地球統計学的手法による亀裂性花崗岩体の 3次元透水係数モデリングと広域地下水流動解析への応用

久保 大樹* 小池 克明* 劉 春 学**
栗 原 新*** 松岡 稔 幸****

3D Hydraulic Conductivity Modeling of Fractured Granitic Body Using Geostatistical Techniques and Its Application to Regional Groundwater Flow Analysis

Taiki KUBO*, Katsuaki KOIKE*, Chunxue LIU**,
Arata KURIHARA*** and Toshiyuki MATSUOKA****

Abstract

Numerical simulations have been the most effective method for estimating flow pattern, flux, and flow velocity of the groundwater to precisely characterize large-scale groundwater systems. Spatial modeling of the 3D distribution of hydraulic conductivity over a study area is indispensable to obtain accurate simulation results. However, such spatial modeling is difficult in most cases due to the limitations of hydraulic conductivity data in terms of their volume and location. To overcome these problems and establish an advanced technique, we adopt geostatistics and combine a fracture distribution model with measured conductivity data, selecting the Tono area situated in Gifu Prefecture, central Japan for the field study. The size of the main target area covers 12 km (E-W) by 8 km (N-S), with a depth range of 1.5 km, and it is chiefly underlain by Cretaceous granite. Because the distribution of 395 hydraulic test data acquired along the 25 deep boreholes was biased, the data values were compared to the dimensions of simulated fractures using GEOFRAC. As a result, a positive correlation was identified. Using a regression equation for the correlation, hydraulic conductivity values were assigned to every simulated fracture. Then, a sequential Gaussian simulation (SGS) was applied to construct a 3D spatial model of hydraulic conductivity using those assumed values and actual test data. The plausibility of the resulting model was confirmed through the continuity of high and low permeable zones. The next step is a groundwater flow simulation using MODFLOW and the model. The simulation results were regarded to be appropriate because distribution of hydraulic head, locations of major discharge points, and anisotropy of hydraulic behavior of the Tsukiyoshi fault correspond to the results of observations. The most

* 京都大学大学院工学研究科

** 雲南財經大学都市管理・資源環境学部

*** (株) ダイヤコンサルタント

**** (独) 日本原子力研究開発機構地層処分研究開発部門東濃地科学研究ユニット

* Graduate School of Engineering, Kyoto University, Kyoto, 615-8540, Japan

** School of Urban Management, Resources and Environment, Yunnan University of Finance and Economics, Kunming, 650221, China

*** Dia Consultants Co. Ltd., Tokyo, 101-0032, Japan

**** Japan Atomic Energy Agency, Geological Isolation Research and Development Directorate, Tono Geoscientific Research Unit, Mizunami, 509-6132, Japan

noteworthy feature detected in the groundwater flow model from the simulation results is that descending flow, horizontal southward flow at depth, and ascending flow are formed from recharge to discharge areas passing through the Tsukiyoshi fault, which agree with the configuration of the continuous simulated fractures.

Key words : geostatistics, groundwater, fracture system, hydraulic conductivity, MODFLOW, Toki granite

キーワード：地球統計学，地下水，亀裂系，透水係数，MODFLOW，土岐花崗岩体

I. はじめに

CO₂の地中貯留や高レベル放射性廃棄物の地層処分など、地層の貯留機能の利用が求められ、その安全性の確保が重要な課題となっている。この課題では、通常の工学的時間スケールを超えた長期間における地質物性の変化、変質や風化の進行、物質移行現象などを予測することが不可欠となる。これらはいずれも岩石と地下水との反応に関連するので、対象岩体の地下水流動形態を詳細に理解することが長期安定利用の前提条件の1つとなる。地下水位や間隙水圧の観測から概略的に地下水流動形態を推測できるが、涵養から流出までの3次元的な地下水流動のプロセス全体を把握し、流速や流量まで含めて定量的に評価するには必然的に数値シミュレーションの併用が求められる。

シミュレーションで最も重要となる水理パラメータは透水係数であり、信頼性の高い計算結果を得るには岩体全体の透水係数を高精度に把握し、モデルとして妥当に設定する必要がある。しかしながら、コストなどの制約からボーリング孔を利用した透水試験の実施地点数と深度範囲は限られており、一般に対象岩体の大きさに比べて、利用可能な透水係数データが少ないのが現状である。そのため、広域を対象とした場合には、透水係数と地質との関連性に基づき、全域にわたって地質ごとに1つの透水係数を割り当てることが多い（例えば、Rojas and Dassargues, 2007; Jusseret *et al.*, 2009）。このような単純な透水係数の分布では、地下水流動形態に地質構造よりも地形の影響がとくに強調されることになる。

そこで、本研究では限られた量と分布の透水係数測定データから、その3次元分布を広範囲にわたって適切にモデル化するために、地球統計学（Geostatistics）と亀裂分布シミュレーションとの組み合わせを試みた。解析の対象として花崗岩体を選んだ。地球統計学は離散配置データの空間モデリング法の1つであり、座標の情報をもったデータの空間的相関構造を利用してデータがない領域での値を推定し、さらに推定値の不確実性も評価できる。また、亀裂は難透水性岩盤において「水みち」を形成し、地下水流動の代表的な地質的支配要素である（小坂, 1998）。得られた3次元透水係数分布を用いて広域地下水流動シミュレーションを実行することで、提案手法の有効性を検証するとともに、対象岩体における地下水流動形態の特徴を明らかにした。なお、岩石や地層中の不連続面は、形態や成因によって断層・裂か・シーム・節理などに細分されるが、本稿ではこれらを区別せずに亀裂と総称する。

II. 対象地域

東濃地域（岐阜県）では、（独）日本原子力研究開発機構によって、瑞浪超深地層研究所（Mizunami Underground Research Laboratory: MIU site。以下、研究所）を中心として、深地層の科学研究が進められている（核燃料サイクル開発機構, 2002）。研究所とその周辺を含めた花崗岩の分布領域においては、20孔以上からなる深度500～1,000 m程度の深層ボーリングが実施されるとともに、研究所においては水平坑道などを利用した調査・計測が実施されるなど、深部の地質構造や地下水流動などに関する研究も数多く報

図1 南北8 km・東西12 km・深度方向1.5 kmの解析対象領域の位置(左), およびボーリング地点と50 mメッシュ数値地形モデル(DEM)との重ね合わせ(右).

Fig. 1 Location of study area covering 8 km (N-S) by 12 km (E-W) with a depth range of 1.5 km (left), and distribution of deep borehole sites overlaid on a digital elevation model (DEM) with a 50 m interval (right).

告されている(例えば, 三枝ほか, 2007; 持田ほか, 2007)。このように, 東濃地域は品質が追跡できる多量の深部地質情報が取得されているわが国有数の研究フィールドであり, 水平・深度方向の両方において広域的な亀裂分布と地下水流動のシミュレーションの検討の適地であることから, 本研究の対象地域として選定した。また, 当該地域におけるこれまでの研究成果を活用することで, 本研究による結果の妥当性を検証するにも適したフィールドである。

解析対象地域の位置と解析に用いた26孔のボーリングデータの孔口地点の分布を図1に表す。解析領域は, 研究所を含む東西12 km, 南北8 km, 垂直方向1.5 kmの範囲と設定した。領域の平面座標には第7系平面直角座標系を用いている。図1では対象地域の地形の概略を50 mメッシュのDEM(数値地形モデル)によって表している。図より対象地域は, 北東部の標高が500 m以上と相対的に高く, ここからNE-SW方向に尾根と谷の地形が走り, 標高が漸次低くな

るという特徴を示す。この方向と標高分布に沿って, 相対的に標高の低い南側の地域(200 m以下)には土岐川が, 北西側には津橋川が流れている。

本地域の主要地質は, 上位から下位に向かって第三紀鮮新世の瀬戸層群(礫・砂・泥の互層), 第三紀中新世前・中期の瑞浪層群(泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩・凝灰岩・亜炭の互層), および基盤岩である土岐花崗岩である(糸魚川, 1980; 中山, 1985)。また, 領域中央には月吉断層が分布しており, そのトレースはおおむねENE-WSW方向で, 緩い曲線を描く(小林, 1989)。領域東端の土岐川付近には「白狐温泉」として知られる放射能泉が位置し(図1), その源泉となる湧水が確認されている(三階・早川, 1970)。

III. 亀裂分布との組み合わせによる 透水係数分布モデルの作成

対象領域では, 図1に示す地点のボーリング孔のうち25孔を利用した計395区間において透

水試験が実施され、透水係数データが得られている。試験区間長は1～586 mと幅広い範囲にわたっており、その平均は26 m、中央値は7 mである。ボーリング地点の配置(図1)からわかるように、透水試験位置の水平方向での偏りは大きい。上記のように解析領域は大きいので、この透水係数のデータ数と配置では領域全体の透水係数分布を詳細に把握するのは困難である。そこで、地球統計学を応用したGEOFRAC (GEOstatistical FRACTure simulation: 小池ほか, 2008; Koike *et al.*, in press) による3次元亀裂分布モデルと透水係数データとを組み合わせ、それらの関連性に基づいて広域での透水係数分布モデルを構築した。以下に、亀裂分布と透水係数分布のモデリング法についてまとめる。

1) GEOFRAC による亀裂分布モデリング

GEOFRACの詳細については上記の文献に述べられており、本稿では概要の説明のみにとどめる。

ボーリング孔や坑道の壁面などから得られた亀裂データを用いるGEOFRACでは、まずボーリング孔や坑道の方角に沿う単位長さあたりの亀裂数を亀裂密度とおく。地球統計学の適用では、サンプルデータの頻度分布(あるいは確率密度関数)が正規分布に従うことが適切であるので、亀裂密度データを正規分布に変換する。変換後の亀裂密度データを $z(\mathbf{u}_i)$ とおく。 $\mathbf{u}_i$ はデータの座標であり、 $\mathbf{u}$ は任意の次元でのデータの位置を表すベクトルである。 $z(\mathbf{u}_i)$ のセミバリオグラム $\gamma(\mathbf{h})$ を求め、これをバリオグラムモデルで近似する。 $\gamma(\mathbf{h})$ は方位を考慮したデータ間の距離 $\mathbf{h}$ と分散との関係に基づき、空間的相関構造を明らかにするための統計量であり、これによってデータ間に相関性が存在する距離の範囲(レンジ)が見いだされる。 $\gamma(\mathbf{h})$ は次式で定義される。

$$\gamma(\mathbf{h}) = E\left[\{z(\mathbf{u}_i + \mathbf{h}) - z(\mathbf{u}_i)\}^2\right]/2 \quad (1)$$

ここで、 E は期待値を表す。

次に、領域全体での密度分布を逐次ガウスシミュレーション(Sequential Gaussian Simulation: SGS)により推定する。SGSでは、例え

ば普通クリギング(ordinary kriging: OK)による補間値 $z(\mathbf{u})^*$ を平均、クリギング分散 σ_k^2 を分散とする正規分布を各計算点で仮定し、これにモンテカルロ法を適用することで推定値を決める。サンプルデータに推定値を順次組み込んで次の対象点での計算を行う。 $z(\mathbf{u})^*$ は計算点 $\mathbf{u}$ の周辺に分布する m 個のデータに重み係数 λ_k を与え、その加重平均 $\sum_{k=1}^m \lambda_k z(\mathbf{u}_k)$ によって求める。 λ_k の総和は1であり、次式の連立一次方程式が導かれる。

$$\left. \begin{aligned} \sum_{s=1}^m \lambda_s C(\mathbf{u}_r, \mathbf{u}_s) + \mu &= C(\mathbf{u}_r, \mathbf{u}) \\ \sum_{r=1}^m \lambda_r &= 1 \end{aligned} \right\} \quad (r = 1, 2, \dots, m) \quad (2)$$

ここで、 μ はラグランジュの未定定数、 C は括弧内の2点間の共分散を表し、距離 $\mathbf{h}$ の共分散はシル($\gamma(\mathbf{h})$)の収束値で、理論的にはデータの分散に等しい)から $\gamma(\mathbf{h})$ を差し引くことで求まる。また、 σ_k^2 は

$$\sigma_k^2 = V - \sum_{k=1}^m \lambda_k C(\mathbf{u}_k, \mathbf{u}) - \mu \quad (3)$$

の式から得られる。 V は計算点での分散を表し、これはサンプルデータの分散で置き換えられる。サンプルデータ分布が粗な領域においてOKでは顕著に現れる平滑化効果を、SGSによれば軽減できるという特長がある。以上の地球統計学の基礎についてはGoovaerts (1997)やHohn (1999)、およびSGSの詳細については小池・正路(2008)が参考になる。

SGSによる密度分布に基づき、亀裂の中心点をランダムに与える。次に、EW, NW, NS, NEの4つの走向、および北側・南側の2つの傾斜に大別して計8つの亀裂方位を設定する。注目する亀裂データの走向・傾斜を含む方位範囲のみに1、その他7つの範囲には0を与え、(0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0)のようなインディケータセットを亀裂データの位置におく。 $\gamma(\mathbf{h})$ の計算量を減らすために、このようなデータに主成分分析を適用し、第1～7主成分値の $\gamma(\mathbf{h})$ を求めた。第8

図 2 (a) 2つの亀裂面素を連結するための条件. 亀裂面素の中心点を結ぶ線分 Λ の長さ l , および Λ と亀裂面素となす角 φ_1 , φ_2 の合計がしきい値よりも小さければ2つを連結する. (b) 亀裂面素の連結によって作成される亀裂面.

Fig. 2 (a) Criteria for connecting two facets. If the distances between two fracture centers (l) and two included angles, φ_1 and φ_2 , between projected line (Λ) and connection line are smaller than each threshold value, two facets are connected. (b) Method for producing fracture plane consisting of averages of strikes and dips of connectable facets. The plane edge is produced by enveloping the facets.

主成分は0である。各中心点において、主成分値をOKにより補間する。これを主成分変換前の座標系に戻し、最も値が大きい方位の範囲を選ぶ。さらに、この範囲における亀裂方位の積算確率分布とモンテカルロ法により、注目する中心点での亀裂の走向・傾斜を与える。以上の計算により位置と方位が決められた単位亀裂を面素と呼ぶ。本研究では小規模な岩盤亀裂の一般的な大きさを考慮し、この面素を一律に直径10mの円盤とおいた。

最後のステップでは、2つの面素の距離と方位の類似性に基づいて亀裂面を作成する。これには図2aに示す亀裂面素の中心点間を結ぶ線分 Λ の長さ l , および Λ と面素がなす角度 φ_1 , φ_2 の合計 φ を基準として用い、これらが設定した条件の範囲内であれば連結させる。この操作を全シミュレーション面素に対して行い、連結を繰り返す。さらに、連結された面素の方位の平均と包絡線を求め、図2bのように亀裂面を近似する。

2) 3次元亀裂分布モデルとその特徴

本対象領域では、ボーリング孔に現れた50,900本の亀裂データのうち、亀裂幅が記載されている2,309本をGEOFRACで用いて、3次元亀裂分布モデリングとその考察が行われている

(小池ほか, 2008)。これに用いた単位セルの大きさは東西・南北の水平方向に200m、垂直方向に20mであり、本研究でもこれに従う。小池ほか(2008)では計算容量・時間の制約から亀裂幅ありのデータのみを対象としたが、これらは相対的に傾斜が急であるので、傾斜が緩い亀裂の再現性に乏しいという問題点が明らかになった。

そこで、これを改善し亀裂系の全体像を把握するために、亀裂幅の記載されていないデータを含む全亀裂データを、4つの走向範囲ごとに傾斜が「緩い」亀裂(傾斜角の平均21°以内:以下G亀裂と表す)と「急」な亀裂(平均21°以上:S亀裂)とに分け、別々に分布をシミュレートすることを試みた。この傾斜角は、GとS亀裂の出現頻度がほぼ等しくなるという条件で選んだ。亀裂面素の連結条件として、G亀裂では亀裂面の方位の相違(図2aの φ)が2°以内、かつ亀裂中心点間の距離(図2aの l)が400m以内であること、およびS亀裂ではこれらを3°以内、500m以内と設定した。これらは亀裂面が過度に連結され、曲面状の亀裂が現れないことに留意して、パラメータスタディにより求めた値である。

シミュレーション結果の一例として、連結面素数が50個以上というとくに連続性のよい亀裂面

図 3 GEOFRAC によるシミュレーション結果のうち、連結した亀裂面素が 50 個以上という連続性のよい亀裂の分布形態。(a) は傾斜の急な亀裂のみの分布であり、真上からの透視で、(b) は全亀裂を領域西側から透視した図である。

Fig. 3 3D fracture distribution model constructed by GEOFRAC, which shows simulated fractures composed of 50 or more facets as relatively continuous fractures. (a) Perspective view of steep fractures only from right above, and (b) perspective view of all fractures from the west side.

の分布を図 3 に表す。これらはおおむね 2 km 以上の長さである。なお、亀裂の分布傾向を把握しやすいように、各亀裂面にランダムに色を与えて表示している。後述の図 4 と 16 も同様である。S 亀裂の分布形態を真上から透視した図 3a より、これらは領域北東部と月吉断層周辺に集中していることがわかる。S と G 亀裂をあわせた分布を西側から透視した図 3b では、標高 0 ~ 200 m 付近の浅部と標高 -600 m 以下の深部の 2 層で、G 亀裂が互いに連結しあい、さらに大きな亀裂面を形成するように分布しており、S 亀裂と急角度で交差するという特徴が明らかである。

3) 透水係数分布との関連づけ

GEOFRAC によって得られた 3 次元亀裂分布モデルを用いて、亀裂と透水係数との関連性を見いだす。透水係数の代表的な支配因子として、亀裂の面積と幅があげられる。一般にはこれらが増加するにつれて透水係数は急増することが知られている (Zimmerman and Bodvarsson, 1996)。しかし、データ数の少なさと分布の偏りの大きさから、亀裂幅の空間分布は適切には推定できなかったもので、亀裂面積のみに注目した。

具体的には、透水試験区間の中点を透水係数データ点とし、そこから一定の距離以内にシミュレーション亀裂が存在する場合に、その面積と透水係数のデータ値とを比較した。面素の大きさを考慮してその距離を 5 m と与えた。また、連結面素が 20 個以上のシミュレーション亀裂のみを比較に用いた。これらの亀裂分布の南西、真上、南からの透視図をそれぞれ図 4a, b, c に表す。抽出された亀裂分布は、連結面素 50 個以上の亀裂分布 (図 3b) と比べると、S 亀裂の割合が多くなり、長さ 500 m ~ 5 km 程度のシミュレーション亀裂が領域全体にわたって分布していることが明らかである。よって、位置の偏った透水係数データと関連づけるのに適していると考えられる。また、長さ 500 m 以下の亀裂の多くは隣り合うボーリング孔間で連結しないので、透水性に及ぼす影響は小さいと判断した。

以上の条件により、シミュレーション亀裂の面積と透水係数のデータ値 (常用対数値) との関係は図 5 のように得られた。条件に適ったデータは 25 個と少なく、亀裂面積 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2$ 以下でデータのばらつきが大きい。しかしながら、図中

図 4 GEOFRAC による連結面素数 20 個以上のシミュレーション亀裂の分布形態。(a) は南西、(b) は真上、および (c) は南からの透視である。亀裂長さはおおむね 0.5 ~ 5 km の範囲にある。

Fig. 4 3D model of fracture distribution constructed with GEOFRAC. Simulated fractures composed of 20 or more facets were selected as relatively continuous fractures for perspective views from (a) southwest, (b) directly above, and (c) south. Lengths of fractures range from roughly 0.5 to 5 km.

図 5 透水試験によって得られた透水係数データ（常用対数値）と、測定点の近くに位置するシミュレーション亀裂面積との比較。回帰直線を図に重ねている。

Fig. 5 Comparison of measured hydraulic conductivity as a common logarithm and the area of the simulated fracture plane near the measurement points of hydraulic test. The regression line for their correlation is plotted on the graph.

の回帰直線と相関係数： $R = 0.68$ が示すように、大局的には亀裂面積と透水係数とに正の相関関係の存在が認められる。

次に、亀裂面積と透水係数との回帰式に基づいて、全シミュレーション亀裂に透水係数を与える。これらの関係は図 5 に示すようにばらつきが大きいことに注意を要する。単純に回帰式から透水係数を与えると、このばらつきが考慮されずに、平滑化されすぎた透水係数分布となるおそれがある。そこで、回帰式による透水係数を期待値とする正規分布を仮定し、この分散として、期待値と透水係数データとの残差の分散を用いた。ばらつきを考慮するために、この透水係数の正規分布にモンテカルロ法を各シミュレーション亀裂で適用し、乱数により透水係数の値を決めた。これをシミュレーション亀裂が通過するセルの中心においた。すなわち、単位セル内の透水係数は一定の値である。複数の亀裂が交差するセルでは、最も大きな透水係数を選んだ。

これらの透水係数データを実測値に加え、以下

図 6 図 5 の回帰直線を利用してシミュレーション亀裂面に透水係数を与え、これと透水係数測定データをあわせた亀裂-透水データの空間分布。

Fig. 6 Spatial distribution of fracture-permeability data produced by assigning hydraulic conductivities to simulated fracture planes using the regression line shown in Fig. 5, in addition to measured data of hydraulic conductivity.

では「亀裂-透水データ」と称する。実測値については、透水試験区間が長い場合には単位セルの垂直方向の長さである 20 m 間隔で分割し、全区間に同じデータ値を与えた。これによるデータ増分を加えて、亀裂-透水データは 7933 個となり、その空間分布を図 6 に表す。領域の東部境界付近と中央の東西方向の帯状部分を除いて、データが均一に分布していることがわかる。また、亀裂-透水データの頻度分布と基本統計量を図 7 に表すが、おおむね対数正規分布に従うことがわかる。透水係数の対数平均は -7.5 (3.4×10^{-8} m/s に相当) であり、結晶質岩の標準的な透水係数の範囲に含まれている (地盤工学会, 1999)。

4) 亀裂-透水データによる透水係数分布モデリング

亀裂-透水データから透水係数の空間分布を推定するために、垂直・水平方向の $\gamma(\mathbf{h})$ を求めた。その結果を図 8a に示すが、いずれの方向も次式の球モデル (図中に示す曲線) で近似できる。

図 7 亀裂-透水データの頻度分布と基本的統計量。

Fig. 7 Histogram of fracture-permeability data and descriptive statistics.

図 8 透水係数の空間的相関構造を表す垂直・水平方向のセミバリオグラム。(a) は亀裂-透水データ, (b) は測定データのみを用いた実験セミバリオグラムである。図中の曲線は、実験セミバリオグラムを近似する球モデルを表す。

Fig. 8 Experimental semivariograms along the vertical and horizontal directions of (a) the fracture-permeability data and (b) measured data of hydraulic conductivity. Curves plotted on the graphs denote the spherical model for approximating experimental semivariograms.

$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} c_0 + c_1 \left\{ \frac{3}{2} \left[\frac{|\mathbf{h}|}{a} \right] - \frac{1}{2} \left[\frac{|\mathbf{h}|}{a} \right]^3 \right\} & (0 \leq |\mathbf{h}| \leq a) \\ c_0 + c_1 & (|\mathbf{h}| > a) \end{cases} \quad (4)$$

ここで a はレンジ, C_0 はナゲット効果, $C_0 + C_1$ はシルを表す。球モデルによれば, 垂直方向の $\gamma(\mathbf{h})$ のレンジは 885 m, シルに対するナゲット効果は 72% であるのに対し, 水平方向の $\gamma(\mathbf{h})$ のレンジは 6980 m, ナゲット効果の割合は 57% と得られた。いずれもナゲット効果が大きく, 近距離でも透水係数は大きく変動する。比較のために, 図 8b に透水係数の実測値のみによる $\gamma(\mathbf{h})$ を示すが, これらも亀裂-透水データと同様に球モデルで近似できる。ただし, 垂直方向のレンジは 192 m と短いことに加えて, 水平方向の $\gamma(\mathbf{h})$ のばらつきが大きく, 距離 800 m の 1 点のみで球モデルにあてはめられたと見なせる。よって,

亀裂-透水データによればとくに水平方向の相関性が改善されることがわかる。透水係数の実測値のみでは水平方向における測定位置の偏りが大きく, 空間的相関構造を抽出するのが困難であったが, 亀裂分布との組み合わせによってデータ空白域が妥当に補われていることが確かめられる。

次に, 垂直・水平方向を主軸とする直交異方向性の $\gamma(\mathbf{h})$ を設定し, 亀裂-透水データと SGS を用いて透水係数の空間分布モデリングを行った。その結果を鳥瞰図で図 9a に示し, 実測値と SGS を用いた透水係数分布モデルである図 9b と比較する。いずれのモデルとも, 表面は 50 m メッシュの DEM による地形に対応しており, 分布の特徴を明確に表現できるように出現頻度の大きい $10^{-5} \sim 10^{-10}$ m/s の範囲で透水係数の値を色分けしている。亀裂-透水データによる分布モデルには透水係数の高い領域と低い領域が明確に区分されており, 領域の連続性もよい。一方, 実測値

図 9 SGS による 2 つの 3 次元透水係数分布モデルの比較。(a) は亀裂-透水データ、(b) は測定データのみを用いた結果で、いずれも南西側からの鳥瞰図である。

Fig. 9 Comparison of two 3D distribution models of hydraulic conductivity produced from (a) fracture-permeability data and (b) measured data only. Both models are viewed from southwest side.

のみを用いた分布モデルでは透水係数のまとまりが弱く、透水係数の小さい領域内に高透水性のセルが局所的に出現するなど、とくに水平方向のばらつきが大きい分布形態となっている。

このように、もとの透水係数データはボーリング深度方向に比べて水平方向の分布密度は格段に疎であり、いわば 1 次元的な分布であった。しかし、亀裂面積との相関性を考慮することで、これを 3 次元に拡張でき、その結果 SGS により透水係数の確からしい空間分布モデルを作成できるようになった。ただし、亀裂-透水データによる分布モデルにおいても、領域南東部の浅部で不自然に透水係数の低い領域（すなわち不透水性領域）が見いだせる。この部分にはボーリングデータが存在せず、GEOFRAC によるシミュレーション亀裂も分布していないことから、SGS の計算に用いる近傍のデータが少なく、推定精度が低くなっているためと考えられる。

IV. 透水係数分布モデルを用いた 広域地下水シミュレーション

亀裂-透水データと SGS によって作成できた 3

次元透水係数分布モデルを用いて、地下水流動シミュレーションを行い、広域的な流動形態を明らかにする。以下にシミュレーション法、計算結果とその妥当性、および流動形態の特徴について述べる。

1) シミュレーション法

本研究では、地下水流動の数値シミュレーション法の代表的な汎用ソフトウェアである MODFLOW (Modular Three-Dimensional Ground-Water Flow Model: McDonald and Harbaugh, 1988) を用いた。MODFLOW は、地下水位の経年変化、汚染物質の拡散、水質変化の再現や予測など、水理学や水環境学の多くの問題に活用されている（例えば、Stamos *et al.*, 2001; Cho *et al.*, 2009）。

MODFLOW では地下水流動の支配方程式として、水収支とダルシー則から導かれる次式を用いる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right] \\ = S_s \frac{\partial H}{\partial t} - R^* \end{aligned} \quad (5)$$

ここで、 H は水理水頭、 K_x , K_y , K_z は透水係数テンソル成分、 S_s は比貯留率、 R^* は吸い込み・湧き出し項を表し、井戸などによって単位体積の帯水層に単位時間に流入、あるいは流出する水の体積で表される。MODFLOWはブロック中心型の差分法によって式(5)を計算する。

これまでMODFLOWの適用は、帯水層を含む堆積層での浸透流解析などが一般的であり(例えば, Palma and Bentley, 2007; Shoemaker *et al.*, 2008), 本研究のような透水性の低い結晶質岩体への適用例は少ない。これは本研究で対象とする花崗岩体のような結晶質岩体での地下水は、亀裂中を流れる裂か水と呼ばれる形態で存在し、多孔質媒体における流れと異なるためである。しかしながら、花崗岩体での地下水流れは、巨視的には多孔質媒体内の層状水と同様であることが観測から実証されている(杉山ほか, 1979; 宮北・藤崎, 1992)。本研究の対象領域と解析モデルの単位セル(水平方向 200 m, 垂直方向 20 m)は十分に大きく、すべてのセルに透水係数が与えられていることから、多孔質媒体と近似でき、MODFLOWの適用が可能であると判断した。

2) 解析グリッドモデルの構築と境界条件の設定

解析では対象領域を単位セルで分割するグリッドモデルを用いた。地形や境界条件が地下水流動シミュレーションに及ぼす影響は強いので、地表に相当する各セルの地形として、セルに含まれる 50 m メッシュ DEM の平均値を用い、境界条件の設定に領域内を流れる土岐川・津橋川を考慮した。

三枝ほか(2007)は、対象領域北東部から南西方向に伸びる尾根を境界として、これより東側の領域を「ローカスケール」と称した。稲葉・三枝(2005)の広域地下水流動解析では、このローカスケールは土岐川を流出域とする 1 つの地下水系であると推定し、これに適した境界条件を見いだしている。この成果を参考にして、グリッドモデル上の土岐川より北東側のセルを削除し、以下の境界条件を設定した。

- ・側方境界面：不透水境界。

- ・底部境界面：不透水境界。
- ・上部境界面：一定の涵養量付与と自由浸出。

河川に相当するセルは、セル中心の標高と同一の固定水頭。

領域北西部については、地形を考慮して津橋川を流出域とおき、津橋川より北西側のセルを削除し、上記と同じ境界条件を設定した。宮原ほか(2002)による水収支観測結果に基づき、単位面積あたりの涵養量を 3.0×10^{-9} m/s と与えた。

さらに、グリッドモデルでは風化の影響を考慮した。すなわち、最上位 2 層の風化の程度は大きいと想定して、砂質土の平均的な透水係数である 1.0×10^{-5} m/s (地盤工学会, 1999) とおいた。計算は定常状態の流動を対象とし、各セルの初期水理水頭の値としてセル中心の標高を用いた。

3) シミュレーション結果の妥当性の検証

本対象領域では、図 1 に示す位置のボーリング孔を利用して水理水頭が観測されている。これによれば、北東部の DH-10 号孔で涵養傾向、南西部の DH-12 号孔で流出傾向、その他の孔ではほぼ静水圧状態であることが明らかになっている(稲葉・三枝, 2005)。この特徴から、ローカスケールでの大域的な地下水系は標高の高い北東部で涵養され、DH-12 号孔周辺など、標高の低い南部の一部で流出すると解釈できる。

地下水流動シミュレーションの解析結果の一例として、ローカスケールと標高 0 m での計算水理水頭分布との重ね合わせを図 10a に示す。計算水理水頭は、おおむね地形の起伏に対応した分布となっており、ローカスケールでは北東部から南部に向かう流動パターンであることが明らかである。また、ローカスケールの西側境界を形成する尾根を境として、これより北西側では津橋川に向かう流れとなっている(後述の図 14 参照)。図 10a に表すように、ローカスケールの中央を通る南北方向に測線 AA' を設定し、これに沿う計算水理水頭の垂直断面を図 10b に示す。これからも、北部から南部への流れであることが確かめられる。このように、計算水理水頭分布から推定される地下水流動方向は実測値に基づく傾向と整合しており、しかも領域北西部ではローカ

図 10 地下水流動シミュレーションによる計算水理水頭分布の水平・垂直断面図。(a) は標高 0 m での計算水理水頭分布, (b) は測線 AA' における計算水理水頭の垂直断面図であり, 矢印は水頭分布から推定される地下水の流動方向を意味する。測線 AA' は図 11 と 17 でも用いる。また, ローカルスケールの境界を点線で表す。

Fig. 10 Distribution of calculated hydraulic head depicted by (a) horizontal cross-section at 0 m a.s.l. and (b) vertical cross-section along Line AA'. Arrows denote groundwater flow directions estimated from calculated hydraulic head distribution. Line AA' is used repeatedly in Figs. 11 and 17. Area of Local Scale is delineated by dashed line.

ルスケールの境界で明瞭に地下水系が変化しているので, シミュレーション結果は妥当であると判断できる。

4) 月吉断層周辺の水理的異方性の検討

シミュレーション結果の妥当性を別な観点から検証するために, 月吉断層周辺の流動形態の異方性に注目する。月吉断層は, 断層面に直交する方向では遮水性, これに沿う方向では高透水性の機能を有すると特徴づけられている (中野・大澤, 2001)。

MODFLOW では, ある点のセルとその東側・南側・下方に隣接するセルとの単位時間あたりの流入出水量 (m^3/s) が, CCF (Cell to Cell Flow) 値として与えられる。この CCF を用いて, 地下水の流動方向を定義する。すなわち, あるセルからその東側に隣接するセルへの流出がある場合には, 東方向の流れ (E-Flow) とし, 逆に東側からの流入がある場合には西向き流れ (W-Flow) とする。同様に, 南 (S), 北 (N), 下 (深部:

D), 上 (浅部: U) の各方向への流れを表 1 のように表し, それぞれの CCF 値の最大値・中央値を表中にまとめる。中央値の比較から, 水平方向では S-Flow, すなわち南向きの流れが最も卓越し, N-Flow, E-Flow のそれぞれ 4.3 倍, 3 倍ほどであることがわかる。地下水流動モデルを CCF 値の分布によって表し, 以下に月吉断層周辺の流動形態について考察する。

2 本の測線, すなわち南北方向 AA' (図 10a と図 11a) と月吉断層を通過する東西方向の BB' (図 11a) における地下水流動モデルの垂直断面を図 11b ~ 図 11d に表す。図 11b と図 11c は, D-Flow (深部に向かう流れ) の CCF 値が中央値よりも大きい領域を濃色で表示している。月吉断層の位置に対応するセルに破線を重ねているが, これから月吉断層周辺で深部方向への流量が相対的に大きいことがわかる。さらに, S-Flow (南に向かう流れ) の CCF 値が中央値よりも大きい領域を表す図 11d からは, 月吉断層の標高 -600 m

表 1 流動方向で区分したセル間流量 (CCF) の表記, および各 CCF の最大値と中央値.

Table 1 Notation of cell-to-cell flow (CCF) classified by flow direction, and maximum and median of each CCF value.

Notation	Flow direction	Maximum (m ³ /s)	Median (m ³ /s)
D-Flow	Upside → Downside	1.3×10^{-2}	1.6×10^{-5}
U-Flow	Downside → Upside	1.8×10^{-2}	1.2×10^{-5}
S-Flow	North → South	6.7×10^{-3}	3.6×10^{-6}
N-Flow	South → North	4.4×10^{-3}	8.3×10^{-7}
E-Flow	West → East	4.0×10^{-3}	1.2×10^{-6}
W-Flow	East → West	4.0×10^{-3}	1.7×10^{-6}

図 11 CCF 値による地下水流動モデルの垂直断面図. (a) 測線の位置, (b) 測線 AA'での D-Flow, (c) 測線 BB'での D-Flow, (d) 測線 AA'での S-Flow であり, いずれのモデルも CCF 値が中央値以上という相対的に流量の大きいセルを濃色で表示し, 月吉断層の位置を重ねている. 記号の意味は表 1 を参照.

Fig. 11 Vertical cross-sections of groundwater flow model using CCF along the two lines in (a), which are (b) D-Flow model along Line AA', (c) D-Flow model along Line BB', and (d) S-Flow model along Line AA'. All cross-sections highlight cells with relatively large flow volume in which CCF values are larger than the median value and are depicted by dark color. Locations of Tsukiyoshi fault are indicated in each section. See Table 1 for definitions of notations.

図 12 月吉断層周辺と領域全体での透水係数の比較. (a) にこれに用いた断層周辺のセルの位置, (b) に透水係数の頻度分布を表す.

Fig. 12 Comparison of histograms of hydraulic conductivities between study area as a whole and vicinities of Tsukiyoshi fault. Cells defined as vicinities and histograms are shown in (a) and (b), respectively.

よりも浅部領域で S-Flow が遮断されるような特徴を見いだせる。以上をまとめると、月吉断層の水理的性質として深度方向への流量は増加させるが、北部から南部方向の流れに対して遮水性を示すことが推測される。この特徴は、前述した月吉断層の水理的異方性と整合する。

次に、亀裂-透水データによる月吉断層周辺の透水係数分布の特徴を抽出するために、図 12a に示すように断層の位置とそれに隣接するセルのみを対象とし、それらの透水係数の頻度分布を求めた。比較のため、領域全体での頻度分布も重ねて図 12b に表す。頻度分布から、領域全体よりも月吉断層周辺の透水係数が多いことがわかり、この傾向はそれぞれの透水係数の中央値（全体： 2.5×10^{-8} m/s, 月吉断層周辺： 4.0×10^{-8} m/s）からも確かめられる。解析モデルでは等方性のスカラー値として各セルに透水係数を与えており、テンソルで表されるその異方性は考慮していない。したがって、月吉断層周辺の水理的異方性を地下水流動モデルで表現できたのは、高透水性のセルが深度方向に連続し、これに沿う方向の流量が卓越したためと考えられる。このような透水係数の連続性は、2 次元的な広がりをもつ亀裂

面の分布と現位置データとの組み合わせで得られた特長である。これによって、特別な内部境界を断層周辺に設定しなくても、地下水流動系に大きな影響を及ぼす月吉断層の水理的構造の特徴を再現できた。ゆえに、亀裂-透水データと SGS を用いた地下水流動シミュレーションは、流動形態の詳細を明らかにするのに有効な手法であるといえる。

V. 対象領域全体の地下水流動形態の考察

地下水流動シミュレーションによる計算水理水頭分布や流動モデル、および月吉断層周辺での水理的異方性の特徴に基づいて、地下水流動形態を以下のように特徴づけ、その詳細について考察する。

1) 地下水流動系の区分

地下水の上昇流を明らかにするために、地下水流動モデルから U-Flow のみを抽出して鳥瞰図で表す（図 13）。図には、おもな流出域である土岐川・津橋川（図中に白線で表示）の周辺において、比較的流量の大きい箇所が 5 つ現れているのが特徴的である。これらは主要流出点とみなすことができ、以下では図中のように A1 ～ 5 と表

図 13 U-Flow のみを表示した地下水流動モデル。相対的に流量が大きい A1 ～ A5 の 5 箇所を濃色で表すが、これらは主要流出点を形成している。左図は領域の南東側、右図は北西側からの鳥瞰図である。

Fig. 13 Groundwater flow model represented by U-Flow only, in which A1 to A5 shown by dark color represent major discharge zones with relatively large flow volumes. Left and right perspective views are viewed from southeast and northeast sides, respectively.

記する。

主要流出点の位置を標高 0 m での計算水理水頭の分布に重ねて図 14 に示す。これから、対象領域はおおむね Zone 1 ～ 3 の 3 つの流動区に細分でき、さらに各 Zone での地下水の流動パターンの特徴を以下のように明らかにできる。Zone 1 は、領域北東部を涵養域として土岐川に流出する地下水流動系であり、その境界は図 10a のローカルスケールの境界とおおむね重なる。涵養域から A2 に向かう流れは、流動系の西側境界と平行するように緩い曲線を描く。これに比べて A1 に向かう流れの勾配は大きく、涵養域から流出域までの距離は短い。A2 の位置は流出傾向であることが確かめられている DH-12 号孔、および A1 の位置は湧水が確認されている白狐温泉の位置と対応しているので（図 1 参照）、妥当な結果であるといえる。南西部に位置する Zone 2 は、南西方向の尾根から南に向かって土岐川周辺の A3 に流出する地下水流動系である。尾根部の集水域は広く、流線はいずれも曲線状である。Zone 3 は、領域北部とそこから南西方向に伸びる尾根部を涵

養域として津橋川に流出する地下水流動系で、西向きに直線的な流れ、およびある程度尾根に沿ってから北西向きを変える流れの 2 系統が A5 方面に存在する。尾根部西側を起点とし、A4 に向かう流れも上記と同様に、一方の流線が直線的である。ただし、Zone 1 に比べて面積が小さい Zone 2 と 3 は分水界の一部であるので、不透水性という側方境界条件が流動モデルに影響を及ぼしているおそれがある。このため Zone 2 と 3 における地下水流動形態の大局的な特徴は明らかにできたとして、さらに詳細な検討は、ほぼ 1 つの流域がモデル化されている Zone 1 のみを対象とする。

2) Zone 1 での地下水流動系の詳細

前述のように月吉断層には強い水理的異方性が存在する。これに起因して断層に直交する方向で地下水流れが遮水されていると推定できた。この特徴をさらに明確にするため、断層トレース線の走向が変化する位置を基準として、断層西部・中央部・東部の 3 つに区分した（図 15a 参照）。図 11a に示した測線 BB' での地下水流動モデル垂直

図 14 標高 0 m での計算水理水頭分布 (図 10a) に基づいて Zone 1 ~ 3 の 3 つに区分される地下水系。A1 ~ 5 は図 13 に示す主要流出点の位置であり、これらと計算水理水頭分布から推測できる各 Zone でのおもな地下水流れを矢印で表す。月吉断層のトレースと土岐川・津橋川も図で重ねている。

Fig. 14 Groundwater flow systems divided into three zones (Zones 1 to 3) from distribution of calculated hydraulic head at 0 m a.s.l. shown in Fig. 10a. A1 to A5 denote locations of major discharge zones in Fig. 13, and arrows indicate groundwater flow directions in each zone estimated from hydraulic head distribution and major discharge zones. Traces of Tsukiyoshi fault and the Toki and Tsubashi rivers are overlaid on the figure.

図 15 (a) 断層トレースの走向変化に基づく月吉断層の区分、および (b) 測線 BB' (図 10a) での S-Flow の垂直断面図。CCF 値が中央値以上という相対的に流量が大きいセルを濃色で表し、このうち月吉断層深部でのセルを楕円で囲っている。

Fig. 15 (a) Division of Tsukiyoshi fault based on strike change of its trace. (b) Vertical cross-section of S-Flow model along Line BB'. Cells with relatively large flow volume, which exceeds median CCF value, are shown by dark color in the section. Ellipse denotes these cells are in a deep part of the Tsukiyoshi fault.

断面を図 15b に表し、S-Flow が中央値よりも大きいセルのみを抽出する。月吉断層の遮水効果は、断層西部の浅部（おおむね標高 -200 m 以浅）と断層中央部に強く現れていることが断面図

より明らかである。

別の注目すべき特徴として、およそ標高 -600 m より深部では流量の大きいゾーンが断層全体に広がっていることがあげられる（図中白線部）。

図 16 (a) 測線 AA' (図 10a 参照) において、D-Flow、U-Flow、S-Flow の CCF 値がそれぞれの中央値よりも大きいセルを青、緑、赤で表示した地下水流動モデルの垂直断面図。矢印で推定流れを表す。(b) GEOFRAC による連結面素数 50 以上の連続性がよいシミュレーション亀裂の分布形態。(a) と同様に東側からの透視であり、亀裂面に沿う流れを想定し、これを矢印で示す。

Fig. 16 (a) Vertical cross-section along Line AA' in Fig. 10a representing cells in blue, green, and red with CCF values of D-Flow, U-Flow, and S-Flow models exceeding each median value, respectively. (b) Perspective view of continuous fractures simulated with GEOFRAC, which are composed of 50 or more facets. The view from the east side is the same as (a). Arrows denote inferred groundwater flows in both figures.

すなわち、断層深部を通過する流れの存在も推測できる。これを確かめるために、D-Flow、U-Flow、S-Flow の 3 つに注目し、これらが中央値よりも大きい領域をそれぞれ青、緑、赤で表示し、重ね合わせることを試みた。図 10 と図 11 でも用いた測線 AA' を対象として、この色分けによる地下水流動モデルを垂直断面図で表した (図 16a)。断面図には月吉断層以北の領域北部、とくに A 点周辺で下降流れが卓越し、標高 -600 m 付近 (すなわち地表面からの深度 900 m 付近) まで地下水が涵養されるという傾向が明瞭に現れている。標高 -600 m 以深ではほぼ南方向の流れとなり、断層深部を通過した後に A' 点付近に向けての上昇流が卓越する。推定される流れを図中に矢印で示す。

上記の推測の別な観点からの検証として、

GEOFRAC による亀裂分布モデルを断面図と同じ視線方位で透視した (図 16b)。これには、連結面素数が 50 以上で、長さがおおむね 2 km 以上の比較的連続性がよい亀裂面のみを選んでいる。亀裂分布モデルからは、下降流が卓越する A 点南部で急傾斜の亀裂が密に複数存在し、標高 -600 m 以深では傾斜の緩い多数の亀裂が領域を貫通するような大きな亀裂帯を形成していることがわかる。緩い亀裂の傾斜は北落ちであり、上昇流を形成しやすい分布形態である。これらの亀裂に沿う流れを想定し、図 16b に矢印で示すとこれは図 16a の流れと調和的である。ゆえに、対象領域ではおおむね長さ 2 km 以上という連続性のよい亀裂面が地下水の主要な流動経路を形成し、広域的な地下水流動形態を支配していると妥当に考えられる。

VI. ま と め

本研究では、限られた量と分布の透水係数測定データから、その3次元分布を広範囲にわたって適切にモデル化し、地下水流動形態を明らかにするために、地球統計学を適用した。亀裂性岩石であり、断層を含む土岐花崗岩体を対象として解析を行い、透水係数分布と亀裂分布、および地下水流動シミュレーションを組み合わせたところ、提案手法の有効性・妥当性が検証でき、流動形態に関して新たな知見も得られた。本研究のおもな成果を以下にまとめる。

(1) 透水係数の情報量を増加させるために、GEOFRACによる亀裂分布モデルを用いたところ、亀裂面積と透水係数のデータ値とに正の相関関係を見いだすことができた。これらの回帰式に基づいてシミュレーション亀裂に透水係数を与え、これに測定データを加えてSGSにより透水係数の空間分布モデリングを行った。その結果、測定データ単独のモデルよりも空間的な連続性が向上し、極端な値のばらつきが抑えられ、透水性の異なる領域が明瞭に区別された、より現実的なモデルであることが確かめられた。

(2) 地下水流動シミュレーションによる計算水理水頭分布から大局的な地下水流動系を推定した結果、実測の水理水頭値に基づく傾向と整合していることが確かめられた。また、断層周辺に内部境界を設定しなくても、地下水流動系に大きな影響を及ぼす断層の水理的構造の異方性を適切にモデル化できることがわかった。

(3) 地下水流動モデルから主要流出点を特定することができ、これはボーリング孔での観測や温泉の位置に対応することが確かめられた。この主要流出点と計算水理水頭分布から対象領域は3つの流動区に細分でき、涵養域から流出点に向かう直線的、あるいは曲線的な流れを各区で推定できた。

(4) 地下水流動モデルを用いて月吉断層周辺の流れを詳細に検討したところ、断層西部の浅層と断層中央部において、断層に直交する南向きの水平流れに対しての遮水効果が強いことがわかつ

た。また、断層北側の尾根部での下降流から地表下900 m程度の深度で南向きの水平流れとなり、断層深部を通過した後は上昇流に転じるという地下水系が推定できた。この流れパターンは連続性のよい亀裂の分布形態と調和的であるので、おおむね長さ2 km以上の亀裂面が主要な地下水流動経路を形成し、広域的な流動形態を支配していると考えられる。

謝 辞

本研究の成果の一部は科研費（基盤研究B：20360408）の助成によるものである。（独）日本原子力研究開発機構の天野健治氏、鶴田忠彦氏には解析のためのデータをはじめ、解析方法と結果に関して種々ご教示・討議いただいた。また、2名の査読者からの貴重な意見は論文の改善に大いに役立った。ここに記して深く謝意を表したい。

文 献

- Cho, J., Barone, V.A. and Mostaghimi, S. (2009): Simulation of land use impacts on groundwater levels and streamflow in a Virginia watershed. *Agricultural Water Management*, **96**, 1-11.
- Goovaerts, P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press.
- Hohn, M.E. (1999): *Geostatistics and Petroleum Geology*. Kluwer Academic Publisher.
- 稲葉 薫・三枝博光 (2005): 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, **47**, 81-95. [Inaba, K. and Saegusa, H. (2005): Regional groundwater flow modeling taking account of influence of hinterland for identification of groundwater flow system through deep underground. *Journal of Groundwater Hydrology*, **47**, 81-95. (in Japanese with English abstract)]
- 糸魚川淳二 (1980): 瑞浪地域の地質. 瑞浪市化石博物館専報, **1**, 1-50. [Itoigawa, J. (1980): Geology of the Mizunami district, central Japan. *Monograph of the Mizunami Fossil Museum*, **1**, 1-50. (in Japanese with English abstract)]
- 地盤工学会編 (1999): 地盤工学ハンドブック. 1449-1450. [Japanese Geotechnical Society ed. (1999): *Handbook of Geotechnical Engineering*. 1449-1450. (in Japanese)*]
- Jusseret, S., Tam, V.T. and Dassargues, A. (2009): Groundwater flow modelling in the central zone of Hanoi, Vietnam. *Hydrogeology Journal*, **17**, 915-934.
- 核燃料サイクル開発機構 (2002): 超深地層研究所 地層科学研究基本計画. サイクル機構技術資料, JNC

- TN7410-2001-018.** [Japan Nuclear Cycle Development Institute (2002): Master Project of Geoscientific Research in Mizunami Underground Research Laboratory Institute. *JNC Technical Report, JNC TN7410-2001-018.* (in Japanese)]
- 小林孝男 (1989): 岐阜県可見盆地東部の地質とウラン鉱化作用。鉱山地質, **39**, 79-94. [Kobayashi, T. (1989): Geology and uranium mineralization in the eastern part of the Kani Basin, Gifu, Central Japan. *Mining Geology (Kozan Chishitsu)*, **39**, 79-94. (in Japanese with English abstract)]
- 小池克明・正路徹也 (2008): 講座「地球統計学」地球統計学的シミュレーションの基礎と応用。日本地熱学会誌, **30**, 23-35. [Koike, K. and Shoji, T. (2008): Fundamentals and applications of geostatistical simulation methods. *Journal of the Geothermal Research Society of Japan*, **30**, 23-35. (in Japanese with English abstract)]
- 小池克明・劉 春学・天野健治・栗原 新 (2008): 広域的な地質構造・物性分布の空間モデル作成と有効性の検証—東濃地域における亀裂分布を主としたケーススタディ—. *Journal of MMIJ*, **124**, 700-709. [Koike, K., Liu, C., Amano, K. and Kurihara, A. (2008): Regional spatial modeling and usefulness validation of geologic structures and rock properties —A case study of the Tono Area focusing on fracture distribution—. *Journal of MMIJ*, **124**, 700-709. (in Japanese with English abstract)]
- Koike, K., Liu, C. and Sanga, T.: Incorporation of fracture directions into 3D geostatistical methods for a rock fracture system. *Environmental Earth Sciences*, doi:10.1007/s12665-011-1350-z. (in press)
- 小坂和夫 (1998): 水みちとしての断層と節理—構造地質学から応用地質学へ—. 地質学論集, **50**, 251-263. [Kosaka, K. (1998): Faults and joints as pathways of groundwater: From structural geology to applied structural geology. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, **50**, 251-263. (in Japanese with English abstract)]
- McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W. (1988): A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. *Techniques of Water-Resources Investigations*, Book 6.
- 三階衣子・早川友邦 (1970): 岐阜県東濃地方の放射能泉について。温泉科学, **21**, 104-120. [Mikai, K. and Hayakawa, T. (1970): Radioactive springs in Tono District in Gifu Prefecture. *Journal of Hot Spring Sciences*, **21**, 104-120. (in Japanese with English abstract)]
- 宮原智哉・稲葉 薫・三枝博光・竹内真司 (2002): 広域地下水流動研究実施領域における水収支観測結果と地下水流動スケールの検討。サイクル機構技報, **16**, 137-148. [Miyahara, T., Inaba, K., Saegusa, H. and Takeuchi, S. (2002): Examination of groundwater flow scales and results of water balance observation in the regional hydrogeological study project field. *JNC Technical Review*, **16**, 137-148. (in Japanese with English abstract)]
- 宮北順一・藤崎克博 (1992): 花崗岩地域における地下水流動解析—吉備高原地域をモデルとして—. 応用地質, **33**, 7-16. [Miyakita, J. and Fujisaki, K. (1992): Groundwater flow modeling in the granite region: A case study in the Kibi Plateau, Okayama Prefecture. *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, **33**, 7-16. (in Japanese with English abstract)]
- 持田裕之・天野健治・鶴田忠彦 (2007): 3D レーザースキャナーの受光強度画像を用いた画像処理による岩相区分の試み—瑞浪超深地層研究所に分布する瑞浪層群での適用事例—. 応用地質, **48**, 126-131. [Mochida, H., Amano, K. and Tsuruta, T. (2007): Lithology determination using 3D laser scanning: An application of the method applied to the Mizunami Group at the Mizunami Underground Research Laboratory. *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, **48**, 126-131. (in Japanese with English abstract)]
- 中野勝志・大澤英昭 (2001): 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の現状。サイクル機構技報, **12**, 91-106. [Nakano, K. and Osawa, H. (2001): Current status of the surface-based investigations in the MIU Project. *JNC Technical Review*, **12**, 91-106. (in Japanese with English abstract)]
- 中山勝博 (1985): 岐阜県土岐市における瀬戸層群の堆積盆地。地函研専報, **29**, 119-129. [Nakayama, K. (1985): Sedimentary basins of the Seto Group in the southern part of Toki City, Gifu Prefecture, Central Japan. *Monograph of the Association of Geological Collaboration Japan*, **29**, 119-129. (in Japanese with English abstract)]
- Palma, H.C. and Bentley, L.R. (2007): A regional-scale groundwater flow model for the Leon-Chinandega aquifer, Nicaragua. *Hydrogeology Journal*, **15**, 1457-1472.
- Rojas, R. and Dassargues, A. (2007): Groundwater flow modelling of the regional aquifer of the Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal*, **15**, 537-551.
- 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 (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。JAEA-Research 2007-043. [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): Final report on the surface-based investigation (Phase I) at the Mizunami Underground Laboratory Project. *JAEA-Research 2007-043.* (in Japanese)]

- Shoemaker, W.B., Cunningham, K.J., Kuniansky, E.L. and Dixon, J. (2008): Effects of turbulence on hydraulic heads and parameter sensitivities in preferential groundwater flow layers. *Water Resources Research*, **44**, W03501, doi:10.1029/2007WR006601.
- Stamos, C.L., Martine, P., Nishikawa, T. and Cox, B.F. (2001): Simulation of ground-water flow in the Mojave river basin, California. *Water-Resources Investigations Report*, **01-4002**.
- 杉山 明・大橋幹夫・中馬教允・柴崎達雄・高橋禎一 (1979): 花コウ岩地域における地下水の流動状態に関する研究 (予報) 中部阿武隈山地大滝根山北東地区をモデルとした数値実験. 地球科学, **33**, 85-93.
- [Sugiyama, A., Ohashi, M., Chuman, N., Shibasaki, T. and Takahashi, T. (1979): Study on groundwater flow in the granite region (preliminary report) numerical analysis modeled after the North Eastern District of Mt. Otakine, Central Abukuma Mountains. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **33**, 85-93. (in Japanese with English abstract)]
- Zimmerman, R.W. and Bodvarsson, G.S. (1996): Hydraulic conductivity of rock fractures. *Transport in Porous Media*, **23**, 1-30.
- * Title etc. translated by T.K.

(2011 年 8 月 5 日受付, 2011 年 12 月 5 日受理)