超深地層研究所計画の研究坑道の掘削を伴う 研究段階における地下水流動のモデル化・解析

尾上 博則1・三枝 博光2・竹内 竜史3

¹正会員 日本原子力研究開発機構 東濃地科学センター (〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内1-64) E-mail: onoe.hironori@jaea.go.jp

 ²正会員 日本原子力研究開発機構 東濃地科学センター(現:原子力発電環境整備機構) (〒108-0014 東京都港区芝4丁目1番23号)
E-mail: hsaegusa@numo.or.jp

³正会員 日本原子力研究開発機構 東濃地科学センター (〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内1-64) E-mail: takeuchi.ryuji@jaea.go.jp

断層や高透水性の亀裂が多い日本の結晶質岩地域を対象に,段階的な調査の進展に伴い取得される情報 に基づき,より精緻な水理地質構造モデルを構築することを目的として,日本原子力研究開発機構が岐阜 県瑞浪市で進めている超深地層研究所計画の研究坑道掘削に伴う坑道への湧水と周辺の地下水圧の変化を 用いた地下水流動のモデル化・解析を実施した.その結果,大規模な水理学的コンパートメント領域が研 究坑道周辺に複数形成されており,それが深度500mに及ぶ地下水流動特性の変化に影響を及ぼすことを 明らかとした.さらには,地下施設建設時に取得される水理関連データやそれらを用いたモデル化・解析 が,地下施設周辺の地下水流動特性の推定に有効であることを示した.

Key Words : Mizunami Underground Research Laboratory project, construction phase, crystalline rock, hydraulic heterogeneity, groundwater flow simulation

1. はじめに

わが国においては、「特定放射性廃棄物の最終処分に 関する法律」(以下,最終処分法)が2000年6月に公布 され、高レベル放射性廃棄物は地下300m以深の安定な 地層中に処分されることが定められた. 高レベル放射性 廃棄物の最終処分施設建設地は、最終処分法に基づき三 段階の過程を経て選定される¹⁾. この選定プロセスのう ち、地下調査施設での調査を行う精密調査段階〔後半〕 において地下施設の建設が開始される2.この精密調査 段階〔後半〕は、地下施設の建設に伴い取得される情報 に基づき、地層処分システムの安全性を再確認し、処分 施設建設地を選定するための最終的な調査段階であり, 地下施設周辺の詳細な地質環境モデルの構築が要求され ている². このことから、3つの各調査段階において得ら れる情報をどのように活用して地質環境モデルを構築す るのかといった調査・解析手法の体系化が課題の一つと して挙げられる.

フィンランドやスウェーデンでは、すでに最終処分地 の決定や地下施設の建設予定地が選定されており、地下

施設周辺の地質環境特性ならびに施設建設に伴うそれら の変化を把握するための調査研究が進められている3-5. わが国では、日本原子力研究開発機構(以下、原子力機 構)が、地層処分技術に関する研究開発のうち、結晶質 岩を対象とした深地層の科学的研究の一環として、岐阜 県瑞浪市において超深地層研究所計画(以下、研究所計 画) [®]を進めてきた.研究所計画では,深度500mに及ぶ 研究坑道(以下,坑道)が建設されており(図-1),そ れに伴う地下水圧の変化が坑道建設前から継続的に観測 されている⁷. それらの観測データは、瑞浪超深地層研 究所用地(以下,研究所用地)周辺の水理地質構造の分 布や水理特性を推定する上での重要な情報であり、観測 データに基づく水理地質構造モデルの構築および地下水 流動解析(以下、地下水流動のモデル化・解析)によっ て、地下深部の地下水流動特性をより精緻に理解するこ とが可能と考えられる. さらに、それらの一連の地下水 流動のモデル化・解析の考え方やプロセスは、わが国の 地層処分事業での三段階の調査における地下水流動を対 象とした調査・解析手法の整備に資するための重要な知 見となると考えられる.



図-1 瑞浪超深地層研究所の研究坑道レイアウト

そこで、本研究では地層処分事業で実施される段階的 な調査に伴う情報量の増加による地下深部の地下水流動 特性の理解度の評価に着目し、大規模地下施設の建設時 に取得される水理関連データを用いて、地下施設周辺の より精緻な水理地質構造モデルを構築することを目的と した地下水流動のモデル化・解析を実施した.具体的に は、研究所計画における研究坑道の掘削を伴う研究段階 (以下,第2段階)のうち,坑道の掘削工事開始から図-1に示した2つの立坑が深度500mに到達した時期を含む 2012年3月末までに実施された地下水圧観測結果に基づ き、研究所用地周辺における水理地質構造の概念化を行 った. さらに,研究所計画における調査研究の主な対象 である2km四方のサイトスケール領域⁸(図-2)に着目し た地下水流動のモデル化・解析を実施し、その結果を地 下水の水質変化に関する情報や既往調査結果に基づき評 価した. 最後に、これらの地下水流動のモデル化・解析 に関する事例研究で得られた主な成果を体系的に整理す るとともに、技術的知見を取りまとめた.

2. 研究対象地域の地質の概要

研究所用地周辺の地質は、白亜紀後期~古第三紀の 花崗岩(土岐花崗岩)からなる基盤を、新第三紀中 新世の堆積岩(瑞浪層群)が不整合で覆い、さらに その上位に固結度の低い新第三紀中新世~第四紀更新 世の砂礫層(瀬戸層群)が不整合で覆う^{9,10}(図-2). 坑道の掘削地点においては、深度約170m以深に土 岐花崗岩が分布し,不整合を介して瑞浪層群が分布 する(図-3).瑞浪層群は,下位より,泥岩・砂 岩・礫岩からなり亜炭を挟む土岐夾炭累層,凝灰質 の泥岩・砂岩を主体とする明世/本郷累層,シルト 岩・砂岩を主体とする生俵累層に区分される.

土岐花崗岩では、上部の低角度の傾斜を有する割 れ目の分布密度が有意に高い岩盤領域(以下,上部 割れ目帯)と、下部の割れ目の分布密度が低い岩盤 領域(以下,下部割れ目低密度帯)とに区分されて いる.上部割れ目帯中には、低角度傾斜を有する割れ 目の集中帯(以下,低角度割れ目集中帯)が存在するこ とが確認されている⁹.

研究所用地の北側には、主要な断層として土岐花崗 岩および瑞浪層群を変位させる月吉断層が分布する (図-2).また、研究所用地内およびその周辺におい ては、主立坑沿いに分布する断層(以下、主立坑断層) をはじめとする複数の断層が確認または推定されている (図-3)¹¹⁾.

3. 研究所用地周辺の水理地質構造の概念化

(1) 第2段階における地下水圧観測

a) 観測概要

研究所計画における坑道は主として、この地域の基盤 をなす土岐花崗岩中に建設されており、2本の立坑とそ れらを結ぶ深度100m毎の予備ステージおよび深度200m、 300mと500mで展開される水平坑道から構成される(図-1).約11年間にわたって進められた第2段階では、水 理地質構造モデルの更新や坑道掘削による地下水流動の 変化の把握を目的とした地下水圧観測を実施している¹⁰.

坑道掘削時の地下水圧観測は、広域地下水流動研究13 の一環として地表から掘削されたボーリング孔(掘削長 約500~1,000m),研究所計画の地表からの調査予測研 究段階(以下,第1段階)で地表から掘削したボーリン グ孔(掘削長約100~1,300m),ならびに第2段階で坑道 から掘削したボーリング孔(掘削長約50~100m)を用 いて実施した14,15.本研究では、研究所用地周辺で坑道 掘削前の地下水圧および坑道掘削に伴う変化が観測され ている地表からのボーリング孔の地下水圧変化を整理し た. 図-4に、検討の対象としたボーリング孔の配置図 を示す.これらのボーリング孔には、パッカーによる複 数区間の間隙水圧を計測することのできるモニタリング 装置を設置しており、間隙水圧を5分間隔で連続観測し ている¹⁵⁾. このうち, MSB-1およびMSB-3は瑞浪層群を, MIZ-1およびDH-2は土岐花崗岩を主要な水圧観測の対象 としている(表-1). なお, MSB-3は傾斜孔であり, MIZ-1は掘削長約250mまでは鉛直に掘削し、それ以深は



図-2 瑞浪超深地層研究所周辺の地質概要(文献 9)を一部修正)



図-3 瑞浪超深地層研究所周辺における 地質・地質構造のモデル^{II)}

コントロールボーリングで傾斜掘りしたものである (図-4および図-5).図-5に,研究所用地周辺におけ る代表的な水圧観測区間配置の模式図を示す.

b) 観測結果

図-6に坑道掘削が開始された2003年4月から2012年3月 末の観測結果を示す.図-6には地下水圧の変化を生じ させる要因である立坑の掘削進捗および坑内湧水量¹⁰を あわせて示した.図中の主立坑の湧水量は、主立坑の各 深度に設置されている集水リングならびに主立坑に連接 する予備ステージおよび水平坑道からの湧水量を合算し たものである.換気立坑の湧水量は、換気立坑の各深度 に設置されている集水リングならびに換気立坑に連接す る水平坑道からの湧水量の合算である.なお、坑道内か ら実施したボーリング調査および計器の故障などの不具 合による湧水量変動は、ノイズとして除外した.

図-5の模式図において,主立坑断層より北東側(以下,主立坑北東側領域)に位置する観測区間の瑞浪層群中の地下水圧変化をみると,明世/本郷累層の基底礫層付近を境として坑道掘削前の地下水位および坑道掘削に伴う変化が大きく異なる.明世/本郷累層(図-6(a)のMSB-1_No.1)では坑道掘削による地下水位の低下は認められないものの,明世/本郷累層以深(図-6(a)のMSB-



図-4 研究所用地周辺における地下水圧観測孔の位置

表-1	地下水圧観測孔の	の概要
11 1		ノルヌ

1名 (坑口標高/ 掘削長 ^{*1})	地質	区間 番号 ^{*2}	区間深度 (E.Lm)
	明世/本郷累層	1	186.7 ~ 136.8
MSB-1	明世/本郷累層(基底礫層)	2	135.9 ~ 121.5
(E.L.253.1m/ 201.0mabh)	土岐夾炭累層	3	120.6 ~ 76.8
	土岐夾炭累層(基底礫層)	4	75.9 ~ 58.0
	土岐花崗岩	5	57.1 ~ 52.1
	明世/本郷累層	1	190.2 ~ 137.7
	明世/本郷累層(基底礫層)	2	136.9 ~ 123.9
MSB-3 (E.L.204.6m/ 199.0mabh)	主立坑断層	3	123.1 ~ 117.0
	土岐夾炭累層	4	116.2 ~ 73.1
	土岐夾炭累層(基底礫層)	5	72.2 ~ 38.6
	土岐花崗岩	6-7	37.7 ~ 17.6
DH-2 (E.L.193.3m/ 501.0mabh)	土岐花崗岩	1,5,9,12	20.7 ~ −307.5
MIZ-1 (E.L.206.6m/ 1300.2mabh)	土岐花崗岩	1–10	90.06 ~ -1069.5

*1 Meter along borehole

*2 2011年度末時点

1_No.2~4)では、2005年6月頃の瑞浪層群掘削中における坑内湧水量の急激な増加(図-6(c))に伴う明瞭な地下水圧の低下や、2005年10月から2006年2月にかけての立坑からの排水停止期間中の坑内水位の上昇(図-6(c))に伴う地下水圧の回復が認められる.また、 MSB-1_No.2~4に見られるように瑞浪層群中の地下水圧の低下傾向や低下量は地層毎に異なっているが、土岐花崗岩部では観測深度が異なるMIZ-1のNo.1とNo.3の観測区間で地下水圧変化に大きな違いがないことがわかる(図-6(a)).



主立坑断層より南西側(以下,主立坑南西側領域)に 位置する観測区間の地下水圧の低下量に着目すると,土 岐花崗岩部では2012年3月末で主立坑北東側領域の2倍程 度大きい.具体的には,主立坑北東側領域に位置する MIZ-1では最大約35m,南西側領域に位置するDH-2では 最大約60mである(図-6(a),(b)).瑞浪層群中では,主 立坑北東側領域と同様に地下水圧の低下傾向や低下量が

MIZ-1では最大約35m,南西側領域に位置するDH-2では 最大約60mである(図-6(a),(b)).瑞浪層群中では,主 立坑北東側領域と同様に地下水圧の低下傾向や低下量が 地層毎に異なっており,立坑の掘削進捗と地下水圧変化 との関連性がより明瞭である(図-6(b)のMSB-3_No.3~ 5).例えば,土岐夾炭累層部の地下水圧を観測してい るMSB-3_No4では,換気立坑が土岐夾炭累層部を掘削 中に地下水圧が急激に低下し,立坑切羽が土岐夾炭累層 を通過した以降は地下水圧がやや回復するとともに,そ の後の水圧低下が緩やかになる.また,土岐花崗岩部に おいては主立坑北東側領域と同様に,観測深度による地 下水圧変化の違いが認められない(図-6(b)のDH-2).

(2) 観測結果に基づく水理地質構造の概念化

第2段階で実施した地下水圧観測結果に基づき,研究 所用地周辺の水理地質構造を概念化した(図-7).

瑞浪層群中の明世/本郷累層(図-6(a)のMSB-1_No.1) においては、坑道掘削による地下水圧の低下が観測され なかったことから、明世/本郷累層の基底部付近に分布 する低透水性の泥岩層(以下、キャップロック構造)[®] が広範囲に連続しており、図-7に示すように深度500m の坑道掘削による大規模な水理学的影響に対しても遮水 層の役割を果たしていると解釈できる.

図-6に示したように、坑道掘削に伴う地下水圧の変 化傾向が主立坑断層を境として大きく異なることから、



図-6 研究所用地周辺における地下水圧観測結果

研究所用地周辺領域は低透水性の水理地質構造によって 水理学的に分割されていることが示唆される.研究所用 地周辺に分布する低透水性の水理地質構造としては,月 吉断層,主立坑断層およびS200_13断層が挙げられる. 月吉断層については,圧力干渉試験や解析的検討によっ て断層面直交方向に低透水性を有しており,その透水係 数は10¹¹m/sオーダーと推定されている^{17,18}.主立坑断層



図-7 研究所用地周辺の水理地質構造の概念モデル

およびS200 13断層に対しては、単孔式水理試験が実施 され、両断層とも透水係数が10¹¹~10¹⁰m/sオーダーの低 透水性構造であることが確認されている19. これらの低 透水性を有する断層と水圧観測区間との位置関係を模式 的に示すと図-5のとおりとなり、これらの断層によっ ていくつかの領域に分割される. つまり, 研究所用地周 辺は、低透水性構造である月吉断層、主立坑断層および S200_13断層によって水理学的に分割された領域(以下, 水理学的コンパートメント領域)が形成されていると解 釈できる(図-7). 図-5に示した水圧観測区間を用い て実施した揚水試験の結果からは、揚水期間中の水圧低 下が直線的であり、回復期間では水圧回復が遅いといっ た観測区間の水圧応答の特徴から、揚水試験は周辺から の地下水流入が制限された水理学的コンパートメント領 域内で実施された可能性が示唆されている20. また,高 精度傾斜計を用いた地表面傾斜量観測の結果,坑道掘削 に伴う地下水流動に関連した岩盤の体積ひずみの変化に よる地表面傾斜が観測されており、地表面傾斜に基づく 地下水の体積変化からは、主立坑断層とS200_13断層に 挟まれた水理学的コンパートメント領域で、坑道掘削に 伴う主要な地下水流動が生じていることが推定されてい る²¹⁾. これらの情報は、図-7に概念化した水理学的コン パートメント領域の存在を支持する.

立坑からの湧水量が急激に増加した2005年6月頃(図-6(c))の両立坑切羽は、ともに瑞浪層群中の土岐夾炭累 層下部の砂岩泥岩互層²⁹(以下,高透水層)に位置して いるにも関わらず、換気立坑からの湧水量が主立坑の2 倍以上多いといった明瞭な違いが生じた.このことから、 土岐夾炭累層の高透水層部より深部において、主立坑断 層が明瞭な低透水性構造として機能しているものと解釈 できる(図-7).なお、深度300mでのボーリング調査 では、主立坑断層周辺には10⁻¹⁰m/sオーダーの低透水性領 域が40m程度の厚さで断層に沿って形成されていると推定されている²³.また、立坑近傍の地質分布と湧水量の 増加深度の関係からは、瑞浪層群中では土岐夾炭累層の 高透水層および基底礫層、土岐花崗岩中では低角度割れ 目集中帯が連続した水理地質構造として分布し、これら が研究所用地周辺における主要な帯水層として機能して いると解釈できる(図-7).

MSB-1およびMSB-3の瑞浪層群に位置する観測区間で は、地層毎に地下水圧の低下傾向や低下量が異なってい ることから(図-6(a),(b))、瑞浪層群全体としては、透 水性の低い泥岩層や透水性の高い砂岩層などの互層構造 に起因して、水平方向に比べて鉛直方向の透水性が低い 透水異方性を有していると考えられる(図-7).一方、 土岐花崗岩では深度が大きく異なる観測区間で同様の地 下水圧変化が観測されている(図-6(a),(b)のMIZ-1, DH-2).また、坑道の壁面地質調査からは、研究所用 地周辺の土岐花崗岩は高角度の亀裂が卓越することが確 認されており²⁴、水平方向に比べて鉛直方向の水理学的 な連続性が高いと考えられる.これらのことから、土岐 花崗岩は、水平方向に比べて鉛直方向の透水性が高い透 水異方性を有すると解釈できる(図-7).

4. 第2段階における地下水流動のモデル化・解析

(1) 概要

地下水流動のモデル化・解析の一連の作業は、有限要素プログラムDtransu-3D・EL²⁹を用いて実施した.

水理地質構造モデルの構築にあたっては、3章で構築 した水理地質構造概念(図-7)を数値化するとともに、 既往の地質構造モデル¹¹⁾や水理地質構造モデル²⁰⁾を参考 にして水理地質区分を設定した。各水理地質区分の水理 特性は、単孔式水理試験結果¹⁹⁾を踏まえて、地下水流動 解析による地下水圧分布や坑内湧水量の再現性を評価指 標として解析的に設定した。

地下水流動解析は、坑道掘削前の地下水圧分布を再現 することを目的として、定常状態の三次元飽和/不飽和 解析を実施した.さらに、この定常解析から得られた水 頭分布を初期条件として、坑道掘削が開始された2003年 4月から2012年3月末までの坑道掘削を模擬した非定常の 三次元飽和/不飽和解析を実施した.

(2) 水理地質構造モデルの構築

水理地質構造のモデル化領域は、本研究で着目するサ イトスケール領域を包含し、かつモデル外側の境界条件 をより遠方に設定可能な領域として、ローカルスケール 領域³⁷とした.ローカルスケール領域は、北側が地下水 の主な涵養域である土岐川と木曽川の流域境界の尾根部、 東西が分水界として考えられる尾根部,および南側は流 出域である土岐川で囲まれた約9km四方,深度方向に標 高-2kmの領域である(図-2).

表-2に、水理地質構造モデルに考慮した水理地質区分 を示す.水理地質区分の三次元化は、既往の地質構造モ デル11に基づき実施した.水理地質区分のうち断層につ いては、図-7に示した水理学的コンパートメント領域 をモデル化するとともに、坑道や他の断層との位置関係 および断層のトレース長を勘案し、地下水流動場に影響 を及ぼす可能性の高い断層を抽出した.また、水理地質 構造概念にあるキャップロック構造、土岐夾炭累層の高 透水層および主立坑断層の低透水性領域については、地 質構造モデルに地質区分として考慮されていないため, ボーリング調査結果8,23に基づき、それらの三次元分布 を推定し水理地質構造モデルに反映した.図-8に、構築 した水理地質構造モデルにおける研究所用地周辺の鉛直 断面図を示す.水理地質構造モデルの節点数は2.389.926, 要素数は4.806.437であり、三次元分割メッシュは基本的 には三角柱で作成した.特に、研究所用地周辺について は要素分割サイズを小さくすることで、水理地質区分の 分布形状やその連続性を詳細にモデル化した.

各水理地質区分の透水係数および比貯留係数は、坑道 掘削前の地下水圧分布および坑道掘削に伴う坑内湧水量 や地下水圧変化に着目した水理地質構造モデルのキャリ ブレーション(以下、モデルキャリブレーション)を実 施し、観測データを総合的に精度よく再現できる物性値 の組み合わせを設定した(表-2).モデルキャリブレー ションの具体的な内容と得られた知見については、(3) 地下水流動解析結果に後述する.

水理地質構造モデルの境界条件は、以下のように設定 した. モデル上部境界面は水の流入出のある浸出面境界 とし、定常解析でのモデルキャリブレーションの結果に 基づき、10mm/年の岩盤浸透量を設定した. 尾根部に設 定したモデル側方境界面および下部境界面は不透水境界 とした. モデル南側の土岐川沿いの側方境界面は、土岐 川より南側の山地の影響を考慮した流出域の地下水流動 を再現するため、ローカルスケール領域を包含する約 20km四方領域30を対象とした地下水流動解析に基づく水 頭分布を固定水頭境界として設定した. 坑道壁面の境界 条件は、図-6(c)に示した立坑の掘削標高,坑内水位な らびに水平坑道の掘削進捗に基づき非定常に変化させた. 立坑を例として坑道壁面の境界条件の設定方法を以下に 示す. 立坑の掘削標高より高い標高の要素を掘削対象要 素とし、掘削対象要素の外周節点を坑壁節点、内部節点 を掘削節点とする(図-9). 坑壁節点は、浸出面境界条 件とし、圧力水頭を0と設定した.また、坑内水位の変 化については、坑内水位より標高の低い坑壁節点に固定 水頭境界条件を設定することで考慮した.

		水理特性(第2段階の推定結果)				水理特性(第1段階の推定結果)				
水理地質区公		透水係数(m/s)		ᄔᅝᄭᄻᇔ	て約5回	古动	透水係数(m/s)		ᄔᅝᄭᄻᇔ	
	水理地頁区分		水平方向	鉛直方向	「「「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」		1月30 間隙率	水平方向	鉛直方向	比貯留1条致 (1/m)
			(断層面方向)	(断層面直交方向)				(断層面方向)	(断層面直交方向)	(,
	瀬〕	■層群	1.0E-06		7.9E-05	礫質土・ 砂質土 ²⁸⁾	-	1.0E-05		7.4E-05
	生俵累層		3.2E-09	3.2E-11				3.2E-09	3.2E-11	7.4E-05
	明世	明世/本郷累層		2.5E-10	7.05-05			2.8E-08	2.8E-10	7.4E-05
垢	+	ャップロック構造	1.08	-11	7.9L 00		0.2		-	-
瓜園	基底礫層		5.08	-07		新鮮岩29)		5.1E-07	5.1E-09	7.3E-06
/1 群		伎夾炭累層	2.5E-07	2.5E-09	2 5E-05			5.4E-07	5.4E-09	2.3E-05
· ·		高透水層	1.08	-06	2.52 05				-	-
		基底礫層	5.08	-06	7.9E-05			1.3E-06	1.3E-08	7.3E-06
		上部割れ目帯	3.2E-08	1.6E-07	4.0E-06			2.2E-07		2.0E-07
土岐 花崗岩		低角度割れ目 集中帯	1.08	E-06	4.0E-07	風化岩 ²⁹⁾	0.01	4.1E-06		3.7E-08
		下部割れ目 低密度帯	2.0E-08	2.0E-07	1.0E-06	新鮮岩 ²⁹⁾ 0.01		2.1E-08		1.0E-07
月吉断層		1.0E-11		3.2E-07		周辺岩盤	1.0E-11		2.5E-05	
月吉断層に伴う割れ目帯		4.0E-07				と同様	4.2E-07		1.6E-09	
主立坑断層 (低透水性領域) その他 断層	土岐夾炭累層 (高透水層)	1.0E-07		2.5E-05		0.2	-		-	
	土岐夾炭累層 (基底礫層)	1.3E-06		7.9E-05			-		-	
	上部割れ目帯	1.0E-09		2.0E-06		0.01	-		-	
	低角度割れ目 集中帯	1.0E-07		4.0E-07			-		-	
		下部割れ目 低密度帯	1.0E-09		1.0E-06			-		-
	その他	透水異方性なし	7.9E-06	~5.0E-7			周辺岩盤 と同様	9.9E-05	~1.0E-9	1 0E-04~
	断層	透水異方性あり	5.0E-05~ 3.2E-10	1.0E-11	3.2E-07			5.9E-05~ 2.0E-09	1.0E-11	1.0E-08
		瑞浪層群部	1.08	E-07						
坑道近傍 (スキン効果 [*])		土岐花崗岩部	1.0E-08		国辺岩殿と同样					
		主立坑断層部	5.0E	5-08	同辺石塗C凹体					
		グラウト区間	1.08	-09						

	表-2	水理地質区分に設定し	、た解析パラメータ
--	-----	------------	-----------

*スキン効果:設定値より岩盤の透水係数が高い場合にのみ適用

着色部:第2段階で新たにモデル化され、水理特性が定量的に推定された水理地質区分



図-8 水理地質構造モデル(両立坑を通る鉛直断面)

(3) 地下水流動解析結果

定常状態の三次元飽和/不飽和解析によるモデルキャ リブレーションでは、主に数km以上のトレース長の断 層の分布や水理特性、ならびに水理地質構造モデルの境 界条件を感度パラメータとした感度解析を実施し、ロー カルスケール領域における大局的な地下水圧分布の再現 性が高い組合せを抽出した.その結果,大規模な断層は, 地下水流動に大きな影響を及ぼすことが確認でき,大局 的な地下水圧分布を適切に推定するためには,それらの 分布や水理特性を把握することが重要といえる.また, 表層水理観測から推定される岩盤涵養量は時空間的な不 確実性が高いため³¹⁾,推定結果を水理地質構造モデルの 上部境界条件に直接的に適用することは困難であるが, そのばらつきはモデルキャリブレーションにおける感度 解析ケースの設定根拠として有効に活用できる.

図-10に、研究所用地周辺のボーリング孔で観測され た坑道掘削前の全水頭の実測値と、モデルキャリブレー ション後の解析値の比較結果を示す.解析値は、実測値 に比べて十m程度高いものの、研究所用地周辺における 地下水圧分布の特徴であるキャップロック構造を境とし た水頭値の急激な変化を再現できている.そこで、この 全水頭分布を坑道掘削を模擬した非定常の三次元飽和/ 不飽和解析の初期水頭分布として適用した.

非定常の三次元飽和/不飽和解析によるモデルキャリ ブレーションでは、坑内湧水量や坑道近傍の地下水圧の 変化を再現を目的として、最初に坑道掘削や覆エコンク





リートなどの人工構造物の影響を含む坑道近傍の水理特 性(以下,スキン効果)を感度パラメータとした感度解 析を実施した.換気立坑近傍で実施した地下水圧観測の 結果,換気立坑壁面から数mの岩盤内で,スキン効果に よる数百m程度の水圧差が生じていることが確認されて いる⁷.また,坑道掘削を模擬した解析においては,ス キン効果の考慮が重要であることが示されている^{8,39}. そこで,本解析では上記の坑道近傍の水圧差を再現する ために,坑道壁面から5m以内にある要素の透水係数を 低く設定することで,スキン効果をモデル化した.

図-11に、坑道掘削に伴う坑内湧水量の実測値と解析 値の比較結果を示す.また、図-12には換気立坑近傍に おける全水頭分布の実測値と解析値の比較結果を示す. 比較に用いた実測値は、深度300mボーリング横坑(図-1)において換気立坑壁面から約3m間隔で鉛直に掘削さ れた3本のボーリング孔(09MI17-1,09MI18,09MI19)⁷ で観測されたものである.なお、解析値としてスキン効 果を一律に設定(透水係数:1.0×10⁸m/s)したケースと、



図-11 坑内湧水量の実測値と解析値との比較



図-12 坑道近傍における全水頭分布の実測値と解析値との 比較(2010年12月時点,換気立坑掘削深度460m)

水理地質区分や湧水量抑制のためのグラウト実施³³の影響を考慮してスキン効果を不均質に設定したケースを示した.図-11および図-12から、スキン効果に水理地質区分やグラウト実施の影響を考慮することで、坑道掘削の進捗に応じた坑内湧水量の変化と坑道近傍で観測された急激な水圧差の両方の再現性を向上させることができた.このことから、スキン効果は、表-2に示すように坑道壁面部の水理地質構造の違いなどを勘案して定量的に設定することが重要といえる.

非定常のモデルキャリブレーションでは、次にサイト スケール領域内の地下水圧変化の再現を主な目的として、 坑道周辺に分布する水理地質構造の水理特性を感度パラ メータとした感度解析を実施した.この感度解析では、 例えば図-6に示した排水停止期間直前といった地下水圧 変化の特徴的な時間断面における変化量の再現に着目し た検討を行ったうえで、時間断面間における地下水圧の 経時変化の再現を試みた.上記の段階的なアプローチの 結果、地下水圧の変化量に対しては水理学的コンパート メント領域や主要な水みちを形成する断層や帯水層とな る地層の水理特性の感度が高く、地下水圧の経時変化に 対しては土岐花崗岩に代表される岩盤の水理特性の感度 が高いことが確認できた.

図-13に、研究所用地周辺の各水理学的コンパートメ

ント領域に位置する代表的な観測区間における地下水圧 変化の実測値とモデルキャリブレーション後の解析値の 比較を示す.解析終了時点の2012年3月末における土岐 花崗岩部(MIZ-1, DH-2)での水圧低下量に着目すると、 本解析では主立坑北東側の水理学的コンパートメント領 域(以下,コンパートメント[1]; 図-7)に比べて,主立 坑南西側の水理学的コンパートメント領域(以下、コン パートメント[2]; 図-7)の地下水圧が2倍程度低下して おり、実測値に見られる両コンパートメントにおける大 局的な水圧低下量の違いが再現できている. コンパート メント[1]における瑞浪層群中の地下水圧変化について みると、キャップロック構造を境とした水圧低下の有無 の違いが再現できていることがわかる (図-13(a)のMSB-1_No.1, No.2). 一方で、地層毎の地下水圧変化の違いに 着目すると、実測値と比較して解析値ではそのばらつき が小さい結果となった(図-13(a)のMSB-1_No.2~No.4). また、MIZ-1の比較結果からは、土岐花崗岩部では解析 値のほうが実測値に比べて、深度方向の変化量の違いが 大きいことが確認できる(図-13(a)). コンパートメン ト[2]における地下水圧についても、コンパートメント [1]と同様の傾向が認められる(図-13(b)).

(4) 水理地質構造モデルの妥当性評価

地下水流動のモデル化・解析の結果,坑道掘削に伴う 地下水圧変化の定量的な再現には課題が残るものの,図 -7に示した水理地質構造概念モデルを考慮した地下水流 動のモデル化・解析によって,坑内湧水量および坑道近 傍の地下水圧分布,ならびにキャップロック構造や水理 学的コンパートメント領域毎の地下水圧分布といった研 究所用地周辺における特徴的な地下水流動の変化を概ね 再現することができた.このことから,地下水流動のモ デル化・解析の基盤とした水理地質構造概念モデル(図 -7)は,研究所用地周辺における地下水流動特性を評価 するうえでの重要な水理地質構造を適切に表現できてい ると考えられる.

長谷川ほか⁹では、比較的大規模な地下水流動を引き 起こすトンネル建設に伴う地下水の水質変化に関する情 報が、水理地質構造モデルの妥当性の検証に有効である としている.研究所用地周辺においては、水野ほか³⁴が 坑道掘削に伴い観測された地下水中の塩化物イオン濃度 の変化に着目し、坑道掘削に伴う地球化学概念モデルを 構築している(図-14(a)).この地球化学概念モデルで は、坑道掘削に伴って立坑に向かって深部地下水が上昇 する現象(以下、アップコーニング現象)や、地表付近 に分布する浅部地下水の浸透が少なくとも深度400m (標高-200m)まで生じていると考えられている³⁴.

そこで、本研究では地球化学概念モデルと地下水流動 解析結果との比較を行い、構築した水理地質構造モデル



図-13 研究所用地周辺における水頭低下量の実測値と解析 値との比較(実線:実測値,破線:解析値)

の妥当性を評価した.図-14(b)に,地球化学概念モデル 図にある坑道掘削状況と概ね同じ状況下における地下水 の流向・流速分布の推定結果を示す.地下水の流向分布 からは,瑞浪層群中では水平方向の地下水流動が卓越し, 土岐花崗岩中では鉛直方向の地下水流動が卓越している ことがわかる(図-14(b)).特に,図-14(a)の地球化学概 念モデルにある換気立坑側における地表から標高-200m に至る浅部地下水の流入,標高-200m以深での地下深部 から立坑へ向かうアップコーニング現象が再現できてい る.上記の通り,地下水流動解析結果から推定された地 下水の流向分布と,地球化学概念モデルに示された地下 水流動概念との整合性は非常に高い.すなわち,地球化 学的な観点から,坑道掘削に伴う研究所用地周辺の主要 な地下水流動場の変化を再現しうる水理地質構造モデル を構築できたといえる.

一方で、地下水流動解析による実測値の再現性には課題が残されており、今後の調査研究の継続による再現性の向上が望まれる.瑞浪層群中の地下水圧変化に関して





(b)地下水流向·流速分布 図-14 地球化学概念モデルと地下水流動解析結果の比較

は、透水性のコントラストが顕著な互層構造をより詳細 に水理地質構造モデルに反映させることで、地層毎にお ける地下水圧変化のばらつきの再現性が向上すると考え られる. 土岐花崗岩部における地下水圧変化に関しては, 今後研究所計画で実施される調査結果に基づき、亀裂の 分布特性に起因した岩盤の水理学的な不均質性を定量化

し、それを水理地質構造モデルに考慮することで、実測 値の再現性の向上が図られるものと考える.また、前述 した通り、本解析に設定した初期水頭分布は実測値より も高いことから、実測値に比べて周辺の地下水圧が低下 しにくい条件になっていることも要因として考えられ、 初期水頭分布の再現性の向上も地下水流動のモデル化・ 解析の課題の一つとして挙げられる.

5. 第2段階における地下水流動のモデル化・解析 手法の有効性

筆者らは, 第1段階で地上から掘削されたボーリング 孔での孔間水理試験で得られた地下水圧変化に基づく地 下水流動のモデル化・解析によって、図-7に示したコン パートメント[1]に相当する水理学的コンパートメント 領域を推定し、水理地質構造を推定する解析的手法の有 効性を示した35.しかし、孔間水理試験に伴い発生した 地下水圧変化は、一部の観測区間のみで観測され、かつ その最大変化量は20cm程度とノイズ成分の一つである 地球潮汐の変動幅と同程度のものであった. 広範囲かつ 地下深部における水理地質構造を推定するうえでは、可 能な限り大規模な地下水圧変化を対象とした地下水流動 のモデル化・解析を実施することが望ましいが、地上か らのボーリング孔を揚水孔とした場合には揚水量が制限 されることから、人工的に大規模な地下水圧変化を発生 させることは困難である.

それに対して、第2段階では直径数mの坑道が深度 500mまで掘削され、3章に示したとおり第1段階での調 査では取得できない規模の地下水圧変化を観測すること ができた. 坑道切羽の進捗に伴い取得される地下水圧変 化の観測データには、切羽と観測区間との間に分布する 地層や断層などの水理学的な連続性に関する情報が含ま れており、その観測データを用いた地下水流動のモデル 化・解析を実施することで、効率的に地下水流動特性に 影響を及ぼす主要な水理地質構造を抽出し、その水理特 性をより精緻に推定することが可能と考えられる.本研 究では第1段階で確認されていなかった研究所用地周辺 の特徴的な水理地質構造として、大規模な水理学的コン パートメント領域が複数形成されており、深度500mに 及ぶ地下水流動特性の変化に影響を及ぼしていることを 明らかにした.

また、第1段階結果と第2段階結果との予察的な比較と して、表-2に第1段階で推定された水理地質区分の水理 特性を併記した. 比較の結果, 両段階における特徴的な 違いとして以下の3点が挙げられる.

[1] 瑞浪層群の水理学的な不均質性

第1段階では瑞浪層群の全水理地質区分に,鉛直方向

の透水係数を水平方向に対して2オーダー低く設定する ことで、瑞浪層群全体の透水異方性(図-7)を表現して いたが、第2段階ではキャップロック構造や高透水層を 新たな水理地質区分として定義し、それらの水理特性を 定量的に推定した.さらに、明世/本郷累層および土岐 夾炭累層の基底礫層を、水平・鉛直方向ともに高透水性 を有する水理地質構造として更新した.

[2] 土岐花崗岩の水理特性

第1段階では土岐花崗岩の透水性として等方な透水係 数が設定されていたが,第2段階では土岐花崗岩の上部 割れ目帯と下部割れ目低密度帯を,鉛直方向の透水性が 水平方向に対して高い透水異方性を有する水理地質構造 として更新した.また,それらの水理地質構造の比貯留 係数を1オーダー程度高い値に更新した.

[3] 主立坑断層近傍の水理学的な不均質性

第2段階では主立坑断層沿いの低透水性領域を新たな 水理地質区分として定義し、その不均質な透水性を定量 的に推定した.

これらのことから、第1段階と比較して第2段階では瑞 浪層群の水理学的な不均質性およびサイトスケール領域 の大部分を占める岩盤である土岐花崗岩の水理特性をよ り詳細に推定することができた.また、サイトスケール 領域における地下水流動特性を理解するうえで重要な水 理学的コンパートメント領域を形成する水理地質構造の 一つである主立坑断層の水理学的な不均質性を明らかに することができた.言い換えれば、第2段階で実施した 坑道掘削に伴う水理関連データを用いた地下水流動のモ デル化・解析は、サイトスケール領域における地下水流 動特性の理解度を向上させ、第1段階よりも精緻な水理 地質構造モデルを構築することができる有効な手法であ るといえる.

地下施設建設時における地下水流動のモデル 化・解析手法の体系化

地下施設の建設時に地下水圧観測を実施することによって、地上からの調査段階では人工的に発生させること が困難な規模の地下水圧変化などの水理関連データが取 得できるため、断層などの水理地質構造の水理学的な連 続性や不均質性に関する情報が飛躍的に増加する.5章 までに示した研究所計画における研究事例では、上記の 水理学的な情報に基づく水理地質構造の概念化や地下水 流動のモデル化・解析を実施することで、地上からの調 査段階に比べて地下施設の建設段階では、地下施設周辺 のより精緻な水理地質構造モデルの構築が可能であり、 地下深部の地下水流動特性を推定するための手法として の有効性が示された.そこで、わが国の結晶質岩地域で の地下施設の建設時における地下施設周辺の地下水流動 を対象とした調査・解析手法の整備に資することを目的 として、本研究の成果に基づき、結晶質岩地域を対象と した地下施設の建設に伴う地下水流動のモデル化・解析 手法を体系図として取りまとめた(図-15).

地下水流動のモデル化・解析を実施するためには、評 価対象領域における水理地質構造の概念化が必要不可欠 である.水理地質構造概念モデルを構築することで、水 理地質構造モデルで優先的にモデル化すべき重要な水理 地質構造の抽出が可能となる.水理地質構造の概念化に あたっては、個々の水理地質構造の水理学的な連続性に 関する情報が必要である. その情報を取得するためには、 地下水圧観測と坑内湧水量計測を組み合わせた観測体制 の整備が重要となる.地下水圧観測は、ボーリング調査 で孔沿いの水理地質構造分布を把握した上で、複数区間 の間隙水圧の計測が可能なモニタリング装置を設置し水 理地質構造区分毎の地下水圧変化を観測することで、地 下施設建設の進捗に伴って掘削される水理地質構造内部 および複数の水理地質構造間の水理学的な連続性を把握 することができる. 坑内湧水量計測は、地下施設全体の 湧水量だけでなく、施設建設後速やかに壁面の水理地質 構造区分毎に区間湧水量を計測することで、水理地質構 造の水理特性の推定に有効な区間湧水量と地下水圧変化 との関連性を定量的かつ継続的に把握することができる.

また、結晶質岩地域においては、断層による水理学的 コンパートメント領域が形成されている可能性が考えら れる.水理学的コンパートメント領域は、地下施設建設 に伴う地下水圧変化だけでなく、地下水圧変化に伴う地 下水水質の変化にも大きな影響を及ぼす. さらには、地 下施設閉鎖後の地下水環境の回復過程にも影響を及ぼす ことが予想される. そのため, 低透水性の断層の分布が 推定された場合には、水理学的コンパートメント領域の 形成の有無やその規模の把握が重要となる. 水理学的コ ンパートメント領域を対象とした調査としては、低透水 性断層の両側に水圧観測区間を配置し、地下施設建設に 伴う断層両側の地下水圧変化の違いを観測する直接的な 手法の実施が望ましいが、複数のボーリング孔の掘削に よる地下水流動場の擾乱も懸念されることから、代表的 なボーリング孔での地下水圧観測と地下水流動解析を組 み合わせた解析的な推定手法も有効と考えられる. さら に、地形的な制約などから、地下水圧観測に用いるボー リング孔の配置が困難な場合には、地表で簡便にデータ を取得することができる表層水理観測や地表傾斜量観測 を併用することで、地下水圧観測データの補完や解釈の ための情報の取得が期待できる.

上記の水理関連モニタリングで取得された観測データは、水理地質構造の透水性や連続性の定性的な評価だけでなく、地下水流動解析によるモデルキャリブレーショ



図-15 地下施設建設に伴う地下水流動のモデル化・解析の体系図

ンに有効なデータとなる.地下施設建設を模擬した地下 水流動解析においては、まず地下施設建設前の特徴的な 地下水圧分布を再現しておく必要があり、地下水圧分布 に大きな影響を及ぼす大規模な断層に関する調査を実施 し、その分布や水理特性を適切に把握しておくことが重 要である.地下施設建設に伴う地下水流動特性の変化を 解析的に再現するためには、まず地下施設壁面近傍のス キン効果を定量的に推定する必要があり、そのためには 地下施設壁面近傍の地下水圧分布データを取得すること が望ましい.次に、坑内湧水量と地下施設周辺における 地下水圧の変化に基づくモデルキャリブレーションを実 施し、地下施設周辺に分布する水理地質構造の水理特性 を推定する. このモデルキャリブレーションでは、ある 時間断面の地下水圧の変化量に着目した感度解析と、地 下水圧の経時変化に着目した感度解析を段階的に実施す ることで、感度の高い水理地質構造を特定することがで きるため、有効なアプローチ手法であると考えられる.

本研究では、研究所用地周辺で観測された地下水中の 塩化物イオン濃度の変化に着目した地球化学概念モデル を用いて、地下水流動のモデル化・解析結果を評価した. 地下施設周辺の地下水水質分布が特徴的であり、かつ施 設建設に伴う変化が確認された場合には、地下水の水質 データやそれに基づき構築した地球化学概念モデルと、 地下水流動のモデル化・解析結果との比較を行うことが 有効である。そのため、地下水圧観測と連携した地下水 水質観測を実施し、地下水圧変化に伴う地下水の水質変 化の情報を取得することが望ましい.

これらの解析作業を通じて、地下施設周辺における地

下水流動状態の変化に関する理解度を向上させるために 今後の調査で対象とすべき重要な水理地質構造を特定す ることができる.また,水理関連モニタリング結果のよ り詳細な解釈や,観測区間の最適化といった今後のモニ タリング計画立案のための情報提供が可能となる.

7. まとめ

本研究では、岐阜県瑞浪市において結晶質岩を対象と した研究所計画の第2段階の坑道掘削に伴い実施した地 下水流動のモデル化・解析およびその結果の評価に至る 調査研究の成果を示した.

地下水流動のモデル化・解析の結果,研究所用地周辺 には大規模な水理学的コンパートメント領域が複数形成 されており,深度500mに及ぶ地下水流動特性の変化に 影響を及ぼしていることを明らかにした.第2段階では 第1段階と比較してより精緻な水理地質構造モデルを構 築することができ,第2段階で実施した坑道掘削に伴う 水理関連データを用いた地下水流動のモデル化・解析は, 坑道周辺の地下水流動特性の理解度の向上に有効である ことが示された.さらに,それらの成果に基づき,わが 国の結晶質岩地域での地下施設の建設に伴う地下施設周 辺の地下水流動のモデル化・解析手法を体系的に整理し た.

今後は、研究所計画の進捗にあわせて本研究で構築し た水理地質構造モデルを更新するとともに、第1段階お よび第2段階における地下水流動のモデル化・解析結果 の詳細な比較検討を行うことで、第1段階で実施した地 下水流動に関する調査・解析の妥当性を評価する.

謝辞:本研究を実施するにあたり,匿名の査読者からは 多くの有益なご助言をいただいた.また,原子力機構の 佐藤成二氏,狩野智之氏(現(株)西日本技術開発),大 丸修二氏(現(株)大丸水機)には,超深地層研究所計画 における原位置での水理関連モニタリングの実施および データ整理に関してご協力をいただいた.地下水流動解 析の実施にあたっては,(株)西日本技術開発の小坂寛氏, (株)ダイヤコンサルタントの木村仁氏にご協力をいただ いた.本稿の取りまとめにあたっては,原子力機構の笹 尾英嗣博士から貴重なご意見をいただいた.ここに記し て謝意を表します.

参考文献

- 原子力発電環境整備機構:高レベル放射性廃棄物処 分の技術と安全性-「処分場の概要」の説明資料-, NUMO-TR-04-01, 2004.
- 原子力発電環境整備機構:地層処分事業の技術開発 計画-概要調査段階および精密調査段階に向けた技 術開発-, NUMO-TR-13-02, 2013.
- Svensson, U. and Follin, S. : Groundwater flow modelling of the excavation and operation phases – Forsmark, SKB R-09-19, 2010.
- 4) POSIVA : Olkiluoto Site Description 2008 Part 2, POSIVA 2009-01, 2009.
- 5) 長谷川琢磨,田中靖治,馬原保典,五十嵐敏文: Aspo Hard Rock Laboratory 建設に伴う地下水流動の変 化に着目した解析モデルの検証,土木学会論文集, No. 757/III-66, pp. 189-202, 2004.
- 6) 日本原子力研究開発機構:超深地層研究所 地層科学 研究基本計画, JAEA-Review 2010-016, 2010.
- 竹内竜史,三枝博光,大山卓也,毛屋博道,佐藤敦 也,小坂寛,武田匡樹,大丸修二,竹内真司:超深 地層研究所計画 岩盤の水理に関する調査研究(2008 年度)報告書, JAEA-Research 2010-018, 2010.
- 8) 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,佐藤稔紀,久慈雅栄,黒 田英高,仙波毅,内田雅大,杉原弘造,坂巻昌工: 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,JAEA-Research 2007-043,2007.
- 糸魚川淳二:瑞浪地域の地質,瑞浪市化石博物館専 報,第1号, pp. 1-50, 1980.
- 10) 陶土団体研究グループ:断層境界を伴う多数の基礎 ブロックからなる内陸盆地-岐阜県多治見市周辺の 東海層群堆積盆地の例-,地球科学, Vol. 53, pp. 291-306, 1999.
- 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 窪島光志, 松岡稔幸: 深地 層研究所計画におけるサイトスケール地質構造モデ ルの構築-第2 段階における Shaft460 から Shaft500 地質構造モデルへの更新-, JAEA-Research 2013-019, 2013.

- 12) 三枝博光,松井裕哉,濱克宏,佐藤稔紀,鶴田忠彦, 竹内竜史,國丸貴紀,松岡稔幸,水野崇:超深地層 研究所計画における調査研究の考え方と進め方-深 度 500m までの調査研究計画-,JAEA-Review 2011-022,2011.
- 動力炉・核燃料開発事業団:広域地下水流動研究基本計画書, PNC TN7020 98-001, 1997.
- 狩野智之,竹内竜史:広域地下水流動研究における 地下水の水圧長期モニタリング(2011 年度),日本 原子力研究開発機構,JAEA-Data/Code 2013-002,2013.
- 15) 狩野智之,竹内竜史:超深地層研究所計画における 地下水の水圧長期モニタリング(2011 年度),日本 原子力研究開発機構,JAEA-Data/Code 2013-007,2013.
- 16) 佐藤成二,尾方伸久,竹内竜史,武田匡樹:超深地 層研究所計画における研究坑道での湧水量計測 (2004~2011 年度)データ集, JAEA-Date/Code 2013-020, 2014.
- 17) 竹内真司,下茂道人,西嶌望,後藤和幸:1000m ボ ーリング孔を用いた圧力干渉試験による断層近傍の 透水性調査,第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム 講演論文集, pp. 296-300, 2001.
- 18) 三枝博光,稲葉薫,澤田淳:断層の透水異方性に着目した水理地質構造のモデル化・地下水流動解析-東濃地域を例として-,第32回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集,pp.371-376,2003.
- 大丸修二,竹内竜史,尾上博則,三枝博光:超深地 層研究所計画の第2段階における単孔式水理試験結 果,JAEA-Data/Code 2012-020, 2012.
- 20) Onoe, H., Takeuchi, R., Saegusa, H., Daimaru, S. and Karino, T. : Interpretation of Hydrogeological Characteristics based on Data from Long-Term Cross-Hole Pumping Test, *Proceedings of the 19th International Conference on Nuclear Engineering*, Makuhari, Chiba, Japan, ICONE19-43560, 2011.
- 21) 成川達也,松木浩二,新井孝志,大山卓也,竹内竜 史,竹内真司:立坑掘削に伴う排水・冠水・再排水 時の地表面傾斜量の逆解析に基づく岐阜県東濃地域 超深地層研究所用地の地下水流動場評価,土木学会 論文集 C, Vol. 65, No. 2, pp. 442-455, 2009.
- 22) 川本康司,窪島光志,石橋正祐紀,鶴田忠彦,笹尾 英嗣,池田幸喜,見掛信一郎,原郁夫,山本勝:超 深地層研究所計画 瑞浪超深地層研究所 研究坑道の壁 面調査データ集, JAEA-Data/Code 2012-009, 2012.
- 23) 大丸修二,尾上博則,竹内竜史:超深地層研究所計 画(岩盤の水理に関する調査研究) 主立坑断層を対 象とした水理学的調査, JAEA-Research 2012-008, 2012.
- 24) 鶴田忠彦, 笹尾英嗣, 川本康司, 窪島光志, 石橋正 祐紀:超深地層研究所計画 地質・地質構造に関する 調査研究-深度 300m から 500m までの地質・地質構 造-, JAEA-Research 2013-014, 2013.
- 25) 菱谷智幸,西垣誠,橋本学:物質移動を伴う密度依存地下水流の3次元数値解析手法に関する研究,土 木学会論文集,No. 638/III-49, pp. 59-69, 1999.
- 26) 尾上博則,三枝博光,大山卓也,遠藤令誕:繰り返 しアプローチに基づくサイトスケールの水理地質構 造のモデル化・地下水流動解析(ステップ 4), JAEA-Research 2007-034, 2007.
- 27) 稲葉薫,三枝博光:深部地下水流動系を抽出するた

めの後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解 析,地下水学会誌,第47巻第1号,pp.81-95,2005.

- 28) 財団法人国土技術研究センター:河川堤防の構造検 討の手引き,2002.
- 29) 山石毅,小林仁,谷藤吉郎,岡本明夫,登坂博行, 小島圭二:地下石油備蓄基地建設に伴う水文・水理 挙動の数値シミュレーション,地下水学会誌,第40 卷,第2号, pp.167-183,1998.
- 30) 小坂寛,三枝博光,草野友宏,安江健一,竹内竜史, 田力正好,尾上博則,塩見哲也:東濃地域を事例と した地形変化および気候変動による地下水流動特性 の長期的変化の推定に関わる方法論の構築(その2) 一地形変化および気候変動を考慮した地下水流動の モデル化・解析一,日本地下水学会 2009 年秋季講演 会要旨, pp. 338-343, 2009.
- 31) 佐藤成二,尾方伸久,竹内竜史,武田匡樹:超深地 層研究所計画における表層水理観測データ集-2010 ~2011年度-, JAEA-Date/Code 2013-016, 2013.
- 32) 菱谷智幸,前村庸之,木村仁,尾上博則,三枝博光, 水野崇:超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する)

調査研究)研究坑道掘削に伴う地下水流動場及び地 下水水質の変化を考慮した地下水流動のモデル化・ 解析(2010年度), JAEA-Research 2013-023, 2013.

- 33) 見掛信一郎,山本勝,池田幸喜,杉原弘造,竹内真 司,早野明,佐藤稔紀,武田信一,石井洋司,石田 英明,浅井秀明,原雅人,久慈雅栄,南出賢司,黒 田英高,松井裕哉,鶴田忠彦,竹内竜史,三枝博光, 松岡稔幸,水野崇,大山卓也:結晶質岩を対象とし た坑道掘削における湧水抑制対策の計画策定と施工 結果に関する考察,JAEA-Technology 2010-026, 2010.
- 34) 水野崇,青才大介,新宮信也,萩原大樹,山本祐平, 福田朱里:瑞浪超深地層研究所の建設に伴う地下水 水質の変化,日本原子力学会和文論文誌,Vol. 12, No. 1, pp. 89-102, 2013.
- 35) 尾上博則,三枝博光,大山卓也,竹内真司: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,第50巻第4号, pp.251-274,2008.

(2015.6.19 受付)

GROUNDWATER FLOW MODELING IN CONSTRUCTION PHASE OF THE MIZUNAMI UNDERGROUND RESEARCH LABORATORY PROJECT

Hironori ONOE, Hiromitsu SAEGUSA and Ryuji TAKEUCHI

This paper comprehensively describes the result of groundwater flow modeling using data of hydraulic responses due to construction of Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) in Mizunami, Gifu, in order to update hydrogeological model based on stepwise approach for crystalline fractured rock in Japan. The results showed that large scale hydraulic compartment structures which has significant influence on change of groundwater flow characteristics are distributed around MIU. Furthermore, it is concluded that hydrogeological monitoring data and groundwater flow modeling during construction of deep underground facilities are effective for hydrogeological characterization of heterogeneous fractured rock.