

埼玉県における水文地質調査報告

— 関東西部工業用水源地域調査 第4報 —

渡 辺 和 衛*

Report on the Hydrogeological Investigations of the River Discharge or Recharge
in the Maximum Drought Season at the Western Part of the
Kwantō Lowland, Saitama Prefecture

By

Kazue Watanabe

Abstract

1. These investigations were co-operated with the ground water exploitations for industrial water supply. They measured the river flow at about 60 stations in this district and drew the iso-flow curve chart of specific discharge (Fig. 2). And these iso-flow curve charts were projected on the geological sheet-map of this region (Fig. 3).

2. The results are as follows :

Loc.	Specific discharge (m ³ /sec/100 km ²)	Geologic evidence etc.
upper course of R. Iruma, Koma and R. Oppe	1 ~ 2	mainly composed of Chichibu system (Paleozoic)
upper course of R. Tuki	0 ~ 1	mainly composed of Sambagawa, Mikabu system (Paleozoic)
middle course of R. Tuki	0 ~ 0.5	Hiki hilly land (Miocene) and Han'nō gravel bed (Pliocene)
middle course of R. Ichikawa	0 ~ 1	Higashi Matsuyama hilly land (Miocene, Matsuyama stage)
terrace { high middle low	below	lower course of all rivers
Flood plain		

3. Water balance between mountainland and plain

Recharge flow from the mountainland to the plain

5.10 m³/sec.....1.7 m³/sec/100 km²

Discharge flow from the plain to the R. Arakawa

2.2 ~ 3.2 m³/sec.....0.8 ~ 1.2 m³/sec/100 km²

reserved flow in the plain

1.9 ~ 2.9 m³/sec.....0.6 ~ 1.0 m³/sec/100 km²

要 旨

1. 関東西部地域工業用水源調査の一環となる、水文地質調査として、荒川右岸(熊谷一川越間)の各支流の水

文地質調査を実施した。調査時期として、雨量などの直接の影響の少ない渇水期を選び、60カ所以上の流量測定、水比抵抗測定を実施した。これによつて比流量等傾度曲線を描いて全域の水分布の状況を検討した(第2図参照)。

* 地質部

(平方一高木間)をしているから、これを計算に入れれば均衡に近づく。

2.1 入間川水系

入間川の最上流の名郷の北に $3 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ のかなり高い流量の地域が北西から南東へ向かつて延びている。またこの名郷の右岸には石灰洞中の水があり、そして名栗鉱泉附近では西南西の方向から $5 \sim 8 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ の高い値の曲線が延びてきている。その下流僅か 2 km の地点、黒指一赤沢間では極端に表流が減少して $-30 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となっている。この地点は秩父系の砂岩・頁岩互層中を北北西方向からきた流路が、直角に方向を変える所で、破碎帯の存在のためと思われる。なお地質との関係については後述する。この地点から下流の小瀬戸までは、同様の地質地態であるためか、流出水量が比較的少ない。ところが飯能市本郷一岩根橋下間に至って急激に流量が増加している。飯能市は後脊の古生層地帯の溪口位置にあるから、これから上流の古生層中を流れる地下水の排出地点になるので急激に流量の増加がみられるのであろう。飯能から下流の笠縫地点では、成木川の流入によつてさらに一段と流量が増加している。ところがその下流の仏子ではその地表水が伏没している。最上流から仏子地点までの実際の流量差の和は、 $1.094 \text{ m}^3/\text{sec}$ となつて約 $1 \text{ m}^3/\text{sec}$ の増加となる。これは地下水に転化した水量を含んでいない量で、この地点までの 100 km^2 当り増加量は $2.46 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ である。仏子から下流上戸まででは表流量の増加は $0.062 \text{ m}^3/\text{sec}$ であつて、 100 km^2 当りでは $0.17 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となり、山間部の約 $1/15$ に低下する。すなわち平野の方が山間部よりも浸透能がよいということだけで、直ちに 15 倍の浸透能があるとする事はできないが、少なくともオーダーが 1 つ違うものであることはわかる。入間川も笠縫一仏子間では前述のように水の消失が顕著で、おそらくこの水は地下の伏流となつて東南方向に流れて霞川の表流水を補っているものと思われる。それで上記の比流量の山間部と、平野との比較の際は特殊な場合として除外した。

さて次に高麗川であるが、これも古生層山地と平野部との境界地点である高麗川駅附近で、山地の地下水の一部が排出され、流量が増加することは同様である。この溪口位置の南側には飯能礫層の発達が著しい。これは過去の扇状地の残片であり、その下底からは地下水の排水が比較的多い。またこの川は最上流は入間川の上流よりも流量が少なく、比流量傾度で $1 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ の程度である。やま下つて坂石附近に至つて石灰岩地帯に入ると、急に流量が増加して $5 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となる。これは石灰洞窟水の流出によるものと考えたいのである

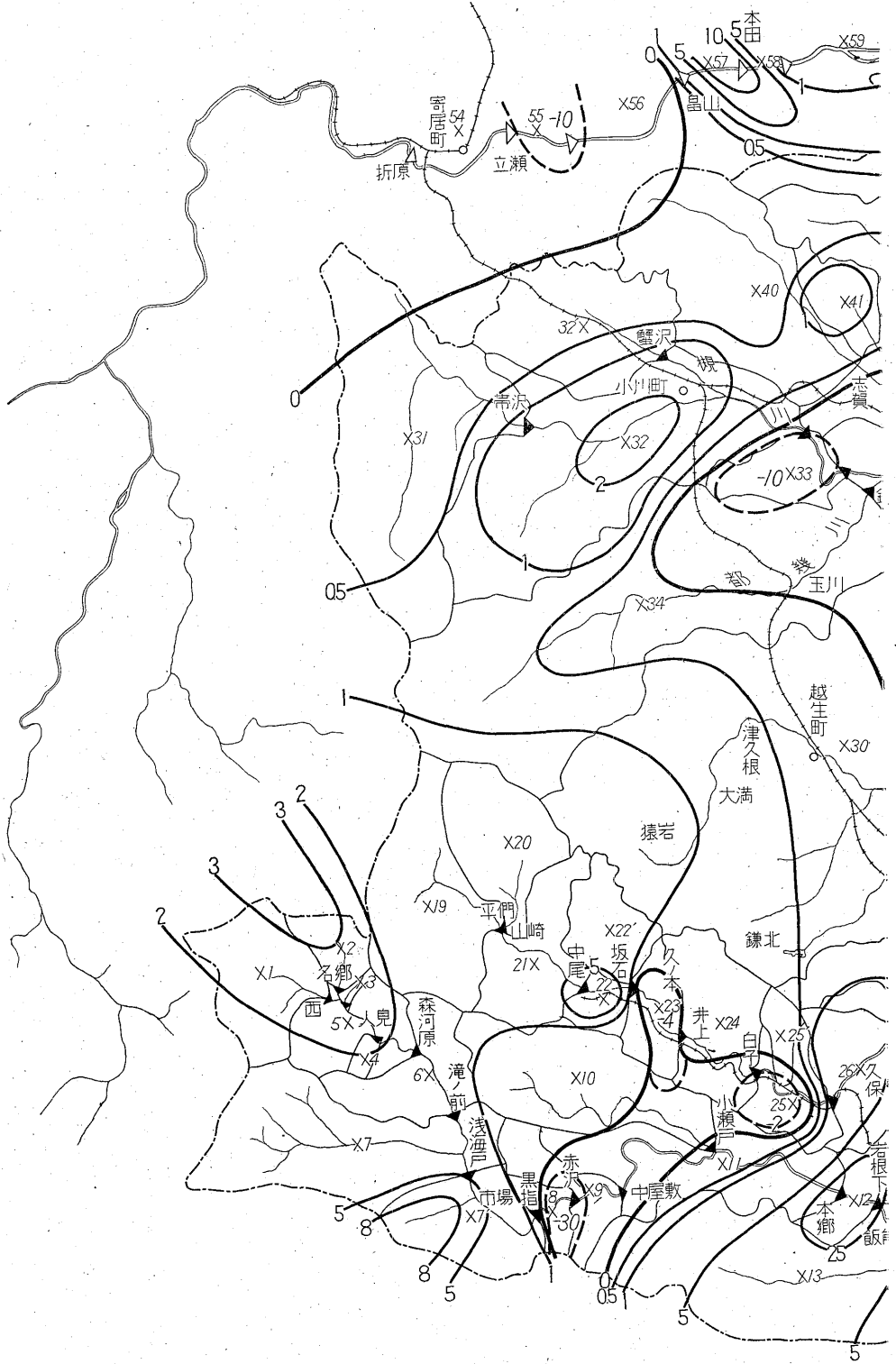
が、水の比抵抗値からみると洞窟水は水温も高く $8,000 \sim 9,000 \Omega\text{-cm}$ 程度のものであるので、こゝから下流の水の比抵抗が低くなるわけであるが $18,000 \Omega\text{-cm}$ が、 $16,500 \Omega\text{-cm}$ 程度への低下で、流量から計算すると $12,500 \Omega\text{-cm}$ 程度の水が加わっていることになる。ところがこの下流から急に流量が減じて $-4 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ になつている。これは入間川本流の黒指附近と同様であり、さらに下流の白子附近までやはり流量が減少している。この事実は本流一高麗川を通じて附近一円では共通的で第2図をみれば明瞭である。この一帯の秩父古生層は、一般にもまれていて河床の堆積物も厚く、したがつて水の伏没もはなはだしくなるためである。そして平沢上組までの流量は、 $1.22 \text{ m}^3\text{-sec}/100 \text{ km}^2$ となり丁度入間川本流の $1/2$ となる。

高麗川の平野部においては、河水の伏没量がはなはだしく、粟生田までで $-1.7 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となつている。平沢上組の下流の森附近が比較的大きな河水の伏没地帯となつている。そして粟生田の下流、越辺川との合流点附近が $-4 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ の値に達している。越辺川については調査の都合上測点が少なくあまり明白ではないが、こゝは飯能礫層および松山砂泥層の発達が顕著で、高麗川下流の状況からおして、下流部は伏流量が多く、上流部はほぼ高麗川に等しい流況であると判断される。

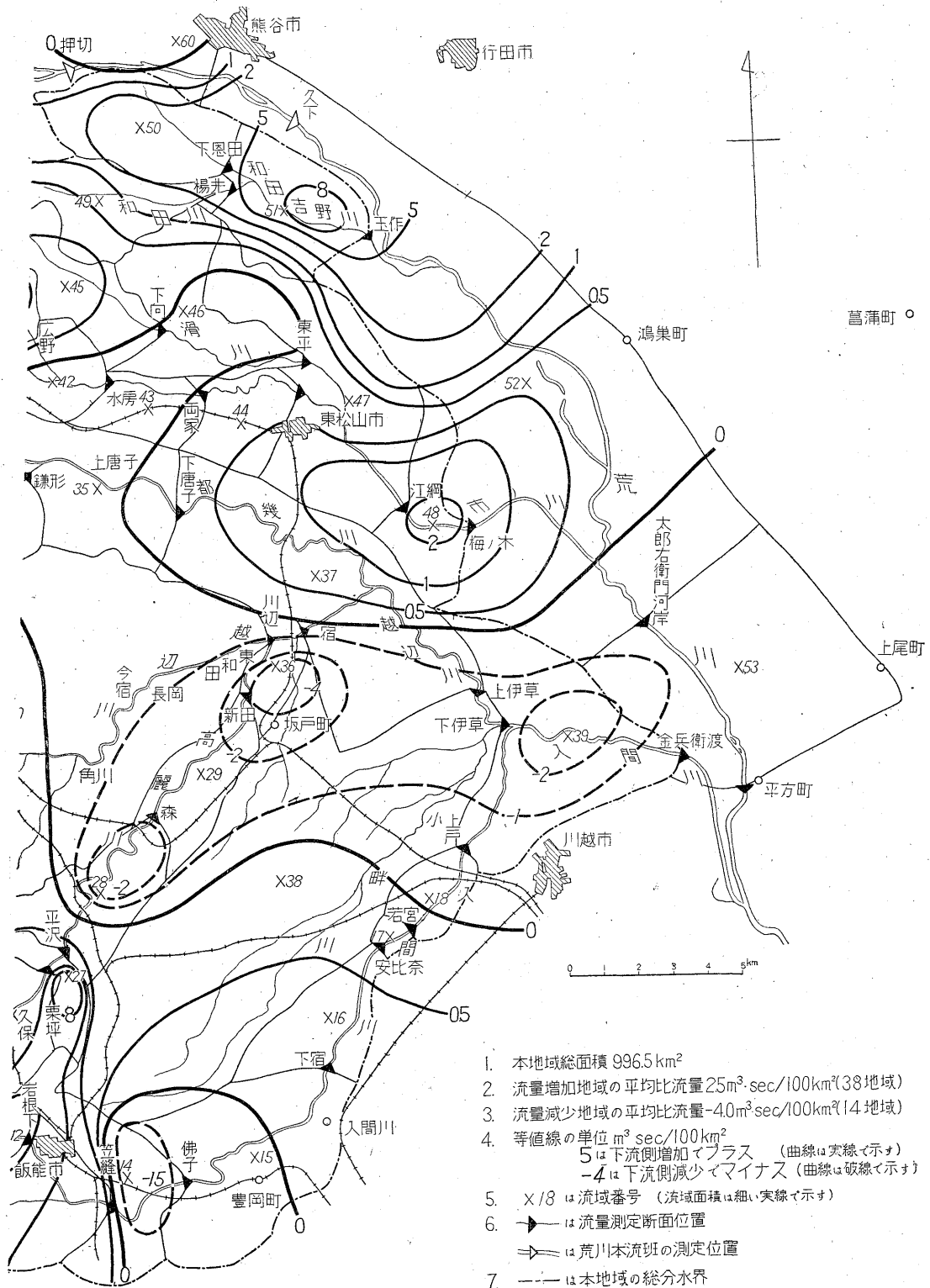
次に越^つ辺川の支流の都^{つき}幾川についてこれを述べると、上流部の小川町附近では他の秩父古生層中と同様に $2 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ の値を示している。こゝは地質的には大霧山押し被せ構造の東限にあつていて、衝上した三波川変成岩体の下部の秩父古生層が、侵蝕によつて窓となつて現われていると考えられている所である。この秩父系の部分では、 $2 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ の値であるが、外縁部の三波川変成岩帯中に入ると $1 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ 以下になつている。特に小川町から下流では、菅谷附近が著しい流量の伏没地帯となつて、 $-10 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ という極端に低い値を示している。一般に秩父古生層より三波川、御荷鉢系の地層の方が、流出量が少ないようである。

2.2 市ノ川

この川は主として松山階に相当する砂質頁岩、または泥岩層から流出するもので、上流部は2支流ともに $0.5 \sim 1.0 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ 程度の流出であるが、中流では相当量の水が伏没するに至つている。これは主として東西性の断層と、これに派生した $N40 \sim 50^\circ E$ 、または $N40 \sim 50^\circ W$ 方向の断層群の存在が、相当大きい影響を与えていると考えられる。ところがさらに下流になつて江網附近に至ると、漸次流出量が増加し、 $2 \text{ m}^3/\text{sec}/100$



第2図 埼玉県荒川右岸支流群洪水時比流量等傾度



曲線図(昭和32年2月下旬測定)

第1表(1) 荒川右岸(熊谷一川越間)支流群

水系	流域番号および 測定断面附近字名	流域面積 (km ²)	当該流域に対する		流量差 ×10 ⁻³ m ³ /sec (立/秒)
			流入水量 ×10 ⁻³ m ³ /sec (立/秒)	流出水量 ×10 ⁻³ m ³ /sec (立/秒)	
入間川 (195.78 km ²)	1 西	9.78	—	169	+169
	2 湯 沢	2.93	—	97	+ 97
	3 名 郷	0.27	—	3.7	+ 3.7
	4 人見一柏木	0.53	—	15	+ 15.0
	5 森 河 原	4.33	284.7	307	+ 22.3
	6 滝 ノ 前	7.50	307	383	+ 76
	7 浅 海 戸	19.20	383	570	+187
	7' 久林一黒指	9.23	570	1,329	+759
	8 赤 沢	1.77	1,329	753	-576
	9 中 屋 敷	4.82	753	703	- 50
	10 小 瀬 戸	15.08	—	58	+ 58
	11 本 郷	13.92	761	692	- 69
	12 岩 根 下	2.64	692	1,417	+725
	13 笠 縫	30.02	1,417	3,005	+1,588
	14 仏 子	12.07	3,005	1,094	-1,911
	15 下 宿 奈	22.60	1,094	1,084	- 10
	16 安 比	9.08	1,084	1,156	+ 72
	17 若 宮	0.89	1,156	1,156	0.00
18 上 戸	4.74				
39 金 兵 衛 渡	24.38	1,863	1,882	- 19	
越 辺 川 (663.18 km ²)	19 們 平 崎	14.37	—	128	+128
	20 山 崎	9.30	—	95	+ 95
	21 中 尾	8.40	233	303	+ 80
	22 坂石一井上	2.31	356	473	+117
	22' 長 沢	5.50	—	53	+ 53
	23 井 上	4.02	473	323	-150
	24 白 子	9.43	323	396	+ 73
	25 横手一久保	4.95	397	307	- 90
	25' 横 手	1.84	—	10	+ 10
	26 栗 坪	7.52	317	553	+246
	27 平 沢 上 組	3.86	553	870	+317
	28 森	13.30	870	589	-281
	29 栗 生 田	7.70	589	513	- 76
越 辺 川 (467.4 km ²)	30 東 和 田	106.20	—	357	+357
	36 宿	3.60	870	738	-132
	37 上 伊 草	36.30	738	947	+209
	38 落 合	74.40	—	300	+300
槻 川 (154.4 km ²)	31 帯 沢	31.40	—	36	+ 36
	32 下 里	33.40	70	874	+804
	32' 蟹 沢	14.60	—	34	+ 34
	33 槻 川 橋 上	4.60	874	400	-474
	34 鎌 形 子	53.90	—	198	+198
35 下 唐	16.50	598	593	- 5	

の流量, 比流量傾度, 流域地質および水比抵抗

比流量傾度 $\times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ (立/秒/ km^2)	100 km^2 当りの 比流量傾度 ($\text{m}^3 \cdot \text{sec}/100\text{km}^2$)	地質, 地質構造および河床状況	水温 ($^{\circ}\text{C}$)	水の比抵抗値 ($\Omega\text{-cm}$)
+17.3	+ 1.73	秩父古生層頁岩砂岩, 河川改修のため濁水	5.8	20,700
+33.1	+ 3.31	右岸石灰洞内水流出, $0.016\text{m}^3/\text{sec}$	7.5	12,300
+13.7	+ 1.37	小支流, 秩父古生層基盤	2.3	15,400
+28.3	+ 2.83	比抵抗最高の良水で雨水の性質に近い	2.4	30,300
+ 5.1	+ 0.51	右岸チャートの発達著しく, 水質良好	5.0	19,800
+10.1	+ 1.01	〃	—	—
+ 9.7	+ 0.97	有間川からの流入は少ない	—	24,300
+82.2	+ 8.22	秩父古生層多少変質, 名栗鉱泉がある	2.7	20,800
-325.4	-32.50	河床砂洲の発達が著しく伏没水量が大きい	—	—
-10.3	- 1.03	同前, 伏没する	3.6	18,900
+ 3.8	- 0.38	氾濫原大となり, 水の伏現が著しい	3.1	17,700
- 4.9	- 0.49	河床漸次砂礫が淘汰されている。地汘りがある	2.0	21,060
+275	+27.50	飯能礫層の発達が著しい	—	18,400
+50	+ 5.00	山地を離れて, 洪涵冲積地となる	2.3	17,600
-158.3	-15.83	屈曲著しい杖状部があり, 漏水が多い(?)	3.8	15,930
- 0.4	- 0.04	途中農用水路の流量を加算している	4.9	13,400
+ 7.9	+ 0.79	河床流路変遷多く, 永久橋梁なし	7.0	14,200
0.00	0.00	砂利採取多く, 河床の移動あり河水が濁っている	11.2	12,800
-0.77	- 0.08	河床粗砂, 細礫となる。流路変遷が著しい	8.7	12,600
+ 8.9	+ 0.89	河床勾配緩く, 礫がよく淘汰されている	3.6	16,700
+10.2	+ 1.02	〃	5.0	13,200
+ 9.5	+ 0.95	秩父古生層の基盤, 地表水は比較的多い	—	18,000
+50.7	+ 5.07	石灰採石工場使用の廃水が多い。廃水 $12,600 \Omega\text{-cm}$	—	16,600
+ 9.6	+ 0.96	両岸チャート質岩石が多い	4.7	17,600
-37.3	- 3.73	風化変質帯にはいる。河水伏没が多い	4.7	14,760
+ 7.7	+ 0.77	〃 虎秀川が流入する。 $0.03 \text{ m}^3/\text{sec}$	2.2	14,500
-18.2	- 1.82	〃	0.2	13,590
+ 5.4	+ 0.54	支流, 沢水が多く, 比抵抗が高い	0.7	18,990
+32.7	+ 3.27	河流ループ状曲流をなす。流量増加	3.0	13,900
+82.4	+ 8.24	南北性の断層が発達する	—	13,600
-21.1	- 2.11	洪涵, 冲積地にはいり, 河水が伏没する	—	—
- 9.8	- 0.98	〃	9.8	11,700
+ 3.3	+ 0.33	比企丘陵直下を流れる	—	—
-36.7	- 3.67	高麗川に合流, 洪水時破堤が多い	—	—
+ 5.7	+ 0.57	合流点の三角地帯は洪水災害が多い	—	13,140
+ 4.6	+ 0.46	現在河川改修中流量変動多く不正確	—	—
+ 0.7	+ 0.07	上流部は秩父古生層のチャート・頁岩・砂岩	6.0	15,300
+24.1	+ 2.41	主として秩父古生層中より流出する水量を主体とする	2.6	12,600
+ 2.3	+ 0.23	河床礫が多く, 沿岸に染料工場がある	4.3	11,600
-103	-10.3	断裂した三波川系変成岩中を流れ伏没水が多い (鉱泉の徴)	7.6	9,990
+ 3.7	+ 0.37	本流よりはるかに良質の水質	8.0	19,080
- 0.3	- 0.03	低位段丘面中を流れる	9.0	12,600

第1表(2) 荒川右岸(熊谷一川越間)支流群

水系	流域番号および 測定断面附近字名	流域面積 (km ²)	当該流域に対する		流量差 ×10 ⁻³ m ³ /sec (立/秒)	
			流入水量 ×10 ⁻³ m ³ /sec (立/秒)	流出水量 ×10 ⁻³ m ³ /sec (立/秒)		
市ノ川 (107.25 km ²)	市ノ川 (81.02 km ²)	40 志賀上	22.60	—	33	+ 33
		41 杉山	4.23	—	50	+ 50
		42 水房	7.60	83	50	- 33
		43 両家	5.47	50	40	- 10
		44 東平南	6.78	40	71	+ 31
		47 江網	26.00	100	121	+ 21
		48 梅ノ木	8.34	121	278	+157
		滑川 (26.23 km ²)	45 下向	12.75	—	77
	46 東平		13.48	77	29	-48
	和田吉野川 (39.16 km ²)	49 楊井	13.92	—	11	+ 11
50 下恩田		12.82	—	249	+249	
51 玉作		12.42	260	1,192	+932	
荒川本流 (鉢形—平方間) (226.08 km ²)	54 立瀬	17.90			+402	
	55 小園	22.70			+3,331	
	56 畠山	3.40			-140	
	57 宿	6.40			+622	
	58 本田	14.60			+1,233	
	59 押切	7.40			+ 58	
	60 久下	18.40			-534	
	52 太郎右衛門 河岸	97.88	935	1,281	+346	
	53 平方	37.40	2,751	2,612	-139	

km² の値を示すに至る。これは南方のこの附近を流れる都幾川と同じ傾向である。地質図(第3図)をみるとこの江網の北には西吉見, 南には比企丘陵の東北端というような江網・高坂を抱いた丘陵があつて, 沖積層下比較的浅いところに基盤があるためかとも考えられる。

2.3 和田吉野川

調査地域の北端にあるこの川は, かつては荒川に分流であつたと考えられるもので, 荒川本流下押切附近の上樋口から本流の水がはいり, そのほか伏流としても旧河川敷を流れる水量があるものと思われ, この川の流量の消長は大きい意味をもたず, 閘門の開閉によつて相当な

変化をみせるはずである。調査当時は人為的のコントロールのない時期であつたので, 中流以下で流量が増加し, 比流量が 7.5 m³/sec/100 km² にも達する点は, 一応この川の特質と考えてよいと思われる。その理由は判然としませんが, 水質の点からみると, 上流の水質と比較してあまりに水比抵抗値が低くなつている点から推定すると, 断層から流出する地下水である可能性がある。

3. 比流量等傾度曲線と地質および地質構造

第2図の作成にあつては, 全く地質を考慮することなく, 単に数量的に処置して図化したものである。これ

の流量, 比流量傾度, 流域地質および水比抵抗

比流量傾度 $\times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ (立/秒/㎡)	100km ² 当りの 比流量傾度 (m ³ ・sec/100km ²)	地質, 地質構造および河床状況	水温 (°C)	水の比抵抗値 (Ω-cm)
+ 1.4	+ 0.14	中新世松山階の砂質頁岩層中より流出する	—	—
+11.8	+ 1.18	〃	—	11,800
- 4.3	- 0.43	東西性と N45°E 走向の断層群の会点にあたる	—	—
- 1.8	- 0.18	東西性の断層に沿っている	—	10,620
+ 4.5	+ 0.45	吉見丘陵に近づくにしたがつて伏流地表水となる	3.0	16,200
+ 0.8	+ 0.08	改修河川で流況が良好	—	8,370
+18.8	+ 1.88	〃	4.7	9,540
+ 6.0	+ 0.60	市ノ川本流上流部と同じ状況	—	9,900
- 3.6	- 0.36	水房附近と同じ	2.8	10,800
+ 0.8	+ 0.08	荒川の分流と同様	6.4	15,840
+19.4	+ 1.94	流入は伏流水	5.0	11,800
+75.0	+ 7.50	この附近にて流量が急増する	—	9,900
+ 22.4	+ 2.24	荒川本流調査結果を参照		
+146.0	-14.60			
-41.2	- 4.12			
+97.2	+ 9.72			
+84.2	+ 8.42			
+ 7.9	+ 0.79			
-29.1	- 2.91			
+ 3.6	+ 0.36		7.0	10,700
- 3.7	- 0.37	7.4	10,800	

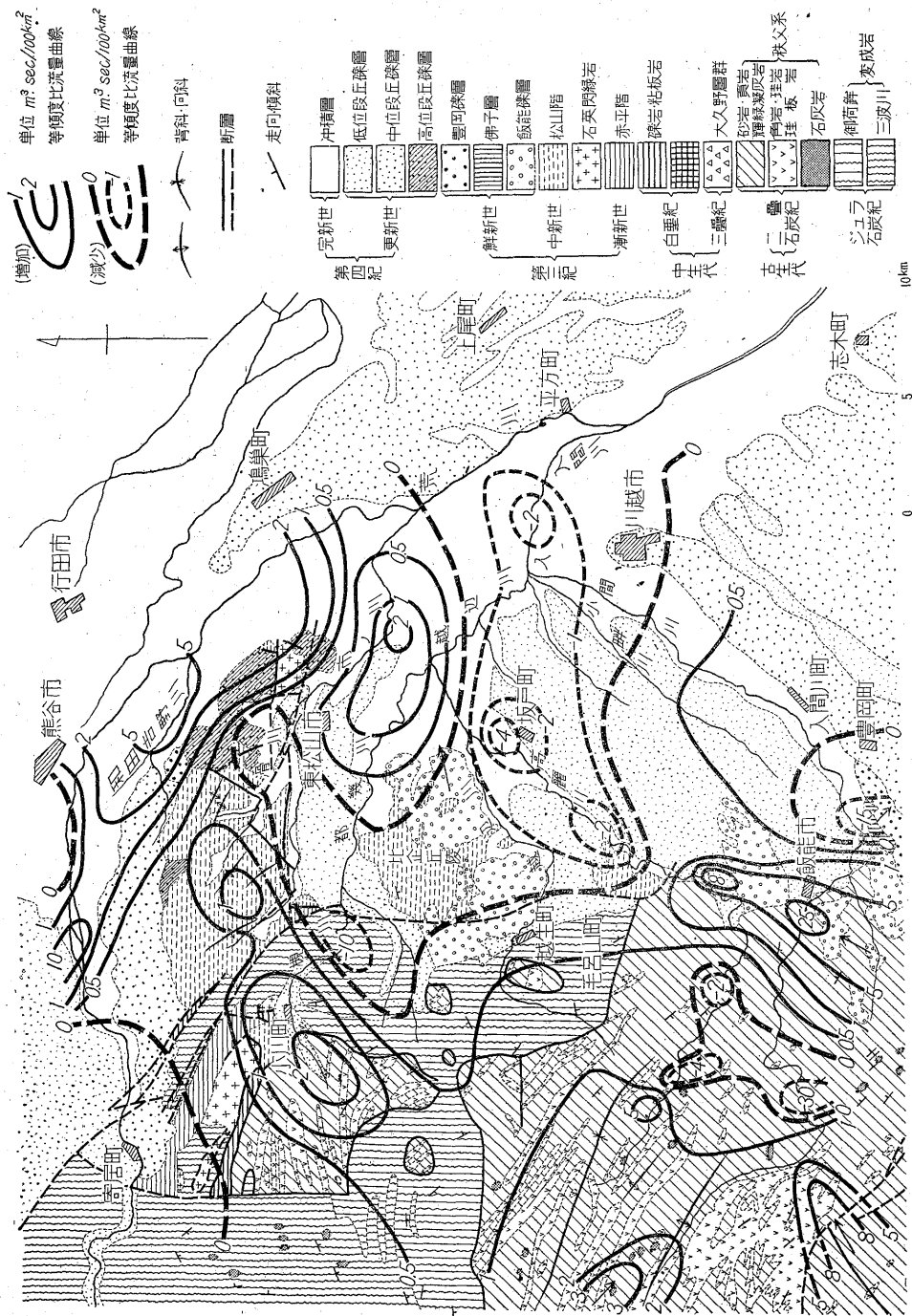
(昭和32年2月中旬調査)

を20万分の1地質図上に投影してみたものが第3図である。この図をみるとこの比流量曲線のあり方が地質および地質構造とみごとに一致している。在来から湧水期の比流量分布図は地形・地質の姿をよく反映するものといわれていたが、これをみごとに表現した1実例であろう。前節の叙述といくぶん重複する点もあろうが、地質・地質構造の面から流量の状態に説明を加えてみる。

3.1 古生層地域と比流量等傾度曲線の分布

まず秩父古生層の砂岩・頁岩・輝緑凝灰岩の地域ではどうなっているかといえ、例えば入間本流の上流部や、支流の高麗川・都幾川の上流部でみられるように、

チャート層の発達のない所では(比較的風化の進んでいない硬岩露出地帯) $1\sim 2 \text{ m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ の値を示している。そしてそのなかで局部的に高低のある所は、必ず異常な地質・地質構造の部分である。増加の例から説明すると、入間川上流の名郷北方からの $3 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ という高い曲線の部分は、その延長方向を北西に追跡すると武甲山の石灰岩地体に遭遇する。そして地層の走向に従って東南する地下流の存在を推定できる。河の流路もその方向に延びている。高麗川も同様である。そして石灰洞窟水は $8,000\sim 9,000 \Omega\text{-cm}$ のような、低い比抵抗値と河水に比較してかなり高い 14°C という水温と



第3図 荒川右岸(熊谷—川越間)の比流量と地質および地質構造 (藤本浩彦・藤田理穂著、埼玉地質図による)

をもっているため、比較的容易に弁別できる。このような古生層地帯では、流量の急増または急減を経験した場合、水比抵抗値とともに考察すると、このような石灰洞の有無を推定できることが多い。しかし流量の急増急減が単に地形に基づいて起る場合もきわめて多い。入間川

上流の名栗鉱泉の所在位置である市場附近は、面積の割に流量が多く $8 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ にも達しているが、水も良質で $20,000 \Omega\text{-cm}$ 以上で到底石灰洞窟水とは考えられない。この地点は分水界が川にきわめて接近しており、向斜構造が発達し、珪岩類の著しく発達した地帯

を背後地にもつている。以上の点から雨水の性質をもつた地表水がこゝに流路を収斂している結果と解釈することができる。高麗川の坂石附近も流量急増の地点である。こゝにはセメント工場の原石山もあり、当然石灰洞窟水の影響が現われるはずであるが、かえつて水質が良好であることは前述した通りである。注意すべきことは、市場も坂石もこゝから秩父古生層が破碎、変質を受けている丁度その境目にあたつてるところにあるという点である。すなわち大高取クリッペー坂石—市場を結ぶ線から東方の秩父古生層は、それより東の部分と著しく岩質が異なつていて、東の方が風化、変質の度合が高く、チャート層が非常に少なく、黒色頁岩が露われ、薄い古生代石炭を夾在し、それが鏡肌を生じている。この岩質変化と比流量傾度曲線(負)とが実によく一致している。こゝで地下へ失われた水が、飯能附近や平沢上洞附近で再現するであろうということはすでに述べた。その場合飯能礫層のような旧扇状地の残片が、これらの水を抑える帽子岩としての役目を果していることと思われる。そして深く刻まれたその谷が、その谷壁から貯溜した水を河流にふたゝび還元することが考えられる。この状況を水質の面から考察してみると、入間川を例にとつて本郷(流量補正基準断面)から流入する水量は $0.692\text{m}^3/\text{sec}$ で、その水比抵抗は $21,000\ \Omega\text{-cm}$ であるが、岩根橋下では $1.417\text{m}^3/\text{sec}$ となり水比抵抗は $18,400\ \Omega\text{-cm}$ に低下している。この低下の原因を地下水の流入によると考えて計算すると、 $0.72\text{m}^3/\text{sec}$ の $15,800\ \Omega\text{-cm}$ の水が加わることになる。実際に岩根橋下の測定断面では、右岸よりの水比抵抗は $16,200\ \Omega\text{-cm}$ 、中央は $19,800\ \Omega\text{-cm}$ 、左岸よりは $19,000\ \Omega\text{-cm}$ となつている。これで見ると右岸側からの地下水流出の傾向がうかがわれる。

次に槻川(都幾川の上流)の上流の秩父古生層地域から流出する水が、上流部よりも小川町近くで流量が増加しているのは、この小川町が飯能と同じく、古生層山地の溪口に位置しているからである。こゝの秩父系も $1\sim 2\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ の比流量傾度の範囲内にある。ところがこの秩父系をとりまく三波川御荷鉢系の変成岩地域では、その比流量傾度も $0\sim 1\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ 程度である。すなわち秩父系の $1/3$ の流出量と考えてよい。小川町からさらに下流の小倉附近に至ると、衝上した三波川系がこゝで渦巻状の複雑な断裂地塊となるために、地下に伏没する量が多く、僅か 4km の間で $0.47\text{m}^3/\text{sec}$ の水が消失している。以上で古生層地域の流出量については述べ終つたが、入間川と高麗川の上流で変質破碎帯にはいつてから伏没した水が、それぞれ溪口で再現していると考えられるが(地下水となり、また成木川に現われて)、これを流域面積と関係づけると

	伏没水量	流域面積
入間川	$0.72\text{m}^3/\text{sec}$	35.6km^2
高麗川	0.55 ”	27.6 ”

となる。したがつて伏没水量を $y(\text{m}^3/\text{sec})$ 流域面積を $x(\text{km}^2)$ とすると、 $y=0.02x$ なる関係がある。これは 100km^2 にすると $2\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ で、表流量よりやや多い流出量を示している。

以上述べたように、山地の場合はいくらか流出と流入とが平衡を保つているが、ひとたび平野へ流出すると全くオーダーの違つた水の收支関係となる。

3.2 第三紀層地域と比流量傾度曲線

古生層と第三紀層との間には、順序からいえば中生層があるが、本地域ではきわめて狭小な面積を占めるのみなのでこれを省略し、第三紀層の流出量について取り扱うこととする。

まず中新世松山階に相当する砂岩・頁岩である。この層自体の保水能は小さいようであるが、背後地において褶曲・断層によつて通水路を生じ、優勢な水源ができればいきおい流量が増加する。この松山層を被覆する飯能礫層が、上流部の地下水・地表水の供給を受けることはすでに説明したが、第3図に示すように飯能から北東に向かつて $5\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ 以上の高い曲線があり、その $1\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ の曲線が覆う地域は、丁度飯能礫層の分布範囲と一致している。入間川の仏子附近は、仏子層および豊岡礫層の発達地域であるが、河道からの漏水が大き。各層の河道からの高度からいつて、飯能礫層以外のものはこの漏水に関係しないようである。こゝに $-15\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ の曲線が示されている。高麗川沿いの栗坪の北岸の松山層や、都幾川と越辺川間の比企丘陵は(中新世の松山層の上に飯能礫層がのる)、比流量値からいえば $0\sim 0.5\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ の範囲内にある。比企丘陵の水は主として越辺川に注ぐのであるが越辺川の流量増加はきわめて僅かである。もつとも一度豪雨になると地中のみこまれずに氾濫して、都幾川との合流点がよく破堤する。この事實は松山層の砂質頁岩は保水能が悪く、また板状節理に浸入した水が地層を細かに砕いて洪水時に押出してくるからである。この地層のあるところでは、上述と違つたのは東松山市北西に連なる丘陵で、こゝは比流量も $0.5\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ 以上、 $1\text{m}^3/\text{sec}/100\text{km}^2$ になるところもあつて比較的水が豊富である。この理由としては、北に荒川の本流を控えていて、寄居町方面からは $N50^\circ W$ の断層が何本も延び、第三紀層と古生層とを分断し、さらに第三紀層中にもこの方向の褶曲軸が少なくとも6つは数えられ、断層もこれに伴ない、さらにそのほかに東西性の断層があり、東松山市—小川町間はいくつかに分断されている。この有様では

比流量が高くなるのは当然である。そしてこの現象とほとんど同じような現象が和田吉野川にもあてはまるのである。たゞこの場合荒川本流との水理的関係であるが、これについてはなんら確実な証拠はない。たゞ実測の結果として $0.5 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ の曲線が小川町から和田吉野川の方向に伸びているのがみられるのである。さて中新世の松山階の地層を主体とする地域を流れる河川について流出、伏没量を算定すれば志賀、広野まででは増加の傾向で $0.31 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となる。同支流の downstream までのものは $0.6 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ で両者の平均は $0.5 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ 弱である。この流量も東西性の断層地帯へはほとんど伏流となることが多いとみえ、水房までで $0.4 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ が伏没している。これから下流はむしろ増加の傾向である。

3.3 第四紀層地域と比流量等傾度曲線

さて第四紀層地域を最後にとりあげる。一般にこの地域は高位段丘、中位段丘、低位段丘および沖積原で構成されており伏没する水量が多く、前述した関係からみれば、山地に較べ15倍位の透水能をもつことになる。全体をながめて特に水量が伏没する範囲は、図中に示すように高麗川の太谷附近から坂戸に至る間と、この東方への延長で荒川本流に至る間である。この範囲は主として低位段丘層によつて構成されている。入間川にせよ、高麗川にせよ、越辺川から南の河川はその中流はすべて東北方向に流れて、荒川本流に対しては逆に流れているようである。これは関東構造盆地の窪地が、かつて鴻巣附近にあつて、海水が侵入していた時代から、この窪地へ向かつて流入していた河道の名残をとどめているものとみるべきであろう。その後奥地からの堆積物の運搬によつて、また本流の運搬堆積作用によつて、この窪地は漸次埋積されたのである。そして越辺川、特に都幾川はその上流部の断層運動や地塊運動によつて、おびたしい堆積物を南東方へ向かつて流積し、従来の北東への流路を妨害したと思われる。しかし平野中の地下水の流れる方向は、現在でも北東へ指向するものが多いものと思われる。こうして長い年月を重ねた北東の流向を、ごく最近の堆積物が截頭して南東流させているのであるから、地下水が異常に上昇したり、洪水の場合はこの屈曲点があつても攻撃を受けて破堤その他の河川災害を生ずるのは当然であろう。高麗川の中流が、特に伏没水量が多い点なども、この旧河道の考え方からみて説明できるように思われる。これに反して入間川の中流部は落合橋合流点まで伏没する量が割合に少ない。この関係は第2図によく示されている。小畔川が多雨期に案外多量の水を流して、下流に洪水を起させることがしばしばあるというのも、この附近が案外に地下水水位が高いためかと思われ

る。いままで述べたのは、下流で伏没する河川であるが、逆に下流で増加する場合もある。それは市ノ川の下流、および都幾川下流の部分である。これは比企丘陵と東松山の北の丘陵との間の堆積盆地の出口にあたるので、流路がこゝに集約されて増加するのであろう。

4. 河川流量の收支関係

こゝで山地から平野へ、さらにこれが荒川本流に注ぐ全水量を計算して、平野部にこの最大洪水期にどの位の水が残留し貯蔵されるものであるか概算してみることにする。この時期の山地から平野に流入する諸河川の総流量は、 $5.10 \text{ m}^3/\text{sec}$ であつた。これを比流量に換算すると $1.7 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ である。荒川本流に注ぐ流量は $2.2 \text{ m}^3/\text{sec}$ であるから、 $2.9 \text{ m}^3/\text{sec}$ が平野に残留する水量である。たゞしこれは主要河川のみによる計算値であるから、実際はこれよりも少し多いものと思われる。この $2.9 \text{ m}^3/\text{sec}$ を比流量に換算すると $1 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となる。荒川本流の調査報告によると本流も平方橋—高木橋間で $1.064 \text{ m}^3/\text{sec}$ の流量増加をしている。これを入間川の伏流と考えれば荒川へ注ぐ流量が、 $3.2 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、残留水量は $1.9 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり、比流量は約 $0.7 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ となる。この流入水と流出水の收支関係から、平野部に賦存する全水量を計算する方法が案出されると、誠に都合がよいのであるが、たゞ1回の観測ではいかんともなし難い。回を重ね幾多の事例を取扱うことによつて、漸次正確なものに接近する以外に方法はない。何分にも水の收支の平衡関係をみいだす手段が、いまのところはない。しかしこのような比流量測定もすでに各地に事例を重ねること10に及ぶので近き将来なんらかの方法が樹立されるものと思つている。

5. 結 言

以上の結果を要約すれば

1. 荒川右岸の各支流の最大洪水時における、比流量等傾度曲線の分布は、地質・地質構造の状態を反映して、古生層(秩父系および三波川系)・第三紀層・第四紀層のおのおのについてそれぞれ固有の値を示し、その値が擾乱される場所は必ず断層があるか変質帯があるか、礫層があるか、または特殊の地形であるかいずれかの場合である。第3図を熟視することによつて容易にこれらの因果関係を看取することができよう。

2. 山間部からの流出量と平野部に貯溜される水量を計算し、前者は $1.7 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ であり、後者は $0.7 \sim 1 \text{ m}^3/\text{sec}/100 \text{ km}^2$ 程度のものであることがわかつた。しかしこれは最大洪水期のもので、量としては小さなものである。なおこれは1つの平地に対する水の收支の平衡を示す値で、これと地下水水位との組合せによつて将来はこの平地に賦存する水の状態を定量的に把握する緒がみいだされるものと思われる。

(昭和32年2月調査)