

## 秦野盆地の水文地質

大木靖衛, 小鷹滋郎, 小沢 清  
横山尚秀, 長瀬和雄

神奈川県温泉研究所\*  
(昭和46年2月3日受理)

Hydrogeology of Hadano Basin

by

Yasue ŌKI, Shigeo ODAKA, Kiyoshi OZAWA, Takahide YOKOYAMA and Kazuo NAGASE

Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture

Hakone, Kanagawa

(Abstract)

The Hadano basin is mostly filled with diluvial fans and covered by volcanic ash falls 20m thick. The subsurface structure of the basin is studied based on data from 42 deep drill holes, 21 holes of which are newly opened. The palaeo-stream of the Mizunashi river is discovered by the distribution of gravel beds. The stream of the Mizunashi river had been migrated toward the east following the uplift of the Oiso hills. A map of the surface of the confined ground water system is shown in Fig. 7. The steady flow of the confined ground water is estimated at 56,000m<sup>3</sup>/day.

### はしがき

神奈川県の昭和50年における水需要は 1日当り 700万トンと見積られている(神奈川県第三次総合計画—改定版—1970)。この計画量は県全土に降る雨水を全部集めて利用しなければ達することができないほどの水量である。洪水として急速に海に流れ込む河川水, 農閑期にはほとんど利用されずに流れ去る灌漑用水, このような水を陸地に停滞させ貯留して有効に利用することは神奈川県の重要な水資源対策の一つになるであろう。

\*神奈川県箱根町湯本 〒 250-03

神奈川県温泉研究所報告 第2巻, 第2号, 31—55, 1971

はだの  
 秦野盆地は地下水の人工涵養を目標とした研究には もっとも適した地質構造をなしている。四方を山にかこまれ、盆地内の主要な河川は金目川に合流して盆地の外に流出している。大部分の水源井は秦野市水道局の管理下にあつて、地下水の人工涵養の状況を観測しやすく、また、涵養した地下水は市の上水道に還元される。つまり、秦野盆地は地表水、地下水を含む盆地内の水収支を追跡しやすい好条件をそなえている。

今回の調査では、盆地南側に多数の調査孔を掘さくする機会に恵まれ、高橋他4名(1970)によって整理された市水道水源井の資料と合せて、盆地の地質を再検討することができた。盆地北側についてはまだ十分な資料がないので、この報告では主に盆地中部から南部にかけての水文地質学的記載を行うことにした。これまでに得られた資料をもとにして、盆地被圧地下水の流量や上水道水源として利用可能な水量の概算を試みた。

## 謝 辞

野外調査に際しては栗原藤次秦野市長、熊沢武雄水道局長の援助をいただいた。高橋宏光工務課長は市水源井の貴重な資料をはじめ、市内の主要な水源井の調査に協力して下さった。県内広域水

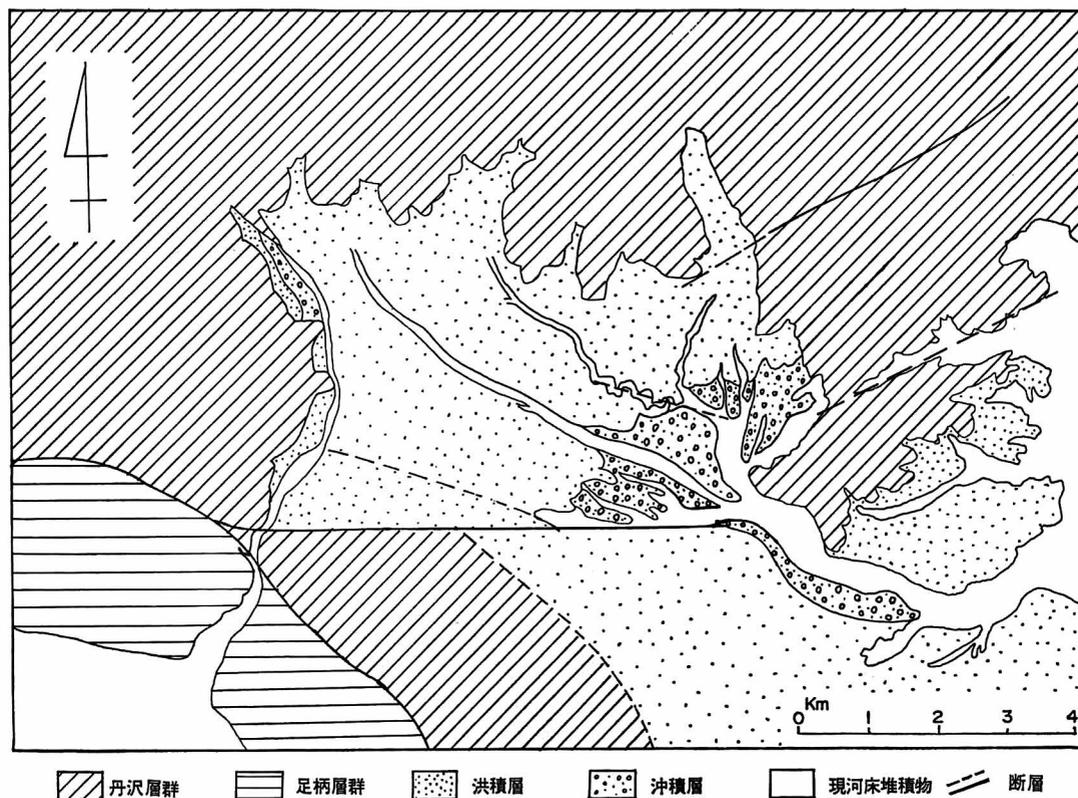


図1 秦野盆地付近の地質略図



写真1 秦野盆地全景（善波峠より望む）

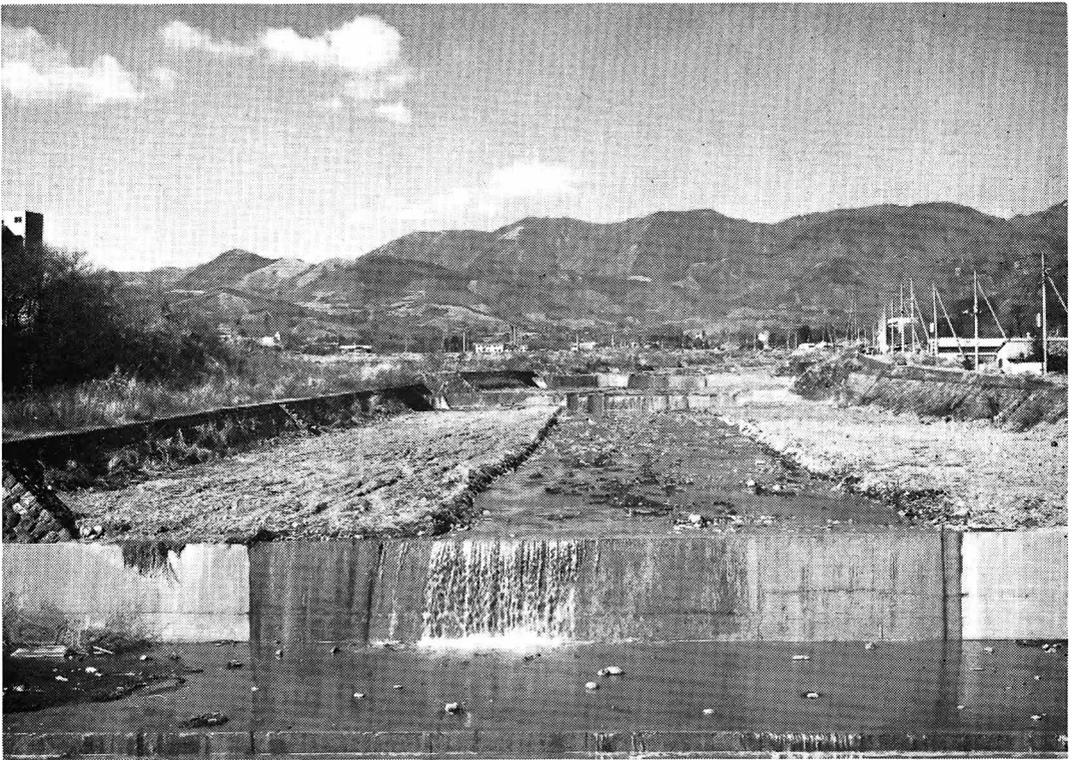


写真2 水無川の堰堤（国道246号より上流を望む）

道企業団金子康二部長，小幡康雄課長，穂積忠夫係長，上田哲夫技師は企業団調査資料を参照する機会を与えて下さった。地質調査孔の掘さく工事を請負ったダイヤコンサルタント荒木春視課長，小野僖夫係長には地質試料の採取に際して特別な配慮をして頂いた。調査の計画で神奈川県清水利貞環境衛生課長，岩田義徳主任技師（現在小田原保健所温泉課長）は有益な助言を与えて下さった。神奈川県研荻野喜作主任研究員は電気検層資料を，平賀士郎研究科長は重力調査結果を参照させて下さった。広田 茂，粟屋 徹，河西正男の諸研究員は河川流量調査に協力され，岩田義幸氏はいくつかの図の製作をして下さった。上記の方々に厚くお礼申し上げる。この調査の費用は神奈川県衛生部温泉等調査費によった。ここに記して関係者の皆様に厚く感謝の意を表する。

### 秦野盆地付近の地質

図1は秦野盆地付近の地質略図である。盆地の北側は中新世の丹沢層群よりなる。盆地の東側および西側は丹沢山塊から南にのびる長い尾根によってさえぎられている。丹沢山塊の岩石は緻密で固く，海底火山の噴出物よりなる凝灰岩，凝灰角礫岩と，それを貫く粗粒玄武岩の岩脈よりなる（見上1959，坂本他3名1964，関他4名1969）。盆地の南側は東西に走る断層崖で境され，大磯丘陵に接する（藤本1928，大塚1929，花井1934）。大磯丘陵の基盤は丹沢層群，足柄層群からなり，その上に二の宮層，土沢層，吉沢層<sup>きささわ</sup>が箱根火山の噴出物である火山灰，軽石などを挟んで累積している（大塚1929 a, b，小島1954，関東ローマ研究グループ1965，町田，森山1968）。

盆地の地形については藤本（1928），山崎（1962）の記載がある。地形区分は水無川<sup>みずなし</sup>や四十八瀬川<sup>しじゅうはつせ</sup>の流路の変せん，盆地内を東西に走る断層の運動と合せて考察すると大変興味ある内容であろうが今回の資料によってもまだ統一された結論にならないので，次の機会に詳しく論じたい。

秦野盆地は四十八瀬川，水無川，葛葉川，および金目川<sup>きんめがわ</sup>のつくる複合扇状地である。大きく区分すれば（1）蛇行する葛葉川，金目川によって深い谷が刻まれている盆地北東部の高位平坦面を残す開析扇状地，（2）渋沢駅の南に位置し，大磯丘陵と小田急線にはさまれたドーム状の山丘丘陵，（3）前述の両高地の間にある水無川（と四十八瀬川）の扇状地の3地区とすることができる。盆地東南部，つまり扇端部では，各河川が合流し，水量が増すことによって扇状地堆積物が浸食を受け，2～3の河岸段丘が形成されている。盆地北東部の開析された平坦面の方が水無川扇状地の戸川，堀川などの滑かな平坦面より古いとは考えていない。

秦野盆地では水無川扇状地が主要部分を占めている。水無川は扇頂部で深い谷を刻んでいるが，扇尖部では河床は浅く，小さな氾濫原を伴う。扇端部は市街地になるが，そこでは水無川による河床の浸食がはじまっている。

### 試錐資料

図2は今回の調査で行なわれた試錐調査地点（B1～21）の分布図である。秦野市水道水源井の

主要な深井戸で、地質柱状図、揚水試験などの資料が得られているものも図2に記入した(W1~21)(高橋他4名1970)。表1に調査孔(B1~21)の状況をまとめた。

図3A~Dは調査孔の地質柱状図である。市水源井については高橋他4名(1970)に記載されているので、ここには示さない。地質柱状図は掘さく者の記録を電気検層資料で修正したものである。柱状図中の矢印は掘さく中泥水の逸水や地下水の湧出があった位置であり、透水性が大きい(≒ $10^{-2}$ cm/sec)と判断される。電気検層により求められた透水層の真の地層比抵抗値(Rt)、地層係数(F)も図3A~Dに記入した(荻野他4名, 1971)。図中で、地層係数(F)が2~8の範囲内静にある地層は透水性が大きい( $10^{-2}$ ~ $10^0$ cm/sec)。調査孔のケーシングが完全でなかったため、孔水面は自由地下水面である場合が多く、注意を要する。

秦野盆地では火山灰や軽石層が卓越し、砂利層でも火山灰や軽石岩片が礫と礫の間を充填している。試錐日報に粘土層とかシルト層と記載されているものの大部分は火山灰(ローム)であったり、軽石粉末であって、典型的な泥質堆積物はほとんどない。礫の大部分は丹沢山地から由来し、丹沢変成帯の第II・III帯のものであるため硬い。

図4A~Fは図2に示した各直線に沿い描いた秦野盆地の地質断面図である。日本物理探鉱(1947)

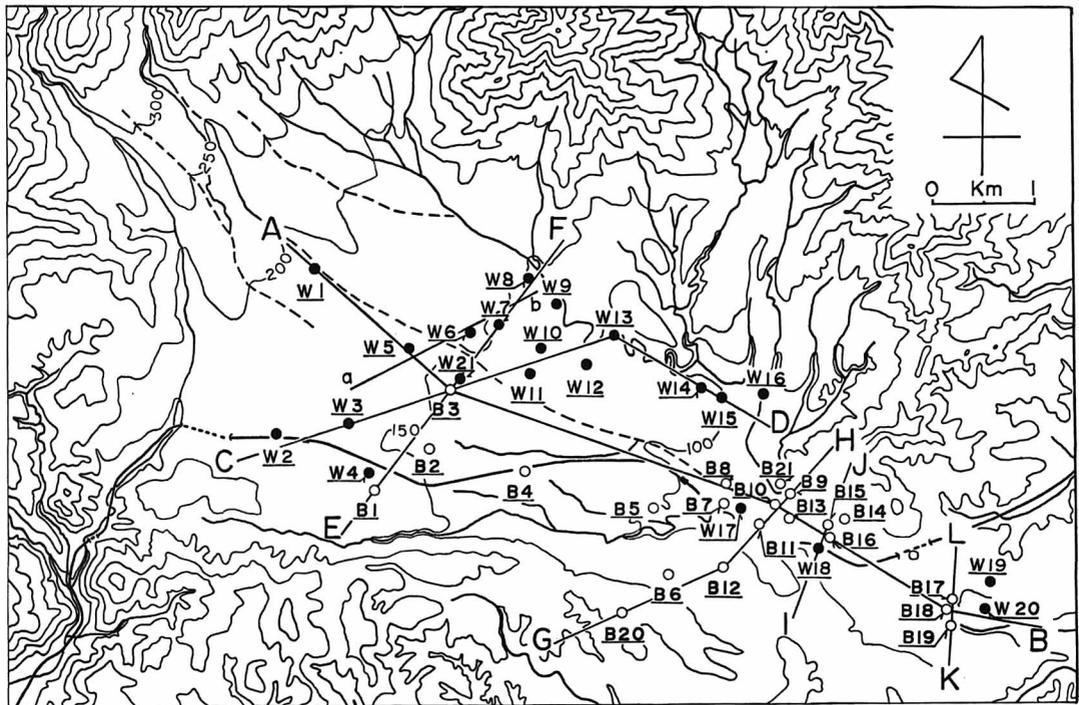


図2 盆地付近の試錐資料分布図

A—B, C—D, E—F, G—H, I—J, K—Lは地質断面位置(図4A, B, C, D, E, Fを参照)  
a—bは地震探査測線(図5を参照)

表1 調査孔の状況

No.	地表面の標高 (m)	井戸天端の標高 (m)	口 径 (mm)	深 度 (m)	静 水 位 (m)	測定年一月一日
B 1	155.431	156.361	65	60.00	5.50	44-10-19
B 2	148.266	149.051	125	90.40	10.01	11-11
B 3	147.395	147.592	65	70.50	10.50	9-18
B 4	126.064	126.854	65	60.76	2.01	11- 2
B 5	97.324	98.733	65	13.00		11- 3
B 6	128.252	129.202	130	100.00	34.34	11-
B 7	88.567	89.317	130	90.00	0.00	10-26
B 8	82.282	83.007	65	70.00		11-13
B 9	71.170	76.090	125	55.00	1.40	10-19
B 10	73.575	74.290	125	33.94		11-18
B 11	84.549	81.854	125	34.08		11-23
B 12	116.538	117.468	130	105.62	27.88	12- 6
B 13	73.544	74.444	130	60.00	2.56	11-18
B 14	66.880	66.941	65	30.41	2.00	11-21
B 15	68.214	69.019	65	30.00	1.95	11-19
B 16	66.083	66.813	65	30.00	0.60	11-25
B 17	51.199	51.330	65	32.40	0.62	11-13
B 18	51.158	52.148	65	30.50	0.85	10- 6
B 19	57.395	57.471	65	30.50	4.90	10-10
B 20	170.760	171.711	65	120.20	51.92	12-10
B 21	71.894	71.964	65	30.00	0.99	12- 1

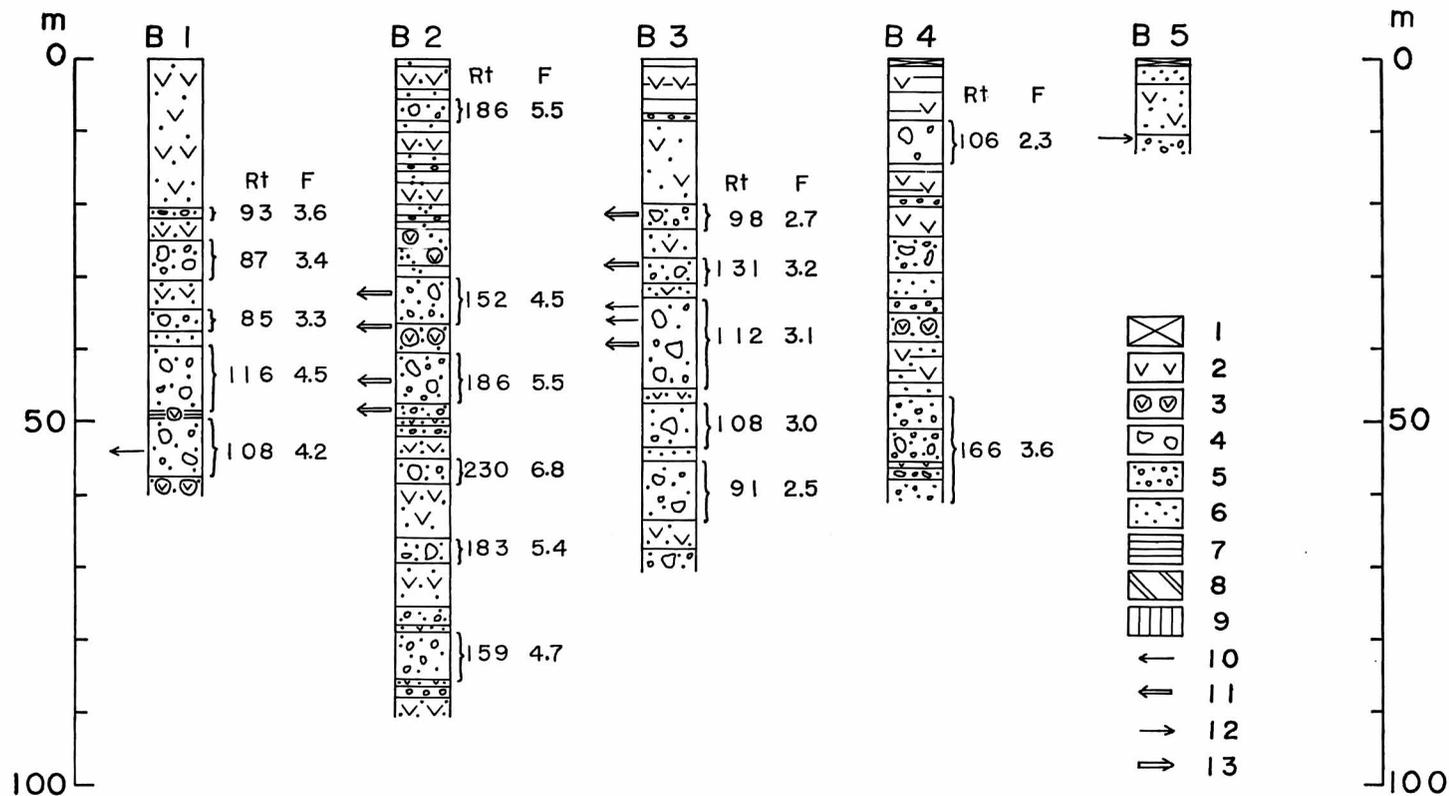


図3A 調査孔の地質柱状図

1: 表土, 2: ローム, 3: 軽石, 4: 巨礫, 5: 砂礫, 6: 砂, 7: 粘土,  
 8: 粘土混り, 9: 基盤, 10: 逸水, 11: 逸水多し, 12: 湧水, 13: 湧水多し

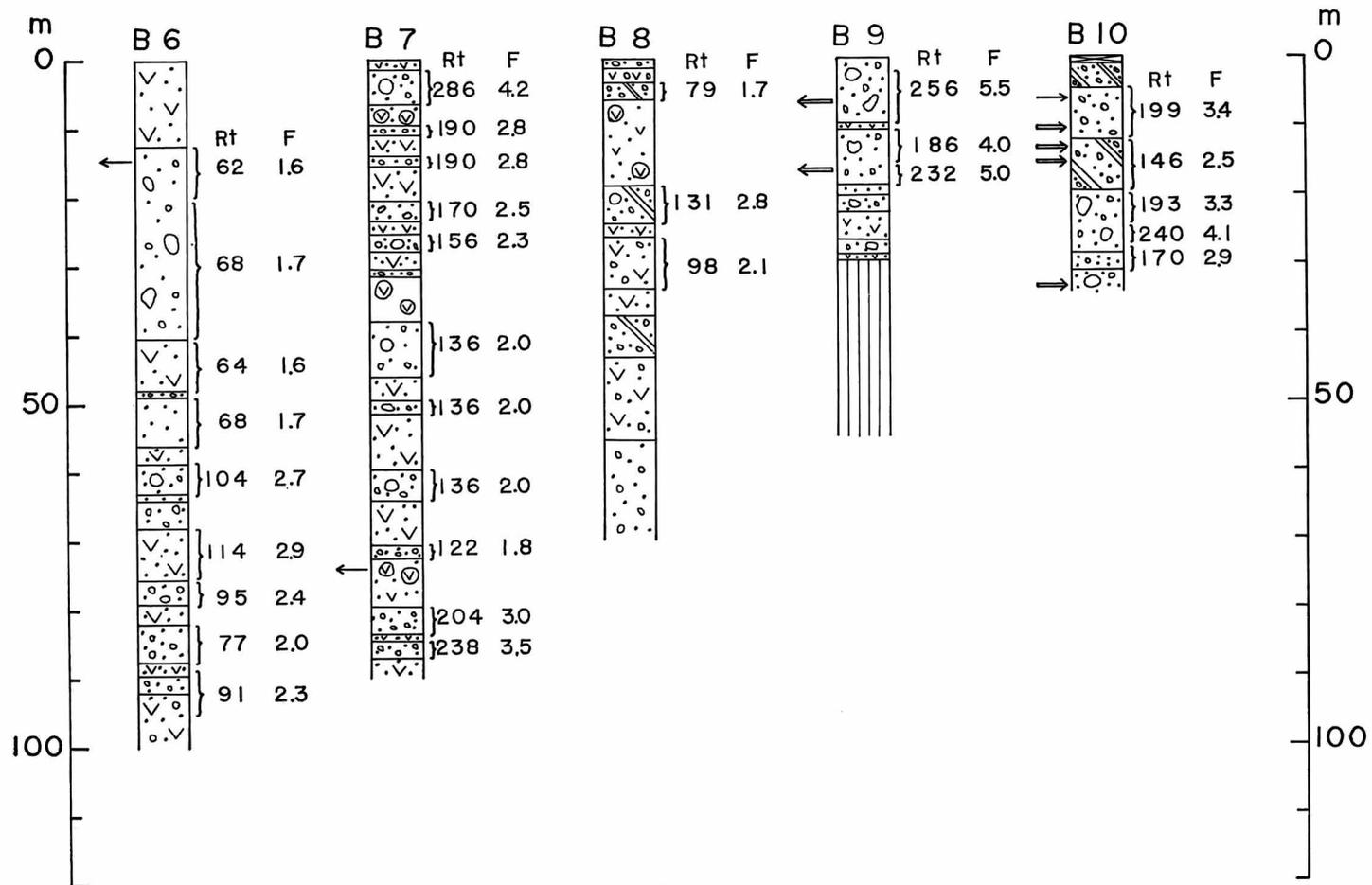


図 3 B 調査孔の地質柱状図

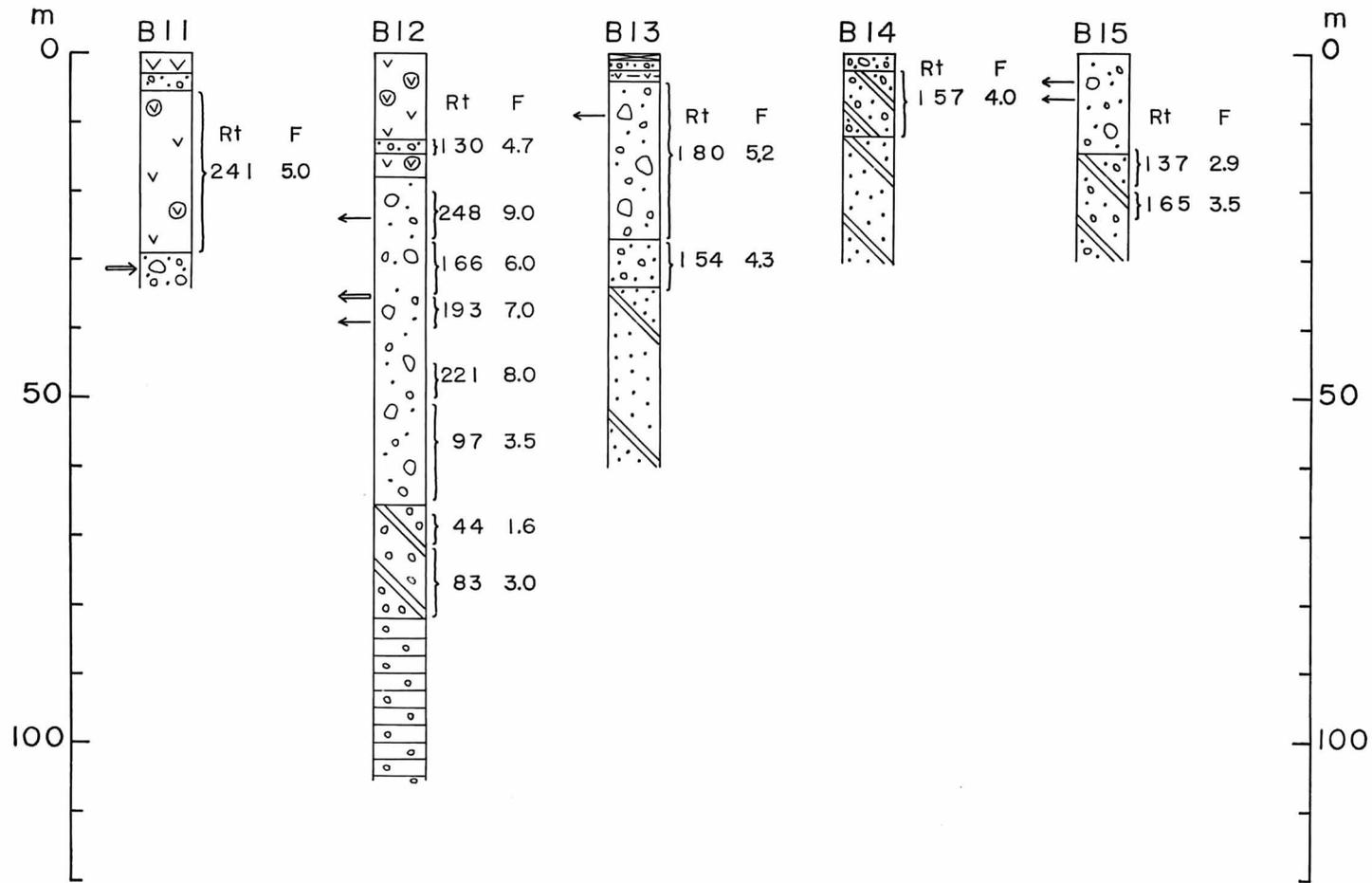


図3C 調査孔の地質柱状図

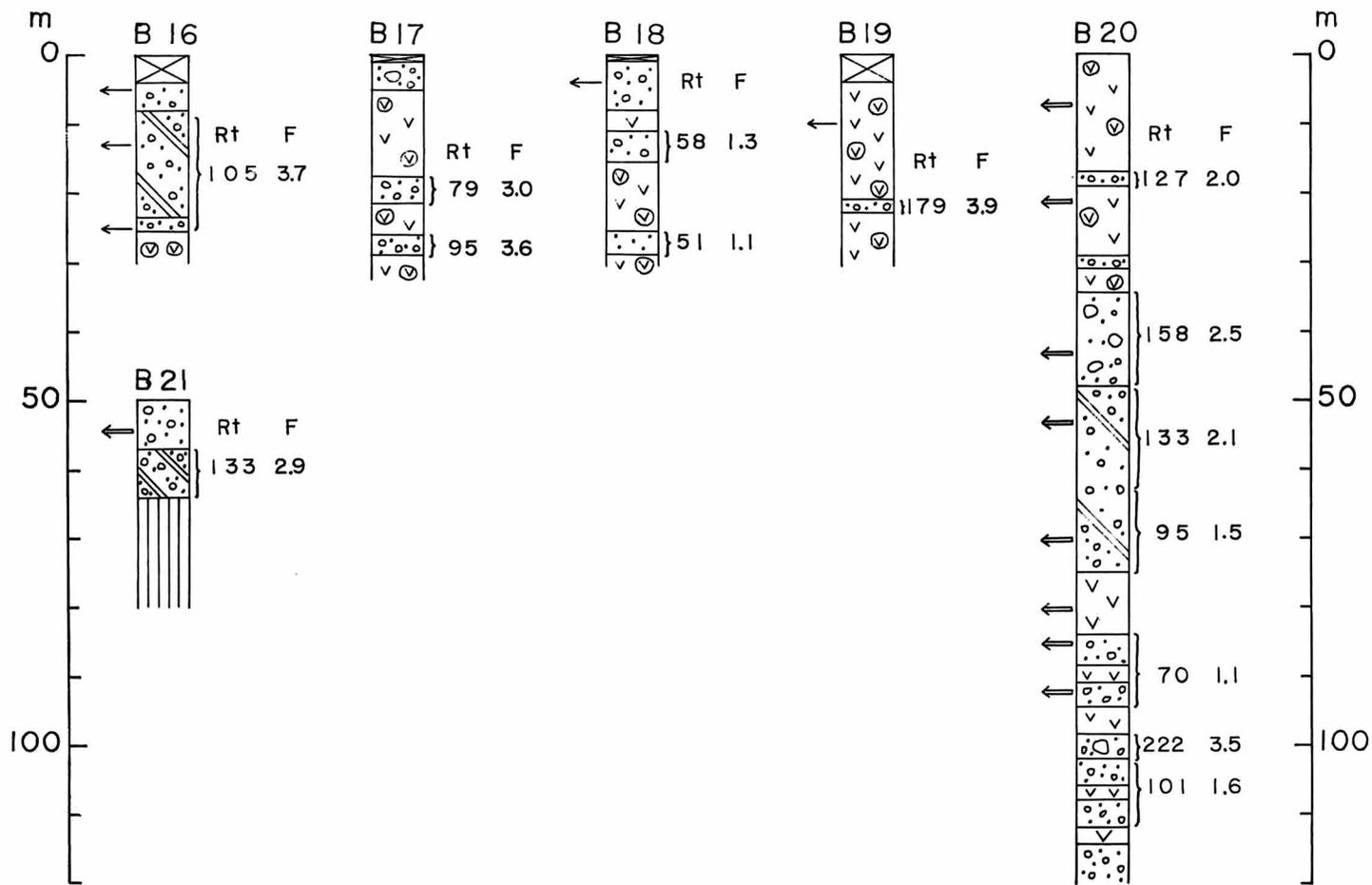


図3D 調査孔の地質柱状図

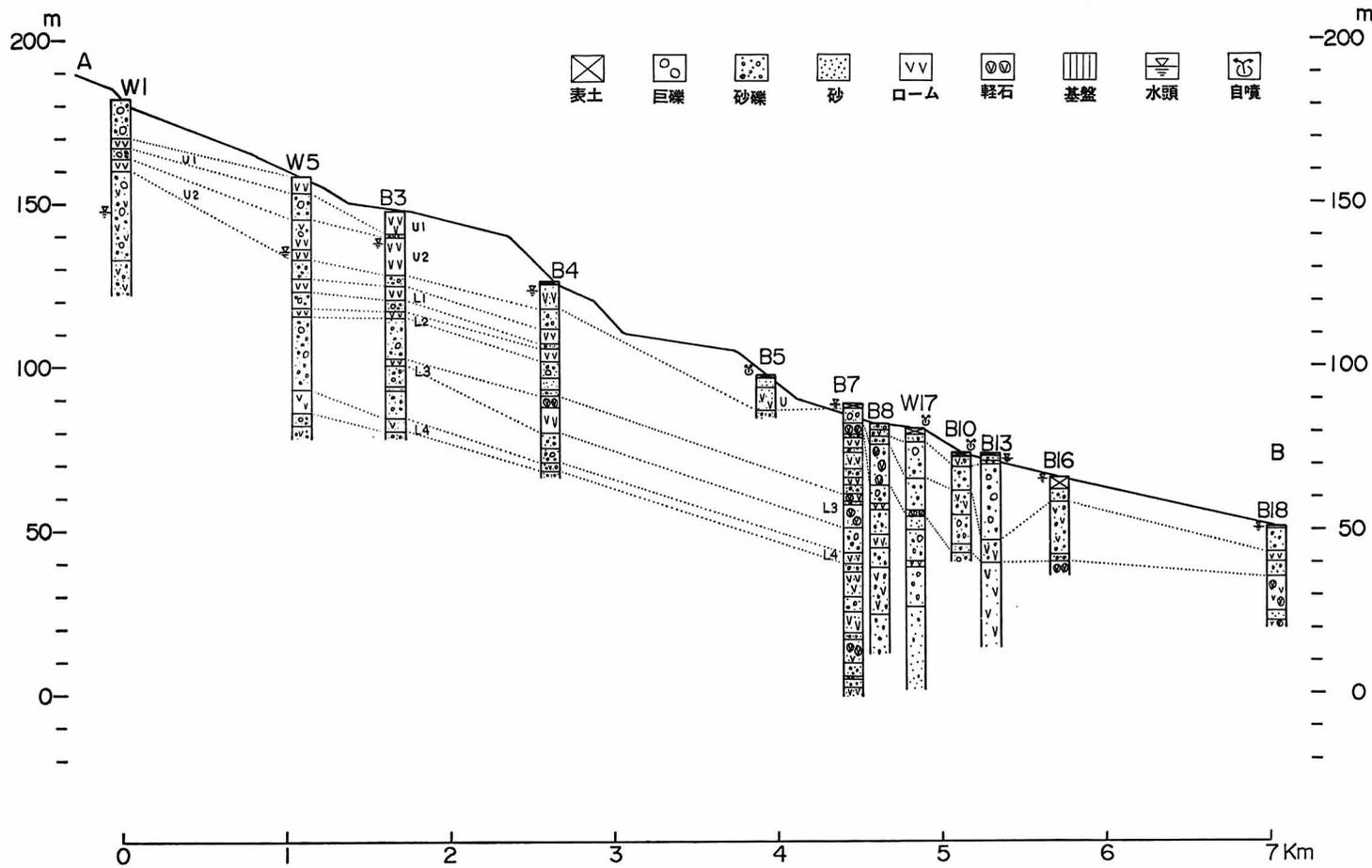


図 4 A 秦野盆地の地質断面図

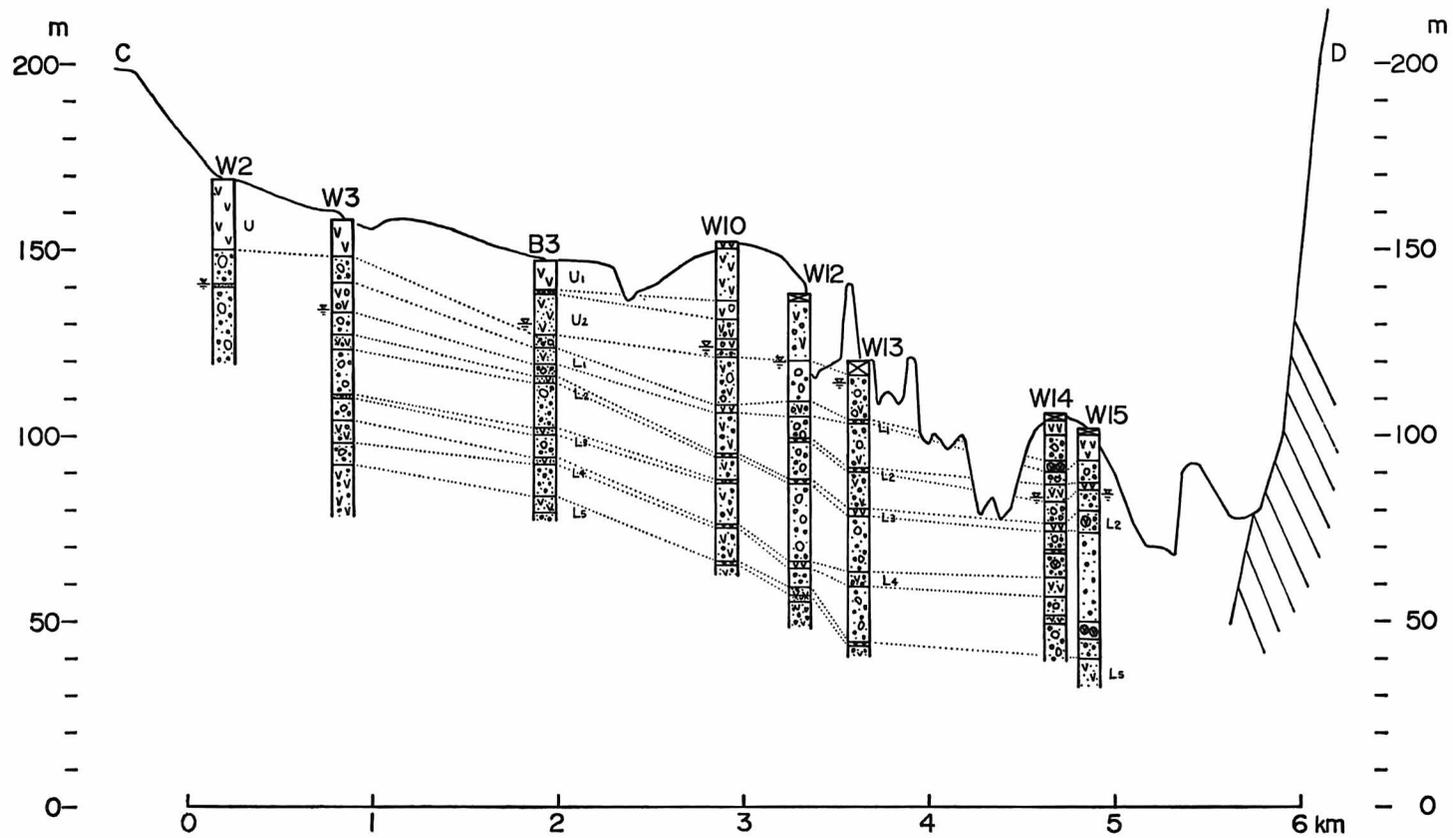


図 4 B 秦野盆地の地質断面図

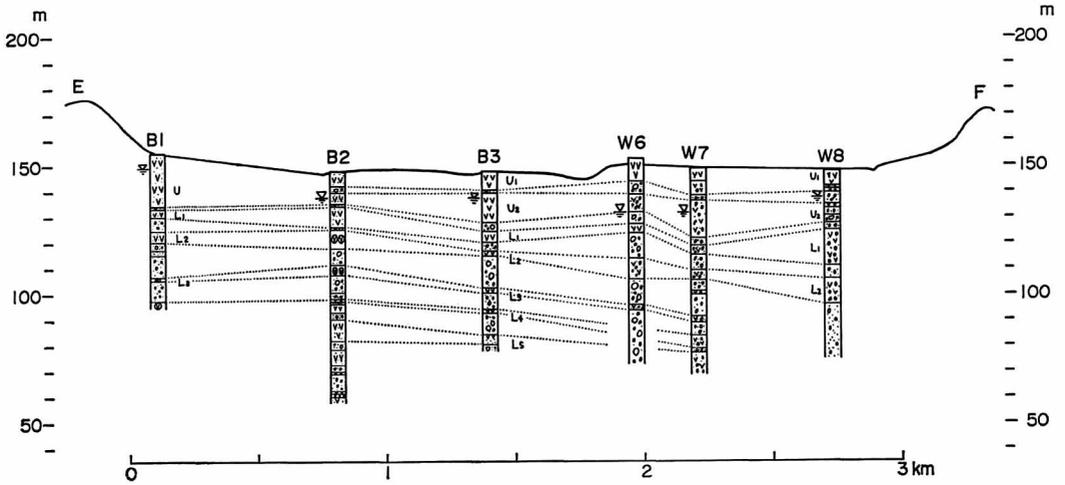


図 4 C 秦野盆地の地質断面図

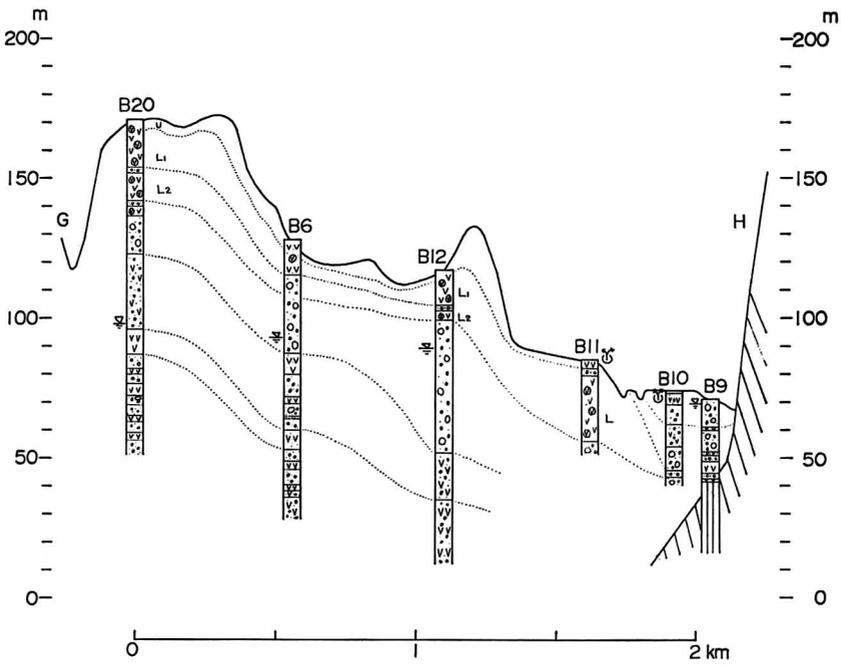


図 4 D 秦野盆地の地質断面図

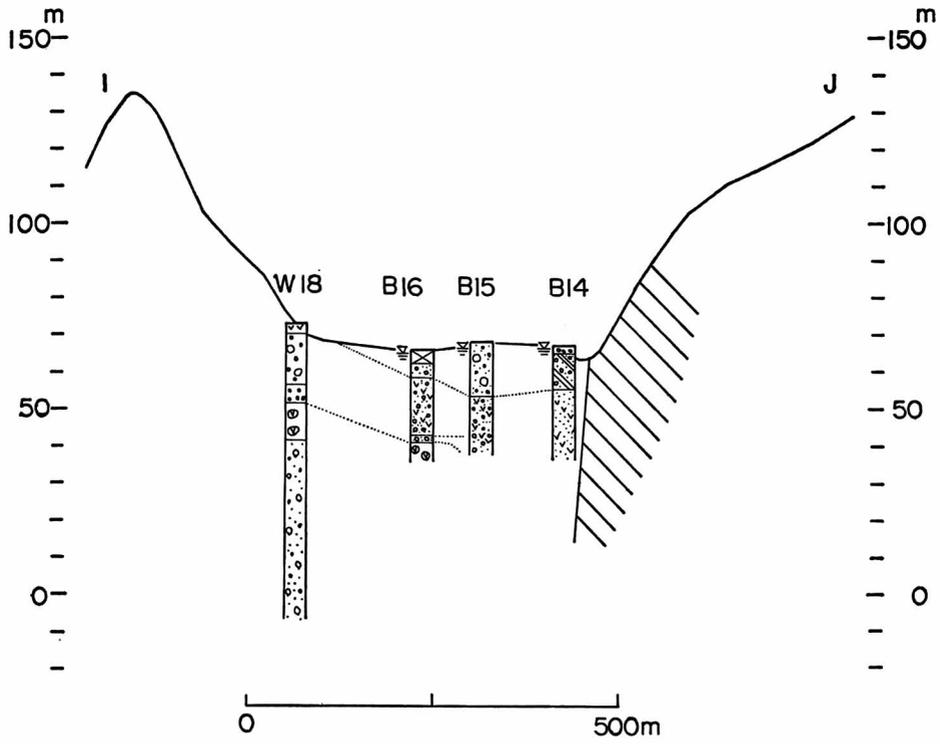


図 4 E 秦野盆地の地質断面図

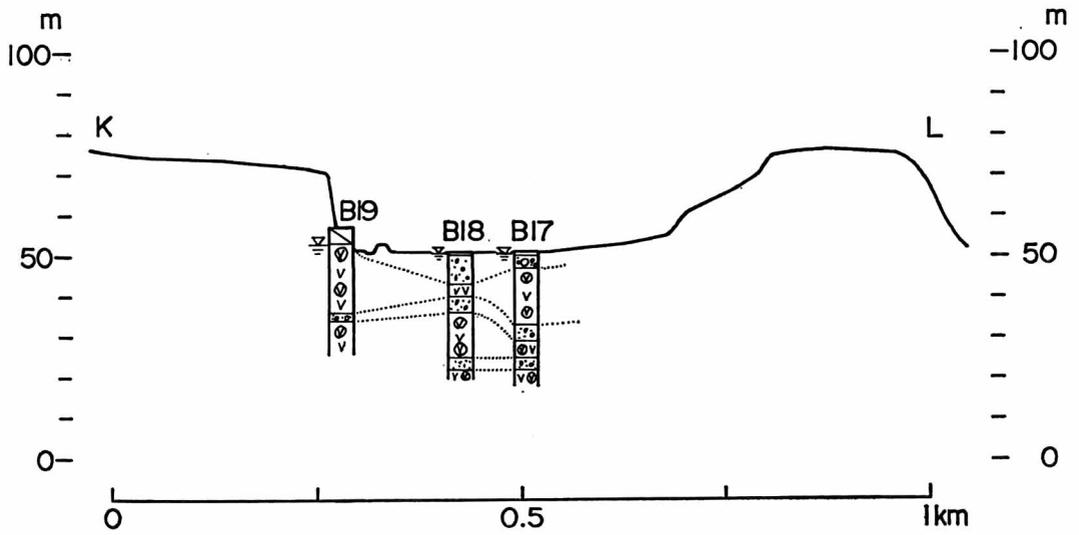


図 4 F 秦野盆地の地質断面図

では地震探査法によって秦野盆地の地下構造を図5のように推定している(蔵田1955)。地震探査をおこなった測線は図2のa—b直線である。盆地中央部(水無川河床の地下)に盆地を東西に2分するような基盤岩の突出があり、盆地堆積物は厚くても90m強とされている。しかし、基盤岩に到達させる目的の深さ90—100mの試錐でも、まだ基盤には到達していない。多数の試錐資料によれば地震探査で推定された盆地中央にある基盤の突出を認めることは出来ない。また、盆地中央部の堆積物は予想よりも厚く100mでは基盤に到達し得ない。平賀他2名(1971)の重力探査でも盆地中央に盆地を東西に分ける基盤岩の突出を支持する資料は何もない。

### 盆地堆積物の区分

盆地内堆積物は火山灰(ローム)層の性質によって大きく2分する事が出来る。地表から10~20mはカンラン石を多く含む富士火山の茶褐色火山灰層で、関東平野の立川ロームと武蔵野ローム両者を含むものと推定される。これをローム層Uと呼ぶことにする。ローム層Uには深さ10m付近に2~5mの砂利層がはさまれる。この砂利層の上位火山灰をU1, 下位をU2として区別する。

ローム層Uの下位には軽石を多く含む淡褐色ないし褐色の固結した火山灰(ローム)層が礫層と互層している。火山灰や軽石中の重鉱物にはカンラン石が少なく、斜方輝石が多い。大部分の火山灰や軽石は箱根火山から火山爆発によって本地域に供給されたものであろう。これらをすべてローム層Lと名づけた。

地質断面図(図4)に示したように盆地内に広く追跡出来るローム層Lを上から下に順次L1, L2, L3……として区別する。例えばローム層L1中に礫層が挟まれているときは礫層の上位をL1—1, 下位をL1—2として区別する。これらのローム層は地質柱状図に示されている深度と層相で定義する。著しくかけ離れた地点での地質柱状図ではこのような細分による対比が困難になることもあり得る。地層の対比には電気検層によってローム層の位置、厚さを正確に把握しなければならない。

地質断面図4Dに示したように、盆地内のローム層を秦野盆地南縁を画する大磯丘陵の地下にまで追跡することが出来る。河川によって堆積させられた礫層は丹沢山地から丘陵に向って緩やかに傾斜していたはずである。現在の盆地の傾斜と同程度の傾斜を仮定すると、断層運動によって丘陵側が80m上昇していることになる。礫層が水平であったとしても丘陵側は70m上昇している。

盆地北東部に葛葉川と金目川に挟まれる台地とその東側の金目川左岸の台地がある。この台地内の試錐資料はなく、十分な地質調査を行っていないが、葛葉川・金目川沿岸の地質状況・地形の状況などから、この台地は30mほど隆起している。

表2 盆地堆積物中の礫層含有率表

調 査 孔			市 水 源 井				
No.	U層	L層	U+L	No.	U層	L層	U+L
B 1	9%	76%	52%	W 1	%	%	%
B 2	13	65	52	W 2	32	95	60
B 3	22	71	57	W 3	41	47	46
B 4	41	54	51	W 4	0	76	55
B 5	19	—	—	W 5	41	63	55
B 6	—	53	—	W 6	50	73	67
B 7	83	49	51	W 7	8	54	40
B 8	66	54	55	W 8	52	46	48
B 9	94	51	64	W 9	60	61	61
B10	58	100	85	W10	44	59	52
B11	50	12	19	W11	—	—	—
B12	—	47	—	W12	40	61	43
B13	88	33	58	W13	—	46	—
B14	39	—	—	W14	—	36	—
B15	100	—	—	W15	—	20	—
B16	82	0	70	W16	—	64	—
B17	75	24	30	W17	86	86	86
B18	87	31	45	W18	86	0	50
B19	—	6	—	W19	26	33	31
B20	—	58	—	W20	—	—	—
B21	100	—	—	W21	—	—	—

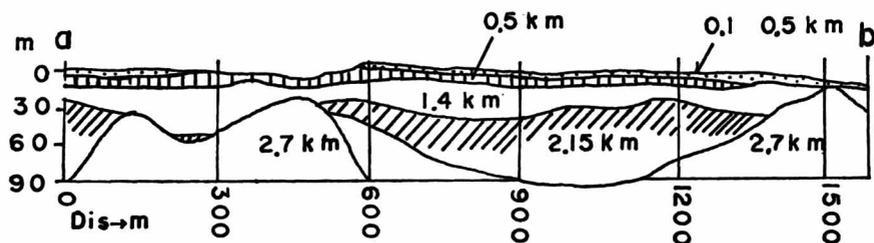


図5 秦野盆地の地震探査による地下構造（三屋付近）  
蔵田（1955）より転載

### 盆地堆積物の礫層含有率

地下水の流れは、水無川などの河川の流路のせんと深く結びつく。古い河川の流路は礫層の分布状況から推定する事が出来る。そこで盆地堆積物をローム層L1の上面を境にして上下に2分しU層部分とL層部分それぞれの礫層含有率を求め表2に示した。

地質断面図(図4)或は表2でも明らかのようにL層部分では礫層含有率が西側で高く東側で低い。U層部分では逆に西側で礫層含有率は低く、東側で高い。表2の結果を地形図に記入し、等含有率線を描いたのが図6である。ローム層Lの堆積した頃は水無川が現在よりも西側に寄っていて北から南に向かって流下していたので、旧水無川沿いに礫層が卓越したのであろう。当時、大磯丘陵はまだごく低い丘であって、水無川など丹沢山地から流下する河川の流路をほぼむ程ではなかった。

ローム層U中の礫層含有率は現在の水無川や金目川の流路に沿って高くなっている。この時代には大磯丘陵はすでに秦野盆地の南縁を画する程までに隆起していたので、盆地内の河川は北西～南東の現在と同じ流路をとっていた。ローム層U以後の礫層含有率の最も高い部分は上大槻から下大槻にかけての金目川河床部分である。秦野市水源の重要な供給地として注目しなければならない状況が礫層含有率にもよく現われている。盆地内の深井戸で、比湧出量の大きな井戸は礫層含有率60%以上を示す旧水無川河床地域に分布している。盆地内の深井戸の良好なものが、この地域で今後更に掘さくされることになるであろう。

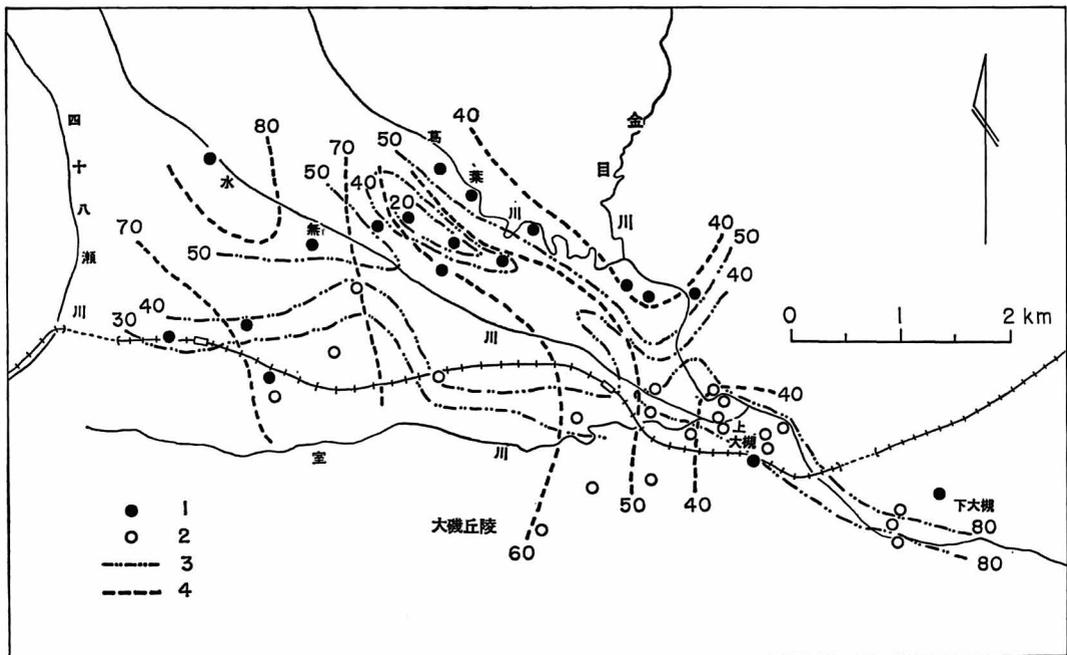


図6 秦野盆地堆積物中の礫層含有率図

1 : 市水源井 2 : 調査孔, 3 : U層中の礫層含有率(%), 4 : L層中の礫層含有率(%)

### 土沢層と盆地堆積物

最近、町田、森山(1968)は大塚(1929b)によって研究された土沢層を2分し、狭義の土沢層と吉沢層とを再定義した。土沢層上位の軽石質火山灰を土沢ロームとして南関東の多摩ロームに対比し、吉沢層の上位の軽石質火山灰を吉沢ロームとして下末吉ロームに対比した。厚さ100m余りに達する盆地堆積物は水無川や四十八瀬川などの扇状地堆積物であるが、大磯丘陵の土沢層、吉沢層と結びつけて考えなくてはならない。しかし、いまのところ区別する事は出来ない。

### 水 質

秦野盆地の被圧地下水はアルカリ土類重炭酸塩型に属する。すでに、大木、平野(1970)が伊勢原地区、相模平野の地下水で述べたように腐植物や泥質堆積物の少い扇状地礫層中の地下水は炭酸物質が少く、火山灰、軽石などの火山碎屑物中の地下水は硝酸イオンに富むという傾向が明瞭に認められている。水質の化学的な調査は横山、平野他2名(1971)に詳しく報告されている。

### 透水係数、透水量係数

今回掘さくした調査孔での現場揚水試験は孔内の洗滌が十分にできなかったので著しく小さな値となって失敗に終わった。

秦野市水源井は盆地内に21本あり、いずれもステップ法による揚水試験が行なわれている(高橋他4名1970)。調査孔と水源井とが近い距離にあり、両者の地質が類似していると判断されるものについては、電気検層から算出される地層の真の比抵抗値、地層係数と透水係数値との対応を行なった。荻野他4名(1971)が示したように、電気検層から透水係数の大略の値を求めることができる。このような方法で現場透水係数を再評価したものを表3に並べて示した。

表3 調査孔の透水係数一覧表

No.	現場揚水試験 (cm/sec.)	電気検層からの 算出値 (cm/sec.)	No.	現場揚水試験 (cm/sec.)	電気検層からの 算出値 (cm/sec.)
B 1	$2.9 \times 10^{-4}$	$4.6 \times 10^{-2}$	B12		$1.3 \times 10^{-1}$
B 2		$6.4 \times 10^{-2}$	B13	$6.2 \times 10^{-2}$	$7.2 \times 10^{-2}$
B 3		$8.1 \times 10^{-3}$	B14	$5.4 \times 10^{-3}$	$4.3 \times 10^{-2}$
B 4		$2.8 \times 10^{-2}$	B15	$4.9 \times 10^{-5}$	$2.4 \times 10^{-2}$
B 5			B16		$1.0 \times 10^{-2}$
B 6		$3.7 \times 10^{-3}$	B17	$5.6 \times 10^{-3}$	$7.7 \times 10^{-3}$
B 7	$4.4 \times 10^{-2}$	$3.3 \times 10^{-2}$	B18	$1.5 \times 10^{-4}$	$6.7 \times 10^{-4}$
B 8	$3.0 \times 10^{-2}$	$6.1 \times 10^{-3}$	B19	$1.0 \times 10^{-3}$	$2.5 \times 10^{-2}$
B 9	$2.5 \times 10^{-2}$	$1.6 \times 10^{-1}$	B20		$1.3 \times 10^{-2}$
B10	$2.4 \times 10^{-2}$	$4.2 \times 10^{-2}$	B21		$1.1 \times 10^{-2}$
B11	$3.5 \times 10^{-2}$	$1.3 \times 10^{-1}$			

表4は市水源井などの揚水試験結果を平衡式に代入して求めた各井戸での透水係数,透水量係数,比湧出量である。上大槻から下大槻にいたる金目川河床の砂利層の透水係数は $10^{-1}\text{cm/sec}$ 程度で最大である。盆地内の被圧地下水を胚たいする砂礫層の値は $10^{-1}\sim 10^{-2}\text{cm/sec}$ が大部分で,良好な透水層である。

### 比湧出量

秦野市水源井の規格は口径30cm,深さ80mである。この規格の孔井で,孔内水位を1m下げたときに湧出する水量を比湧出量として表4にまとめた。下大槻付近の金目川河床にある井戸は浅井戸で,盆地被圧水の水源井と同列に扱えないが,その比湧出量は $1600\text{ m}^3/\text{day}$ の大きな値である。盆地内水源井では $800\sim 1200\text{ m}^3/\text{day}$ の範囲にあるが,礫層含有率で明らかにされた古水無川河床に沿う部分に大きな比湧出量を持つ傾向が見られる。盆地東部の高位段丘地帯では $500\sim 800\text{ m}^3/\text{day}$ のやや低い比湧出量となっている。

表4 市水源井の透水係数,透水量係数,比湧出量一覧表

No.	水源井名	透水係数 (m/day)	透水量係数 ( $\text{m}^2/\text{day}$ )	比湧出量 ( $\text{m}^3/\text{day}$ )
W 1	西水道大反畑	29.7	862.0	
W 2	西水道柳町	10.2	223.9	
W 4	坂田製作所	9.7	247.2	
W 5	本町第1水道第8	36.7	1304.2	1000
W 6	東芝電興秦野工場	35.8	1182.3	
W 7	日鍛バルブ	4.6	144.0	
W 9	本町第1水道第6	28.4	1393.2	1300
W 10	本町第1水道第9	27.7	858.8	900
W 11	本町第1水道第10	8.5	347.8	450
W 12	本町水1道第5	15.1	602.4	
W 13	本町第1水道第7	12.2	524.4	1050
W 14	専売公社第2	5.3	136.6	650
W 15	専売公社第1	23.8	488.4	730
W 16	煙草試験場	25.7	821.0	720
W 20	大根水道第3	779.7	1559.4	1600
W 21	本町第1水道第11	25.3	846.5	1100

高橋他4名(1970)より転載

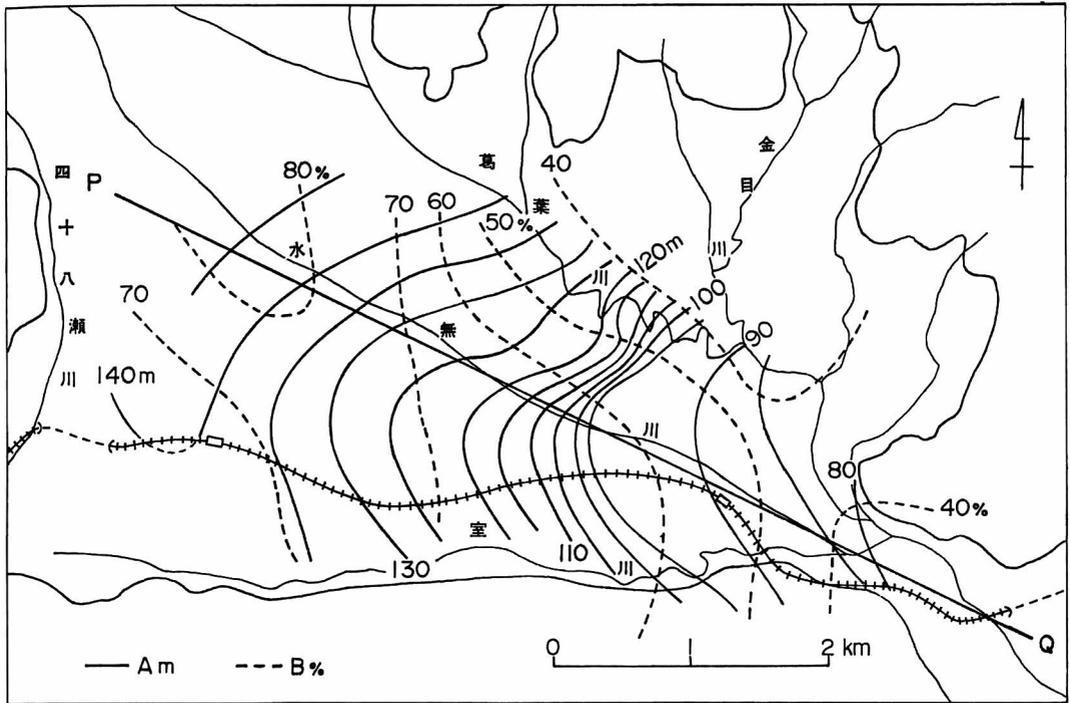


図7 A 被圧地下水の水頭分布図

Am: 水頭 (標高), B%: L層中の礫層含有率, P-Q: 水頭断面位置

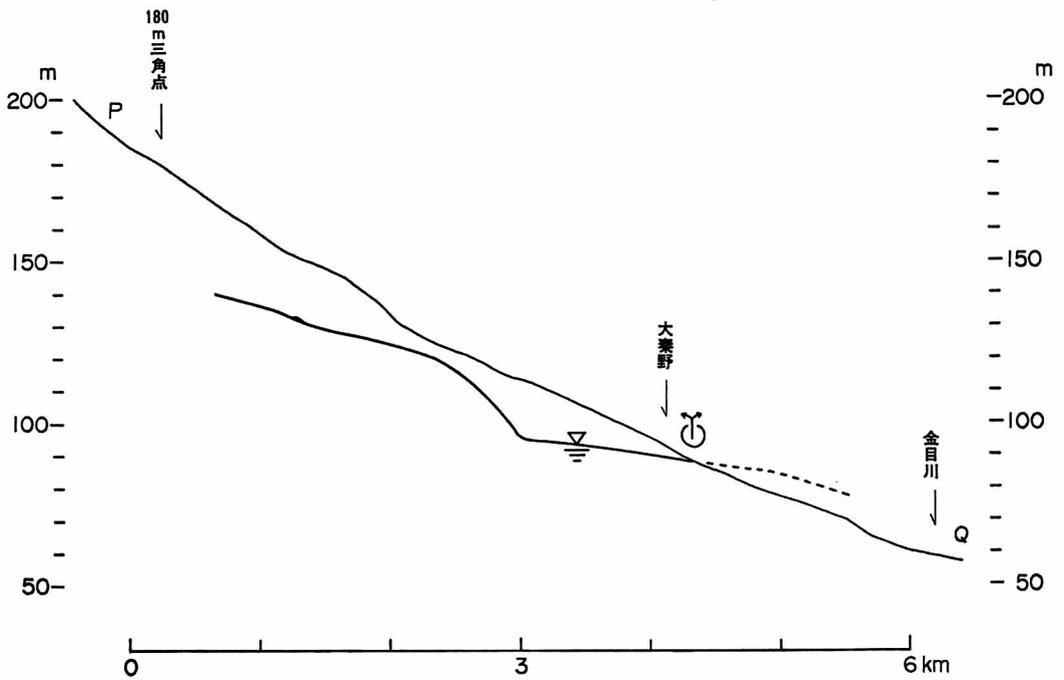


図7 B 被圧地下水の水頭断面図



### 盆地彼圧水の水頭分布

市の水源井をはじめ深さ数10mの深井戸の孔内静水位をもとにして、盆地内の被圧地下水の水頭分布図を描いた(図7)。孔内に完全なケーシング工事をしなかった調査孔に現れた孔内水位は、ときには数mも高い浅層自由水の静水位になっていることがあったので、図7の資料として採用しないことにした。被圧水の水頭が扇状地の地表面に等しくなり、被圧水の自噴帯となる部分も図7に示した。

被圧水の水頭分布図で、水頭120mから95mの部分の水頭勾配が大きくなっている。図6の礫層含有率分布曲線を重ね合せてみると、被圧帯水層中の礫層含有率60%以上の部分で水頭勾配が大きくなっているといえよう。扇端部では河川の浸食によって厚いローム層(U)の部分がはぎ取られている。すでに述べたようにローム層(U)中の礫層は現在の水無川に沿いもっとも厚く、扇端部での被圧水の湧出は容易に行なわれやすい条件がそろっている。

### 盆地内河川の流量

盆地内河川の流量については落合、高橋(1957)、山崎(1962)の観測があり、水無川の表流水が扇頂部から扇中部の間で多量に伏流していくことを報告している。

水頭分布図で述べたように、被圧水が扇端部で湧き出し、河川の水量が増大していることが推定された。多量の降雨がなく、河川流量が定常的になっていると考えられる日を選んで河川流量の測定を行った。

図8に流量測定地点を示した。図9は各河川の流量変化図である。盆地河川の水深が浅く、流速計による測定に適さないのでモミガラを流し、見掛流速を求めた。この速度に係数0.8を掛けて、平均流速とし、幾つかに分割した断面ごとでの流量を積算した。

水無川では丹沢山地内の猿渡堰堤(図8の1)で $0.51\text{m}^3/\text{sec}$ ( $44,064\text{m}^3/\text{day}$ )の表流水があり、そのうち $0.14\text{m}^3/\text{sec}$ は水道水として分取されていた。扇頂の平和橋(図8の5)までに $0.26\text{m}^3/\text{sec}$ ( $22,464\text{m}^3/\text{day}$ )の表流水が地下水に転化していた。平和橋から扇中央の吹上付近(図8の10)までは流量の変化はほとんどないが、吹上から下流では次第に流量が増大する。水温の変化からうかがえるように、流量の増大は地下水の湧き出しによっている。市街地から主要な下水の流入を除いて、湧き出し量を求めると $0.25\text{m}^3/\text{sec}$ ( $21,600\text{m}^3/\text{day}$ )であった。

金目川、葛葉川の流量は上流から両河川の合流点まで大きな変化はない。曾屋の北約500m付近で葛葉川が蛇行する部分に湧水があり、その大部分 $0.03\text{m}^3/\text{sec}$ ( $2,592\text{m}^3/\text{day}$ )は市上水道として利用されているので、河川への流入はない。地下水の湧出による流量増加は、金目川では台町から下流にみられる。室川では平沢—今泉間で増加し、付近の水田や支流からの湧水の流入によっている。今泉(図8の11)から坂下(図8の18)までの間に $0.34\text{m}^3/\text{sec}$ ( $30,000\text{m}^3/\text{day}$ )の河川流量増大とつながっている。

最近水無川の水が枯れたことがないという。以前は堀山下付近で表流水は消失し、吹上付近までは文字通り水無川になることが多かったらしい。今では、大堰堤から室川に合流するまで、立派

な河川改修が行なわれ、多数の堰堤がつくられている。ところで現在の河床の両側、幅数10mの部分の砂利が深さ3～4mまで採掘され、不透水性の赤土（ローム層）や砂利洗滌で生じた泥で埋めもどされた。長期にわたって砂利洗滌の泥水が水無川に流入していたことがあった。このような人為的な原因が“水有川”を生んだのであろう。現在、1日当り22,000 $m^3$ の地下水涵養が行なわれている、平和橋から猿渡堰堤までの河床は秦野盆地地下水の重要な涵養地帯である。砂利採取のあとを赤土や泥で埋めて、地下水の涵養が止まるような愚なことをしてはならない。

## 考 察

被圧地下水の水頭分布図（図7）を用いて被圧地下水の流量を概算してみよう。まづ図7の水頭分布をなす地下水は定常状態であると見なす。市水源井（深さ約80m）の揚水試験によって求められている透水量係数を用い、図7の水頭分布図から水頭勾配を読みとって流量を積算する。130～135mの付近に揚水試験の資料が多いので、水頭線132.5mの断面に沿って図10のように等水頭間隔に分割し流量を求めた。表5は流量積算表である。1日当り56,000 $m^3$ の地下水流量があることになる。盆地堆積物の厚さが100mとすれば、上記水量に1.2を乗ずることができ、流量は67,000 $m^3$ /dayとなる。

等水頭線132.5mより標高の高い部分から水が地下水として供給されなければならない。その部分の盆地の面積は約10 $km^2$ 、年間降雨量1,700mmとしてよいので、1日当り46,500 $m^3$ の降雨になる。今、地下水の涵養が行なわれると考えている地域には大きな河川は全くないので、蒸発水量を除けばほとんどの雨水が地下に滲透していると考えてよい。年間蒸発量を700mmと仮定すると、地下滲透量は1日当り27,400 $m^3$ であろう。水無川からの涵養量22,000 $m^3$ を加えると、1日当り49,400 $m^3$ の地下水量が地表から供給されている。地下水流量と比較すると1日当り6,000～18,000 $m^3$ の水が不足していることになる。しかし水無川の他にも葛葉川をはじめ沢山の小さな河川、沢があり、それらの集水区域も5 $km^2$ になるので、地下水流量として算出された56,000～67,000 $m^3$ /dayは信頼してよい数値と考えられる。秦野盆地においては雨水の約6割が地下水に転化していることになるが、盆地全体をおおう粒の粗い“関東ローム層”が雨水の貯留に大きな役割をはたしているらしい。

水無川の猿渡堰堤から平和橋まで、3kmの区間では1日当り22,000 $m^3$ の表流水の地下浸透があった。実際に水が流れている川幅は平均20mと見てよいので、1 $m^2$ 当り370 $l$ /dayの地下浸透量がある。盆地平坦部では1 $m^2$ 当り2.7 $l$ /dayの雨水浸透が行なわれている。予備実験では盆地平坦地（ローム層）では1 $m^2$ 当り30～50 $l$ /dayの浸透が可能であった

盆地内降雨は地下水涵養の主要な部分を占めている。1 $m^2$ 当り、3 $l$ /dayの雨水浸透があるとすれば1 $km^2$ 当り3,000 $m^3$ /dayの水量になる。井戸を500m毎の格子点に設置すると750 $m^3$ /dayの揚水が可能となる。盆地堆積物の透水係数は大きく、1井戸で2,000～3,000 $m^3$ /dayの揚水ができる。秦野市のように大量の地下水を利用するところでは、地下水の安全な揚水量は盆地地下水の供給量によって定まり、井戸の構造から定まる揚水量ではないことになる。

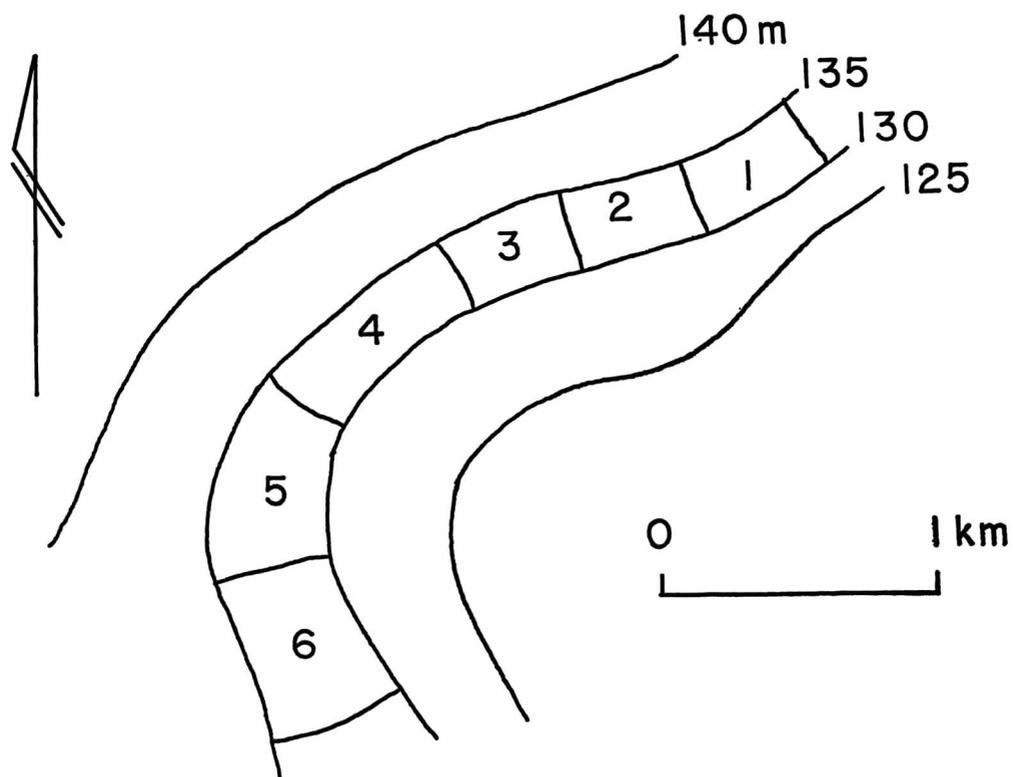


図10 流量積算図

表5 流量積算表

区 画	透水量係数 ( $\text{m}^2/\text{day}$ )	流線間の距離 (m)	水頭差 (m)	等水頭線間の 距離 (m)	流 量 ( $\text{m}^3/\text{day}$ )
1	1393	450	5	290	10805
2	1200*	450	5	280	9640
3	1182	450	5	300	8865
4	1304	740	5	260	18555
5	1000*	550	5	400	6875
6	247	600	5	420	1764
合 計					56504

\* 揚水試験資料がないので付近の揚水試験資料から推定した値

河川の流量測定で、金目川の台町から上大槻間で、地下水の湧出により1日当り約 $30,000\text{m}^3$ の水増大が認められている。水無川では地下水湧出による流量増大は $21,600\text{m}^3/\text{day}$ であり、室川では $29,000\text{m}^3/\text{day}$ であった。河川流量増加は合計 $81,000\text{m}^3/\text{day}$ に達するが、この数値は被圧地下水流量( $56,000\text{m}^3/\text{day}$ )に自由地下水の湧出量(未知)が加わったものと推定される。

## ま と め

秦野盆地堆積物の厚さは100m余である。今回の試錐では基盤岩に達することができなかった。火山灰、軽石などを用いて、ローム層(U)とローム層(L)とに2分した。前者は立川ローム、武蔵野ロームに対応し、後者は下末吉ローム、多摩ロームを含むと推定される。

地下水を胚たいする礫層の含有率から古水無川の流路が推定された。盆地南の大磯丘陵の上昇によって、水無川は東に流路を移化していったので、ローム層(U)の時代の礫層含有率は現在の水無川に沿って大きくなっている。

盆地被圧地下水流量は1日当り約 $5.6\text{万m}^3$ と推定される。水無川扇端部で1日当り $5\text{万m}^3$ の地下水が湧出し、河川に流入している。盆地内の水源井は古水無川に沿う盆地南側、緑町一今川町付近の流線の集中する部分に掘さくされることになろう。盆地内の地下水は1日当り $3\text{万m}^3$ 程は期待できるであろう。金目川の上大槻～下大槻にいたる河床部分の伏流水は秦野上水道の重要な水源地帯である。

盆地南縁の自噴井の水は、盆地南側の磯丘陵地帯から涵養されているものである。盆地中央や南寄りの流線が集中する部分に水源井が出現しても、盆地南縁の自噴井に大きな影響を与えないように考えられる。しかし、被圧水の揚水量を増大するにあたっては、水源井の水位や自噴泉の湧出量変化を正確に観測を続けて、地下水源に大きな乱れが現れないように注意を払うことを忘れてはならない。

水無川扇頂部の河床は、盆地地下水の重要な涵養地帯である。水無川大堰堤から上流の河床はまだほとんど人工によって乱されていないので、水源地帯として保護すべきであろう。

盆地内河川の汚染は著しい。金目川河床の伏流水を1日当り $2\sim 3\text{万m}^3$ 揚水するためには、河川の水質保護に努めなければならない。

## 参 考 文 献

- 花井重次(1934), 丹沢山地東南山麓地域の地形に就いて, 大塚地理学会論文集, Vol. 4, 1—20.  
平賀士郎, 広田茂, 河西正男(1971), 秦野盆地の重力調査, 神奈川温研報告, Vol. 2, No. 2, 83—87.  
藤本治義(1928), 秦野盆地付近の地形と地質, 東京高師博物学雑誌, No. 36.  
本間仁編(1957), 応用水理学(上), 丸善。  
伊勢原地質調査グループ(1970), 伊勢原大山地区の地質, 神奈川温研報告, No. 12, 1—13.  
貝塚夾平, 森山昭雄(1969), 相模川沖積低地の地形と沖積層, 地理学評論, Vol. 42, No. 2, 85—105.

- 神奈川県 (1962), 地下水調査報告書 (県央地区地下水調査).
- 神奈川県温研地下水調査班 (1970), 伊勢原付近の地質と地下水, 神奈川県温研報告, No. 12, 21—47.
- 関東ローム研究グループ (1965), 関東ローム, 築地書館.
- 蔵田延男 (1955), 水理地質学, 朝倉書店, 180—181.
- 小島伸夫 (1954), 大磯地塊の地質について, 地質雑, Vol. 60, No. 709, 445—454.
- 町田洋, 森山昭雄 (1968), 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史, 地理学評論, Vol. 41, No. 4, 241—257.
- 松田時彦 (1962), 南部フォッサマグナの地殻構造に対する地質学的推定, 震研彙報, Vol. 40, 357—369.
- MIKAMI, K. (1959), Geological and petrographical studies on the Tanzawa mountainland. Sic. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. II, No. 8, 57—110 and No. 9, 59—108.
- 水上武, 松田時彦, 平賀士郎, 宝来帰一, 杉田宗満 (1964), 丹沢山塊の地球物理学的及び地質学的調査, 神奈川県温研報告, No. 2, 1—18.
- 水上武, 下鶴大輔, 松田時彦, 平賀士郎, 宮崎務, 萩原道徳 (1966), 丹沢山塊の地球物理学的並びに地質学的調査, 神奈川県温研報告, No. 4, 1—31.
- 日本物理探鉱株式会社 (1947), 秦野盆地地下水物探調査, 日本物探.
- 日本技術開発株式会社 (1966), 広域都市開発区域地下水調査報告 (平塚, 秦野, 厚木, 小田原地域).
- 小川浩他 3 名 (1965), 神奈川県下の地下水源地域調査報告 (第 4 報) 中郡相模川西部域調査, 工業用水, Vol. 82, 29—38.
- 大塚弥之助 (1929), 大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて (其一), (其二), 地質雑, Vol. 36, 435—456, 479—497.
- 萩野喜作, 大木靖衛, 小鷹滋郎, 小沢清, 広田茂 (1971), 秦野盆地の地層係数と透水係数, 神奈川県温研報告, Vol. 2, No. 2, 71—82.
- 落合敏郎, 高橋金作 (1957), 西秦野地下水調査報告書, 農業技術研究所農業土木部.
- 酒井軍治郎 (1966), 応用地下水学, 朝倉書店.
- 坂本峻雄, 見上敬三, 松田時彦, 大木靖衛 (1964), 丹沢山塊の地質, 丹沢大同学術調査報告, 神奈川県, 1—53.
- SEKI, Y., Y. OKI, T. MATSUDA, K. MIKAMI and K. OKUMURA (1969), Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan. Jour. Assoc. Jap. Min. Petr. Econ. Geol., Vol. 61, 1-25, 50-75.
- 高橋宏光, 大木靖衛, 小鷹滋郎, 小沢清, 横山尚秀 (1970), 秦野水源井の地質柱状図と揚水資料, 神奈川県温研報告, No. 12, 53—62.
- 山本莊毅 (1940), 秦野盆地の地下水, 地理学, Vol. 8, 1870—1878.
- 山崎寿雄 (1962), 秦野盆地の水源について, 東北地理, Vol. 14, No. 3, 93—102.
- 横山尚秀, 平野富雄, 粟屋徹, 鈴木孝雄 (1971), 秦野盆地の地下水の水質について, 神奈川県温研報告, Vol. 2, No. 2, 57—70.