

松代周辺地域における地盤の震動特性について (第2報)

吉川宗治・島 通保・入倉孝次郎

VIBRATIONAL CHARACTERISTICS OF THE GROUND IN THE REGION OF MATSUSHIRO II

By Soji YOSHIKAWA, Michiyasu SHIMA and Kojiro IRIKURA

Synopsis

Comparative observations of earthquake motions at the surface and underground at several points in region of Matsushiro, where the ground structure were measured by P and S waves' prospecting and boring.

The amplitude and phase distributions of S waves part of observed earthquake motions coincide on the whole with that of the theoretical calculation, whose parameters were obtained by S wave prospecting.

Considering properly assumed wave attenuation, the observed coincide more exactly with the theoretical.

1. 序

松代周辺地域における軟弱地盤の震動特性について、地表観測の地震動の振巾スペクトルと、地震探査によって求められた地下構造の関係は第一報で報告したり。

地震時の地盤の震動特性は、地震基盤と考えられる層への地震波の入射スペクトルがわかり、その基盤から地表までの各層の厚さ、および弾性定数が求まれば、重複反射の理論¹⁾によって推定し得ると考えられている。

軟弱地盤においては表層で速度が急速に遅くなるため、近地震の最大動部分は垂直入射のSH-波と考えられる。それゆえ、地震工学において耐震設計上必要な資料は、基盤入射の地震波と、表層のS-波速度と考えられる。

しかしながら、基盤入射の地震波のスペクトルは、何をもちて基盤と考えるか未だ問題であり、また地下構造をきめるに必要なS-波速度の精度よい測定が困難であった。そのため軟弱地盤の地表観測で得られた地震波のスペクトルは種々のピークあるいは谷をもつが、地盤に固有のものを明確に決められない場合が多かった。

最近S-波速度の現場測定の研究が進み、小規模ながらS-波探査が可能になり、極く表層ではあるがS-波速度の分布が明らかになってきた^{2), 3)}。軟弱地盤においては、S-波探査による地下構造はP-波探査によるものと多少異なることが報告されている。これは地下水の飽和状態ではP-波よりもS-波探査の方がより忠実な弾性定数の分布をあらわすと説明されている。

このS-波探査によって求められた地下構造と地震動の地中振巾分布および位相分布の関係を詳しく調べ、P-波およびS-波探査結果の有効性を検討する必要がある。

地表の地震動のスペクトルと地中のスペクトルは、wave-type が同じなら、伝達函数 $H(\omega) \cdot \exp[i\phi(\omega)]$

で関係付けられる。この $H(\omega)$ と $\varphi(\omega)$ が unit amplitude の地表振動に対する地中の振巾分布と位相分布に相当し、地表と地中の二つの観測点間の層構造の parameter のみで決まる量である。従来地中振巾分布のみの議論が多くされているが、 $\varphi(\omega)$ も当然考慮して議論する必要がある。

我々は地表と地中で同時比較観測された地震動のスペクトルから $H(\omega)$ と $\varphi(\omega)$ をもとめ、S-波探査により得られた地下構造から予想される理論値と比較した。これにより S-波探査の有効性を議論し得ると考えられる。

基盤入射のスペクトルについては、地中の基盤と考えられる層で地震波観測を行なっても、そこで得られるスペクトルは入射波と、表層からの反射波との干渉した波であり、地中観測で基盤入射の地震波そのものの direct な観測は出来ない。地中観測により基盤入射のスペクトルを知るには、十分深くて層の境界の影響のないところで観測するか、あるいは表層の弾性定数および減衰定数などあらゆる parameter を全て求めて、理論計算により入射波と反射波を分離する必要がある。その前に観測および実験的に $H(\omega)$, $\varphi(\omega)$ の特性を検討し、震動特性に対する S-波探査結果そのものの有効性を議論する必要がある。

基盤入射の波について定性的な傾向を知るために、霧岩上と地盤上の比較観測を行なった。

2. 地中振巾分布および位相分布

地表で観測された地震の S 波部分のスペクトルを $f_0(\omega)$ とし、地中の borehole 地震計によって記録された S 波部分のスペクトルを $f(\omega)$ とすると、

$$f(\omega) = H(\omega) \cdot \exp[i\varphi(\omega)] \cdot f_0(\omega) \quad (1)$$

ここで $H(\omega) \cdot \exp[i\varphi(\omega)]$ は a transfer function である。

この $H(\omega)$ および $\varphi(\omega)$ は、 $f_0(\omega)$ と $f(\omega)$ が共に同じ wave type (この場合 SH waves) のものと考えられ、入射波が表面や境界面で他の波に convert しない限り、単に地下構造によって決まる周波数の函数であり、地震時の地盤の地中振巾および位相分布をあらわす。

半無限弾性体上に水平な二層構造を考え、地中の観測点が第一層にある時観測されたスペクトルを $f_1(\omega)$ 第二層にある時観測されたものを $f_2(\omega)$ 、および第三層すなわち半無限弾性体中で観測されたものを $f_3(\omega)$ とする。

垂直下方から plane harmonic SH waves が入射した時、波の減衰を無視すると、

$$f_1(\omega) = h_1(\omega) \cdot f_0(\omega) \quad (2)$$

$$f_2(\omega) = h_2(\omega) \cdot f_0(\omega) \quad (3)$$

$$f_3(\omega) = h_3(\omega) \cdot f_0(\omega) \quad (4)$$

ここで

$$\begin{aligned} h_1(\omega) &= \cos\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \\ h_2(\omega) &= \cos\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \cdot \cos\left[\left(\frac{z-H_1}{v_2}\right)\omega\right] - \alpha \sin\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \cdot \sin\left[\left(\frac{z-H_1}{v_2}\right)\omega\right] \\ h_3(\omega) &= \left\{ \cos\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \cdot \cos\left[\left(\frac{z-H_1}{v_2}\right)\omega\right] \right. \\ &\quad \left. - \alpha \sin\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \cdot \sin\left[\left(\frac{z-H_1}{v_2}\right)\omega\right] \right\} \cos\left[\left(\frac{z-H_1-H_2}{v_3}\right)\omega\right] \\ &\quad - \beta \left\{ \cos\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \cdot \sin\left[\left(\frac{z-H_1}{v_2}\right)\omega\right] \right. \\ &\quad \left. + \alpha \sin\left[\left(\frac{z}{v_1}\right)\omega\right] \cdot \cos\left[\left(\frac{z-H_1}{v_2}\right)\omega\right] \right\} \sin\left[\left(\frac{z-H_1-H_2}{v_3}\right)\omega\right] \end{aligned}$$

(2) および (3) 式の $h_1(\omega)$, $h_2(\omega)$, $h_3(\omega)$ が (1) 式の $H \cdot e^{i\varphi}$ に相当するが、それらは常に real であるから位相角 $\varphi(\omega)$ は、 0° か 180° かのどちらかしかならない。 $H(\omega)$, $\varphi(\omega)$ は共に ω の周期函数で、

$\varphi(\omega)$ が 0° から 180° へとぶ周波数で $H(\omega)$ が 0 となる。すなわちこの周波数で観測点が node となる。

(4) 式の $f_0(\omega)$ は、半無限弾性体を基盤と考えた時、そこへ地中地震計を置いて観測されたスペクトルを示す。式からもわかる様に、これは基盤層で観測しても基盤入射波のスペクトルそのものを表わさず、表層の影響を受けた波を観測することになる。

実際には地震波の減衰も考慮しなければならない。減衰の型として Voigt 型を考え⁵⁾、 $\xi_1\omega/\rho_1v_1^2 \ll 1$, $\xi_2\omega/\rho_2v_2^2 \ll 1$, および $\xi_2\omega/\rho_3v_3^2 = 0$ を仮定すると、

$$f_1(\omega) = \sqrt{h_1^2 + h_1'^2} \cdot \exp(i\varphi_1) \cdot f_0(\omega) \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$f_2(\omega) = \sqrt{\frac{h_2^2 + h_2'^2}{h_1^2 + h_1'^2}} \cdot \exp(i\varphi_2) \cdot f_0(\omega) \quad \dots\dots\dots (6)$$

となる。

ここで

$$h_1' = \left(\frac{\xi_1 z}{2\rho_1 v_1^3} \right) \cdot \omega^2 \cdot \sin \left[\left(\frac{z}{v_1} \right) \omega \right]$$

$$h_2' = \left\{ \frac{\xi_1 H_1}{2\rho_1 v_1^3} + \frac{\alpha \xi_2 (z - H_1)}{2\rho_2 v_2^3} \right\} \omega^2 \cdot \sin \left[\left(\frac{H_1}{v_1} \right) \omega \right] \cdot \cos \left[\left(\frac{z - H_1}{v_2} \right) \omega \right] \\ + \left\{ \frac{\xi_2 (z - H_1)}{2\rho_2 v_2^3} + \frac{\alpha \xi_1 H_1}{2\rho_1 v_1^3} \right\} \omega^2 \cdot \cos \left[\left(\frac{H_1}{v_1} \right) \omega \right] \cdot \sin \left[\left(\frac{z - H_1}{v_2} \right) \omega \right]$$

$$\varphi_1(\omega) = \arctan \left(\frac{h_1'}{h_1} \right)$$

$$\varphi_2(\omega) = \arctan \left(\frac{h_2'}{h_2} \right) = \arctan \left(\frac{h_1'}{h_1} \right)$$

ξ_1, ξ_2 : 第1層および第2層の粘性係数

(4), (5) 式の右辺の根号の部分が $H(\omega)$ に相当し、 $H(\omega)$ は 0 にならない。 $\varphi_1(\omega), \varphi_2(\omega)$ は -180° から $+180^\circ$ まで ω の連続函数として変化する。

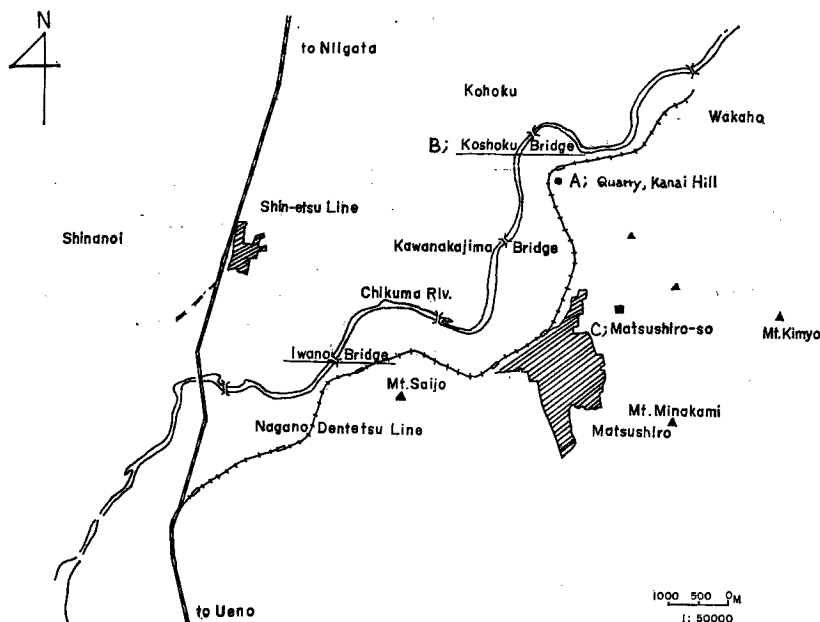


Fig. 1 Roughly Map of Matsushiro and the Vicinity.

地震探査によって f_1 , f_2 を求めるのは、現在のところ非常に困難であったため、ここでは適当な数値を仮定し、(5)、(6) 式により計算値を求めた。

3. 観測点の概況および観測方法

観測点の位置と略図は Fig. 1 に示されている。A地点の金井山は奇妙山、尼飾山の最北端の斜面で、千曲川の南東岸にせり出している小高い丘で、石切場となっている。地質は^{a)}、奇妙山火山岩類の上部を占める紫火砕流堆積物である^{b)}。岩盤は金井山から千曲川南東岸にかけて沖積層下に没している。その石切場の岩盤上と 200 m 程離れたいも畑の上で同時比較観測を行なった。岩盤でのS波速度の測定は出来なかったが、畑の上では 100~150 m/s 程度である。

B地点の更埴橋の観測点は、金井山から 1 km 程はなれた千曲川にかかっている橋の北岸のリンゴ畑の中にある。ここでは、地表と 10 m のボーリング孔内で同時観測を行なった。地下構造は Fig. 2 に示されて

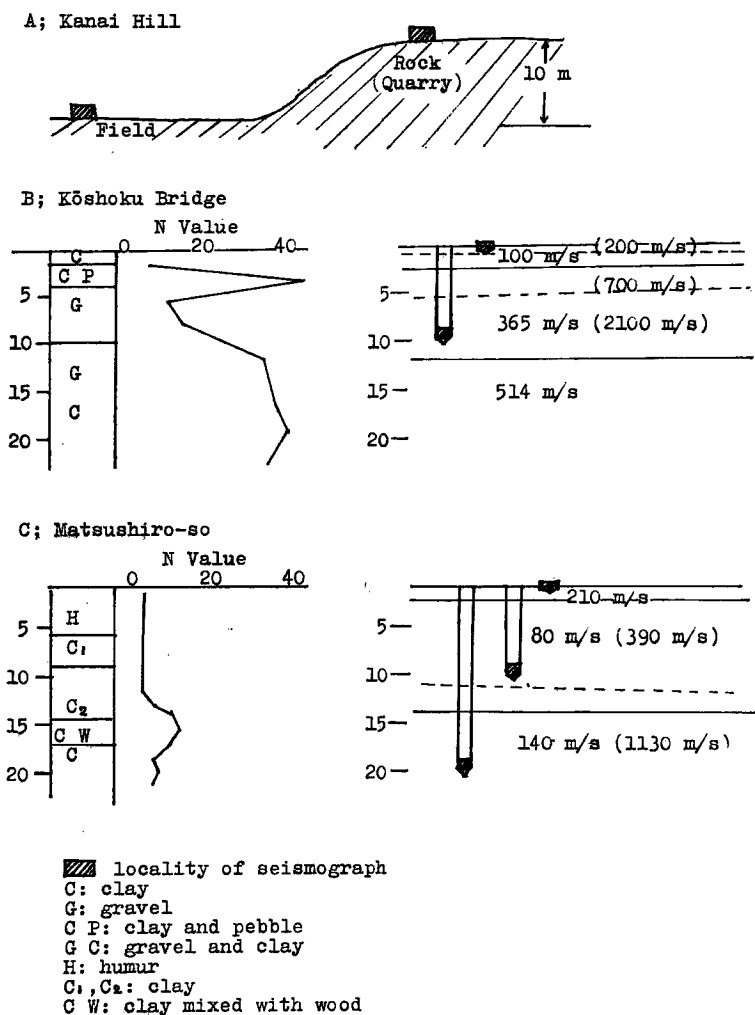


Fig. 2 Geological Structure and Locality of Seismographs at Observation Points.

おり、P-波とS-波の構造がかなりくい違っている。

C地点は国民宿舎松代荘の庭で、地表および10 mと20 mのボーリング孔内で観測を行なった。地下構造はFig. 2に示れている。

観測に用いた地震計は、A地点では固有周波数1 cpsの速度型地震計、B、C地点では固有周波数3 cpsの速度型地中地震計である。

地震計から直流増巾器に接続し、7成分のData Recorderで記録した。Data Recorderの送り速度は15/8 inch/secで30 cpsまでは速度振巾でflatである。

4. 解析および議論

観測された地震をPen Recorderに再生し、125 cpsで振巾を読み取った。地震計の感度に多少ばらつきがあったが、計算の際補正した。

読み取り範囲はS波の主要動の始まりから1～3秒間程度である。Fourier積分はI. B. M. 7090電子計算機を用いて計算した。

Fig. 3はA地点（金井山）で観測された震度1程度の地震の一例である。上側三つのtraceが地盤上、下側三つが岩盤上の記録で、それぞれ垂直成分と水平二成分の記象である。

Fig. 4はC地点（松代荘）で観測された地震の例で、上から-20 m、-10 m、および地表の水平二成分ずつの記象である。

Fig. 5はB地点（更埴橋）で観測された地震のFilterされた記録である。-10 mと地表のそれぞれ三成分の記象を示し、Analog的にスペクトルの傾向をみることができる。

A地点：金井山

地震時の地盤の震動を知るには、基盤への入射波のスペクトルを知らねばならない。

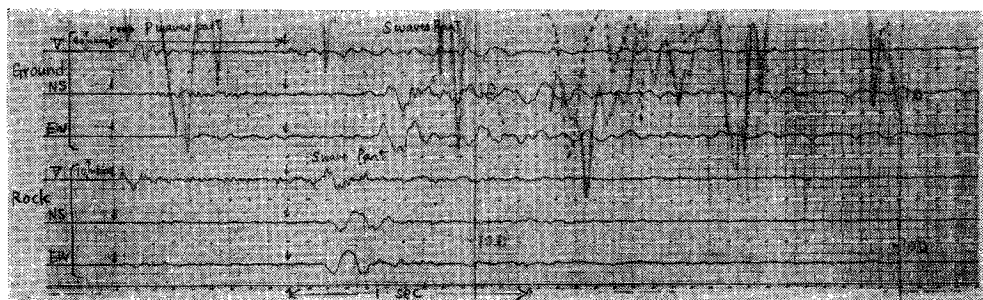


Fig. 3 An Example of Analyzed Earthquakes, A Station Kanai Hill.

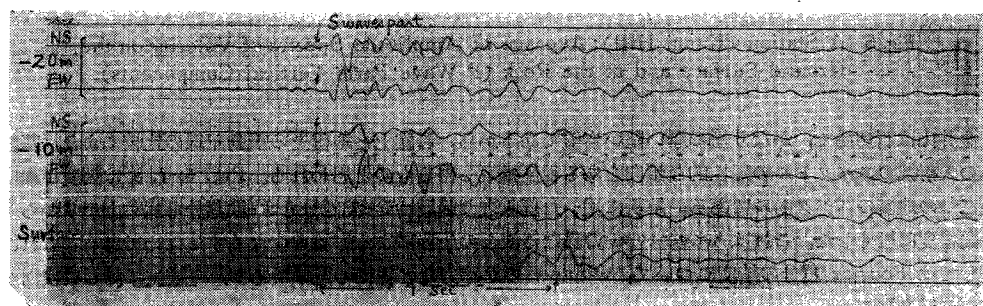


Fig. 4 An Example of Analyzed Earthquakes, C Station Matsushiro.

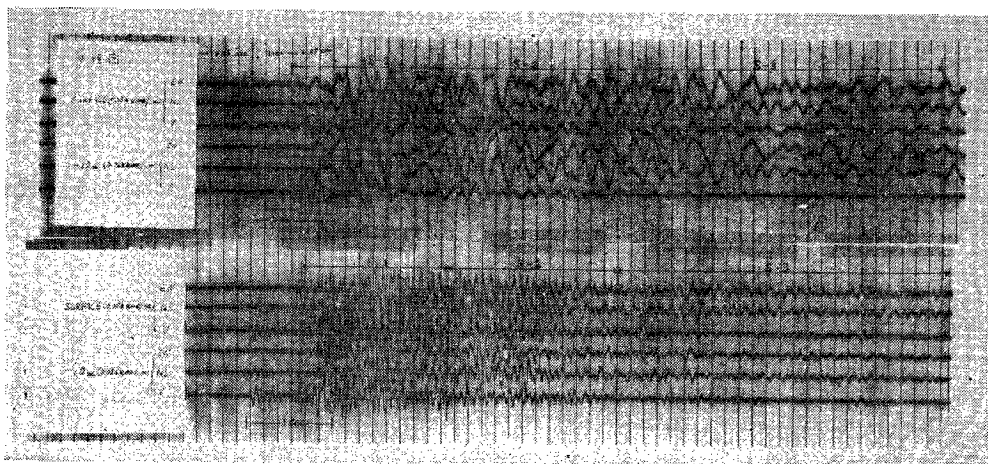


Fig. 5 Filtered Seismograms, B Station Koshoku Bridge.

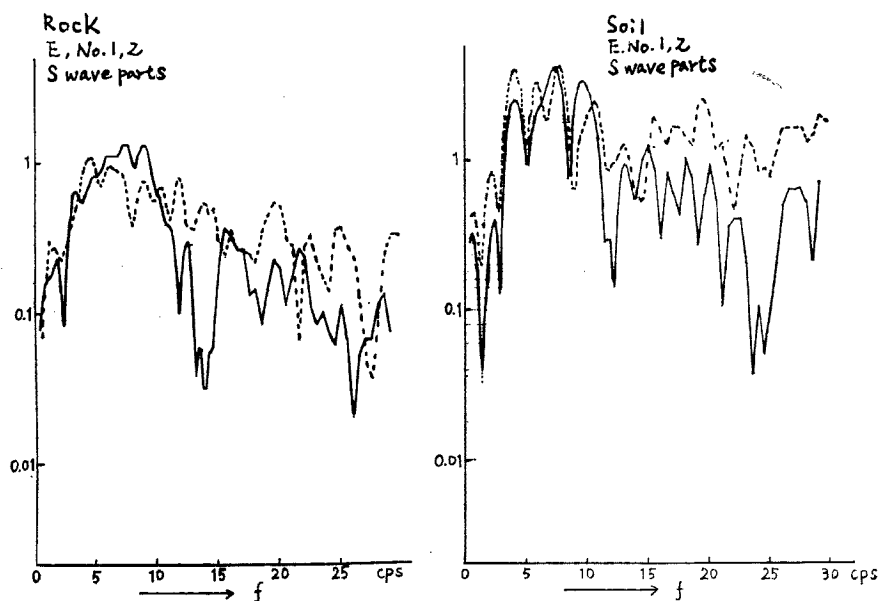


Fig. 6 A Station (Kanai Hill); Average of Amplitude Spectra of Velocity on the Ground Surface and at the Rock (P Wave Parts Vertical Components).

金井山は石切場で、かなり厚い堅い岩盤であるから、岩盤上と地盤上の震動記録の比較により、基盤への入射波のスペクトルの定性的な傾向をある程度推定し得るものと思われる。Fig. 6, 7, 8 は震度1程度の二つの地震のスペクトルである。解析に用いた読み取り範囲はP-波部分もS-波部分も立ち上がりから1秒間程度に短くした。これは wave type の異なる波との干渉による影響を少なくするためである。これに関しては Fourier 積分の精度について、window のかけ方など現在考慮中であり、今後更に詳しい検討が必要と思われる。

Fig. 7, 8 において、3~12 cps の範囲で岩盤上の震動スペクトルはなだらかな山型をなし、比較的凹凸

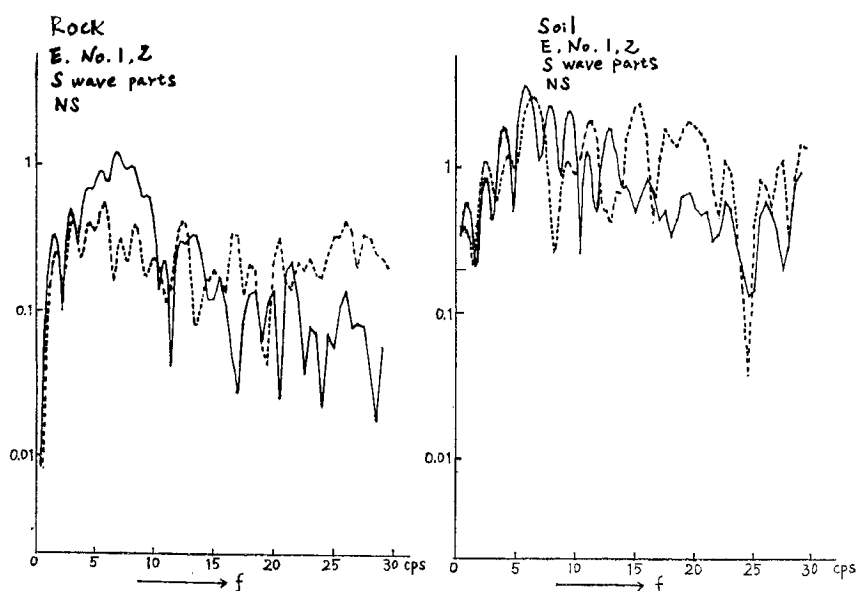


Fig. 7 A Station (Kanai Hill); Average of Amplitude Spectra of Velocity on the Ground Surface and at the Rock (S Wave Parts NS Components).

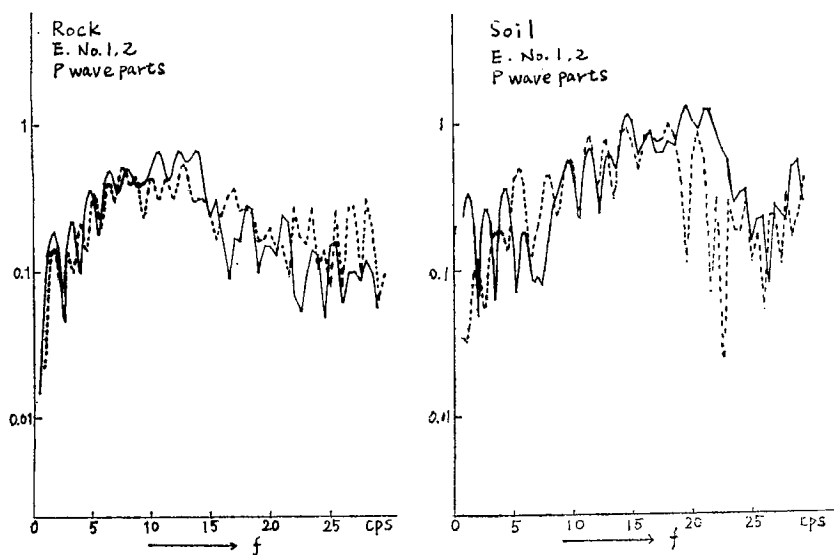


Fig. 8 A Station (Kanai Hill); Average of Amplitude Spectra of Velocity on the Ground Surface and at the Rock (S Wave Parts EW Components).

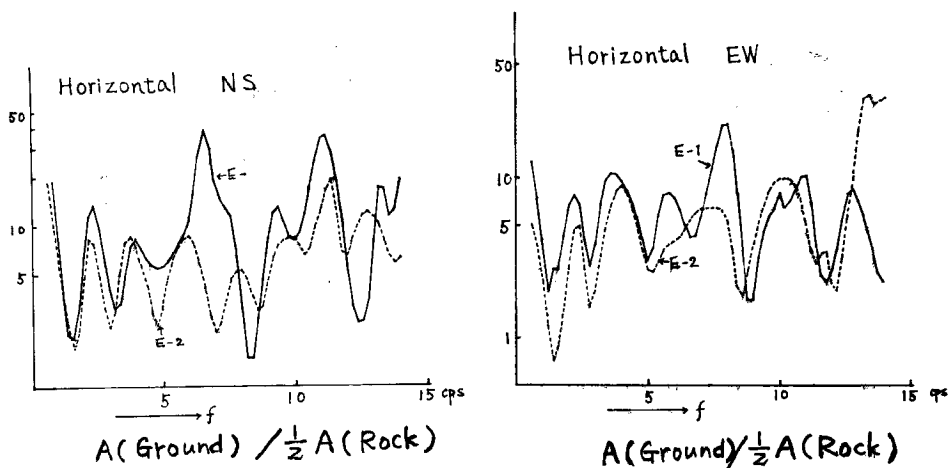


Fig. 9 Amplitude Ratios between the Ground and the Rock.

が少ないのに対し、地盤上のスペクトルは、その上に凹凸の激しいスペクトルを重ねたような形をしている。3 cps 以下は解析時間の問題もあり、今のところ、これ以上議論出来ない。12 cps 以上では crack などによる岩盤自体の微細構造も考えられ、そのままの形で入射波とみなすのは危険である。

Fig. 9 に上記 2 つの地震の地盤と岩盤のスペクトルの比を示した。岩盤上の振巾を $1/2$ にしたのは、基盤入射波と仮定するために、SH-波入射の自由表面の効果を除くためである。地盤の振巾倍率は 2 つの地震共 peak で約 10 倍程度に増巾されている。

B 地点；更埴橋

ここでは 10 m の深さのボーリング孔と地表の比較観測を行なった。

Fig. 5 は解析した地震の一例を low-pass と high-pass の analog filter を通してみたものであり、図に示されているように S-波部分の選び方の違い (S-1, S-2, S-3) によるスペクトルの変化の吟味も合せ行なった。Fig. 10, 11 が S-1, S-2, S-3 parts をそれぞれ別々に Fourier スペクトルを求めたものである。S-1, S-2, S-3 の S-波部分の違いによるスペクトルの形は 10 cps 以下の周波数成分では余り変化しないが、10 cps 以上の高周波成分になると、S-2, S-3 と後になるに従って減少している。Fig. 5

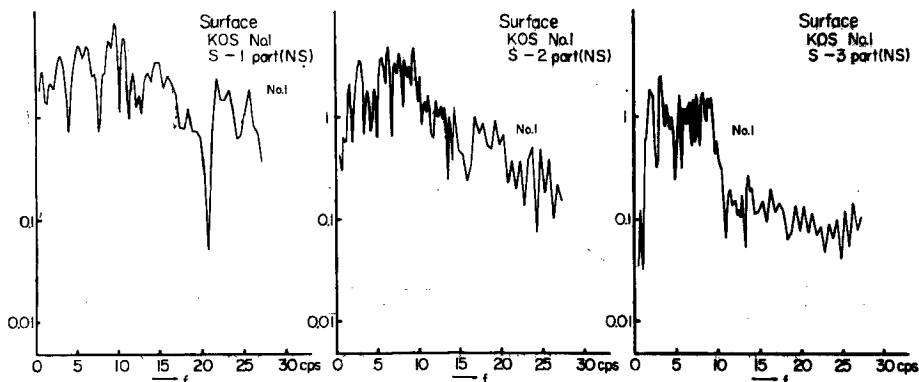


Fig. 10 B Station (Koshoku Bridge); Amplitude Spectra of Velocity of each S Wave Parts Devided into three (Surface, S-1, S-2, S-3).

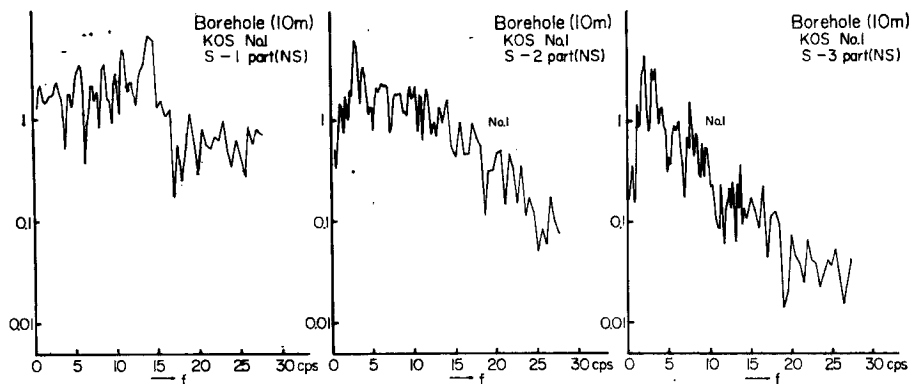


Fig. 11 B Station (Koshoku Bridge); Amplitude Spectra of Velocity of each S Wave Parts Devided into Three (10m Depth, S-1, S-2, S-3.).

B Station KOSHOKU BRIDGE
Average Amplitude Spectrum of Velocity
Horizontal NS

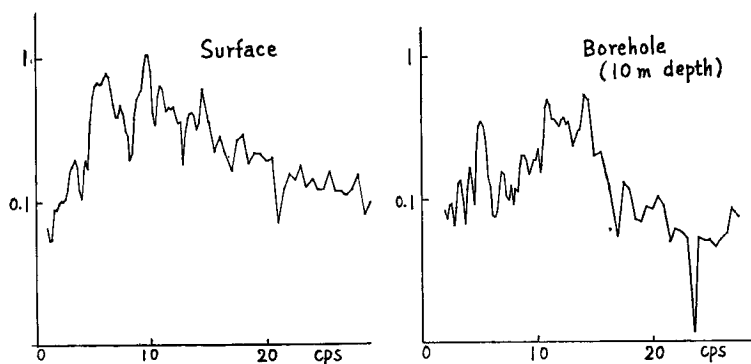


Fig. 12 B Station (Koshoku Bridge); Average Amplitude Spectrum of Velocity (S Wave Parts NS).

の Filter された記録をみても、low-pass の記録はいつまでも震動が続くのに、high pass では急激に減少している。個々の地震波スペクトルは震源や path の違いの影響を受け、地盤の震動特性が明瞭ではない。震源や path による違いが random であるとするといくつかの地震の相乗平均をとって地盤の震動特性が強調される。Fig. 12 が大小4つの地震の平均スペクトルである。地表のスペクトルは6 cps と 9.5 cps で peak をもつが、地中 10 m のスペクトルは 6 cps と 11—12 cps に peak を示す。地表と地中のスペクトルの違いを定量的に取り扱い、地下構造と対応づけるために地表スペクトル $f_0(\omega)$ 、地中スペクトル $f(\omega)$ として、 $f_0(\omega)/f(\omega)$ 即ち、振巾スペクトルの比および位相スペクトルの差をとった。 $f_0(\omega)/f(\omega)$ は (1) 式で表わされる transfer function の逆数であり、地表と地中の観測点間の地盤構造の parameters (層の厚さ、層の S-波速度、減衰常数) のみに依存し、震源スペクトルや震源から地中観測点までの path の違いには関係しない。

Fig. 13, 14 がその地中振巾および位相分布である。これは Fig. 6, 7 に示される地震スペクトルをもち

Kōshoku Bridge

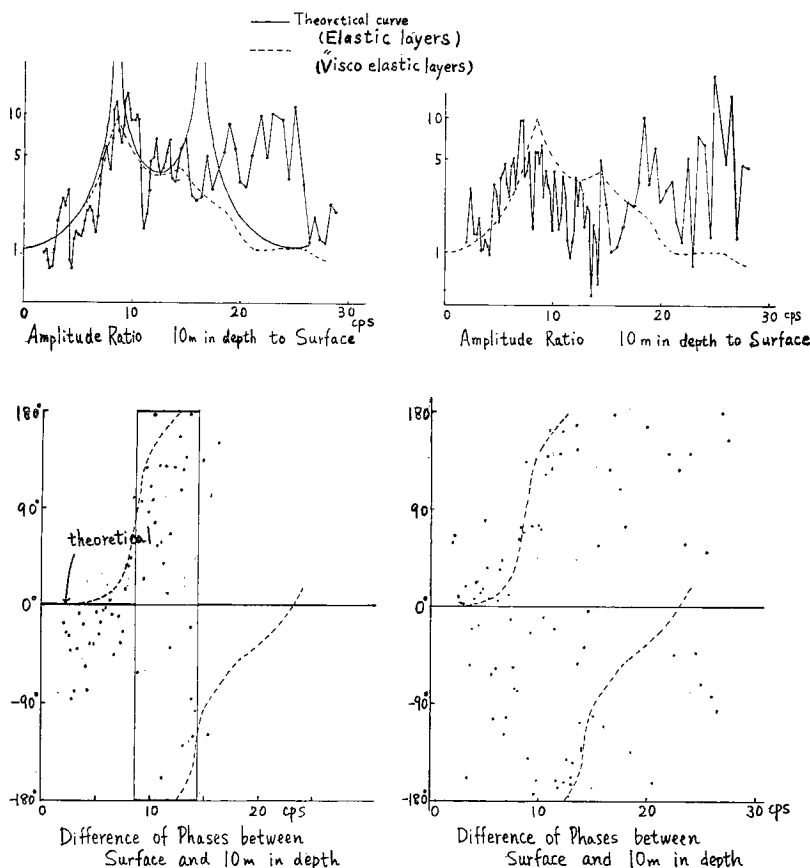
< S₂ Horizontal EW Component >< S₂ Horizontal NS Component >

Fig. 13 Amplitude Ratio Surface to 10m Depth and Difference of Phase between Surface and 10m Depth.

いてS波部分の S-2, S-3 parts の EW と NS 成分についての振巾比と位相差をとったものである。これを見ると 9 cps 付近で位相が逆転し、その付近で地中振巾の増巾率が最大になっている。Fig. 8 の平均スペクトルの 6 cps の peak はみえず、恐らくより深い層によるものと思われる。

S波探査で得られた速度と厚さの parameter Fig. 2 に示されている——を方程式 (3) に代入し、 $f_0(\omega)/f(\omega)$ の理論値を求めたものが、Fig. 9 に実線で示されている。振巾比も位相差も傾向として観測値とよく一致している。

しかしながら、理論値では mode がいくつでも出来るが、観測では higher mode は明瞭ではない。そこで粘性の項を観測値に合うように適当に仮定し、(5) 式より理論値を求めたものが点線である。ここでは $\xi=10^6$ C.G.S である。この値は、粘土質地盤のS波の振巾減衰の測定例からみて、order としてはもっともらしい。

粘弾性体として扱うと、理論値と観測値はかなりよく一致するが、観測値はスペクトルの比や差をとるの

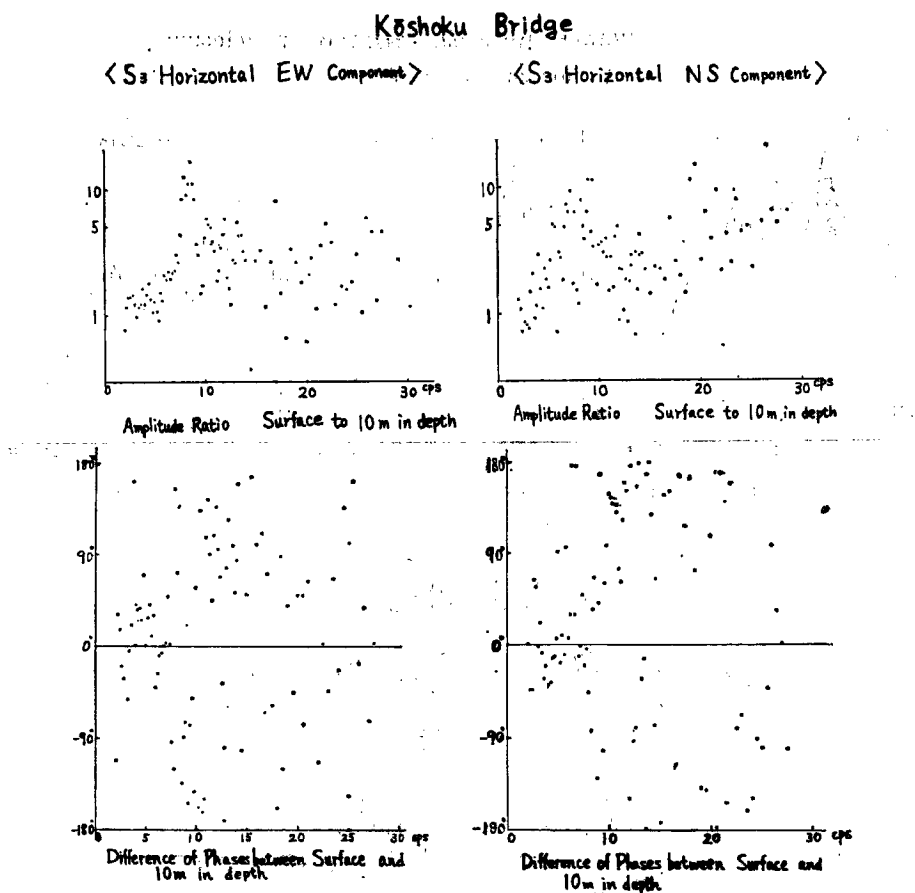


Fig. 14 Amplitude Ratio Surface to 10 m Depth and Difference of Phase between Surface and 10 m Depth.

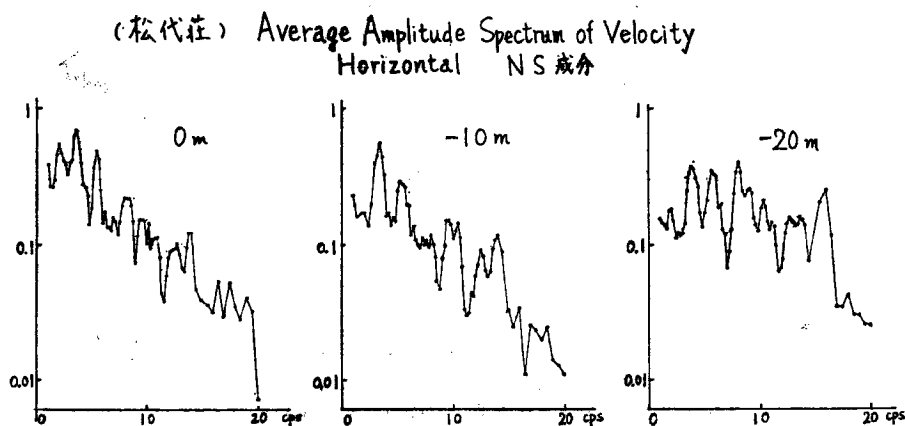


Fig. 15 C Station (Matsushiro); Average Amplitude Spectrum of Velocity (S Wave parts NS).

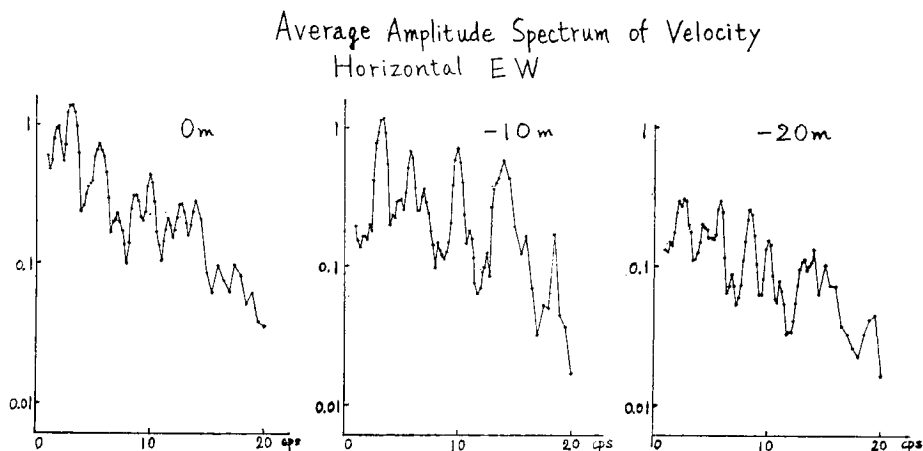


Fig. 16 C Station (Mastushoroso); Average Amplitude Spectrum of Velocity (S Wave Parts EW).

MATSUSHIRO-SO

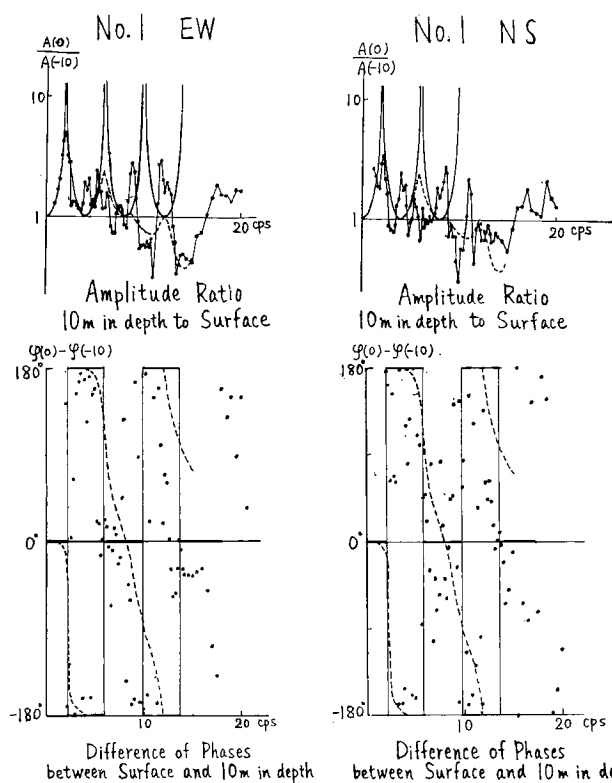


Fig. 17 Amplitude Ratio Surface to 10m Depth and Difference of Phases between Surface and 10m.

で、精度は必ずしも高いといえない。

C地点；松代荘

-10 m と -20 m のボーリング孔内と地表の三点比較観測を行なった。この地盤はN値も小さく、非常に軟弱なS波の遅い層がかなり深く続いている。

Fig. 15, 16 は震度1程度の3つの地震のスペクトルを相乗平均したものである。我々の求めた地下構造が予想される理論スペクトルに比して、地表も地中もスペクトルはかなり複雑である。Fig. 2 の地下構造に示されているように、表面に薄い硬質層があり、S波探査の精度が得にくい所であるから、実際の地下構造は我々が求めたものより、多少複雑なのかも知れない。

観測したスペクトルが振幅比および位相差を求めたのが Fig. 17, 18 である。S-波探査により得られた parameter により計算された理論値も、同図に描かれている。理論値の求め方は更埴橋と同様であり、ここでは(2)式と(5)式を用いている。実線は完全弾性とした時、点線が減衰を考慮した時である。ここでは粘性係数は 5×10^5 C. G. S と仮定したが、order としてはもっともらしいと思われる。

観測値と理論値は 5 cps まではかなり一致するが、それ以上では殆んど合わない。我々の求めたS-波探査による地下構造によると、表層の multiple reflection による fundamental mode は 1.3 cps であり、5 cps 以上になるとかなり higher mode となり、粘性や微細構造の影響をより強く受けるものと思われる。

MATSHIRO-SO

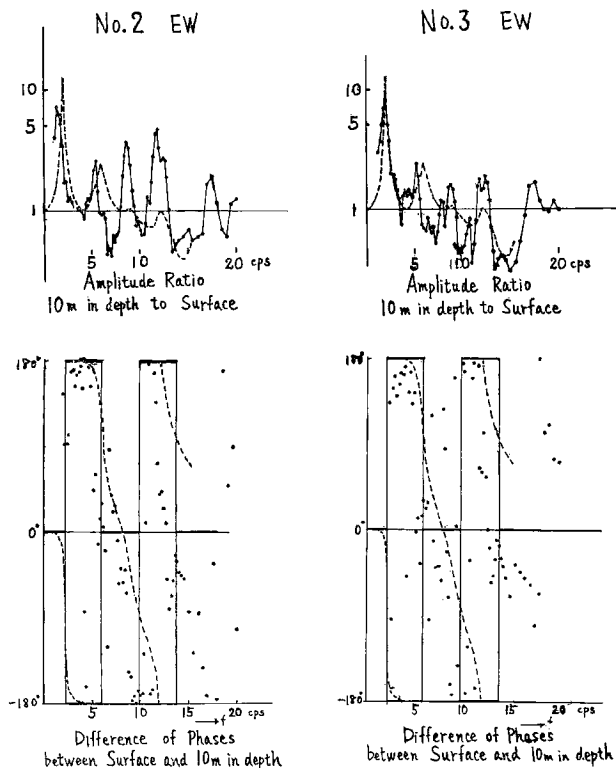


Fig. 18 Amplitude Ratio Surface to 10 m Depth and Difference of Phase between Surface and 10 m.

5. 結 び

地震時の地盤の震動特性を調べるのに、振巾スペクトルに関する議論のみでなく、位相スペクトルを用いてより詳しい議論を試みた。更埴橋、松代荘共に振巾分布、位相分布が観測されたスペクトルから計算したものと、S波探査により得られた parameter による理論値と fundamental mode において非常によく一致する結果が得られた。higher mode に関しては必ずしもよい一致とはいえない。

従来地盤の振動性状を知ろうとする場合、主としてP波初動を基礎にした解析が行なわれてきたが、軟弱地盤ではS波の情報の方がより有効な証拠が得られた。現在のところ未だ非常に小規模のS波探査しか行なわれていないが、より深くまで精度のよい情報を得ることが急務である。

位相スペクトル自体の精度が難しく、今回のやり方では、余り精度は期待出来なかったが、window のかけ方による吟味や cross-correlation の Fourier 変換などを用いて、振巾分布、位相分布の精度を目下検討中である。

基盤入射スペクトルが得られない限り、地震時の地盤の震動性状はわからない。しかしながら、基盤入射のスペクトルの性質を調べる準備として、浅いボーリング孔を用いて、地中の振巾、位相分布と地震探査により求められた地下構造の関係、特に減衰係数の検討が必要である。

謝 辞

今回の観測を手助けしていただいた西正男技官および解析、図表作成にあたって協力していただいた松尾和子氏に厚く感謝いたします。なお本研究に際し、一部文部省科学研究所特定研究の援助を受けて行なわれた。

参 考 文 献

- 1) S. Yoshikawa, M. Shima, N. Goto and K. Irikura "Vibrational Characteristics of the Ground in the Region of Matsushiro I" 京都大学防災研究所年報10 pp.189—199
- 2) K. Kanai, T. Tanaka, S. Yoshizawa, T. Morishita, K. Osada and T. Suzuki "Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground II" Bull. Earthq. Res. Inst. 1966 pp.645—696
- 3) H. Kawasumi, E. Shima, Y. Ohta, M. Yanagisawa, A. Allam and K. Miyakawa "S Wave Velocities of Subsoil Layers in Tokyo I" Bull. Earthq. Res. Inst. 1966 pp.731—748
- 4) I. N. Gupta "Standing Waves in a Layered Half Space" Bull. Seism. Soc. Am. 1965 pp.1153—1161
- 5) K. Kanai "Relation between the Amplitude of Earthquake Motions and the Nature of Surface Layer" Bull. Earthq. Res. Inst. 34 1956
- 6) R. Morimoto, I. Murai, T. Matsuda, K. Nakamura, Y. Tsuneishi and S. Yoshida "Geological Consideration on the Matsushiro Earthquake-Swarm since 1965 in Central Japan" Bull. Earth. Res. Inst. 1966 pp.423—445
- 7) S. Yoshikawa, M. Shima, N. Goto and K. Irikura "Some Problems on the Ground Exploration" (Continued) 京都大学防災研究所年報10 pp.165—180.