

京大・宇治構内の地下構造と地震波速度の分布

狐 崎 長 琅

UNDERGROUND STRUCTURE AND SEISMIC WAVE VELOCITIES IN UJI CAMPAS OF KYOTO UNIVERSITY

By Chōro KITSUNEZAKI

Synopsis

Field experiments as to seismic prospecting have been carried out in Uji campas of Kyoto University since 1964. Seismic characteristics in this field revealed by the above experiment are discussed under geological background. Important seismic characteristics are as follows; (1) Very near surface layers (2~8 m in depth) show considerable anisotropic properties. The velocities of P and SH waves propagating along horizontal direction is about twice of that along vertical in the layer. (2) In those layer the S wave velocity is about 0.8 km/s which is higher than in the deeper layer.

1. 序

筆者は1964年以来、京大、宇治構内に於て、教育的あるいは研究的目的のために、しばしば、弾性波探査や、それに付随した電気探査を行なつてきた。また一方では、この間、この構内に各種研究所が新設されてきており、それにともない、建築物基礎の地質調査のため、数多くのボーリング探査が実施されている。その中のいくつかでは、ボーリング孔を利用して、直接、速度分布を測定する、いわゆる検層の実験も実施した。また、基礎工事のための掘り割り面（最大深度約6m）を直接、観察する機会もしばしばえられた。その中には、その掘り割りの中で直接、速度を測ったところもある。このようにして、現在では、この場所の浅い部分（最深20m程度）については、弾性波つまりP波やS波の速度分布の様子がかなりよくわかってきている。

一方では、上記の建築のためのボーリングのほか、水井戸の掘削も、この構内や付近の地域で若干行なわれており、この面からも構内やその近辺の地質の様子は十分わかりかけてきている。この場合の深度は比較的深く最大140m程度である。

以上に述べた弾性波と地質の資料の双方をまとめて、以後の探究のため、その足場を整理しておくのがこの論文の目的である。このことは、この地域で行なわれつつある地震工学的研究のために役立つであろうし、また、この地域を足場とする地質、土質、水理等の研究一般にも有用な資料を提供することになる。

2. 地 理

行政区画は宇治市五ヶ庄に位置し、近くには黄檗山万福寺がある。敷地の西部には、宇治川とその沖積平野をひかえ、また、東側には五雲峰などからなる標高300~400m程の古生層（スレート、チャート、砂岩等）の丘陵が連なる（Fig. 1）。その丘陵が平野にかかる山腹には、大阪層群の洪積層の段丘が発達しているが、現在その多くは、ゴルフ場や宅地にかわりつつある。この段丘や古生層が削り流されて、小規模な扇状地がところどころ、形成されており、本構内もまた、このような扇状地がのびて、宇治川の川畔にその舌端がかかるあたり、比高5~10m程のゆるい高まりの上にある。しかし、京大の敷地のあるところそのもの

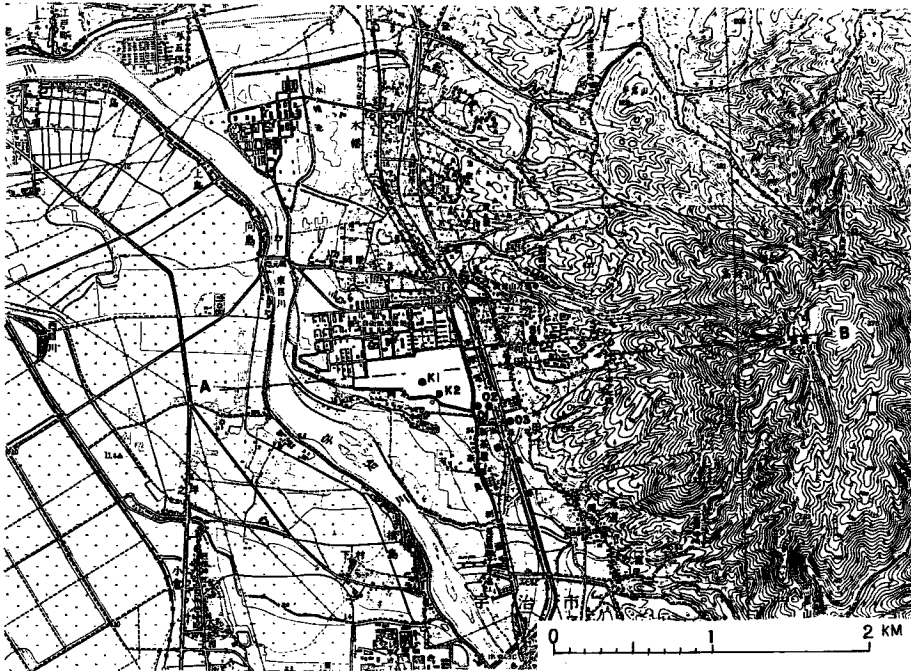


Fig. 1 The campus of Kyoto University and topographical background.

White site: the campus ● : well

が、扇状地であるのか、別の経緯で形成された台地であるのかは、わかっていない。ちなみに、建設省の土地分類図では、扇状地は同敷地の東端で切られており、構内そのものは平坦地化地形となっている。

3. 地 質

地質の専門家の調査も十分進んでおらず、構造や層序について、不明な点が多い。しかし、基本的に確かなことは、五雲峰などの山地にみられる古生層が基盤をなしており、その上には、段丘にみられる如き大阪層群（洪積層下部）がかなり厚く、これが地表近くまで来ていることである。その上の殆ど最表層に近く、洪積のごく上部か、沖積の下部とみられる堆積層（扇状地の堆積物か？）が薄く（おそらく 10 m 程度）のついている。しかし、事によると、その間に、他の中間の層が介在していることになるのかもしれないが、まだ確かなところはわからない。

上に述べた地質の大局を Fig. 1 の A-B 線沿いの断面として、いささか模式的に示してみると Fig. 2 の上の図の如くなる。A-B 断面は段丘の削られた谷の中を通るので、段丘がこのままの断面には、出てこない。そこで波線でもって、模式的に段丘の様子を示し、その欠を補うことにした。

Fig. 2 の下の図は、地下水汲み上げ用の深井戸や建築基礎の調査のためのボーリング等の資料を、今回、新に整理してえられた、より拡大された地質断面図である。（厳密には A-B 面への投影図）

大阪層群はここでは、約 10° の傾斜をもつて西に下がっている。これと、地表から深さ 10 m 位まで、水平に近く堆積している地層との間には、明らかに不整合がみられる。但し、この不整合の引き方も、この資料だけでは、場所によると 5~10 m 程、上下できる程度のあいまいさがある。

4. 速 度 分 布

宇治構内の典型的な速度分布を、Fig. 4 に示す。これは 1969 年 6 月から 7 月にかけて行なった、実験結

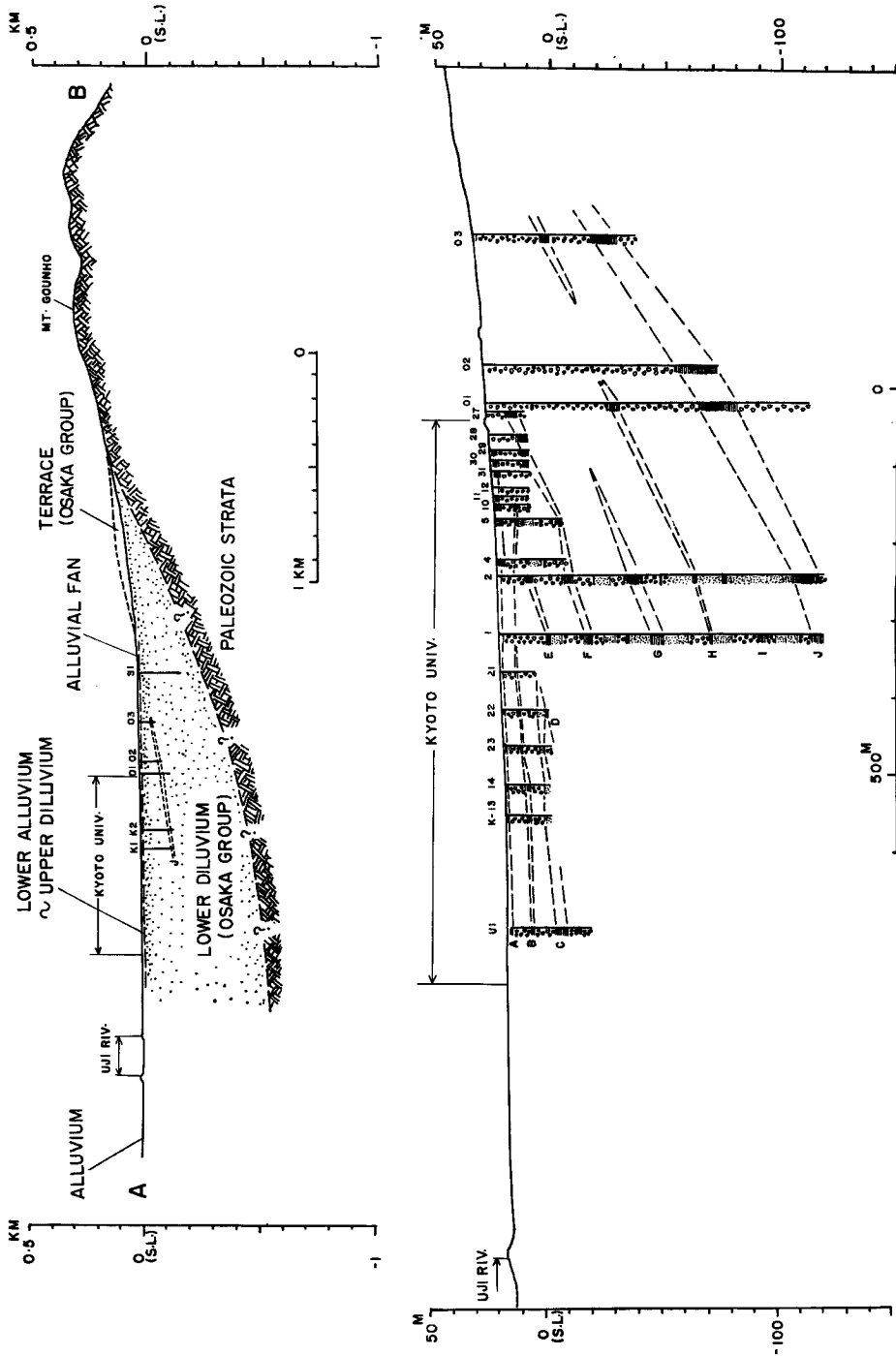


Fig. 2 Geological section along AB line of Fig. 1.

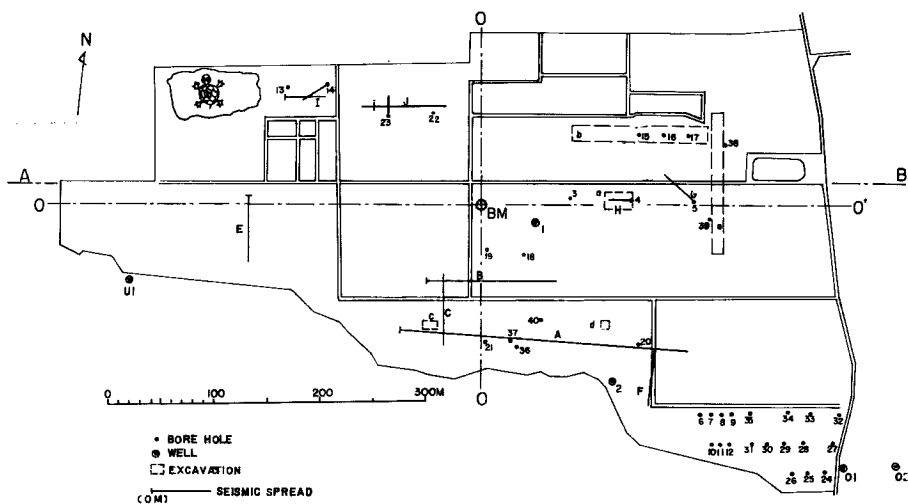


Fig. 3 The campus of Kyoto University.

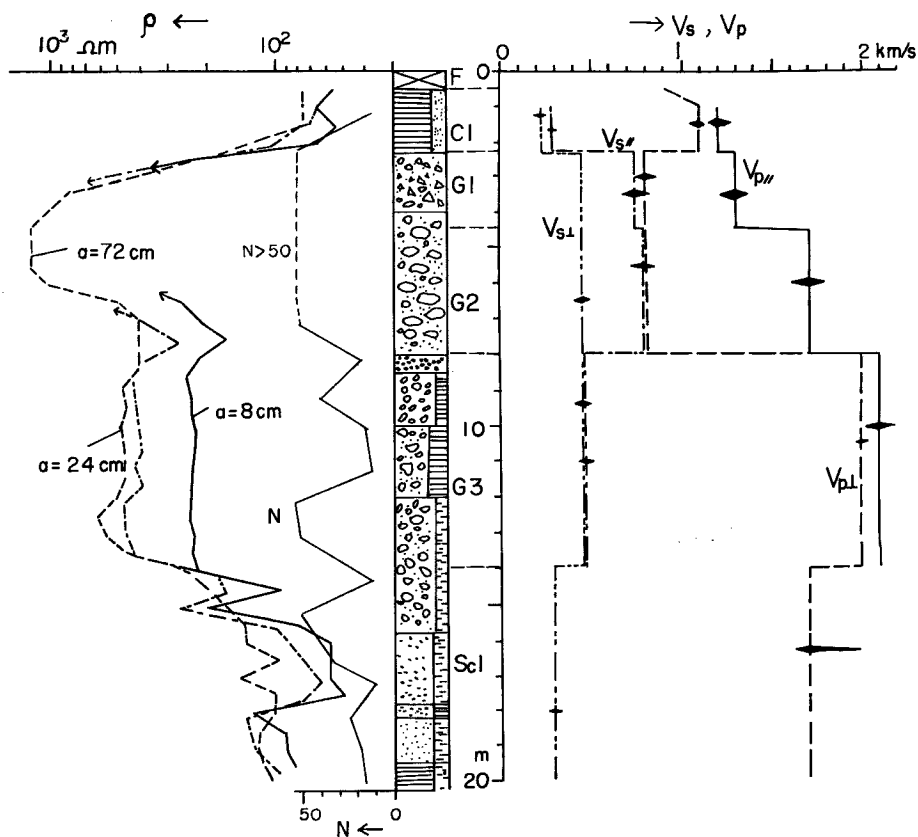


Fig. 4 A typical example of distribution of the seismic wave velocities.

Site: bore hole No. 22, 23 and their vicinity

 ρ : specific resistivity (2 poles method)

N : N value

果をまとめたものであり、その場所は **Fig. 3** の構内図の北西部、22、23と記されているボーリング孔とその付近である。データの主体は、No. 22 の孔であるが、これを No. 23 のデータや、地表測線あるいは、地表—地中測線のデータで補いつつ、整理してみた。なおボーリング孔の見方については付録を参照してもらいたい。

Fig. 4 にみられる如く、最表層には、薄い埋土 (F) があり、この下には粘土層 (C1) がくる。その厚さは 2m 程度である。この層は、あまり強くはないが異方性を示す。鉛直方向の P 波速度 $V_{P\perp}$ は 1.1 km/s、水平方向の P 波速度 $V_{P\parallel}$ は 1.2 km/s、また S 波速度に関しては、鉛直方向について、即ち $V_{S\perp}$ は 0.28 km/s、水平方向について、即ち $V_{S\parallel}$ は 0.23 km/s である。

この粘土層の下には礫層がくる。このうち深さ 8m 程度以浅と、それより深い方では、弾性的特性は全く異なる。8m 以浅の礫層では弾性的異方性が著しく強く、一方それ以深では等方的である。そして 8m 以深では P 波速度が高く 2 km/s 程度であるに対し、以浅では、鉛直方向についてみると、0.7 km/s 程度であるという具合に、P 波速度の絶対的な大きさのものについて、きわだった特徴を示す。

8m 以深で、P 波速度が大きくなるのは、そこが丁度地下水で飽和された状態になっていることに対応するものとみて、まず間違いない。しかし、同一の地層が、たまたま地下水面の上にあるか、下にあるかで異なった速度を示すだけだとみるわけにはいかない。本来 S 波速度は地下水による飽和の影響を受け難いものであるから、上下とも同一地層であるとするなら、すくなくとも S 波速度については、地下水面の上と下で同じ状態がみられるはずである。しかし実例では、S 波速度についても、8m 以浅では異方性が強いのにに対し、8m 以深ではかなり等方的である。このことは、ここでの 8m という境界面は、たまたま地下水面とも一致はしているが (実験精度の範囲内で)、同時に、組成と組織とに関する本質的地層境界であることを意味している。

8m 以浅の礫層は、特に P 波に対する異方性の程度の違いにより、深さ 4.5m を境に上下二つの層にわかれる。**Fig. 4** に明らかな如く、この下の層 (G2)、つまり 4.5~8m で、P 波の異方性はきわめて著しく、 $V_{P\parallel}=1.7$ km/s に対し、 $V_{P\perp}=0.8$ km/s である。 $V_{P\parallel}/V_{P\perp}=2.1$ となり、測定誤差を考えに入れても、ともかく P 波速度が鉛直と水平で約 2 倍は違うという、驚異的な結果となる。

8m 以浅の礫層 (G1) の S 波速度については、上述の P 波の場合に相当する異方性の違いは特にみとめられず、 $V_{S\parallel}=0.8$ km/s、 $V_{S\perp}=0.45$ km/s、 $V_{S\parallel}/V_{S\perp}=1.8$ といった程度の値を示す。ここでのボーリング資料や、本構内の他の地点での、掘り割り面の観察をもとに、地中の地層の様子を推定すると異方性の強い G2 領域は、最大 20 cm ϕ 程度の大垂円礫になっているようで、G1 の中垂角礫とは異なった堆積状況を呈しているようである。

8m 以深についても、さらに 8~14m と 14m 以深とは、速度が違っている。土質柱状図は複雑で、厳密に速度層と対応しているわけではないが、8~14m (G3) では中垂角礫がまさるのに対し、14m より深くなると砂質か粘土質になつてくる。 $V_{S\perp}$ は 2~14m で安定し、0.45 km/s を示すのに対し 14m 以深 (S_c1) では、0.3 km/s と低下する。 $V_{S\parallel}$ 、 $V_{P\parallel}$ については、まだ測られていない。14m 以深の $V_{P\perp}$ は 8~14m の層の 2.0 km/s に対し、あえて差異をもたせる程の観測走時は得られておらず、精度の上からいって、2.0 km/s と区別できないが、 $V_{S\perp}$ の低下を考えると $V_{P\perp}$ もまた、わずかな下がるとみるのが常識的であるという見地から、これを 1.7 km/s とした。これはこの区間の観測誤差が大きいから、その範囲でやりくりしたものである。従つて信頼度は低い。**Fig. 4** の速度線図の上に記されて菱型の模様は、その先端の及ぶ範囲でもつて誤差の範囲を示したものである。これはあまり厳密なものではなく、観測走時を処理する際に、各区間を一樣な速度とみなして処理するには、この程度の範囲の走時曲線 (実際は直線) の引き方が、観測走時のばらつきからみて、許容されるといった程度のものである。許容というのは、走時図を目でみての判断である。

Fig. 4 には念のために、比抵抗 (ρ) の曲線も示しておいた。測定は 2 極法であって、 a というのは電極間隔である。これは、電極の大きさによる補正をしていないナマの測定値である。地下水で飽和されてい

い 8 m 以深で比抵抗値が高くなるのは当然のこととして、別あつかいすると、8 m 以深では V_s の大きさの傾向と、比抵抗 ρ の大きさの傾向とはよく一致していることがわかる。これは筆者の経験では、かなり一般的になりつつことである。

N 値は、本構内の礫層では、大概の場合、50 を著しくこえたり、不規則だったりして礫層間の区分については意味をなさないという結果になる。Fig. 4 に N 値の曲線も示した。波線で示したところは、正規の如く 30 cm の貫入ができなかったところ、つまり $N > 50$ のところである。Fig. 4 の土質柱状図は、No. 22 の孔のものであるが、N 値もまた、これについてのものである。No. 23 では地質柱状図や N 値はいささか、これと違っている。しかし、今のところは大局をみることに目的があるので、わずらわしさを避けるため、一方だけを示したのである。いずれにしても確かなことは、G1~G2 の層は著しく N 値が大きいことである。G3 では局部的な影響を受けて N 値は乱れるが、Sc1 に比し全体として高いことは確かである。

現在までのところ、P 波と S 波の双方が測定されたものとしては、この Fig. 4 がもっとも充実したものである。他にも、P 波だけとか、あるいは V_s そのものではなく、原理的にこれに換算可能な tube wave の速度とかを測定したのなら、もっと深い所まで測った例もある。ともかく、このようなわけで Fig. 4 をもって、宇治構内の標式的速度分布とし、その地点を標式地点と、当面、定めておくことにする。この構内でも、場所が違うと層序や堆積状況が異なり、場所毎の差異を示す。これらについては、この Fig. 4 との比較のもとに検討するものとする。

Fig. 5, Fig. 6 は本構内の他の場所で測られた速度分布を示したものである。Fig. 5 は構内南東部の No. 10, No. 11 孔に関するものであり、Fig. 6 は西北部の No. 13, No. 14 孔に関するものである。Fig. 5 の左半分には、ナマの観測走時や、みかけ速度も示しておいた。みかけ速度というのは、相隣る 2 孔におかれた震源と受震点との間の距離を走時でわつたものである。Fig. 5, Fig. 6 をみて確かなことは、G1, G2 に相当する 8 m 程度より浅い礫層では、やはり $V_{P\parallel}/V_{P\perp} \approx 2$ 程度の著しい異方性を示すことである。但し絶対値そのものについては、Fig. 4 と大分差違がある。

Fig. 4~6 をまとめると、G2 に相当する部分で $V_{P\perp} = 0.7 \sim 0.9$ km/s, $V_{P\parallel} = 1.4 \sim 1.85$ km/s 程度に散らばる。これは層中の堆積物の土質成分や組織の違いによるのであろう。ボーリング資料の検討や、掘り割り (Fig. 3 中の "EXCAVATION") の観察をしてみると、この程度の差異を起しそうな上記の不規則性が認められる。Fig. 6 の場合も G3 以深に相当する部分で等方的になるが、ここでは Sc1 に相当するような、下で低速になる層は認められていない。むしろ、上で低く、下で高い。もっとも、これは P 波だけに関することである。

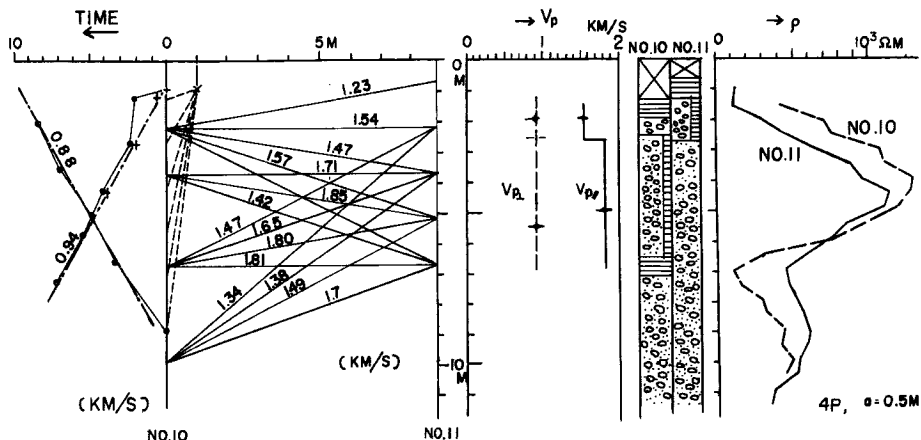


Fig. 5 Experimental result regarding the P wave velocities at bore hole No. 10 and No. 11.

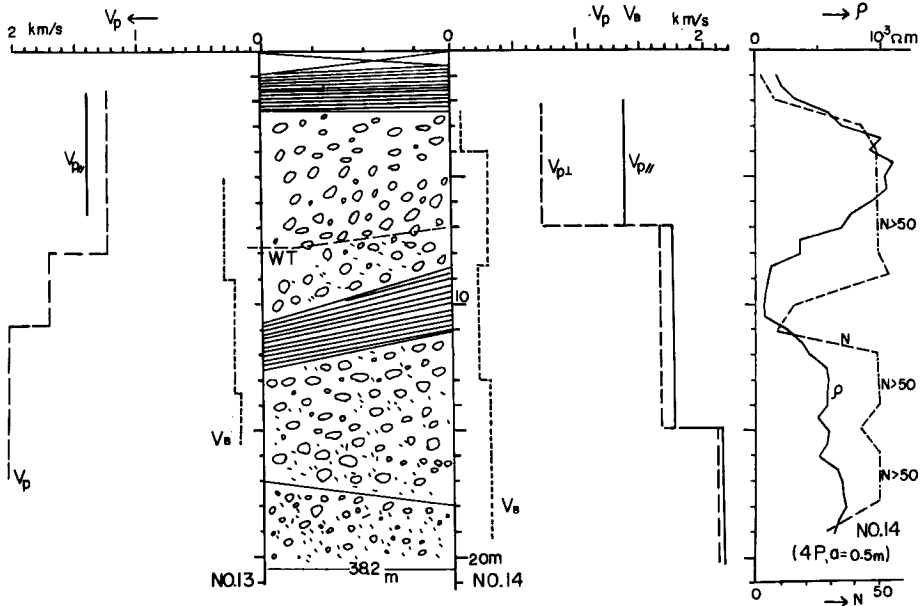


Fig. 6 Distribution of the P wave velocities ($V_{P\perp}$ and $V_{P//}$) and tube wave velocity (V_B) at bore hole No. 13 and 14.

このような差異があるが、8~15 m 程より深いところで、 $V_{P//} \approx 2.1$ km/s 程度になることは、この構内の多くの場所でなされた屈折法の結果からも明らかであって、これには例外はない。

P波の屈折法では、勿論 $V_{P//}$ を測っているのであるがこれでは最表層を除き、上から下へ 1.2 km/s, 1.75 km/s, 2.1 km/s 程度の値を示す速度層に区分できる (Fig. 9 参照)。1.2 km/s 層は C1 か G1 に相当し、2.1 km/s 層は G3 に相当する。1.75 km/s 層は Fig. 4 では明らかに、G2 に相当するが、Fig. 6 の如く、等方的で地下水面下にある、それより深い層に相当する場合もある。つまり屈折法で 2.1 km/s があらわれるときは、文句なしに、地下水で飽和した層とみてよいが、1.75 km/s 層では多くの場合、地下水面より浅い G2 層とみた方がよいようであるが Fig. 6 の如く地下水面下のこともあり確定的でない。

5. 屈折法と異方性

前節では本構内の 8 m 程度以浅の層は、著しい異方性を示すことに注目したが、このようなことになると、屈折法で求めた深度というものに、大巾な変更を要することになる。これは、屈折法というのは、等方性を仮定して、解析されるからである。実際、単に地表で観測するだけでは異方性の検証はなすべくもないわけである。一般に文句なしに、等方性の仮定で、解析しているのも常にそれが妥当だからではなく、単に真実を知らないからである。あるいは知る手段をもたないからである。一般には、異方性の程度はせいぜい 20% 程度、($V_{P//}/V_{P\perp} = K$ とし、 $K-1$ を 1 に対する百分率であらわす) とみられているが、実際の測定例はあまりないのであるから、今回の場合を例外として、切り捨ててしまうのは、不用心なことである。

どのような地層に異方性が強いのだろうか。この問題について、筆者は今のところ、次のように考えている。筆者自身の経験や見聞では、均質に近いような媒質、砂とか粘土の単一の層では、異方性は強くない。地震探鉱実験研究グループの実験は、石油開発公団の便宜に頼る関係で、大概、新潟から秋田にかけての広々とした沖積平野でなされる。このような実験では、特に真正面から、異方性の測定にとり組んだ例にとばしいが、ともかく、結果として、大きな異方性は認められていない。速度検層の結果と、屈折法の結果と

が、大体よく合うからである。これは、堆積時に十分長い距離を河川等により運搬されたため、よくふるいわけのきいた地層になっているためらしい。

そこで筆者は、今までのところ、実測例には乏しいが、よくふるいわけの進んでいない礫層では、今回の場合の如き、強い異方性を示しうるのではないかと考えている。山地や台地での土木的震探では、誤差の原因の大事なひとつをこんなところに求められるのではないかと思うわけである。この考え方からすると、地すべり地や扇状地、火山の山腹などは、これから気をつけて調べてみる必要がある。

今の場合の異方性は transversely isotropy と呼ばれているものであって²⁾、鉛直方向と水平方向では速度が異なるが、水平方向である限り、その向きには無関係である。厳密には水平方向でも、方向の違いによって速度が違っているものかも知れないが、実際上の観点から transversely isotropy とみてさしつかえないだろう。

さて、transversely isotropy の媒質での屈折法探索の解析の仕方は、瀬谷によって与えられている³⁾。ここでの仮定というのは、点震源から出る波の波面は、均質な transversely isotropic な媒質中では、楕円(立体的には回転楕円体)であるというのである。これは SH 波については正しいが、P 波については完全には正しくない。近似的にそうみなされるというだけのことである。SV 波については、全くなり立たない。

ともかく、こうみなされる場合というのは、等方的であるなら、球面状の波面であるのを、 $V_{P\perp}/V_{P\parallel}=k$ なる縮率をもって鉛直方向に距離軸を縮小した場合に相当する。このようにみると、水平な平行層では、(異方の軸が鉛直方向である限り)いくら沢山の層が重なっている場合でも話は簡単である。

今、二種類の水平な平行多層構造を考えることにしよう。一つは、各層が個々別の、異方性係数 K と水平方向速度 $V_{P\parallel}$ と厚さ H をもつようなものであって、これを仮に異方モデルと呼ぶことにしよう。震源はこの中の任意の一点である。さて、この構造について震源から、それを含む層の境界面までの距離をその層の K を用いて K 倍して、新しい境界面とする。次に、次の層の厚さを、また、その当の層の K を用いて K 倍する。以下、震源の上下の各境界(各層の厚さ)を同様に変換し、それぞれに対応する新しい境界面を得ることとする。つまり、ここでは前の異方モデルの層厚 H がそれぞれの K でもつて、 K 倍されているのである。これを H' とする。そして、各層の速度 $V_{P'}$ としては、異方モデルの場合のそれぞれの $V_{P\parallel}$ を採用して、 $V_{P'} \equiv V_{P\parallel}$ の等方媒質とする。これを等方モデルと呼ぶことにする。

震源でインパルス的に、瞬時に弾性波が発生して以後、同一時間の経過において到達する波面を、各モデルについて比較することにする。冒頭にのべた、楕円波面の仮定を用いる限り、異方モデルの各層をその中に波面を含んだまま、前述の異方等方変換で K 倍ずつの拡大をすると、新しい波面と層とのモデルがえられるわけであるが、この波面が、もともと、前記の等方モデルを伝わる時の波面と一致する。このように、同一伝播時間ということを媒介として、等方モデルの波面と異方モデルの波面とを相互に容易に変換できる。

屈折法では、等方性を仮定している以上、はじめから前記の等方モデルの H' に相当する層厚を求めているわけである。そこで、上述のことを逆にして、それぞれの層の K が既知であることを前提として、等方仮定でえられたそれぞれの層の厚さを $1/K$ (層によつて異なる値)に縮小すれば、異方の場合の真の深さがえられるのである。瀬谷の解き方は、これとは異なり、もっと解析的であるが、結論は全く等しい。実際のところ完全な平行層でなく、傾いている場合が多いが傾きが 10° 程度というように小さい場合には、上記の考え方で実用上十分である。

この解析法で大事なのは、P 波については正しくはない、楕円波面を仮定しているということである。異方性の程度が大きくなる程この食い違いは大きく、複雑な波面になる。今のように $K = V_{P\parallel}/V_{P\perp} = 2$ というような異方性のきわめて強いものにも、上記のような解析法が実用上、使えるものか、これは興味あることである。また一般的にいっても、瀬谷の解析法を、実験的に検証した例を筆者はまだ見聞していない。そ

こで、Fig. 4 の資料をとった場所で、屈折法の測線もとり、上記の如き等方→異方変換によって求めた各層の深度と、検層から直接求めた深度とを比較してみた。Fig. 7 に示したのは屈折法の走時曲線とその等方的解析結果であり、Fig. 8 は上記の比較を示したものである。検層によつて直接知られる速度は V_{P1} であるが、比較の便宜のため、それぞれの区間に相当する V_{P2} でもつて速度層を表示することにする。

屈折法の等方仮定の解析結果の精度もそう高いものでなく、1.7 km/s (G2) と 2.1 km/s (G3) 間の境界の深度 13 m の位置も、少々の手なおしで、15 m 程度になるものであるし、また検層から知られる境界も少々傾きがあり、上記の境界で、二孔のうち一方では 7 m、他方では 8 m となっている。このようなわけで、第 2 列目の、等方解析から変換された異方の結果と、第 3 列の実測と称する検層による場合との比較でも、上記の G2 と G3 との間の境界の例でいうなら、それぞれ ± 1 m 程度の中をもつて、考えてよいのである。しかし、この Fig. 8 で事の大勢は読みとれる。即ち、上述の如き、等方→異方変換による屈折法の解析は、各層の異方性率が他の何かの資料によって知られているか予想されるときは、かなり大きな

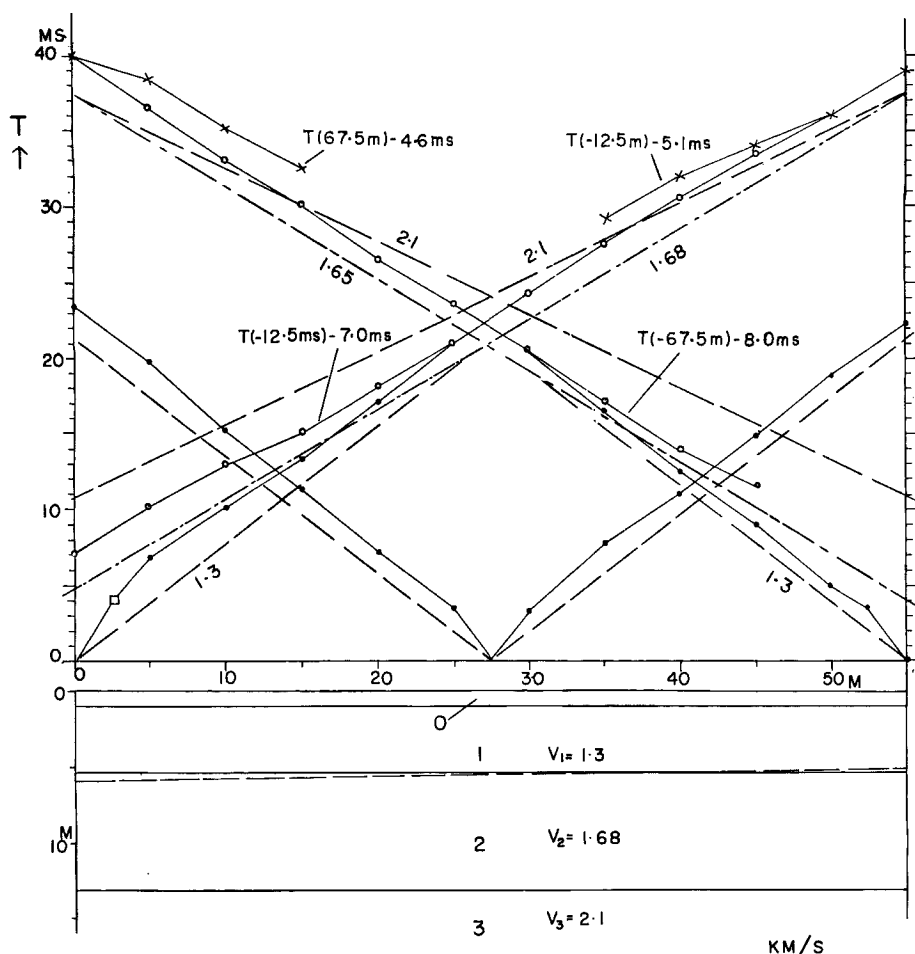


Fig. 7 Travel time curves and their corresponding structure analyzed based on the assumption of isotropic media, at the refraction spread "I".

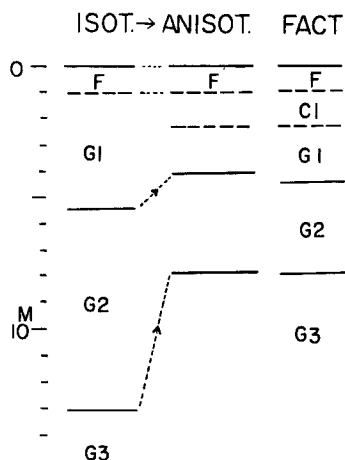


Fig. 8 Comparison of the real structure (FACT) and the structure (ANISOT.) deduced by "isotropy→anisotropy conversion" from isotropic model corresponding to Fig. 7.

V_P/V_{P1} の場合でも精度のよい結果を与えるものと期待してよい。

Fig. 7 についての注意 ここで例えば, T (67.5 m) とあるのは 67.5 m 地点で発破したときの走時という意味である。Fig. 7 の 0 m 位置を基準に, 測線 (直線) 上の位置を, 右に+, 左に-になるように, 位置を表現している。走時の表現としては, 0 m, 27.5 m, 55 m 等の各地点の震源によるもの (基本走時) は, 観測走時そのままを示しているが他は, 観測走時から各層の走時毎に適当な一定値をひき, 走時を, これと対応する層についての基本走時と重なるところまで一様に下げた。こうすることによって, 基本走時では初動以後にかくれて, その延長があらわに出ていない区間を, 仮想的に補うことができる。即ちこれは, 金子のいう「正則走時曲線」的表現である⁴⁾。なおここでは, 第0層についての直接波走時を□, また第1, 第2, 第3層についての屈折波走時をそれぞれ●, ○, ×で統一的に表現した。発破点の深さはいずれも約 1 m である。

Fig. 8 についての注意 Fig. 8 で疑問を持つ方もあるだろうから, ついでに補っておくと, 等方仮定とある第1列目の屈折法の結果では, C1 に相当する 1.2 km/s 層と G1 に相当する 1.3 km/s 層とは実際上区別のないものであるから, これを実測値と比較するための等方→異方変換の際は, C1層の下面の深さまでは, そのまま実測 (検層) の結果を採用したのであり, 等方→異方変換を行なったのは, その残余のそれ以深の層についてである。

6. 屈折法探査

Fig. 3 にみる如く, この構内の各所で屈折法の探査をしている。その結果は大体似たようなものであるから, いちいち図示する労は省くとして, そのうち最も長い測線である延長 270 m のA測線のP波走時曲線と, その解析結果を示すことにする。これが Fig. 9 である。ここでの解析 (実線) は, 等方仮定にもとづくものであるから, この結果は実状に合わないわけである。大事な境界面である 1.7 と 2.1 km/s 層間の境界面(Ⅲ)は, Fig. 9 では深度約 16~17 m 程度である。これに, Fig. 4 の異方性係数を用いて等方→異方の変換を施すとこの深さが 9~10 m 程度 (波線Ⅲ')になる。これは既述の検層結果や, この測線付近のボーリング資料からみて, ごく 妥当な結果である。即ち, この面は, ほぼ地下水面に一致する。

Fig. 9 はP波初動の走時を示したものであるが, これでは, 270 m にも及ぶこの測線の全延長をもって

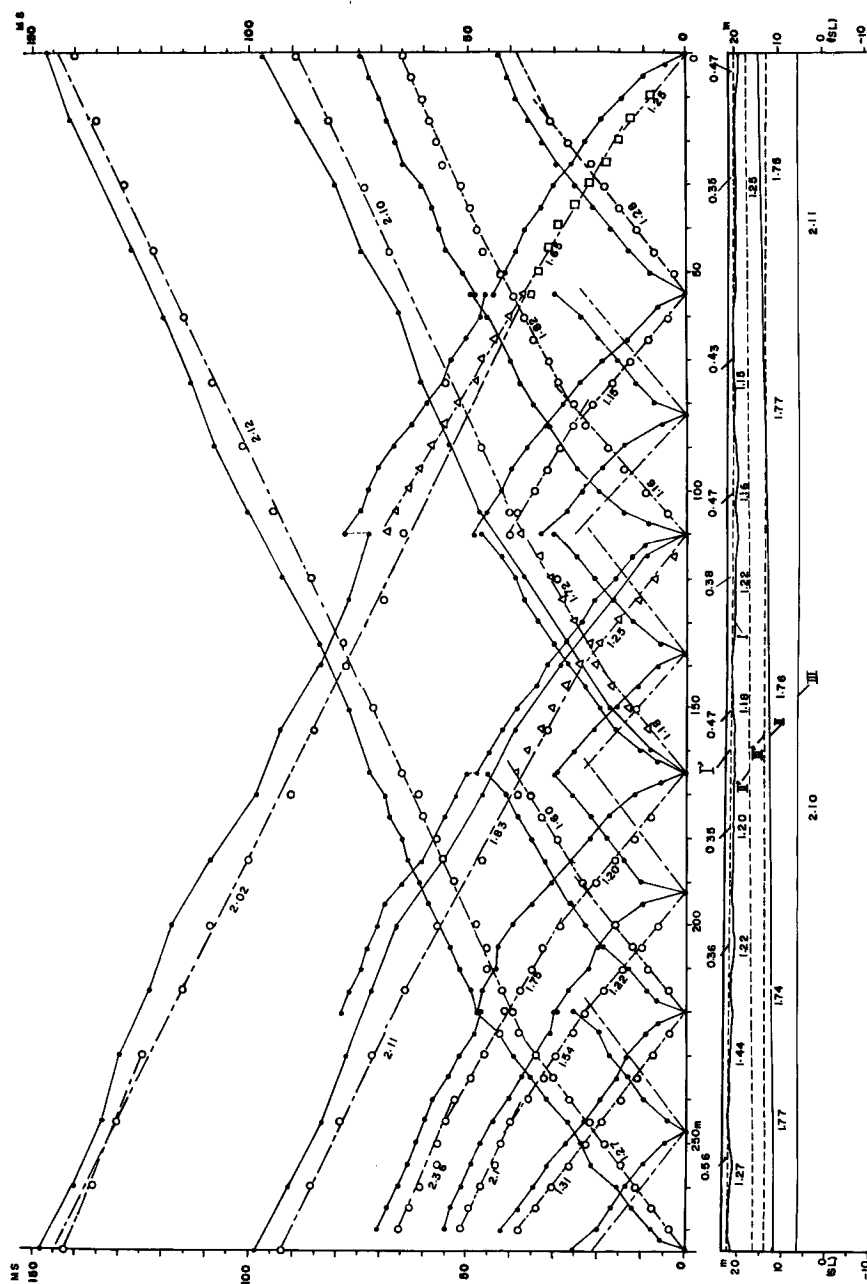


Fig. 9 Travel time curves and the structure corresponding to them, at the refraction spread "A".

Solid line: isotropic model

Broken line: anisotropic model converted from the isotropic model.

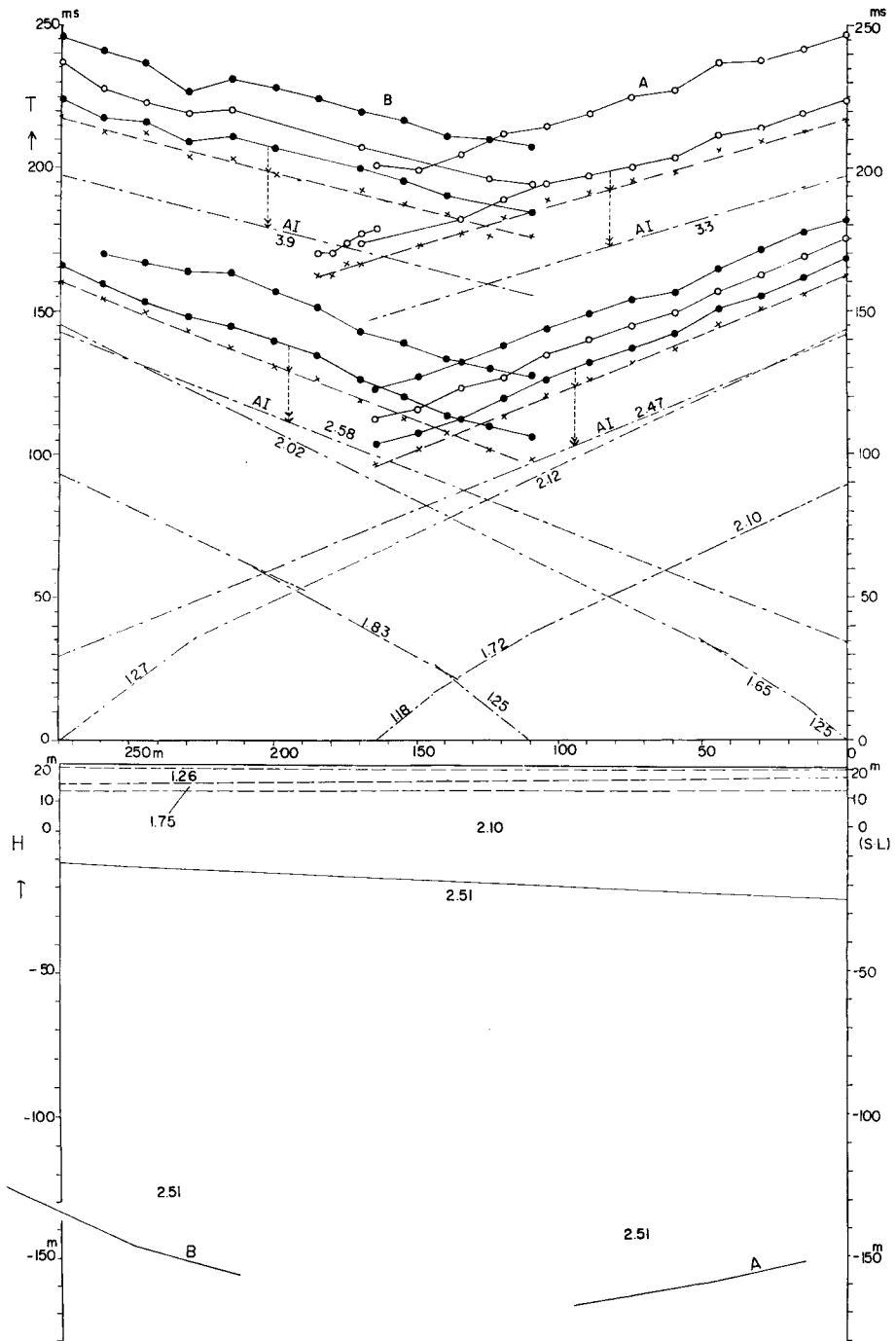


Fig. 10 Travel time curves of later phases and the structure analyzed from them, at the spread "A". (Original records are same as those of Fig. 9)
 Ex. $2.51 = 2.51 \text{ km/s}$ AI: initial phase assumed from later phase "x"

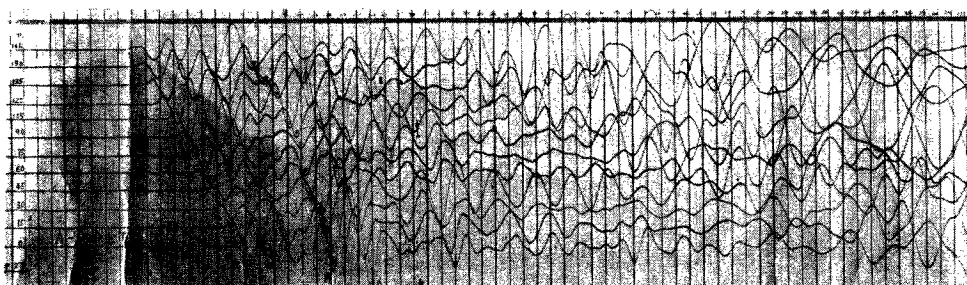


Fig. 11 An example of the refraction records of P wave. Spread: A

しても、結果として、深さ 10 m 程度に $V_{P//}=2.1 \text{ km/s}$ 程度のものでただけで、それ以上の速度のものは出てこない。しかし、later phase としてはより早い速度も出ている。この Fig. 9 のもとになったのと同じ記象から later phase だけを抜いて示したのが、Fig. 10 ある。図に示す如く later phase の山や谷から、その phase の初動に相当する走時を適当に推定して、解析したのが、2.51 km/s の層である。走時曲線には更に早い later phase がみえている。これを A や B の記号で図にマークしておいた。これを一応反射波と解して、解析すると断面図の A や B の如き、深さの面になるが、形が不自然で、信頼度が高いとはいいいかねる。屈折波としてみても、この phase があらわれ出すところは、震源と近すぎて、理論上無理がある。強引にそうだとしても、上述の、反射の場合と同じような深さになる。判然としないまま、ともかくより深いところの情報であることは確からしいから、一応反射波の形で示して、記録にとどめておくことにした。この記象の例を Fig. 11 に示した。

屈折法からの結論をのべると、浅い部分については既にのべたところにつきますので略すが、深い方では 50 m 程度の深度でも、2.5 km/s 以上に速い層はあらわれそうもない。いずれは古生層がやってくるはずであるが、それからの情報はまだえられていない。強いていうなら、これに A, B なる面を想定できるが、これではまだ浅すぎるように思われる。140 m 掘った構内の二つの水井戸では勿論古生層は出ていない。

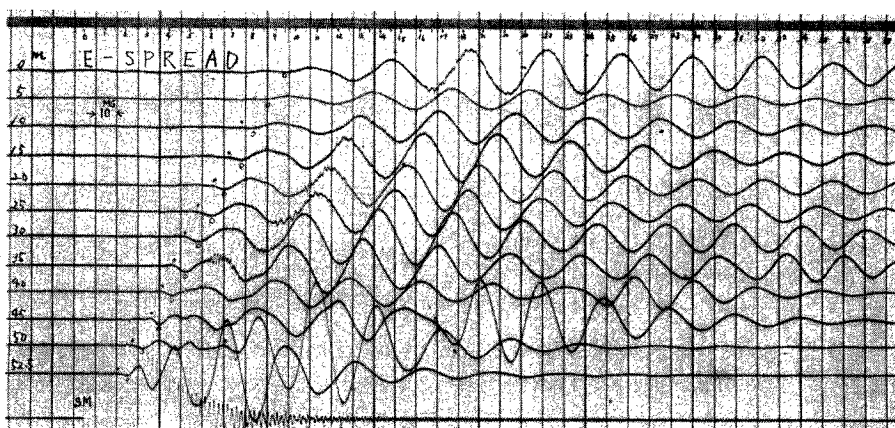
水井戸を用いて検層をしていると、更に深いところの情報をつかめたわけであるが、当時準備が整わず、まだ 20~30 m 以深については正確な P, S の速度分布を把握するに至っていない。地震工学的な観点からは、この面の測定が次の課題となる。

Fig. 9, Fig. 10 についての注意 Fig. 10 の初動走時曲線（一点鎖線）は表層をはぎとったその直下に、震源と受震点を移したと仮定したときのものである。Fig. 9 では●が初動走時、○□△やこれらを結ぶ一点鎖線は、上で説明したのと同じく、表層はぎとりの走時である。Fig. 10 では●○で直接のよみの谷と山を示した。×がそれぞれの表層はぎとりの走時である。Fig. 9 の●や Fig. 10 の●○は震源の深さによる補正を施していない、ナマの読み取り値である。震源の深さは、0.3~1.3 m の範囲にある。測線のつなぎ目で走時に食い違いのあるのは、このことと、長期に及ぶ実験期間中の、季節的経年の地層状況の変化にもとづくものである。

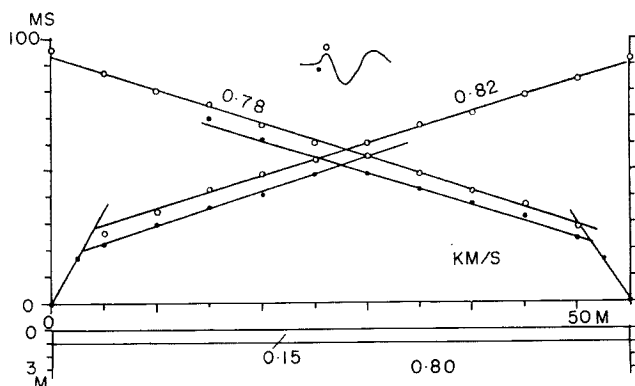
7, S 波の屈折法探査

SH 波の屈折法測線は、測線長 55 m 程度である。これを構内の方々にとつた。大体 P 波の測線をとるときは、同一測線で SH 波についてもはかつている。方法は例の板たたきというやり方である^{5), 6)}。その結論は、一様であつて、ごく表層、深度 2 m 程度より浅いところ (0.3 km/s 程度) を除き、いずれのところでも 0.7~0.8 km/s の層があらわれる。それより深いところの情報はえられない。はじめのうちは、未固結層にしては一般の常識をやぶつて著しく早い、この値が、ひどく特別なものとして注目をひいた。その後他の測定ともあわせて、検討してみると、洪積の礫層では、この程度の値がでて不自然でないようである。

SH 波の屈折法で、今ひとつの著しい特徴は、S 波が速くまで伝わらずすぐ減衰してしまうことである。



(a) Record



(b) Travel time curves and the structure corresponding to them

Fig. 12 An example of the experiment on SH wave refraction. (Spread: E)

はじめのうちは、これを震源の強さが弱いことによるものと思っていたが、これは明らかに地盤自体の特性の問題である。この傾向は構内のいたるところ、どこでも同じである。**Fig. 12** は SH 波の走時曲線と記象の例、**Fig. 13** は SH 波の振巾減衰を示したものである。震減距離 30~40 m から減衰の勾配が急に著しく大きくなることに注意してほしい。筆者はこれを 0.7~0.8 km/s 層の下により低速の層があり、エネルギーが、その方に吸われる結果であると考え、速度分布を検層するチャンスをねらっていたが、1969年6月から7月にかけての実験で **Fig. 4** の如き結果をえたので、ほぼこれが検証されたものとみている。

Fig. 13 についての説明⁷⁾ 屈折波振巾 A は、 $A=A_0 r^{-p}$ なる形であらわされると仮定しよう。一様な屈折層の場合の A は、 r の全区間にわたって A_0 と p が一定値をもつことが経験的に認められる。ところで、この式を書きかえと $\log A = -p \log r + \log A_0$ である。**Fig. 13** では r の途中から、 p と A_0 がそれぞれ異なる二つの区間に分かれる。図中の数字は p をあらわす。なお、 A は記象上の直接読みとり振巾に感度補正を補したものである。

8. ボーリング資料

1969年7月までに本構内でなされたボーリングのすべてを、大学本部の施設部の好意で写させてもらっ

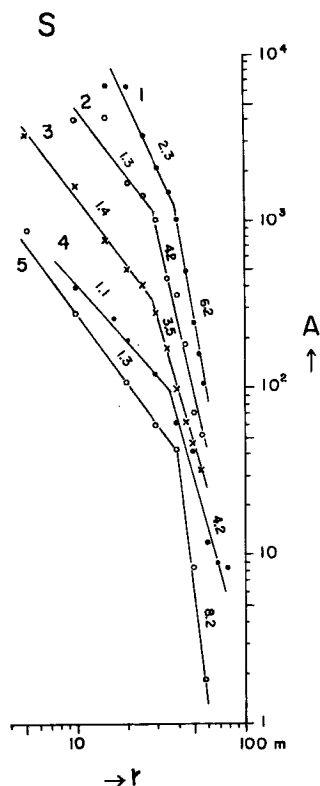


Fig. 13 Attenuation of the refracted SH wave.

A : calibrated amplitude (amplitude between the first peak and trough directly read on the records)

r : distance from the source

1 : spread B (50 → 105 m)

2 : spread B (105 → 50 m)

3 : spread E

4 : spread A (nearly, 10 → 65 m)

5 : spread F

た。この土質柱状図を、**Fig. 3** の一点鎖線ぞいに断面図風にまとめた (Fig. 14)。投影面は正門から出て構内をほぼ東西に走る道路 (A-B 線) にそう鉛直面にとられている。これらのボーリングはせいぜい 30 m 深度、多くの場合 15~20 m で浅いものであるが、更にその補いとして、深い水井戸の柱状図も適当に解釈しつつおりませである。いずれの資料でも、基本的には業者の報告書通りであるが、一部については、統一を保つため筆者の判断で、修正を施した。これには電気検層も参考にされている。例えば、特に低比抵抗な部分では、粘土質礫なる記載を礫まじり粘土にかえるよという類いである。

層と層との対応のさせ方は、上下と左右の対応を考え、もつともらしいようにつけたものである。基本的には間違いないつもりであるが、ボーリングの深度が浅かったり、間隔があらいたところでは、問題が残っている。結論として大事なことは、8~10 m 程度より上ではほぼ完全な水平層であるが、これより深くでは dip 10° 程の傾斜を示しており、この間に明らかに不整合があることである。但しこの境界付近では過渡的

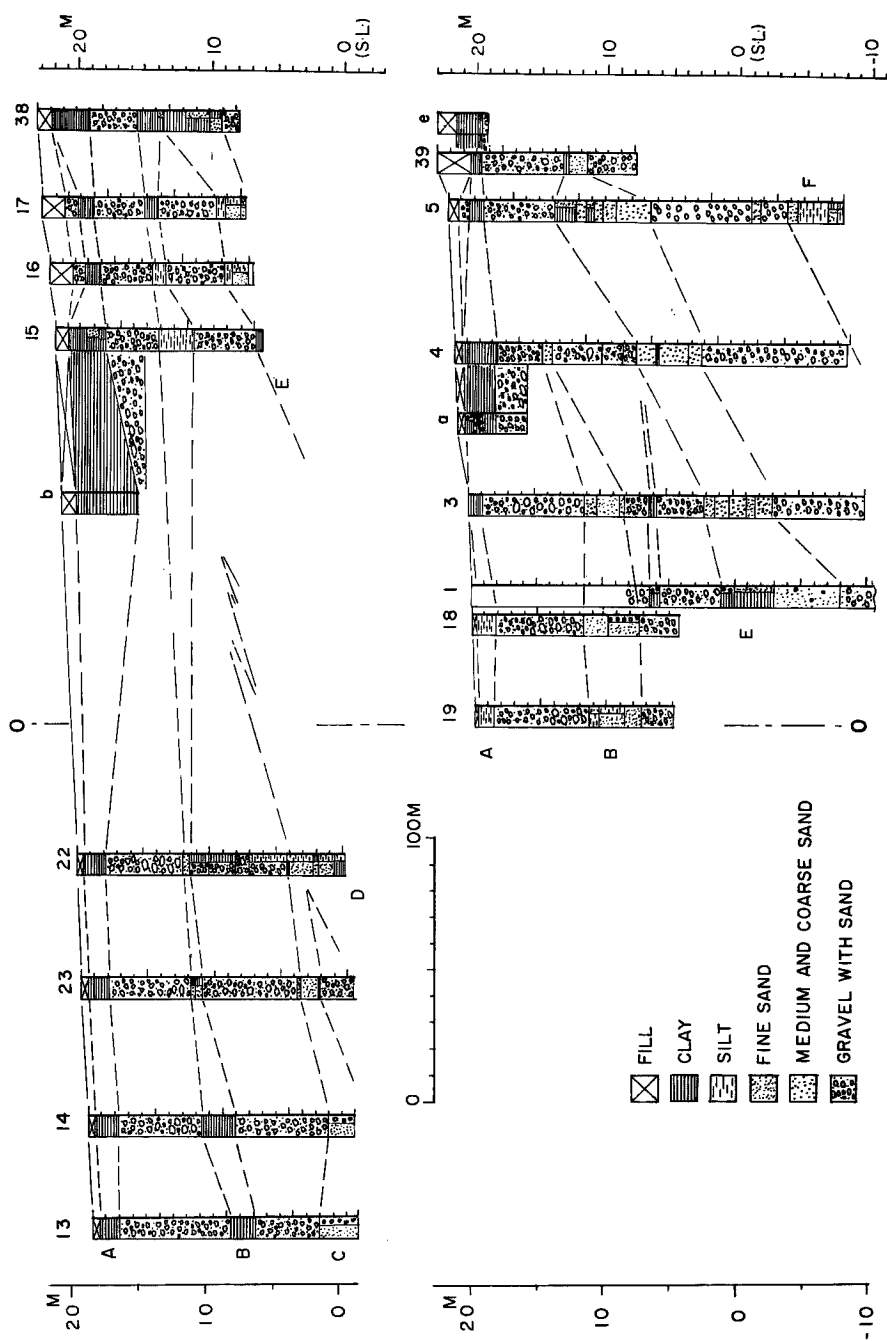


Fig. 14 (a)

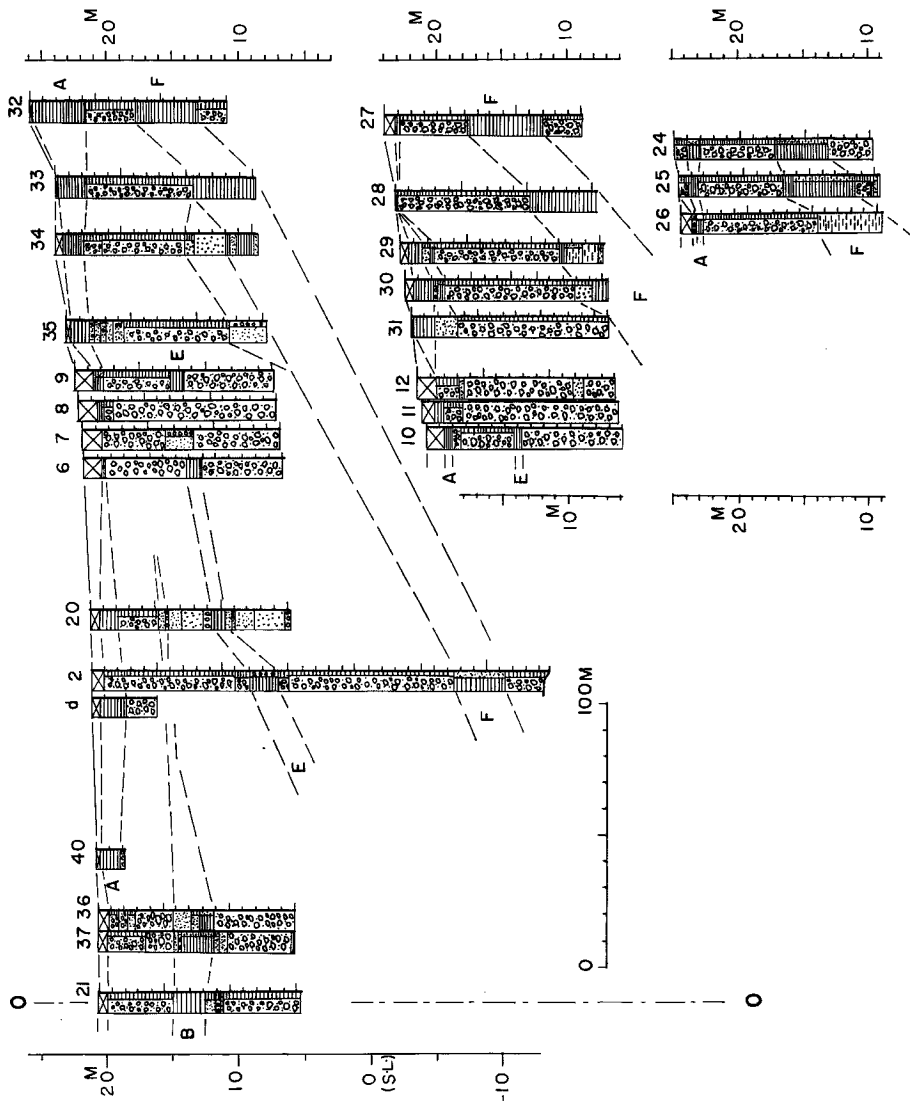


Fig. 14 (b)

Fig. 14 (a), (b) Bore hole data expressed as projection to AB section.

に中間の dip をもつものが入ってくるかもしれないが、現資料ではなおボーリングの深さと、分布とが限られており、問題を今後に残さざるをえない。

9. 速度測定法

特に異方性を主題とした、測定の方法については、別の場所で発表する予定であるので、ここでは簡単にその基本をのべるにとどめる。

普通には、 $V_{P\perp}$ の測定は、受震器を地中におき、一方、震源を地表の孔口近くか、地中にとることになされている。受震器としては孔中固定式^{5), 6)}のもの一ヶづつのこともあれば、hydrophone を多数個数珠つなぎにしたこともある。また孔中発破、地表受震というように相互の関係を逆転させたこともある。震源には、雷管か、人力のハンマーによる衝撃を用いた。Fig. 4 の $V_{S\perp}$ は、孔中固定式受震器と地表の孔中近くにおかれた、板たたき震源との組み合わせによつて測定されている。この記録の例を Fig. 15 に示す。

またこのとき、地表を直接ハンマーでたたき P 波記録もとつたが、同時にこの際、非常に見事な、PS 変換波をえた。その変換面は Fig. 4 の G2, G3 間の境界である。この S 波も又速度の決定に役立った。

次に $V_{P\parallel}$ の測定についてのべよう。Fig. 5 では 2 孔間を直接伝わる波を用いたが、Fig. 6 では 2 孔の間隔が 30 m 程度もありはなれすぎていたので、2 孔間を伝わる、2.1 km/s 層からの屈折波を用いた。即ち直接はかられた $V_{P\perp}$ と、その屈折波の鉛直方向 (孔軸ぞい) のみかけ速度とから $V_{P\parallel}$ を求めたのである。Fig. 4 では、地表におかれた震源と地中の受震器との間の走時を、種々の速度モデルと比較することで、 $V_{P\parallel}$ の分布を決定した。

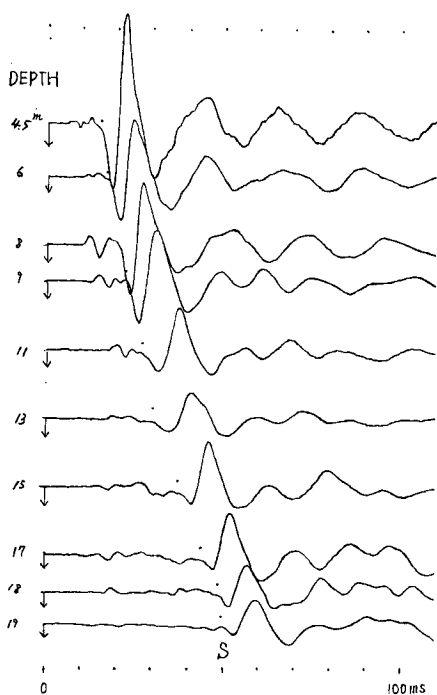


Fig. 15 An example of records for the measurement of $V_{S\perp}$.
Site: bore hole No. 22
Geophone: horizontal

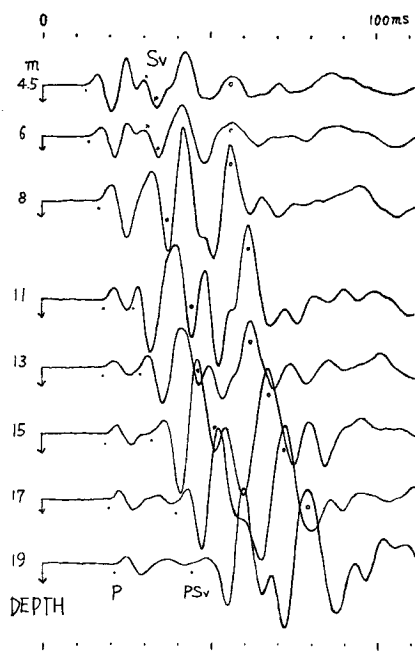


Fig. 16 An example of the record showing P→S conversion. (bore hole No. 22)
Geophone: horizontal and longitudinal
Source: ground surface near the top of hole

当然望ましいのは、適当な間隔の2孔間で直接的に V_P を求めることで、これは精度が高いし、器機さえ確立していれば、深いところでも求められる。孔中受震器やS波検層震源を開発して以来、まだ、このような都合のよい孔に対面していないので、深いところのS波について、このような測定はなされていない。しかし浅いところ、つまり Fig. 4 の C1 では、1.5 m 間隔の2孔間で、このようにして V_{S1} を求めた。震源は特製の検層実験用震源である。 V_{S1} のときもこれを用いた。この方法のくわしい内容については、別に発表する予定であるので、ここでは、その記象だけを示しておくことにする。(Fig. 17)

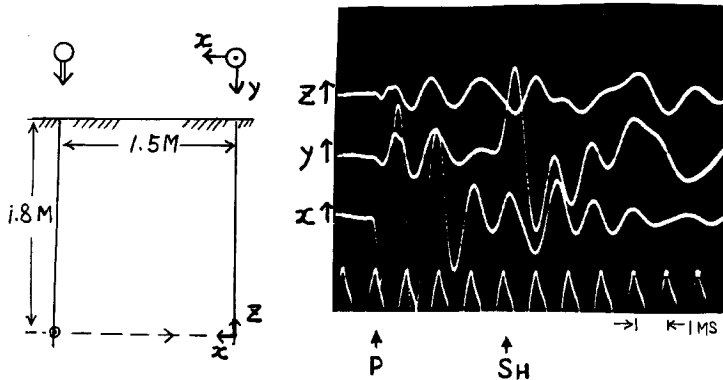


Fig. 17 An example of the SH wave record obtained by using the special S wave source in a shallow hole.

また Fig. 4 の実験では V_{P1} を求めるにあたって、既述の方法の外に、孔中に震源も受震器も入れる特製の検層方式をも用いた。これについても、別に発表する予定であるので省略する。

10. 結 論

京大宇治構内の標式的速度分布は Fig. 4 に示されている。C1, G1, G2 の各層は異方性を示し、それより深い層では異方性が殆どみられないようである。特に異方性の強いのは G1, G2 の礫層であって、その中で G2 が著しい。これは大垂円礫の層である。

C1, G1, G2 の層は、より深い層と、堆積層序に不連続がある。但しこの不整合面が、Fig. 4 の G2 の下面であるのか、更に 10 m 程深くなるのかは、はつきりしない。C1, G1, G2 の層は沖積下部～洪積上部の堆積物であると考えられる。

8 m 程度より深くでは V_P は 2.1 km/s 程度であり、これは地下水層と一致している。但し所によつては地下水面下でも 1.7 km/s 程度のところもある。

P 波屈折法の解析結果に瀬谷の方法を適用してみたところ、実際とよく一致する。

屈折法の SH 波振巾の減衰が、30～40 m 以速で急激に増すのは、下層で低速になっている (G3 以深) ためとみて間違いないようである。

C1, G2, G3 層は構内至るところで、ほぼ安定してあらわれる層であるが、これより深い方の層には不規則性大きい。これは層自身の相変化 (例えば粘土層を追跡していくと、砂の層にかわつたりする) にもよるが、傾斜層が上層に不整合的に切られているため、水平方向にたどると層序が変わることにもよる。

下の方では洪積の初期に堆積した、大阪層群になることは確かであるが、これが、不整合面から直ちにそうなっているのかまでは、まだ明らかにされていない。

実用上の観点からすると、宇治構内は一般に礫層が発達しており、建築物に対しては強固な基盤を提供している。表面の C1 の粘土層でも、よくしまつた硬いものである。

地震工学的観点におけるS波速度の利用にあたっては、屈折法で知られる $V_{s\prime}$ をもって、直ちに地盤を代表させることのないよう注意しなければならない。これには二重の危険がともなう。屈折法はよく知られているように、下層が低速になっているときは、その下層の情報を知らずで無力である。今の場合、まさにこれにあたる。次に異方性の問題である。 $V_{s\perp}$ は $V_{s\prime}$ よりも著しく小さいことがある。地震工学上、意味のあるのは、多くの場合、むしろ、 $V_{s\perp}$ の方である。

なお、この論文で V_s としたのはすべて、SH 波の速度の意味である。

謝辞 この論文は、1964年以來の雑多な実験を、一応、地下構造ということに重点をおいて、まとめたものである。この間の筆者による諸実験、あるいは又ボーリングデータの収集にあたっては、多くの場合、防災研究所助手後藤典俊氏の助力をえている。また、本学の卒業生、友沢好規、望月宏氏等の卒業研究もまた問題意識を深める上で役に立った。大学院学生、赤松純平、田村八洲夫の両氏にはその学部四回生当時実験の手伝いをしてもらった。その他時に応じ、学生諸君の体力の提供を得た。また、防災研究所教授吉川宗治氏からは、器機の供用等の便宜をはかつてもらった。また、防災研究所教授南井良一郎氏からは、実験場所の手配について便宜をはかつてもらったことがある。

京都大学施設部の国友俊男、大西丈二、宮川康孝の各技官にはボーリング資料等の供用について、お世話になった。それらの調査に関係したコンサルタントの方々や、井戸の掘削を業としておられる方々からも、ボーリング資料等の提供を得た。

地質学上の事柄については、京都大学地質鉱物学教室の助教授石田志朗氏、地形学上の事柄については国土地理院技官松田博幸氏からの御教示をえた。もつとも間違いがあればこれはすべて筆者の責任である。

また、図面や原稿の作成にあたっては、工学部学生青木久枝、同理学部学生柴田義弘及び佐藤和秀の各氏の助力を得た。

以上の方々に、謹んで感謝します。

文 献

- 1) 国土地理院：京都播磨地区土地分類図（京都南部），1963.
- 2) White, J.E.: Seismic Waves, 1st ed., 1965, pp. 47~57 Mc Grow Hill Book Co, New York
- 3) 瀬谷 清：屈折法における異方性の影響について，物理探鉱，第13巻(1960)，第2号，pp.89~95.
- 4) 金子徹一：正則走時曲線の提唱，物理探鉱，第16巻（1963），第2号，pp. 106~109.
- 5) 狐崎長琅：孔中固定式受震器によるS波の観測（I），物理探鉱，第20巻（1967），第1号，pp. 1~15.
- 6) 狐崎長琅・後藤典俊：孔中固定式受器によるS波の速度分布の測定，京都大学防災研究所年報，第29号，昭44. 3, A, pp. 191~204.
- 7) 狐崎長琅：水原協同実験におけるA' 測線の実験成果について，地震探鉱実験グループ会報，第43号，1967, p. 27~50.

