

10. 空堀川・柳瀬川流域の地盤

Ground Condition at Karabori and Ayase River Basin

技術支援課 中山俊雄 大澤健二

1 はじめに

空堀川流域は、昭和30年代から急速な開発・宅地化が進み、空堀川は豪雨時、しばしば洪水氾濫に見舞われるようになった。また、当時、流域の下水道整備の遅れもあり、家庭雑排水が河川に流入し、河川水質は極めて劣悪な状態にあった。

昭和40年代に入り暫定的護岸整備工事（時間当たり30mm）が開始され、平成8年改定では空堀川改良工事全体計画が策定され、以降、時間当たり50mm対応の護岸改修工事が進められている。一方、流域内には畑や雑木林などの武蔵野の面影を残すところが少なくなく、空堀川に親水機能を考慮した河道整備と環境保護対策が期待されている。治水対策としての河道拡幅、親水対策としての環境・瀬枯れ対策、これが現在、空堀川河川整備事業に期待されている課題である。空堀川を管理する北多摩北部建設事務所では河川改修事業の一環として、環境調査に取り組んでおり、当センターにおいても、瀬枯れと浅層地下水の関係を明らかにすることを目的に、

地下水揚水の余剰水や武蔵野線構内の湧水を、河川に涵養するという方法が取られている。空堀川の河川維持水を長期的な視点で考えるには、深層地下水を含めた流域全体の水循環からの検討が必要である。この報告は、空堀川流域の水循環の予察的検討として、1) 空堀川の空堀である理由を河川形成史から検討し、次に、2) 水循環を考える上での基礎的資料となる空堀川流域の地下水帯水層構造の3次元モデル化を行ったものである。

2 調査地域

空堀川は武蔵村山市野山北公園に源とし、途中奈良橋川を合わせ清瀬市中里で柳瀬川へ合流する、流域面積26.8平方キロメートル、河川延長15.0kmの一級河川である。柳瀬川は、埼玉県所沢市の山口貯水池（狭山湖）を源とし、途中北川、空堀川、東川を合わせながら都県境を流下し、埼玉県志木市で新河岸川に合流する、流域面積95.5平方キロメートル（東京都域45.2平方キロメートル）、河川延長19.6kmの一級河川である。これら河川流域には、都内では武蔵村山市、東大和市、東村山市、清瀬市が含まれる。

今回の3次元地盤モデルの対象地域は、北は埼玉県境、東は柳瀬川と空堀川が合流する清瀬市中里、南は野火止用水路、西は空堀川の源流とされている武蔵村山市の山北公園付近とする範囲とした（図-1）。

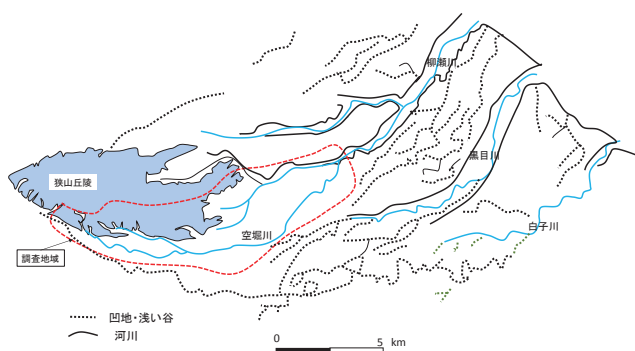


図-1 調査地域

平成23年度から空堀川流域の浅層地下水調査を、下流から上流にかけて順次調査を進めて来ている。空堀川では、現在、瀬枯れ対策の一つとして、近傍の工場の深層

3 空堀川の形成史

(1) 武蔵野台地の河川の流向

武蔵野台地を流れる河川の流路の方向に着目すると、北東向き、東向き、南東向きの3系統に区分することが出来る。

北東向き河川には、柳瀬川・空堀川、黒目川・落合川、白子川がある（これら河川を、北東向き河川系と呼ぶ）。東向き河川には、石神井川、神田川などがあり、南東向き河川には目黒川、仙川、野川等がある。これら武蔵野台地の河川は、古多摩川の名残河川であり（東木、1928）、河川流路方向は、それぞれの河川形成史を反映したものと考えられるが、ここでは、北東向き河川系についてのみ検討する。

北東向き河川系の谷幅に注目すると、まず、柳瀬川と黒目川では谷幅がひろく、白子川では狭いという顕著な違いがみられる（図-1）。柳瀬川、黒目川の台地末端付近での谷幅が約3kmであるのに対し、白子川では約1.5kmと半分の谷幅に過ぎない。また、これら柳瀬川、黒目川の谷幅の広い河川には、谷内に低位段丘面が発達している。次に、これら北東向き河川に挟まれた台地上には、凹地・浅い谷が複雑に分布している。柳瀬川、黒目川間の台地上の凹地・浅い谷は南西から北東方向に分岐しながら直線状に伸びた分布を示している。この方向は柳瀬川と黒目川の谷の方向と調和的である。黒目川と白子川間の台地上の凹地・浅い谷は、より複雑な形状を示し、全体として大きな蛇行形状を示しており、柳瀬川・黒目川間の台地上の凹地・浅い谷と異なる形状である。白子川の源頭は、河川管理の上からは練馬区南大泉にある大泉井頭公園とされているが、ここには、より上流に延びる新川と呼ばれる小河川（堀）がある。この新川の上流延長上で先の蛇行する凹地・浅い谷に連続し、更に上流側に進むと、凹地・浅い谷は直線状となる。これら一連の凹地・浅い谷は白子川の旧流路（帯）と考えられる。

(2) 関東ローム層の厚さ

地盤情報システムを利用し、この地域の台地に堆積するローム層厚の分布を求めた。その一例として東村山市を南北に縦断する位置（図-3）での、地質断面図を（図-4）を示す。ローム層厚に違いが生じている。ローム層厚の違いは、地形面の形成過程を反映していると考えられる。

植木ほか（2007）は、武蔵野面を構成する地層を下位から、成増層、小平層、赤羽層、中台層、黒目川

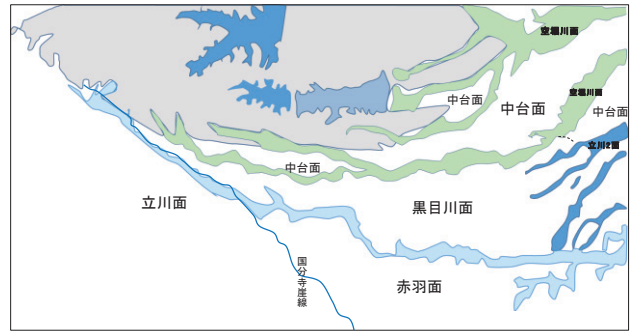


図-2 地形面分類

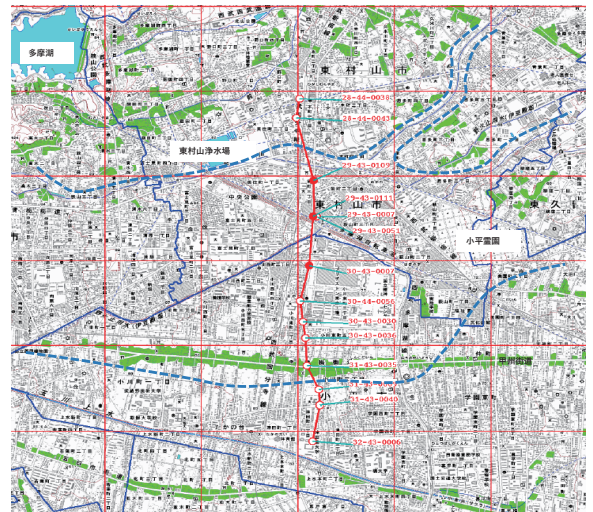


図-3 地質断面位置図

（地形境界線の一部は、青梅区幅と異なる）

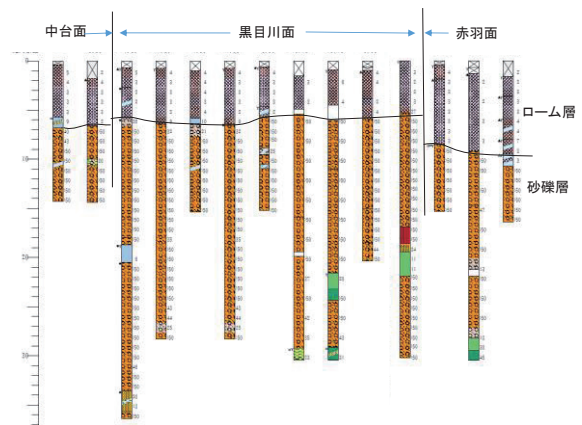


図-4 地形面と地質柱状図

層、久米川層、空堀川層の7層に区分し、これらの地層の堆積面を、それぞれ成増面、小平面、赤羽面、中台面、黒目面、久米川面、空堀川面と呼んでいる。これによると、柳瀬川・黒目川間の台地は中台面に、黒目川・白子川間の台地は黒目川面に、白子川上流右岸の台地は赤羽面にあたる。

ローム層厚の違いは、上記地形面に対応しており、

中台面で約7m、黒目川面で約6m、赤羽面で約8mとなっている。

(3) 空堀川の形成史

植木他(2007)は、赤羽層、中台層、黒目川層、空堀川層の堆積年代をそれぞれ約8.3~6.7万年前、約6.5~6万年前、5万年前、5~4万年前としている。これらの年代を参考にすると、北東向き河川系の形成史は次のように推定できる。

① 8.3~6.7万年前頃：古多摩川が狭山丘陵の南を東に流れていた。この時に赤羽層を堆積し、赤羽面を形成した。白子川上流にみられる凹地・浅い谷は、この赤羽面形成した河川流路の一部河跡を示していると考えられる。

② 6.5~6万年前頃：古多摩川が北東側に流路変更し、中台層を堆積させ中台面を形成した。柳瀬川・空堀川と黒目川間の台地に見られる凹地・浅い谷筋は、この時の河跡であろう。

③ 5万年前頃：おそらく古多摩川の河川流量が増し、②の河川流路が開析され、河道はより南に、現黒目川流路に移動し、黒目川層を堆積し黒目川面が形成された(この時の河川をここでは古黒目川とよぶ)。

④ 5~4万年前頃：古多摩川の流路が再び変更し、古黒目川は名残河川となった。狭山丘陵からの湧水を水源とする空堀川は、古黒目川の流路の一部を利用し、下流では、②の時期の旧流路を利用し、柳瀬川に合流するようになった。

⑤ 2.9万年前以降：古多摩川は、南東に流路変更し、武蔵野台地(上記地形面の総称)を侵食し、新たに立川礫層を堆積し立川面を形成した。

黒目川では、古黒目川流域に降る雨水の涵養により、地下水湧水を源頭とし、新たに現黒目川が形成された。

このような河川形成史を想定すると、空堀川が空堀である理由として、空堀川の中・上流域は古黒目川流域にあるが、その縁部に位置するため、古黒目川流域の降水が涵養による地下水は、現黒目川に向かって流下し、空堀川には流下しないためと考えられる。

北東向き河川系の中でも、黒目川と異なり空堀川に瀬枯れの起きやす理由は、この河川の特異な流路変遷史にあると思われる。

4 柳瀬川・空堀川流域の地下地質

当センターの地盤情報システムには、柳瀬川・空堀川流域には約170本の深井戸柱状図が登録されている。これら柱状図の掘削深度の多くは200~300mである。このことは、この地域の深層地下水揚水は、この深度以浅からである(あった)ことを示している。

そこで、3次元地下構造モデルの作成では、深度約300mまでの帯水層を対象とすることとした。

(1) 3次元地下構造モデル作成の流れ

3次元地下構造モデルの作成までの流れを図-5に示す。このうち、「地層境界面の設定」が、このモデルの成否の鍵を担っている。

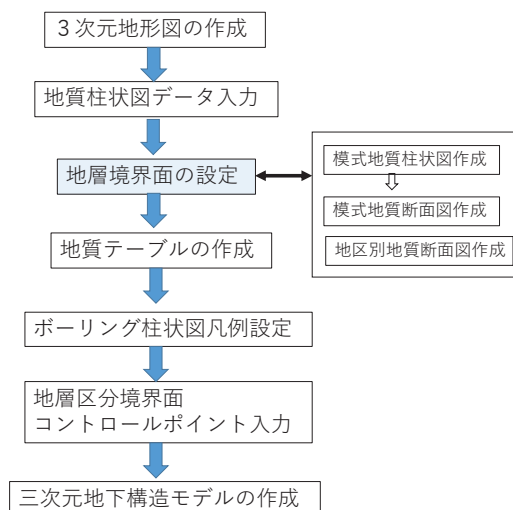


図-5 モデル作成の流れ

地層境界面設定のために、a) 模式地質柱状図の作成、b) 模式断面図の作成(模式地質柱状図間の対比)、c) 模式断面図を基に地域内の複数断面線の作成の手順を進めた。

(2) 模式地質柱状図の作成

調査地域には、東大和市と東村山市の2か所に地盤沈下観測井がある。川島ほか(1977、1983)により、この2地点の沈下地質の層序記載が行われている。井戸データに比べ、これら層序試錐の地質柱状図の精度が高いことから、これら2地点の地質柱状図をこの地域の模式地質柱状図(図-6)として設定した。

① 東大和模式地質柱状図

深度700mまでの地質柱状図が作成されている。岩相特徴からA~Fの6層に区分されている。

A層 (0 から 20.1m) : 礫混じり火山灰質粘土層と砂礫層からなる。

B層 (20.1~80.0m) : シルト、砂、砂礫互層からなる。

C層 (80.0~213.4m) : ゆるい砂層を主体として、シルト層、最上部に厚い浮石層を挟む。

D層 (213.4~384.5m) : 砂層を主体とする。下部ではシルト質になる。

E層 (384.5~589.3m) : 固結した砂質シルト層からなる。

F層 (589.3~702.6m) : 砂層からなる。

②東村山層序試錐 (標高 61.32m)

大和地盤沈下観測井から西北西 5.1 km 位置している。掘削深度は 700m。層相から A~F の 6 層に区分されている。

A層 (0 から 9.0m) : 下位の砂礫層と上位の火山灰層から構成される。

B層 (9.0~46.9m) : 下位の砂礫層と上位の粘土混じり砂礫層からなる。

C層 (46.9~148.2m) : 砂礫層を基底とし、砂質シルトからシルト層からなる。

D層 (148~357.9m) : 砂礫層、砂層、砂質シルト層の互層からなる。砂層の層厚が厚い。

E層 (357.9~477.5m) : 厚い砂層からなる。

F層 (477.5~706.3m) : 固結した砂質シルト層

川島 (1983) は、下位の F 層を北多摩層、D・E 層を東久留米層、C 層を舎人層、B 層を江戸川層、A 層を武蔵野礫層・関東ローム層に対比している。

今回の柳瀬・空堀川流域の地下地質の検討にあたっては、舎人層が厚く分布する東村山層序試錐の区分を基本にしている。ここでは C 層は、層相の特徴から、さらに①148~142m、②142~128m、③128~116.1m、④116~110.3m、⑤110.3~89.4m、⑥89.4~75.4m、⑦75.4~68.4m、⑧68.4~60.5m、⑨60.5m~46.9m の 9 層に分けて記載されており、珪藻分析結果からは C 層内で、淡水棲種と海棲種が交互に 4 回繰り返されるとある。このことから C 層は浅海環境にあり、少なくとも 4 回の海水面変動が記録されていると考えられる。そこで、C 層を、礫~粘土~砂の上方細粒化 (海進) から上方粗粒化 (海面停滞) を考慮した 1 ユニットとして、CU1 (148~128.2m、CU2 (128~89.4m)、CU3 (89.4m~75.4m)、

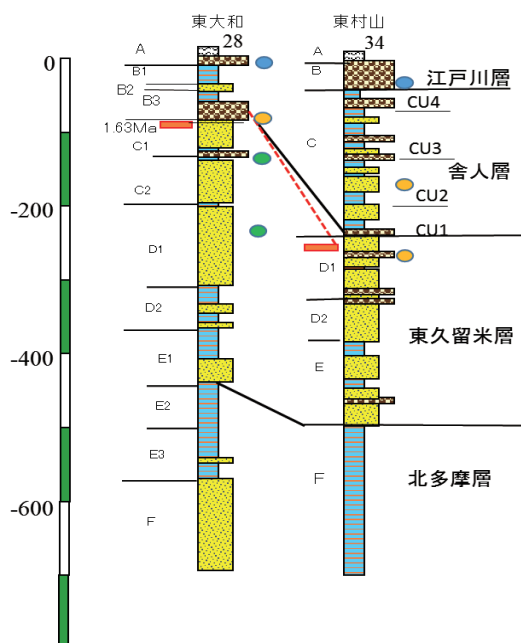


図-6 模式柱状図

CU4 (75.4~46.9m) に区分した。鈴木他 (2008) は、東大和模式柱状図の深度 89.70m の火山灰からカミングトン閃石を検出し、これを火山灰 0b4b-1 に対比し、その堆積年代を約 1.63 百年万前としている。同様なカミングトン閃石を含む火山灰が、東村山模式柱状図の深度 244.1~245.8m にも見つかり、両者は同一火山灰として対比している (川島ほか、1983)。

(3) 模式断面図

上記模式柱状図を結ぶ測線上に、既存井戸柱状図を配置し、上記火山灰層を鍵層とし、各柱状図でみられる礫層-粘土-砂層を 1 堆積ユニットとして、ユニット単位を参考にして模式断面図を作成した (図 7)。模式断面図では、各ユニットをまとめ A~E 層に区分し、各層の境界を S1~S4 とした。

帯水層としての評価には、上記、ユニット単位での検討が必要となるが、今回の 3 次元モデルでは地層単位のレベルとし、A から D 層を帯水層帯として扱うこととした。

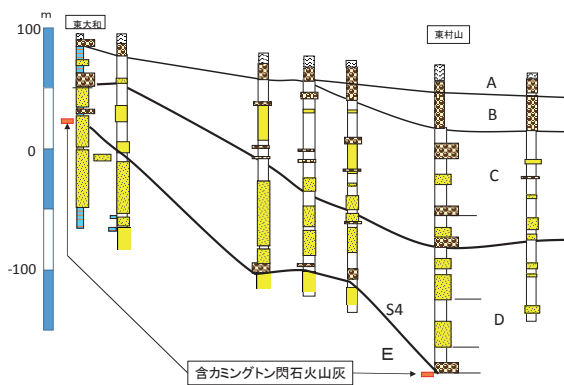


図-7 模式断面図

(4) 地区別地質断面図の作成

調査地域内を4つの地区に分け、各地区ごとに地質断面線を作成した。この地区地質断面図では、始発点と最終点と一致するように閉鎖系に作成し、各地区地質断面図では、隣接する地区の地質断面図と一部の地質柱状図が共有するようにしている。上記模式地質断面図の地質柱状図は、各地区地質断面図の一部地質柱状図と共有している。このことにより、模式断面図での対比線が各地区の地質断面図において連続し追跡することが可能となる（各地区の閉鎖系地質断面図は省略）。

5) 三次元モデルの作成

上記の4閉鎖系地区地質断面図をもとに、市販ソフト（MakeJiban Ver. 1.09：五大開発社製）を用いて、3次元地下モデルを作成した（図8）。

図-9はこの三次元モデルをもとに、任意に求めた測線によるブロックダイアグラムである。

図10は、S3対比線の平面形状を示したものである（図中の枠内が対象地域に相当）。S3面は、全体的には東に傾斜し、中央付近でその傾斜が急になる傾斜変換線がみられる。また、この等高線からいくつかの谷地形を見ることができる。

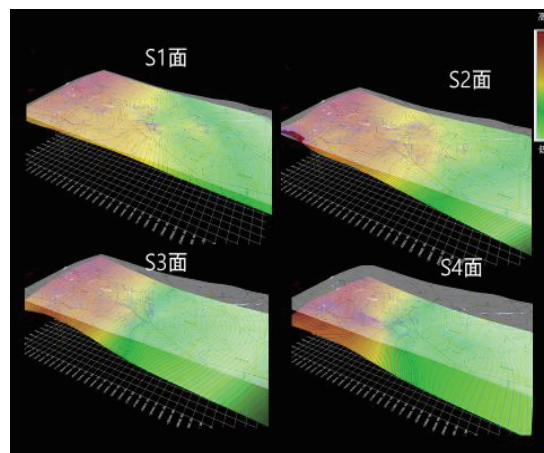


図-8 地層境界面

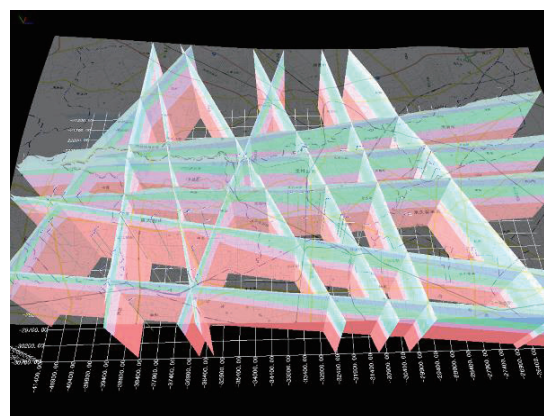


図-9 ブロックダイアグラム

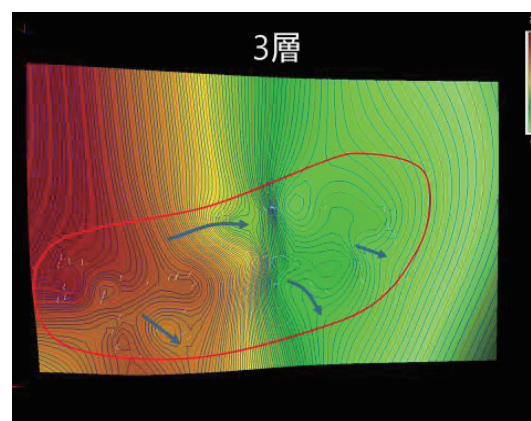


図-10 S3面の等高線図

5 流域内の深層地下水

(1) 揚水量

都環境局の平成25年度地下水揚水量の実態によると、東大和市、東村山市、清瀬市、東久留米市の年間地下水揚水量を、それぞれ3.7、1.1、0.3、3.1（百万立方メートル）である（表-1）。東大和市が4市の中では最も多く揚水し、4市合計揚水量の45%を占めている。次に

東久留米市の38%である。東大和市の揚水量を用途別にみると、食料品たばこが最も多く、次に上水道である。この2つの業種で全体の市全体の98%を占めている。東大和市に比べ約3分の1の揚水量である東村山市では、用途別にみると医療施設が最も多く、次に食料品たばこ

表-1 用途別揚水量

	年間揚水量 (m3/年)	比率 %	事業者数	井戸本数	揚水量 (m3/日)	用途別(揚水量の多いもの) 100m3未満は0として記入							全揚水量 に対する 比率 (%)	上位1,2の 合計	上位1,2の 全体の比 率
						その他娯楽 スポーツ施設 (釣り堀 等)	医療施設	食料品・ たばこ	化学工業	製造業以 外	上下水道	計			
東大和	3,708,988	45	20	32	10,162	0	164	6,858	0	0	3,075	10,097	99	9,933	0.983758
東村山	1,089,683	13	37	49	2,985	0	1,241	823	183	498	0	2,745	92	2,064	0.751913
清瀬	259,649	3	25	32	810	0	607	0	0	0	0	607	75	607	1
東久留米	3,140,843	38	29	45	8,605	345	0	3,436	0	0	4,197	7,978	93	7,633	0.956756

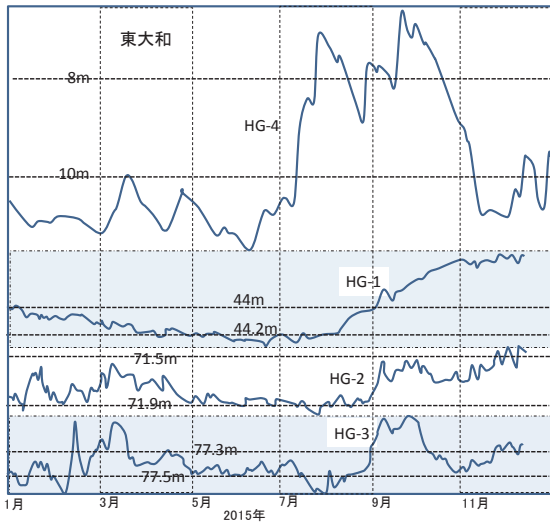


図-11 東大和観測井戸地下水位変動図

ストレーナ深度 1: 78m, 2: 160m, 3: 237m,
4: 15m (観測井ごとに標高表示)

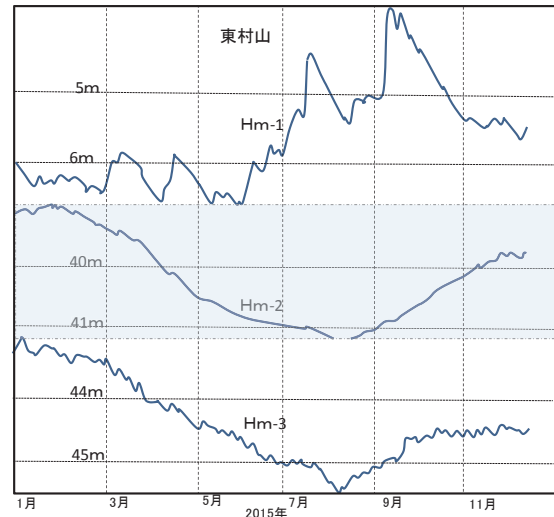


図-12 東村山観測井戸地下水位変動図

ストレーナ深度 1: 40m, 2: 176,
3: 263m (観測井ごとに標高表示)

で、この2つ全体の75%を占めている。ただし、武蔵村市内を通過する武蔵野線では、構内湧水があり、この量は、上記揚水量には含まれていない。

(2) 地下水位

東大和、東村山の地盤沈下観測所の平成25年の地下水記録を図11、12に示す。東大和HG-4は浅層地下水であるA帯水層帯にあり、東村山Hm-1はB帯水層帯にある。両者の水変動曲線が類似していることから、AとBの両帯水層帯の地下水は一連の帯水層として扱うことが可能である。

東大和のHG-1、東村山のHm-2, 3はC層帯水層帯の地下水位である。これらも共通した水位変動を示している。特に水位変動の中に、短周期の鋸歯状水位変動がみられることから、この帯水層帯で揚水が集中して行われていることを示している。東大和のHG-2, 3はD帯水層

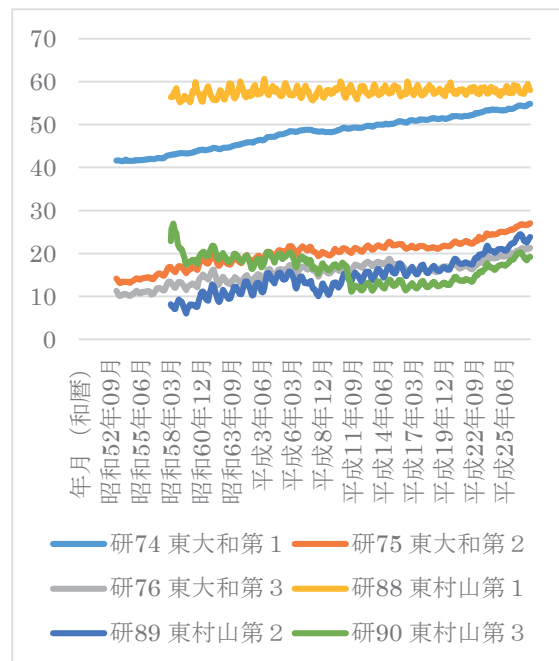


図-13 観測井戸地下水位変動図

帯の水位変動を示している。

空堀川の瀬枯れ対策に一役買っている東大和市のM工場の地下水揚水は、井戸深度から判断するとC帯水層帯からの揚水である。一方、武蔵野線線路沿いの湧水は、線路標高から判断するとB帯水層帯の地下水と考えられる。地下水位の長期的な水位変化をみると、いずれの地下水位も経年的に上昇傾向がみられる(図-13)。このことから、現行の深層地下水の揚水量は、この地域の涵養量よりも少ないといえることができる。また、現行の空堀川の瀬枯れ対策として用いられている深層地下水からの涵養は、水循環システムから考えても、問題にならない

程度の水量であるといえる。

まとめ

空堀川の水循環を考えるうえで、空堀川の形成史と空堀川流域の帯水構造から検討を行った。

空堀川が空堀であるのは、古多摩川の名残河川ではあるが、他の名残河川に比べても水量が乏しいのは、その特異な河川形成史にある。また、瀬枯れ対策としての深層地下水の利用は、現状の揚水量と水位変化から判断すると継続可能な施策であるといえる。

引用文献

- 1) 東木竜七 (1928) : 東京山の手地域における侵食面の発達史, 理学評論, Vol. 4
- 2) 植木岳雪、酒井彰 (2007) : 青梅地域の地質、地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)
- 3) 川島真一、川合将文 (1983) : 東村山市における層序試錐結果と北多摩地区北部の帯水層の分布形態、昭 58 都
土技研年報、
- 4) 川島真一、川合将文 (1977) : 東京都東大和市における層序試錐結果、昭 52 都技土研年報
- 5) 鈴木毅彦、村田昌則、大石雅之、山崎晴雄、中山俊雄、川島真一、川合将文 (2008) : テフラ編年による立川
断層活動史の復元、第四紀研究、47 (2)
- 6) 環境局 (2015) : 地下水揚水量調査報告書 (平 27 年 3 月)