立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究

—東濃ウラン鉱山試験立坑を例として—

柳澤孝一*・今井 久*・尾方伸久*
大澤英昭*・渡辺邦夫**

Shaft Excavation Effect Project on Groundwater Flow — Case Study at the Test Shaft in the Tono Mine, Central Japan —

Koichi YANAGIZAWA, Hisashi IMAI, Nobuhisa OGATA,
Hideaki OSAWA and Kunio WATANABE

Key words : 立坑 shaft, 水理地質構造モデル hydrogeological model, 地下水流動解析 analysis of groundwater flow

Abstract

In order to evaluate the shaft excavation effect on groundwater flow, Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation has been excavating the test shaft 6 meter in diameter and 150 meter in depth at the Tono Uranium Mine, Central Japan.

In this project, a hydrological evaluation system was set up to understand the shaft excavation effect on groundwater flow. This system consists of groundwater investigation, hydrogeological modeling, predictive simulation and long term observations of the groundwater flow.

The results are as follows ;

- (1) From the hydrological observation during a year, the recharge rate from the unconsolidated formation situated in subsurface zone into the rock mass was calculated to be 0.57 mm/day.
- (2) The hydrogeological model was divided into 12 layers from the results of geological survey, geophysical logging and *in-situ* hydraulic tests.
- (3) From the results of the predictive simulation and observation, the area where pore pressure was changed by the excavation was within 100 meter around the shaft and it was proved that the inflow into the existing shaft and drift was not affected by the excavation.
- (4) The predictive simulation and measured data show good agreement.
- (5) The availability of the modeling and the simulation, and the efficiency of the hydrological evaluation system have been confirmed.

* 動力炉・核燃料開発事業団 中部事業所 Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, Chubu Works

** 埼玉大学工学部 地盤水理実験施設 Hydrosience and Geotechnology Laboratory, Saitama University

1. はじめに

近年、地下深部岩盤を対象としたいろいろな地下空間利用計画が注目されている。これらに係わる技術的課題の1つとして地下水流動に関する問題があり、地下施設の設計・建設などを適切に行うためにも、立坑や水平坑道などの掘削による周辺岩盤内の地下水への影響を正確に把握することが重要となっている。このため、動力炉・核燃料開発事業団では、立坑掘削影響試験として岐阜県土岐市中部事業所東濃鉱山敷地内に仕上がり内径6 m・深さ150 mの立坑を掘削し、立坑掘削に伴う周辺岩盤への水理学的・力学的影響について実規模の原位置試験による調査研究を進めている。

本論は、立坑掘削の地下水流動に与える影響について、①立坑掘削事前調査として実施された表層部を対象とした水理調査（以下表層水理調査という）、②深部岩盤を対象とした水理調査（以下深部水理調査という）、③水理地質構造モデルの構築、④地下水流動予測解析、⑤長期観測値と予測解析結果との比較検討、⑥モデルの確証、という一連の地下水流動特性評価システムのうち①、②、③、④、および⑤の一部について報告する。

2. 調査試験研究概要

2.1 調査試験研究の目的

本調査試験研究は、立坑掘削に伴う周辺岩盤内の地下水流動に与える影響を調査解析することにより

(1) 断層等の不連続面を有し、不均質性の卓越した岩盤の多孔質媒体としてのモデル化を試み、このモデルにダルシー則に基づく非定常3次元飽和不飽和浸透流解析を適用し、立坑掘削に伴う岩盤内の地下水流動特性を数値解析によりシミュレーションすることが可能であることを確認すること

(2) ①現象の把握（場の理解）、②水理地質構造モデルの構築（場のモデル化）、③地下水流動予測解析（シミュレーション）、④長期観測値との比較（モデルの検証）、という一連の地下水流動特性評価システムが調査地域の地下水流動特性および地下水流動の場の有する特性を把握するのに有効であることを確認すること

を目的に実施している。

2.2 試験位置および地形・地質概要

立坑掘削試験は名古屋市の北東約35 kmの岐阜県土岐市東濃ウラン鉱山敷地内で実施されている。そこは標高300 m前後の丘陵性山地からなっている。地質は、試験地域の基盤をなす領家帯の苗木・上松型花崗岩、花

崗岩を被覆する新第三紀中新世の瑞浪層群と鮮新世の瀬戸層群、ならびに沖積層からなる。花崗岩上部には、厚さ数 m の風化部が認められる。瑞浪層群は、下部から土岐夾炭果層、明世果層、生俵果層に区分されており、主としてシルト岩、泥岩、砂岩、礫岩およびそれらの互層からなり、亜炭層、凝灰岩層を挟む。瀬戸層群は花崗岩、瑞浪層群を不整合に覆って分布する。瑞浪層群は、花崗岩の旧河川路チャンネル凹部を埋めるように分布しており、土岐夾炭果層中にウラン鉱床が胚胎する。また、花崗岩および瑞浪層群を切る走向傾斜 N80°E60°S の逆断層が発達しているが、瀬戸層群には影響を与えていない¹⁾。(図-1, 6)

2.3 調査試験地周辺の水理地質概要

調査試験解析領域を含む本地域の大局的な地下水流動を把握するため、東濃鉱山を中心とし周辺を尾根および河川で境された南北約5 km 東西約6 km を対象に渇水期の比流量観測、河川水の電気伝導度を計測している²⁾。また、基盤花崗岩の割れ目・風化および堆積岩の粒度構成に着目して地表踏査・試錐調査を実施し、併せて原位置透水試験も実施した²⁾。

その結果、本地域の水理地質の構成を大きく分類すると、上位から

- ①透水性の高い瀬戸層群
- ②透水性の低い瑞浪層群
- ③透水性の高い瑞浪層群下部、およびその下に不整合

図-1 調査地域の地質図

面を介して存在する基盤花崗岩風化部

④透水性の低い基盤花崗岩

に区分される。

また、こうした調査結果に基づき、東濃鉱山を中心とした尾根および河川で境された南北約5 km 東西約6 km を対象に地下水流動解析を実施した³⁾。その結果、地表付近の地下水の流れは局所的な地形に沿ったものであり、地表下数十 m 以深の地下水の流れは、より大きな地形形状や水理地質構造により規制されていることがわかった。特に試験立坑周辺では、基盤花崗岩の上面形状によると考えられる北西から南東に向かう地下水の流れになっていることがわかった。

2.4 試験立坑の概要

試験立坑は、仕上がり内径6 m、仕上がり深度150 mで、厚さ40 cm のコンクリート覆工が施工されている。本試験立坑には、仕上がり内径4.5 m、長さ20 m の第一・第二計測坑道、仕上がり内径3 m、長さ10 m の4本の水平坑道が設けられている(図-2)。岩盤は発破工法を用いた1.2 m 毎のショートステップ工法により施工される。工期は1990年1月から1991年7月にかけて1年半にわたった⁴⁾。

2.5 水理学的調査試験研究の概要

ある地域内の地下水流動特性および地下水流動の場の有する特性を評価する方法を確立するため、立坑掘削影響試験の中で、その評価方法の適用を試みている。

ここでは、立坑掘削に伴う地下水流動特性への影響評価システムとして

- ① 場の理解：各種事前調査・試験による地下水流動の場の有する現象の把握と特性の把握
 - ② 場のモデル化：①の結果に基づく水理地質構造モデルの構築
 - ③ シミュレーション：①、②の結果に基づく地下水流動予測解析
 - ④ モデルの検証：長期観測値と予測解析の比較
- という4項目からなる一連の各種調査・解析による地下水流動特性評価システムを設定した。

具体的には、調査対象区域として、掘削影響範囲の簡易な事前検討結果と試験地周辺の地形形状等を勘案して、立坑を中心に約300 m 四方の区域に設定した。この区域内では、表層水理調査として地表からの地下水涵養量を推定するため、地表部に広く分布する未固結層(瀬戸層群砂礫層)を対象として自由地下水面観測井、気象観測施設、河川流量観測施設等を配置し、事前調査を実施している。また深部水理調査として、深部岩盤中(瑞浪層群泥岩・砂岩・礫岩および花崗岩)の水理地質

解析用メッシュ節点位置

試験立坑湧水量測定箇所

図-2 試験立坑概念図

状況を把握する目的で、試験孔を利用し、物理検層、ボアホールテレビによる孔壁観察、原位置透水試験、岩芯観察等を事前調査として実施している。また、試験孔内にマルチパッカー方式のケーシングシステム(4.4.1 MP システムで詳述)を設置(常設)して層別に止水された各帯水層毎の間隙水圧の事前調査を実施している。こうした事前調査結果を基に3次元の水理地質構造モデルを構築し、3次元非定常飽和不飽和浸透流の有限要素法を用いた数値解析を適用して、立坑掘削中、掘削後の地下水流動の変化予測を実施している。さらに、表層水理調査の各種観測および深部岩盤内のMPシステムによる間隙水圧の計測は、掘削中、掘削後も継続されることになっている。

以上のように、本水理学的調査試験研究は、地下水流動をその流入から流出を包括的に捉え、さらに各過程での水理特性(水理定数)を直接的に捉えられるよう進められている。

3. 表層水理調査

3.1 水収支観測

表層部からの地下水涵養量を推測するために、表層部に広く分布する瀬戸層群未固結砂礫層を対象に、9箇所に土壤水分計および自由地下水面観測孔を配置した。また、気象観測施設、河川流量観測施設を各1箇所ずつ配置して長期連続観測を実施している(図-3)。

土壤水分計はボーラスカップを使用した土壤水分感圧センサーで、土壤水分に平衡な圧力(正圧)および張力(負圧)を1計測地点につき8深度(20, 40, 60, 100, 150, 200, 300, 500 cm 深度)で検知し、水理水頭値として地上部の計測装置でデジタル変換し、10分毎にデータロガーへ入力され、パーソナルコンピュータで収集している。

自由地下水面観測には、試錐孔を利用してストレーナを介し水圧式の水位検出器を任意の深度に設定し、その信号をデジタル変換し、10分毎にメモリーカードに収録し、RS232C を介してパーソナルコンピュータに転送している。

河川流量は、降雨量が季節毎に異なるためその流量も変化する。また、流域面積が異なると河川流量は大きく異なるため、対象流域に適した測定容量の計測機器を設置する必要がある。そのため本地域では、渇水期から大降雨に対応すべく、観測流域面積に応じた大流量パーシャルフリューム・小流量パーシャルフリュームを1組としたフロート式流量計による河川流量計(測定範囲8~40000 l/min)を計測箇所に設置した。このデータは、デジタル変換により10分毎にメモリーカードに記録される。気象観測としては平均風向・平均風速・平均気温・平均湿度・日降水量・日日照量・日日射量・日示差放射量・日蒸発量・平均気圧を10分毎に測定し、パーソナルコンピュータに収録している。

3.2 涵養量の算定

調査解析対象領域内の河川流量観測が開始されて間もないため、表層部の水収支の検討は、調査解析対象領域の東側に隣接する流域での河川流量観測地点の河川流量データを用いて実施した。なお、この流域面積は0.535 km²である。

流域の水収支は次式で表すことができる⁴⁾。

図-3 試験立坑周辺地下水流動調査施設配置図

$$P=E+Q+\Delta W+\Delta S+G \quad (1)$$

P : 降水量 E : 蒸発散量
 Q : 河川流出量 G : 下部涵養量
 ΔW : 土壌水分貯留変化量
 ΔS : 地下水貯留変化量

(1)式において、水文期間を1年にとれば、その流域の貯留変化量($\Delta W+\Delta S$)は0と考えられる。したがって1年間での水収支は

$$G=P-E-Q \quad (2)$$

で表される。

本調査地域での河川流量観測結果および気象観測による降水量・Penmanの可能蒸発散量の1989年5月から1990年4月にわたる1年間の観測結果を表-1に示す。中川⁵⁾はPenmanの可能蒸発散量に0.7を乗じたものを短草植被面可能蒸発散量としている。本調査地域でも植被面への水分は十分に行われていたと考え、この短草植被面可能蒸発散量を実蒸発散量とした。1989年5月から1990年4月までの1年間の降水量、Penmanの可能蒸発散量、河川流量の合計値を(2)式に代入すると、

$$\begin{aligned}
 G &= P - E - Q \\
 &= 1,944. - (0.7 \times 630.8) - 1,294.9 \\
 &= 207.5 \text{ mm/year} \\
 &= 0.57 \text{ mm/day}
 \end{aligned}$$

となり、表層部(未固結層)から下層部(岩盤)へのこ

の1年間における涵養量は0.57 mm/day (6.6×10^{-7} cm/s)と推定される。

4. 深部水理調査

4.1 岩芯観察等による地質調査

本調査試験領域周辺の地表踏査および試錐による岩芯観察により、本領域に分布する基盤花崗岩は、上位からマサ部、シーティング節理卓越部および垂直方向節理卓越部に区分される。瑞浪層群土岐炭炭累層は、花崗岩の巨礫〜大礫からなる角礫岩、アルコース質細粒砂岩および泥岩から構成され、それらの岩相は下位から上位へと花崗岩質砕屑物の量比が減少しており、これに代わって火山砕屑物の量比が増大していくという変化を示している。明世累層は、凝灰質中粒砂岩を主体とするほぼ均質な岩相である。生俵累層はシルト岩を主体とする地層であり、調査解析領域中央部を東西方向に分布する月吉断層の北側のみに分布する。瀬戸層群は、細礫〜大礫からなる円礫を主体とし下部に粘土層や砂質粘土層の薄層(厚さ1〜3m)を1〜2層挟んだ未固結堆積物であり、下位の瑞浪層群および花崗岩を不整合に覆う(図-4)。既存坑道内で観察される月吉断層沿いには、青緑色を呈する砂質粘土が約5cm〜150cmの幅で連続しており、粘土はスメクタイトおよび緑泥石からなる。

こうした地質調査結果を基に本調査地域の3次元の地質構造を推定した。その南北方向の断面を図-5に示す。本調査解析領域の地質構造の概要は次のとおりである。

表-1 水収支観測結果

年	月	降水量 (mm)	Penmanの 可能蒸発散量 (mm)	SPD 河川流量 (mm)
'89	5	168.5	66.2	117.8
	6	243.5	71.0	150.7
	7	180.5	70.9	139.0
	8	101.0	86.4	40.3
	9	646.0	52.1	343.5
	10	70.5	59.1	45.1
	11	55.5	27.8	38.2
	12	34.5	21.8	31.8
'90	1	42.5	20.0	45.1
	2	144.5	30.3	121.5
	3	110.0	53.0	92.3
	4	147.0	72.2	129.6
計		1944.0	630.8	1294.9

図-4 調査地域模式柱状図

図-5 地質概念図

- (1) 本調査地域の地質は、下位より花崗岩、風化花崗岩、礫岩、凝灰岩、砂岩・泥岩、泥岩、未固結層からなる。
- (2) 本調査地域の中央部には東西系の月吉断層が発達している。断層は逆断層であり、花崗岩から泥岩までの地層を切っており、未固結層は切っていない。断層の走向傾斜はN80°E60°Sであり、落差はおよそ30mである。
- (3) 断層の北側と南側では分布する地層が異なる。北側には、下位より花崗岩、風化花崗岩、礫岩、凝灰岩、砂岩・泥岩、泥岩、未固結層の7層が分布する。南側には、未固結層の直下に分布する泥岩を除く6層の地層が分布する。
- (4) 風化花崗岩とその上位の礫岩との間の不整合面は、本調査地域のほぼ中央部において最も低く、調査地域の北側および南側の境界に近くなるに従い高くなっている。
- (5) 凝灰岩および砂岩・泥岩、泥岩は水平に堆積している。
- (6) 未固結層とその下位層との間の不整合面は水平である。

4.2 原位置透水試験

深部岩盤内の地下水の挙動を把握するには、岩盤の透水係数を正確に測定することが必要不可欠である。しかし、試験立坑周辺に分布する岩盤の透水係数は極めて低く、従来の測定手法ではその値の信頼性に欠けるきらいがある。そのため動燃事業団では、難透水性岩盤を対象とする試験孔を利用した原位置透水試験装置として、動燃式低水圧制御水理試験装置および低圧ルジオン水理試験装置を開発し計測を実施した。

4.2.1 動燃式低水圧制御水理試験装置

本試験装置は非定常法による原位置透水試験装置であり、従来のJFT試験装置に対し、①水圧差による水撃効果の発生防止、②試験深度の変更によるロッド昇降作

業の能率化、③難透水性岩盤での間隙水圧測定精度の向上、④難透水性岩盤での透水係数測定精度の向上、等の改良を実施した。本装置のハード面の特徴は、ロッド内にインナーパッカー・電磁バルブ・間隙水圧計を備えたゾンデを有する点であり、間隙水圧および $10^{-5} \sim 10^{-9}$ cm/sの透水係数を測定することができる。試験方法は測定区間を遮水パッカーで閉鎖した後、水位変化量により透水係数を求める水位回復法、および水位変化量を圧力変化量として計測し、その減衰から透水係数を求めるパルス法があり、対象岩盤の透水性に応じて選択することができる⁸⁾。

4.2.2 低圧ルジオン水理試験装置

本試験装置は定常法による原位置透水試験装置であり、間隙水圧および $10^{-3} \sim 10^{-7}$ cm/sの透水係数を測定することができる。試験方法は測定区間を遮水パッカーで閉鎖した後、一定の圧力で注水し（測定区間の間隙水圧と注水圧力の差圧は1 kgf/cm²以下とする）、単位時間当りの注水量で透水係数を求める手法である。

4.2.3 水理試験結果

上記水理試験装置による透水係数値の信頼性を確認するために、試験孔SN4の一部の試験区間においては両試験装置を用いて計測を実施した。その結果、両試験装置の測定範囲が重複する $10^{-6} \sim 10^{-7}$ cm/sにおいて両者の値は良く一致し、両試験装置による透水係数計測値の信頼性を確認した。

これら試験装置の透水係数計測範囲および岩芯観察・物理検層結果を参考にいずれかの試験装置を選択し、原位置透水試験を実施した。その結果を各試験孔の計測深度に対する透水係数分布として図-6にまとめた。

また、岩相に着目して透水係数計測結果をまとめると、泥岩・シルト岩・凝灰岩は $5 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-8}$ cm/s、砂岩は $1 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-8}$ cm/s、礫岩は $1 \times 10^{-4} \sim 5 \times 10^{-7}$ cm/sに分布することがわかった。

4.3 見かけ比抵抗値と透水係数との関係

一般に、岩盤を対象とした原位置透水試験は多大な時間と経費がかかり、計測区間も不連続となる。これに対し、物理検層は岩盤の諸物性を迅速かつ連続的に計測することが可能であり、物理検層結果と透水試験結果とを組み合わせることにより試験孔近傍の深度方向の水理学的特性が把握できるものと考えられる。こうした観点により試験孔を利用して電気検層・放射能検層・ポアホールテレビジョン・孔径検層・密度検層を実施した結果、100 cmノルマル電気検層が特に有効であることが判明した。

電気検層は、試験孔内に電流電極と電位電極を下ろし

図-6 透水試験結果の一覧

て電流電極から地層中に電流を流し、それと近接する電位電極の電位を測定することにより、その地点の地層の見かけ比抵抗値を連続的に求めるものである。BRACE⁹⁾は、室内物性試験により比抵抗値は孔隙率、透水係数と関係があるとしており、電気検層による見かけ比抵抗値と透水係数の間に良好な相関が認められれば、見かけ比抵抗値による試錐孔周辺の連続的な透水係数分布が求まる。こうした観点から、堆積岩の透水係数を支配していると考えられる粒度・固結度に着目して堆積岩を砂岩部および礫岩部に分け、原位置透水試験による透水係数と電気検層による見かけ比抵抗値の比較検討を実施した。

砂岩部の透水係数は $10^{-5} \sim 10^{-8}$ cm/s、見かけ比抵抗値は $5 \sim 40 \Omega\text{m}$ であり、その相関も良い(図-7)。礫岩部においては、見かけ比抵抗値は花崗岩等の比抵抗値の高い巨礫の影響を大きく受けるため、透水試験区間の礫径1m以上のものが認められる場合はその比抵抗値を削除して礫岩部の比抵抗値とした。礫岩部の透水係

数は $10^{-5} \sim 10^{-8}$ cm/s、比抵抗値は $10 \sim 60 \Omega\text{m}$ であり、その相関も良い¹⁰⁾(図-7)。

このような各岩相毎の電気検層による比抵抗値と透水係数の関係から、各試錐孔周辺岩盤の透水係数の垂直分布を設定した。

4.4 間隙水圧計測

4.4.1 MP システム

試錐孔を利用した間隙水圧観測はTH1~8およびSN4で実施している。間隙水圧観測には、カナダのWest bay社が開発した単一孔多区間水圧測定・採水システム(MPシステム)を透水試験終了後直ちに試錐孔に設置し、各試錐孔において14~34区間の観測を実施している。MPシステムは、図-8に示すようにケーシングに取り付けられた複数のパッカーにより測定区間を区分し、ケーシング内に間隙水圧計内蔵のプロープを下ろし、ポートと呼ばれるバルブを通して各区間の間隙水圧が計測できる。また、採水プロープを下ろすことにより各区間の採水も可能であり、間隙水圧計測と併せて各

図-7 見かけ比抵抗値と透水係数の関係

層の採水も実施している。

4.4.2 間隙水圧計測結果

MP システムによる間隙水圧の計測は、掘削開始のおよそ半年前から継続されている。計測結果の1例を図-14に示す。これは TH1~3, TH5 における標高と計測されたピエゾ水頭の関係を示している。事前の観測からは間隙水圧の変化は認められていない。

4.5 湧水量測定

既存坑道内の湧水量観測は20箇所です定期的に実施している。また、試験立坑への湧水量観測には、立坑掘削の進行に応じて図-2に示すように10深度のコンクリート覆工の裏側に集水リングを設置するとしており、測定を既存坑道内とともに1回/週の頻度で実施している。既存坑道内にいて事前に計測された総湧水量は25~30 l/分である。

5. 水理地質構造モデルの構築

5.1 調査解析領域の水理学的特性

本調査解析領域の水理学的特性（透水係数分布特性）について、電気検層により推定できる試錐孔周辺の透水係数の垂直分布と、岩芯観察等による岩相の垂直方向の堆積学的層相変化（粒度・固結度・分級度等の変化）の関連について検討した。その結果を以下に示す。

(1)花崗岩は、およそ透水係数 1×10^{-7} cm/s と低い透水性を示す。

(2)風化花崗岩は、水理地質学的には2層に分類される。下部層は透水係数 5×10^{-6} cm/s であり、上部層は断層の北側全体および南側の断層近傍に分布し、透水係数 1×10^{-5} cm/s と高い透水性を示す。

(3)礫岩は、断層の北側では風化花崗岩の上部層と同様に透水係数 1×10^{-5} cm/s と高い透水性を示す。南側では透水係数 5×10^{-6} cm/s とやや高い透水性を示す。

(4)凝灰岩は、透水係数 1×10^{-6} cm/s とやや低い透水性を示す。

(5)砂岩・泥岩は、断層の北側では透水係数 1×10^{-6} cm/s とやや低い透水性を示す。南側では、透水係数 1×10^{-7} cm/s と低い透水性を示す。

(6)泥岩は、透水係数 5×10^{-6} cm/s の透水性を示す。

(7)未固結層は、水理地質学的には2層に区分できる。下部層は瀬戸層群に相当し、透水係数 1×10^{-5} cm/s とやや高い透水性を示す。上部層は表土層に相当し、透水係数 1×10^{-4} cm/s と高い透水性を示す。

(8)断層は、逆断層であること、断層粘土を伴うこと、既存坑道からの試錐孔における間隙水圧が断層下盤と上盤とで10 m 以上異なることから難透水性であると考え、透水係数を周辺岩盤より低い 1×10^{-8} cm/s と設定した。

5.2 水理地質構造モデル

本調査解析領域の地質調査による地質構造を基本として、水理学的特性を考慮し、図-9に示す水理地質構造モデルを構築した。本モデルでは、調査解析領域を12層に区分した。各層の水理定数は、表-2に示すとおりである。不飽和特性に関しては、飽和土と相対透水係数・圧力水頭の関係を図-10に示すように設定した。なお、有効間隙率は岩芯による物性試験に基づき設定した。比貯留係数は DOMENICO ら¹¹⁾を参考に未固結層と固結層という区分により設定した。

また、モデルの構築においては次の事項について留意した。

(1)地質構造モデルの各層は、基本的に水理地質構造

図-8 MP システム概念図

図-9 水理地質構造モデル図

モデルの各層と対応する。

(2)ただし、同一層内で水理学的特性が著しく異なる部分が存在する場合には、複数の層に区分する。

(3)地質構造モデル上異なる複数の地層でも、水理学的特性が同じ場合には、水理地質構造モデル上は1つの層とする。

6. 地下水流動予測解析

6.1 解析手法の検討

地下水流動解析手法は、地下水流動場を多孔質媒体モデルとしてダルシー則に基づく有限要素法を用いた3次元飽和不飽和浸透流解析を適用した。これは以下の理由による。

表-2 水理地質構造モデルにおける各層の水理定数

区 分	透水係数 (cm/sec)	間隙率	比貯留率 (m^{-1})	地 質
mat 1	1.0×10^{-7}	0.02	1.0×10^{-4}	花崗岩
mat 2	5.0×10^{-8}	0.1	1.0×10^{-4}	風化花崗岩
mat 3	1.0×10^{-5}	0.3	1.0×10^{-4}	風化花崗岩・礫岩
mat 4	1.0×10^{-6}	0.3	1.0×10^{-4}	砂岩
mat 5	5.0×10^{-8}	0.3	1.0×10^{-4}	砂岩
mat 6	1.0×10^{-8}	0.3	1.0×10^{-4}	砂岩・凝灰岩
mat 7	1.0×10^{-6}	0.4	1.0×10^{-4}	凝灰岩
mat 8	5.0×10^{-8}	0.4	1.0×10^{-4}	砂岩・泥岩
mat 9	1.0×10^{-7}	0.4	1.0×10^{-4}	砂岩
mat10	1.0×10^{-5}	0.4	1.0×10^{-4}	未固結層（瀬戸層）
mat11	1.0×10^{-4}	0.5	1.0×10^{-3}	表土
mat12	1.0×10^{-8}	0.3	1.0×10^{-4}	粘土を含む断層

(1) 実岩盤中ではダルシー則の適用の是非を論じることが難しい。しかし、特殊な条件を除けば、岩盤中の地下水流動がダルシー則に従うという考え方が一般的である¹²⁾。また菊地ら¹³⁾は、実岩盤中の試験孔を利用した定水位透水試験から注水孔と湧水孔間でほぼダルシー則が適用できるとしている。

(2) 割れ目中の地下水流動の性質については、室内実験で割れ目のラフネスや形状に対する透水性の関係や三乗則の適用範囲等が研究されているが、これらはかなり微視的なものが多い¹⁴⁾。ストリッププロジェクトでは割れ目中の地下水流の形態について複雑に連結したチャンネル流れ等の概念を示している。この流れの形態については、原位置試験での検討も行われており、割れ目面でのチャンネル流れを示唆する結果が得られている¹⁵⁾。しかし、割れ目中の地下水流動については不明な点も多く、かつ解析対象領域内の割れ目分布・形状、割れ目と割れ目の関連性を把握することは非常に困難である。また、地下水流動の検討に考慮すべき割れ目の規模も明確にされていないのが現状である。したがって、地下水流動をダルシー則を前提とした多孔質媒体中の流れと捉えるのが妥当と考えられる。

(3) 立坑等の掘削に伴うその周辺での流れは3次元性の高い収束流であり、これを2次元で解析する場合と3次元で解析する場合で結果が異なる。3次元解析による湧水量は2次元解析のそれに比べてかなり大きくなるが、水面低下量は3次元解析の方が小さくなる^{16), 17)}。さらに、水理地質構造の3次元性も加わるため、立坑

図-10 飽和度と相対透水係数・負の圧力水頭の関係

等の掘削に伴うその周辺での地下水流動解析は3次元解析が望ましい。

(4) 本解析領域内の水理地質構造は形状が複雑であり、かつ不均質性に富んでおり、このモデル化に際しては有限要素法の適用が妥当であると考えられる。

6.2 解析手法

本解析では解析手法として、地下水流動の場合（表層未固結層および深層岩盤）を多孔質媒体とする有限要素法による非定常3次元飽和不飽和浸透流解析法を用いた。解析コードは、TAGSACコード^{3,18)} (Three dimensional Analysis of Groundwater flow Saitama university Code) をベースに、連立一次方程式の解法にPCG法 (Preconditioned Conjugate Gradient method) を導入し、演算能力を高速化したプログラムを使用した。今回の解析で使用した要素形状は六面体8節点のアイソパラメトリック要素である。

6.3 解析領域の設定

解析領域は、図-3に示す実線で囲まれた約300 m四方の調査区域とほぼ等しい範囲を設定した。この領域境界はTH4, 6~8, SN4を含み、尾根線および谷線上に設定している。上田ら¹⁹⁾は円形暗渠の取水量に関して、地表面と下部不透水境界の影響のない深さとして暗渠深さの2倍以上としており、今回の解析領域の深さの設定は試験立坑深さの約2倍の標高0 mまでとした。

6.4 要素分割

要素分割は地形形状、水理地質構造モデルによる透水係数区分、既存坑道の位置・形状、新立坑の位置・形状、MPシステムによる間隙水圧観測孔 (TH1~8, SN4) 位置などを反映させて行った。解析対象とするモデル

は、水平方向の1層が255要素あり、モデル全体で15層からなり、全要素3,133、全節点数3,924の1次の六面体アイソパラメトリック要素からなる解析モデル形状である(図-11)。既存坑道は3m×3mの正方形断面とし、その深さは135m、横坑の長さ163mとし、試験立坑は5m×5mの正方形断面、その深さを150mとした。

6.5 境界条件および初期条件

上部境界条件としては、表層水理観測結果(1989年5月から1990年4月)を参考に涵養量0.5mm/dayを暫定的に設定した。また、上面境界で飽和状態が生じた場合には表面流出が生じるため、飽和部に関しては浸出面として取り扱う自由浸出面条件とした。下部境界条件は流入のない不透水境界条件とし、既存坑道による内部境界条件は自由浸出面条件とした。また側方境界条件としては、側部境界上に存在するMPシステムによる間隙水圧観測孔TH4、6~8、SN4で事前計測された深度方向のピエゾ水頭分布に基づき、図-12に示すように境界条件を設定し、これら計測孔間の境界条件は、計測孔の設定した境界条件に基づき事前解析や境界条件を設定された計測孔間での線形補間により設定した。

初期条件は、上記境界条件において既存坑道(既存立坑・横坑)のみを考慮した試験立坑掘削前の状態で定常解析を実施し、その解析結果を採用した。定常解析では収束誤差を1cm以内として解析を実施した。水収支に関しては図-13に示す。初期条件の妥当性は、掘削前のTH1~3、TH5におけるピエゾ水頭および既存坑道内湧水量の実測値と定常解析結果対比により確認した。図

-14にピエゾ水頭の解析結果と実測値の対比を示す。既存坑道内の解析領域範囲に相当する湧水管所からの湧水量は約20 l/minであり、定常解析結果では約32.5 l/minとなっている。

6.6 試験立坑掘削工程のモデル化

試験立坑の掘削工程を図-15に示す。掘削工程のモデル化は、掘削部に相当する要素を、掘削工程に従い(図-15, element step line ①~⑨)解析領域から適時除去することとした。また、掘削壁面に対しては自由浸出面の条件を与え、立坑底部に相当する節点に対しては、境界条件としてそのピエゾ水頭値を掘削工程(図-15 excavation line)に沿うように時間とともに変化させることで掘削工程をモデル化した。また、解析対象期間としては試験立坑掘削開始から3年間とした。

7. 予測解析結果

7.1 ピエゾ水頭分布

試験孔TH1~3、TH5でのピエゾ水頭値の深度方向の分布およびその変化予測結果を図-16に示す。ピエゾ水頭の予測は、掘削開始前の初期値と掘削開始後67, 137, 295, 486日および掘削開始後1095日(3年)経過時点である。試験立坑とTH1~3は同一直線上にあり、TH1, 2, 3の順で試験立坑に近い位置にある。

ピエゾ水頭の低下量に着目して見ると、TH1~3のいずれもEL135m(試験立坑部ではGL-152m、試験立坑最終坑底部より-2m)で最大の低下量を示している。TH1では35m、TH2では15m、TH3では5mの低下と

図-11 要素分割図

図-12 TH4における境界条件の設定

なっており、試験立坑に近いほどピエゾ水頭の低下量が大きくなっている。

次に、試験立坑を含む南北鉛直断面内での掘削直前、掘削終了時（掘削開始後486日）、掘削終了約1年半後（掘削開始後1095日）のピエゾ水頭コンターを図-17に

図-13 定常解析による水収支状況

示す。図-17(b),(c) からわかるように、試験立坑掘削部は上に凸の形状を持つピエゾ水頭分布を示している。これは同一水平面内では立坑周辺部は周辺岩盤より低いピエゾ水頭分布をしていることを示しており、周辺岩盤より試験立坑部に向かって地下水の流れが生じていることがわかる。また、試験立坑掘削開始直前と立坑掘削終了後1年半後の予測解析結果（図-17(a),(c)）を比較すると、掘削影響の顕著な範囲は立坑より約100 m 以内であり、立坑より離れるほど掘削影響は小さくなることが予測解析結果で認められる。

また、EL135 m（試験立坑部ではGL-152 m に相当し、試験立坑最終坑底部より-2 m）における掘削終了時の水平面のピエゾ水頭コンター図と流線ベクトル図を図-18(a),(b)に示す。この図はピエゾ水頭が、立坑部で周囲より低いピエゾ水頭となる同心円状の分布をしていることを示している。このことから周囲より立坑部に

図-14 計測孔内ピエゾ水頭分布の定常解析結果と実測結果の比較

図-15 試験立坑掘削工程

水が集まっているのがわかる。また、立坑近傍でピエゾ水頭のコンター線が密になっており（動水勾配が大きく）、立坑近傍での流速が大きくなっているのがわかる。

7.2 湧水量

試験立坑内および既存坑道に生じる湧水量の非定常変化を図-19に示す。ここで横軸は試験立坑掘削開始からの経過日数であり、縦軸は湧水量 (l/min) を示す。また、この図の上部に150 m 掘削する進捗状況（掘削工程）を示す。

試験立坑内への湧水量は、表層部未固結層に相当するGL-10 m 節点では掘削時は8 l/min で、その後徐々に減少し、約200日後には4 l/min の一定湧水量になると予想される。固結岩部GL-20 m, GL-30 m, GL-75 m における節点での湧水量は3~5 l/min で、徐々に減少し、約100日後には一定湧水量となる。固結岩部および断層部におけるGL-105 m, GL-135 m の節点での湧水量は1 l/min と少なく、100日後には一定湧水量となる。

立坑掘削終了時の底部に相当するGL-150 m の節点では、比較的透水係数が高いこともあり11 l/min の湧水量が予測され、約200日後には10 l/min で一定となる。以上、地表EL287 m (GL 0 m) から試験立坑最坑底部EL137 m (GL-150 m) までの掘削工程に応じた総湧水量は、掘削とその休止による湧水量の増減が一部

あるが、全体的には掘削に伴う増加をし、試験立坑掘削終了時点の総湧水量は最大の30 l/min となり、約200日後にはほぼ一定湧水量28 l/min になると予測される（図-19試験立坑合計）。

既存坑道内湧水量については、試験立坑掘削に伴う顕著な減少は認められず、長期にわたり徐々に減少しており、その減少量は試験立坑掘削前の流出量の10%未満である（図-19既存坑道合計）。

7.3 月吉断層近傍のピエゾ水頭分布と湧水量

図-17(a) に示す掘削直前のピエゾ水頭コンター図で、月吉断層を境に北側と南側では、北側のピエゾ水頭値が大きいことがわかる。さらに、試験立坑が月吉断層を貫いて断層の南側から北側に達した段階では、試験立坑底部周辺においてピエゾ水頭コンター密度が高く、大きな動水勾配が発生することが図-17(b) からわかる。

図-19に示すように、掘削終了直前（掘削工程453日から掘削終了時まで）で急激な試験立坑内への湧水量の増加が予測されている。これは、試験立坑が月吉断層を貫いて月吉断層直下の断層の北側にある高透水性岩盤（アルコース質砂岩礫岩および風化花崗岩部に相当し、透水係数 10^{-5} cm/s）に到達し、さらにそこに図-17(b) で示された大きな動水勾配が生じたためだと考えられる。

図-16 計測孔 TH1, 2, 3, 5 でのピエゾ水頭変化予測図

図-17 南北鉛直断面内ピエゾ水頭コンター図

8. 水理観測システムによる掘削影響長期観測

立坑掘削の水理学的影響を観測するため、瀬戸層群未固結層中の自由地下水面観測、瑞浪層群堆積岩および基盤花崗岩中の間隙水圧分布観測、試験立坑および既存横坑の湧水量の観測を立坑掘削前・中と継続しており、立坑掘削後も数年は観測を継続する予定である。また、気

象観測、河川流出量観測、土壌水分観測も併せて継続する予定である。

8.1 間隙水圧観測

1991年6月までの観測結果（立坑掘削深度125 m）について示す。図-20に、本調査試験領域境界上の計測孔 TH4, TH6~8, SN4 における掘削前と掘削開始後300日で計測されたピエゾ水頭分布の対比を示す。TH4で

図-18 掘削終了時の水平面ピエゾ水頭コンターおよび流線ベクトル分布 (EL135)図

図-19 試験立坑内への湧水量の経時変化予測図

多少ピエゾ水頭の低下が認められるが、全体的には境界部でのピエゾ水頭はほとんど変化していないと考えられる。図-21に TH1~3, TH5 にピエゾ水頭分布の同様な対比を示す。立坑に最も近い TH1 でピエゾ水頭の低下が著しい。TH2, TH3, TH5 に対して, TH1 ではより深部までピエゾ水頭の低下が認められる。この時点での掘削の影響範囲は100 m 以内であると考えられる。

長期観測と予測解析結果の比較として、図-22に TH1~3, TH5 における掘削開始300日後のピエゾ水頭の鉛直方向の分布を示す。TH5 で実測値が解析結果より大きなピエゾ水頭になっている箇所があるが、両者の分布傾向は比較的良く一致している。

8.2 湧水量観測

図-23に掘削開始後300日までの試験立坑内総湧水量と既存坑道内湧水量（解析領域に対応した湧水箇所における湧水量の合計）の実測値と予測解析結果を併せて示す。また、この図の上部に掘削工程も示す。実測値は工事に伴う排水等の影響を受けたデータは除いて示している。

既存坑道内の湧水量は20 l/min を中心にばらついてはいるが、全体的傾向としてはほぼ20 l/min の一定湧水量で、掘削に伴う変化はほとんどないと考えられる。一方、試験立坑内の湧水量には掘削に伴う増加傾向が認められる。

図-20 境界上の計測孔 TH4, 6, 7, 8, SN4 におけるピエゾ水頭分布実測結果の掘削前と掘削開始後300日の比較

図-21 計測孔 TH1, 2, 3, 5 におけるピエゾ水頭分布実測結果の掘削前と掘削開始後300日の比較

試験立坑および既存坑道内への湧水量の予測解析結果と実測値を比較すると、予測解析による湧水量は実測値の1.5～2.0倍となっている。変化傾向に着目すると、既存坑道内の湧水量は予測解析・実測ともに掘削に伴う変化はほとんど認められず、両者は調和的な傾向を示している。試験立坑内の湧水量については、掘削に伴い予測解析・実測とも同様な増加傾向を示している。現在まで（掘削開始から300日まで）の湧水量の予測解析結果は、実測値と調和的傾向を示すと言える。

9. ま と め

東濃ウラン鉱山敷地内で実施している立坑掘削に伴う地下水流動調査研究での実施内容および現在までに得られた成果をまとめると以下ようになる。

- (1) 立坑掘削による水理学的影響を把握するために
 - ① 表層水理・深部水理事前調査による現象の把握（場の理解）
 - ② 水理地質構造モデルの構築（場のモデル化）
 - ③ 地下水流動予測解析（シミュレーション）

図-22 計測孔 TH1, 2, 3, 5 における掘削開始後300日のピエゾ水頭分布の実測と予測解析結果の比較

図-23 試験立坑・既存坑道内への湧水量の経時変化の実測と予測解析結果の比較

④予測解析と長期観測値との比較（モデルの検証）

という一連の調査・解析からなる立坑掘削影響地下水流動特性評価システムを設定し、その適用の妥当性の確認を開始した。

(2) 表層水理調査から、調査地域の未固結層表層部から深部への一年間の観測に基づく涵養量は0.57 mm/day と推定される。

(3) 深部水理調査から、電気検層と原位置透水試験を併用することにより、試験孔近傍の水理学的特性（透水係数分布特性）を推定した。

(4) 地表地質調査、岩芯観察、物理検層等の結果を基に地質構造を推定した。

(5) 地質構造を基に、上記(3)より導かれた試験孔周辺の水理学的特性から水理地質構造モデルを構築し、本調査領域を12層に区分した。

(6) 地下水流動予測解析を実施した。

①解析手法は地下水流動の場を多孔質媒体とする有限要素法による非定常3次元飽和不飽和浸透流解析によった（使用コードTAGSAC）。

②試験立坑掘削工程のモデル化は、掘削部に相当する要素を掘削工程に従い解析領域から除去し、掘削壁面に対して自由浸出面の条件を与えながら掘削部底面のピエゾ水頭値を徐々に低下させる方法を用いた。

③予測解析の主な結果を以下に示す。

i) 立坑掘削の影響は、立坑から離れるにつれて小さくなり、その顕著な影響範囲は100 m 以内と推定される。

ii) 試験立坑への湧水量は掘削に伴い増加し、特に断層を過ぎて高透水性部に達した時点で急激に増加し、最大湧水量は30 l/min と推定される。

iii) 既存坑道内への湧水量は掘削に伴う顕著な低下は示さず、掘削終了後緩やかな低下を示す。

(7) 試験立坑掘削影響予測解析結果の検証を行うため、MP システムによる試験立坑周辺の試験孔を利用した間隙水圧および試験立坑への湧水量の長期観測を継続している。試験立坑125 m 掘削時点で、以下のことが確認された。

①間隙水圧は TH1 で最も顕著な低下を示し、試験立坑から離れるにつれてその低下は小さい。

②掘削による間隙水圧の影響範囲は今までのところ100 m 以内である。

③既存坑道内の湧水量はほとんど変化していない。長期観測と予測解析結果の比較により以下のことが確認された。

i) 掘削による間隙水圧への影響は、予測解析結果

と実測結果ではほぼ一致している。

ii) 試験立坑内, 既存坑道内への湧水量は予測解析結果が実測値より大きい(1.5~2.0倍)。しかし, 予測解析の湧水量変化傾向は実測による変化傾向と調和的である

以上, 本稿において立坑掘削に伴う水理学的影響調査研究について報告し, 第一段階として試みた試験立坑掘削による地下水流動影響解析結果を予測解析結果として示した。試験立坑掘削がまだ終了していない時点ではあるが, 地下水流動予測解析結果と長期観測結果は比較的良く一致し, モデル化およびシミュレーションが可能であることが確認されつつある。また, 本調査試験研究で適用した一連の地下水流動特性評価システムが, 地下水流動特性を把握するのに有効であることも確認されつつある。現在, 長期観測結果を取りまとめ中であり, 間隙水圧の非定常変化等では興味深い圧力変動が記録されている。今後も, 間隙水圧等の長期観測を継続し, 予測解析結果との比較検討を通じて, より詳細な水理地質構造モデルの構築方法およびより精度の高いシミュレーション方法の検討を実施していく予定である。また, さらに必要となれば, 新たな試錐調査を実施し, 水理地質調査手法の確立とモデルの確証を実施する予定である。

〔謝辞〕 本論文をとりまとめるに当り, 東京大学工学部小島圭二教授には有益な御助言をいただいた。また, 数値計算を効率良く行う上で, 岡山大学工学部 西垣誠助教授, (株)間組 小林晃氏に貴重な御教示をいただいたことを記し, 末筆ながら謝辞を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 山本 勇・塩田哲也・原島文雄・藤本順吉・鯉沼 稔・広野修一郎(1974): 東濃地域のウラン鉱床の探査について, 鉱山地質, 24, pp. 154-168
- 2) 柳澤孝一(1989): 広域地下水流動調査の現状について, 日本原子力学会, 第5回放射性廃棄物セミナー資料集, pp. 163-203
- 3) 渡辺邦夫・藍沢稔幸・柳澤孝一(1990): 岩盤浸透流の三次元解析の考えと多孔体モデルによる広域解析例, 土木学会第45回年次学術講演会要旨集, pp. 816-817
- 4) 杉原弘造(1991): 立坑掘削影響試験, 日本原子力学会第7回放射性廃棄物セミナー資料集, pp. 87-127
- 5) 渡辺邦夫(1986): 山地小流域の地下水流出解析による流れ場の特性評価, 応用地質, Vol. 27, No. 4, pp. 40-50
- 6) 開発一郎(1989): 土壌水の水収支, 気象研究ノート, 167, pp. 91-112
- 7) 中川清隆(1979): 輪島における熱収支・水収支の気候学的推定, 金沢大学教育学部紀要, 27, pp. 15-25
- 8) 柳澤孝一・斉藤 章・西垣 誠・平田洋一(1989): 新しい現場透水試験法の開発と測定例, 土と基礎, 37-7 (378), pp. 47-52
- 9) BRACE, W. F., J. B. WALSH and W. T. FRANGOS (1968): Permeability of Granite under High Pressure, Jour. of Geophys. Res., Vol. 73, No. 6, pp. 2225-2236
- 10) 尾方伸久・大澤英昭・中野勝志・柳澤孝一・西垣 誠(1992): 堆積岩の地質学的特性および透水係数, 見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適応, 応用地質, Vol. 32, No. 6, pp. 321-332
- 11) DOMENICO, P. A., M. D. MIFFLIN (1965): Water from Low-Permeability Sediments and land Subsidence, Water Res. Research, Vol. 1, No. 4, pp. 563-576
- 12) 佐藤邦明(1982): 岩盤浸透流の抵抗則について, 土と基礎, Vol. 30, No. 12, pp. 27-32
- 13) 菊地宏吉・三室俊明・百田博宣・泉谷康志・奥野哲夫・水戸義忠(1988): 節理性岩盤における岩盤浸透流の流れモードに関する実験的研究, 第20回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp. 381-385
- 14) Harald ABELIN (1986): Migration in a Single Fracture. An *in situ* Experiment in a Natural Fracture, Royal Institute of Technology Department of Chemical Engineering S10044, Stockholm, Sweden, 169 p.
- 15) ABELIN H., NERETHLEKS I., TUNBRANT S. and MORENO L. (1985): Final Report of the migration in a single fracture experimental results and evaluation, Stripa Project 85-03, SKB, 101 p.
- 16) 伊藤 洋・佐藤邦明(1984): 開削工事に伴う地下水流れの三次元特性に関する検討, 土と基礎 Vol. 32, No. 5
- 17) 百田博宣・楠本 太(1985): 多孔質地山の地下空洞を対象とした三次元地下水解析, 第29回水理講演会論文集, pp. 739-740
- 18) 今井 久・柳澤孝一(1990): 3次元飽和不飽和浸透流解析プログラム TAGSAC の概要, PNC TR/GE90-01, 動燃事業団, 125 p.
- 19) 上田年比古・杉尾 哲(1971): 被圧水で満たされた円形暗渠の取水量について, 土木学会論文報告集第194号, pp. 91-101
- 20) W. R. RIDGWAY and D. LARSEN, (1989): A Comparison of Two Multiple-level Ground-water Monitoring System, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, pp. 197-202

(1991年8月15日受付, 1992年9月22日受理)