



Title	8. 弾性波による釧路市の地盤調査
Author(s)	田治米, 鏡二; TAZIME, Kyozi; 岡田, 広 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 15, 91-110
Issue Date	1966-03-14
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.15.91
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13910
Type	departmental bulletin paper
File Information	15_p91-110.pdf



8. 弾性波による釧路市の地盤調査

田治米鏡二・岡田 広・小柳敏郎

(北海道大学理学部地球物理学教室)

—昭和40年10月受理—

1. 測定方法

1962年4月23日の広尾沖地震の際に、釧路地方気象台に設置してあったSMAC型強震計は異常に大きな加速度を記録した¹⁾。その際に、付近の建物には殆んど損傷がなかったので、気象台の地盤の振動性状が問題になった。

勿論、気象台のある釧路段丘、更に釧路平原をも含めたこの地方一帯の地盤の振動性状を明らかにする必要がある。然し、今回は釧路段丘内に見られる釧路層だけを調査の対象にした。また、今回の測定では、幾何学的な構造を求めることよりも、むしろS波の速度分布を求めることに主眼をおいた。

何となれば、地盤の力学的性状は、P波の速度ではなくて、S波の速度によって特色づけられると思われているからである。

気象台は官庁街にあり、然も敷地が狭いので、P波の測定には火薬を用いず、600kgの杭打ち用重錘を3mの高さから自由落下させた。落下地点から約2mの距離に置かれたピックアップによって発震時を記録させたので、発震時の精度は良くない。然し、上述の如く、地下構造そのものを精度良く推定するのが目的ではないので、発震時の補正には余り気を使わないことにする。重錘の形は四角柱なので、着地の条件が毎回かなり違うのは止むを得ぬ。同一の測定を数回繰り返えし、着地の仕方が良好な記録を選んで、解析に用いることにした。

S波の測定には地震探鉱実験グループが開発した方法^{2),3),4)}を用いた。この方法は山形県および新潟県の油田地帯で開発された。筆者等の経験では、湿地帯ではS波が測定されやすい。これに反し、段丘上の如く、乾燥している場所では、測定実績が少ない上に、湿地帯よりもS波が測定されにくいようである。従って、今回の測定では、S波が測定されるか否かは、実際に測定してみる迄はわからなかった。

測定器械は米国ETL会社製PRA-2型24成分一式で、P波測定には14cpsの上下動ピックアップを用い、S波測定には20cpsのピックアップをtransverse成分用として用いた。す

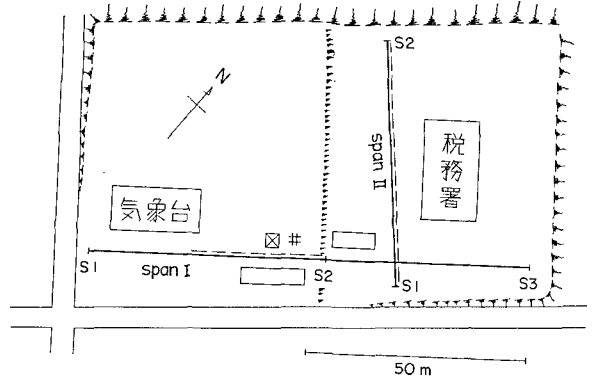
- 1) 酒井良男; 釧路市に於ける地盤と構造物に対する広尾沖地震の応答に関する調査研究, 第1報, 建築学会北海道支部第24回研究発表会論文集 (1965), 89-92.
- 2) 田治米鏡二・岡田 広; 地表附近のS波速度の測定, 物理探鉱, 11 (1958), 65-70.
- 3) 小柳敏郎; SH波実験資料の整理, 北大地物報告, 12 (1964), 29-41.
- 4) 小林直太・他; SH波の実験, 地震探鉱実験グループ会報, 第35号 (1964), 11-16.

すべての測定に S 波測定用回転成分地震計⁵⁾を併用したが、これはまだ個数も 2 個しかなく、開発途上にあるので、今回の測定では、参考資料を得るだけの意味しか持たぬ。更に、P 波および S 波の浅層反射法⁶⁾をも試みた。但し、これは境界面の探知を主眼におく測定法なので、速度測定目的には適せず、今回の測定では、やはりワキ役である。

測定場所は官庁街にあって、昼間はバスやトラックの往来が激しいため、19 時以降に測定を行なった。測定期間は 1965 年 8 月 26 日から 29 日迄の 4 日間である。初日に少し雨が降ったが、以後は晴天が続き、気温も高かった。

2. 釧路地方気象台

2.1 測定資料 第 1 図の太い実線が測線である。S1, S2 および S3 は振源の位置である。測線 I の P 波の測定では、S1 と S3 の間にピックアップを 5 m 間隔に配置した。測線 I の S 波の測定では、S1 と S2 の間にピックアップを 3 m 間隔に配置した。測線 II では、P 波の測定にも、S 波の測定にも、S1 と S2 の間にピックアップを 3 m 間隔に配置した。すべての測線の中程に、回転成分地震計 2 個を併置した。P 波および S 波の測定の記録資料をそれぞれ第 1 表と第 2 表とに挙げておく。



第 1 図 測線の配置

Fig. 1. Location of the spans.

14 cps のピックアップを transverse 成分用に使ってみたところ、

第 1 表 P 波測定の記録資料

Table 1. Data for P waves.

番号	測線	振源	備考	番号	測線	振源	備考
P 1	I	S 1	tr 13 (rot 小), tr 14 (rot 大), tr (15)	P 8	I	S 3	tr 14 (rot 小), tr 15 (rot 大), tr (16)
P 2	I	S 1		P 9	II	S 1	
P 3	I	S 1		P 10	II	S 1	
P 4	I	S 1		P 11	II	S 1	
P 5	I	S 1		P 12	II	S 2	
P 6	I	S 1		P 13	II	S 2	
P 7	I	S 3		P 14	II	S 2	

(註) tr () は rot と同地点の trace を意味する。

5) 田治米鏡二・田 望；物探用回転成分地震計の試作，北大地物報告，14 (1965)，95-104.

6) 田・森谷・小川・田治米；浅層反射法，北大地物報告，14 (1965)，81-94.

第2表 S波測定の記録資料
Table 2. Data for S waves.

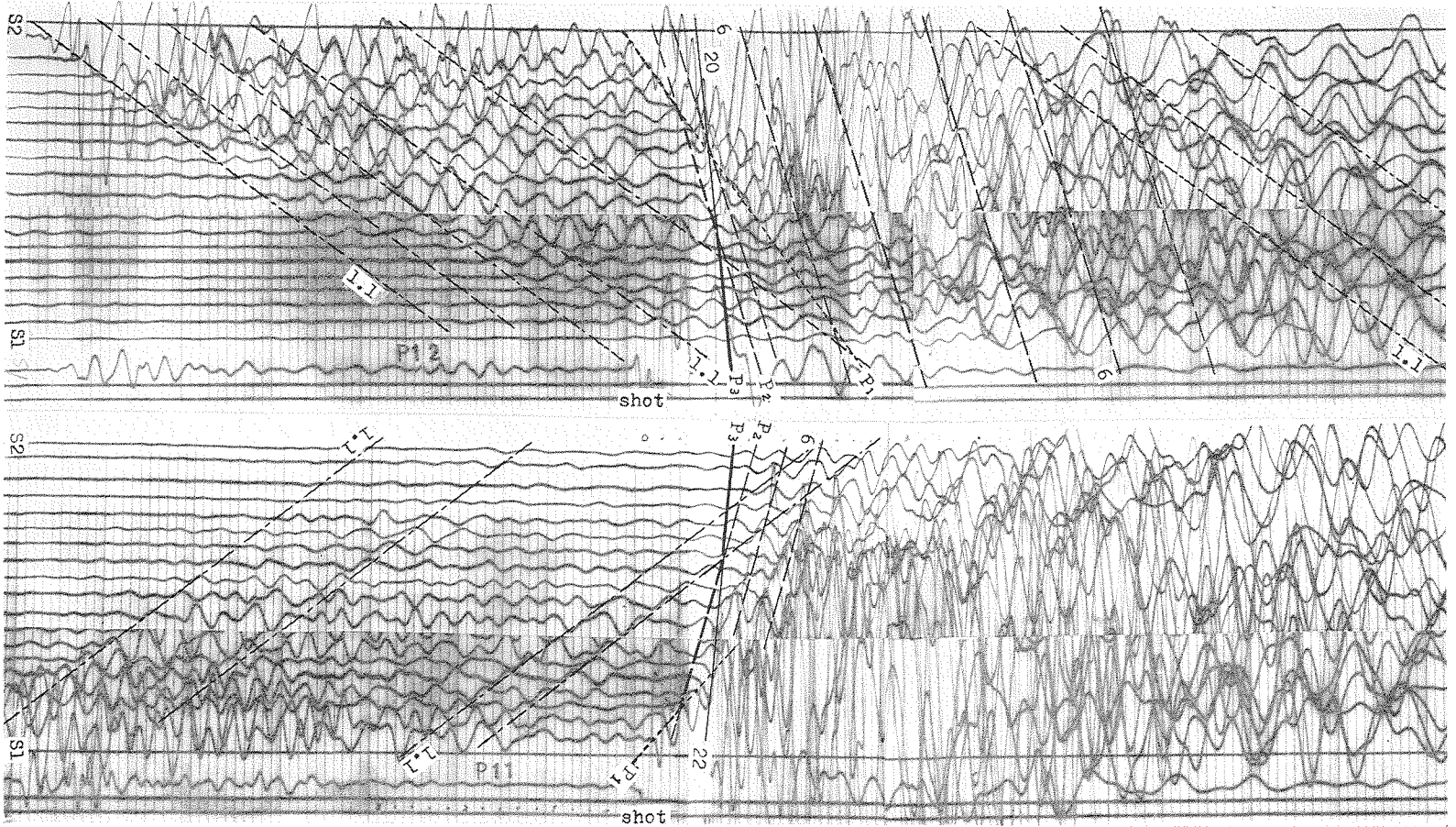
番号	測線	振源	備考		番号	測線	振源	備考		
SH 1	II	S 2	tr 10 (rot 小), tr 11 (rot 大), tr (9)	小 大 ⊙ ⊕	SH 14	I	S 1	tr 10 (rot 小), tr 11 (rot 大), tr (9)	逆	叩
SH 2	II	S 2			SH 15	I	S 1		逆	叩
SH 3	II	S 2		SH 16	I	S 1				
SH 4	II	S 2		SH 17	I	S 1	逆		叩	
SH 5	II	S 2		SH 18	I	S 2				
SH 6	II	S 1		SH 19	I	S 2	逆		叩	
SH 7	II	S 1		SH 20	I	S 2				
SH 8	II	S 1		SH 21	I	S 2	逆		叩	
SH 9	I	S 1		SH 22	I	S 2				
SH 10	I	S 1		SH 23	I	S 2	逆		叩	
SH 11	I	S 1		SH 24	I	S 3				
SH 12	I	S 1		SH 25	I	S 3	逆		叩	
SH 13	I	S 1		SH 26	I	S 3				

(註) S3 は遠隔 shot.

短周期の波形が目立ち、ピックアップが正常の振動を行なわぬことがわかった。そのため、SH波測定には 20 cps のピックアップ 6 個を用い、測線上を移動させ、測定を繰り返した。第2表の⊙印は回転地震計の回転軸が鉛直であることを意味する。⊕および⊖印は回転軸が水平面内でそれぞれ測線方向およびそれと直角方向にあることを意味している。また逆叩きと記してあるのは SH 波を確認するために、板を逆向きに叩いたことを意味している。

2.2 P波の測定結果 第1表に挙げた P 波測定の記象の一部を第2図に示す。各トレースは左から順に 1, 2, 3, …… と番号が付けられる。全トレースの中程に回転動が記録されていて、P 波を追跡しにくいので、第2図には、回転動を記録した 2 トレースを省いてある。shot と記した発震時以前に各トレース共動している。重錘を吊した三脚が、重錘を切り離した際の反動で地面を動かすからである。第2図に見る如く、この反動によって誘起されるのは、鎖線で示したレーレー型の表面波群であって、この波群の周期は $4 \sim 5 \times 10^{-2}$ s、位相速度は 1.1×10^2 m/s である。記録 P12 の後方に、再び鎖線で示した位相速度 1.1×10^2 m/s 程度の波群が見られるが、この波群の周期は $7 \sim 8 \times 10^{-2}$ s である。後者の波群は重錘落下により誘起されたレーレー型表面波であって、前記の三脚により誘起された波群と同一種類のものと思われる。脚の反動よりも重錘落下の方が振源の規模が大なので、重錘落下の際に大周期の波が誘起されたものと解せられる。この様に解釈すると、周期変化が大であるにもかかわらず、位相速度は殆んど変化せぬので、測定された位相速度 1.1×10^2 m/s は地表付近の S 波の速度に近いものと察せられる。

第2図には、参考のために、直接波、第2および第3層の屈折波を夫々点線、破線および



第2図 P波の記象 P11 および P12 刻時は1/100秒

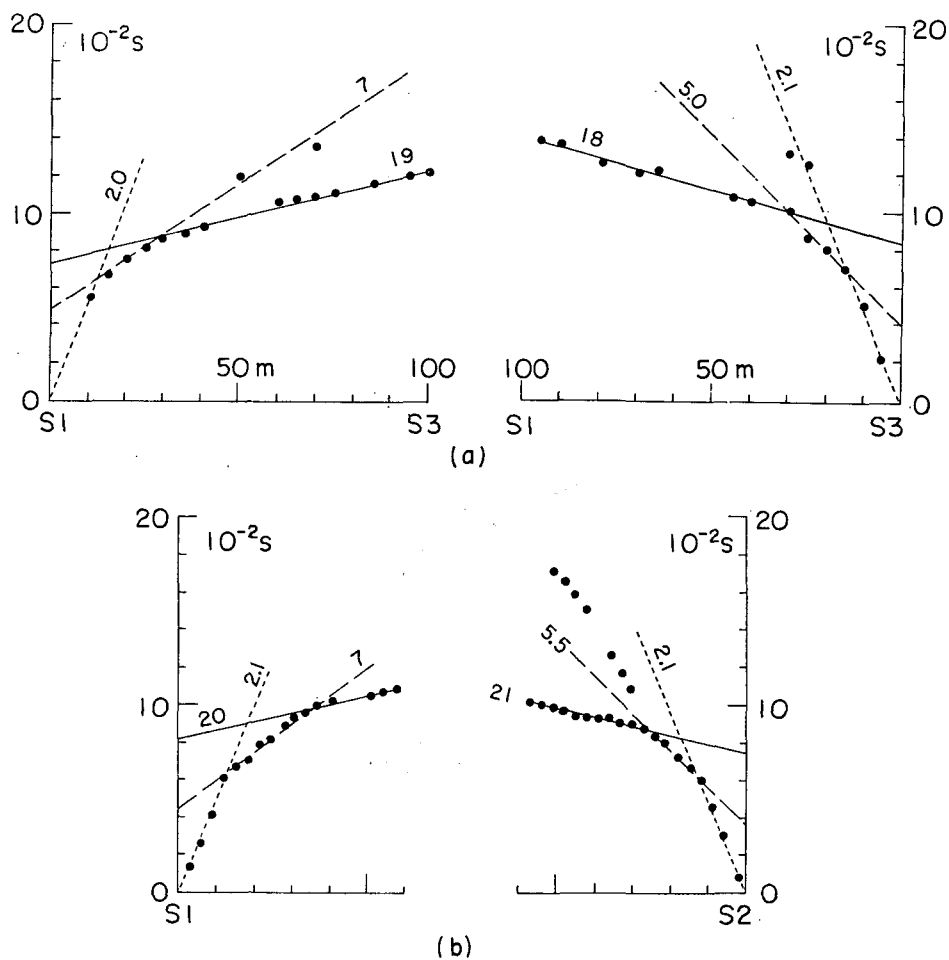
Fig. 2. Seismic records for P waves. Time marks indicate 1/100 s.

実線で示しておいた。

測線 I と II の初動の走時プロットは、第 3(a) および (b) 図の如くなる。第 3 図の直線の種類は夫々第 2 図の直線に対応している。また、直線に記入してある数字は 10^2 m/s を単位とする速度を意味している。

第 2 図および第 3 図によれば、 $v_{P3} \approx 20 \times 10^2$ m/s の地層は、一応地表付近の基盤とみなされる。何となれば、 $(30 \sim 40) \times 10^2$ m/s の速度をもった地層が、深度 20~40 m にあるとすれば、それは第 2 図および第 3 図に現われていなければならぬからである。換言すれば、第 3 図で、実線で連ねた走時が長く続き、遠方での折れ曲りが見られぬからである。

第 3 図は P 波に関する 3 層構造の走時プロットを示している。各地層の境界面は幾分傾



第 3 図 (a) 測線 I の初動の走時
(b) 測線 II の初動の走時

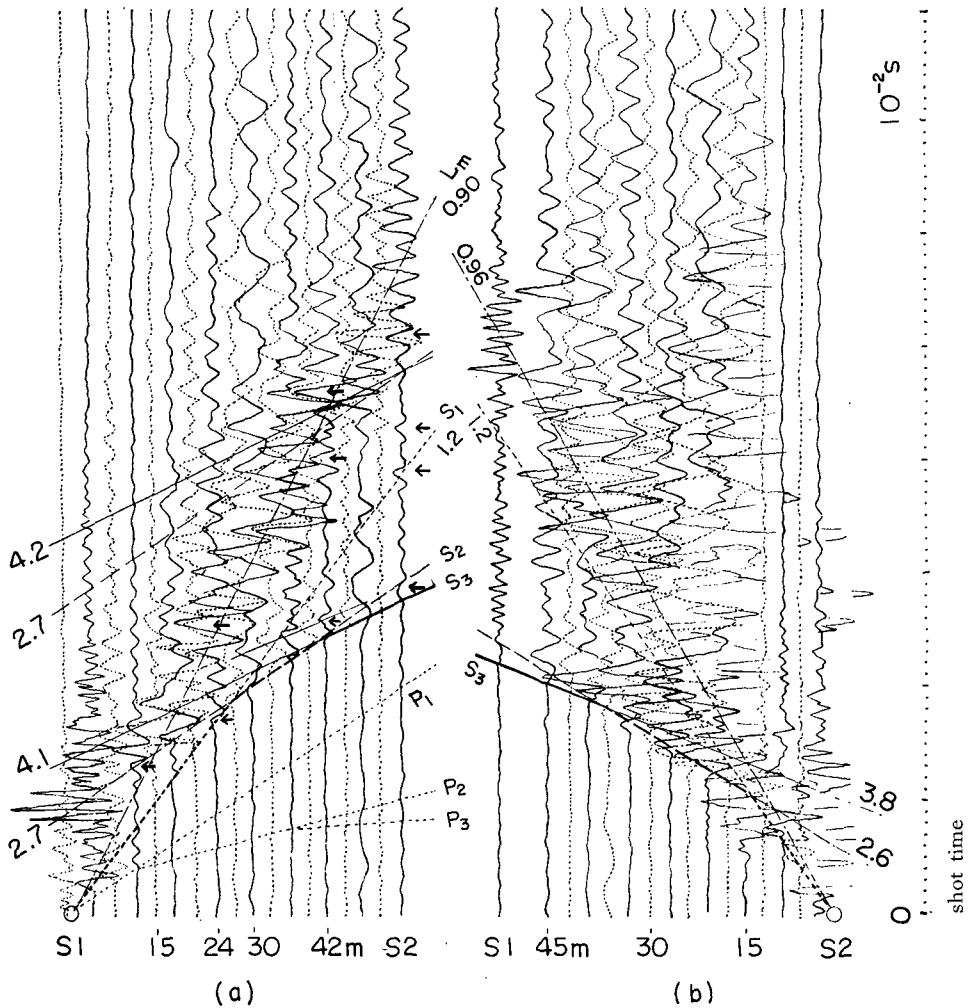
Fig. 3. (a) Time-distance plots on span I.
(b) Time-distance plots on span II.

斜しているが、境界面の凹凸は激しくないことがわかる。この図から地層断面を計算することもできるが、ここでは、P波に関する地層の大体の分類だけを第3表にまとめておく。以上の推定結果によれば、基盤迄の深度は15~20 mである。

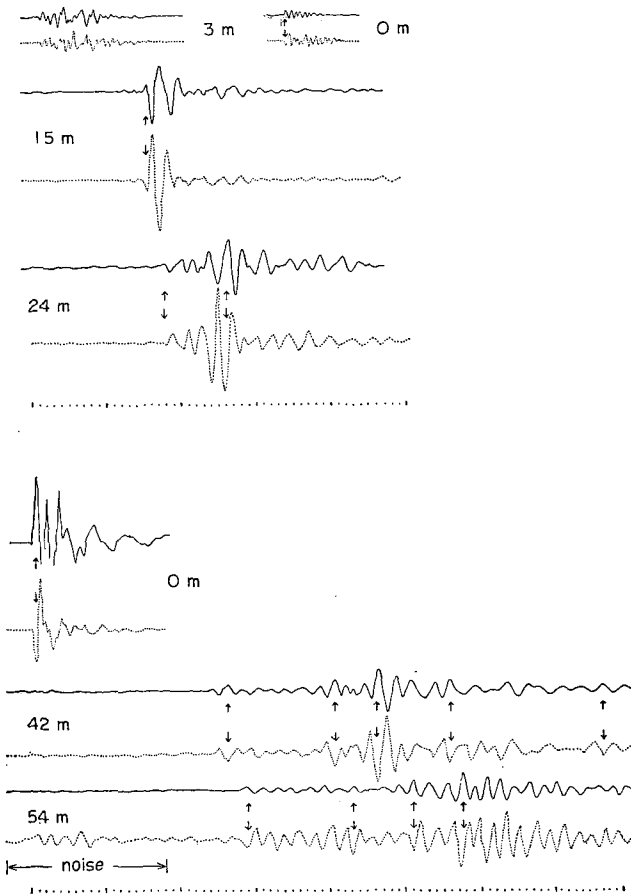
第3表 P波による地層の分類
Table 3. Classification of layers by P waves.

地 層	P 波 の 速 度	層 厚
第 1 層	2×10^3 m/s	4~6 m
第 2 層	6~8	10~15
第 3 層	18~20	基 盤

2.3 S波の測定結果 第2表に挙げた測線IのS波測定の記象から、20 cpsのピックアップによるものだけを選んでトレースを並べなおすと第4図が得られる。第4図に矢印を付けた位相は、第5図に示した如く、波形の再現性がよく、然も波形が逆向きになる。故に、これらの



第4図 測線IのS波の記象 刻時は1/100秒
Fig. 4. Seismic records for S waves on span I.



第5図 逆叩きによる波形の逆転

Fig. 5. Reversal of wave form due to a shot in reverse direction.

位相は P 波または P 波によって誘発された波ではない。第 4(a) 図には、参考のために、第 3(a) 図の点線、破線および実線で示した P 波の走時線が記入してある。

第 4 図に S_1 , S_2 および S_3 と記した点線、破線および実線が S 波の初動の走時である。S 波の初動は明瞭でないので、走時図を作らず、第 4 図から直接走時直線を求めた。鎖線は最大振幅を持っている波群の中心を貫ぬいた直線であって、これはラブ波の極小群速度付近の位相であろう。各直線に付した数字は 10^2 m/s を単位とする速度を意味している。この波群の群速度から推察しても、表層の S 波の速度は 1.0×10^2 m/s をいくらか越す程度になり、 S_1 の速度 v_{S1} の数値と矛盾しない。

第 4 図の測線長は 60 m ならずで、やや短かすぎる感がある。もう少し測線を長くすると、 v_{S3} よりも大きい S 波の速度が見られるかも知れぬ。そのために、ピックアップは第 4 図と同じ配置のまま、 S_3 で遠隔発振を行なった。平行層を予想し、この際に得られた記象と第 4

(b) 図とを組み合わせると第 6 図が得られる。この図を見ても、いくつかの直線の傾斜で示したごとく、 4×10^2 m/s 程度より大きな S 波の速度は見当らぬ。故に、地表付近の基盤と考えられる地層の S 波の速度は大体 4×10^2 m/s である。

第 4 図と第 6 図とは、S 波に関しても、3 層構造の走時曲線群を示している。第 4 図の初動部の折れ線を使って計算し、S 波に関する地層の大体の分類を第 4 表にまとめておく。測線 II の S 波に関する構造も第 4 表と大体同じである。第 3 表と見くらべると、P 波および S 波の速度の不連続面の深度はかなりよく一致している。

第 4 表 S 波による地層の分類
Table 4. Classification of layers by S waves.

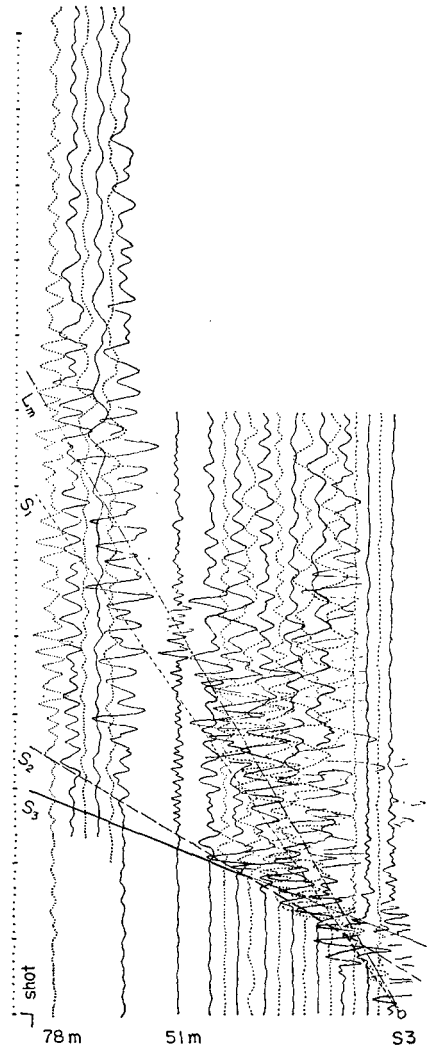
地 層	S 波 の 速 度	層 厚
第 1 層	1.2×10^2 m/s	5~6 m
第 2 層	2.7	6~12
第 3 層	4.0	基 盤

実は、P 波と S 波との速度の不連続面は必ずしも一致せず、特に、湿地帯ではこの傾向が大である。気象台は段丘上にあり、地下水面の深度が大であって、厚い粘土層を含んでいないものと思われる。そのため、両速度の不連続面の深度が大体一致しているのであろう。

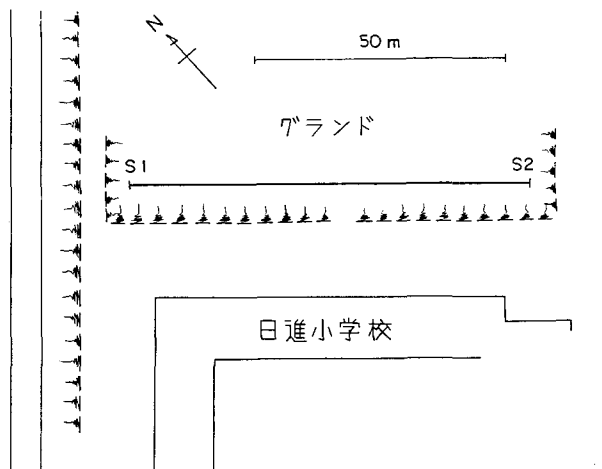
3. 日進小学校

3.1 測定資料 日進小学校はやはり段丘上にあり、気象台から約 500 m 離れている。第 7 図の太い実線が測線である。P 波の測定においても、S 波の測定においても、ピックアップは S1 と S2 の間に 5 m 間隔に配置された。測線の中程に回転成分地震計 2 個を併置した。P 波および S 波の測定の記録資料を第 5 表に挙げておく。

3.2 測定結果 第 5 表に挙げた P 波測定の記象の一部を第 8 図に示す。波形の対応を見やすくするために、回転成分トレース 10 と 11 は省いてある。初動の立ち上がりが明瞭でないので、各トレースの波形を対応させ、図に記入したごとく、点線、破線および実線で速度の



第 6 図 遠隔発振による測線 I の記象
Fig. 6. Seismic records on span I by a remote shot.



第7図 測線の配置

Fig. 7. Location of the span.

第5表 P波およびS波の記録資料

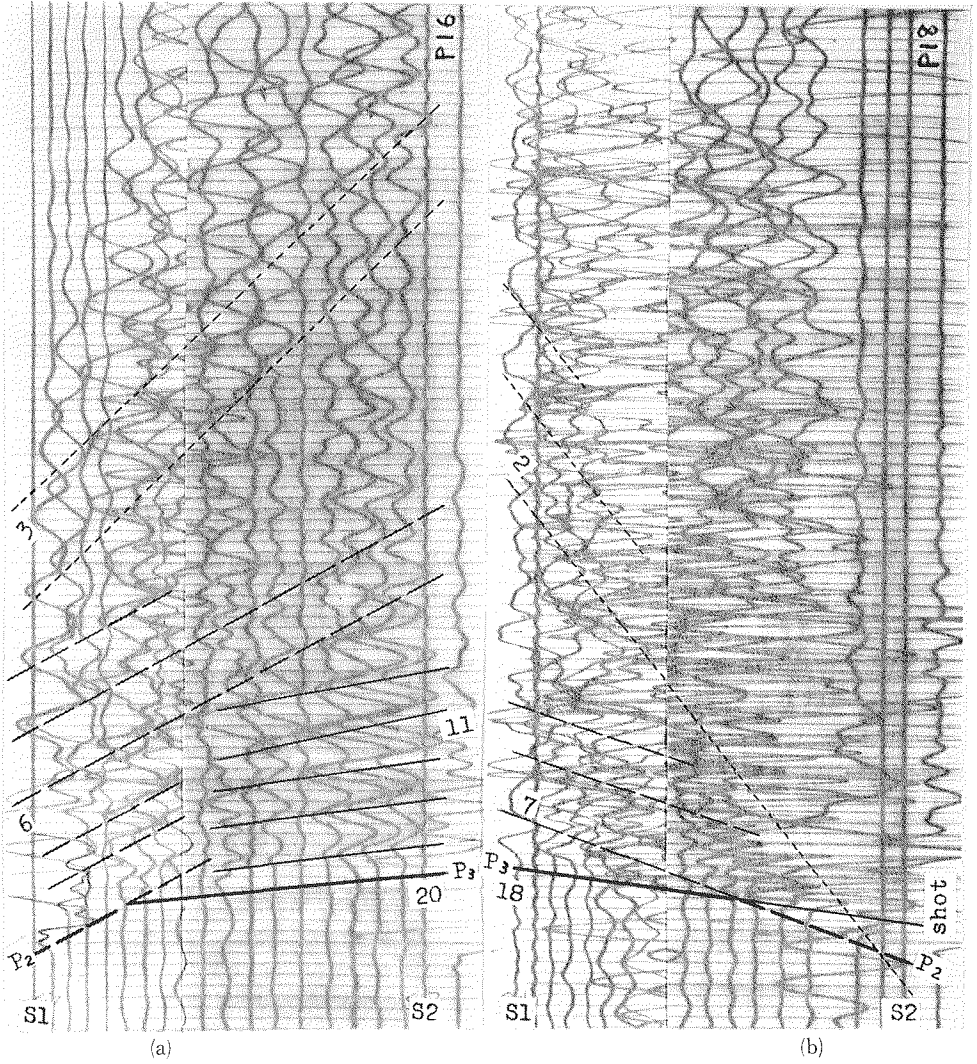
Table 5. Data for P and S waves.

番 号		振 源	備 考	番 号		振 源	備 考
P 15	P	S 1		SH 27	S	S 1	
P 16	P	S 1	(rot小)	SH 28	S	S 1	(rot大)
P 17	P	S 2	tr 10 (rot小)	SH 29	S	S 1	tr 11 (rot大)
P 18	P	S 2	tr 11 (9)	SH 30	S	S 1	tr
			tr	SH 31	S	S 1	

分類を行なった。数字は 10^2 m/s を単位にとった速度を意味している。このような直線群を基にして、太線で示したごとき初動の走時を決めた。これによると、第6表に挙げてある如く、第1層は極めて薄く、基盤迄の深度も气象台よりは小さい。

第2図と比較して見ると、以前には目立っていた位相速度 1.1×10^2 m/s のレーレー波群がここでは消えている。そのかわり、第8(a)図では、初動の直後に、位相速度 $11 \sim 20 \times 10^2$ m/s の波群が目立っている。

次に、S波測定の記事の一部を第9図に示す。20 cps のピックアップによるトレースのみを原記象から選んで並べなおしてある。ところどころに、第4図に S_2 , S_3 と印した位相と同じ速度の波形がここでも対応されるが、初動の走時を見付けることはできぬ。第8図の速度 v_{P2} の波群が v_{S3} の初動と重なっている可能性もある。但し、第4図に L_m と印したラブ波群もここでは見られず、SH波は極めて劣勢である。第8図を参照しつつ、第9図にも、一応S波の初動を太線で示しておいた。然し、この初動の走時は今迄に示したどの走時よりも信用がおけぬ。もしも、第9図の太線の走時を仮定すれば、S波による地層の層厚の分類は第6表と殆ん



第8図 P波の記象 P16 と P18. 刻時は1/100秒

Fig. 8. Seismic records for P waves.

第6表 P波による地層の分類

Table 6. Classification of layers by P waves.

地 層	P 波 の 速 度	層 厚
第 1 層	2×10^2 m/s	1 m
第 2 層	6~8	9
第 3 層	17~19	基 盤

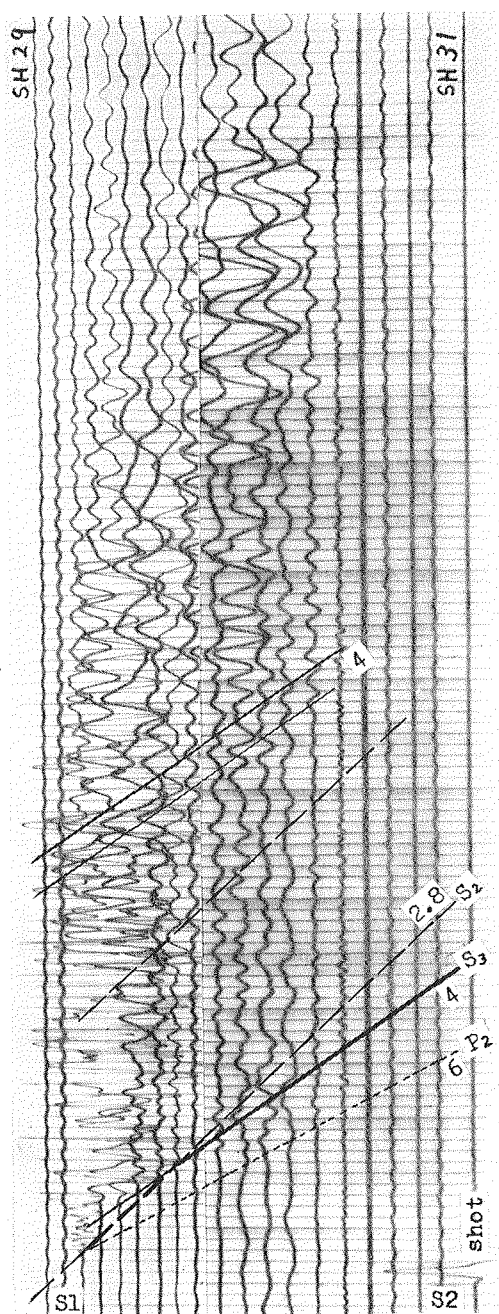
ど違わぬ。但し、S波の速度は第4表と同じである。

4. 測定結果の検討

4.1 ボーリング資料との比較 第1図の#印の地点に深さ20mのボーリング孔があり、その底に、土中地震計が入られている⁷⁾。その孔の資料を借用し、これまでに得られた結果を併記すると、第10図のごとくなる。この図には#印の地点から数m離れたところで行なわれたテストボーリングの資料⁸⁾も描いてある。

この図に示してあるP波およびS波の速度の不連続面の深度は、地表に平行な層構造を仮定し、各屈折波の振源における intercept time を用いて計算した。従って夫々の振源付近の深度である。この図だけから判断すると、たとえばS1からS2に向って、不連続面の傾斜が認められる。然し、実際の地層は、詳細に調べれば、必ずしも一様な傾斜をしておらず、また1~2mの測定深度誤差もあるので、第10図に見られる深度の喰い違いに意味を持たせることはできぬ。測定深度のバラツキと見なすべきである。

気象台では、深度4~6mと13~19mとに夫々弾性波速度の不連続面が見られる。これらは、標準貫入試験のN値の不連続深度と大体一致している。柱状図に砂岩と記してある地層は、一応基盤と考えられるが、弾性波速度の値から判断すると、軟岩にも達していない。P波の速度で、少なくとも 25×10^2 m/s なければ、石材等に供しがたい。

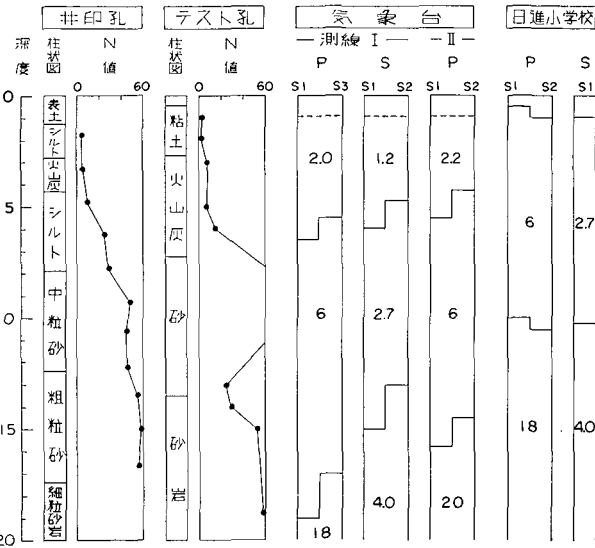


第9図 S波の記象SH 29と31の組み合わせ。刻時は1/100秒。

Fig. 9. Seismic records for S waves, being compiled from SH 29 and 31.

7) 明治コンサルタント K.K. 報告書, 1965.

8) 酒井良男; 前出 1).



第10図 ボーリング資料との比較. P および S の単位は 10^2 m/s.

Fig. 10. Comparisons of the present results with data from test borings. A unit of P and S is 10^2 m/s.

第3, 4および6表で第1層と記した層内には、厚さ1m程度の表土(盛土または植土)を含んでいる。表土を詳しく調べるためには、ピックアップの配列を0.5mまたはそれ以下の間隔にちぢめねばならなかった。然し、今回は表土は問題にしていなかったので、詳しい測定は省略した。このことを考慮しつつ第10図を見ると、気象台で第1層と称していた地層は、日進小学校には欠けている。もしあっても、非常に薄い。

4.2 顕著な波群の周期 すでに3.2で触れたごとく、気象台で目立っていた位相速度 1.1×10^2 m/s 程度のレーレー波群およびラブ波群が日進小学校では見られない。この違いは、第10図によれば、気象台の第1層を日進小学校で欠けていることに帰因するものと思われる。このことを確かめるために、測定された中での最大振幅の波群の周期を第7表に挙げておく。これらの周期は第2図や第8図の更に後方或いは第12図の上下動記録に見られるのである。但し、この表に挙げた日進小学校のレーレー波群は気象台のそれとは別種のものである。この表の固

第7表 周期の比較

Table 7. Comparisons of periods.

	気 象 台	日 進 小 学 校
レーレー波群最大振幅の周期	0.10 s	0.07 s
ラブ波群最大振幅の周期	0.03	
起振器による地盤の固有周期		0.11
常時微動の卓越周期	0.14~0.16	0.08~0.12

有周期および卓越周期は、酒井等の測定値⁹⁾である。

さて、P波とS波の速度から算出したポアソン比は第8表のごとくであるので、第1層内のレーレー波群に対しては次の関係が成立しやすい¹⁰⁾。

$$H_1 = (1/4)Tv_{P1}$$

この式に、 $T=10 \times 10^{-2}$ s と $v_{P1}=2.0 \times 10^2$ m/s を代入すると、

$H_1=5$ m となり、これは第10図に示した第1層の厚さと一致する。ラブ波群に関しては、 $H_1=(5/4)Tv_{S1}$ なる関係を用いれば、 $H_1 \approx 5$ m となる。上下両層の速度比が2程度の値しか持たぬと、ラブ波の場合は1/4波長法則は成立しにくい。測定器の周期特性にひきずられて、高次のラブ波が測定されたものと思われる。

第7表に挙げた日進小学校のレーレー波群の位相速度は 4×10^2 m/s であって、下層のS波の速度に近い。また、ポアソン比も0.25よりかなり大きく、0.37であるので、上述の公式の成立には一層疑問の点が多い。然し、今迄の実測経験に習い、敢えてこの公式の適用を試み、 $T=7 \times 10^{-2}$ s と $v_{P1}=6 \times 10^2$ m/s とを公式に代入すると、 $H_1 \approx 10$ m となる。これは第10図の日進小学校の第2層の厚さと一致している。第8図に見られる位相速度 $20 \sim 11 \times 10^2$ m/s のレーレー波群はリーキングモードに属し¹¹⁾、理論的には未解な点の方が多い。但し、その位相速度は下層のP波の速度に近いので、日進小学校の第2層に起因する一種の表面波であることだけは確かである。換言すれば、第1層を欠いているために生じやすくなった波群である。

以上の考察により、气象台および日進小学校で測定された表面波群の成り立ちと第10図に示した地下構造とを結びつけることができた。

次に、第7表により波群の周期と固有周期および卓越周期とを比較してみるに、日進小学校では三者共大体一致しているとみなすことができる。故に、日進小学校の常時微動の卓越周期の成因は上述のレーレー波群と同じであって、基盤の上の層全体の振動と関係している。气象台の常時微動の卓越周期は原著の図には0.10秒も見られる。これは第7表の波群の周期と一致しているが、0.14~0.16秒の方ははずれている。強引さついでに、气象台の基盤の上の層全体の振動の基本周期を次式によって推定してみると、

$$T = 4(H_1/v_{P1} + H_2/v_{P2})$$

$H_1=5$ m, $v_{P1}=2 \times 10^2$ m/s, $H_2=10$ m および $v_{P2}=6 \times 10^2$ m/s をこの式に代入すれば、 $T=0.17$ 秒となる。この値は常時微動の卓越周期0.16秒と一致している。故に、气象台の常時微動では、第1層のみに帰因する振動と第1層と第2層との合計に帰因する振動とが測定されるものと思

第8表 地層のポアソン比

Table 8. POISSON's ratio in each layer.

第1層	0.27
第2層	0.37
第3層	0.47

9) 酒井良男・青木武志・川治正則；釧路市に於ける地盤と構造物に対する広尾沖地震の応答に関する調査研究，第2報，建築学会北海道支部第24回研究発表会論文集（1965），93-96。

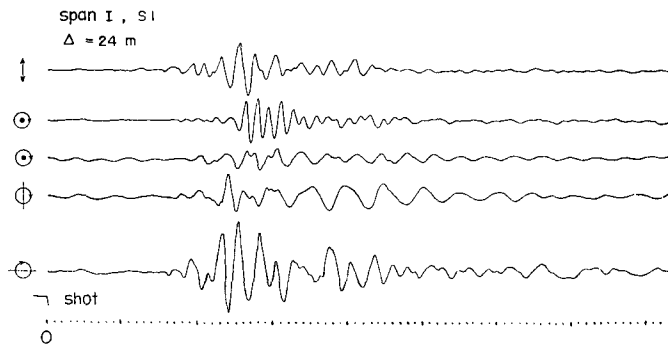
10) K. TAZIME；Dispersive RAYLEIGH Waves in a Layer Overlying a Half Space, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. VII, 1 (1962), 449-458.

11) 浜田和郎；固体-固体波の周期特性に関する模型実験，地震，16 (1963), 133-144.

われる。要するに、第7表に挙げた常時微動の卓越周期は、夫々の地点の基盤より上の層全体に帰因する最低次のレーレー波群の極小群速度に近い位相の周期に相当するものと解釈される。

4.3 回転成分地震計 SH波測定の技術が開発されて来たが、この方法は火薬爆発によるS波の測定には適さない。故に、深度20~30m程度迄の探査しか行なえぬ欠点がある。そのために、筆者等¹²⁾はS波地震計を試作中である。今回の測定に始めて試作第2号器を使用してみた。表の中にrot(小)と記してあるのが第1号器で、rot(大)と記してあるのが第2号器である。未だ2台しかなく、然も今回は火薬を用いなかったもので、試作品の真価をためすことはできなかった。

第11図に↓印を付けたのが板叩きによるtransverse成分の波形である。⊙印は↓印と同一地点においたrot(小)による記録で、回転軸は鉛直方向である。板の叩き方の違いで、⊙印の波形は一見ひどく異なって見えるが、波形の山谷は大体対応づけられる。⊕および⊖印は↓印と同一地点においたrot(大)による記録で、回転軸は測線に直角および測線方向である。板叩きの際は⊖印の回転成分の振幅が大であったが、重錘落下の際には⊕印の回転成分が圧倒的に大であった。



第11図 transverse成分と回転成分との比較

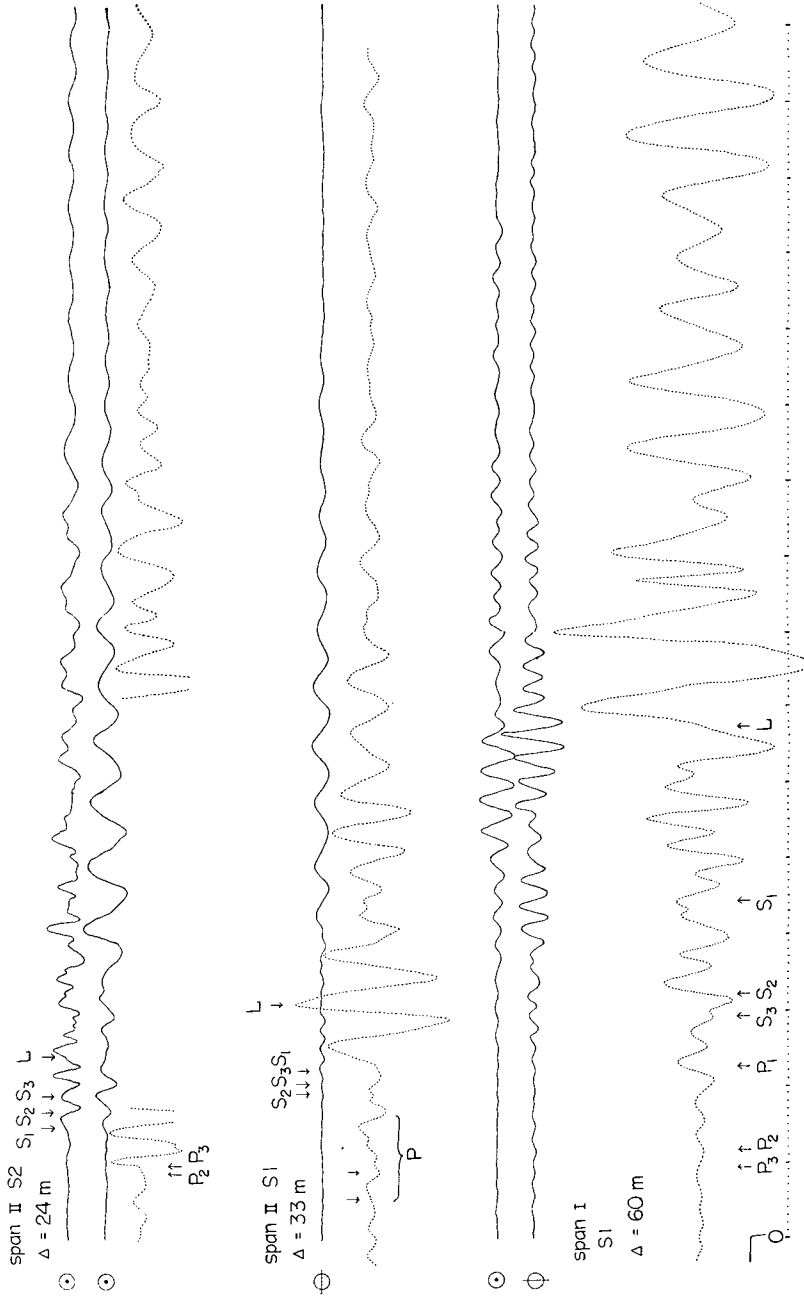
Fig. 11. Comparisons of rotational components with a transverse one.

重錘落下の際の記録例は第12図に示してある。参考のために、同一測定点の上下動の記録を点線で描いておいた。矢印は夫々の記号の波の到着すべき時刻である。 $\Delta=24\text{ m}$ の記録では第1トレースがrot(小)で、第2トレースがrot(大)である。回転軸の方向は同じなので、理想的には、同一波形を描くべき筈なのに、この程度のくい違いを生じた。 $\Delta=33\text{ m}$ と 60 m の記録では⊙印がrot(小)で、⊖と⊕とはrot(大)である。

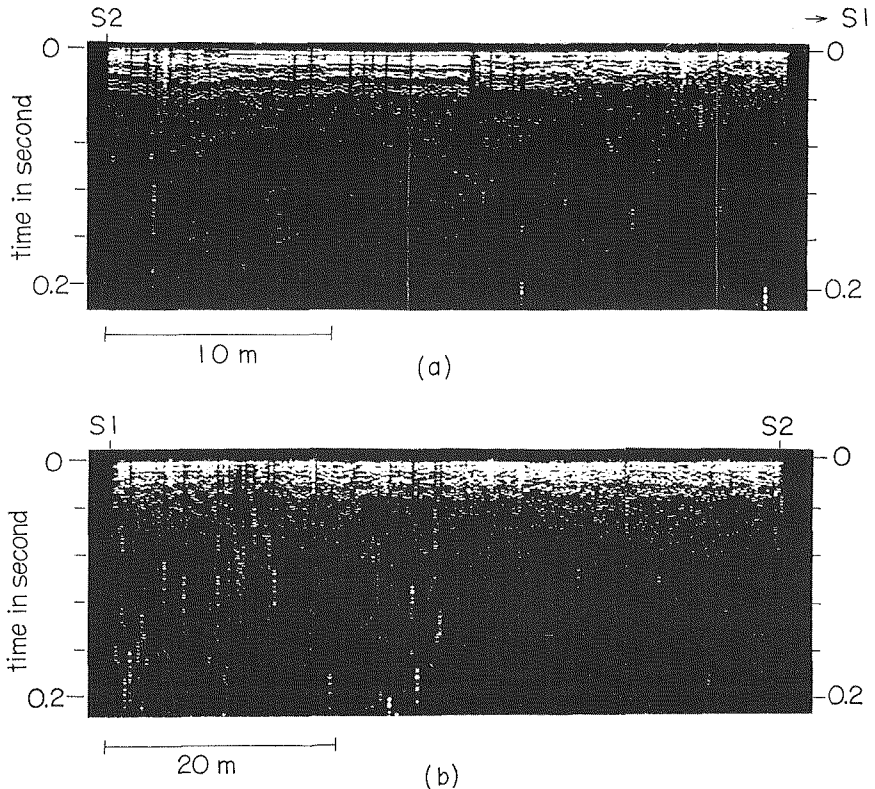
これらの記録のみから回転成分地震計の効用を云々することは未だ出来ぬ。今回は単にこれらの図を眺めるに止め、これ専門の実験を行なった上で、詳しく論じるつもりである。

4.4 浅層反射法 第1図に破線で示してあるのが浅層反射法の測線である。測線Iの測定間隔は0.25mであり、測線IIでは0.5mであった。両測線共P波とS波の測定を携帯用ステ

12) 田治米鏡二・田 望; 前出5).



第 12 図 重錘落下の際の回転成分記録
 Fig. 12. Seismic records of rotational components by a fall of a weight.
 Dotted lines show records of a vertical component.

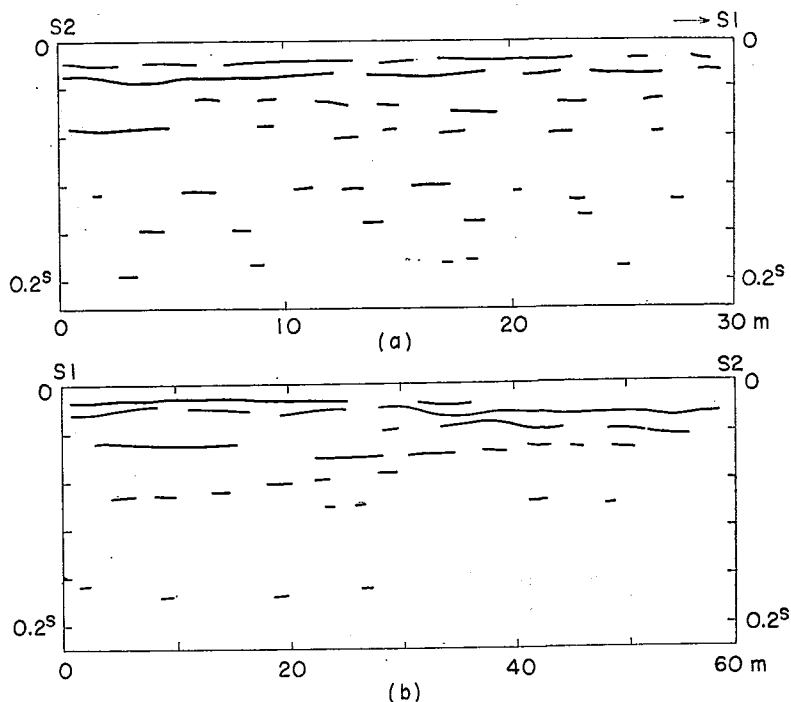


第13図 浅層反射の濃淡記録
(a) 測線 I, (b) 測線 II.

Fig. 13. Reflection methods carried out on (a) span I and on (b) span II.

レオテープコーダー (TEAC 55 S) に同時に記録した。これを濃淡記録方法で再生すると第13図のごとくなる。この再生に際しては、フィルターの通過帯域を200 cps から400 cps とした。また今回は速報の意味でP波の記録しか挙げていない。図の(a), (b)は夫々測線のI, IIに対応しており、測線長はそれぞれ30 m と60 m とである。図が混み入るので、第13図の比較的顕著な反射波の位相だけをとり出して第14図に示した。第14図の縦軸は時間で表わされている。すなわち、これは地層の時間断面図である。次に、第10図の弾性波の速度を用いて、時間軸を長さの単位に換算すると、第15図のようになる。このとき、第14図の上方に見られるきれいに連続した位相は、第10図に点線で表わされている表土の底部によるものと考え、その速度を約100 m/s とした。第15図の実線は、測線Iも測線IIも屈折法によって求められた境界とほぼ一致していて、その深度は測線Iにおいては約5 m と約20 m であり、測線IIにおいては約4 m と約15 m である。第15図に点線で示した反射波の位相は屈折法の結果とは対応しなかったものである。

反射記録には、屈折法では観測されなかった更に深いところ、たとえば測線Iでは深度約70 m のところにも反射面が見られる。これは釧路層の底部に対応するものと思われる。深



第14図 反射面の時間的な位置

Fig. 14. Time-sections of reflection waves.

い反射面は、測線 II では測線の極く一部にしか記録されなかった。ゆえに、測線 II の断面図にはこの反射面は描かれていない。

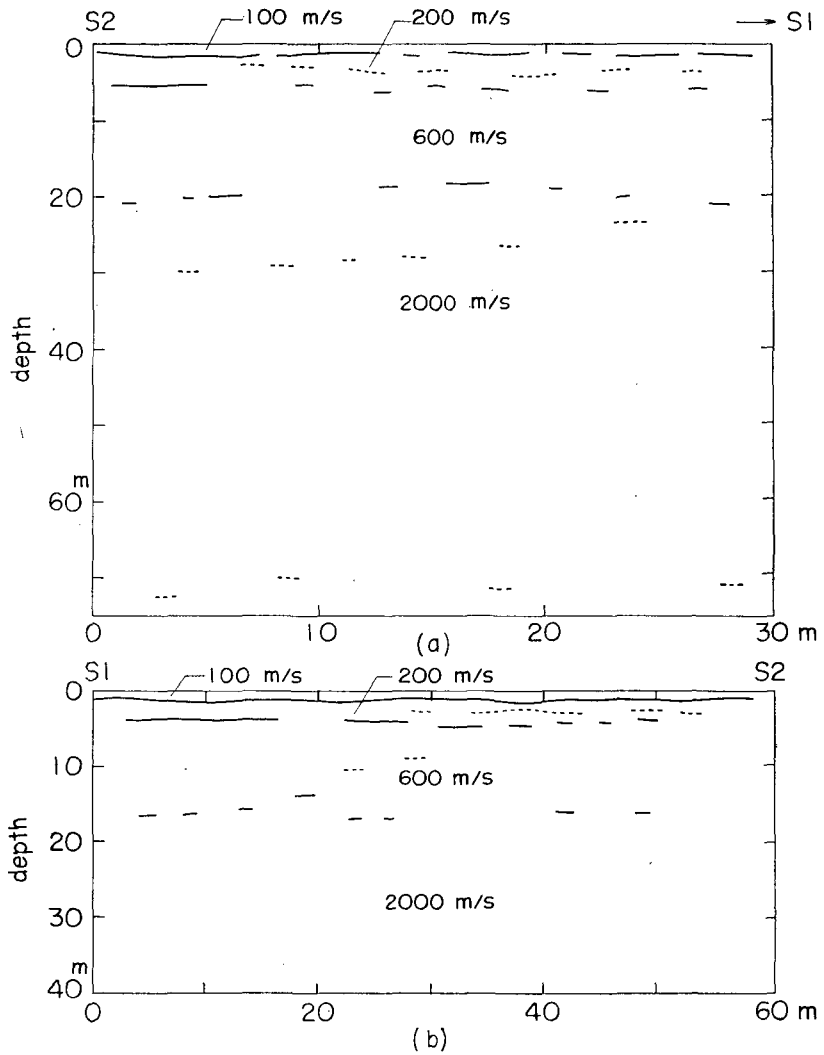
反射記録の通例どおり、第13図には非常に多くの位相が記録されている。これらから有意義な位相だけを抜き出すところに問題が残されている。たとえば、重複反射の位相等が混入して、見掛け上の反射面を記録している恐れもある。屈折法等との併用経験を積むことが大切である。

5. N 値と弾性波速度との関係

標準貫入試験の打撃回数 N 値と S 波の速度との関係が金井¹³⁾ により例示されている。然し、金井が述べている S 波の速度は実測値ではなくて、4.2 に使った公式の T を固有周期と称し、P 波の速度 v_P のかわりに S 波の速度 v_S を代入し、 $H=(1/4)Tv_S$ により H と T とから v_S を算出しているのである。故に、金井の S 波速度は実測値でない点に先ず留意する必要がある。

第2に注意すべきは、4.2 で説明したごとく、この公式に、 v_S ではなくて v_P を用いることにより、今回測定された地盤の弾性波的性状が説明されるのである。このことは、今回の測

13) 金井 清; 国際地震工学シンポジウム, 1962, 27-31.



第15図 反射波による地層断面図

Fig. 15. Several layers deduced from reflection method.

定に限らず、今迄にも数多く経験されている^{14),15),16)}。

第3に問題であるのは、

$$(i) H=(1/4)Tv_p \quad \text{および} \quad (ii) H=(1/4)Tv_s$$

なる公式の意義である。

14) 田治米鏡二；弾性波実験の一例(2)，物理探鉱，9 (1956)，126-128。

15) K. TAZIME；Wave Groups Generated by a Very Small Explosion，J. Phys. Earth，4 (1956)，113-126。

16) K. TAZIME；Relations between Charge Amounts and Periods in Resulting Seismic Wave Groups，J. Phys. Earth，5 (1957)，51-59。

分散性レーレー波の極小群速度に対応する基本周期は、ポアソン比が 0.33 以下であれば、極めて精度よく (i) を満たす。ポアソン比が 0.35 を越え、0.50 に近づくとつれ、上記の周期はぐんぐん延び、それは (ii) を満たす。但し後の場合にも、高調波に関しては、依然 (i) が満たされている¹⁷⁾。然もこの場合にも、(ii) に相当する位相よりも、(i) に相当する位相の振幅の方が大になる可能性が多い。

第 4 には振動方向が問題になる。分散性レーレー波では上下動でないと 1/4 波長法則の適用はむずかしい。

振幅に関し、極小群速度は一応注目すべき位相である。然し、この位相が果して振幅の極大値を持つか否かは、まだ理論的に明らかでない。種々な地層条件に対し、レーレー波の振幅が計算された例が少ないので¹⁸⁾、まだ結論が得られぬのである。実測についても、(i) も (ii) も満たされぬ場合もかなりある^{19), 20)}。実測には弾性波の性質の他に、地層条件や測定器の条件も加わるので、公式の成否は余り簡単ではない。故に 4.2 で (i) を用いた際に、いちいち「敢えて」とか「強引に」という註釈をつけた。この事情は別の機会²¹⁾にも述べておいた。

上述のごとく、(ii) から v_s を推定するのは、まだ疑問点と問題点が多すぎる。故に金井の N 値と v_s との関係図から S 波の速度を推定すべきではない。まず、 v_s の実測値と N 値との関係資料を蓄積することが急務である。これの整理ができて始めて、金井の図は何等かの意味を示し、生きてくるかも知れない。

以上はもっぱら完全弾性体を念頭において論じて来た。然し、S 波を論じる場合は、P 波よりも一層、弾性体の不完全性が問題になる。これに関しては未開の面が多すぎる。実測経験事実を集積し、それを整理することが、目下のところ、最も大切である。

謝 辞 この調査の構想および予めの資料は、東大地震研究所金井清教授および北大工学部酒井良男教授から与えられた。測定に際しては、酒井教授と北大工学部助手青木武志氏との世話になった。また、測定には、北大理学部地球物理学科学生長能正武、森明巨、米田征弘および内山成和君等の協力を得た。

この調査のための費用は昭和 40 年度北海道科学研究費の一部および昭和 40 年度文部省特定研究費の一部が用いられた。

17) K. TAZIME; 前出 10).

18) 岡田 広; 分散性レーレー波の変位と周期との関係, 地震, II, 18 (1965), 印刷中.

19) H. OKADA; Analyses of Seismic Waves Generated by Small Explosions. —Experiment at Wakino-machi, Niigata Prefecture— (Continued), J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. VII, 1 (1963), 79-89.

20) 岡田 広; 火薬爆発によって発生する地震波群の解析, 地震探鉱実験グループ会報 37 号 (1965), 45-58.

21) 田治米鏡二; 1/4 波長法則雑感, 地震探鉱実験グループ会報 37 号 (1965), 27-32.

8. Ground Surveys at Kushiro City by Elastic Waves

By Kyozi TAZIME, Hiroshi OKADA and Toshiro KOYANAGI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

The ground of Kushiro Local Meteorological Observatory and Nissin Primary School were fields of the present survey. They lie on Kushiro Hill and apart 500 m from each other. Depths aimed were as far as 20 m from the surface of the earth which had been pointed out from boring data. A weight of 600 kg was dropped freely 3 m for observation of P waves. A wooden plate having length of 3 m was hitted transversely to the span with a stick by a human power for observation of S waves.

In the first layer which has thickness of about 5 m, velocities of P and S waves have been found respectively 0.20 and 0.12 km/s. In the second layer having thickness of about 10 m, these velocities are corresponded to 0.60 and 0.27 km/s. In the third layer which is considered to be the basis and may have thickness larger than 20 m at least, the two velocities are respectively 2.0 and 0.40 km/s. The above classification of the layers and their thickness are well correspondent with the boring data at Meteorological Observatory. The first layer disappears at Primary School.

Differences of the predominant periods of micro tremors between two places may be understood by the present investigation.

Two rotation seismometers were used at the same time when transverse components of waves were observed. Reflection method was also tried. However those investigations were not the substantial aim but a trial or a supplementary work in the present survey.