は、最短で約 140 m (MIZ-1 (深度約 191~226 m の区間)~MSB-1 の区間 5)、最長で約 950 m (MIZ-1 (深度約 191~226 m の区間)~DH-15 の区間 10) である。一連の試験は、事前に予測された水みち (試験 1 では低角度割れ目の集中帯、試験 2 では当該区間に存在する断層) の連続性を確認することを目的とした。なお、本研究領域では、これまでの調査研究において、堆積岩の瑞浪層群中の明世/本郷累層の基底部付近の泥岩層を境に上位と下位の地下水位は大きく異なっていることが分かっている。すなわち、上位の地下水位は GL-10 m 程度、下位では GL-50 m 程度である (Kumazaki et al., 2003)。また、地下水の水質は泥岩層よりも上位では Na-Ca-HCO₃ 型であるのに対し、下位では Na-Ca-Cl 型を示す (三枝ほか, 2007; 核燃料サイクル開発機構, 2005)。

Fig. 11. Layout of the hydraulic interference testing. Open squares indicate locations of pumping test intervals; closed ellipsoids are pressure monitoring locations which are observed pressure responses; open ellipsoids are pressure monitoring locations which are not observed pressure responses. The section line is transect B-B' on the right panel of Fig. 1. Geological interpretations of the UHFD, the LSFD, and the LAFZ are described in Tsuruta et al. (this edition).

Fig. 12. Results of pressure monitoring during several monitoring intervals during the hydraulic interference tests. Closed ellipsoids are pressure monitoring locations which are observed pressure responses; open ellipsoids are pressure monitoring locations which are not observed pressure responses. Pressure responses occurred east of the major NNW-trending fault; no response was recorded west of the fault, or in intervals located above the horizontal mud layer in the sedimentary formation. The section line is the same as in Fig. 11. The PRB# is the probe identification number.

孔間試験の結果、MIZ-1号孔からの揚水により応答が確認されたのは、MSB-1号孔およびDH-15号孔であった。観測孔の水圧応答の代表的な例をFig. 12に示す。2回の揚水試験による応答(揚水による水圧低下と揚水終了後の水圧上昇)が観測された区間を黒色の楕円で示す。応答が確認されなかった区間のうち、DH-2号孔の区間7(図ではDH-2 PRB7)やMSB-3号孔の区間3(図ではMSB-3 PRB3)などでは、全体的な水圧の低下傾向の途中で、急激に水圧が上

昇している時期がある。これは2004年12月に発生したスマトラ島沖地震に同期した水圧変動である。このような水圧変動は、地震に伴う地盤の伸縮が原因の一つと考えられている(佐藤ほか, 2005)。これを見ると応答が観測されたのは、NNW断層の北東側でかつ瑞浪層群の明世/本郷累層基底部付近の泥岩層よりも深部に観測区間を有する領域であることが分かる。水圧応答が確認された区間の特徴として、揚水に伴う水圧低下が直線的であることが挙げられる。また、孔

Fig. 13. Derivative plots of the drawdown phase in one of the monitoring sections of borehole DH-15. Unit slope relationships (gray line) can be interpreted to represent wellbore storage in the beginning of the pumping test. Similar plots are obtained for all sections in DH-15.

間水理試験の揚水に伴う水圧低下データの時間微分プロットは、水圧応答が観測された全ての区間で、圧力と時間の両対数グラフ上で傾き 1 の直線状を示す (Fig. 13 には一例を示す)。このことは、Fig. 2 で示した圧力の時間変化と時間微分プロットで傾き 1 の直線状を呈する孔内貯留 (Wellbore storage) と同様のメカニズムが考えられる。すなわち、孔内貯留が揚水開始直後のボーリング孔内もしくは試験装置内の地下水のみをくみ上げていると同様に、孔間試験で水圧応答が観測された区間についても、周辺を閉ざされた領域内で地下水をくみ上げている状態が推定される。このことから、揚水試験による水圧応答が確認された NNW 断層の北東側の領域は、周辺を遮水性の構造で囲まれた、外側からの地下水の供給が極めて少ない、いわゆるコンパートメント構造を形成していると解釈することが可能である。さらに、孔間試験後の水圧上昇が試験開始前の初期圧力に回復しきらない傾向を示すこともコンパートメント構造の存在を支持している。

水圧応答が認められた MSB-1 号孔および DH-15 号孔から得られたデータに基づいて透水量係数、貯留係数、流れの次元、水頭拡散率を区間ごとに示す (Table 1)。ここで、透

水量係数 ($T(m^2/s)$) と貯留係数 ($S(-)$) については、流れの次元を考慮した理論解に基づく圧力の時間変化曲線とその時間微分プロットのタイプカーブにフィッティングすることにより求めた。さらに水頭拡散率 ($T/S(m^2/s)$) は、得られた透水量係数と貯留係数の比から求めた。水頭拡散率に関しては、第 1 回目の試験 (MIZ-1 号孔の深度約 200 m) では、DH-15 号孔の No. 5 の区間の値 ($8.1 m^2/s$) が他の区間に比べて特に高い。また、2 回目の試験 (MIZ-1 の深度約 700 m) では No. 3 の区間が他の区間に比べて特に高い値 ($14 m^2/s$) を示した。また、流れの次元に関しては、2 よりも小さい区間が大半である。特に、DH-15 号孔の花崗岩を対象とした区間では 1.6 前後を示す区間が多く、孔間の平均的な流れの形態として、平行平板状の間隙が部分的に流路を閉鎖され、開口した部分を地下水が流れるような形態が推定される。

(2) 水理地質構造の推定

本研究で実施した孔間水理試験の結果に基づき、前述したスウェーデンエスボ島のハードロック研究所で検討された水圧応答プロット (Fig. 4) を適用し、水理地質構造の推定を試みた (Fig. 14)。

ハードロック研究所で検討された例は、数 m から数十 m の区間距離を対象にしたものであるが (Poteri et al., 2002)、本研究は、地表からのボーリング孔を用いて、試験区間と観測区間の距離が 1 km 程度に及ぶ領域で検討された初めての事例である。Fig. 14 の縦軸は、ノイズ成分の除去後のデータから読み取った水位低下量 ($S_m(m)$) を揚水区間の揚水量 ($Q(m^3/s)$) で除して規格化したものである。また横軸は、揚水開始時間を基準として観測区間において総水位低下量の 10% の低下が観測されるまでの時間 ($t_{10}(s)$) を応答時間とし、これを揚水区間と観測区間の中間点の直線距離の二乗 (L^2) で規格化したものである (Andersson et al., 2002)。これは水頭拡散率の逆数に相当する次元で表され、グラフの左側ほど相対的に水頭の伝搬性が良いことを示す。縦軸の規格した水圧低下量はそれぞれの試験で、試験区間の距離にかかわらずほぼ一定の値を示した (Fig. 14)。各試験で水位低下量の最小値と最大値の差は 2 倍程度の幅があるが、Fig. 4

Table 1. Estimated hydraulic parameters based on type curve matching. Intervals in gray are low quality and not amenable to analysis. T, transmissivity; S, storativity; η , hydraulic diffusivity (T/S); FD, flow dimension; PRB No, probe number.

Borehole	PRB No	Test1				Test2			
		T(m^2/s)	S(-)	$\eta(m^2/s)$	FD(-)	T(m^2/s)	S(-)	$\eta(m^2/s)$	FD(-)
DH-15	1	1.1E-02	2.8E-03	3.83	1.7	1.9E-03	1.1E-03	1.73	1.9
	2	2.9E-02	6.3E-03	4.52	1.6	3.1E+00	1.4E+00	2.24	1.25
	3	1.2E-02	6.0E-03	2.03	1.7	2.4E-02	1.6E-03	14.41	1.8
	4								
	5	1.7E+00	2.2E-01	8.11	1.25	9.7E+01	3.0E+01	3.20	1
	6								
	7	9.1E-03	2.2E-03	4.10	1.7	1.1E-02	1.4E-02	0.79	1.7
	8	3.8E-04	6.9E-05	5.52	2	8.9E-03	2.5E-03	3.56	1.8
	9	1.1E-03	1.8E-04	5.98	1.9	1.6E-01	4.0E-02	3.91	1.5
	10					7.4E-02	9.9E-02	0.75	1.5
MSB-1	3	2.5E-03	1.1E-02	0.22	1.8	3.0E-02	2.0E-02	1.52	1.6
	4	8.2E-04	5.6E-03	0.15	1.9	1.3E-02	1.0E-02	1.25	1.7
	5	8.2E-04	4.8E-03	0.17	1.9	7.2E-04	4.0E-04	1.80	2

Fig. 14. Pressure response plot based on the hydraulic interference tests. The X-axis shows the response time (t_{arr}), defined as the time of 10% drawdown relative to the maximum drawdown (S_m), normalized to the square of the distance between the midpoints of the source section and those of observation sections (L). The Y-axis shows the maximum drawdown (S_m), normalized to the pumping rate (Q). The X-axis is inversely related to the hydraulic diffusivity of the rock, indicating the speed of hydraulic head propagation created by drawdown in the source section. The normalized drawdowns are nearly the same in each test, irrespective of the distance (L); however, the normalized response times in boreholes DH-15 and MSB-1 of test 1 are plotted in the different area (shown in ellipsoids).

のハードロック研究所で実施された結果の幅と同等である。

また、試験 1 においては、横軸の水頭の伝搬性を示す指標が MSB-1 号孔と DH-15 号孔で異なる領域にプロットされている。MIZ-1 号孔の揚水区間からの距離は MSB-1 号孔のほうが DH-15 号孔よりも短いことから、MIZ-1 号孔と MSB-1 号孔の間には水圧の伝播を妨げるような構造や水理特性を有する岩盤領域が存在することを示唆する。

考 察

1. 水みち検層手法について

複数の水みち検層手法の比較により、FEC 検層が最も解像度の高い手法であることが確認された。FEC 検層は、詳細な水みちを抽出できることから、水みちの位置や分布を地質構造としてモデルに取り込んだ地下水流動解析を実施する際や、物質移行に関する解析など詳細な水みちの理解が必要な場合に有効な手法と考えられる。

一方、FEC 検層以外の検層については、解像度は FEC 検層に比較して高くはないものの、Fig. 6 で示したように透水性の高い主要な割れ目帯で明瞭な変化を示すことが確認された。さらに、これらの手法は FEC 検層と比較して測定回数が少なく、孔内水の入れ替えも不要なため簡便に実施可能である。したがって、数 km から十 km 四方程度の広いスケールにおいて、概略的な地下水流動を把握する場合には有効な手法であると考えられる。

以上のことから、モデル化するスケールと目的に応じて検層手法を使い分けることによって、効率的な調査が可能となると考えられる。

Fig. 15. Schematic of the connectivity of WCFs in a fracture zone. The WCFs with orientations similar to those of the fracture zone can be interconnected; however, the WCFs with orientations that deviate from those of the fracture zone are poorly connected with WCFs with orientations that are the same as those of the fracture zone.

2. 単一孔における水みちの連結性について

本研究で示したように、単一孔の割れ目帯において同様の走向傾斜を有する複数の水みちとこれらを含む割れ目帯全体の透水量係数が水理試験の後半で同等となることは、水圧の伝搬に従って、ボーリング孔の近傍では孔内貯留やボーリング孔の掘削に伴う泥膜や掘削影響領域の形成などに伴うスキン効果 (Horne, 1995; Earlougher, 1977) により水みちごとに透水量係数がそれぞれ異なるものの、そのさらに外側では水みちが互いに連結し、これらが割れ目帯を形成していると解釈することが可能である。この場合、割れ目帯全体の透水量係数は個別の水みちの透水量係数の足し合わせという平行平板的な概念ではなく、水みちが互いに連結し合って割れ目帯の透水性を示している可能性を示唆する。仮に割れ目帯の透水量係数をその内部の水みちの透水量係数を足し合わせて設定した場合は、割れ目帯全体の透水量係数よりも大きな値となることから、割れ目帯の透水性を過大評価することとなる。このことは、物質移行の観点からも水理学的な開口幅を設定する上で、従来の平行平板モデル (核燃料サイクル開発機構, 1999) による評価結果が過大評価となる可能性を示唆する。したがって、今回実施した、FEC 検層による詳細な水みちの抽出と水理試験による水圧変化の時間微分プロットを組み合わせた評価方法は、割れ目帯における水みちの現実的な概念や特性を提示する上で有効な方法となり得ると思われる。なお、走向が異なる 2 つの水みち (Fig. 10 の①および②) は割れ目帯と高角度で交差し、透水量係数も大きく異なることから、割れ目帯から外れた領域の透水量係数を示していると推定される。以上の考え方に基づいて推定した、割れ目帯の水みちの透水性に関する概念を Fig. 15 に示す。このような割れ目帯の水みちの概念が現場のデータに基づいて提示された事例はほとんどなく、新たな割れ目帯の概念を構築する手法として適用できる見通しを得た (Takeuchi et al., 2008; 竹内, 2006)。なお、今回の概念の妥当性を確認

Fig. 16. Simulated distributions of hydraulic conductivity (K), specific storage (Ss), and diffusivity (K/Ss) (revised from Illman et al., 2009). Some of the higher diffusivity zones (indicated in green) are consistent with those estimated from the results of the interference tests (i.e., No. 3 and No. 5 in borehole DH-15).

するためには、水質の類似性の比較や個別の水みちを対象とした孔間の水理試験、およびトレーサ試験などによる方法が有効と考えられる。

3. 孔間水理試験による地下水流動場の推定について

孔間水理試験の結果に基づき、流れの次元を考慮して推定した水理パラメータから求めた水頭拡散率は、特定の区間で顕著に高い値を示した。この結果の妥当性を検討するために、孔間水理試験での観測区間における水圧応答を入力データとして、逆解析的に透水係数と比貯留係数分布を求め、これに基づいて水頭拡散率の分布を算出した結果と比較した。孔間試験結果に基づく逆解析は、Zhu and Yeh (2005)が開発した非定常水圧トモグラフィ (Transient Hydraulic Tomography) コードを用いた。これは、連続線形推論 (Sequential successive linear estimator) と呼ばれる水圧トモグラフィ・アルゴリズム (Yeh and Liu, 2000) に基づいており、透水係数や比貯留係数などの空間分布を3次元で推定できるのが特徴である。逆解析により推定された透水係数の3次元空間分布を Fig. 16a に、比貯留係数の分布を Fig. 16b に示す (Illman et al., 2009)。これらの結果から、MIZ-1 号孔と DH-15 号孔の間には透水係数が高く、比貯留係数が低いゾーンが空間的に推定されていることが分か

る。また透水係数と比貯留係数の比で表される水頭拡散率の分布を Fig. 16c に示す。これより、MIZ-1 号孔の揚水区間と DH-15 号孔の観測区間の間には水頭拡散率が比較的高い領域が数か所存在することが分かる。これらのうち、実際の試験結果から推定された、両孔間で特に高い水頭拡散率を示す区間 (DH-15 号孔の区間 3 および区間 5) は、上記解析結果で水頭拡散率が高い区間と矛盾しない。さらに解析結果からは、MIZ-1 号孔と、DH-2 号孔および MSB-3 号孔の間には水圧が伝播しにくいことも示された。このことは、用地中央部の NNW 断層が遮水的な機能を有しているという事前の調査結果 (三枝ほか, 2007) とも整合的である。ただし、上記解析結果は、MIZ-1 号孔の2区間からの揚水試験の結果に基づいていることから、より詳細な水頭拡散率の空間分布を推定するためには、より多くの区間で揚水試験を行うことが望ましい。

さらに、水みちの方向性に関しては、Fig. 17 に示すように MIZ-1 号孔の2箇所の揚水区間と、高い水頭拡散率を示した DH-15 号孔の区間 3 および区間 5 それぞれの区間に含まれる水みちの走向傾斜は、DH-2 号孔の水みちと同様に、北北西-南南東および東北東-西南西を示すものの、一部、北東-南西走向の高角度傾斜を有するものや、水平に近

い低角度割れ目も存在する。以上のように様々な方向の水みちが存在することから、水圧の伝搬性のよい水みちは複数の割れ目がネットワーク状に互いに連結しているものと推定される。さらに流れの次元が1.5~2を示す水みちが多いことは、水みちの形状が平行平板状の割れ目表面の凹凸により、一部が閉ざされたような形態となっていることが推定される。

また、水理地質構造については、Fig. 14で示した水圧応答プロットが応答時間によらず一定の水位低下を示す分布形

状をしていることから、周辺との地下水の連続性が隔離された、コンパートメント構造をなしていると推定される。このこと、水圧応答が観測された区間の水圧の低下傾向が直線的であることや、揚水試験中の水圧応答に基づく時間微分プロットの傾向が両対数グラフ上で傾きが+1の傾向を示す(Fig. 13)こと、さらには回復試験時の水圧が初期の水圧に回復しきらない傾向があること(Fig. 12)などから、水圧応答が確認された領域は外部から地下水の供給が少なく、低透水性の水理地質構造に囲まれていることが推定される。尾上

Fig. 17. Stereonet plots of WCFs in the pumping borehole sections in MIZ-1 and in monitoring borehole sections in the higher diffusivity zone in borehole DH-15. The highest diffusivity zone in test 1 is zone No. 5 in borehole DH-15, and that in test 2 is zone No. 3 in borehole DH-15. Orientations of WCFs in these sections are mostly NNW–SSE and ENE–WSW, and partially NE–SW and horizontal.

Fig. 18. Hydrogeological conceptualization based on the results of the hydraulic interference tests. The high diffusivity WCFs in the relatively large-scale compartment structure are bounded by low permeability structures; their relative locations are estimated.

ほか(2008)は、研究所用地を含む2 km四方を対象に、用地中央部のNNW断層を西端とした低透水性の不連続構造から構成されるコンパートメント構造を表現した水理地質構造モデルを構築し、孔間水理試験を再現した。その結果、観測孔における水圧変動の実測値と解析値が整合することを示した。

以上のことから、孔間水理試験結果を基に推定した水理地質構造(伝搬性のよい水みちと低透水性の構造で囲まれた地下水境界、すなわち、コンパートメント構造)の存在は、数値解析結果と整合的であることが分かる。

これらの結果を基に、孔間試験で水圧応答が確認された領域の水理地質構造の概念的なモデルをFig. 18に示す。周辺を低透水性の不連続構造で囲まれた領域の中に、MIZ-1号孔とDH-15号孔の孔間で1~2次元の流れの形態を有する、伝搬性の良い水みちが存在するような場であることが推定される。

ま と め

亀裂性岩盤を対象とした地下深部の水理地質構造を、ボーリング孔を利用した水理調査から推定する手法を提案した。以下に得られた成果をまとめる。

- (1) ボーリング孔沿いの水みちを解像度良く検出するための手法としてFEC検層が有効であることを、従来手法との比較において明らかにした。FEC検層が割れ目の多いとされるわが国の岩盤においても適用可能であることを確認した。
- (2) 単一ボーリング孔において水みちの連結性を推定する方法として、FEC検層で抽出した水みちを含む区間を対象に水理試験(揚水試験)を実施し、その結果に基づいて揚水流量で規格化した水圧変化データの時間微分プロットが適用可能である見通しを得た。この妥当性を確認するためには、水質との比較やトレーサ試験などによる方法が考えられる。
- (3) 複数のボーリング孔間を利用した水理試験においては、水圧応答が確認された区間を対象に、流れの次元を考慮した水理パラメータを算出し、これに基づき水頭の伝搬性の指標である水頭拡散率を求めた。その結果、他の区間よりも顕著に高い水頭拡散率を示す区間は、数値解析結果から得られた水頭拡散率の高い区間と整合することが確認された。また、水圧応答が確認された区間の水位低下量と水圧応答時間の関係を示す水圧応答プロットや、揚水中の観測区間における水圧低下の時間微分プロットの形態、さらには、その後の回復試験中の圧力回復の状況などから、周囲を低透水性の構造で囲まれたコンパートメント構造が存在することを推定した。この結果は、別途実施した数値解析結果などとも整合的であることが確認された。以上により、孔間試験で適用した水頭拡散率を指標とした伝搬性のよい水みちの推定手法と、水圧応答プロットや時間微分プロットによる地下水流動の境界条件の推定手法は、水理地質構造を推定するうえで有効と考えられる。

謝 辞

本原稿を作成するにあたり、東京大学徳永朋祥博士、埼玉大学長田昌彦博士には懇切丁寧に査読をしていただきました。心より感謝いたします。

文 献

- Andersson, P., Byegård, J., Dershowitz, B., Doe, T., Hermanson, J., Meier, P., Tullborg, E.-L. and Winberg, A., 2002, *Final Report of the TRUE Block Scale Project 1. Characterization and Model Development*. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management, SKB TR-02-13.
- Barker, J. A., 1988, A generalized radial-flow model for pumping tests in fractured rock. *Water Resour. Res.*, **24**, 1796–1804.
- Beauheim, R. L., Roberts, R. M. and Avis, J. D., 2004, Well testing in fractured media : flow dimensions and diagnostic plots. *Jour. Hydraul. Res.*, **42**, Supplement 1, 69–76.
- Beauheim, R. L. and Roberts, R. M., 2002, Hydrology and hydraulic properties of a bedded evaporite formation, *Jour. Hydrol.*, **259**, 66–88.
- Bourdet, D., White, T. M., Douglas, A. A. and Pirat, Y. M., 1983, A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil*, 95–106.
- Doe, T. W., 1991, Fractional dimension analysis of constant-pressure well tests. *66th. Ann. Tech. Conf. Exhibit. Soc. Petrol. Engin.*, 461–467.
- Doe, T. W. and Geier, J. E., 1991, *Interpretation of Fracture System Geometry Using Well Test Data*. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management, Stripa Project Tech. Rep. 91–03.
- Doughty, C., Takeuchi, S., Amano, K., Shimo, M. and Tsang, C.-F., 2005, Application of multirate flowing fluid electric conductivity logging method to well DH-2, Tono Site, Japan. *Water Resour. Res.*, **41**, doi: 10.1029/2004WR003708.
- Earlougher, R. C., 1977, Advances in Well Test Analysis. *Soc. Petrol. Engin. Monogr. Ser.*, **5**, 264p.
- Enacheșcu, C., Freig, B. and Wozniiewicz, J., 2004, *A New Visual Synthesis Tool for Transient Test Data*. NGWA Conference, Portland Maine pp.173–184.
- 原子力委員会(Japan Atomic Energy Agency), 2005, 原子力政策大綱(Framework for Nuclear Energy Policy).
- Horne, R. N., 1995, *Modern Well Test Analysis: A Computer-Aided Approach*. Petroway, Palo Alto, 257p.
- Illman, W. A., Liu, X., Takeuchi, S., Yeh, T.-C. J., Ando, K. and Saegusa, H., 2009, Hydraulic tomography in fractured granite : the Mizunami Underground Research site, Japan. *Water Resour. Res.*, **45**, doi: 10.029/2007WR006715.
- 糸魚川淳二(Itoigawa, J.), 1980, 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報(*Monogr. Mizunami Fossil Mus.*), **1**, 1–50.
- 地盤工学会(The Japanese Geotechnical Society), 2004, 地盤調査の方法と解説(*Japanese Standards for Geotechnical and Geoenvironmental Investigation Methods: Standards and Explanations*), 889p.
- 核燃料サイクル開発機構(Japan Nuclear Cycle Development Institute), 1999, 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. 核燃料サイクル開発機構報告書(*JNC Tech. Rep.*), JNC TN1400 99-020.
- 核燃料サイクル開発機構(Japan Nuclear Cycle Development Institute), 2005, 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築 : 平成17年取りまとめ—分冊1 深地層の科学的研究—. 核燃料サイクル開発機構報告書(*JNC Tech. Rep.*), JNC TN1400 2005-014.
- Karasaki, K., Freifeld, B., Cohen, A., Grossenbacher, K., Cook, P. and Vasco, D., 2000, A multidisciplinary fractured rock

- characterization study at Raymond field, Raymond, CA. *Jour. Hydrol.*, **236**, 17–34.
- Knudby, C. and Carrera, J., 2006, On the use of apparent hydraulic diffusivity as an indicator of connectivity. *Jour. Hydrol.*, **329**, 377–389.
- Kumazaki, N., Ikeda, K., Goto, J., Mukai, K., Iwatsuki, T. and Furue, R., 2003, Synthesis of the Shallow Borehole Investigations at the MIU Construction Site. *JNC Tech. Rep.*, JNC TN7400 2003–005.
- Lane, J. W. Jr., Williams, J. H., Johnson, C. D., Savino, Sr. D.-M. and Haeni, F. P., 2002, *An Integrated Geophysical and Hydraulic Investigation to Characterize a Fractured-Rock Aquifer, Norwalk, Connecticut*. U. S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 01-4133, 97p.
- Ludvigson, J.-E., Jönsson, S. and Hjerne, C., 2004, *Forsmark Site Investigation, Pumping Tests and Flow Logging, Boreholes KFM06A (0–100 m) and HFM16*. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management, SKB P-04-65.
- 松岡稔幸・熊崎直樹・三枝博光・佐々木圭一・遠藤令詔・天野健治 (Matsuoka, T., Kumazaki, N., Saegusa, H., Sasaki, K., Endo, Y. and Amano, K.), 2005, 繰り返しアプローチに基づく地質構造のモデル化(Step1 および Step2). 核燃料サイクル開発機構報告書(JNC Tech. Rep.), JNC TN7400 2005–007.
- Mishra, S., 1992, Methods for analyzing single-and multi-well hydraulic data. In Vomvoris, S. and Friege, B., eds., *Grimsel Test Site: Interpretation of Crosshole Hydraulic Tests and a Pilot Fluid Logging Test for Selected Boreholes Within the BK Site*. NAGRA Tech. Rep., NTB 91-09, 8–27.
- Öhbern, A. and Rouhiainen, P., 2000, *Posiva Groundwater Flow Measuring Techniques*. Posiva 2000-12, Olkiluoto, 81p.
- 尾上博則・三枝博光・大山卓也・竹内真司(Onoe, H., Saegusa, H., Ohyama, T. and Takeuchi, S.), 2008, 孔間水理試験による水圧応答に基づく地下深部の水理地質構造の解析的推定. 地下水学会誌(*Jour. Groundwater Hydrol.*), **50**, 251–274.
- Poteri, A., Bullaux, D., Cershowitz, W., Gómez-Hernández, J.-J., Cvetkovic, V., Hautojärvi, A., Holton, D., Medina, A. and Winberg, A., 2002, *Final Report of the TRUE Block Scale Project 3, Modelling of Flow and Transport*. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management, SKB TR-02-15.
- 三枝博光・瀬野康弘・中間茂雄・鶴田忠彦・岩月輝希・天野健治・竹内竜史・松岡稔幸・尾上博則・水野 崇・大山卓也・濱 克宏・佐藤紀紀・久慈雅栄・黒田英高・仙波 毅・内田雅大・杉原弘造・坂巻昌工(Saegusa, H., Seno, Y., Nakama, S., Tsuruta, T., Iwatsuki, T., Amano, K., Takeuchi, R., Matsuoka, T., Onoe, H., Mizuno, T., Ohyama, T., Hama, K., Sato, T., Kuji, M., Kuroda, H., Semba, T., Uchida, M., Sugihara, K. and Sakamaki, M.), 2007, 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第1段階)研究成果報告書. 原子力機構技術資料(JAEA Res.), JAEA-Research 2007-043.
- 佐藤 努・松本則夫・北川有一・小泉尚嗣・高橋 誠・桑原保人・長 秋雄・佐藤隆司・小澤邦雄(Sato, T., Matsumoto, N., Koizumi, N., Takahashi, M., Kuwahara, Y., Cho, A., Satoh, T. and Ozawa, K.), 2005, 2004 年紀伊半島南東沖の地震活動に伴う地下水位変動. 地質ニュース(*Chishitsu News*), no. 611, 60–71.
- 竹内真司(Takeuchi, S.), 2006, 水理試験データの時間微分を用いた水理地質構造の推定. 土木学会平成 18 年度全国大会第 61 回年次学術講演会講演要旨(*Proc. JSCE 2006 Ann. Meet. Ann. Conf.*), SC05-023.
- Takeuchi, S., Amano, K., Takeuchi, R. and Saegusa, H., 2008, Fluid electric conductivity logging: Useful application for characterization of water-conducting features. *XXXVI IAH Congr. Toyama 2008*.
- Takeuchi, S., Takeuchi, R., Salden, W., Saegusa, H., Arai, T. and Matsuki, K., 2007, Hydrogeological conceptual model determined from baseline and construction phase groundwater pressure and surface tiltmeter data at the Mizunami Underground Research Laboratory, Japan. *Proc. 11th Intern. Conf. Env. Remed. Rad. Waste Manag. ICM2007*.
- 田中和広・田中靖治・宮川公雄・馬原保典・安池慎治・本荘静光(Tanaka, K., Tanaka, Y., Miyakawa, K., Mahara, Y., Yasuike, S. and Honsho, S.), 1996, 割れ目系岩盤における水理地質構造の調査手法の提案と適用. 応用地質(*Jour. Japan Soc. Eng. Geol.*), **36**, 18–29.
- Tsang, C.-F., Hufschmeid, P. and Hale, F. V., 1990, Determination of fracture inflow parameters with a borehole fluid conductivity logging method. *Water Resour. Res.*, **26**, 561–578.
- 山本壮毅編(Yamamoto, S., ed.), 1986, 地下水用語辞典(*Dictionary of Groundwater*)*. 古今書院(Kokon Shoin), 141p.
- Yeh, T.-C. J. and Liu, S., 2000, Hydraulic tomography: Development of a new aquifer test method. *Water Resour. Res.*, **36**, 2095–2105.
- Zhu, J. and Yeh, T.-C. J., 2005, Characterization of aquifer heterogeneity using transient hydraulic tomography. *Water Resour. Res.*, **41**, doi: 10.1029/2004WR003790.

* English translation from the original written in Japanese

(要 旨)

竹内真司・三枝博光・天野健治・竹内竜史, 2013, 瑞浪超深地層研究所における地下深部の水理地質構造調査. 地質雑, **119**, 75–90. (Takeuchi, S., Saegusa, H., Amano, K. and Takeuchi, R., 2013, Hydrogeological characterization of deep subsurface structures at the Mizunami Underground Research Laboratory. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 75–90.)

高レベル放射性廃棄物の地層処分やエネルギーの地下備蓄などの分野では, 地下深部の地下水流動に影響をおよぼす構造を適切に把握することが, 地下施設の設計や物質の移行などを評価するうえで必要不可欠である. 地下水流動を規制する地質構造要素として, 透水性の高い水みちや地下水流動を遮るような構造などが考えられる. このうち水みちについては, 複数の検層手法を比較検討した結果, 流体電気伝導度検層が最も多くの水みちを検出できることを確認した. またボーリング孔沿いに存在する複数の水みちの連結性は, 水理試験時の水圧の経時変化データの時間微分値を透水量係数の時間変化に換算した値を指標とすることが有効である見通しを得た. さらに, 複数孔間の水みちの連結性については, 孔間水理試験で得られる水頭拡散率が有効な指標となる可能性を示すとともに, 同試験の水圧応答挙動から, 遮水性の構造で囲まれた領域を推定可能であることを示した.