

# 豊平川の低水管理に向けた 伏没現象解明への取り組み —扇状地における地表水と地下水の交流について—

石狩川開発建設部 計画課 ○田中 雅基  
吉田 晃啓  
西村 弘之

石狩川水系豊平川は、扇状地流下過程における流量消失(伏没)の実態が長い間明らかでなく、低水管理上の課題とされてきた。そこで、豊平川の伏没現象を、扇状地の地形・地質構造に基づく地表水と地下水の交流現象として定量的に評価すべく、過去の調査結果を分析し、精密同時流量観測や水位観測、地質調査、解析及び検討を行った。本論文は、これらの調査検討内容について、他の扇状地河川における低水管理の一助となるべく、ここに報告するものである。

キーワード：低水管理、基礎技術、計画手法、調査検討

## 1. はじめに

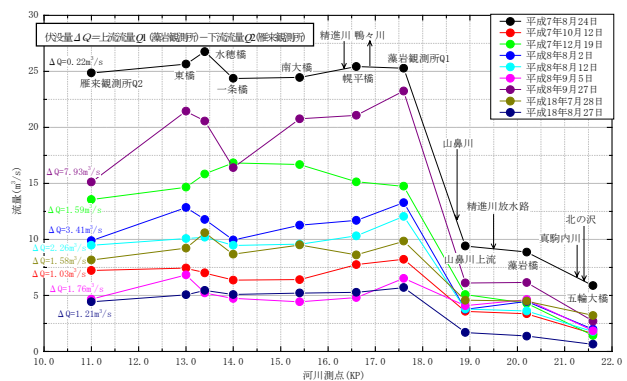
石狩川水系豊平川(幹線延長72.5km)は、札幌市南西の小漁山を源流に定山溪を抜け、真駒内から北へ広がる扇状地を1/150~1/300の勾配で流下し、雁来付近で1/1,000以下の緩勾配となり、石狩川へ合流する。札幌市の治水、利水、環境の面で非常に重要な河川である(図-1)。



この扇状地は豊平川扇状地と言われ、東側の古い平岸面と、西側の新しい札幌面に分けられる<sup>1)</sup>。札幌面には良透水性の砂礫層が河床より厚く堆積しており、この砂礫層を通じて、河川水と地下水との間で頻りに水のやりとり(交流)をしている。特に扇頂~扇中央では河川水が地下へ消失する伏没現象が生じており、定点観測所(藻岩・雁来)間でも上下流の流量逆転が観測されている。

伏没量は、既往文献<sup>2),3)</sup>で1~2m<sup>3</sup>/s位とされ、豊平川の濁水流況(3~4m<sup>3</sup>/s)への影響が大きい。しかし、既往の同時流量観測(図-2)では、伏没量は0.2~7.9m<sup>3</sup>/sと幅広い値を示し、伏没区間も互いに整合しない。異なる観測条件と通常の観測誤差(±10%程度)を考えると、信頼性の優劣を判断することも難しく、このため伏没量の把握は、豊平川の低水管理における大きな課題とされてきた。

そこで、平成20年度より豊平川の伏没現象解明を目的として、本支川の精密同時流量観測、河川水位・地下水水位の一斉観測および、高水敷における地質調査などを実施しており、その結果、伏没現象の概要が明らかとなってきたため、本論文にて、とりまとめ報告する。



## 2. 精密同時流量観測による伏没量の把握

### (1) 精密同時流量観測の概要

本調査区間における豊平川は、低水時には数10cmの浅水深となり、粗粒な礫河床の影響を受けて流速横断変化が大きくなるため、流量観測の誤差が生じやすい。

本観測では、豊平川で指針<sup>4,5)</sup>に基づき従来行ってきた観測法(以下、従来法)に対し、観測精度を高めるため、文献<sup>7)</sup>を参考に、電磁流速計の採用、測線間隔の細分化、2点法水深などの見直しを行った(本観測法、表-1)。

表-1 精密同時流量観測の概要

| 項目     | 本観測法<br>(精密同時流量観測法)        | 従来法<br>(従来、豊平川で行っていた方法)       |
|--------|----------------------------|-------------------------------|
| 測定器    | 電磁流速計<br>(株)テネック製LP-1100)  | 回転プロペラ式流速計<br>(三映測量器(株)三映式1型) |
| 横断測線配置 | 本川1mで統一<br>支川0.2~0.5m      | 河川砂防技術基準に準拠<br>本川2~4m、支川1m    |
| 鉛直測点配置 | 水深0.3m以下 1点<br>水深0.3m以上 2点 | 水深0.5m以下 1点<br>水深0.5m以上 2点    |
| 流速測定時間 | 20秒                        | 120秒                          |

### (2) 従来法との観測機器の比較

従来の流速計はプロペラの大きさが90mmと浅水深に占める割合が大きいのに対し、電磁流速計の測定部は20mmと小型なため、点流速をより正確に測定できると考えた。

図-3は、雁来観測所地点(水深0.3m)において、従来流速計と電磁流速計の流速分布を測定、比較した例である。

浅水深では両者の流速分布は異なり、電磁流速計の方がより理論曲線にマッチしているため、浅水深での流速測定には、測定部が小型の電磁流速計が有利と言える。

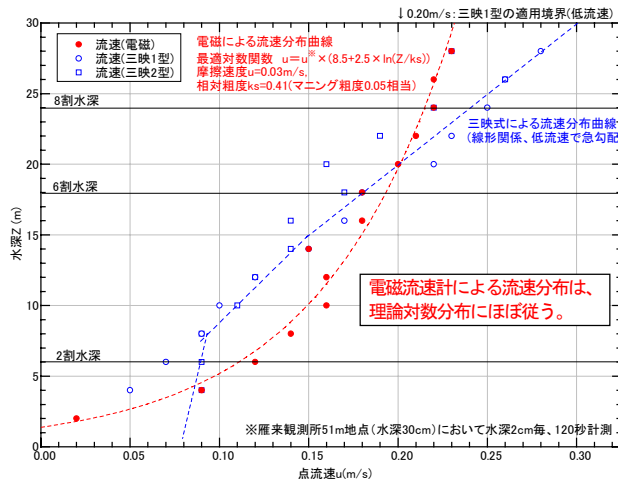


図-3 異なる流速計による浅水深の流速深度分布

### (3) 従来法との断面積・平均流速・流量の比較

豊平川の定期観測地点(雁来観測所、藻岩観測所)において、従来法と本観測法による流量観測を連続して行い、断面積・平均流速・流量を比較した(図-4、表-2)。

#### a) 断面積

雁来観測所で10%増、藻岩観測所で7%増の変化(改善)となり、本観測法の方が、横断方向の細かい礫河床の変化、特に岸や中州付近の深掘りを正確に捉えている。

#### b) 平均流速

雁来観測所で4%増とわずかな変化だが、藻岩観測所では25%増と大きく変化(改善)した。特に礫が粗粒な上流部は流速の横断変化が大きいため、測線間隔を細分化することで、流速測定の精度が向上すると考えられる。

#### c) 流量

断面積と流速の増加に伴い、雁来観測所で13%、藻岩観測所で32%増加した。すなわち、本観測法を適用することで、従来法ではやや過小に捉えていた流量を、より正確に観測できると考えられる。

#### d) 流速観測時間

従来法の120秒と観測規定<sup>4)</sup>が定める最小値20秒での観測結果を比較すると、本観測で用いる電磁流速計の場合、流速・流量とも有意な差は認められない結果が得られた。

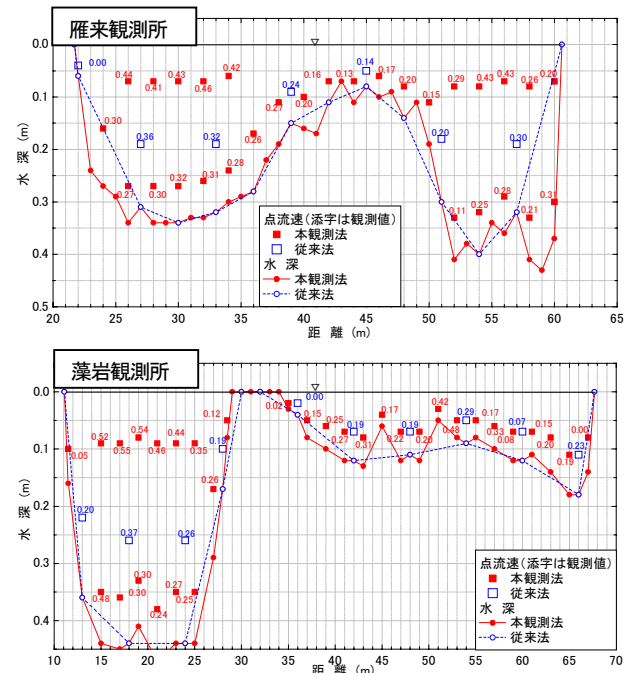


図-4 本観測法と従来法による水深・流速分布

表-2 本観測法と従来法の結果比較(上:雁来,下:藻岩)

| 測定条件  |      | 雁来観測所                 |      |                      |      |           |      | 備考   |      |
|-------|------|-----------------------|------|----------------------|------|-----------|------|------|------|
| 測定機器  | 測線間隔 | 流量(m <sup>3</sup> /s) |      | 断面積(m <sup>2</sup> ) |      | 平均流速(m/s) |      |      |      |
| 電磁流速計 | 1m   | 20s                   | 2.85 | 1.13                 | 9.99 | 1.10      | 0.29 | 1.04 | 本観測法 |
|       |      | 120s                  | 2.89 | 1.15                 | 9.99 | 1.10      | 0.29 | 1.04 |      |
| 三映式1型 | 3m   | 120s                  | 2.52 | 1.00                 | 9.12 | 1.00      | 0.28 | 1.00 | 従来法  |

| 測定条件  |      | 藻岩観測所                 |      |                      |       |           |      | 備考   |      |
|-------|------|-----------------------|------|----------------------|-------|-----------|------|------|------|
| 測定機器  | 測線間隔 | 流量(m <sup>3</sup> /s) |      | 断面積(m <sup>2</sup> ) |       | 平均流速(m/s) |      |      |      |
| 電磁流速計 | 1m   | 20s                   | 3.16 | 1.32                 | 10.47 | 1.07      | 0.30 | 1.25 | 本観測法 |
|       |      | 120s                  | 3.21 | 1.34                 | 10.47 | 1.07      | 0.31 | 1.29 |      |
| 三映式1型 | 3m   | 120s                  | 2.39 | 1.00                 | 9.77  | 1.00      | 0.24 | 1.00 | 従来法  |

**(4) 同時流量観測結果**

同時流量観測は、上流の五輪大橋から下流の雁来観測所まで本支川26地点(図-1)において、期別の平均湯水流況時に複数回実施した。図-5に観測結果の一例を示す。

流量変化を上流から下流へみると、山鼻川(藻岩発電所放水路)の合流(KP18.5)付近まで緩やかに増加し、山鼻川合流後、急増する。その後、南7条大橋(KP15)付近まで数 $m^3/s$ 減少し、それより下流はほぼ一定で流下する。

流量減少区間KP15~18.5は、支川流量が本川に比べ少なく(ただし7~8月は鴨々川へ1.5 $m^3/s$ 取水)、減少した河川水の大半は地下へ流出する「伏没区間」と考えられる。

特に南大橋~幌平橋間のKP15.5~16.5付近は、流量減少が顕著で伏没量の多い「伏没卓越区間」になっている。

なお幌平橋から南19条大橋間(KP16~17)でも流量減少するが直下流で回復するため、一時的な伏流と推測する。

**(5) 伏没量の評価**

伏没量  $\Delta Q$ は、上流ピーク流量地点の流量 $Q_1$ から、下流基準地点までの流量 $Q_2$ を差し引き、支川流入量 $Q_3$ と観測時間のずれによる補正量 $Q_4$ を加えて求める。

$$\text{計算伏没量 } \Delta Q = Q_1 - Q_2 + Q_3 + Q_4 \pm E \quad (1)$$

- $Q_1$  : 上流のピーク流量となる地点(観測地点9)の流量
- $Q_2$  : 最下流の雁来観測所(観測地点26)の流量
- $Q_3$  : 支川(14.鴨々川, 13.精進川の合計)流入量
- $Q_4$  : 下流観測所の観測時間遅れによる補正流量
- $E$  : 想定誤差、 $Q_1, Q_2$ の平均の $\pm 5\%$ を仮定

表-3に、期別の観測結果の一覧を示す。また図-6に、計算伏没量 $\Delta Q$ を縦軸に、藻岩観測所流量 $Q_1$ を横軸にプロットしたエラー散布図を示す。

計算伏没量 $\Delta Q$ は1~3 $m^3/s$ の範囲にあり、河川流量や周辺地下水水位など、期別の条件で変動すると考えられる。

また計算伏没量 $\Delta Q$ と藻岩観測所流量 $Q_1$ の間には、正の相関が認めることができ、その相関は放物線( $\Delta Q \propto Q_1^a$ 、 $a < 1$ )に近似できそうである。一般に河川水位 $\propto$ (河川流量) $^n$ ( $n < 1$ )の関係でもあることを考えると、伏没量は河川水位と、より相関が強い可能性が窺える。

表-3 観測流量と伏没量一覧

| 実施回               | 観測日           | 流量 ( $m^3/s$ )              |                  |                            |                 | 伏没量 ( $m^3/s$ )                          |               |
|-------------------|---------------|-----------------------------|------------------|----------------------------|-----------------|--|---------------|
|                   |               | 上流地点9: ミュンヘン大橋~南22条橋の中間2 Q1 | 下流地点26: 雁来観測所 Q2 | 支川流入量(14.鴨々川, 22.精進川の和) Q3 | 観測時間遅れによる補正量 Q4 | 計算伏没量 $\Delta Q = Q_1 - Q_2 + Q_3 + Q_4$ | エラー値 E (想定誤差) |
| 1期<br>(4/1~5/31)  | 5/30 ~ 5/31   | 18.88                       | 17.02            | -0.03                      | 0.70            | 2.5                                      | $\pm 1.0$     |
|                   | 7/2 ~ 7/3     | 7.32                        | 5.71             | -0.27                      | 0.00            | 1.3                                      | $\pm 0.3$     |
|                   | 7/15 ~ 7/16   | 6.49                        | 3.72             | -1.45                      | 0.00            | 1.3                                      | $\pm 0.3$     |
| 2期<br>(6/1~8/31)  | 7/29 ~ 7/30   | 7.04                        | 4.33             | -1.41                      | 0.00            | 1.3                                      | $\pm 0.3$     |
|                   | 9/3 ~ 9/4     | 5.71                        | 3.68             | -0.14                      | 0.00            | 1.9                                      | $\pm 0.2$     |
|                   | 9/18 ~ 9/19   | 5.33                        | 4.06             | -0.13                      | 0.00            | 1.1                                      | $\pm 0.2$     |
| 3期<br>(9/1~11/30) | 10/21 ~ 10/22 | 3.77                        | 2.63             | -0.37                      | 0.00            | 0.8                                      | $\pm 0.2$     |
|                   | 12/1 ~ 12/4   | 6.08                        | 4.15             | -0.14                      | 0.00            | 1.8                                      | $\pm 0.3$     |

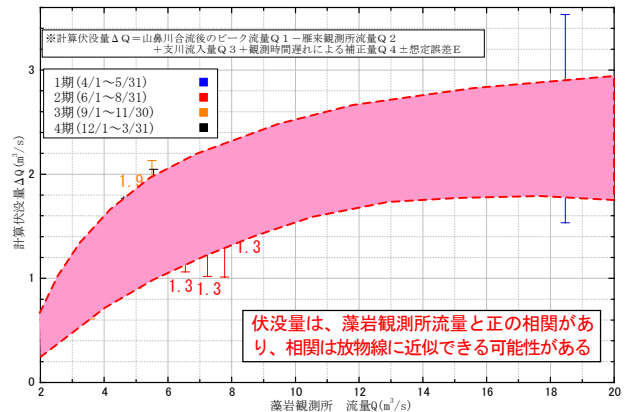


図-6 伏没量エラー散布図

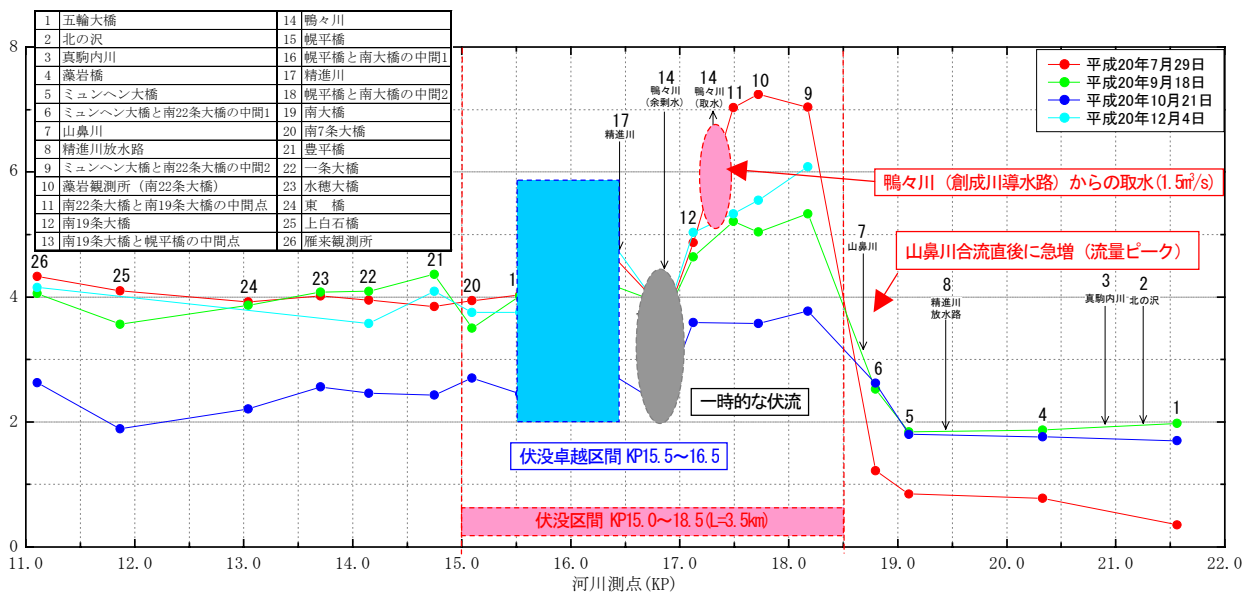


図-5 同時流量観測結果(豊平川流量の縦断変化)の例

### 3. 伏没現象解明の取り組み

#### (1) 扇状地の水位分布からの考察

河川水の伏没現象はダルシー理論によれば、河川と地下水の水位差(動水勾配)によって生じると考えられる。

このため、豊平川周辺に分布する既設観測孔やビル・工場などの井戸を対象に一斉測水を実施し、精度1~2mを目標とした精密な水位等高線図を作成した(図-7)。

図-7から山鼻川合流点(KP18.5)~扇端部の東橋(KP13)付近まで、河川水位が地下水位より高い「くさび状」の水位分布となり、河川水が地下へ流出する傾向が分かる。

特に流量減少が著しいKP15.5~16.5は、等高線の密度が高く、伏没量が多い区間であることが窺える。

伏没した河川水は、地下水として水位等高線と直交方向に流れ、大半は、北西~北北西方向の、かつて湧水(メム)のあった植物園付近へ流出していると推測される。

山鼻川合流点より上流は地下水位が高いため、河川へ地下水が流入するが、砂礫層は下流に比べ薄いため、流入量は少なく、河川流量は徐々に増加する程度である。

また扇端のKP13~15付近より下流は、水位等高線の間隔が大きく動水勾配が小さくなるため、河川水と地下水の交流は乏しく、河川流量はほぼ一定で流下する。

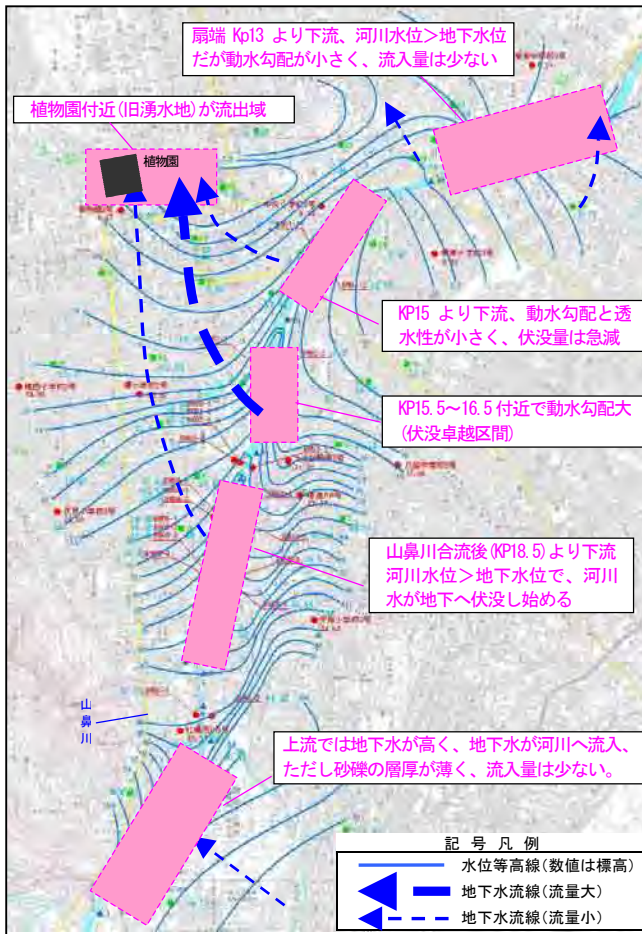


図-7 豊平扇状地の 水位等高線図例 (H20. 7/29~30観測)

#### (2) 扇状地の水理地質構造からの考察

伏没現象は、扇状地を構成する砂礫層の分布や透水性などの水理地質構造にも関係すると考えられる。このため、伏没区間とその周辺で実施した地質調査結果から水理地質構造を推測し、伏没現象を考察した。

##### a) 砂礫の透水係数のモデル化

本調査では、送水掘削を応用した特殊ボーリングによりコアを極力乱さずに採取し、砂礫のコア状態と現場透水試験値とを比較した。その結果、砂礫の透水係数は礫間の基質の充填が乏しい「空隙」の状態(図-8)や、深度方向の指数分布(図-9)との相関が強いことが分かった。

| 空隙状態分類 | コア写真                  | 性状                               |
|--------|-----------------------|----------------------------------|
| 空隙なし   | BW03-1 (49.10~49.50m) | 健全部。礫と基質の分離や、ヘアクラックは認められない。      |
| I      | BW03-1 (59.77~59.97m) | 礫の一部が基質と分離している。または、コア表面が荒れている状態。 |
| II     | BW03-1 (56.19~37m)    | 基質の一部が流失している。全体にしまりが無く、ルーズな状態。   |
| III    | BW03-1 (14.33~14.36m) | 基質の大部分が流失し、礫状に採取されている。           |

図-8 砂礫ボーリングコアの「空隙」区分

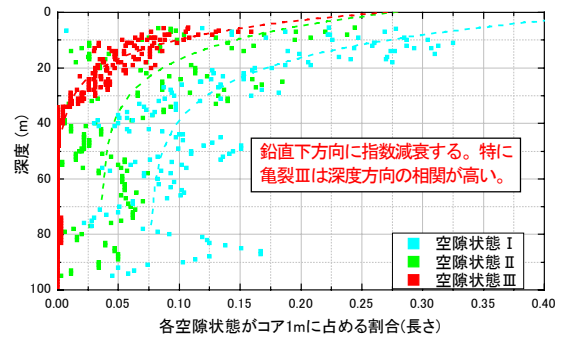


図-9 砂礫の「空隙」の深度分布

砂礫層の透水係数を「空隙」の無い部分と「空隙」部との透水係数の和として、下式のようにモデル化した。

式中の各パラメータの空間分布を調査結果から推定し、入力することで、透水係数の空間分布を推定できる。

$$k = k_0 \times d_0 + k_1 \times d_1 + k_2 \times d_2 + k_3 \times d_3 \quad (2a)$$

$$k_0 = C_0 \times \frac{e^3}{1+e} \times d^2 \quad (\text{多孔体の透水係数}) \quad (2b)$$

$$k_i = C_i \times d_i^2 \quad (\text{空隙状態 } i = \text{I} \sim \text{III} \text{ の透水係数}) \quad (2c)$$

$C_0, C_1, C_2, C_3$  : 多変量解析で求めた偏回帰係数

$d_0, d_1, d_2, d_3$  : コア 1m 中に占める割合(長さ)

b) 上下流方向における砂礫の粒度分布

空隙の無い多孔体部分の透水係数は、式(2b)で示されるように、粒度 $d_s$ と間隙比 $e$ によるモデルで説明される。代表粒度 $d_{s1}$ は、現場透水試験での値と試験区間の粒度との相関解析により、40%粒径 $D_{40}$ が適当と判断できた。既往の河床材料調査結果と併せると、上流に向かい粒度の増加傾向が見られる(図-10)。砂礫の透水係数も粒度の二乗に比例し、上流ほど高くなると推測される。

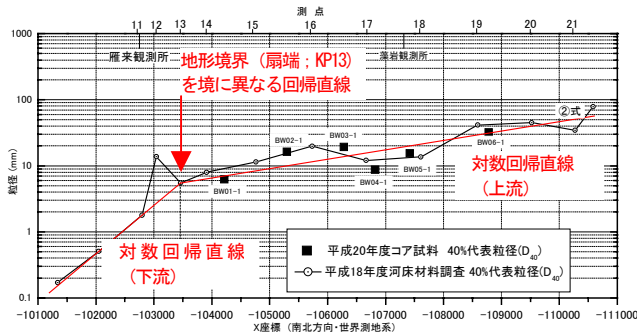


図-10 代表粒径(40%粒径 $D_{40}$ )の推定縦断分布

c) 地下水位の深度勾配(鉛直浸透)

BW03-1(KP16.6, 深度64m)、BW05-1(KP17.8, 深度116m)で、掘削時に深度方向の地下水位の低下状況を測定した結果、鉛直下方向の動水勾配は1/10オーダーと水平方向(1/100オーダー)に比べ、はるかに大きいことが分かった。すなわち、伏没した河川水は、水平方向のみならず、鉛直方向も含め、三次元的に浸透している。特に砂礫層が100m以上と厚いKP17~18付近では、伏没水が深部の被圧帯水層まで浸透し、同層を涵養していると推測される。

d) 水理地質構造から考察する伏没現象

豊平川周辺の水理地質は図-11の模式図で説明される。砂礫基底の難透水層は、上流は基盤岩(北方向に急傾斜)、下流は洪積世の粘性土(標高40~60mにほぼ水平)であり、基底層の深さに応じて砂礫層が厚くなる。砂礫層の透水性は、構成粒度や空隙の分布・状態に依存し、上流や浅部ほど高くなる。それらの傾向から、帯水層をG1, G2, G3層に大別し、表-4にまとめた。上流区間1は、地下水位が高く河川へ地下水が流入するが、上流は砂礫の層厚が薄く、その流入量は多くない。扇頂~扇中部の区間2は、砂礫層が厚く水位深度勾配も大きいため、水平・鉛直両方向に伏没する。特に鉛直下方向の伏没は、深部層(G3)の重要な涵養源と推測する。扇中部~扇端の区間3は、河川水位が高いため、砂礫層の透水性と動水勾配に応じ伏没する。特にKP15.5~16.5は、動水勾配が大きく(図-7)、伏没量の多い区間である。下流区間4は、砂礫の透水係数や動水勾配が小さいため、河川流量の変化は少なく、ほぼ一定が微増に留まる。

表-4 豊平川周辺の想定水理地質区分

|                          |                           |  |
|--------------------------|---------------------------|--|
| 区間1: 扇頂部上流 (KP19より上流)    | G1層のみ (層厚10m前後)           | 河川流量は下流に向かい微増、もしくは変わらず                   |
| 区間2: 扇頂~扇中部 (KP17~KP19)  | G1, G2, G3層 (層厚数10~100m超) | 下流に向かい流量減少、特に鉛直下方向に浸透、深部の被圧帯水層を涵養        |
| 区間3: 扇中部~扇端部 (KP13~KP17) | G1, G2層 (層厚40~60m)        | 下流に向かい透水性や動水勾配に応じて流量減少、特にKP15.5~16.5伏没卓越 |
| 区間4: 扇端部下流 (KP13より下流)    | ほぼ一定                      | 下流に向かい流量微増、もしくは変わらず                      |

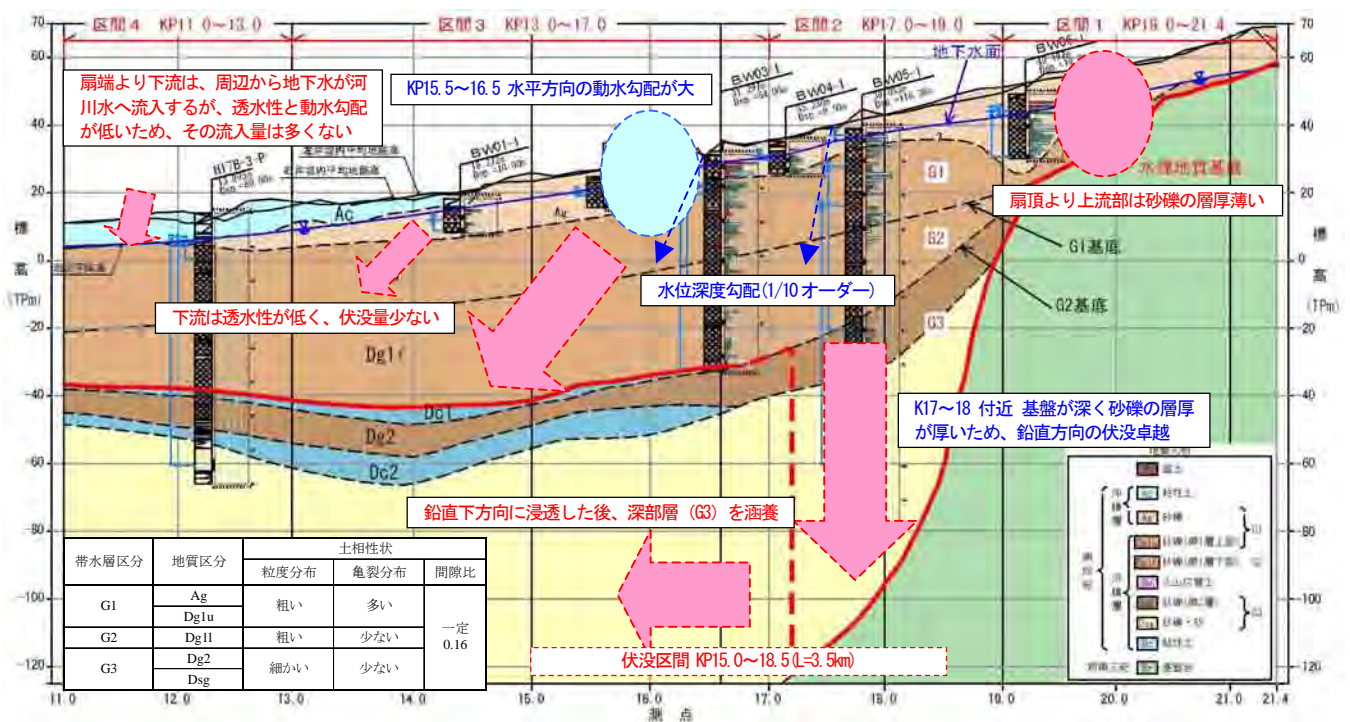


図-11 豊平川周辺の水理地質模式図

## 4.まとめ

本論文の要旨は、以下の通りである。

- ・豊平川においては、扇状地流下過程での流量減少（伏没現象）が見られ、渇水流況時に与える影響が懸念されてきた。しかしながら、伏没量および伏没区間は、既往調査毎に異なり互いに整合せず、このため、伏没現象の解明は、豊平川の低水管理における長年の大きな課題とされてきた。
- ・本調査において、従来の観測方法を見直した精密同時流量観測を実施した結果、伏没区間は山鼻川合流点 (KP18.5) から南7条大橋 (KP15) 付近までの約3.5kmの区間であり、伏没量 $IQ$ は $1\sim 3\text{m}^3/\text{s}$ の範囲で期別条件により変化し、特に上流流量 $Q1$ と相関が強い( $IQ \propto Q1^\alpha$ 、 $\alpha < 1$ ) ことが明らかとなった。
- ・本調査によって明らかになった伏没現象は、河川水・地下水の水位分布と、砂礫層の水理地質構造との整合性があることも確認できた。伏没区間 (KP15.0~18.5) は、河川水位が周辺地下水位より高く、かつ砂礫層の透水性が高い区間である。特に伏没の多い南大橋から幌平橋間 (KP15.5~16.5付近) は、水位等高線が密で、動水勾配が大きい。また扇頂部 (KP17~18付近) は、砂礫層が100m以上と厚く、鉛直下方向への大きな動水勾配が発生しており、伏没した河川水が深部の被圧帯水層まで浸透し、同層の涵養源になっていると推測される。

## 5.今後の展開

本論文で述べた一連の調査手法は、豊平川に限らず、一般の扇状地河川の伏没現象解明にも有効と考えられ、今後、他扇状地河川の低水管理の参考になると期待される。

加えて、低水管理計画を検討する際の想定渇水流況、例えば、豊平川では「10年に1回起こりうる渇水流量」を対象とする場合、年や時期によって調査の機会が限られる場合があり、そうした特異条件の現象予測には、数値解析（シミュレーション）がしばしば適用される<sup>9)</sup>。

豊平川においても、正常流量設定など低水管理に係わる諸課題の解決には、想定渇水流況における精度ある伏没量の設定が不可欠である。

このため、今後、河川流・地下水流の連成シミュレーション解析を進め(図-12~14)、豊平川の伏没量を解明したいと考えている。

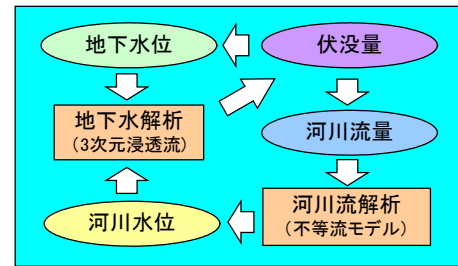


図-12 河川流・地下水流連成シミュレーションの概念図

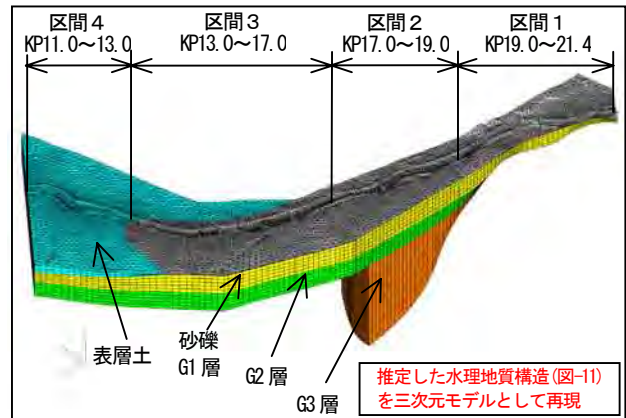


図-13 三次元有限要素モデル

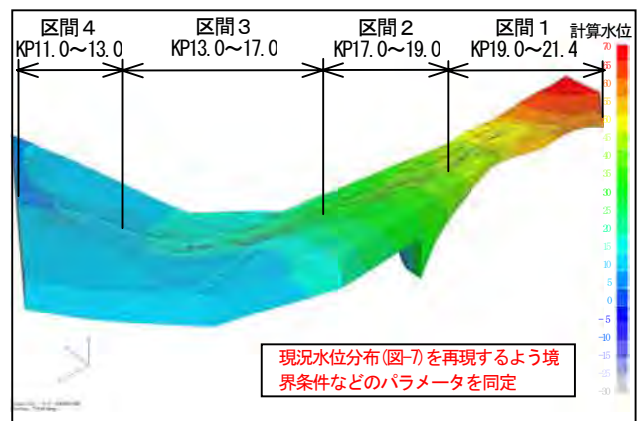


図-14 地下水流動解析の結果例

## 参考文献

- 1) 大丸裕武：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
- 2) 柳屋圭吾：豊平川扇状地及びその周辺の地下水の現状について
- 3) 地質調査所：豊平川扇状地および発寒扇状地の地下水
- 4) 建設省河川局：建設省河川砂防技術基準(案)調査編
- 5) 土木研究所：水文観測 平成14年度版
- 6) 北海道開発局：流量測定の精度向上に関する研究
- 7) 四国地方整備局：第2版 水文観測の手引き 低水流量観測編
- 8) 原田守博：河川と帯水層の相互作用が河川流況に及ぼす効果