



Title	10. 白老川中流御料橋付近の地下探査
Author(s)	田治米, 鏡二; TAZIME, KyoZi; 浜田, 和郎 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 13, 135-153
Issue Date	1965-02-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.13.135
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13891
Type	departmental bulletin paper
File Information	13_p135-153.pdf



10. 白老川中流御料橋付近の地下探査

田治米鏡二・浜田和郎・小柳敏郎
(北海道大学理学部地球物理学教室)

河田英・早川福利
(北海道立地下資源調査所)

— 昭和39年10月受理 —

1. ま え が き

本調査地は白老町市街より白老川を北西へさかのぼること約11kmの地点で、字森野部落の入口付近である。ここには道道が通じており、ここに架けられた御料橋を中心とし、本流を挟んで約0.3km²が調査区域である。(5万分の1地形図：白老)

白老川はこの地点で、上流側の第3紀層地帯から、下流側の低平な第4紀層地帯への流域変換地点にあたる。特に、御料橋上流側は両岸が迫り、峡谷状をなすので、道庁では、ここに工業用水ダムを計画している。また、この付近一帯は、近藤鉱業KK其の他の、銅、亜鉛、重晶石の鉱区が設定されており、現にこの地区の西隣りではバライト鉱山が稼行中である。更に、御料橋の下には温泉の示徴が認められるので、北炭観光開発KKではその開発に着手した。

この様に、多くの問題を抱えている地帯なので、関係者の要望により、1964年5月下旬と6月下旬に物理探査を実施して、地下構造を調査した。

この調査では、河田が地質構造、河田・早川が電気探査、田治米・浜田・小柳が弾性波探査を夫々担当した。

2. 地形及び地質構造

前記の如く、御料橋付近は白老川が新第3紀層から第4紀層への流域変換地点にあたる。

標高約100mの河床は、橋の上流側では幅60m程度の峡谷状をなすのに反し、橋の下流側は急に展げて幅約200mに及ぶ。橋より上流の右岸側及び橋より下流の左岸側には、標高約120mの段丘面がやや広く発達して農耕地になっている。

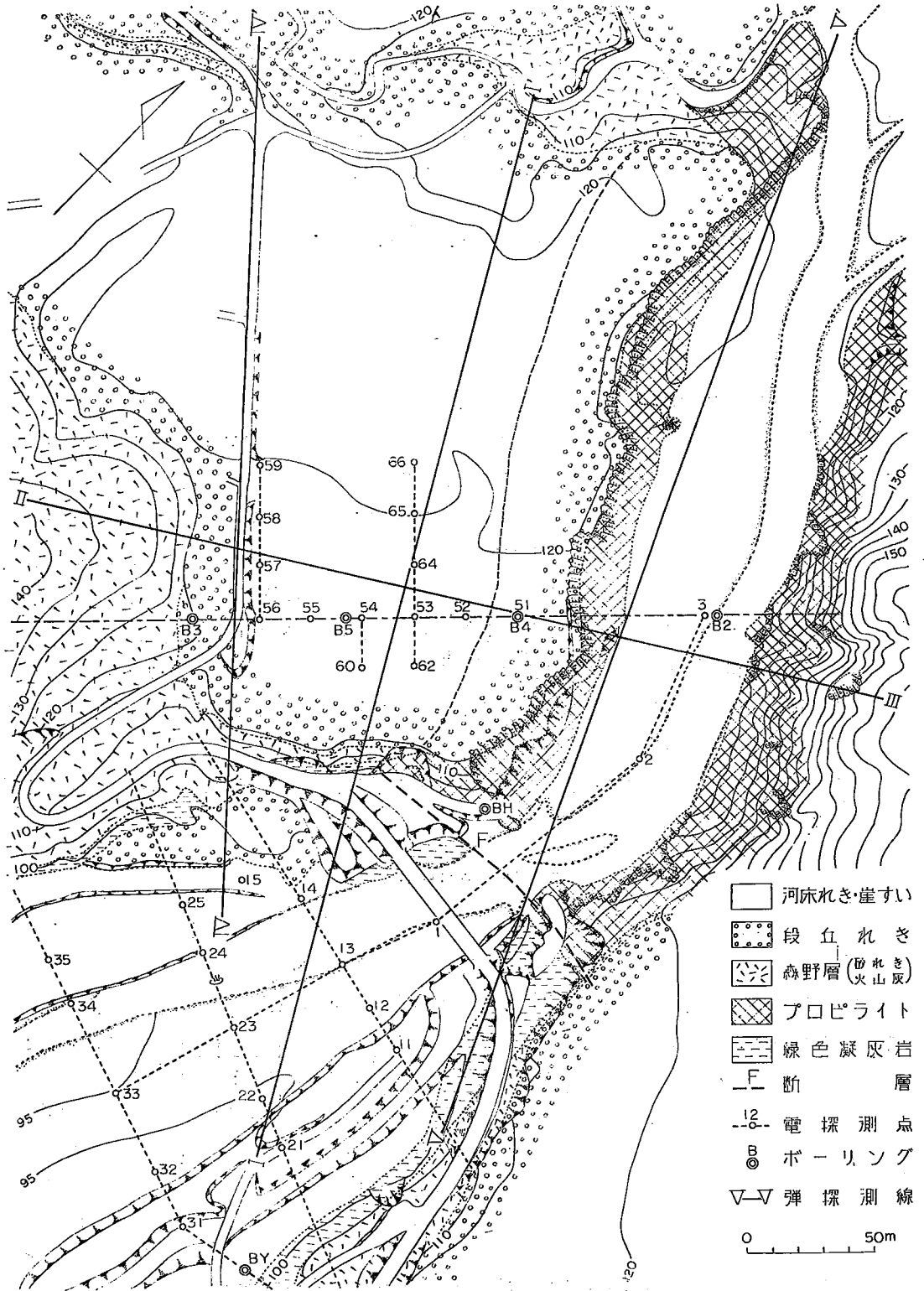
調査地付近の地質を大別すると、大体第1表の如き構成¹⁾となっており、地質分布図は第1図に示す通りである。

第1表 地層及び岩種

Table 1. Formations and rocks.

第4系	沖積層	河床砂礫
	段丘堆積層	礫
	森野層	火山灰及び礫
新第3系	別々川層	集塊熔岩
	白老層	凝灰質砂岩頁岩 変朽安山岩 緑色凝灰岩

1) 土居繁雄；5万分の1地質図幅「白老」，昭和28年，北海道立地下資源調査所。



第1図 探査地域の平面図 (地形・地質分布, 測線・測点配置図)
 Fig. 1. The plane explored (Topography, geology, spans and points observed)

この地域で最古の層は第3紀中新世の緑色凝灰岩(グリーンタフ)で、これは橋より下流兩岸の道道沿いの崖面に露出する。この岩は暗緑ないし灰緑色で、橋の付近では部分的に粘土化し、鉛、亜鉛鉱及び重晶石等を胚胎する。このために、10年程前に橋の左右兩岸の崖面から坑道探鉱を行なったことがあるが、現在では、旧坑は全く埋没している。橋の西方約500mのバライト鉱山は現在稼行中で、ここの重晶石鉱床は緑色凝灰岩を蛤状に交代したものである。鉱体の上下盤は著しく粘土化し、屢々硫化鉱の鉱塊を伴う²⁾。

変朽安山岩(プロピライト)は橋から上流の峡谷両側の懸崖に約300mにわたって露出している。

緑色凝灰岩とは橋の上流側で、ほぼ東西に走る断層によって境されているが、両者の関係及びその産状は不明である。但し、バライト鉱山坑内及び白老川上流では、変朽安山岩は岩脈ないし岩床状をなしているため、これはおそらく、後期火成活動に伴ったものと見られる。この変朽安山岩は暗灰ないし暗緑色、緻密堅硬で、柱状又は板状節理がよく発達している。然し、断層付近から上流約100m迄の部分は、著しく鉱化作用を受け、赤褐色に変質し、大小の亀裂やがまを伴っている。従って、変朽安山岩の噴出後に、緑色凝灰岩との間に略々東西方向の断層運動が起り、これに伴った碎裂帯に沿って鉱化作用が行なわれ、周囲の母岩を変質すると共に、鉱床が生成されたものと思われる。現在見られる温泉示徴はその末期的作用であろう。

温泉の示徴は余り顕著ではないが、数年前架橋工事の際、粘土化した緑色凝灰岩の橋脚基盤からぬるい温泉と少量のガスが湧出したことがある。また、20年以前には、橋より約60m上流右岸の河床には、変朽安山岩の亀裂から少量の温泉が湧出していたと伝えられる。

橋より約90m下流の川底に、1962年秋、深さ4.5mの鉄管を基盤まで打込んで、37~38°Cの温泉を湧出させたことがあるとも云われている。この地点は現在でも白色の湯華がかなり多く沈殿しており、地温も周囲より僅かに高い。橋より約160m下流左側寄りの河床で、調査当時行なわれていたボーリングは、深さ130m迄掘削されたが、深さ60m以下で、現在22.5°C約30ℓ/minの微温泉を自噴している。このボーリングのスライムを見ると、地質はやや粘土化した緑色凝灰岩で、砂状の重晶石を含み、僅かに鉛亜鉛の鉱粒を伴っている。

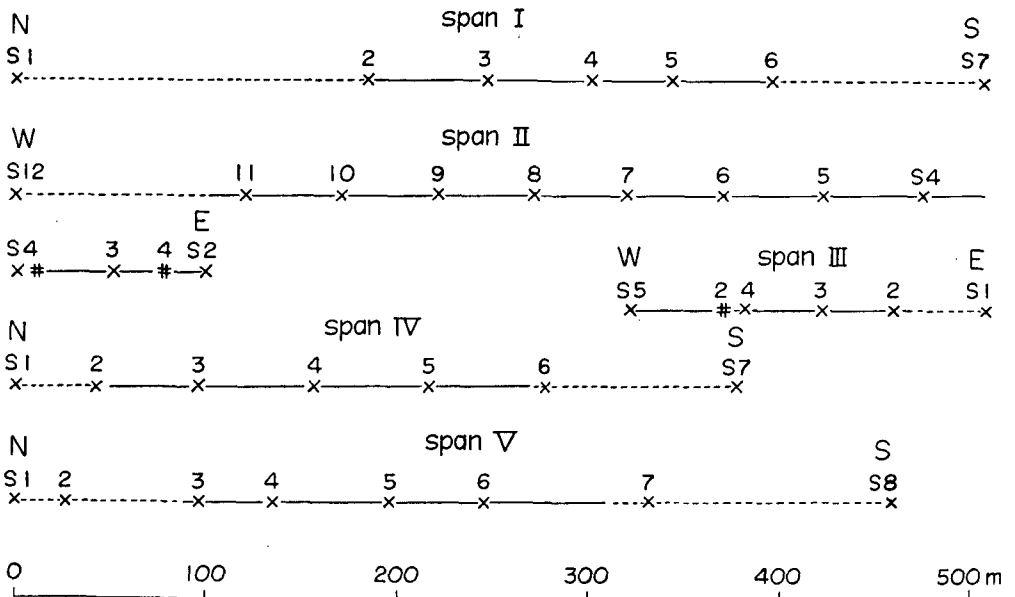
白老川は橋から上流は峡谷状をなし、兩岸の崖面は変朽安山岩が露出している。特に、橋の上流150m付近は、右岸台地との比高20m以上に及び、地形的には好適なダムサイトを提供している。そのために、道庁では、この付近に工業用水用その他の多目的ダムを計画している。然し、堤高を標高130m付近に考えているので、取付部は右岸側台地よりも高くなる。あいにく、この台地及び取付部は、段丘礫層及び森野層であって、極めて透水性に富んでいる。特に橋の袂、右岸側の道路上の崖面には、粘土化した緑色凝灰岩の上に、森野層に属する玉石礫層及び肉色粗しょうの軟らかい浮石質火山灰層がおおっており、最上部には段丘礫層が露出している。この部分の緑色凝灰岩は断層によって変朽安山岩と境され、著しく粘土化し、鉱染

2) 杉本良也；胆振国白老地区鉱床調査報告，昭和35年，北海道地下資源調査資料，no. 56.

第 2 表 測定の手順

Table 2. The process for the observation

記録番号	測線	展開	発破点	発破深度 (m)	薬量 (×100g)	記録番号	測線	展開	発破点	発破深度 (m)	薬量 (×100g)
1	I	N	S3	1.0	1	28	II	W	S10	1.5	4
2	I	N	S4	2.0	1	29	II	W	S9	1.5	2
3	I	N	S5	2.0	2	30	II	W	S8	0.5	4
4	I	N	S6	1.0	5						
5	I	N	S7	1.5	10	31	II	W	S7	1.6	4
6	I	N	S1	1.5	10	32	II	W	S5	1.3	10
7	I	N	S2	1.5	2	33	II	W	S3	2.0	20
8	I	N	S3	1.5	1	34	II	W	S1	1.1	30
						35	II	W	B4	1.5	30
9	I	S	S7	1.2	10						
10	I	S	S5	1.2	1	36	III		S1	0.5	5
11	I	S	S6	0.6	2	37	III		S2	0.5	2
12	I	S	S4	1.5	3	38	III		S3	0.5	2
						39	III		S4	1.0	2
13	I	S	S3	1.3	3	40	III		S5	1.0	5
14	I	S	S2	1.2	5						
15	I	S	S1	1.1	10						
16'	I	S	B4	2.6	10						
16	II	E	S1	1.2	8	41	IV		S1	2.0	10
17	II	E	S2	1.3	4	42	IV		S2	0.9	4
18	II	E	S3	1.6	4	43	IV		S3	1.3	4
19	II	E	S4	1.5	2	44	IV		S4	1.3	2
						45	IV		S5	1.3	4
20	II	E	S5	1.0	4	46	IV		S6	2.0	4
21	II	E	S6	1.4	4	47	IV		S7	1.0	10
22	II	E	S7	1.5	8						
23	II	E	S9	1.0	20	48	V		S1	1.5	20
						49	V		S2	1.5	10
24	II	E	S11	1.0	20	50	V		S3	0.4	4
25	II	E	S12	1.1	30	51	V		S4	0.4	4
26	II	W	S12	1.3	10	52	V		S5	0.4	2
27	II	W	S11	1.5	4	53	V		S6	1.0	2
						54	V		S7	2.0	16
						55	V		S8	2.0	20



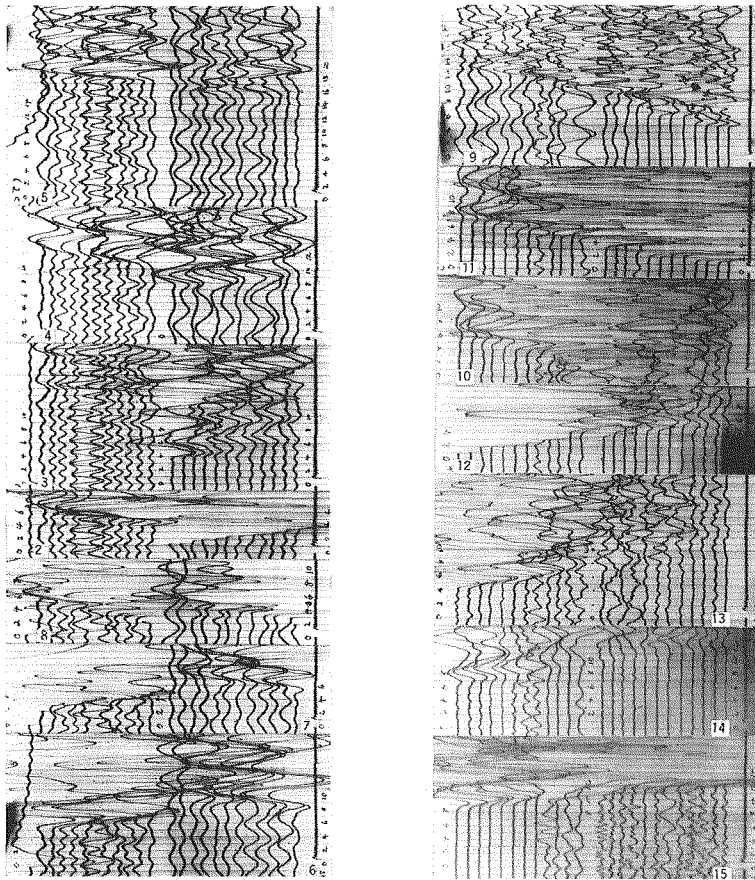
されている。10年前、この崖面から段丘下へ向って、採鉱坑道が掘進されたことがある。現在は目撃できぬが、坑内の地山は著しく粘土化し、軟弱であって、変朽安山岩は見られなかったとのことである。崖面に露出する変朽安山岩も亀裂やがまに富み、甚しく鉱化作用を受けている。以上の如く、各岩層とも、ダム基盤として良好ではなく、且つ、台地下の地下構造も不明である。

基盤地質の解明ならびに温泉用ボーリング開発地点の選定のための資料を得るために、比抵抗法による電気探査及び弾性波探査を実施して、地質構造を明らかにせんと試みた。温泉及び鉱床の探査には、自然電位法も有効であるが、日程の都合で、実施できなかった。

我々の調査に引き続いて、ダム中心線上で、5本のテストボーリングが行なわれた。

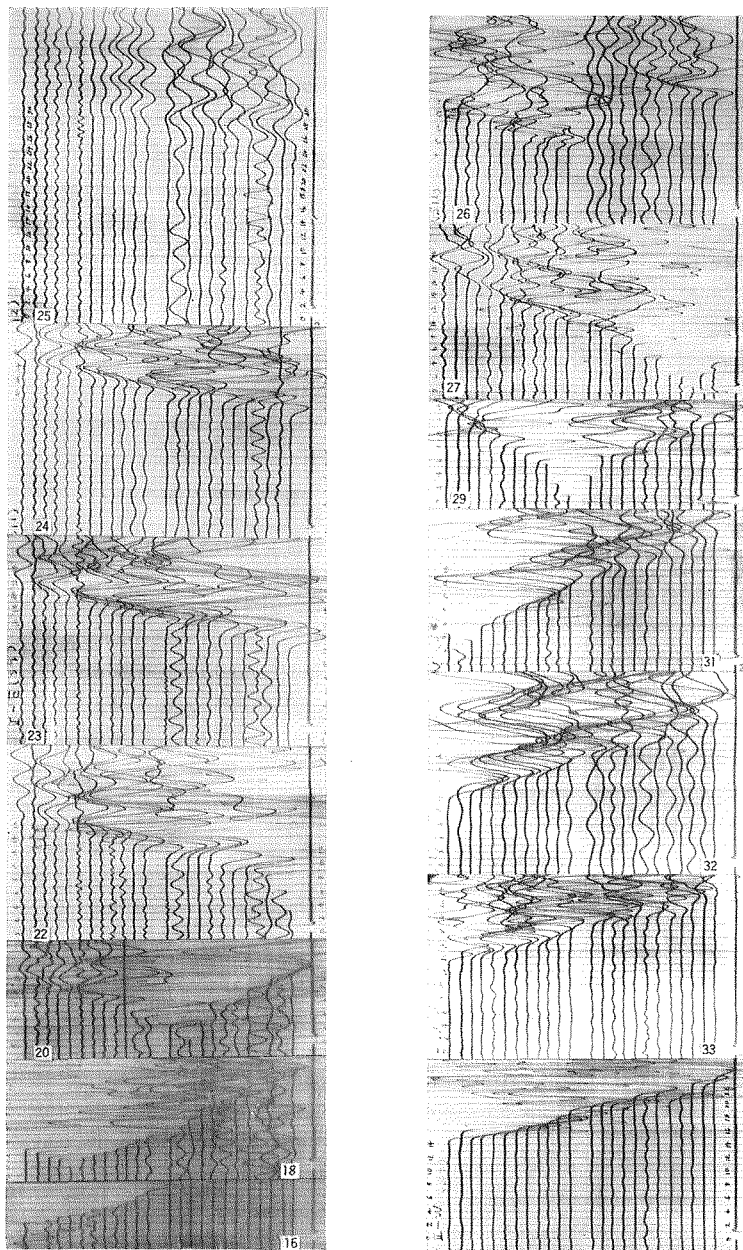
3. 弾性波屈折法による地下探査

3.1 測定方法 前節迄に述べられた地質状況から考えて、この地域で弾性波の対象になりうる層は第1表に挙げられている。



第2図(a) 測線Iの地震記象

Fig. 2 (a). Seismic records for span I

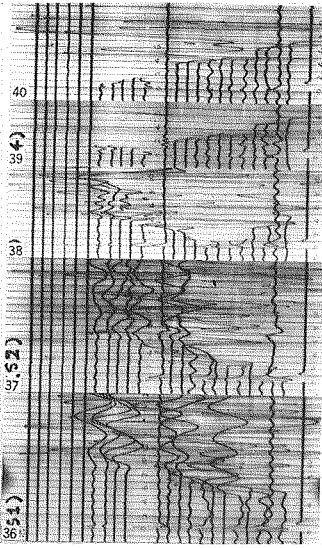


第2図(b) 測線IIの地震記象

Fig. 2 (b). Seismic records for span II.

弾性波探査の測線と電探の測点及びテストボーリング孔等との位置関係は第1図に示されている。各測線上の発破孔は、山側から谷に向い、或いは上流から下流に向って、S1, S2, ……と名付けられている。

使用器械は米国 E.T.L. 会社製 PRA2 型屈折用地震探鉱器 24 成分であって、同社製上下動



第2図(c) 測線 III の地震記象
Fig. 2(c). Seismic records for span III.

7.5 cps のピックアップを single で用い、測線上に 1 列に配置した。

ピックアップの間隔は、測線 I 及び III では 5 m であり、その他の測線では 10 m である。

これに対し、発破点の間隔は、ピックアップ展開線 (spread) 上では、全測線共 50 m を原則とした。これは、第 1 表の第 1, 2 層を丁寧に剥ぎとるためである。一方、森野層が予想外に厚いことも心配されたので、努めて遠隔発破を付け加えることにした。

測定の手順は第 2 表に挙げてある。1964 年 6 月 23 日から 28 日の間に測定を行なった。この頃迄の天候は、時折り俄か雨が降る程度で、測定結果に甚しい影響を与えるような雨量はなかった。

3・2 測定結果の概観 得られた地震記象の初動部は第 2 図に示されている。初動の走時図は第 3 図の如くなっ

た。縦軸の単位は 100 分の 1 秒である。

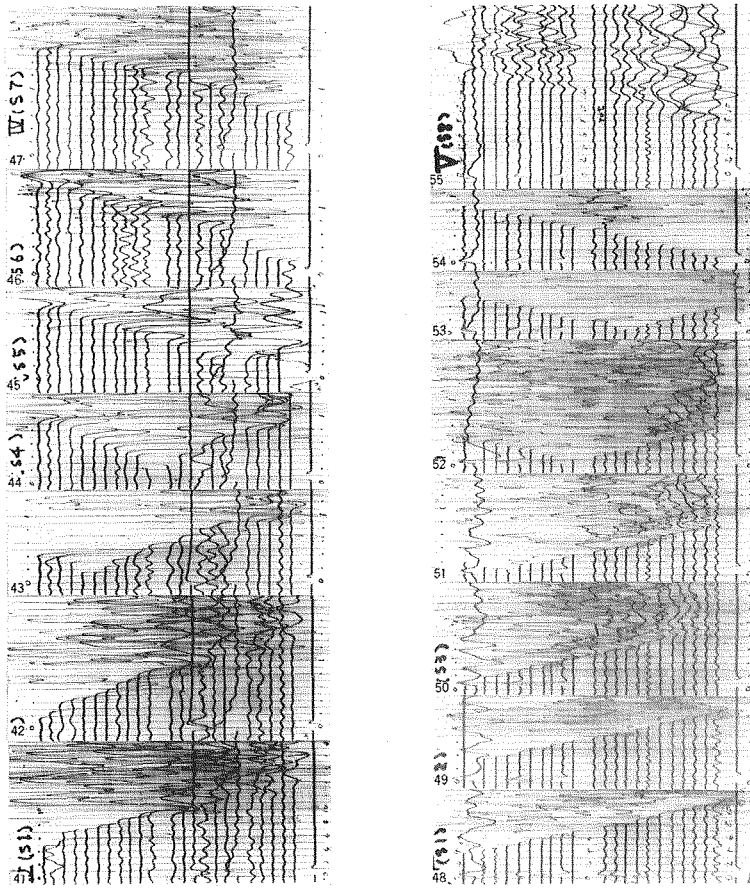
案外であったのは、一見したところでは、どの走時曲線にも 3.0 km/s よりも大きな速度を示す走時線が見あたらぬことである。若しも森野層が厚くても、基盤を見出しうるように、努めて遠隔発破を行なったのであるが、それにもかかわらず、大きな速度は見られない。

各測線共、速度の上限が 2.5~2.7 km/s に密集している。このことは、第 1 表に挙げてある下方の層内の速度に大差がなく、速度別に層の区別をつけにくいことを意味している。

測線 V は変朽安山岩の速度を確認するために、特につけ加えた測線である。然し、この測線では両端に僅かの部分だけ高速層が見られるだけで、全般的には他測線と同様に、3.0 km/s 以上の速度は見られない。測線 III も変朽安山岩地域にあるが、ここでも 2.5 km/s 程度の速度しか見られぬ。

3・3 地下構造の推定 第 3 図のすべてについて、夫々の図内の種々な走時の組合せから T_V 直線を作成した。その結果、測線 II と IV とで最も数多くの地層を区別しうることが判った。測線 II 及び IV の T_V 直線を第 4 図に示す。これらの図から得られた結果を、層厚の算出に便利のように整理すると第 3 表の如くなる。 $\theta_{m,n}$ は第 m 番目の地層から第 n 番目の地層への入射角である。第 3(a) 表の $\cos \theta_{1,3} - \cos \theta_{1,2} = 0.05$ は $\cos \theta_{2,3} = 0.91$ に比し大変小さいので、層厚の算出に際しては、この係数を持つ項を無視しうる。

第 3(b) 表の $\cos \theta_{2,4} - \cos \theta_{2,3} = 0.15$ は $\cos \theta_{3,4} = 0.81$ に比し、大変小さくはないが、層の数が増すと、他の原因に依っても精度が悪くなるので、 $\cos \theta_{2,4} - \cos \theta_{2,3}$ を係数として持つ項は無視して計算を行なった。



第2図(d) 測線IV及びVの地震記象

Fig. 2(d). Seismic records for spans IV and V.

第1表に挙げてある地層と、層内のP波の速度との対比は第4表の如くなるものと思われる。この表の比抵抗値は後に述べられる電気探査で求めたものを引用したのである。

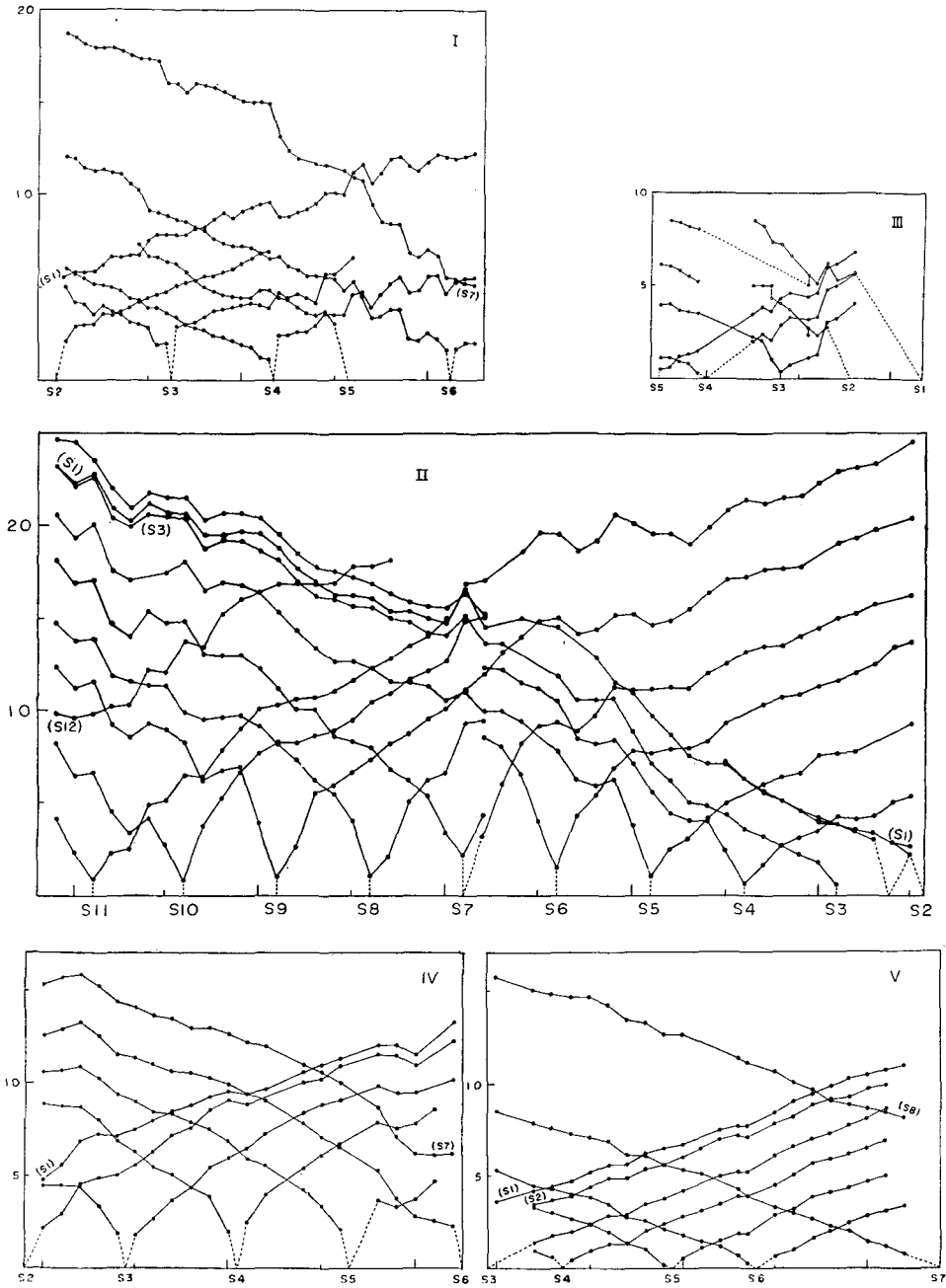
測線II及びIV以外についても、第3表を参照して、これと類似な表を作った。然る後に、多層構造に対する method of differences^{3),4)} によって、層厚を算出した。

各測点下で円を描き、包絡線を作図する際に、包絡線を作図しにくい地点もいくつかあった。これは、そこが method of differences を適用しえない構造であることを意味している。このような地点に対しては波路の走時計算を行なって構造を求めた。

以上の如き操作で得られた各測線下の推定地下構造が第5図である。但し、各地層の立体的傾斜に対する補正は行っていない。若しも地層が立体的に急傾斜していると、ここに示し

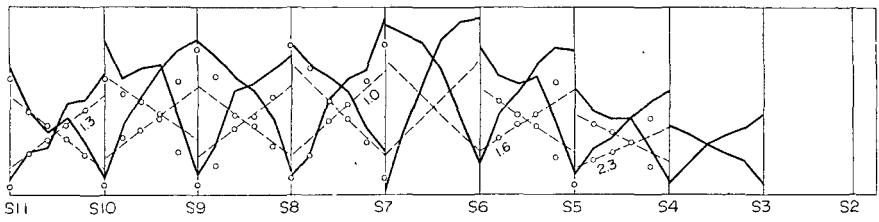
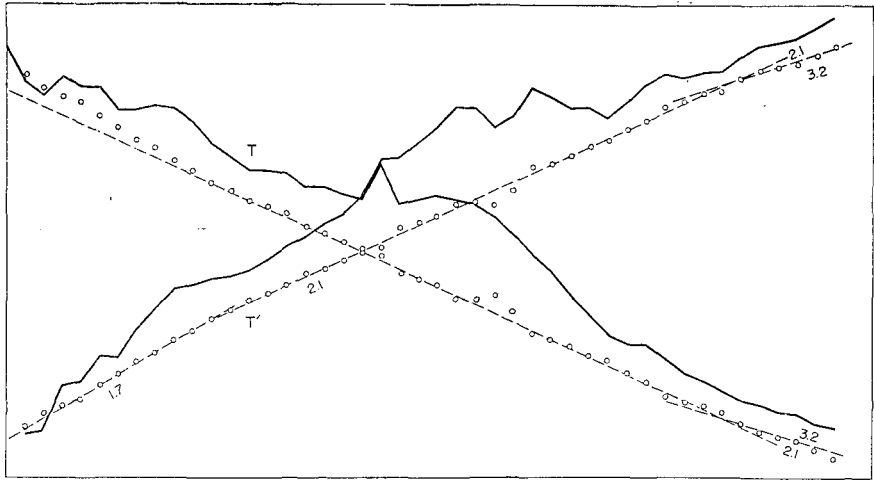
3) 田治米鏡二・その他； 静内ダム及び下静内ダム予定地での弾性波探査，北大地物報告，8 (1961)，11-35.

4) 田治米鏡二； 新潟県見附市郊外の小発破実験場で行なった屈折法による地下探査，北大地物報告，11 (1963)，113-168.



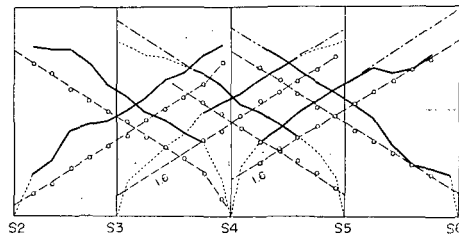
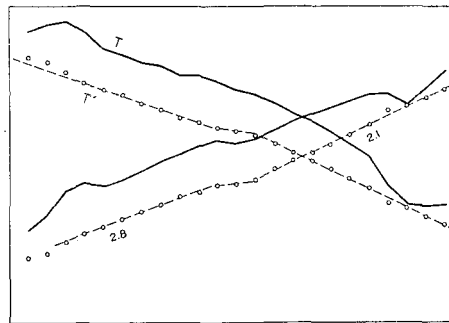
第3図 初動の走時

Fig. 3. Time-distance plots of the initial motion.



第4図(a) 測線IIの T' 直線

Fig. 4(a). T' for span II.



第4図(b) 測線IVの T' 直線

Fig. 4(b). T' for span IV.

第3表(a) 測線IIの速度
Table 3(a). Velocities under span II.

n	v_n	$\theta_{m,n}$		COS $\theta_{m,n}$		$\frac{\text{COS } \theta_{m,n} - \text{COS } \theta_{m,n-1}}{\text{COS } \theta_{m,n-1}}$	$v_n / \text{COS } \theta_{n-1,n}$
	km/s	m=1	2	m=1	2	m=1	km/s
1	0.5						
2	1.3	23°		0.92			0.54
3	2.1	14°	25°	0.97	0.91	0.05	1.4

第3表(b) 測線IVの速度
Table 3(b). Velocities under span IV.

n	v_n	$\theta_{m,n}$			COS $\theta_{m,n}$			$\frac{\text{COS } \theta_{m,n} - \text{COS } \theta_{m,n-1}}{\text{COS } \theta_{m,n-1}}$	$v_n / \text{COS } \theta_{n-1,n}$	
	km/s	m=1	2	3	m=1	2	3	m=1	2	km/s
1	0.5									
2	1.0	30°			0.87					0.57
3	1.6	18°	39°		0.95	0.78		0.08		1.3
4	2.7	10°	22°	36°	0.98	0.93	0.81	0.03	0.15	2.0

第4表 地層内のP波の速度
Table 4. Velocity of P wave in each layer.

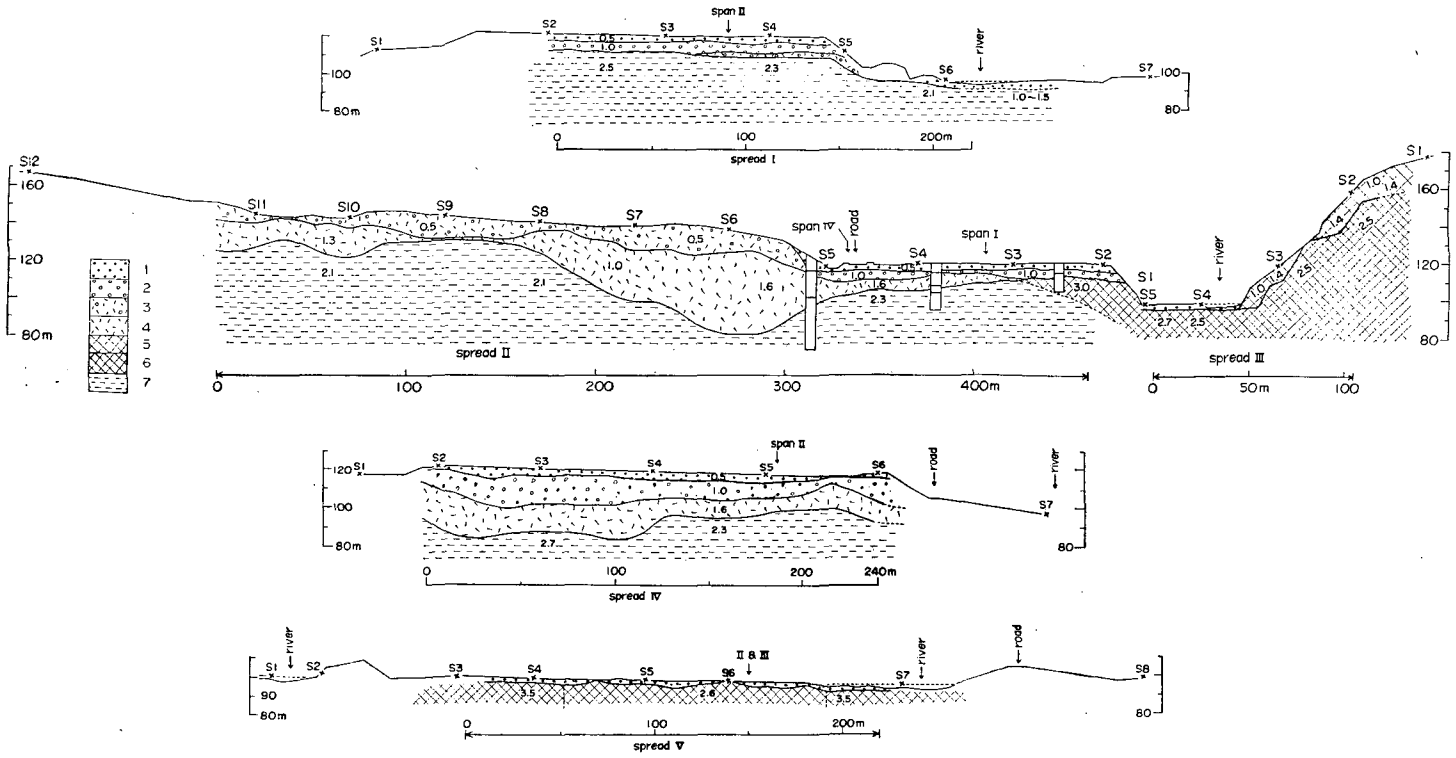
	地 層	比 抵 抗	P 波の速度
1	表 土 層	500	0.5
2	河成段丘堆積層	1000~3000	1.0
3	森 野 層	100~300	1.0~1.6
4	変 朽 安 山 岩	70~700	2.5~3.0
5	緑色凝灰岩層	50~10>	2.1~2.7
		ρ_m	km/s

た層厚よりも大きくなる。然し、今回の測定結果では、広い地域にわたった一様な傾斜層を暗示するものはない。故に、大局的には、立体的な急傾斜層を考慮する必要は殆んどない。第5図に示した各地層迄の深さの推定誤差は約10%である。

3.4 推定地下構造に対する問題点

i) 測線Vの狙いの1つは変朽安山岩層の厚さを検出することにあつた。然し、下部の層の速度が変朽安山岩層の速度と同じか又はこれ以下であるために、下部層からの屈折波を検出することができなかった。

若しも変朽安山岩層の速度と下部層の速度とが同じであれば、いかなる方法を以てしても、弾性波速度の測定で両者を区別することはできぬ。若しも下部層の速度の方が小さいならば、初動の走時だけに頼っている限り、下部層の情報は得られぬ。然し、この場合には、反射波又は表面波の測定によって、変朽安山岩層の厚さを検出しようの見込がある。



第5図 推定地下構造
 Fig. 5. Subsurface structures deduced.

今回の測定では、反射波も表面波も測定しておらぬ。故に、少なくとも測線 V の地下 100 m 以内には、変朽安山岩層よりも大きな速度を持っている地層はないと云うことだけしか判らない。

ii) 今と同じ理由で、測線 II の S1-S2 間で検出した変朽安山岩層の厚さを求めることはできなかった。一方、比抵抗法では、1 部分ではあるが、見事にこれをつかまえている。高速度層に隠された層を検出しえないのが、屈折法の致命的欠陥である。この欠陥を補うために、比抵抗法は極めて有利である。

iii) 測線 I の S4 と S5 との間の地下はひどくもまれていた形跡が初動の走時に見られる。これは断層の存在を暗示している。実は、この断層は地質踏査で既に指摘されているのである。弾性波探査の方で云えることは、他の測線では、これ程ひどい走時の乱れは 1 つもないことである。

測線 IV の S4 の地下も階段状をしている。然し、地層のもまれ方を暗示する走時の飛びは余り激しくない。

iv) 測線 I の S2 と S3 との間では、初動の直後に顕著な位相が見られる。この位相速度は 4.0 km/s であって、極めて大きい。この位相が何を意味しているかは、今の段階では判らない。然し、ともかく、4.0 km/s の速度を持った地層の影響を現わしているものと思われる。

立体的に見て、測線 I を中心線とし、半径 100~200 m 程度離れた処に、そのような高速度層が存在しているものと思われる。その高速度層は、必ずしも測線 I の直下にあるとは限らないので、変朽安山岩層の下部の影響を示している可能性もある。

v) 測線 V で見られる表面波の位相速度から察すると、ここの変朽安山岩層の S 波の速度は 1.0 km/s 程度である。

4. 電気探査

4.1 探査方法および解析 本地域の地質構造が複雑であること、地表地形が起伏に富んでいること等を考慮して、測定器は L-10 型大地比抵抗測定器を使用した。測定方法としては平均 3 極中心法を用いた。測定深度は $a=30$ m までとし、地表下 10 数 m 付近に期待される地層境界面を求める様に努めた。測定点は河床面上で 18 カ所と、段丘面上で 14 カ所である。各測点での電極配置方向は、河床面上では流路と平行に、段丘面上ではほぼ NS の方向に配置した。各測点で求められる R_1, R_2 および $(R_1+R_2)/2$ から 3 本の $\rho-a$ 曲線を対比して解析をすすめた。しかし、特に明瞭な非対称や、地下構造に起因すると思われる対比は得られなかった。

地層の比抵抗値の比が大きくなり、低比抵抗層の上に高比抵抗層をのせている。このため、ほとんどの $\rho-a$ 曲線は右枝下がり著しい曲線である。したがって、大半の $\rho-a$ 曲線は抵抗比の著しい 2 層構造として解析し、1 部については 3 層又は 4 層の標準曲線⁵⁾を利用した。然

5) Harold M. MOONEY and W. W. WETZEL; The potentials about a point Electrode and Apparent Resistivity Curves for a Two-, Three-, and Four-Layered Earth; the Univ. Minesota Press.

し、利用すべき曲線の種類が制約されているため、有効と云えなかった。

比抵抗の比が $1/100 \sim 1/1000$ の右枝下がりの $\rho-a$ 曲線であるため、高比抵抗層と低比抵抗層の中間に比較的薄い地層があっても、抵抗値が著しく変わらない場合には、検出することは困難である。したがって、 $\rho-a$ 曲線の解析に当っては、周辺の地質分布状態を考慮して行なった。

最下層の比抵抗値は地質分布と対比するために必要である。 $\rho-a$ 曲線の右枝の下がり著しいために、最下層の比抵抗値が求められない場合がある。この場合の下層の比抵抗値を目算するため、 $\rho-a$ 曲線の右枝の最低値を利用した。例えばこの値が $20 \Omega\text{-m}$ の場合には $20 >$ として断面図中に記入してある。この最低値は使用した L-10 抵抗器 ($0.01 \Omega \sim 300 \Omega$) と電極間隔によって左右される。

$\rho-a$ 曲線の解析に当って、参考のために御料橋左岸付近における地層の露出面で直接測定した比抵抗値は次の通りである。

緑色凝灰岩	A	$3 \sim 4 \Omega\text{-m}$
〃	B	$68 \Omega\text{-m}$
変朽安山岩		$550 \Omega\text{-m}$

緑色凝灰岩 A は断層線に近く、変質の著しい部分である。変朽安山岩の比抵抗値は地下水面上であるため高いが、地下に潜在する時にはこの値より小さくなるものと思われる。この変朽安山岩は鉍化作用を受け赤褐色を呈していた。

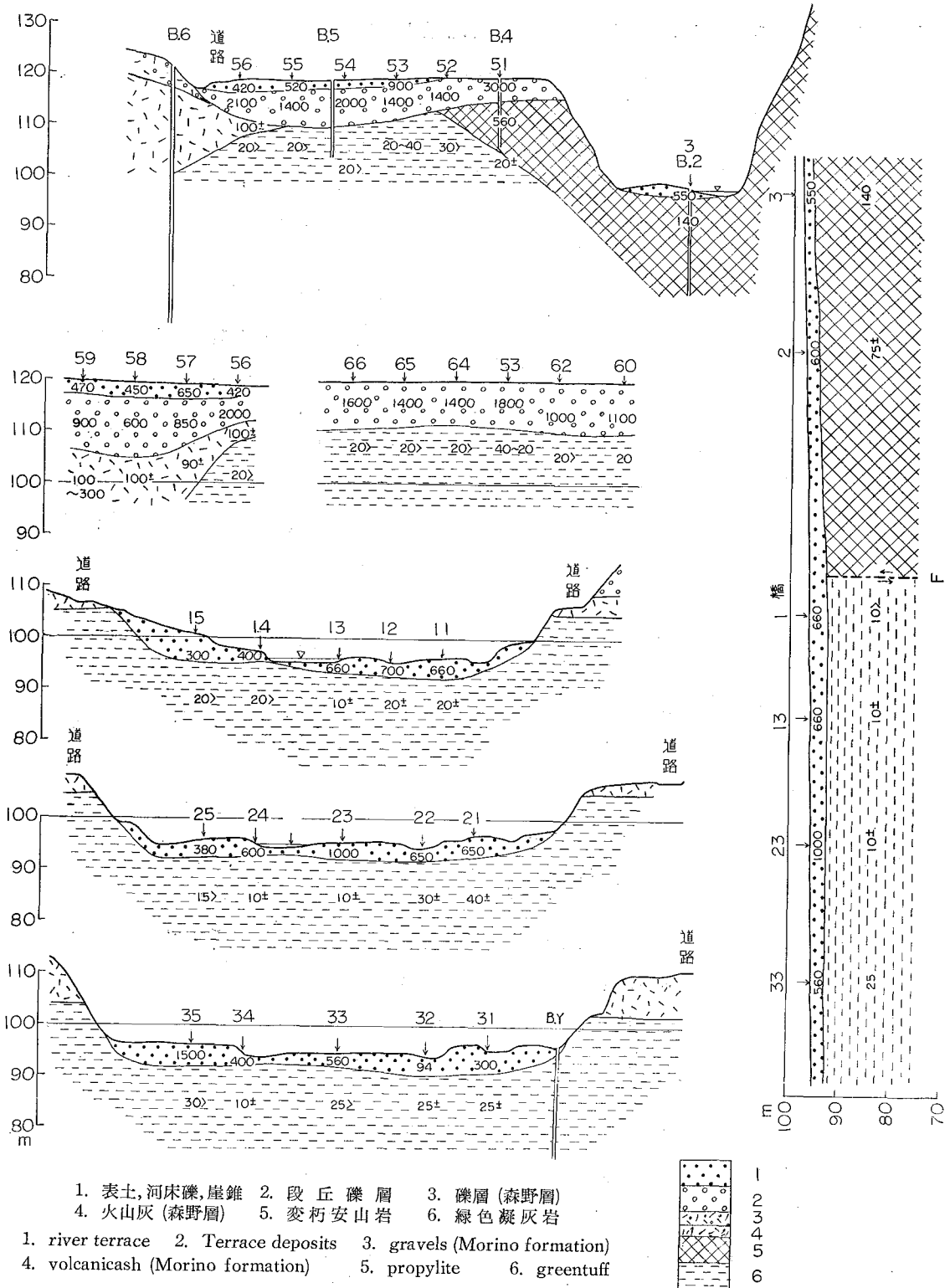
全測点での $\rho-a$ 曲線を解析し、求められた比抵抗値と地質とを対比させると、第 5 表の通りである。

第 5 表 地層の比抵抗値
Table 5. Resistivity of formations and rocks.

表土および河床礫	$300 \sim 2000 \Omega\text{-m}$
段丘礫層	$1000 \sim 3000 \Omega\text{-m}$
森野層	$100 \sim 300 \Omega\text{-m}$
変朽安山岩	$70 \sim 700 \Omega\text{-m}$
緑色凝灰岩	$50 \sim 10 > \Omega\text{-m}$

河床礫層より段丘礫層の方が高比抵抗であるため、段丘面上での $\rho-a$ 曲線は特に著しい右枝下がりとなっている。火山灰質の森野層は比較的安定した比抵抗分布を示すらしいが、層準として高比抵抗層(礫層)と低比抵抗層(緑色凝灰岩)との間に存在するため、段丘面上のような右枝下がりの著しい $\rho-a$ 曲線では解析が困難である。変朽安山岩は節理が発達し含水率も大きいらしく、河床面下の比抵抗値 $70 \sim 150 \Omega\text{-m}$ に対し、段丘面下では $500 \sim 700 \Omega\text{-m}$ である。緑色凝灰岩は変質の著しい部分では $10 \sim 6 \Omega\text{-m}$ と云った低い値をとる。

4.2 解析結果 河床礫層は 10 m 以下の層厚で緑色凝灰岩・変朽安山岩をおおっている。段丘面上では 1~2 m の表土層の下に比抵抗の極めて高い段丘礫層が潜在し、基盤となる緑色凝灰岩および変朽安山岩は地表下 5~10 数 m の所にある。段丘礫層の下、基盤の上には森野火



第6図 電気探査断面図

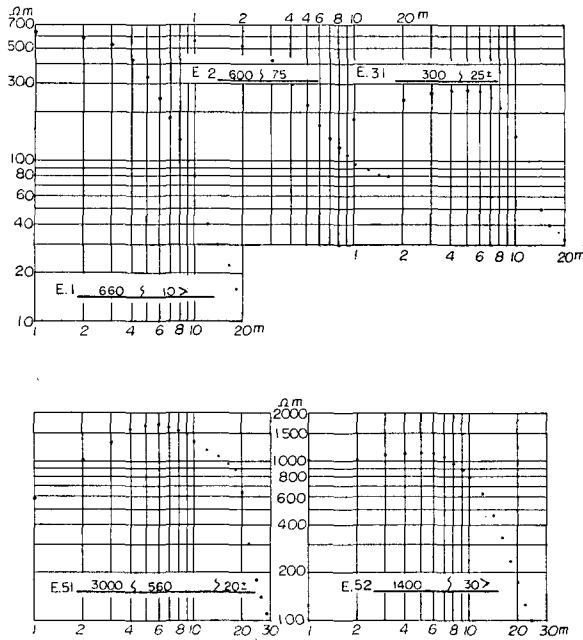
Fig. 6. Subsurface structure deduced by electro-resistivity method.

山灰層が潜在する可能性がある。しかし河床面には潜在していない。

電探断面 35—31, 25—21 および 15—11 を通覧すると、緑色凝灰岩の抵抗値は断層線に寄るに従って次第に低くなる。つまり、33—3 の断面で示すごとく断層線に寄る程変質が著しい

ため低比抵抗となる。変質の著しい緑色凝灰岩の上での $\rho-a$ 曲線, 変朽安山岩の上での $\rho-a$ 曲線および変質の比較的少ない緑色凝灰岩の上での $\rho-a$ 曲線を第 7 図に示す。

河床面では緑色凝灰岩と変朽安山岩との境界は E1 と E2 の間にあり、河岸の地質分布から考えて E1 寄りに想定され、地質的には断層で境されていると考えられる。段丘面上では、これらの基盤岩（緑色凝灰岩および変朽安山岩）の上に森野層や段丘礫層がのっている。段丘面上では、緑色凝灰岩と変朽安山岩との境界は上述の断層線の延長上にはなく、E51 と E52 の間にある。E52 の $\rho-a$ 曲線は表土層を除けば 2 層構造と考えると良いが E51 の $\rho-a$



第 7 図 $\rho-a$ 曲線

Fig. 7. $\rho-a$ Curves.

曲線では明らかに 3 層構造を示している。したがって、断層が緑色凝灰岩と変朽安山岩を境するものとするならば 2 本の断層線を考えなければならない。

5. 結 論

本調査は当初に於いて、ダム地質を弾性波探査で、温泉地質を電気探査で行なう予定で、別々に計画されたため、調査方法や測点測線の配置にそれぞれ不十分な面があった。また、これと前後して、ダム中心線上 5 地点で実施された基礎調査ボーリングも、コアの採取が極めて不良であった。然し、3 者の不備を相補い、総合判断することによって、地質構造は大体解明することができた。

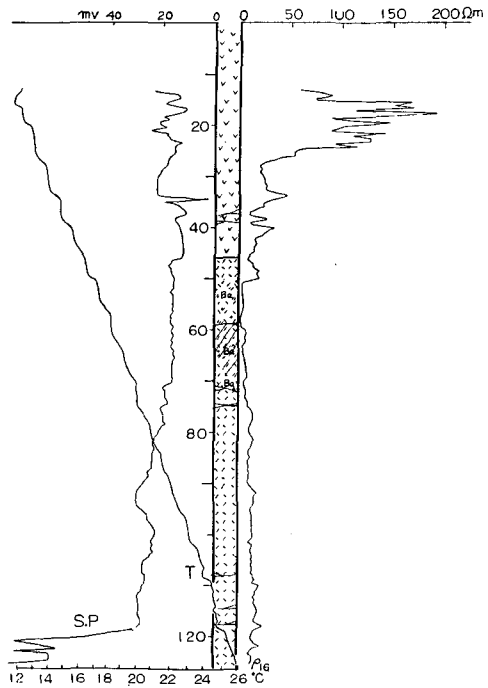
弾性波探査では変朽安山岩の速度が案外に小さく、緑色凝灰岩のそれと余り差がなかった。これは変朽安山岩の露頭でも見られる如く、亀裂や「がま」が多いためと考えられ、比抵抗は地下水面以下では小となる。緑色凝灰岩は、露頭やボーリングコアでは、粘土化しているものが多く、軟弱であり、その比抵抗も小であるが、地下深部では或程度硬い部分も少なくないと推定される。また表層の礫層と基盤の緑色凝灰岩とは比抵抗に大差あるため、境界の深度判定

の誤差が大となり、特に段丘上のダム中心線付近では、この両層間に中抵抗の森野層が夾在するか否かの解析は、電探では極めて困難であった。森野層は軟弱な淡褐色火山灰層中に礫層を夾み、この礫層は段丘層と岩質的にも識別困難なため、ボーリング孔に於いても上層に淡褐色火山灰のスライムが採取できなかった場合が多いので、両者の区別は不可能であった。しかし弾性波探査の結果では、測線Ⅱの断面に見る如く、段丘部に於いては、段丘礫層と緑色凝灰岩との間に速度 1.6 km/s の森野層が薄く夾在するものと判断された。

探査の結果を総括すると、本流の両岸崖面に露出する変朽安山岩は、右岸の段丘下には広くは分布して居らず、第1図平面図の点線までの範囲であると判断され、これより西側の基盤は緑色凝灰岩である。この部分の両者の関係は、断層で境されるのか、単なる不

整合であるかは不明であるが、中心線付近では、変朽安山岩下に緑色凝灰岩が分布している可能性がある。また御料橋の上流側でこの両者を劃する東西の断層線は、緑色凝灰岩を分断して段丘下を更に西方バライト鉾山方面へ延びているものと推定されるが、今回の探査ではこれを追跡できなかった。段丘面下ではこの両者の基盤面上を一部森野層が被覆し、更に表層には厚さ数~10m程度の段丘礫層が広く一面に分布している。従って、ダムの堤高を段丘面以上に及ぼすときは、この礫層を透しての全面的な漏水を防止せねばならぬ。また右袖取付部の森野層は極めて軟弱粗しようであるから、透水洗掘は免れられない。また基盤である緑色凝灰岩や変朽安山岩も、ダム計画地点付近では、鉍化作用により著しく変質しているため、良好とは云い難い。中心線上5箇所で行なわれたボーリングについても、コア採取率は極めて低く、且つ透水試験成績も不良であった。これも、上記の如き地質であるので当然である。今後は基盤面以下まで十分な深さのボーリングを多数実施して、綿密な調査を行なう必要がある。

温泉については、現在までのところ、橋より下流の緑色凝灰岩中にのみ徴候が認められる。然し、凝灰岩は断層線に近づく程比抵抗が低く、変質も著しくなる傾向があるので、岩質から考えても、変朽安山岩中に試掘する方が有利であると思われる。但し、ダムとの関係にも制約されるので、一応橋の上流右岸のBH点付近に選定すべきである。



第 8 図 電気及び温度検層
Fig. 8. Electrical and thermo loggings

本調査が終つて後9月中旬から、日本特殊土木KKによりBH地点[第1図参照]でボーリングが実施された。掘進の途中10月3日に電気検層を行なつた。採取されたコアと電気検層の結果から柱状地質を求めると第8図に示すごとくなる。

地表から深度45m付近までは変朽安山岩で比抵抗値は高く、これ以深では緑色凝灰岩となる。この緑色凝灰岩の変朽安山岩と接する上部ではバライト鉱染が著しく、50~70m間では低比抵抗値を示す。柱状を大別すると上記の三つに分けられる。つまり、上から変朽安山岩、緑色凝灰岩のバライト鉱染部および緑色凝灰岩である。

自然電位(SP)は変朽安山岩部では変化が大きく、一般に正に振れているが、鉱染された凝灰岩部では低電位をとっている。深度120m以深でSPが著しく振れているのは、孔底に近くなってスライムの沈澱が多いためであろう。

孔内温度(T)は泥水(ベントナイト泥水)を使用しているため、細裂のある所では凹状を示し、温度は低くなるが、特に著しい亀裂は少ない。掘進終了後約30時間以上を経過しているため、孔内では対流らしい熱移動が温度分布に波状となって現われている。この温度分布から地温勾配を求めると約 $10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ となり、通常の勾配より大きい値を示している。今後、予定深度300mまで掘進するとして、孔底温度を求めると約 $42\sim 43^{\circ}\text{C}$ が期待され、掘進が続けられている。なお、孔内泥水比抵抗値は孔口で $26.3\ \Omega\text{-m}$ (12.4°C)であった。

10. Prospecting near Goryô-bashi in the Mid-stream of Shiraoi River

Kyozi TAZIME, Kazuo HAMADA and Toshiro KOYANAGI
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

By Ei KAWATA and Fukutoshi HAYAKAWA
(Geological Survey of Hokkaido)

The topographical condition has been considered favourable for the site of the dam which has many purposes. Besides the dam site, this place is hopeful for the hot spring. Therefore the comprehensive survey has been carried out.

From a geological view point, the formations and the rocks have been classified into :

Quaternary	{	alluvium	sand and gravel
		terrace deposits	gravel
		Morino Formation	ash and gravel
Neogene	{	Bebetsugawa Formation	agglomerate
		Shiraoi Formation	tafaceous sandstone
			and shale
			propylite
			green tuff

The propylite makes cliffs, as long as 300 m, on the both sides of the upper stream 150 m distant from the Goryô-bashi. But it is bounded by the green tuff, making the fault which is seen near the bridge. The propylite does not spread so wide that the green tuff might be the base rock of the site and it is considerably changed in quality by contact with the green tuff.

The head of the layer of the green tuff or the propylite has been deduced where they go underground by seismic prospecting as well as by electrical resistivity method. It was difficult for refraction shooting to find thickness of the propylite which might overlying the green tuff, because the high velocity of it masked the under layer. Sometimes this difficulty could be saved by the resistivity method. On the other hand, the resistivity method could not find deep structures which were investigated by refraction shooting.

By the two method, thicknesses of the formations tabulated above have been deduced, resulting in the several sections of the structure under measuring lines.