

11. 空堀川流域の浅層地盤（その2）

Ground Condition at Karabori River Basin

技術支援課 中山俊雄 川合将文 大澤健二

1. はじめに

空堀川河川整備事業の中で、河川水維持対策は大きな課題の一つとなっている。河川水維持対策を検討するには、流域全体の水収支の検討が必要であり、そのためには、まず地下水の器である帯水層構造を明らかにする必要がある。前報¹⁾では、空堀川流域全体の帯水層構造について検討を行った。深度 800m までの範囲にある帯水層を 4 つの帯水層帯に区分し、さらに最上部の第 1・第 2 帯水層帯を、浅部から深部に向かってさらに A から E の帯水層帯に細区分した。

今回は、これら帯水層のうち、河川水と直接接する A 層帯水層を取り上げ、その地盤特性の検討を行った。

A 帯水層帯は、表層（河川堆積物とローム層）と厚い礫層からなる。本報告では、この A 帯水層の下限深度までを浅層地盤として呼ぶことにする。

2. 流域の地形

空堀川流域の地形は、源頭部のある狭山丘陵と平野部からなり、平野部は台地と低地に区分されている。

空堀川に沿う低地は、1:25000 土地条件図、八王子・東京西北（国土地理院）²⁾では、浅い谷として表現さ

れている。この浅い谷を、その谷幅と流路方向に注目して、5 区間に区分した（図-1、表-1）。

上流の a 区間の谷幅は 100~150m、奈良橋川が合流する b 区間から c 区間では谷幅は 250~300m と広がる。柳瀬川と合流する直前の区間である d 区間は、谷幅 75m の狭窄部となっている。e 区間は柳瀬川沿いに発達する低位段丘面上に位置している。

表-1 流域区分

区分	区 間	谷幅	流路の向き	区間距離
a	空堀川が狭山丘陵から平地に出る武蔵村山市本町四丁目付近から、奈良橋川との合流点（高木橋）まで	100~150m	東南東	約5km
b	高木橋から東村市本町（野口橋）	250~300m	東北東	約3km
c	野口橋から清瀬市野塩（梅坂橋）	250~300m	北東	約5.5km
d	梅坂橋から清瀬市中里2丁目（三郷橋）	75m	北東	約0.25km
e	三郷橋から柳瀬川合流地点まで（低位段丘面）	625m (柳瀬川)	北東	約0.75km

3. 流域の地質

空堀川流域全体の浅層地盤は、下位に厚い礫層が分布し、その上位に台地部ではローム層、浅い谷部では礫・砂・泥層、泥炭層（ここでは河川性堆積物と呼ぶ）

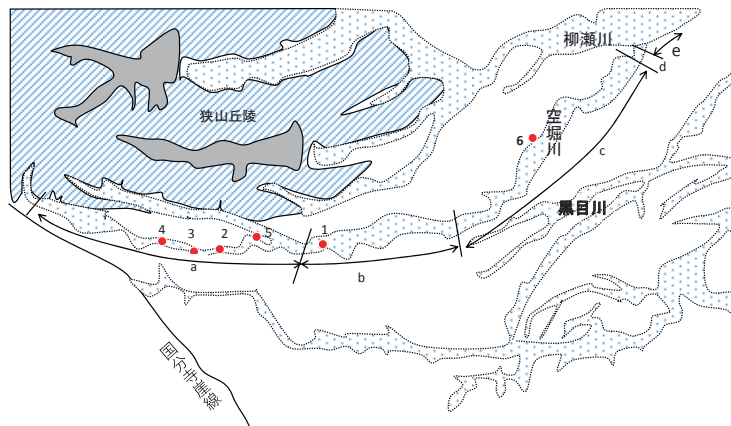


図-1 空堀川の地区区分（国土地理院：土地条件図を使用）

とローム層が分布する。(表-2)

表-2 流域の地盤

台地	低地 (浅い谷)
ローム層	河川性堆積物 (礫・砂・泥・腐植土) ローム層
厚い礫層	

当センターの地盤情報システムに登録されているボーリング資料をもとに、空堀川の上流側から下流側に向けて、低地内にある地質柱状図を選び、地質断面図を作成した(図-2)。同時に空堀川に直交する方向にも上流から下流に約 10 地質断面図を作成した。(図は省略)

(1) 低地 (浅い谷) の表層地盤

空堀川低地に沿う地質断面図から、表層地層について河川区間ごとの特徴をまとめると次のようになる。

① 最上流部の狭山丘陵内の谷底低地には、基盤の N

値が 40 を超える泥岩・砂岩層(上総層群相当層?)の上部には下位から上位に向かって礫岩層(層厚約 1m)、礫混じり粘土層(層厚約 0.5m)、粘土層(層厚約 1.5m)、腐植土層(層厚約 2.0m)の河川性堆積物が分布するが、平野部の a 区間上流側(武蔵村山市中央 3 丁目の青梅街道と交差する付近)までは、下部の礫岩層の上位には、腐植土と粘土層(N 値 2 前後)が層厚 2~5m で堆積している。

- ② a 区間下流側では、下部の礫岩層の上位には、凝灰質粘土と腐植土層が層厚 1~2m が分布する。
- ③ a 区間の末端、奈良橋川合流付近では、泥炭層の分布域は少なくなり、層厚 2m の泥層(N 値 3~6)が分布する。
- ④ b・c 区間からは、層厚 2m 前後のローム層の分布が見られるようになり、腐植土層や粘土層の分布が見られなくなる(または、分布域が狭まる)。

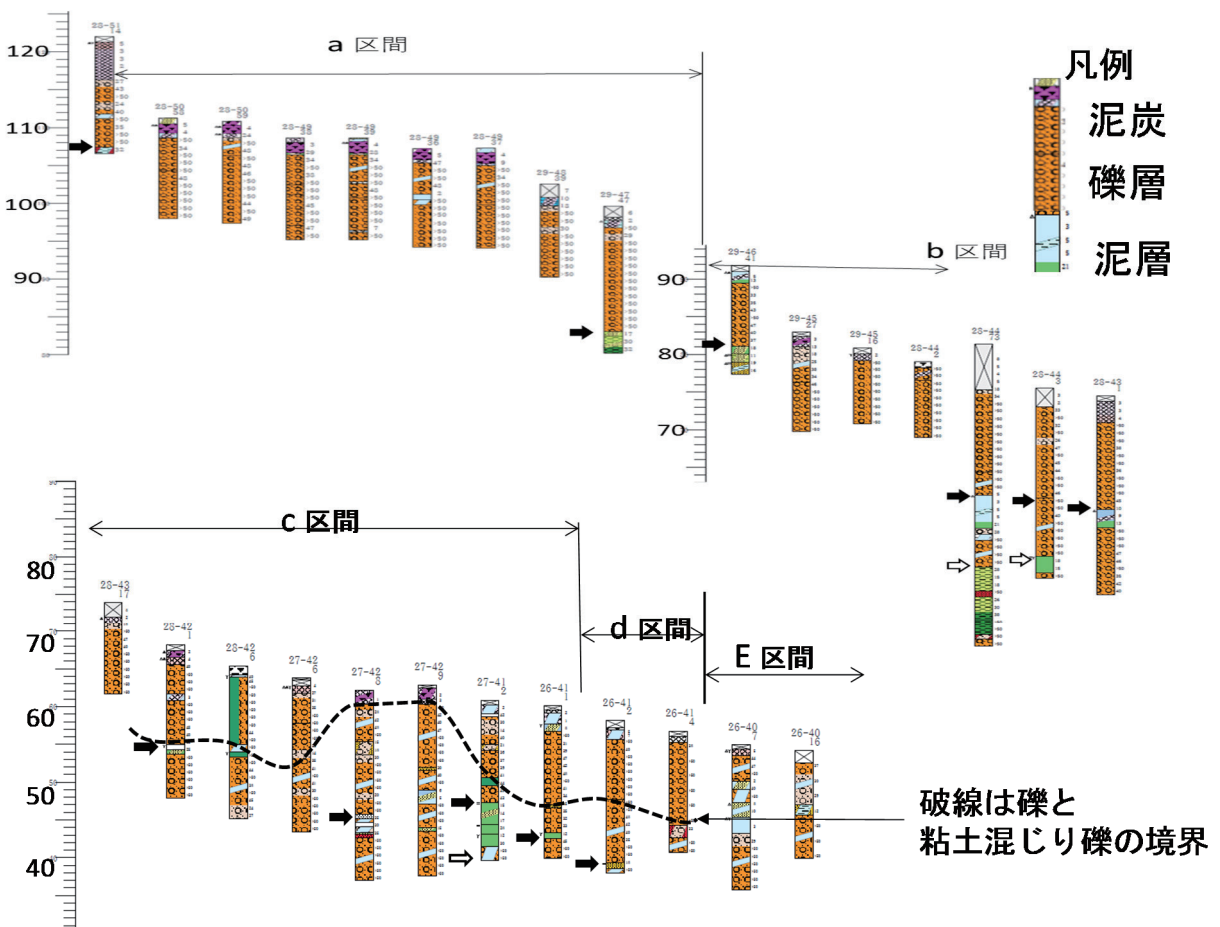


図-2 空堀川沿い地質断面図

- ⑤ b 区間から c 区間にかけて、礫岩層中に層厚 2～7m の泥層の挟まりが見られるようになる。この泥層上部の礫岩層の層厚は 2～7m、泥層下部の礫岩層の層厚は 20m を超えるところもある。
- ⑥ d 区間の始まり付近には、ローム層の下位に、層厚 3～8m の礫まじり粘土・シルト質砂層が下位の礫岩層を覆って分布する。
- ⑦ e 区間では層厚 1～1.5m のローム層とその下位に N 値 20 前後の礫層が 2～4m の厚さで分布する。この区間は柳瀬川の低位段丘面に位置し、ローム層厚さから立川Ⅱ面に対比される。

(2) 厚い礫層について

1) 礫層の基底深度

植木他 (2007) は、青梅地域の地質 (図幅)³⁾ において、武蔵野面構成層を 7 層に区分し、空堀川や柳瀬川の谷低地には空堀層が分布するとした。空堀川層は武蔵野ローム上部、立川ロームに覆われ、空堀川沿いでは空堀層の層厚は約 1m 程度としている。しかし、空堀川沿いの地質柱状図からは、この空堀層の礫層はその下位の礫層と一括して武蔵野礫層として取り扱うことにする。

寿円 (1964)⁴⁾ は、拝島市内の段丘崖で段丘礫層の下位に分布する礫層を青梅礫層として命名した。その後、この青梅礫層が武蔵野台地西部に広く分布することが報告され (例えば角田 (1980)⁵⁾)、その分布は立川面だけでなく武蔵野面にも分布するという指摘もある。(植木ほか (2007)³⁾)

地盤情報システムに登録されている柱状図データを用いて、深度別の礫層分布図から、礫層基底深度分布図を作成した (図-3)。礫層の基底深度から、この礫層は、西から東・北東方向に向かう谷埋め堆積物であることが想定される。空堀川とこの埋積谷との位置関係でみると、空堀川 a、b 区間では、30m を超える礫層帯は空堀川の南に位置し、c、d、e 区間では空堀川は、黒目川も含めこの礫層帯の中央部に位置している。このことは、空堀川・黒目川の流路方向は、この礫層形成期に制約されたと考えられる。

b～c 区間でみられる礫岩中の泥岩層は、深度約 15m 前後で現れる。そこで、地盤情報システム登録のボ

ーリングデータより、深度 15m の岩相分布を示したも

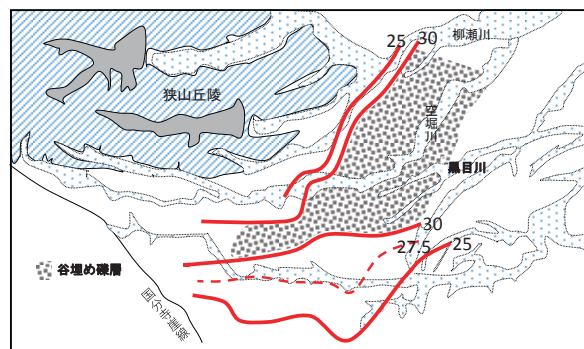


図-3 礫層基底深度分布

のが図-4 である。泥岩層は不規則・不整形な分布を示している。このような不連続な泥岩層の分布は、河道変遷による堆積場の変化を示しているものと考えられ、扇状地性の河川堆積物と考えられる。

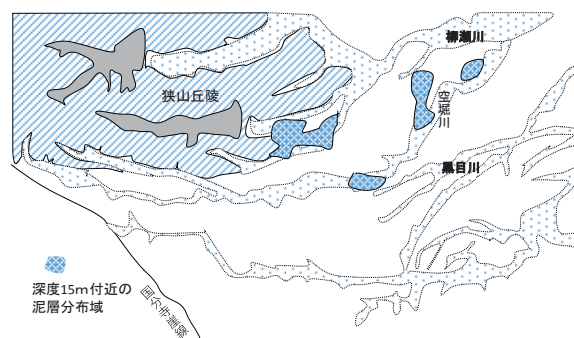


図-4 深度 15m 付近に分布する粘土層の分布

2) 礫層の層厚

空堀川流域で礫層の層厚が判定できる 29 地点の地質柱状図から、層厚分布を求めた (図-5)。層厚は約 8m 前後を境にして 2 グループに区分できるようである。

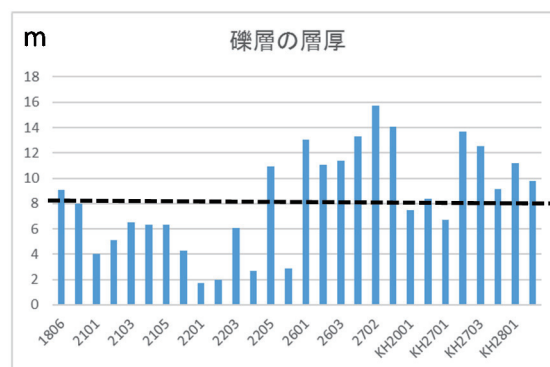


図-5 礫層の層厚

武蔵野礫層の層厚については、角田（2016）⁶⁾は国立駅東方で約4m、小平市ふれあい下水道館（空堀川の南約3.5km地点）で約4mとしている。この値を参考にすると、上記の礫層厚約8m未満のグループは武蔵野礫層に相当すると考えられ、8m以上の層厚は、武蔵野礫層と下位の上部・中部更新統（青梅礫層、芋窪礫層？）の礫層に相当すると考えられる。

空堀川流域のボーリング柱状図には、この厚い礫層が礫層と粘土・砂混じり礫層の2つ層相に区分されているものが少なくない。一般に礫層が上位、粘土・砂混じり礫層が下位にあることが多いが、図-2の地質断面図の中に示したように、その境界深度は一定していない。

東村山市本町1丁目七福公園内で実施されたオールコアボーリングの粘土・砂混じり砂礫層とされている深度5~6mで採取した礫層コア（コアパック採取）を写真-1に示す。



写真-1 礫層コア

径2~3cmを主とした垂円礫（礫径5cm以上の礫も含む）からなり、基質は粗砂~シルトで埋められている。基質支持の礫層である。このことは、この粘土・砂混じり礫層は土石流~扇状地性の堆積物であることを示している。

3) 透水係数

空堀川流域の35地点（46か所）で礫層を対象に実施された透水試験結果を図-6に示す。

透水係数の値は、試験方法により異なり、回復法は

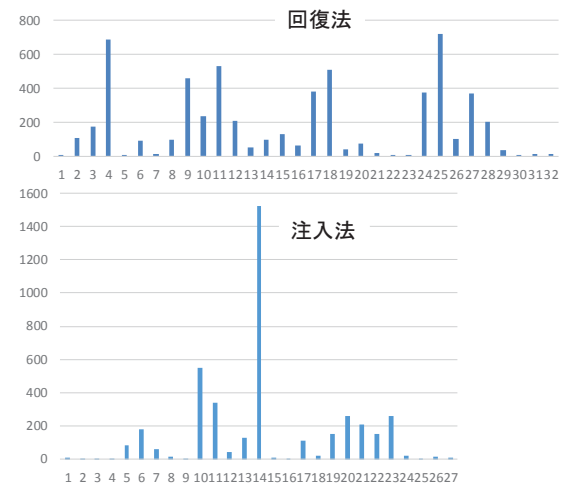


図-6 透水係数（縦軸の単位は $\times 10^{-7} \text{m/s}$ ）

注入法に比べ透水係数は3~48倍の大きい値を示している。回復法により求められた透水係数の平均値は $181.8 \times 10^{-7} \text{m/s}$ で、最小値は $0.4 \times 10^{-7} \text{m/s}$ 、最大値は $530 \times 10^{-7} \text{m/s}$ と約1300倍の開きがある。注入法により求められた透水係数の平均値は $154.4 \times 10^{-7} \text{m/s}$ で、最小値は $0.3 \times 10^{-7} \text{m/s}$ 、最大値は $1520 \times 10^{-7} \text{m/s}$ と約5000倍の開きがある。

このような透水係数のおおきなばらつきを持つことから、シミュレーション計算等で、この礫層の透水係数を平均値から求めることには問題がある。ここでは、このばらつき原因の検討は今後の課題として指摘することと定める。

4. 浅層地下水の水位特性

地下水の変動は、一般に降雨による縦方向と地下水流入による横方向の涵養量（入力）と帯水層下部への浸透の縦方向と地下水の横方向への流出による排出量（出力）により決まる。

地下水の横方向への流出は地下水面図で示される。川合ほか（2011, 2013, 2016）^{7~9)}は、空堀川中・下流域の地下水面を作成し、低水位期には①奈良橋川合流付近西側（本報告でのa区間）では、地下水の流れは概ね南から北方向に、②上流から丸山橋までは（本報告b区間とc区間西側）、地下水等高線は空堀川流路を尾根筋とする下流側に凸な形状が出現するとしている。また、空堀川のすぐ南では地下水位が急に深くなるとしている。すなわちこの区間は、空堀川が地下水涵養

域であるとしている。③J R 武蔵野線東村山トンネルとの交差部（本報告のc 区間西側）では、逆に上流に凸な地下水等高線となり、トンネルに向かう地下水流れが想定されている。

降雨と地下水の関係が比較的明瞭な形として現れる渇水期を選び、空堀川沿いの地下水観測井 4 井とその近傍の観測井 4 井¹⁰⁾（表-3）の、いずれも浅層地下水観測井の水位変動を調べた。

表-3 観測井戸の仕様

地点	観測井戸	井戸深度 (m)	地下水深度 (m)	観測点の場所
1	北建29061	9.5+	4.7	空堀川低地（空堀川面）
2	北建29062	13.5+	12.3	空堀川低地（空堀川面）
3	北建29063	17	18.1	空堀川低地（空堀川面）
4	北建29064	15.7	10.2	空堀川低地（空堀川面）
5	東大和観測井	12	11	中台面
6	東村山観測井	11	5.3	空堀川低地（空堀川面）
7	小平霊園	15	6.8	目黒面
8	井之頭公園	9.46	3.2	（赤羽面）

水位記録は、渇水期間である平成 29 年 2 月 19 日から 3 月 7 日の約 17 日間である。この期間の日降雨量(青梅観測所記録)は、2月20日(3.5mm)、2月23日(0.5mm)、3月1日(4.5mm)、3月2日(3.5mm)である。水位変動図を図-8 に示す。図中の水位変動図の縦軸は、各井戸で異なり、縦軸に示す白・黒の長さが 1m を示している（ただし、No.1 は黒のみで 50 cm）。

各観測井の水位変動図の形状から表-4 に示すような 1~3 型のパターンに分類でき、1 型はさらに 2 つに細分した。

1 型、2 型は数 mm/日の降雨にも対応した水位変動を示すのに対し、3 型はこの程度の降雨量の影響を受けていないタイプである。3 型では、いずれも礫層上位にローム層が 4m 以上の厚さで分布している。ローム層は間隙率が大きく、不飽和帯であるため、浸透した雨水はローム層中に貯留され、地下水位の上昇をもたらさないためと考えられる。2 型は 1 型に比べ水位の上昇が遅れて現れている。これは、ローム層は分布するがその層厚が薄いために、1 型と 3 型の間の特徴を示しているのではないかと考える。1 型は、降雨に敏感に対応する河川水位の変動と類似した変動を示し

ている。河川水位と密接に関係する地下水位といえる。

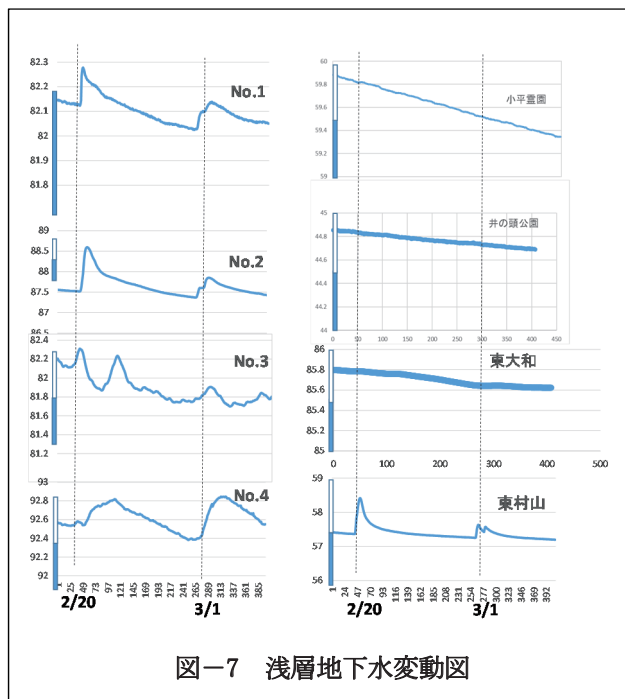


図-7 浅層地下水変動図

このうち、1b 型は 1a 型の水位変動に、降雨以外の不定期な地下水涵養があると考えられるが、現時点で

表-4 水位変動パターン

地点番号	観測井戸	パターン分類	層厚(m)		
			表層(礫混じり粘土)	ローム層	礫層
1	空堀川No.1	1a型	1.8	-	95+
2	空堀川No.2	1a型	3.9	-	13.5+
3	空堀川No.3	1b型	3.3	-	13.5+
4	空堀川No.4	2型	3		
5	東村山	1a型	-	2	7
6	東大和	3型	-	6	14
7	小平霊園	3型	4	-	10~20
8	井之頭公園	3型	-	9	18.9

はその涵養源を特定するには至っていない。

5. まとめ

既存資料の収集をもとに、空堀川流域の地盤特性について検討を行った。この結果、地盤特性については以下のことが明らかになった。

- 1) 空堀川（低地）a 区間は泥炭層の分布が見られる。
- 2) 空堀川（低地）の b 区間から上流は、層厚 2m のローム層が分布する。
- 3) 流域の浅層地下に分布する厚い礫岩層は、層厚 8 m 未満のいわゆる武蔵野礫層とその下位の層厚 20 m を超す礫層（粘土混じり礫層）の 2 層に区分される。

