

地中地震計による探査について

後 藤 典 俊

SEISMIC PROSPECTING BY THREE COMPONENT SEISMOGRAPHS IN BOREHOLE

By *Noritoshi* GOTO

Synopsis

To study the velocity profile and the mechanical characteristics of the media constituting the superficial layers, seismic explorations were carried out on the unsettled ground and observations in boreholes were employed.

In ordinary prospecting, only the first arrivals are normally used and the propagation velocity of the P waves is studied. Attempts are made in this paper to separate waves on the remainder of the trace and to develop the seismic prospecting methods based on the use of transverse and converted waves.

The recordings are made with three component installations of seismographs fixed at the bottom of the borehole. The explosions were detonated in the depth of 1m between 0m and 55m from the mouth of the hole with 5m intervals.

1. 序 論

大規模な建設工事に際して、土木、建築構造物の基盤としての地盤の力学的性質、およびその地下構造を把握するのに、しばしば弾性波探査法が有力な手段として用いられている。同時に標準貫入試験等の土質試験法も広く行われており、ボーリングの実施された地点での力学的な性質も調べられている。筆者はボーリング孔を利用し、発破および板たたきによるP波、S波の振動を地中で受振し、地表で行われた弾性波探査およびボーリングデータによる地下構造を確認するとともに、地中地震計で観測された記録の解析を試みた。

ボーリング孔を利用した弾性波探査にもいろいろあり、hydrophone等による速度検層、剛性検層、3成分地震計による探査等がある。3成分地震計を用いる場合地震計を地中に固定する方法がいろいろ考えられているが、軟弱地盤では穴の途中で固定するのは壁が軟かく困難なので底につきさす方法が用いられた。

地中に地震計を入れて発破振動を観測すると一般に地表で観測した波形に比べて単純になる。これは、地中には表面波の振幅が小さくなるという事と振動継続時間が短くなるという事に起因する。地表面で行われる一般の弾性波探査で得られる記録は、最初に波が到達してゆれ始めるところは明瞭であっても、後から遅れて到達する波群はたがいに入り乱れて非常に複雑な波形を構成する。しかしボーリング孔内に地震計を入れて地中で振動を観測することにより波形は比較的単純化され直接波、屈折波、反射波等の波群の分離がしやすくなる。また地震計を深く入れる事により測線の長さを節約し、短い測線でより深くの地下層の情報を得る事も可能になるであろう。

また発破震源と板たたき震源による記録を比較し、発破震源によってSV波がどの程度あらわれるかとい

う問題をしらべてみた。

2. 測定場所および測定方法

実験の行われた場所は東大阪地域であり、旧河川敷や沼地が都市の発展とともに埋め立てられ、団地、工場用地として使用されはじめた軟弱都市地盤であり、^{1), 2), 3)} 今後さらに大阪の副都心として大規模に開発されようとしている所である。

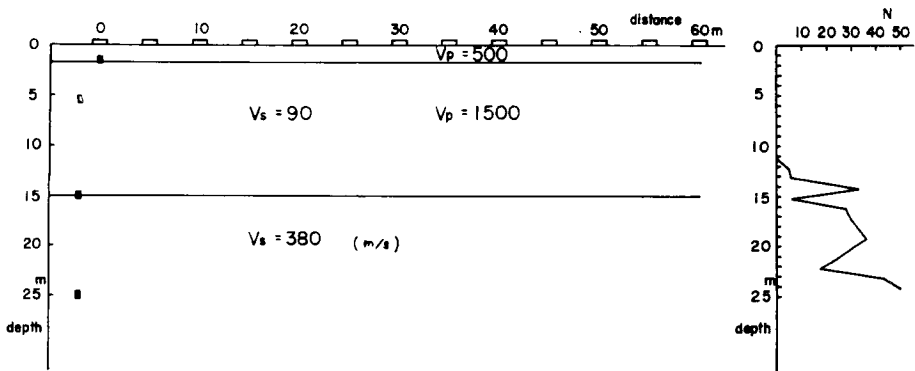


Fig. 1 Ground structure

土質は表層が軟弱な砂質ロームおよびシルト質粘土であり、S波速度は 90 m/s である。地下 12m から砂および砂質粘土があらわれ基盤と思われる 15, 6m から礫まじり砂があらわれている。この層の S 波速

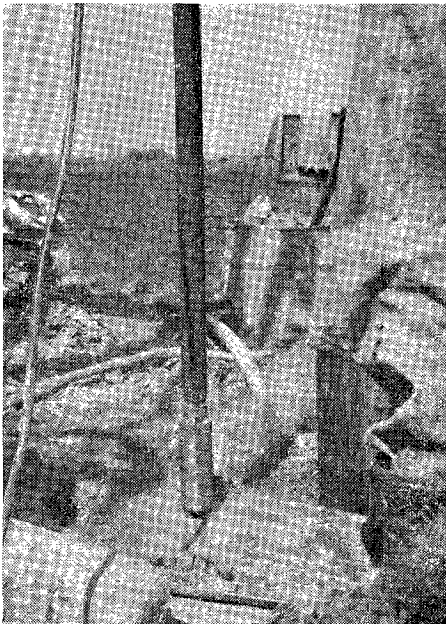


Photo. 1 Three component borehole seismograph



Photo. 2 Preparation for the observation in borehole

度は 300 m/s~400 m/s である。⁴⁾ 実験の行われた地点の地下構造は Fig. 1 に示されている。図の右の部分は標準貫入試験の結果を示したもので横軸にN値をとってある。地下 3.5 m の所から地下滞水層と思われるP波速度 500m/s から 1500m/s に変わる不連続面があるがS波速度には不連続はあらわれない。

測定に用いた地中地震計は、固有周波数25サイクルの地震探鉱用受振器で上下動1成分、水平動2成分をたがい垂直に組合せたもの、およびたがい垂直な3成分をいずれも同じだけ斜め上に向くように組合せたもの、すなわち上から見るとたがい 120° づつひらき、いずれも水平から 35° 20' 傾いている組合せのもの、^{5), 6)} この2種類の3成分地中地震計を使用した。地震計の設置の方法は、一般には孔壁に力をおさえつける方法がいろいろ工夫されている。しかし軟弱な地盤では孔壁は軟かくて耐えられない場合が多く、ここでは孔底につきさす方法をとった。ボーリングのロッドあるいはビニールパイプの先端に地震計のカプセルをネジ込んでとりつけ、上から押し込んでやる。(Photo. 1, Photo. 2)

測線の展開は Fig. 1 のように地表面に基準点を取り、ここから 5m 間隔に震源の位置をきめ、板たたきおよび深さ 1m の発破孔を掘って雷管1本からダイナマイト 25g 程度の発破の震源を移動させてゆく。地震計の位置は基準点の位置、およびその真下深さ 3 m のところ、水平距離 -4 m の位置の真下 6m, 25m のところにそれぞれ黒い点で示されている。板たたきの方法は測線方向と直角、地面に水平に板を置き SH 波の発生する向きに叩いたものと、測線方向に板を置き SV 波の発生する向きに叩いたものがある。得られた記録の一例を Fig. 2 に示す。

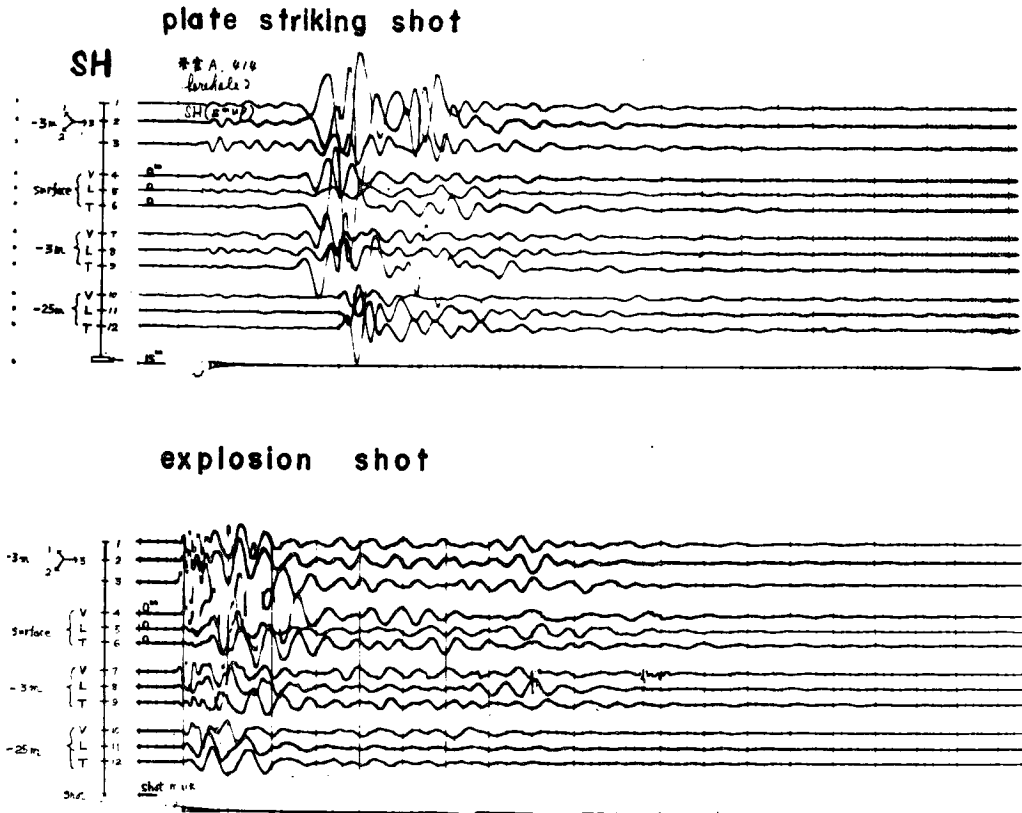


Fig. 2 Sample records

3. 解 析

得られた原記録は一つの震源に対して地震計は地表、地下 3 m, 6 m, 25 m の各トレースに展開しているので (Fig. 2), この記録の一つのトレースに注目し、震源の位置の順番に並べあつす。このようにして Fig. 3~7 に見られるような記録が得られる。

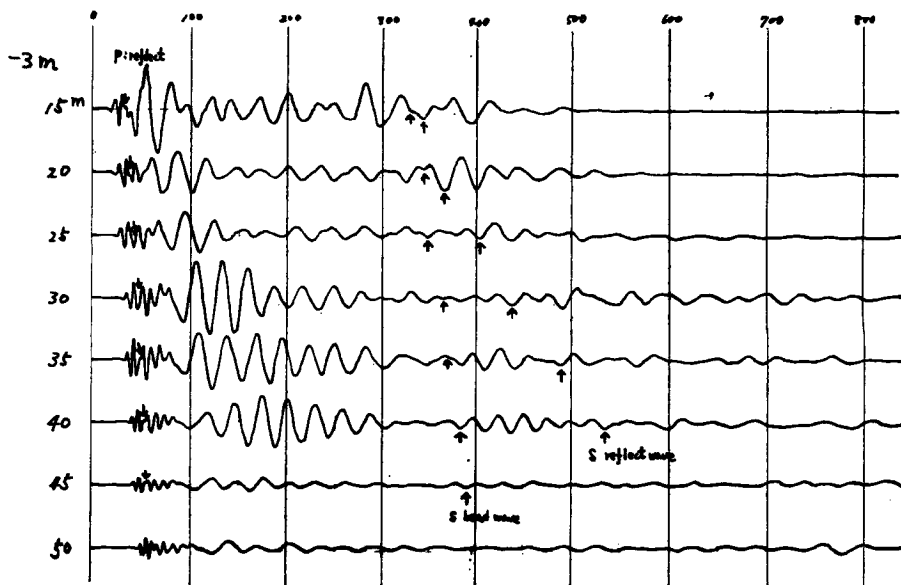


Fig. 3 Sample record of -3m seismograph by explosion shot

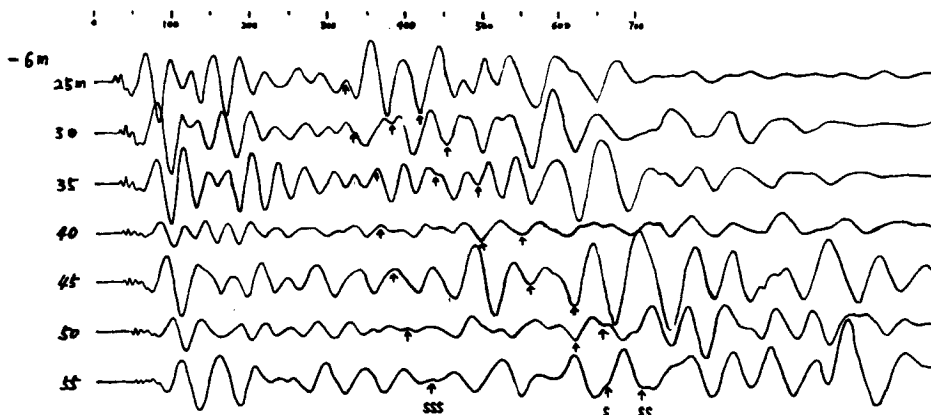


Fig. 4 Sample record of -6m seismograph by explosion shot

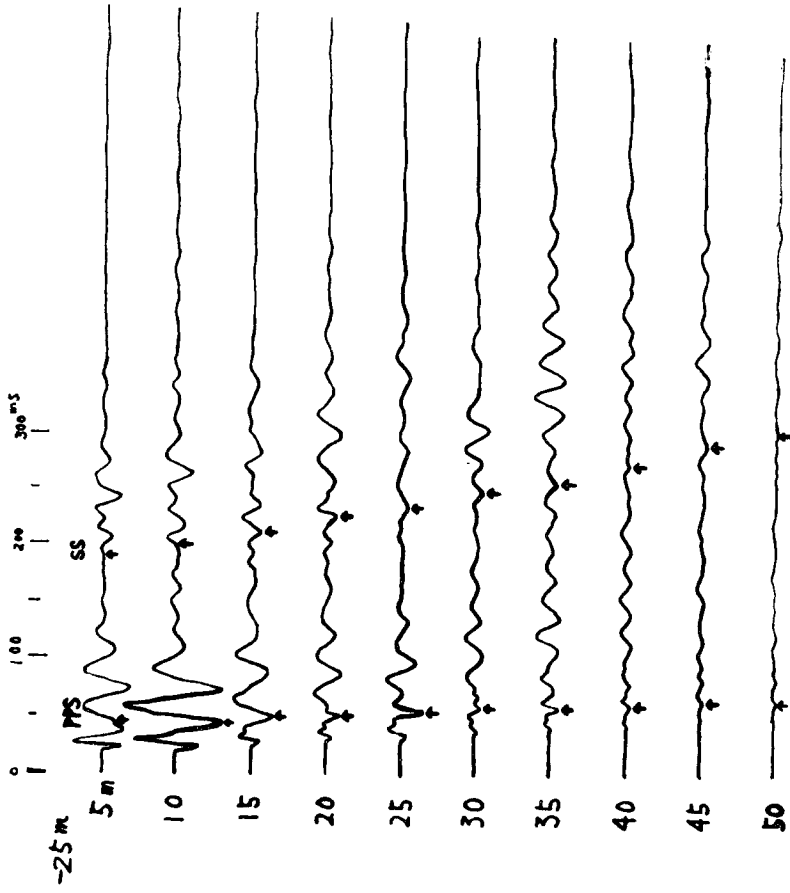


Fig. 6 Sample record of -25m seismograph by explosion shot

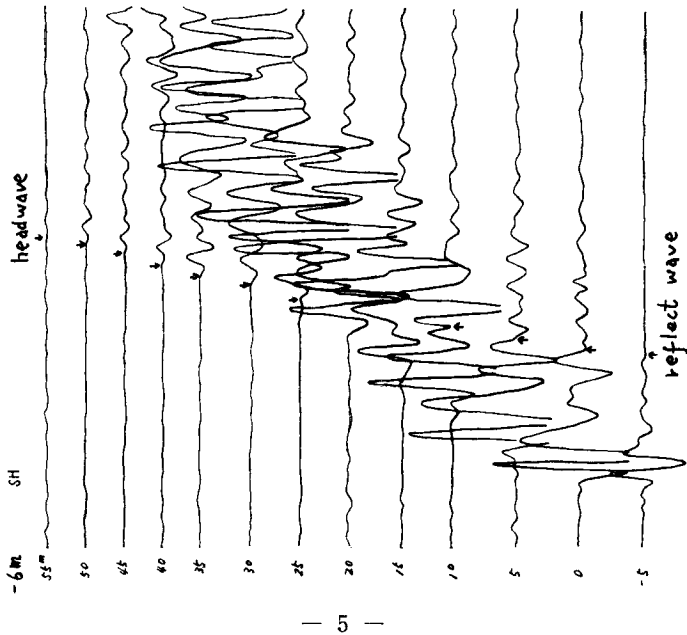


Fig. 5 Sample record of -6 m seismograph by plate striking shot

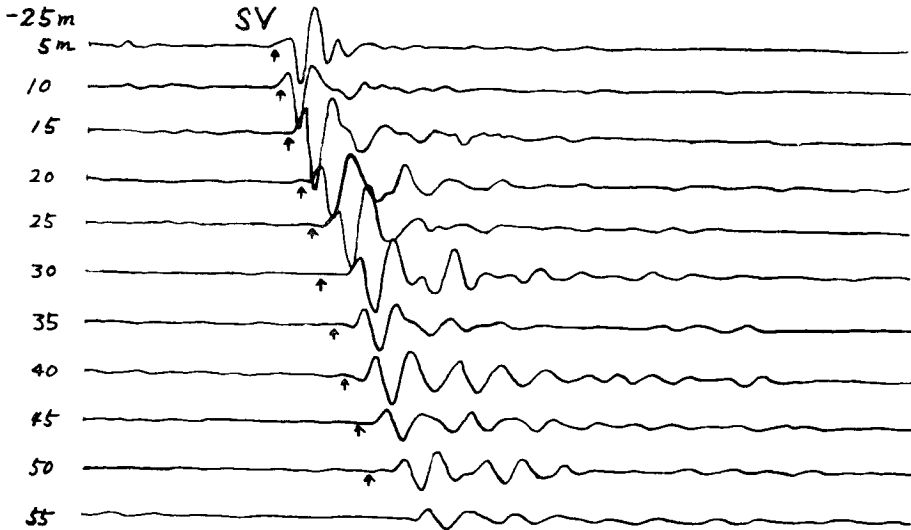


Fig. 7 Sample record of -25m seismograph by plate striking shot

a) 地下 3 m の地震計

Fig. 3 に見られるように 3 m の深さで得られた波形は地表面で得られた記録よりもやや整っている。Fig. 3 は発破震源による記録であり、初動のすぐ後に新しい立ち上りを示す phase が見られる。この phase を P 波が深さ 15 m の境界から反射した波として、Fig. 1 から得られる理論走時と、読み取り値を比較したのが Fig. 8 である。

発破震源から S 波が発生したとすると、深さ 15 m の境界からの head wave および reflected wave は、Fig. 3 のそれぞれの矢印がこれに相当する phase であり、理論走時と読み取り値は Fig. 8 に示されているとおりである。点が読み取り値で直線が理論走時である。これによると、P 波の反射、屈折および S 波の反射、屈折の Phase が理論走時とよく一致して記録上にあらわれている。しかし noise がかなり大きく、明瞭な記録とは言えない。

b) 地下 6 m の地震計

地下 6 m で受振された発破震源の記録は Fig. 4 に示されている。ここでは震源から出たと思われる SV 波の直接波、屈折波、反射波の phase が見られる。これらの波群は単独に分離してあられず他の波の上に小さくかさなっている状態であり、よく注意して見なければわからない。これに対し、板たたき震源による記録は Fig. 5 に示されているとおり、かなり明瞭に S 波の反射、屈折の phase が出ている。Fig. 4 の矢印の phase の走時を示したのが Fig. 9 である。実線は地下構造から予想される理論走時である。

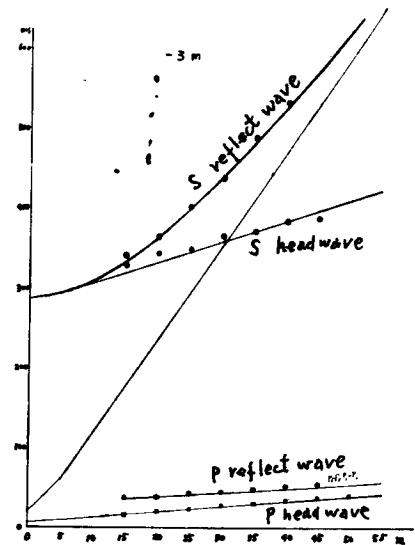


Fig. 8 Time distance plot and theoretical curve of -3m seismograph

c) 地下 25 m の地震計

地下深くなるにしたがって波形は単純化され読み易くなる。地震計は深さ 15 m の境界層より下にあるので Fig. 6 の矢印のついた phase はいずれも屈折波だけである。ゆれはじめは P 波の屈折波の phase であり、次にあらわれる矢印のついた phase は地下 15 m の境界で P 波から S 波に convert し、下層に S の屈折波として透過した波と思われる。しかし、15 m より下の層の P 波速度を 1000 m/s とし、密度は一様だとすると P 波の屈折波である初動と、S に変わって透過した波の振巾を計算してみると⁷⁾、媒質の吸収、および波面の拡がりによる影響を無視すれば、S になる振巾は屈折 P のたかだか半であるにもかかわらず、Fig. 6 に見られるように PPS の振巾が予想以上に大きいようである。このことはさらに資料をふやして確認する必要がある。Fig. 6 では震源から出たと思われる S 波がここでも検出されている。これらの phase の走時と地下構造から得られる理論走時(実線)との比較が Fig. 10 に示されている。また板たたきによる SV 波の記録が Fig. 7 に示されており、矢印は発破震源の記録で読み取った S 波の走時を Fig. 7 の上にするしものである。

4. 結 語

表層および浅層の弾性常数を知る事は、土木、建築構造物の基盤としての、地盤の力学的性質を把握する上で重要な事である。特に S 波の伝播速度を求める事が要求されている。現在板たたきによる S 波発生の方法が実用化されはじめているが、震源のエネルギーが小さいために S 波の到達距離に限度がある。そこで一つの試みとして、地中地震計を利用して発破震源による S 波観測をとり上げた。発破震源は薬量をかえる事によってエネルギーをコントロール出来るという利点がある。一方発破震源からは S 波はあまり出ないという欠点がある。P 波およびレイレイ波の振巾が圧倒的に大きく S 波の観測は困難である。地中に地震計を埋める事によりこれらの困難をとり除く事も一つの試みである。

今回の実験においては明瞭に波群の分離された記録を得る事は出来なかったが、たしかに震源から出た S 波の phase が確認される。今後の課題は、地震計本体をロッドから分離し、固定を強力にし、ロッドおよびケーブルの影響を避ける事、また、震源を遠くに移し、薬量を大きくしていろいろな場合の記録を得る事である。

おわりに終始変らぬ適切な御教示をいただいた吉川宗治教授ならびに鳥通保助教授に深甚なる感謝の意を

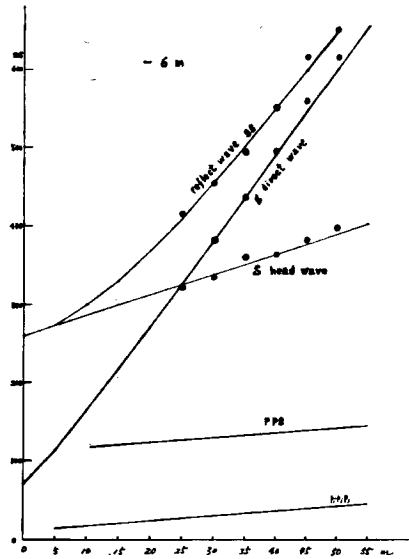


Fig. 9 Time distance plot and theoretical curve of -6m seismograph

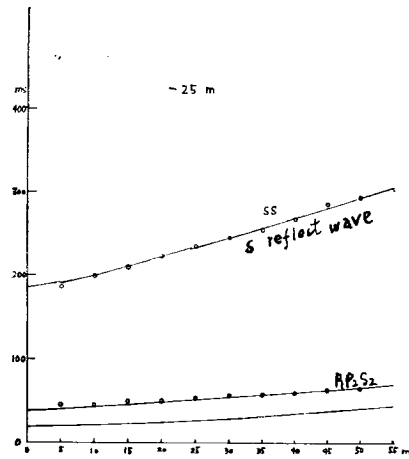


Fig. 10 Time distance plot and theoretical curve of -25m seismograph

表します。また、実験に際して数々の便宜を計っていただいた大阪府土木部計画課の方々に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 吉川宗治他「東大阪地盤調査報告」1965年
- 2) 吉川宗治, 島 通保, 後藤典俊「地盤調査における2, 3の問題」, 防災研究所年報, 第9号1965年 pp.99—109
- 3) 後藤典俊, 「軟弱地盤におけるSH波の反射」防災研究所年報, 第9号1965年 pp.111—117
- 4) 吉川宗治他「東大阪開発地区地盤耐震調査報告書」1966年
- 5) E. I. Halperin and A. V. Frolova, Three-Component Seismic Observations in Boreholes. I, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. No.6, 1961, pp.519
- 6) E. I. Halperin and A. V. Frolova, Three-Component Seismic Observations in Boreholes. II, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. No.7, pp.644
- 7) W. M. Ewing, W. S. Jardetzky and F. Press, Elastic Waves in Layered Media, 1957, pp.74—89