

扇状地の地下水シミュレーションにおける高解像度モデルの有効性

阪田 義隆*

北海道大学大学院理学院

池田 隆司

北海道大学大学院理学研究院

(2012年1月13日受理)

Effectiveness of a high resolution model on groundwater simulation in an alluvial fan

Yoshitaka SAKATA*

Graduate School of Science, Hokkaido University.

and

Ryuji IKEDA

Faculty of Science, Hokkaido University.

(Received January 13, 2012)

Large heterogeneity in an alluvial fan influences considerably on groundwater flow field. Applied to groundwater simulation, however, an alluvial aquifer, consisted of permeable gravelly sediments, is often simplified as a single or a few homogeneous layer(s) due to its complexity, lack of hydrogeological information, and knowledge. In a previous study in the Toyohira alluvial fan, we have formulated a relationship between hydraulic conductivities and auxiliary variables in undisturbed gravelly cores by focusing on the effective grain size diameter and lengths of matrix packing level. In this study, a permeability distribution model with the one-meter resolution was yielded by estimating spatial probabilities of auxiliary variables, and then was applied to groundwater flow and heat transport coupling simulation. The simulation results showed preferential flow vectors in high permeable cells, resulting in complex contours of heads and temperatures. It was inferred that such complicated groundwater flow fields occurred in actuality in the fan, because the calculated variations in heads and temperatures had the same trend as measured in an observation well. High permeable cells, which are connected with the river bed, influence selective flow significantly. A block averaged model with the five-meters resolution was also examined. As a result, outputs of vectors and contours were much uniformed and smoothed, because anisotropy in macro cells was disregarded. It was revealed that the high resolution model was effective and necessary for capturing more detail and actual groundwater flow field in an alluvial fan.

* 現在所属：ドーコン環境事業本部地質部

* Present affiliation : Geotechnical Department, Environmental Engineering Division, Docon.

I. はじめに

国土の大半が山地を占めるわが国には、平野部との境界に多数の扇状地が分布する（例えば、斉藤, 1998 など）。扇状地下には淘汰が悪く粗粒な扇状地礫層が堆積し、良好な帯水層を形成する。その豊富な地下水資源は地域の生活や産業を長く支えてきた。一般に、扇状地では、河川からの多量な涵養、急傾斜な動水勾配、礫質帯水層の高透水性によって、扇頂から扇端に向かう3次元的な地下水流動場が形成される（山本, 1983）。この複雑な地下水流動場を定量的に評価すべく、各地の扇状地では古くより地下水シミュレーションが実施されてきた。近年は単に地下水流動を対象とするに留まらず、多層流、物質移送、地表水の連成を扱うなど、モデルの高度化が試みられている。

扇状地では様々な規模の土石流や氾濫流が繰り返すことで、透水性の異なる様々な水文単元 (hydrofacies) が漸移的に堆積し、複雑な不均質場を形成する (Neton et al., 1994)。例えば、同一扇状地内の原位置試験で数オーダー異なる透水係数が得られることは、しばしばある。地下深部の情報や知識の不足に対し、不均質な帯水層をどのようにモデル化するかは長年、議論が続けられてきた（例えば、Dagan, 1997; Eaton, 2006）。特に扇状地は不均質性がとりわけ大きく、単一もしくは幾つかの均質層に簡略化してモデル化されてきた。

扇状地全体で不均質場を把握できるほどの密度で透水試験を実施することは現実的でない。このため、より情報が得やすい補助変数を用いて、その相関から透水係数分布を推定する方法が用いられてきた。地球統計学では、しばしば補助変数が外生ドリフト関数に組み込まれ用いられる（例えば、Wackernagel, 2003; 間瀬, 2010）。透水係数の補助変数の代表的なものに間隙率がある。地下水は土粒子間の間隙を浸透するため、間隙の全体量を示す間隙率を用いるのは自然である。しかしながら、扇状地堆積物のように様々な粒径で構成される礫質土の場合、間隙率は必ずしも透水性と相関せず (Morin, 2006; Kresic, 2007)、間隙個々の大きさや連続性がより重要となる。例えば、地表露頭では礫間の細粒分の充填が乏しい透礫層 (open-framework gravel) が観察でき、他に比べ数オーダー大きい透水係数を有するとされる (Zappa et al., 2006; Lunt and Bridge, 2007; Ferreira et al., 2010)。これに対し、既往研究 (阪田ほか, 2011) では、豊平川扇状地で採取した不攪乱試料中の細粒分の充填程度の指標“基質充填度”を導入し、粒径と併せて、透水係数を推定するモデルを提案した。これにより、粒径および基質充填度の空間分布が得られれば、透水係数分布を推定することが可能となった。そこで本研究では、不攪乱試料の粒径及び基質充填度のデータから、解析領域内での確率密度分布を推定し、その乱数発生を通じて1 mスケールの高解像度な透水係数分布を得ることを試みた。

扇状地河川は、高透水な礫床を通じて積極的に地下水と交流をしており、その現象解明に熱移送解析がしばしば適用される (Stonestrom and Constantz, 2003)。水温は測定の簡便さや値の正確さから優れたトレーサーであり (Anderson, 2005; 日本地下水学会, 2010)、比熱や熱伝導率などのパラメータも比較的把握されているため、不均質場が解析に与える影響のみを評価しやす

い。このため、高解像度モデルを地下水流と熱移送シミュレーションへ適用し、水位、水温分布の再現性を観測値と比較することで、その有効性を議論する。

II. 研究方法

1. 研究サイト

豊平川扇状地 (Fig. 1) は、札幌市真駒内付近 (標高約 90 m) を扇頂、東西に横断する JR 線付近 (同約 10 m) を扇端とする、延長約 10 km、面積約 28 km² の扇状地である。この扇状地を基盤として人口 190 万人の道都札幌市が発展してきた。

豊平川扇状地は地形的に、市街地が位置する札幌面と、その東側の一段高く勾配の大きい平岸面に分けられ、2つの異なる堆積時代があったことを示す。Ono (1990) によれば、日本の沖積扇状地は気候変動の移行期、特に最終氷期前半 (4 万年～9 万年) と、後氷期 (1 万年以降) に集中して形成されたと考えられている。豊平川扇状地においても、最終氷期前半に平岸面を含む大規模な扇状地が一旦形成され、その後の寒冷化と河道変化による浸食によって札幌面への分離が生じた。後氷期に入ると再び堆積が始まり、西から東へ河道を移動させながら 3,500 年前には現在の札幌面が概ね形成された (大丸, 1989)。平岸面から札幌面への分離は従来、扇端の埋没礫層の年代から 1 万年以降とされたが (大丸, 1989)、平岸面と連続する上流段丘面の火山灰年代から 1.8 万年前までとする説もある (長岡, 2008)。

豊平川扇状地は、火山岩類からなる札幌西南山地と、丘陵地に伏在する北北西-南南東方向の背斜軸に挟まれた沈降域に位置し、未固結な第四紀層が厚く堆積する (岡, 2005)。特に地表から数 10～50 m 以上は、安山岩の巨礫および不淘汰な礫、砂からなる礫質土が連続し、良好な不圧帯水層を形成する。この扇状地礫層の透水性は、市内の井戸スクリーンの分布から一様でなく高透水部と低透水部が交錯し、特に深度 30 m 以浅で高透水部が卓越するとされている (山口ほか, 1965)。この深度付近は不攪乱コアの層相や色調の変化が認められ、長岡ほか (2008) は沖積層と洪積層の境界の可能性を指摘している。

開拓当時、扇状地の末端部には豊平川の旧河道を伝ってきた湧水 (アイヌ語でメム) が点在していた (札幌市教育委員会, 1989)。現在、湧水は枯れてしまったが、豊平川は依然、扇状地の主な地下水涵養源になっている。最近の同時流量観測によれば、豊平川の伏没量は南 19 条橋から南大橋間 (約 1.5 km, Fig. 1) で 1 m³/s 程度と見積もられ (阪田・池田, 2012)、市内の地下水揚水量約 116,000 m³/d (札幌市環境局, 2008) の 8 割に相当する。一方、豊平川は近年、水利用増加に伴う流量減少が深刻化しており、低水時の河川環境の悪化が懸念されている (北海道開発局, 2006)。札幌市の地下水位の経年変化 (深見, 2010) をみると、扇状地内では顕著な低下傾向は認められないが、更なる河川流量の減少は地下水涵養量や賦存量に影響を与える可能性がある。また地下水質も、自然由来の砒素や人為由来の揮発性有機化合物が環境基準値を超えて偏在し、継続的に監視されている (札幌市環境局, 2011)。

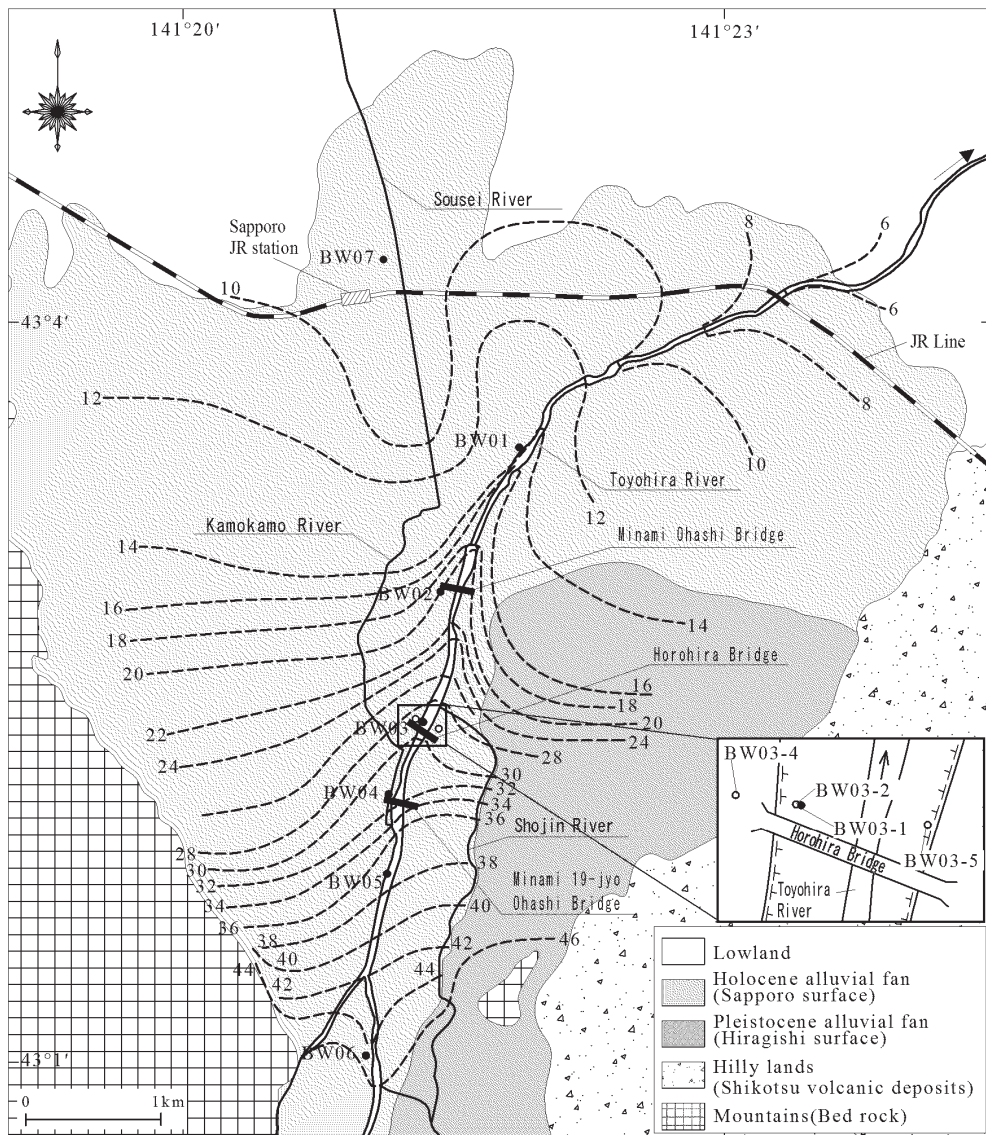


Fig. 1. Study Area, the Toyohira alluvial fan. Solid circles, open circles, and dashed lines show undisturbed sampling points, observation wells, and water-table contours on June 2010 with values of elevation in meter, respectively. A cross section for simulation is located along the wells, BW03-1-5.

2. 礫質土の不攪乱試料を用いた透水係数モデル

阪田ほか (2011) は、不攪乱の礫質土試料の粒径と基質充填度から、採取地点の透水係数を推定するモデルを提案した。不攪乱試料 ($\phi 70\text{mm}$) は 2008 年に北海道開発局が河川敷 BW01 ~ 06 (Fig. 1) にて、改良型ダブルチューブ (ACE 試錐工業, 特許番号第 4002228) により採取したものである。この不攪乱試料を 4 段階の基質充填度 (I : Full, II : Almost full, III : Loose, IV : Very loose) で分類し、各基質充填度の単位深度毎の長さ $L_1 \sim L_4$ (m/m) を測定した (Fig. 2)。高充

充填部 (High packing part, 阪田ほか (2011) の基質部に相当) は、間隙全体が平均的に一様な透水経路を有するとし、その透水係数 K_{HP} は粒径のべき乗に比例するとした (多孔体流). 一方、低充填部 (Low packing part, 阪田ほか (2011) の水みち部に相当) は、特定の間隙構造が水みち的な透水経路になるとし、その透水係数 K_{LP} は分布長 L_i の二乗に比例するとした (平行平板流). 単位深度毎での高充填部と低充填部の透水係数を層厚重み付け平均することで、水平方向の平均透水係数が得られる.

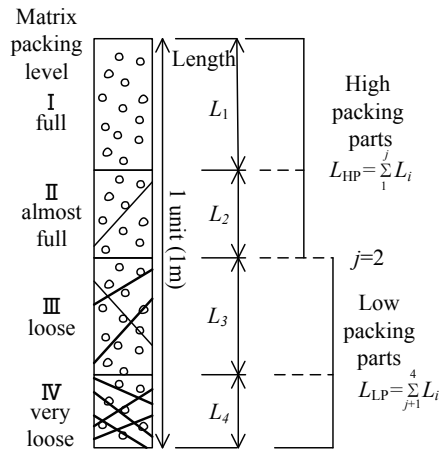


Fig. 2. Schematic permeability model for an undisturbed gravelly sample, combined of two parts, high packing parts (HP) and low packing parts (LP), modified from Sakata et al. (2011).

$$K = K_{HP} \times L_{HP} + K_{LP} \times L_{LP} = C_{HP} d^m \times L_{HP} + \sum_{i=1}^4 C_i L_i^2 \times L_i = C_{HP} d^m \sum_{i=1}^j L_i + \sum_{i=1}^4 C_i L_i^3 \quad (1)$$

ここで、 K ：不攪乱試料の単位深度 (1 m) の平均透水係数、 K_{HP} ：高充填部の透水係数、 L_{HP} ：単位深度当たり高充填部の分布長、 K_{LP} ：低充填部の透水係数、 L_{LP} ：単位深度当たり低充填部の分布長、 C_{HP} ：高充填部の定数項、 d ：代表粒径、 m ：代表粒径に対するべき定数、 L_i ：単位深度当たり基質充填度 i の分布長 ($i = 1 \sim 4$)、 C_i ：低充填部の定数項.

モデル定数は、試料採取地点の単孔式試験 (JGS1314-2003, 試験区間 1 m) による透水係数 K_{obs} と (1) 式の推定値が最も一致するよう通常最小二乗法 (OLS) で決定する. 既往研究では、ふるい分析による 20% 通過粒径 d_{20} を代表粒径とし、高充填部が基質充填度 I, II, 低充填部が同 III, IV とした場合 ($j = 2$) が最も K_{obs} の再現性が良く、(2) 式が得られた.

$$K_{obs} = 30d_{20}^{2.2}(L_1 + L_2) + 0.0093L_3^3 + 0.69L_4^3 \quad (2)$$

既往研究では、通常最小二乗法の対象とする観測値 K_{obs} は試験値をそのまま用いたが、熱移送シミュレーションでは透水係数を水温の関数として組み込むため、観測値 K_{obs} を基準水温 25 °C の値へ補正し、再度パラメータを推定し直した. 補正は、試験時の地下水温 (平均値) と、水の粘性係数の補正表 (JIS A 1218) を用いて行った. 更に、同一方法による追加調査地点 (BW07, Fig. 1) のデータを加え再解析した結果、(3) 式が得られた. 定数項は (2) 式に比べ数倍変更されているが、推定値と実測値 (25 °C へ補正した値) はよく一致する (Fig. 3).

$$K_{ols} = 6.9d_{20}^{1.9}(L_1+L_2) + 0.017L_3^3 + 1.87L_4^3, \text{ at } T = 25^\circ\text{C} \quad (3)$$

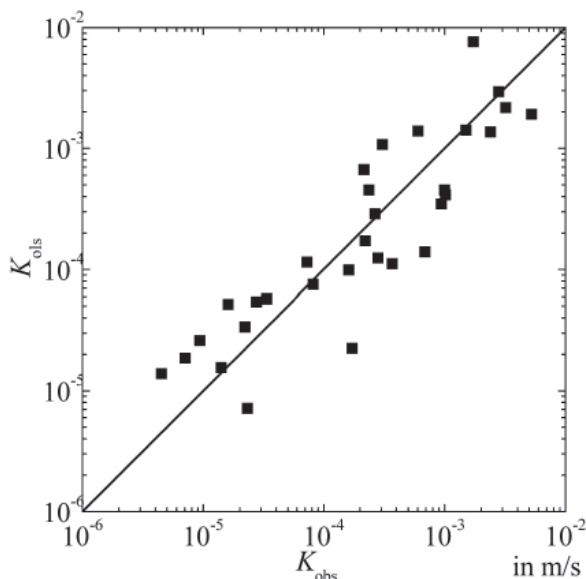


Fig. 3. Relation between the hydraulic conductivities K_{obs} by the slug tests in the Toyohira alluvial fan, and the conductivities K_{ols} calculated by the undisturbed samples and the equation (3).

3. 地下水流・熱移送シミュレーション

本来、扇状地の地下水の流れは、平面、鉛直方向をそれぞれ含む三次元的な流れである。ただし、地下水を涵養する河川近傍では、地下水面の分布が河川に沿った尾根の分布となり、平面方向には河道と直交する流れが卓越する。すなわち、涵養源となる河道近傍では、河道と直交する鉛直断面モデルでも近似的に地下水流動場が再現可能となる。本研究では、前述の伏没区間の中央で、かつ観測井戸 (BW03-1 ~ 5, Table 1) が横断的に設置される、幌平橋下流の横断面を解析断面に設定した (Fig. 1)。

左岸河川敷の BW03-1 が解析結果と比較する基準井戸となる。同地点では不攪乱試料を連続採

Table 1. Observation wells in the cross section (Fig. 1). X: horizontal distance from the center of river channel, SC: well screen depth, H: groundwater head at 10 June 2011, Z: temperature observation depth. BW03-3 is omitted because of the same location and depth with BW03-2.

Well	X	SC	H	Z
BW03-1	-62	62-64	20.93	15, 30, 60
BW03-2	-66	2.5-7.5	28.67	5
BW03-4	-140	9.5-11.5	28.69	11
BW03-5	50	3-5	28.27	5

取し、深度 62.9 m まで不淘汰な礫質土の分布と、それ以深に、細砂およびシルトの細粒層を確認した。地下水位は掘削当初、河川水位と連続する地表付近に確認されたが、掘進とともに低下し、孔底に達した時点では深度 10m 以上まで深くなる。この深度方向の動水勾配は、河川からの地下水涵養に伴う鉛直下向きのフラックスの存在を示す。BW03-1 における地下水温の季節変化と恒温層の深層化もそれを裏付ける (Fig. 4)。掘削後、BW03-1 には孔底付近にスクリーンを設置し、礫層基底の水位を測定できるようにした。河川水と連続する浅い地下水面は近傍の BW03-2 で測定している。また BW03-4, BW03-5 では、それぞれ左右の境界条件を与える水位を測定している。観測は HOBO 社の水位・水温ロガー (U20-001-01) を用いた。ただし BW03-1 の深度 30 m, 60 m は水温ロガー (U22-001) による。

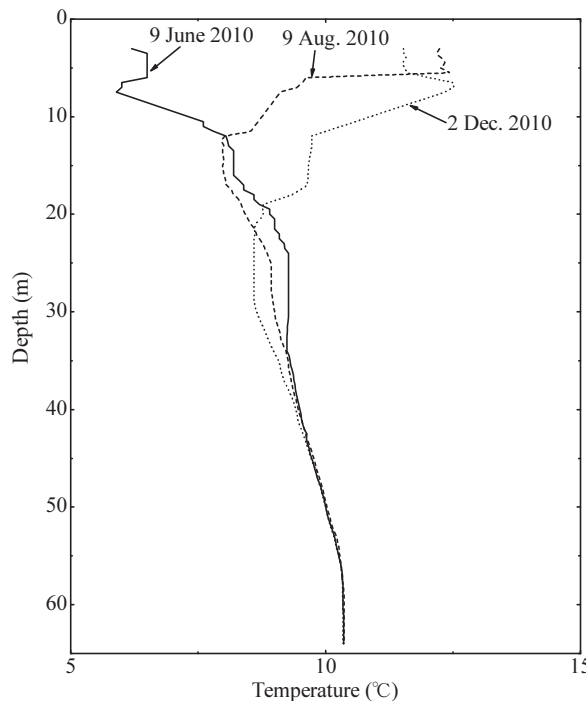


Fig. 4. Seasonal temperature profiles in the well BW03-1. Isothermal layer is seen below a depth of about 40 meters.

Fig. 5 は、BW03-1 で採取した不攪乱試料の代表粒径 d_{20} (単位 $\phi = -\log_2 d_{20}$ (mm)) および基質充填度の分布長 $L_1 + L_2$, L_3 , L_4 の分布である。代表粒径の鉛直分布は概ね 10 m 周期の変動を示し、繰り返しの堆積過程を反映するが、全体では対数正規分布 (ϕ の正規分布) に近似できる (Fig. 6)。 (3)式での変数 L_3 , L_4 は、全般に $L_3 > L_4$ の関係を有しながら、深度方向に指数的に減少する。特に基質充填度IVの長さ L_4 は深度 30 m 以深でほぼゼロとなる。この指数減衰は間隙率に一般的な傾向であり (例えば, Einsele, 2000), 基質充填度が間隙構造を反映するこ

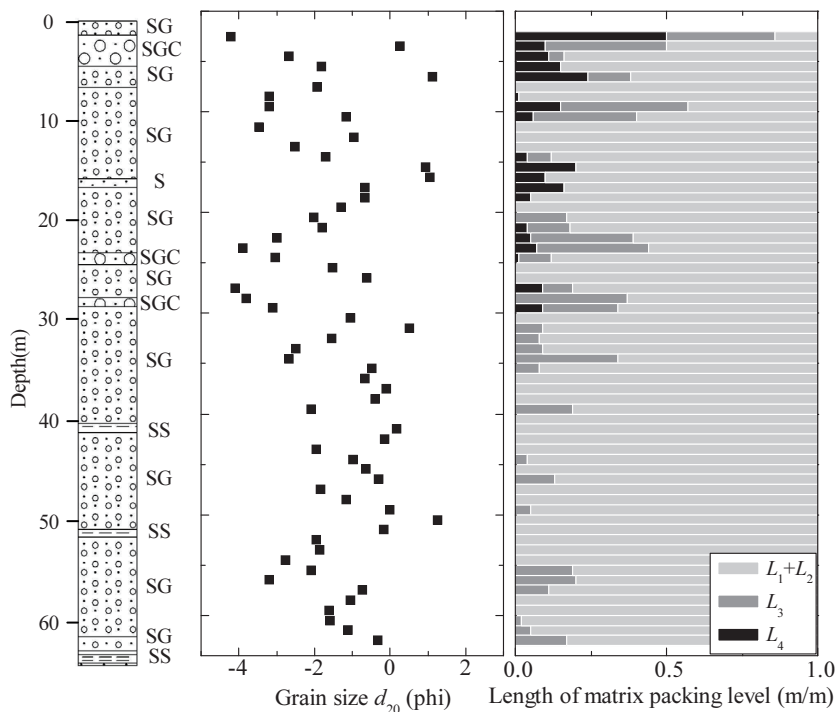


Fig. 5. Vertical distributions of facies (left), effective grain size d_{20} (middle), and the length of matrix packing level, $L_1 + L_2$, L_3 , L_4 (right), in the well BW03-1. SGC: Sandy Gravel and Cobble, SG: Sandy Gravel, S: Sand, SS: Silt and Sand.

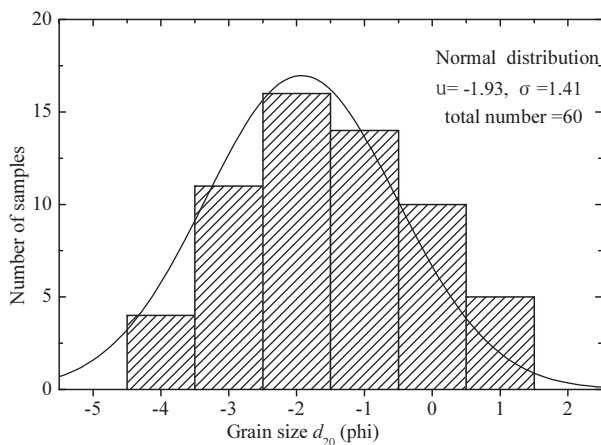


Fig. 6. Histogram of grain size d_{20} (phi) in the well BW03-1, showing a log-normal distribution.

とを示す。また充填度は粒度構成にも影響を受け、粗粒なほど礫間の充填は乏しいと予想される。そこで横軸を粒径、縦軸を深度とした L_3 および L_4 のカウンター図を作成した (Fig. 7)。その結果、粒径が細粒 (phi が大きい) ほど、あるいは深度が深いほど L_3 , L_4 が小さくなる傾向を認めた。

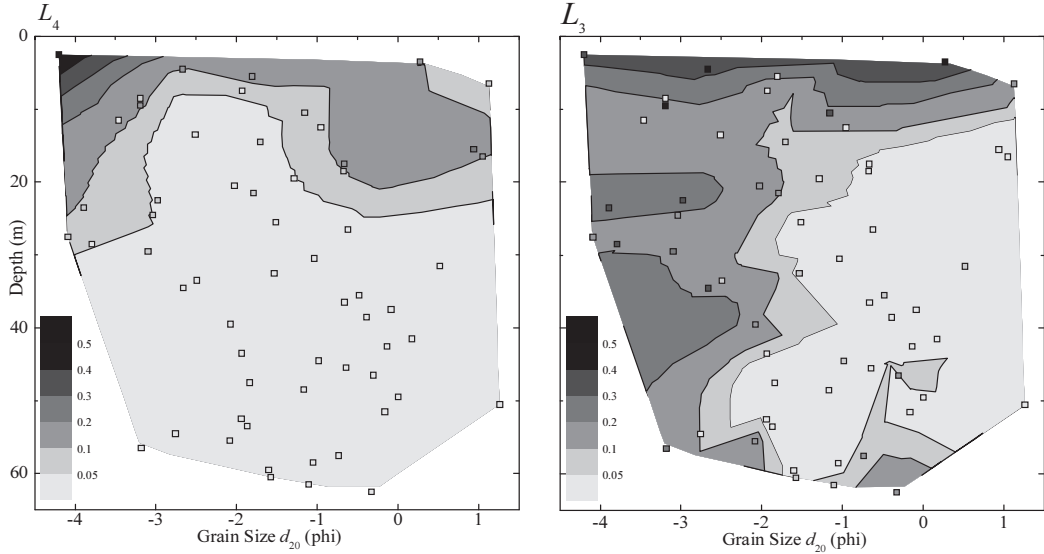


Fig. 7. Contour maps of the length of matrix packing level, L_4 (left) and L_3 (right). Horizontal and vertical axes show grain size and sampling depth, respectively.

本研究では各地点、深度での L_3 , L_4 は確率変数として扱い、かつ一定範囲の粒径条件では正規分布に従うと仮定した。更に、 $L_3 + L_4 > 1$ を避けるため、 L_3 , L_4 ではなく $L_3 + L_4$ および $L_3 / (L_3 + L_4)$ に変換し、 $L_3 + L_4$ を深度の指数関数で定式化した (Table 2)。この確率密度分布を用いて、代表粒径 d_{20} と基質充填度の分布長 L_3 , L_4 を水平 1 m \times 鉛直 1 m の分解能で乱数生成し、(3) 式から高解像度な透水係数分布を得た (Fig. 8a)。併せて 5 m \times 5 m の領域に属する 25 点の対数平均から作成した 5 m スケールの透水係数分布も作成した (Fig. 8b)。

Table 2. Normal function parameters of the length of matrix packing level, $L_4 + L_3$ and $L_3 / (L_4 + L_3)$. An exponential function of $L_4 + L_3$ below the table indicates a decrease trend with depth z in meter.

Variables	Grain size d_{20} (phi)	Mean (m/m)	Standard deviation (m/m)
$L_4 + L_3$	-4 ~ -2	0.60	0.18
	< -2	0.35	0.063
	> -2	0.10	0.021
$L_3 / (L_4 + L_3)$	< -4	0.47	0.11
	-4 ~ -3	0.78	0.11
	-3 ~ -2	0.96	0.0056
	-2 ~ -1	0.91	0.06
	-1 ~ 0	0.87	0.12
	> 0	0.70	0.19

$$L_4 + L_3 = (L_4 + L_3)_{z=0} \cdot \exp(-0.015z)$$

地下水流・熱移送シミュレーションには、Guo and Langevin (2002) の SEAWAT を用いた。解析負荷の都合上、河道中心から基準井戸 BW03-1 までを $1\text{ m} \times 1\text{ m}$ のセルで構成し、それ以外は $5\text{ m} \times 1\text{ m}$ のセル（水平 5 点の対数平均）とした。モデル上面は標高 29 m で一律、下面は BW3-1 の礫層基底を基準に周辺の地質情報から西方向の緩傾斜を与えた。境界条件は、河川境界を涵養源、両端境界を流出先とし、それぞれ毎時観測値を日平均に変換した水位、水温を設定した。河川境界の水位は上流 200 m の藻岩観測所（北海道開発局）から、幌平橋での実測水位との線形関係 ($R^2 = 0.95$) で補間し、水温は幌平橋観測所（北海道開発局）の観測値をそのまま用いた。河川境界の幅は、測量断面を参考に河床高 28.5 m、幅 20 m とし、これを基本モデル (Model 1) とした。これに対して、河道周辺は高透水な礫床を伏流し涵養域が広がっている可能性から、河川境界の幅を倍の 40 m としたモデルも作成した (Model 2)。更に汎用性の高いアップスケールモデルとして、Fig. 8b の透水係数分布を用いた 5 m スケールの解像度モデルも作成した (Model 3)。Fig. 9 に Model 1～3 を示す。セルの色は透水係数に対応するが、ランダムである。解析期間は、観測値が得られた 2010 年 6 月 10 日から 2011 年 2 月 28 日の計 264 日間とした。解析パラメータの内、貯留係数は BW03-2 での揚水試験の値、間隙率は不攪乱試料の室内試験結果を用い、比熱および熱伝導率は文献値 (Langevin et al., 2008; 川本ほか, 1985) をバルク値に換算し用いた。

III. 解 析 結 果

Model 1～3 による水位・水温の再現コンターおよび流線ベクトルの出力結果（最終 264 日）を Fig. 10 に示す。また基準井戸 BW03-1 における水位、水温および河川境界からの涵養量の経時変化図を、観測値と併せて Fig. 11 に示す。計算水位、水温は、BW03-1 の各深度に対応するセルの値、河川からの涵養量は河川境界からのフラックスである。観測水位は、地下水表面 (BW03-2) と礫層基底 (BW03-1) で解析期間中 1-2 m 程度の範囲で変動し、両者の水位差は 7-8 m であった。河川からの涵養量は、同時流量観測結果 (1.5 km 間で約 $1\text{ m}^3/\text{s}$) を均一涵養と仮定した単位断面での値 $58\text{ m}^3/\text{d}$ が、解析結果との比較の参考となる。地下水温は河川水温の大きな変化に対し、平滑化や位相のずれが生じる。河川水位の変動は解析期間中 $20\text{ }^\circ\text{C}$ 程度と大きい、地下水温の変動は最も浅い地下水表面 (深度 5 m) で $10\text{ }^\circ\text{C}$ 程度で、深度が深まるにつれ減少し、深度 60 m ではほぼ一定の水温となる。

1. Model 1

河川境界から浸透した地下水は左右境界に向かって流れ、その流線分布は高透水なセルに集中し、特定の浸透経路を形成する。特に河川境界に近い右岸境界へ向かう流れが顕著で、大きく 3 つの流れ (標高 25 m, 0 m, -25 m 付近) が見て取れる。流速は最大 $140\text{ m}/\text{d}$ で $1\text{ m}/\text{d}$ を超える箇所も多く、地下水としては非常に早い流れが各所に現われる。この流線分布によって、水位・水

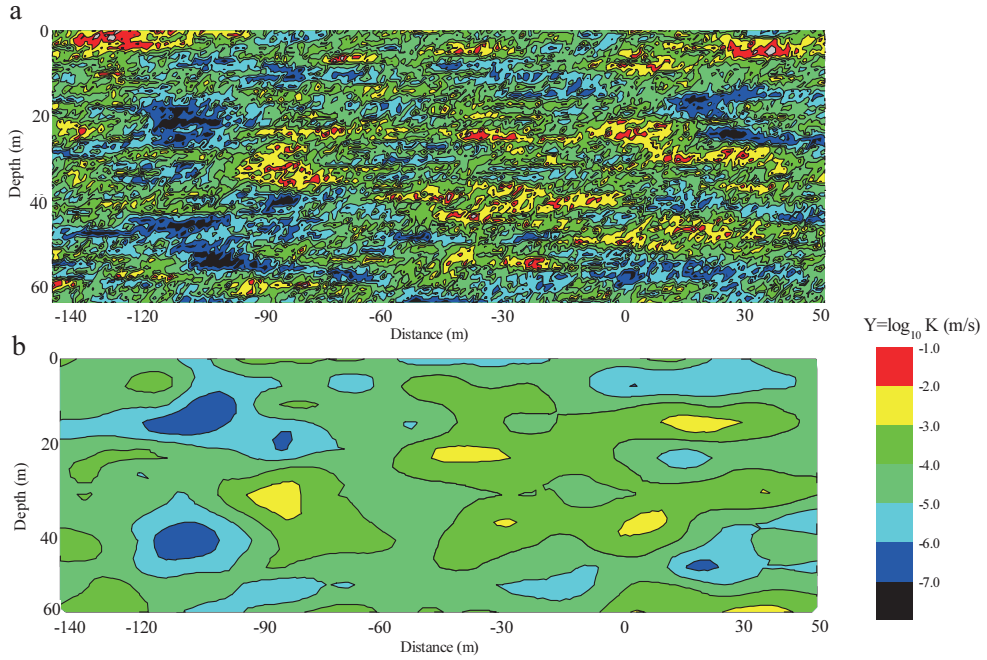
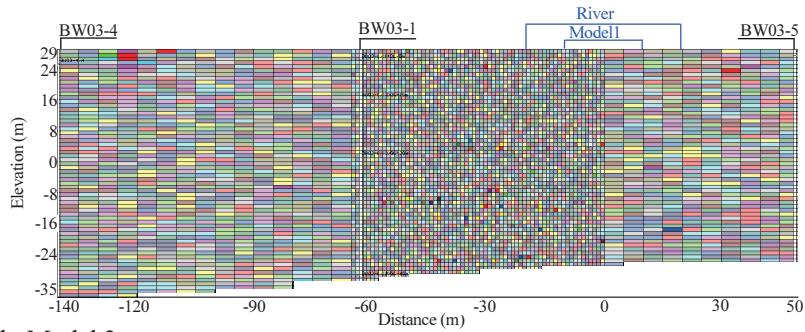


Fig. 8. Two-dimensional stochastic realizations of logarithm of hydraulic conductivity: (a) with one meter resolution, and (b) with five meters resolution by neighborhood averaging.

a. Model 1 and 2



b. Model 3

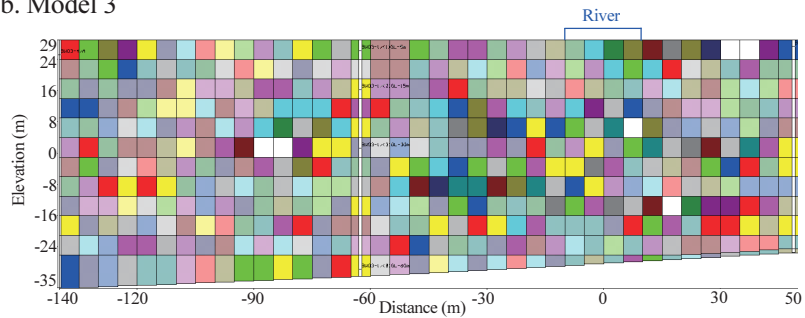


Fig. 9. Simulation models on SEAWAT. Upper and lower are made by the realizations, Fig. 8(a) and (b), respectively. Random color indicates hydraulic conductivity in each cell.

温コンターはうねるような形状を示し、特に水温コンターは移流と熱伝導の影響が相乗するため、より複雑である。BW03-1での計算水位は、地下水面より礫層基底が低い深度傾向が再現できている。ただし両者の差は2m程度で、観測値には及ばない。河川からの涵養量の計算結果は平均 $11\text{ m}^3/\text{d}$ で解析期間中ほぼ安定する。河川水位と浅層の地下水面の変動が調和的で、河川境界付近の動水勾配があまり変化しないことを意味する。ただし計算された涵養量は、均一涵養を仮定した観測値($58\text{ m}^3/\text{d}$)の1/5以下である。一方、地下水温の計算結果は、浅層部(深度5m)は観測値との位相のずれが目立つが、その他の深度15m, 30m, 60mでは、水温変動や河川水温との位相差を概ね再現できている。

2. Model 2

Model 1に対して、河川境界の幅を倍にすることで、右岸境界への浸透経路が浅層部へより集中し、最大流速も 230 m/d と大きくなる。この流線分布の変化が水位・水温分布にも影響し、透水係数分布が同じにも係わらず、Model 1と2の結果は大きく異なる。河川境界の拡大は、河川からの涵養量($23\text{ m}^3/\text{d}$)を比例的に増大させるとともに、地下水面を上昇させる。ただし、BW03-1における地下水面と礫層基底との水位差は3m程度で、未だ観測値には及ばない。また地下水温は、Model 1に比べ浅層部(深度5m)はほぼ再現できるようになるが、深度15m, 30mは涵養量の増加で変動が大きくなり、再現性は低くなる。ただし、深度60mの恒温層はModel 1と同様、再現できている。

3. Model 3

流線分布はModel 1, 2と同様な傾向だが、個々のベクトルが均一化し、最大流速が低下する。その結果、水位・水温コンターはModel 1, 2に比べて大きく平滑化する。河川からの涵養量は平均 $17\text{ m}^3/\text{d}$ とModel 1とほぼ同様だが、BW03-1での地下水面と礫層基底との差が1m程度に縮まり、深度方向の水位差がほとんど再現できなくなる。また地下水温もいずれの深度でも変動がなくなり、河川水温の影響を受けた水温変動が再現できなくなる。

IV. 議 論

本研究では、礫質土の透水性に支配的な粒径および基質充填度に着目し、それらの推定確率密度分布から、1mスケールの高解像度な透水係数分布を作成した。(1)式のように礫質土の透水性を高充填部と低充填部に分けて考えると、高充填部の透水性は粒径のべき乗に比例するほか、低充填部の透水係数も基質充填度の分布長 L_3 , L_4 の3乗に比例し、かつ L_3 , L_4 は粒径によって増大する確率密度を有する。すなわち礫質土の粒度分布が粗くなるほど、飛躍的に透水性が高くなり、代表粒径のわずかな変化でも、透水係数分布に大きなコントラストが生まれる。これが扇状地礫層の不均質場の発生機構と考えられる。

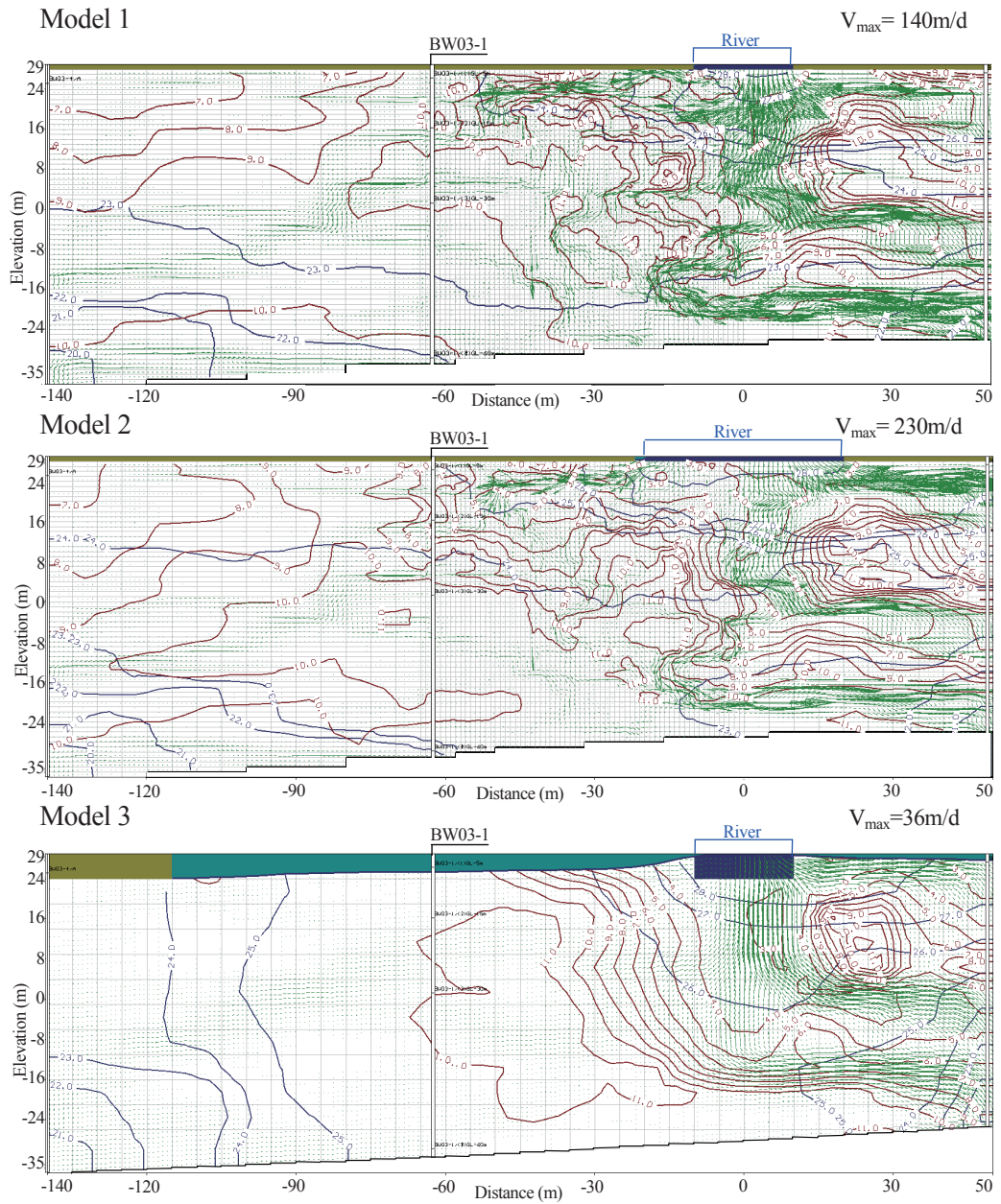


Fig. 10. Simulation results of model 1 (upper), 2 (middle) and 3 (lower) at last calculation time, $t = 264$ day. Blue lines, red lines, and green arrows show groundwater head contours, temperature contours, and flow velocity vectors, respectively.

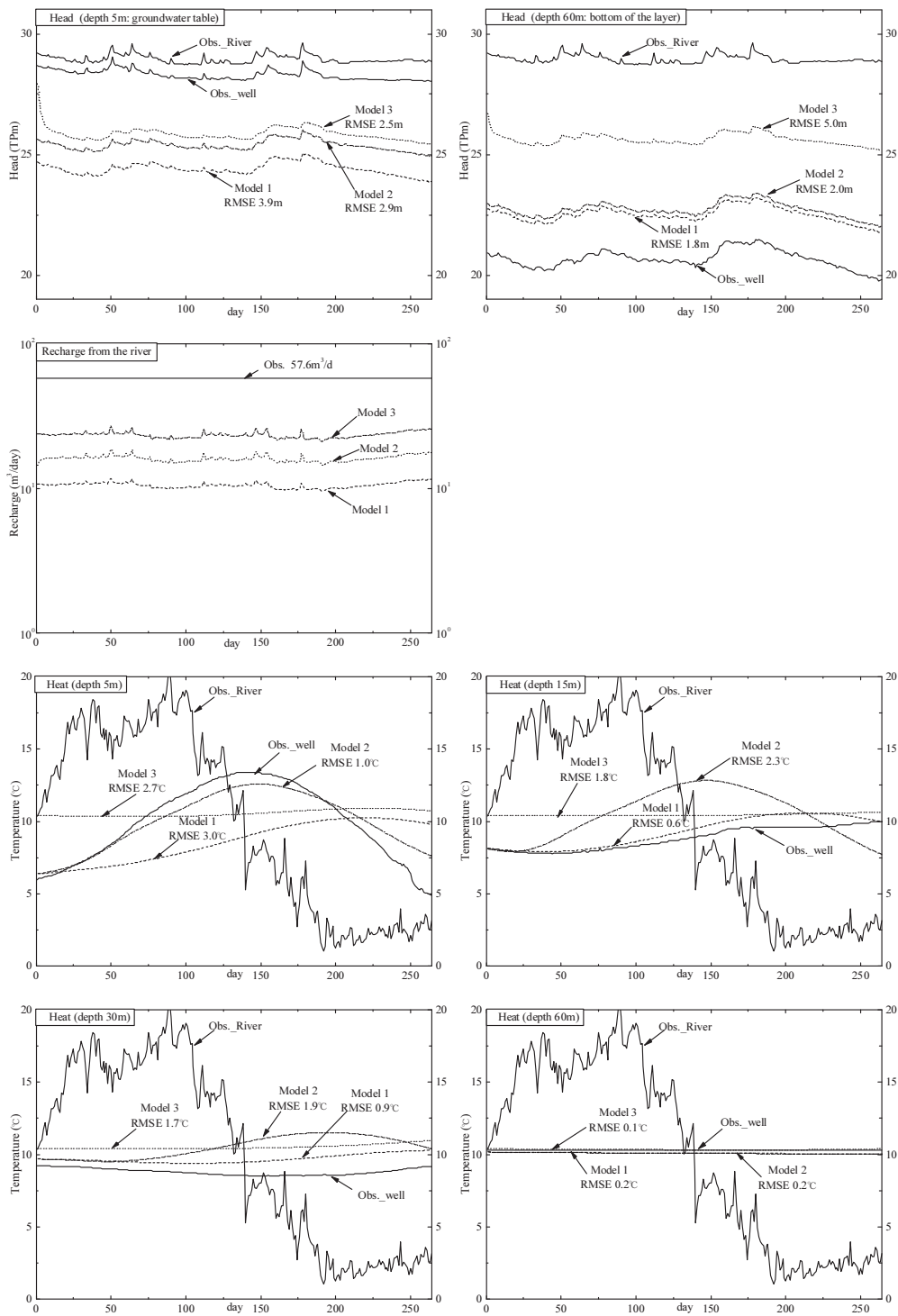


Fig. 11. Comparison of simulation results with measurements: groundwater heads, recharge from the river, and temperatures in the well BW03-1.

不均質場を用いたシミュレーションでは、地下水流線が高透水なセルに沿って集中し、水位、水温は非常に複雑な分布を示す。また基準井戸での水位、水温の観測値との比較では完全な一致には至らないが、地下水面と礫層基底間の水位差（動水勾配）、河川水温に対する水温の平滑化や位相のずれといった特徴を再現できた。一方、平均化したモデルは、こうした水位や水温の特徴をほとんど再現できない。このことから、扇状地下の複雑な地下水流動場をシミュレーションで再現するには、高解像度モデルが必要となる。

本研究の特徴は、透水係数そのものでなく、透水性を支配する粒径および基質充填度に着目し、それらの確率密度分布から不均質場を推定したことである。一般に、礫質土の透水係数は原位置試験に頼らざるを得ず、時間や費用などの制約から、不均質場を再現できるほど十分な密度で行うことは困難である。一方、粒径および基質充填度は不攪乱サンプリング技術を用いて、各ボーリング地点で連続的に把握可能である。本研究では、基質充填度の分布を粒径および深度との相関から、一定の粒径範囲で正規分布、深度方向へは指数減衰を仮定した。これにより確率密度分布のパラメータを絞ることができ、限られた粒径および基質充填度のデータから、確率密度分布を推定できるようになる。今後、データの蓄積による確率密度分布の形式やパラメータの再評価は必要だが、本手法を発展させることで、扇状地礫層のみならず礫質帯水層一般の不均質場をより忠実にモデル化することができる。

河川境界の幅を変えた場合の水温の再現比較では、Model 1（幅 20 m）では浅層部（深度 5 m）以外、概ね再現できたのに対し、Model 2（幅 40 m）では浅層部の再現は良好だが、他深度の再現性が逆に劣る結果となった。両者の再現性の一長一短から河川境界の幅の設定そのものが問題ではなく、涵養源となる河川周辺の透水係数分布、特に高透水層の連続性が地下水流動場の形成に大きく関わっていると推測する。伏在する旧河道などに沿った、こうした河道周辺の高透水ゾーンの存在はしばしば指摘される。扇状地の地下水シミュレーションでは、涵養源となる河川近傍の局所的な透水性が、帯水層深部を含む広範囲に影響する可能性を考慮し、その情報を重点的にモデルに反映すべきと考える。

5 m スケールに平均化した Model 3 は、流線分布の均一化や水位、水温分布の平滑化が生じ、観測井戸における再現性も大きく低下した。これは、単純な平均化によって拡大セル内の異方性が無視されたためである。しかしながら、扇状地全体など広範囲な領域を対象とする場合、本研究のような 1 m 解像度を与えることは、膨大なセルが必要で現実的でない。例えば、必要な検討領域（涵養源となる河川から評価領域までなど）は高解像度化するとともに、それ以外の領域はセルを拡大しつつ、高解像度モデルで想定される異方性（テンソル）を与える案が考えられる。高解像度モデルの再現性を保ちつつ、扇状地全体のアップスケーリングを図る手法については、今後の研究課題としたい。

本研究では 1 パターンのみ不均質場で議論したが、実際には計算値と観測値をより一致する最適な透水係数分布の探索がしばしば行われる。単に多数の分布を発生させるモンテカルロ法に加え、最近では逆解析やバイズ理論、マルコフ連鎖などを組み合わせ、より効率的あるいは確度

の高い手法が数多く提案されている（例えば, Hyndman et al., 2007）. ただし, 本研究でも河川からの涵養量を同時流量観測値を区間平均して比較したように, どのような手法も限られた観測データに依存するため, 数値解析的に最適な不均質場が必ずしも真の分布にはならないことに留意すべきである. このため, 特に扇状地のように強い不均質場を解析対象とする場合, 評価地点周辺の観測密度を高めるとともに, 複数モデルを用いた比較評価が重要となる.

V. お わ り に

本研究では, これまでモデル化が困難であった扇状地の強い不均質場に対し, 礫質土の透水性に支配的な粒径と基質充填度の確率密度分布を設定し, 高解像度な透水係数分布を発生させる手法を提案した. こうした高解像度モデルを用いることで, 地下水流・熱移送シミュレーションは, 高透水性セルに集中する地下水流線と複雑な水位, 水温分布を再現し, 水位や水温変動の深度傾向が把握できるようになる. 扇状地の地下水シミュレーションにおいて, より詳細で確からしい地下水流動場を明らかにするには, こうした高解像度なモデルが必要である. 特に粒径と基質充填度を用いた本研究手法は, アップスケーリングなどの課題は依然残るものの, 不均質な礫質帯水層をモデル化する有効な手法となろう.

文 献

- Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer, *Ground Water*, **43**, 951-968.
- Dagan, G., 1997. Stochastic modeling of flow and transport: the broad perspective, *Subsurface flow and transport: a stochastic approach*, Cambridge, Cambridge University Press, 3-19.
- 大丸裕武, 1989. 完新世における豊平川扇状地とその下流氾濫原の形成過程, *地理学評論*, **62**, 589-603.
- Eaton, T.T., 2006. On the importance of geological heterogeneity for flow simulation, *Sedimentary Geology*, **184**, 187-201.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*, 2nd ed., Berlin, Springer, 653-668.
- Ferreira, J.T., R.W. Ritzl, Jr., and D.F. Dominic, 2010. Measuring the permeability of open-framework gravel, *Ground Water*, **48**, 593-597.
- 深見浩司, 2010. 地下水と地下環境, 日本地方地質誌1 北海道地方 (日本地質学会編), 朝倉書店, 443-447.
- Guo, W. and C.D. Langevin, 2002. *User's Guide to SEAWAT: A computer program for simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow*, USDI/USGS, 77pp.
- 北海道開発局, 2006. 石狩川水系豊平川河川整備計画, 国土交通省, 77pp.
- Hyndman, D.W., F.D. Day-Lewis, and Singha, K., Ed., 2007, *Subsurface hydrology: data integration for properties and processes*, Washington DC, AGU, 253pp.
- 川本脩万・吉中龍之進・日々野敏, 1985. 新体系土木工学 20 岩盤力学, 社団法人土木学会編, 技報堂出版, 74-75.
- Kresic, N., 2007. *Hydrogeology and groundwater modeling*, 2nd ed., Boca Raton, CRC Press, 36-42.
- Langevin, C.D., D.T. Thorne, Jr., A.M. Dausman, M.C. Sukop, and W. Guo, 2008. *SEAWAT version 4: computer program for simulation of multi-species solute and heat transport*, USDI/USGS, 39pp.
- Lunt, I.A. and J.S. Bridge, 2007. Formation and preservation of open-framework gravel strata in unidirectional flows, *Sedimentology*, **54**, 71-87

- 間瀬茂, 2010. 地球統計学とクリギング法 R と geoR によるデータ解析, オーム社, 65-76.
- Morin, R.H., 2006. Negative correlation between porosity and hydraulic conductivity in sand-and-gravel aquifers at Cape Cod, Massachusetts, USA, *J. of Hydr.*, **316**, 43-52.
- 長岡大輔・小泉謙・向井和行・許成基, 2008. 豊平川扇状地の地形発達過程と水文地質, 日本の扇状地における水環境の研究, 扇状地水環境研究会, 11-24.
- Neton, M.J., J. Dorsch, C.D. Olson, and S.C. Young, 1994. Architecture and directional scales of heterogeneity in alluvial-fan aquifers, *J. of Sedimentary Res.*, **2**, 245-257.
- 日本地下水学会, 2010, 特集号「地下水流動系と熱/物質移送」, 地下水学会誌, **52**, 333-379.
- 岡孝雄, 2005. 流体資源ボーリングデータによる札幌市中心部とその北西地域の地下地質構造の解明一付, 札幌市などによる6地震探査断面の地質解釈一, 北海道立地質研究所報告, **76**, 1-54.
- Ono Y., 1990. *Alluvial fans in Japan and South Korea, Alluvial fans: a field approach*, Chichester, John Wiley & Sons, 91-107.
- 齊藤享治, 1998. 大学テキスト日本の扇状地, 古今書院, 280pp.
- 阪田義隆・伊藤和伯・磯崎真一・池田隆司, 2011. 不攪乱試料から導出される扇状地堆積物の透水係数分布モデル, 地盤工学ジャーナル, **6**, 109-119.
- 阪田義隆・池田隆司, 2012. 可搬式ADVを用いた同時流量観測による扇状地河川の流量変化と伏没量の定量化, 水文・水資源学会誌, **25**, No.2, 89-102.
- 札幌市環境局, 2008. 札幌市の環境一大気・水質・騒音等のデータ集一(平成20年度測定結果), 札幌市, 159-160.
- 札幌市環境局, 2011. 地下水質の現況, 札幌市 HP, http://www.city.sapporo.jp/kankyo/mizu_kankyo/tika_genkyo/.
- 札幌市教育委員会, 1989. 新札幌市史第一巻通史一, 札幌市, 79-83.
- Stonstrom, D.A. and J. Constantz, Ed., 2003. *Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams*, Reston, USDI/USGS, 96pp.
- 山口久之助・小山内熙・佐藤巖・二間瀬冽・小原常弘・早川福利・横山英二, 1965. 北海道水理地質図幅説明書 第8号 札幌 別冊札幌周辺の地盤と地下水, 北海道立地下資源調査所, 52-60.
- 山本荘毅, 1983. 新版地下水調査法, 古今書院, 33- 37.
- Wackemagel, H., 2003. *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*, 3rd ed., Berlin, Springer, 283-299.
- Zappa, G., R. Bersezio, F. Felletti, and M. Giudici, 2006. Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale, *J. of Hydr.*, **325**, 134-153.