

松代周辺地域における地盤の震動特性について

第 1 報

吉川宗治・島 通保・後藤典俊・入倉孝次郎

VIBRATIONAL CHARACTERISTICS OF THE GROUND IN THE REGION OF MATSUSHIRO

By *Soji YOSHIKAWA, Michiyasu SHIMA, Noritoshi GOTO*
and *Kojiro IRIKURA*

Synopsis

The observation of earthquake and seismic prospecting were carried out in the region of Matsushiro in July, 1966.

In order to investigate the vibrational characteristics of the ground, Fourier spectra of observed earthquakes were compared with theoretical spectra computed using the ground structures at the observation points. The ground structures were chiefly measured by seismic prospecting using SH-wave. The theoretical spectra were computed by multiple reflection theory of S-wave.

The theoretical spectra coincided approximately with Fourier spectra of observed earthquakes at the places where the ground structures were obtained rather exactly.

1. 序

松代周辺地域において、軟弱地盤上の3ヶ所、5地点で地震観測、および弾性波探査を行った。この観測の目的は、松代地震の起っている機会を利用して、軟弱地盤上の地震動を観測することにより、地震時の地盤の震動特性の基礎的な資料を得ることである。

地震波が表層の地盤の状態によって、その影響を受け、非常に局地的な震害を引き起すことはよく知られている。これは、地盤が各々、その表層の物理的な性質と厚さに応じた固有の震動特性を示すものとして、近年耐震工学上重要視されてきた。

しかしながら、観測された地震動のスペクトル解析したものには、震源によるもの、伝播径路によるもの、観測地点の表層の地盤によるものなど、大別して3つの影響が入るのは当然であり、またそれを分離することは困難である。その中で、耐震工学上重要な表層の地盤による地震動のスペクトルの相違は、表層近くの地質構造、物理的性質を出来るだけ正確に知り、震源や伝播径路の異なる地震をいくつか解析することにより、知ることが可能になると考えられる。

この地盤の特性として、理論的には、地震波の継続時間に比べて地表層が薄いと考えられる場合、上下層の境界面での反射波が重り合う現象が生じることから、S波による多重反射によって起こることが示されている¹⁾。しかしながら、地質構造の物理常数の中で、地盤の強度を論じるのに最も重要な剛性率を求める上に必要なS波速度は、爆破震動などで明瞭なS波を記録することの困難さのため、ある種の仮定（例えば、 $\lambda = \mu$, $\sigma = \frac{1}{4}$ など）をして、爆破による地震探査によって求めたP波速度から推定されることが多かった。

従って地震時の地盤の震動特性は、理論的にS波の多重反射によるものと考えられたが、弾性波探査、特にS波によってかなり詳しく求められた地下構造から理論的に得られた震動特性と、実際に観測で得た地震動との対比がまだあまりなされていないように思われる。

このS波を人工震動から発生させる方法としては、板たたき法によりかなりきれいなSH波が生じることが物理探査研究 group の小林²⁾等によって示された。またボーリング孔などを利用することにより、さらに明瞭なSH波が測定でき、かなり詳しいS波による地下構造が得られることは筆者等によってすでに報告された³⁾。特に日本の都市によくみられる埋立地などの軟弱地盤においては、地表面のすぐ下に地下水により飽和した状態がみられる。このような地盤では、P波速度はその飽和した水のため、地質状態によって余り変化しないが、S波速度では地質状態に応じた構造がかなり明瞭に得られることがわかった。

松代に起っている群発地震を、松代周辺3ヶ所(岩野橋、更埴橋、国民宿舍松代荘)において、ボーリングと先に述べた地震探査の方法で表層付近の地下構造をある程度詳しく知ることができた地点で、地震観測を地表およびボーリング孔内で行ない、地盤の震動特性の決定を試みた。

観測された地震は、有感・無感合わせてかなりの数にのぼるが、今回はその第一報として、各観測点の地表観測で得た地震のうち、震度1~2程度の有感地震3個づつ解析した結果について報告する。

ボーリング孔内の観測、また地震の規模による震動特性の変化などは、今後更に検討して報告する予定である。

2. 観測点の概況と観測方法

観測点の位置の略図は Fig. 1 に示す通りである。皆神山から西方約 5 km の所にある岩野橋付近 2 地点、北方約 5 km にある更埴橋付近 2 地点、北方約 1.5 km にある国民宿舍松代荘の庭 1 地点で観測を行なった。岩野・更埴の 2 ヶ所では、一応基盤層と考えられるかなり堅い砂礫層が 10~15 m の深さで見出されたが、松代荘では我々の行なった地震探査の方法で基盤層を測定することはできなかった。

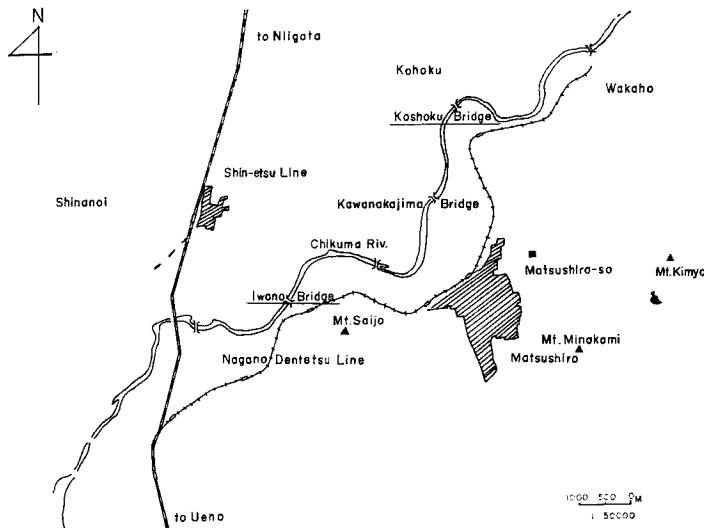


Fig. 1 Roughly map of Matsushiro and the vicinity

岩野橋付近の観測点は、表層付近の地下構造のかなり異なった橋の右岸と、そこから山の方へ 200 m 程離れた地点であって、この 2 地点で同一地震の比較観測を行なった。

更埴橋付近では、橋の両側 200 m 程離れた 2 地点で、ここも表層の地盤がかなり異なっている。南岸の観測点には 10 m のボーリング孔内の観測も行なった。岩野橋と同様に橋の両側で同一地震計の比較観測を行なった。

国民宿舎松代荘では、その庭に地表および 10 m と 20 m のボーリング孔内で観測を行なった。

地表観測に用いた地震計は、固有周期 1 c.p.s. の速度型地震計であり、ボーリング孔内の観測は固有周期 25 c.p.s. の速度型地震計である。(ボーリング孔内は後に 3 c.p.s. の固有周期の地震計でも観測を行なった。) 地震計を直流増巾器に接続し、7 成分の Data Recorder に記録した。

3. 解析方法

観測された地震の例が Fig. 2 である。上方の 6 個の記象が岩野橋付近の 2 地点で同時観測した地震の記録である。その上側 3 つが岩野橋測線 II 地点の 3 成分で、上から垂直方向成分、水平方向 2 成分 (N45° E, N45° W) である。下側 3 つが測線 I 地点で、成分は同様にしてある。

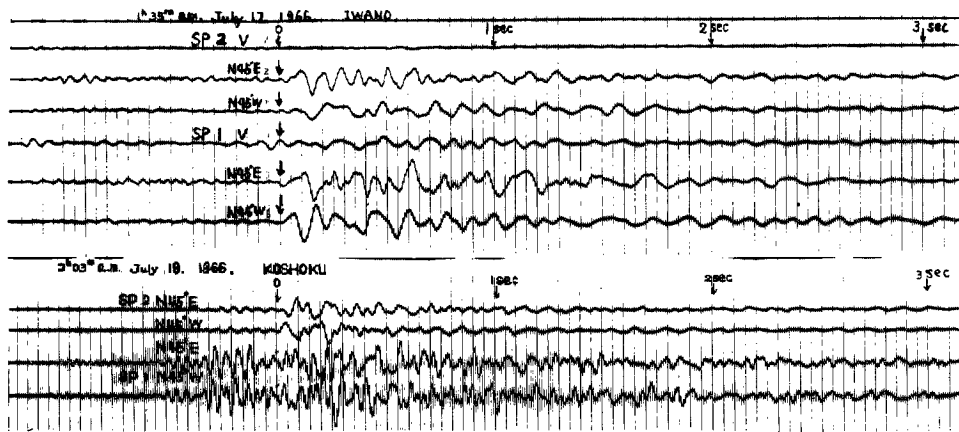


Fig. 2 The examples of analyzed earthquakes

Fig. 2 下方 4 つの記象が更埴橋の両側で同時観測した地震である。上側 2 つが更埴橋測線 II 地点の水平 2 方向成分 (N45° E, N45° W) である。下側 2 つが測線 I 地点の水平 2 方向成分である。測線 I は測線 II の 5 倍の感度で記録してある。

解析方法は、地震動の主要動である S 波部分について読み取り、Fourier 積分を行なって、変位速度の振巾スペクトルを求めた。解析する周波数の範囲は 1~50 サイクルとし、振巾の読み取りの時間間隔は 0.01 秒 (Fig. 2 中、縦にひかれた細かい線の間隔) で行ない、読み取り範囲は S 波の主要動の始まりから 3 秒間を用いた。Fig. 2 の中で矢印で示されている 0 から 3 sec までの範囲である。Fourier 積分は IBM 7090 電子計算機を用いて計算した。

比較のため理論スペクトルとして、金井により示された垂直に入射する無限調和波の多重反射の理論を用いた。日立鉱山における地下 300 m の地点の基盤岩上の地震観測により、基盤に入射する地震波は、ある一定の周波数範囲で、速度スペクトルが一定であると報告されているので、我々もスペクトルの傾向を知るために、基盤層に入射する波の速度スペクトルは一定と仮定して理論曲線を計算した。ここでいう基盤層とは、基盤岩ではなく、地震探査で実測された S 波の速度が 400 m/s 以上の砂礫層である。

理論式は、 \dot{u}_0 を基盤に入射する地震波の変位速度として、 \dot{u}_s を地表における変位速度とすると、三層の平行構造において、

$$\frac{\dot{u}_s}{\dot{u}_0} = \frac{2}{\sqrt{\phi_1^2 + \phi_2^2}} \dots \dots \dots (1)$$

$$\text{ここで } \phi_1 = 2 \cos P_2 \cdot \cos P_1 - 2\alpha \sin P_2 \cdot \sin P_1$$

$$\phi_2 = 2\beta \cos P_2 \cdot \sin P_1 + 2\gamma \sin P_2 \cdot \sin P_1$$

$$\alpha = \frac{\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2}, \quad \beta = \frac{\rho_1 v_1}{\rho_3 v_3}, \quad \gamma = \frac{\rho_2 v_2}{\rho_3 v_3}$$

$$P_1 = \frac{pH_1}{v_1}, \quad P_2 = \frac{pH_2}{v_2}, \quad p = 2\pi f$$

f : 周波数, $v_i (i=1, 2, 3)$: 各層の速度, $\rho_i (i=1, 2, 3)$: 各層の密度,

H_1 : 第一層の厚さ, H_2 : 第二層の厚さ

である。

4. 各観測点の地下構造および震動スペクトル

解析した地震は **Table 1** に示されている。

P-S時間は殆ど 1 sec 前後の近地震で、震度は気象台の観測では 1 ないし 2 と発表されたものである。

Table 1

Earthg. No.	Time	Locality	P-S time	P Max. kine		S Max. kine		
Matsu No. 1	Jul. 14, 1966 22h 51m	Matsu- shiro-so	V	1.08 sec	3.4 kine		1.1 kine	
			EW	"	0.93		2.4	
Matsu No. 2	Jul. 15, 1966 4h 21m	Matsu- shiro-so	V	1.1 sec	0.84		1.3	
			EW	"	0.21		3.8	
Matsu No. 3	Jul. 16, 1966 1h 50m	Matsu- shiro-so	V	1.03 sec	0.55		0.38	
			EW	"	0.13		0.80	
Iwano No. 1	Jul. 17, 1966 1h 59m	Iwano Bridge	V	1.7 sec	I. 0.32	II. 0.23	I. 0.88	II.
			N45°E	"	0.33	0.25	1.69	1.6
			N45°W	"	I. 0.24	II. 0.16	I. 1.96	1.2
Iwano No. 3	Jul. 17, 1966 1h 35m	Iwano Bridge	V	1.21 sec	I. 0.28	II. 0.42	I. 0.55	II.
			N45°E	"	0.22	0.30	1.4	1.0
			N45°E	"	0.18	0.13	1.5	0.7
Iwano No. 2	Jul. 17, 1966 2h 21m	Iwano Bridge	V	1.03 sec	I. 2.7	II. 2.4	I. saturate	II. saturate
			N45°E	"	2.2	1.5	"	"
			N45°W	"	2.1	1.0	"	"
Koshoku No. 1	Jul. 19, 1966 2h 03m	Koshoku Bridge	N45°E	0.8 sec?	SP I. ?	SP II. ?	SP I. 1.4	SP II. 4.2
			N45°W	"	?	?	2.2	4.2
Koshoku No. 2	Jul. 19, 1966 6h 55m	Koshoku Bridge	N45°E	1.34 sec	I. 0.8	II. 1.3	I. 3.6	II. 9.3
			N45°W	"	0.96	0.84	3.6	8.0
Koshoku No. 3	Jul. 19, 1966 7h 07m	Koshoku Bridge	N45°E	1.5 sec	I. 0.92	II. 1.5	I. saturate	II. saturate
			N45°W	"	0.97	0.84	"	"

4-1. 岩野橋付近

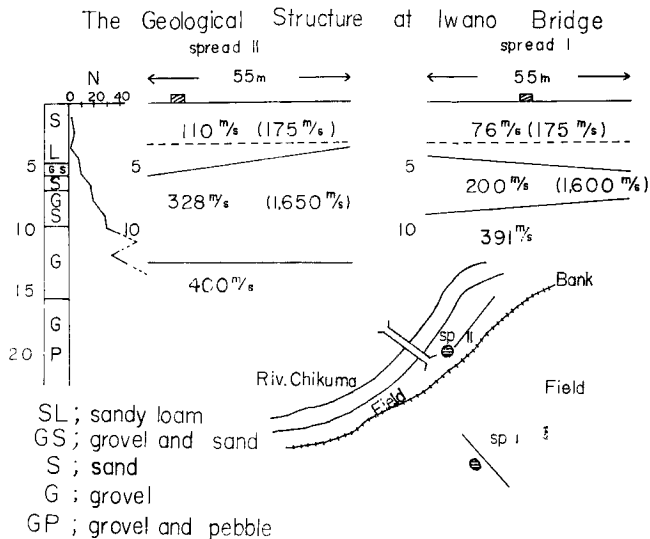


Fig. 3

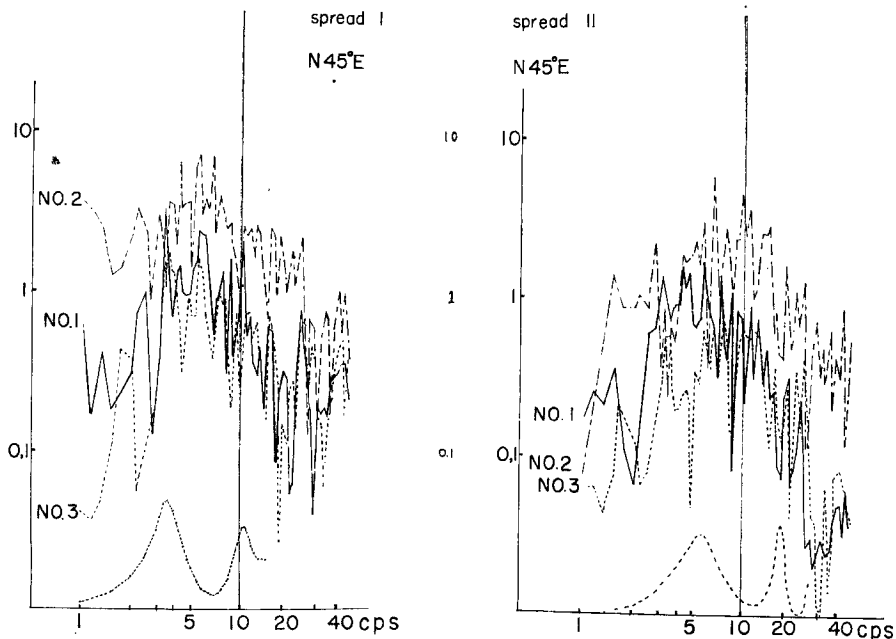


Fig. 4 Amplitude spectra of velocity at Iwano Bridge (Horizontal N45°E component)

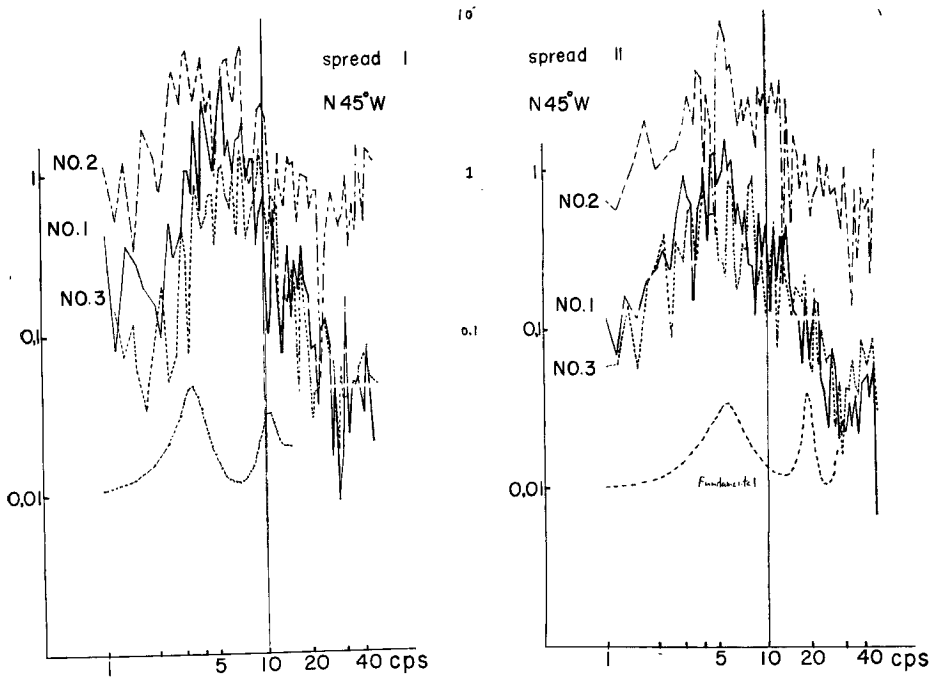


Fig. 5 Amplitude spectra of velocity at Iwano Bridge (Horizontal N45°W component)

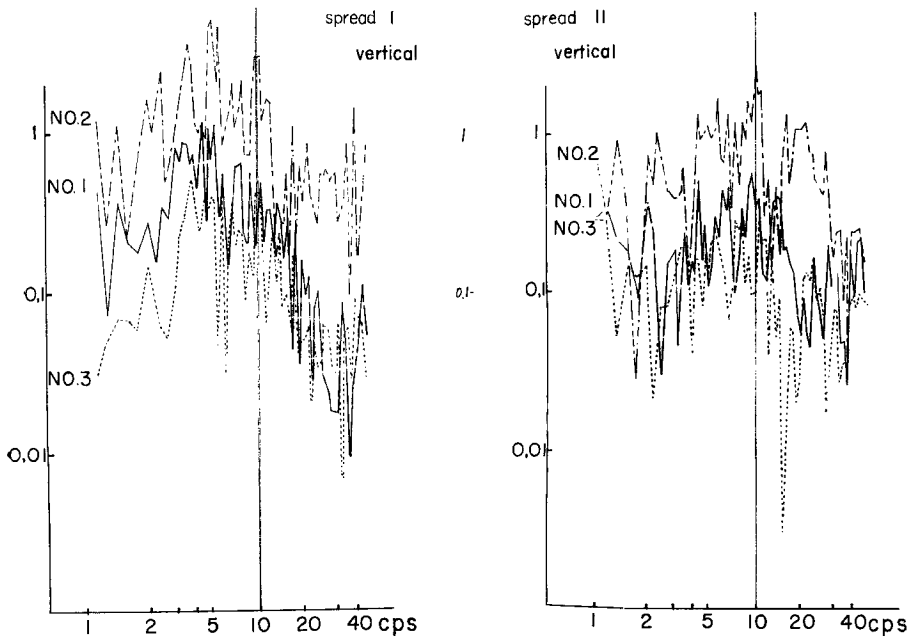


Fig. 6 Amplitude spectra of velocity at Iwano Bridge (Vertical component)

岩野橋付近の二つの観測点、測線Ⅰ、測線Ⅱの地下構造は、Fig. 3の通りである。図中実線はS波観測により決定された層の境界を示し、点線がP波観測により決定された層の境界を示す。

測線Ⅰは、S波ではかなり contrast のはっきりした三層構造になっている。測線Ⅱは、第2層と第3層の境は余り明瞭ではない。測定されたS波速度は測線Ⅱに比して測線Ⅰの表層の軟弱性を示している。これ以上の深さの構造をS波で知ることは、現在の簡便な方法では出来なかった。

Fig. 4～6に測線Ⅰ地点と測線Ⅱ地点で同時観測して得られた地震（岩野 No.1, No.2, No.3）のスペクトルが各方向成分ごとに三つ重ねて示されている。スペクトルは前に述べたように、S波の主要動部分の立ち上がりから3秒間を Fourier 積分を行なって求めた。三つの地震のスペクトルを重ねて書き入れたのは、震動特性の傾向を知るためである。

Fig. 4, 5に示されている水平2方向の震動スペクトルを測線Ⅰ地点とⅡ地点で比較してみると、方向による違いより、地点による違いの方が大にみえる。傾向として、Ⅰの方がⅡより peak の位置が低い周波数の方へずれている。

Fig. 3の地下構造より、S波速度がそれぞれ400m, 391mの砂礫層を基盤と考え、§3で述べた方法で計算した理論スペクトルが図の下の方に点線で示してある。層の傾きは考慮せず、平行構造を仮定してある。

それによると測線Ⅰは4サイクルと10サイクル付近に peak が生じる。観測された地震動のスペクトルをみると、No.2の地震では幾分ずれているが、No.1, No.3では、その傾向がみられる。それ以上の高い周波数では、高調波の peak は顕著にはあらわれず、全体に高周波の成分は急速に減衰している。

測線Ⅱの理論スペクトルは、6サイクルと次に20サイクルに peak ができるが、観測した地震では大体6サイクルを中心とした山型の傾向を示し、20サイクル以上の高調波の peak はみられない。

これは一般に高い周波数になると、粘性などの影響や、さらに地盤の不規則な微細構造の影響などを強く受け、peak が形成されにくいと考えられる。測線Ⅰ、Ⅱ共、高調波の peak は顕著でない。

4-2. 更埴橋付近

更埴橋付近の2つの観測点、橋の両側（測線Ⅰと測線Ⅱ）の地下構造は Fig. 7の通りである。Fig. 3

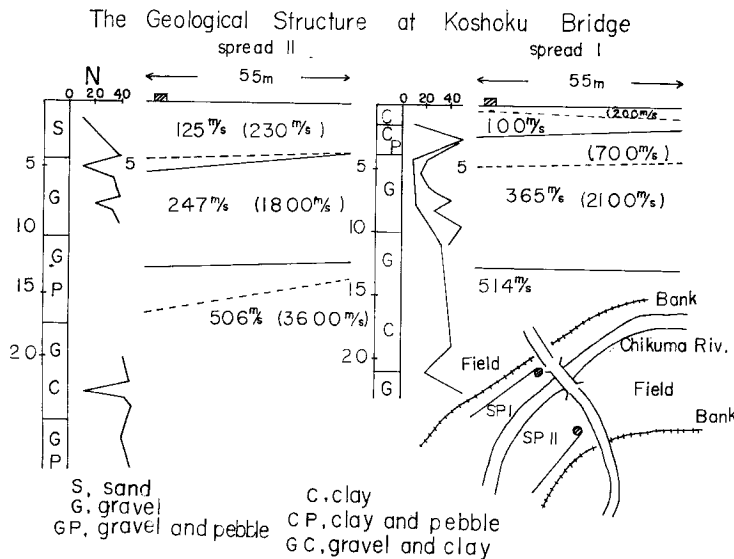


Fig. 7

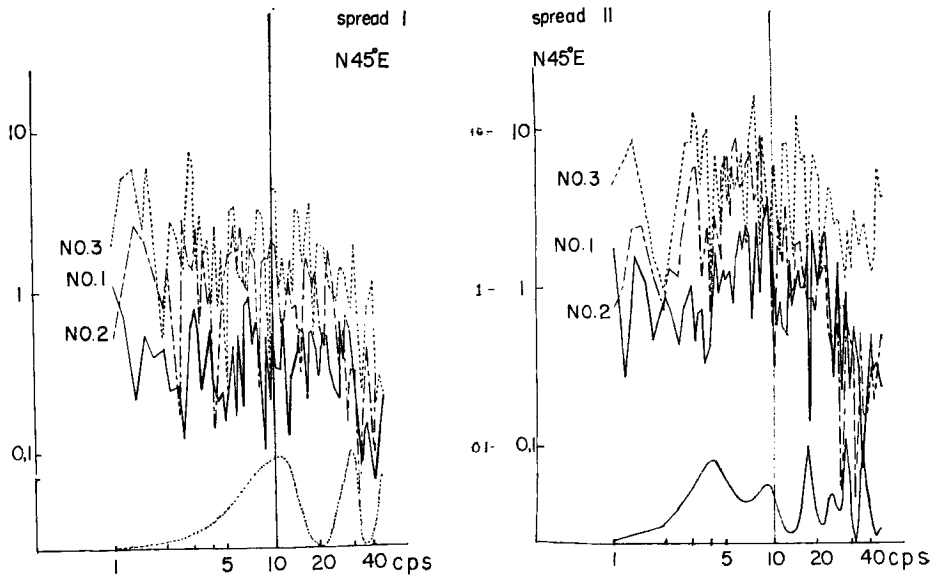


Fig. 8 Amplitude spectra of velocity at Koshoku Bridge
(Horizontal N45°E component)

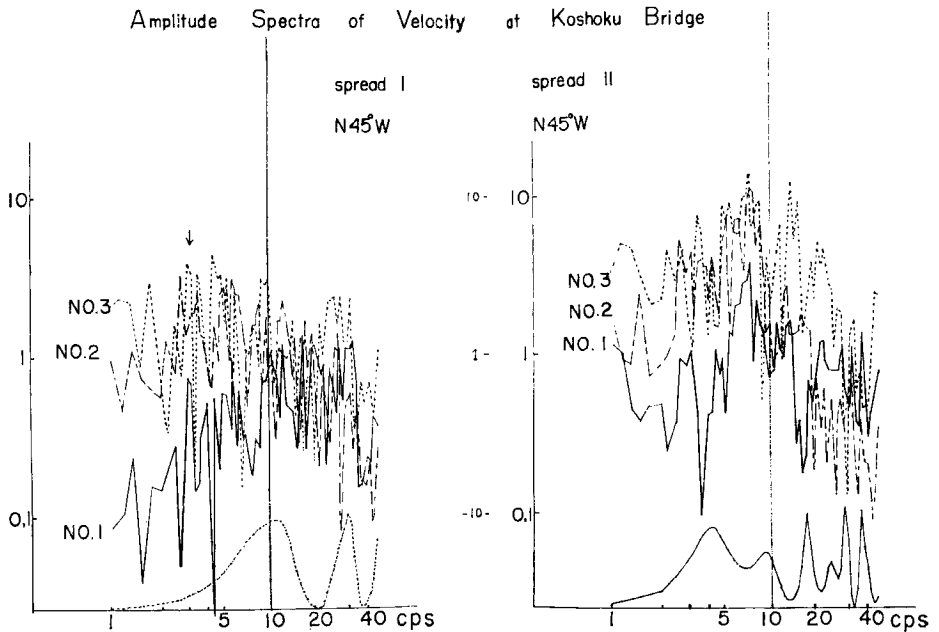


Fig. 9 Amplitude spectra of velocity at Koshoku Bridge
(Horizontal N45°W component)

と同様にS波による境界が実線、P波によるものが点線である。

測線I地点において、1m離れた2つのボーリング地点があり、そのN値の値は、二本の実線で示されているようになり異なった値をとっており、この測線付近の地質構造は局所的にかなり変化し、はっきりした境界面をもっていないと考えられる。従って、実線で示したS波の境界も実際は平面ではないであろう。しかし走時曲線よりの解析では一応平面状の平均的な境界面の存在を仮定して求めた。またP波による境界面とS波によるそれとの不一致も同様な理由によるものであろう。

一方測線IIでは、表層と下層の境界は比較的是っきりしており、P波よりの境界面とS波のそれも、ほぼ一致している。

Fig. 8, 9 が同時に2地点で観測した地震（更埴 No.1, No.2, No.3）の震動スペクトルである。同一地震で橋の両側でかなり異なったスペクトルが得られた。

理論スペクトルは、S波が506 m/s, 514 m/s の層を基盤層と考え、岩野橋の場合と同様に計算した。

Fig. 8, 9 をみると、測線Iでは先に述べたように、層の境界がはっきりしたものではないためか、実際に観測した地震動のスペクトルに明瞭な peak はみられない。測線Iの理論スペクトルの計算では、便宜上平均的に決定した境界面により、平行層構造を仮定しているの観測値とはあっていないと考えられる。測線IIは3サイクル、9サイクルに peak がみられ、理論スペクトルの傾向にかなり一致する。しかし高調波の顕著でないのは岩野橋と同様である。

観測された地震動のスペクトルを測線I地点とII地点を比較してみると、1サイクルに近い低いサイクルの成分は、IもIIも殆ど変わらないが、3サイクル以上になると測線IIの震動成分が非常に大になっている。これは測線II地点の地盤の軟弱性を示すと共に、測線Iでは peak が形成されにくいことによるものと考えられる。

1サイクル付近の peak は我々のS波測定で決めた地質構造によっては説明できなかった。すなわち、さらに深い層によるものであろうが、その他に震源や伝播径路にも関係すると思われる。

4-3. 松代荘の庭

松代荘の庭における地下構造は、我々の測定範囲では、非常に低い速度の層で、地盤の軟弱性を示している。N値も小さい。岩野や更埴でみられた基盤に相当する層はみられない。表面に70cm程のかなり堅い、S波で210 m/sの表土層が測定されている。

The Geological Structure at Matsushiro-so

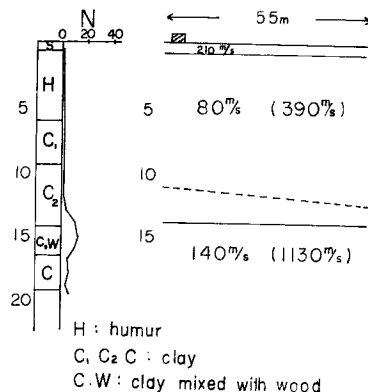


Fig. 10

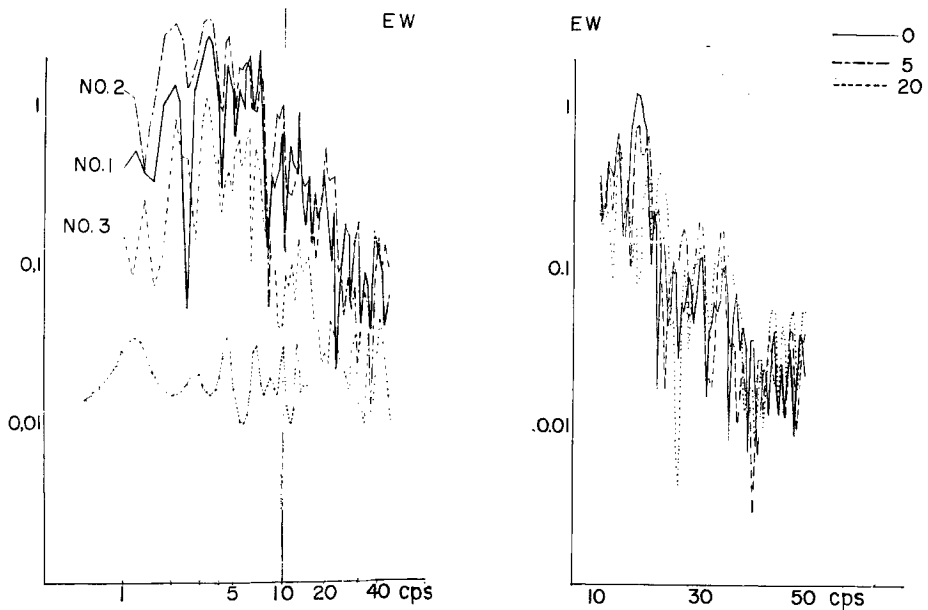


Fig. 11 Amplitude spectra of velocity at Matsushiro-so.
Right is spectra at surface.
Left is spectra at surface, -5m and -20m.

地震動を解析した結果は Fig. 11 である。理論スペクトルを得るために、少し離れた地点のボーリング資料により、N値が50以上の堅い層は、40~50 m の深さにあったということなので、計算の便宜上、42 m の深さに基盤層を仮定した。(表面の 70 cm の硬質層は考慮していない。) こうすると、理論スペクトルには、1 サイクルに fundamental mode が出来るが、地震計の特性などもあり、これだけの資料では議論は困難である。

観測された地震動のスペクトルの特徴は、10サイクルまでの成分は大であるが、それより高いサイクルの成分は急速に減少する。

Fig. 11 の右側の図は、25 c.p.s. の固有周波数の地震計で観測した、表面、-5 m、-20 m の震動スペクトルである。(10~50サイクルの間)

今まで議論してきたものよりかなり高い周波数の領域のみで、顕著な特性はわからない。地表も地下も振幅が余り変化しないのは、表面近くの硬質層の影響とも思われ、今後検討する予定である。

5. 結 び

解析した地震も少なく、定性的な議論しかまだなされていない。弾性波探査による地下構造が明瞭な所では、地盤の振動特性として表層でのS波の多重反射によって生じる定常波の fundamental mode に相当する振動様式とかなり一致するものが得られた。

しかし更埴橋の測線 I のように、層の境界が局所的に変化していたり、またミラージュ層状の地盤では、観測された地震動スペクトルには明瞭なピークは現れてこない。したがって簡単な平行層構造に仮定して計算し、それによって地盤の地震時の震動スペクトルを推定することはできない。

互いにそれ程離れていない(200 m 程度)が、地盤の層構造が異なる2地点で同じ地震の比較観測を行なった結果、特性が明らかに異なるのであるから、もっと数多くの地震を解析して統計的に扱っていくと、層

の傾き、ミラー層なども考慮して、特性を議論し得るものと考えられる。

また得られたスペクトルの定性的な特徴として、peak となる周波数は1～10サイクルの間にあり、10サイクルより高い周波数では、peak はなく、成分の振幅も急速に小さくなっている。この理由として、粘性による damping、或は地盤の微細構造が影響して互いに干渉し合い resonance が出来にくいことなどが考えられる。

おわりに本調査において種々御便宜を賜わった長野県土木部の方々に厚くお礼申し上げます。また観測を手助けしていただいた西正男技師に感謝します。

この研究に要した経費の一部は文部省特定研究（災害科学）費による。

参 考 文 献

- 1) K. Kanai "Relation between the Nature of Surface Layer and the Amplitudes of Earthquake Motions." Bull. Earthq. Res. Inst. 30 (1952) 31—37.
- 2) N. Kobayashi and S. Komaki "S (SH) 波の発生と地下構造" 地震探鉱実験グループ会報 37 (1965) 11—17.
- 3) S. Yoshikawa, M. Shima and N. Goto "地盤調査における2, 3の問題" 京大防災年報9 (昭和40年) 99—109.
- 4) K. Kanai, T. Tanaka and S. Yoshizawa "Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground." Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 37 (1957) 53—87.