

運輸省港灣技術研究所

港灣技術研究所 報告

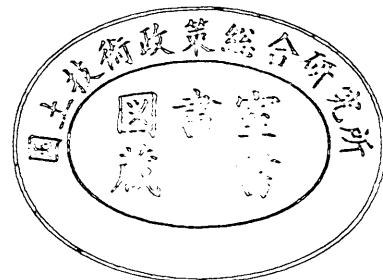
REPORT OF
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH
INSTITUTE
MINISTRY OF TRANSPORT

VOL. 12

NO. 2

JUNE 1973

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I.)

第12巻 第2号 (Vol. 12, No. 2), 1973年6月 (June 1973)

目 次 (CONTENTS)

1. 大型荷役機械を上載する棧橋の振動性状
.....稲富隆昌・林 聰・山下生比古..... 3
(Vibration Characteristics of the Open Type Piled Wharf with Container Crane
.....Takamasa INADOMI, Satoshi HAYASHI and Ikuhiko YAMASHITA)
2. 海岸堤防の大型模型振動実験と円形すべり安定計算 (第2報)
——砂質粘土からできた堤体の場合——
.....野田節男・土田 肇・倉田栄一.....33
(Vibration Test and Circular Arc Analysis for Full-scale Models of Levee
(2nd Report).....Setsuo NODA, Hajime TSUCHIDA and Eiichi KURATA)
3. 地盤内の地震動分布に関する研究 (第1報)
——粘土地盤における地震動の観測と解析——
.....荒井秀夫・岩淵守義.....63
(Studies on the Vertical Distributions of the Earthquake Motions in the Superficial
Soil Layers (1st Report)—Observation and Analysis of the Earthquake Motions
in a Clay Layer——.....Hideo ARAI and Moriyoshi IWABUCHI)
4. 沈埋トンネルと地盤の相互作用に関する実験的研究 (第2報)
——断層, 不等沈下による影響——
.....中野拓治・田淵民雄・青木義典.....85
(A experimental study on the interaction between trench-type tunnels and soils
(2nd Report).....Takuji NAKANO, Tamio TABUCHI and Yoshinori AOKI)

3. 地盤内の地震動分布に関する研究 (第1報)

——粘土地盤における地震動の観測と解析——

荒井秀夫*・岩淵守義**

要 旨

深さ約40mに岩盤の存在する野外実験場の粘土地盤に地中地震計を設置して地震動を観測した。地震動の加速度を表わす記録波形から変位波形を計算した。記録波形および変位波形のフーリエスペクトルを求め、それらを比較検討した。

次いで、地表における記録波形および変位波形から重複反射理論によって地盤内における地震波形を計算した。計算の結果得られた地盤内における地震動の最大値の垂直分布を、観測から得られた最大値の垂直分布と比較した。地盤のモデルとして深さに伴って剛性が増加するものを用いたとき、地震動の最大値の垂直分布の計算値と観測値とはかなりよく一致した。

* 構造部 振動研究室長
** 構造部 振動研究室

3. Studies on the Vertical Distributions of the Earthquake Motions in the Superficial Soil Layers (1st Report)

—Observation and Analysis of the Earthquake Motions in a Clay Layer—

Hideo ARAI*

Moriyoshi IWABUCHI**

Synopsis

The earthquake motions in a layer of clay about 40m thick under which there is the bed rock, are observed by the bore-hole Seismometers at our test field. The displacement wave forms are calculated numerically from the original records which represent the acceleration of the earthquake motion. The Fourier amplitude spectra for both original acceleration and calculated displacement wave forms are computed, and the relationship between those spectra are investigated. From both acceleration and displacement wave forms at the surface of the layer, the wave forms in the layer are calculated by the theory of the multiple reflections of waves. There is considerable coincidence between the vertical distributions of the maximum values of the earthquake motions in the layer obtained from the observations and those obtained from the theoretical calculations, when the model of the layer which rigidity increase with depth are adopted for the calculations.

* Chief of Vibration Laboratory, Structures Division.

** Member of Vibration Laboratory, Structures Division.

目 次

要 旨	65
1. はじめに	67
2. 観測機器	67
3. 観測地点の状況	68
4. 観測した地震	69
5. 地震動最大加速度の地盤内垂直分布	69
6. 記録波形のスペクトル	70
7. 変位波形	71
8. 重複反射理論による地盤内地震動の推定	72
9. 岩盤上面における入射波	74
10. ま と め	75
11. お わ り に	76

1. はじめに

港湾構造物の耐震設計においては地盤内の震度分布を深さに対して一定とするのが普通であるが、粘性土地盤の地震時土圧を求める場合には地盤内の震度を深さとともに減ずるような試みがなされている。このような震度分布のとり方は地盤内における地震動の実測結果に基づいて求められたものでないで、種々の地震やいろいろの地震について地盤内の地震動を観測すれば、杭基礎や矢板岸壁など地盤内に深い根入部を有する構造物の耐震設計をより合理化することができるのではないかと考えられる。

土を伝わる地震波の速度は岩盤を伝わる地震波の速度より著しく小さいので、地表層が土でできている地盤における地震動は地盤に固有な振動数の波が卓越し、地震による被害も地盤に特有のものが生ずることが知られている。このようなことを明確にするために、ボーリング孔内に設置して地中の地震動を観測することのできる地中地震計が開発され、現在では多数の観測がなされている。

粘性土地盤における基礎工ならびに土質調査法に関する研究を実施するため、当研究所に野外実験場が設けられた際、土質調査のために掘られたボーリング孔内に地中地震計を設置し、地震動を観測することになった。野外実験場においては約40mの深さに第3紀の岩盤があると推定されるが、土質調査の都合によって、地震計を設置した箇所は深さ約20, 15, 10, 5 mの地中と地表の5箇所であった。昭和42年1月より観測を開始し、16個の地震を観測した。そのうちの記録振幅の大きい地震3個について詳細に解析し、報告する。

2. 観測機器

地中地震計はボーリング孔内に設置されるために、小型軽量で耐水性があり、ある程度傾いても動作し、換振器を設置した箇所より遠く離れた箇所でも記録できることなどが必要である。このような要件があるために、希望する条件を満す地中地震計を製作することは困難である。今回使用した地中地震計の換振器は地震研究所の嶋氏によって開発されたものであって¹⁾、記録器を適当に選べば増幅器なしに地震動を記録することができ、長期間の観測に適したものである。この換振器をT型抵抗減衰器を通して、手もとにあった電磁オシログラフに接続して地震動を記録した。電磁オシログラフの起動はスターターを用いて行った。この地中地震計の各部の性

能を次に述べる。

(i) 換振器

コイルを Willmore 方式のバネで吊した振子であって、5 Hz を中心とした振動数の振動に対して、振子の動きは振動の速度に比例するようにシリコン油で制動を与え、コイル端子に振動加速度に比例する電圧が得られるようにしてある。換振器は保坂振動計器製作所製である。

- 成分: 水平 2 成分
- 寸法: 直径 90mm, 高さ 450mm
- 固有振動数: 5 Hz
- 感度: 0.36mV/gal
- コイル抵抗: 92Ω
- 制動: 油制動, 減衰常数約 10

(ii) 電磁オシログラフ

記録器として手もとにあった三栄測器製 500A 型電磁オシログラフを使用した。ガルバノメーターは電磁制動で固有振動数 50Hz, 感度 1 mm/μA, コイル抵抗 35Ω である。

(iii) 抵抗減衰器

電磁オシログラフガルバノメーターの減衰常数を約 0.7 に保ちながら、記録振幅を調整できるように抵抗箱を換振器と記録器の間に接続した。このような使用状態における地中地震計の電気回路を図-1に示す。

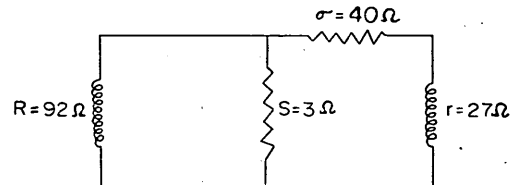


図-1 地中地震計回路図

(iv) スターター

固有振動数 3 Hz のスターター振子によって電磁オシログラフを作動させ、限時リレー回路によって1分間駆動の後停止させるようにした。

(v) 総合特性

図-1に示した回路のように換振器と記録器を接続した場合、 $x = x_m \sin pt$ なる振動に対する記録の偏れ α は定常状態において次式で表わされる。

$$\frac{\alpha}{x_m p^2} = \frac{A}{P(p) \cdot G(p)} \sin(pt - \delta'') \dots \dots \dots (1)$$

ここに $A = L/en^2ll'$ は換振器、抵抗減衰器、記録器の性能によって定まる量で、与えられる振動に無関係であ

り、

$$P(p) = \sqrt{\left(\frac{u^2-1}{2hu}\right)^2 + 1}$$

$$G(p) = \sqrt{\left(1 - \frac{1}{u'^2}\right)^2 + 4h'^2 \frac{1}{u'^2}}$$

$$\delta'' = \delta + \delta' + 90^\circ$$

$$\tan \delta = \frac{2hu}{u^2-1}, \tan \delta' = \frac{2h'u'}{u'^2-1}$$

である。ただし h, f を換振器の減衰常数、固有振動数とし、 h', f' をガルバノメーターの減衰常数、固有振動数とすれば $\varepsilon = nh, \varepsilon' = n'h', n = 2\pi f, n' = 2\pi f', u = n/p, u' = n'/p$ である。

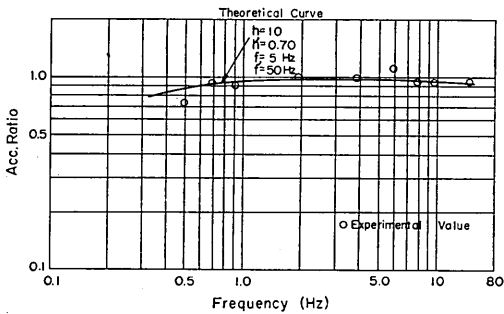


図-2 地中地震計加速度振動数特性

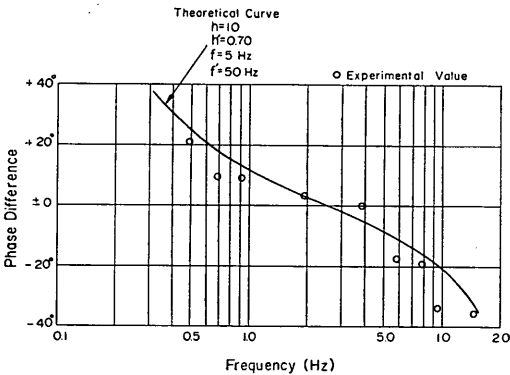


図-3 地中地震計加速度位相特性

図-2にこの地中地震計の加速度に対する振動数特性を、図-3に位相特性を示す。図中の円印は換振器を振動台にのせて振動を与えた場合の実験値である。また、図中の曲線は(1)式において $f=5\text{Hz}, h=10, f'=50\text{Hz}, h'=0.7$ とおいた場合の $1/P(p) \cdot G(p)$ および δ'' の計算値である。実験値はほぼ計算値によってその傾向を表わすことができる故、換振器およびガルバノメーターの固有振動数と減衰常数はそれぞれ前述の値であるとみなし

てよい。3 Hzの振動数において $1/P(p) \cdot G(p)$ は1であり、 δ'' は零度であるから、このときにおける $\alpha/x_m p^2 A$ の値を基準の感度にとることができる。このようにして求めた地中地震計の感度を表-1に示す。観測室内においては、地中地震計でないが同じ動コイル型地震計を設置して観測した。図-2および図-3に見られるように、この地中地震計は0.7~20Hzの振動数の振動に対してほぼ

表-1 地中地震計感度

地震計番号	設置深さ (m)	感度 (mm/gal)
1	19.8 NS	0.79
2	19.8 EW	0.81
3	15.15 NS	0.78
4	15.15 EW	0.78
5	9.57 NS	0.75
6	9.57 EW	0.70
7	5.0 NS	0.63
8	5.0 EW	0.81
9	地表 NS	0.75
10	地表 EW	0.81
11	室内 NS	0.30
12	室内 EW	0.35

振動加速度に比例して記録するが、3 Hzより離れるにしたがって位相の違った振動を記録する。

3. 観測地点の状況

地中地震計を設置した野外実験場は神奈川県横須賀市久里浜にあって、図-4のA点で示す地点である。この付近は現在の地表面より40~50mの深さが第3紀の泥岩である入江を、平作川の運ぶ土によって沖積されたのではないかと考えられる。観測点(A点)における土質柱状図を図-5に示す。この地点では岩盤まで達するボーリング孔は掘られなかったが、約300m離れた図-4のB点では岩盤に達するボーリング孔が掘られている。図-5にはB点における土質柱状図も示した。両地点ともほぼ同様な土質である。観測点の地表は葎の生えた沼地である。図-4を参考にしながら観測点付近の地盤を簡単にモデル化すると、長さ約4,000m、幅約1,000mの谷に厚さ約40mのシルト又は粘土の層が載っているものと考えてよいであろう。このように特殊な地形と土質の地盤であるので、この地盤内における地震動も特殊のものであろうと予想される。

この地表層内に4本のボーリング孔を掘り、それぞれ

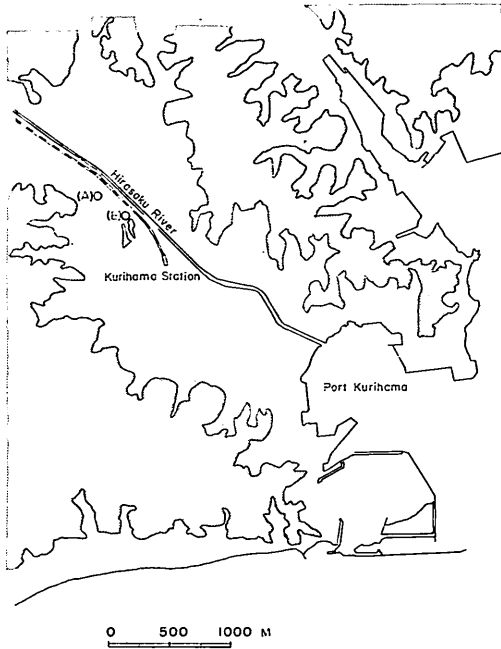


図-4 観測地点位置図

深さ19.8, 15.15, 9.57, 5.0mに換振器を設置し、地表にも換振器を設置した。設置に際しては換振器の水平2成分がそれぞれN-S, E-Wとなるように注意した。

表-2 観測した地震 (気象庁, 地震月報による)

地震No.	震源地	年月日	Mag.	深さ (km)	震央距離 (km)
1	千葉県	1967. 2. 18	—	80	32
2	同上	1967. 2. 22	4.6	40	54
3	千葉県中部	1967. 3. 2	—	80	53
4	茨城県南東部	1967. 3. 19	—	80	124
5	同上	1967. 3. 21	5.1	50	107
6	山梨県南西部	1967. 3. 27	4.4	0	72
7	海津島附近	1967. 4. 6	5.3	10	121
8	同上	1967. 4. 6	5.2	0	110
9	同上	1967. 4. 7	5.2	10	117
10	千葉県南方沖	1967. 5. 16	4.5	50	43
11	銚子附近	1967. 9. 15	5.6	40	119
12	茨城県南部	1967. 9. 20	—	80	93
13	相模湾	1967. 10. 3	—	120	40
14	千葉県中部	1967. 11. 10	—	80	57
15	茨城県沖	1967. 11. 19	6.0	50	193
16	千葉県北部	1968. 1. 23	—	80	72

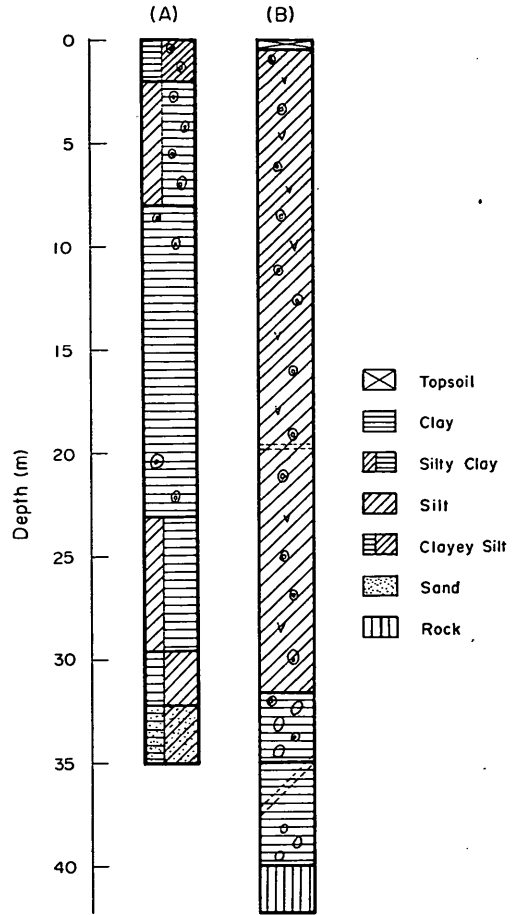


図-5 観測地点の土質柱状図

4. 観測した地震

観測を開始後約1年間に16個の地震を観測した。それを表-2に示す。得られた地震動記録は写真-1および2に示すようなものである。記録速度は 3 cm/sec である。なお、地震 No.6 までは換振器の故障のため、地表の換振器は用いなかったため、室内における換振器を地表におけるものの代りとして用いた。また、地震 No.11 以後では深さ10mに設置した換振器が故障したため、この点における記録はとれなかった。

5. 地震動最大加速度の地盤内垂直分布

記録した地震動から各観測点における最大加速度を求め、垂直方向の分布を示すと図-6ようになる。図中地震毎に線で結んだ。最大加速度の垂直分布は地震に関係

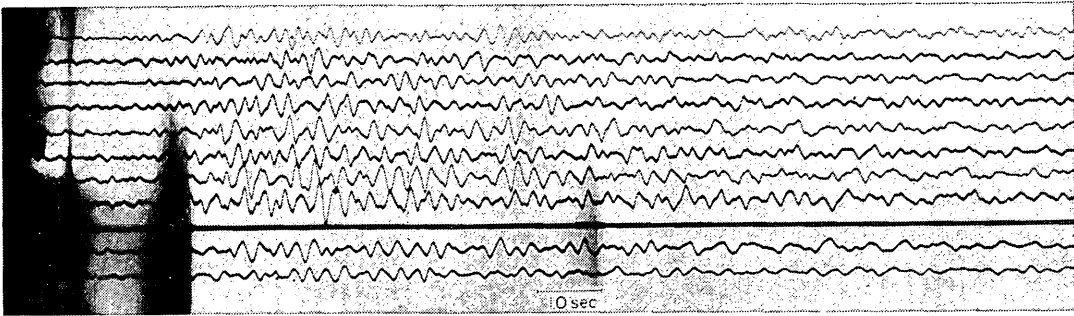


写真-1 記録波形(地震 No.4)

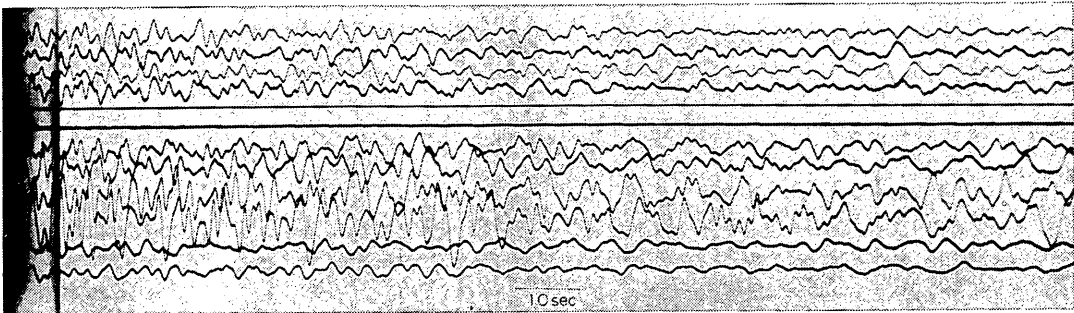


写真-2 記録波形(地震 No.14)

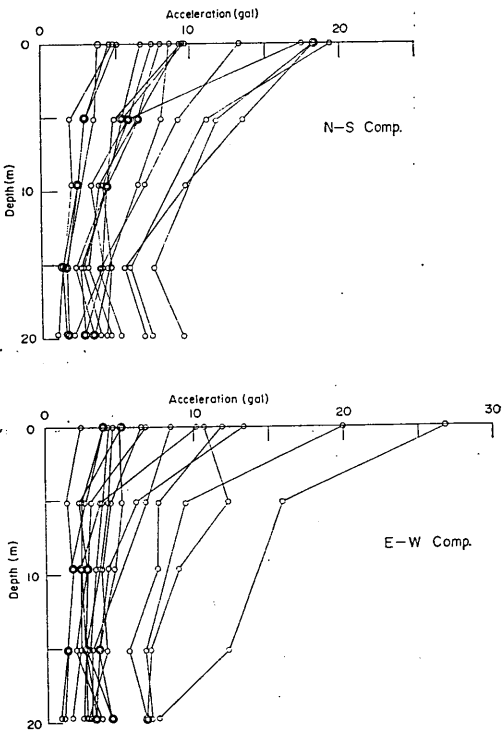


図-6 観測した地震の地盤内最大加速度分布

なく、ほぼ同一の傾向を示しているようにみえる。特に著しい特長として、地表附近において地震が極めて大きいことが指摘される。分布の傾向が地震によってそれ程変わらないことから、以下の解析においては記録振幅の大きな地震 No.4, No.12, No.14 の記録を解析した。

6. 記録波形のスペクトル

記録した地震動の時間的な変化(写真, 1, 2)をみると、深さ方向に対する波の対応を求めることが困難であるので、地震動の振動数毎に振幅がどの位の割合に含まれるかを調べてみた。そのために、記録波形を時間軸について0.4mmの間隔で読取った。読取った波形を再現したものは図-8、および付図-4~8 に示すようなものである。

地震動のように不規則な波の振動数分析には普通フーリエスペクトルが用いられる。それは次のようにして求められる²⁾。

時間に関する任意の函数 $f(t)$ を振動数 f の函数 $F(f)$ によって表わすことができる。

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(f) e^{2\pi i f t} df \dots\dots\dots(2)$$

ここに

$$F(f) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-2\pi i f t} dt \dots\dots\dots(3)$$

求めようとするものは地震波形 $f(t)$ のフーリエ変換 $F(f)$ であって、実際には次のように求められる。時間軸を Δt 間隔に分け、 n 番目の Δt に対応する $f(t)$ の値を γ_n とすれば(3)式から第 n 番目の $F(f)$ は次の(4)式になる。

$$F_n(f) = \int_{t_{n-1}}^{t_n} \gamma_n e^{-2\pi i f t} dt \dots\dots\dots(4)$$

$$\text{ここに } t_n = \frac{(2n-1)\Delta t}{2} + \frac{\Delta t}{2}, \quad t_{n-1} = \frac{(2n-1)\Delta t}{2} - \frac{\Delta t}{2}$$

(4)式を計算すれば次の(5)式が得られる。

$$F_n(f) = \frac{\gamma_n}{\pi f} \sin\left(\frac{2\pi f \Delta t}{2}\right) e^{-2\pi i f (2n-1)\Delta t/2} \\ = |F_n(f)| e^{i\theta_n(f)} \dots\dots\dots(5)$$

ここで $\pi f \Delta t = \Psi$ とおけば

$$|F_n(f)| = \left[\left\{ \gamma_n \Delta t \frac{\sin \Psi \cos (2n-1)\Psi}{\Psi} \right\}^2 \right. \\ \left. + \left\{ -\gamma_n \Delta t \frac{\sin \Psi \sin (2n-1)\Psi}{\Psi} \right\}^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots(6)$$

$$\theta_n(f) = \tan^{-1} \left[-\frac{\sin (2n-1)\Psi}{\cos (2n-1)\Psi} \right]$$

(6)式の $|F_n(f)|$ を n について加え合わせることによって $|F(f)|$ が求められる。 $|F(f)|$ はフーリエ振幅スペクトル、 $\theta(f)$ はフーリエ位相スペクトルと呼ばれている。この報告ではフーリエ振幅スペクトルのみを取扱うことにし、これを単にフーリエスペクトルと呼ぶことにする。

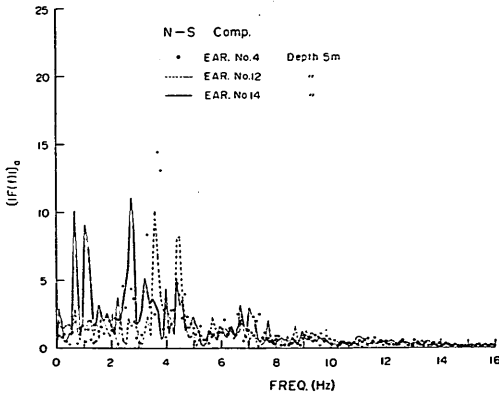


図-7 記録波形のフーリエスペクトル (深さ 5m, N-S)

記録波形のフーリエスペクトルを求めると図-7、および図-1~3 に示すようなものが得られる。これらの図から記録した地震動の大部分は 10Hz 以下の振動数であることがわかるけれども、特に卓越する振動数は地震毎

に変わっており、明確に求められない。そこで、記録波形はほぼ地震動の加速度に比例したものを表わしているのであるが、地中地震計の位相特性は振動数によって著しく変わっているため、地中地震計の感度、固有振動数、減衰常数を用いて記録波形に補正をほどこしてやることにする。このようにして補正した波形は次の(7)式のように地震動の変位波形を表わすことになる。

7. 変位波形

地中地震計の回路は図-1に示したものであるが、この地震計によって記録される振幅 a は換振器、回路、記録器の性能に左右される。しかし、これらの性能を含む地震計の運動方程式を積分すれば、正確な地震動の変位を求めることができる。文献 3) を参照して地震動の変位を x とし、換振器振子の変位を y とし、 $t=0$ において $x=0, y=0, \dot{x}=0, \dot{y}=0, \ddot{x}=0, \ddot{y}=0$ なる初期条件のもとに地震計の運動方程式を積分すれば、地震動の変位は次の(7)式で表わされる。

$$x = -\frac{W'}{2L} \left[\frac{da}{dt} + (2\varepsilon + 2\varepsilon')a + (n^2 + 4\varepsilon\varepsilon' + n'^2) \int_0^t a dt \right] \\ + (2\varepsilon n'^2 + 2\varepsilon' n^2) \int_0^t \int_0^t a dt + n^2 n'^2 \int_0^t \int_0^t \int_0^t a dt \dots\dots\dots(7)$$

(7)式の記号は(1)式と同じである。換振器およびガルバノメーターの固有振動数、減衰常数は 5 Hz, 50 Hz, 10, 0.7 であるから、 $n, n', \varepsilon, \varepsilon'$ が求められ、 W'/L は感度から $W'/L = 1/\varepsilon n'^2 \cdot 1/(\alpha/x_{mp}^2)$ によって求められる。(7)式を数値積分するときシンプソンの公式を用いたが、積分の結果、零線の狂ったものが得られる。この狂いを各振幅値について 2 秒間隔毎に順次に移動平均を行って補正した。

このようにして求められた地震動の変位波形を図-8、付図-4~8 に記録波形を再現した波形とともに示す。求められた変位波形はどの程度の信頼性をもっているかを検討してみよう。それには、求められた変位波形のフーリエスペクトルを求め、加速度スペクトルに変換したものが、加速度を表わす記録波形のスペクトルとどのように対応するかをみることにし、一つの目安になるのではないかと考えられる。ある波形のフーリエスペクトルをとることは、振動数毎の正弦波に分けたことを表わすのであるから、変位波形のフーリエ振幅スペクトル $[F(f)]_d$ と加速度振幅スペクトル $[F(f)]_a$ との間には次の関係が存在する。

$$[F(f)]_a = 4\pi^2 f^2 [F(f)]_d \dots\dots\dots(8)$$

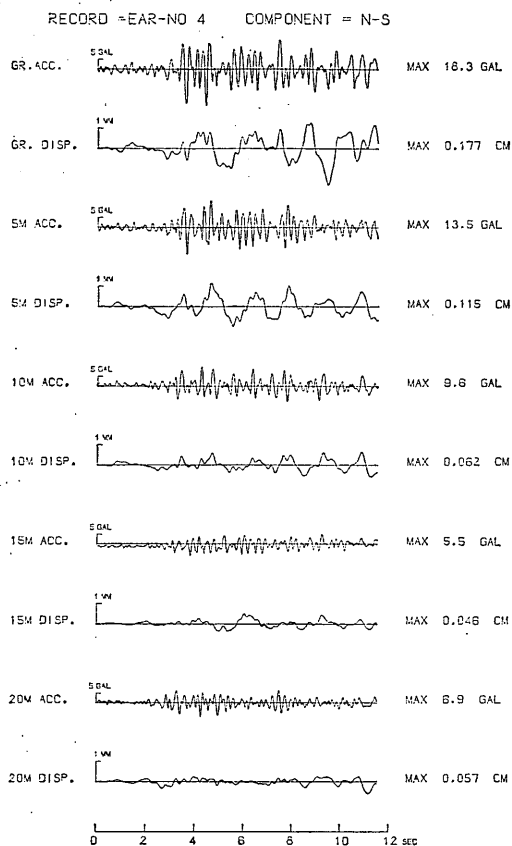


図-8 記録波形および変位波形

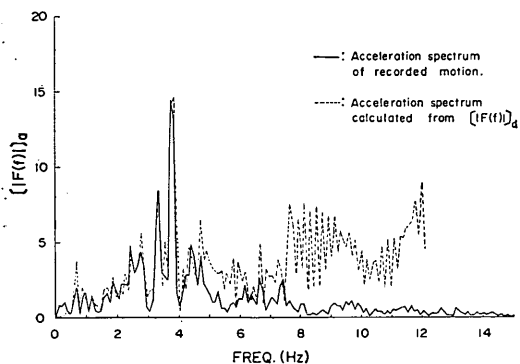


図-9 加速度スペクトルの比較 (地震No. 4, 5 m, N-S)

(8)式によって変位波形のスペクトルから加速度波形のスペクトルを求め、記録波形のスペクトルを比較した例を図-9、付図-9~10に示す。図に示されているように、

両スペクトルは 5 Hz 以下の振動数においてはかなり良く一致する。記録波形のスペクトルから約 10 Hz 以下の振動数にその大部分が含まれている故、両スペクトルは主要な振動数範囲において一致しているとみなしてよいであろう。したがって、求められた変位波形はかなり信頼性をもっているのではないかと考えられる。

変位波形のフーリエスペクトル $[(F(f))]_d$ を図-10、付図-11~13 に示す。記録波形のスペクトルに比べてはるかに単純になっている。また、スペクトルのピークのうち最大のものは 0.7 Hz 程度の振動数に存在している。

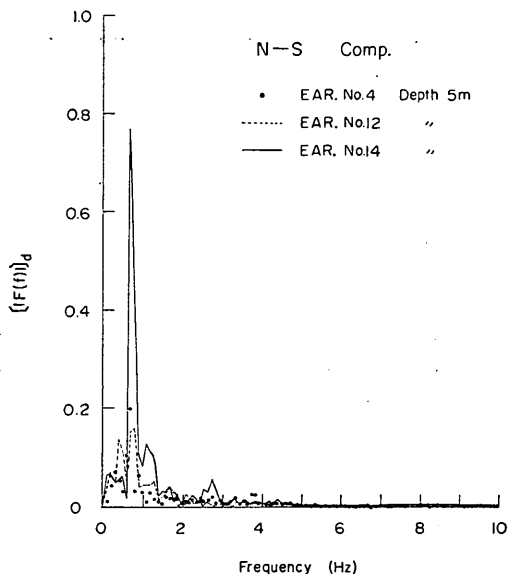


図-10 変位波形のフーリエスペクトル (深さ 5 m, N-S)

8. 重複反射理論による地盤内地震動の推定

変位波形のスペクトルに現われた最大のピークに対応する振動数を地盤の卓越振動数であるとみなせば、地盤内の地震動を考察し、観測した地震動と比較検討することが可能となる。

地盤内を伝わる地震波は複雑な波であると考えられるが、工学的には普通、地震波を単純化し、地盤内を垂直方向に伝わる横波として取扱っている。このようにすると地盤内に剛性の異なる層が存在する場合、地震波が層内を繰返し反射屈折するものとして地盤における地震動を計算することができる。すなわち、減衰を無視した場合の地盤内の深さ z における地震波形は、地表面で観測された地震波形 $U_0(t)$ から次の (9) 式によって求められ

る。(以下に述べることにについては文献(4), (5), (6), (7)を参考にした。)

$$U(t, z) = \frac{1}{2} \{U_0(t-\tau) + U_0(t+\tau)\} \dots\dots\dots(9)$$

ここに $\tau = z/V$ (V : 層内の横波の速度) であり, $U_0(t-\tau)$, $U_0(t+\tau)$ は $U_0(t)$ の波形を τ なる時間だけずらせたときの波形である。

また, 地表面 $z=H_1$ の深さに境界面がある場合, 境界面における地震波形は次の(10)式で与えられる。

$$U_1(t, H_1) = F_1(t) + G_1(t) \\ = \frac{1}{2} \{U_0(t+\tau_1) + U_0(t-\tau_1)\} \dots\dots\dots(10)$$

ここに

$$F_1(t) = \frac{1}{4} \{(1+\alpha_1)U_0(t+\tau_1) + (1-\alpha_1)U_0(t-\tau_1)\}$$

$$G_1(t) = \frac{1}{4} \{(1-\alpha_1)U_0(t+\tau_1) + (1+\alpha_1)U_0(t-\tau_1)\}$$

$\alpha_1 = \rho_1 V_1 / \rho_2 V_2$ (ρ は層の密度であり, 添字 1 は上層, 2 は下層を表わす。)

(10)式において, $F_1(t)$ は境界面における入射波を表わしている。

次に地盤が多数の境界面によって剛性の異なる多数の層に分けられる場合には, $(i+1)$ 層の上境界面において次の(11)式の関係が成立する。

$$\left. \begin{aligned} F_i(t) &= \frac{1}{2} \{(1+\alpha_i)F_{i-1}(t+\tau_i) + (1-\alpha_i)G_{i-1}(t-\tau_i)\} \\ G_i(t) &= \frac{1}{2} \{(1-\alpha_i)F_{i-1}(t+\tau_i) + (1+\alpha_i)G_{i-1}(t-\tau_i)\} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(11)$$

$$\alpha_i = \rho_i V_i / \rho_{i+1} V_{i+1}, \quad \tau_i = H_i / V_i$$

それ故, i 層の下境界面における地震波形 $U_i(t, H_i)$ は(11)式を用いて $(i-1)$ 層の下境界面における地震波形から求められ, 次の(12)式で表わされる。

$$U_i(t, H_i) = F_i(t) + G_i(t) \dots\dots\dots(12)$$

(11)式の $F_i(t)$ は i 層の下境界面に入射する波を表わしている。

例えば, 第2層の下境界面における地震波形と入射波は(10), (11), (12)式から次のように求められる。

$$U_2(t, H_2) = \frac{1}{4} \{(1+\alpha_1)U_0(t+\tau_1+\tau_2) + (1-\alpha_1)U_0(t-\tau_1+\tau_2) + (1-\alpha_1)U_0(t+\tau_1-\tau_2) + (1+\alpha_1)U_0(t-\tau_1-\tau_2)\}$$

$$F_2(t) = \frac{1}{8} \{(1+\alpha_1)(1+\alpha_2)U_0(t+\tau_1+\tau_2) + (1-\alpha_1)(1+\alpha_2)U_0(t-\tau_1+\tau_2) + (1-\alpha_1)(1-\alpha_2)U_0(t+\tau_1-\tau_2) + (1+\alpha_1)(1-\alpha_2)U_0(t-\tau_1-\tau_2)\}$$

同様にして, 順次第3層以下の下境界面における地震波形を求めることができる。

(i) 地盤の剛性が一定である場合

前述した重複反射理論によれば, 地盤の卓越振動数は $f_s = V/4H$ によって表わされる。変位波形のフーリエスペクトルから求めた卓越振動数は約 0.7Hz であり, 層厚を 40m とすれば, この地盤内を伝わる横波の速度は 112m/sec 程度であると推定される。この結果から地盤を簡単にモデル化して, 地盤の横波速度を 100m/sec, 岩盤の横波速度を 500m/sec, 層の密度を地盤 1.58, 岩盤 2.0, 地盤の厚さを 40m とし, 地表に与えた地震波形から地盤内における地震波形を推定してみる。

地表に与える地震波形として記録した加速度波形を用いて(9)によって地盤内の加速度波形を求めると, 例として示した付図-14のようなものが得られる。得られた波形の最大加速度をとり, 地震 No. 4, 12, 14 の平均値の垂直分布を示すと 図-12 の点線のようになる。図には地盤内における最大加速度を, 地表における最大加速度に対する比 $\text{Max. } a/\text{Max. } a_s$ で表わした。

次に地表に与える地震波形として変位波形を用いて(9)式によって地盤内の変位波形を求めると例として示した付図-15のようなものが得られる。この場合にも波形の最大変位をとり, 3個の地震の平均値の垂直分布を示すと 図-13 の点線のようになる。

このように重複反射理論から求めた地盤内の波形は加速度および変位とも, 記録波形とかなり相違したものになった。また, 地盤内における最大加速度および最大変位の分布も観測した分布とかなり離れたものになった。そこで, 地盤の剛性が深さとともに増加する地盤モデルについて同様の計算をしてみる。

(ii) 地盤の剛性が深さとともに階段状に増加する場合

この地盤の粘土層の一軸圧縮強さ q_u は 図-11 に示すように深さに比例して増加する。地盤の剛性は地盤を構成する土の強度に比例するものではないが, 一応, この地盤の横波の速度は 図-11 に示すように土の強度に比例して 30m/sec から 160m/sec まで階段状に増加すると仮定し, 重複反射理論により地盤内の地震動を推定してみる。この場合の岩盤の横波速度は 500m/sec, 密度は地盤 1.58, 岩盤 2.0 である。

地表に与える地震波形として記録した加速度波形を用いて(10), (12)式によって地盤内の加速度波形を求めると, 例として示した付図-16~18 のようなものが得られる。地盤の剛性が一定である場合と同様に, 得られた波形の最大加速度をとり, 地震 No. 4, 12, 14 の平均値の垂直分布を 図-12 の実線で示す。

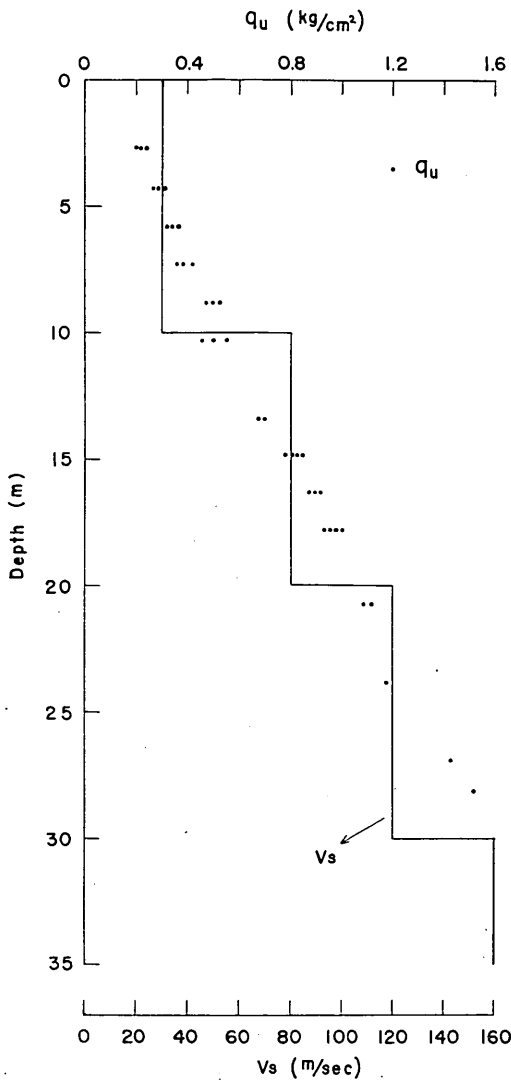


図-11 地盤内における q_u の分布と仮定した横波速度分布

同様に、地表に与える地震波形として変位波形を用いて求められた地盤内の変位波形の例を付図-19~21に示す。得られた波形の最大変位の3個の地震の平均値の垂直分布を図-13の実線で示す。

計算した波形はやはり地盤の剛性が一定である場合と同様に記録波形とかなり相違しているが、最大地震動の垂直分布はかなり観測したものに近い分布をしている。特に最大変位の分布は計算値と観測値とはほぼ一致するものとみなせる。このように、最大変位の分布が比較的

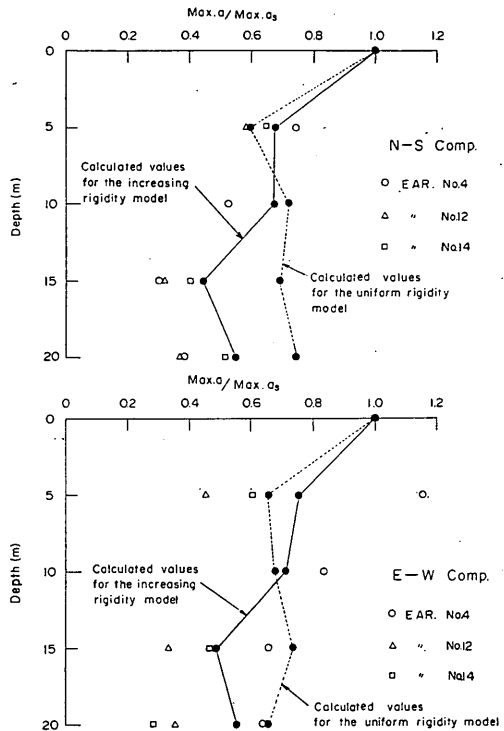


図-12 地盤内の地震動最大加速度分布

良く一致することは、対象にした量が最大値であったため、最大値の現われる波は変位波形ではほぼ同一の波であるが、加速度波形では違った波であることによるのではないかと考えられる。次に地盤モデルについて比較すると、地盤の剛性が深さとともに増加するモデルから求めた分布の方がより観測したものに近い傾向を示している。

このように観測結果の傾向を理論によってほぼ説明することができるので、この地盤における地震動の分布は図-12および図-13に示すようであるとみなしてよいのではないかと考えられる。その分布の傾向は、深さとともに地震動の振幅は減じ、地表付近では減少する割合は著しいが、深くなるにともなって減少の割合は小さくなる。地表付近において地震動が著しく大きいことは、沼地であって極めて軟い地盤のためと考えられる。

9. 岩盤上面における入射波

重複反射による計算の際、岩盤の上面における入射波は図-14~21に示すように得られる。この入射波の加速度波形および変位波形に対するフーリエスペクトルの例

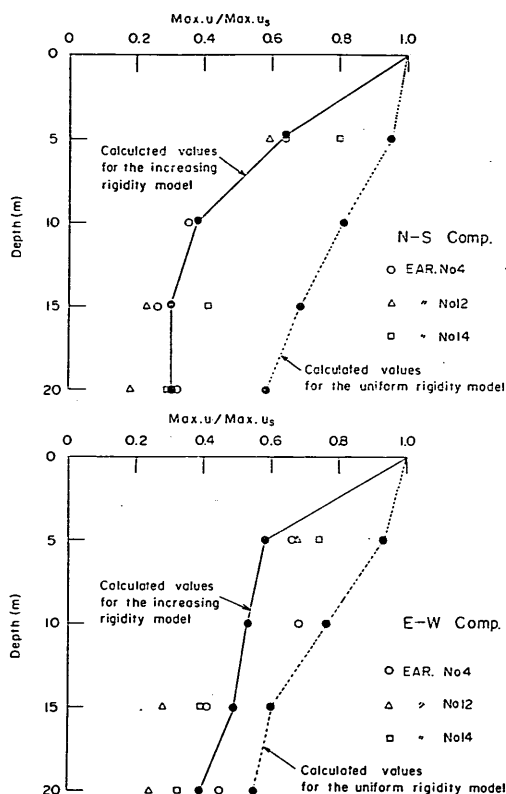


図-13 地盤内の地震動最大変位分布

をそれぞれ付図-22および付図-23に示す。これらのスペクトルを速度スペクトルに変換して同一図上に示すと図-14~15のようになる。加速度波形から求めた速度スペクトルも変位波形から求めたものも図に示した振動数の範囲ではほぼ一致している故、記録波形から求めた変位波形がかなりの程度信頼できることのもう一つの証拠であると考えてよいであろう。このように記録した加速度波形のスペクトルから求められる速度スペクトル、変位スペクトルは、その主要部においてほぼ速度、変位波形のスペクトルに一致する故、速度、変位波形を求めなくとも、加速度波形のスペクトルから速度、変位スペクトルを求めることによって地震動の速度、変位に関する概略の情報を得ることができる。

また、岩盤においては地震動のエネルギーは各振動数の波に等分配され、地震動の速度スペクトルは一定になる傾向を有するという仮説が提案されている^{5),8)}。図-14~15を見ると、この地盤においても速度スペクトルは一定に近い傾向になるように見える。

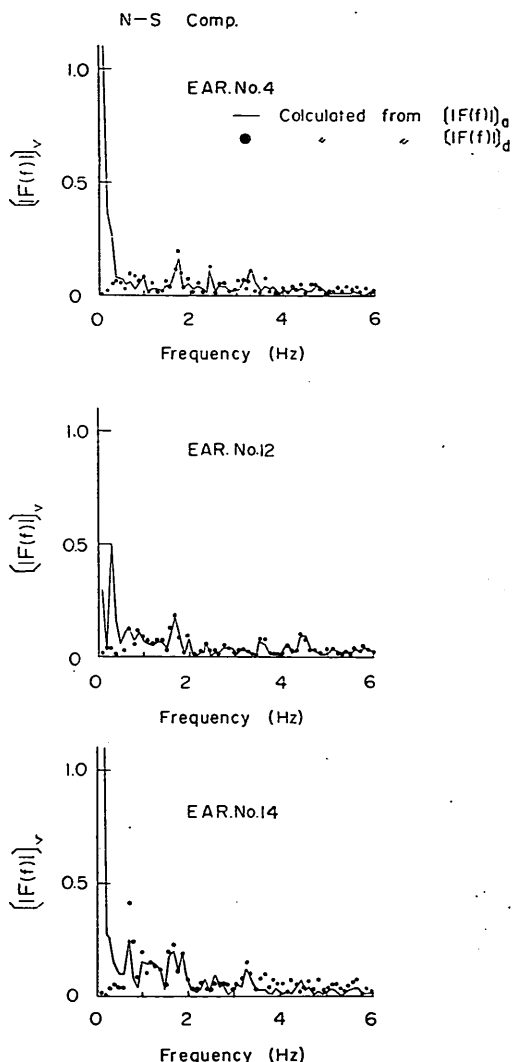


図-14 岩盤上面における入射波の速度スペクトル (N-S)

10. まとめ

粘土地盤内における地震動を観測し、解析した。その結果をまとめると次のようである。

(1) 記録した加速度波形から変位波形を求めた。得られた波形のフーリエスペクトルを検討して、その信頼性を確かめた。

(2) 地盤内の地震動を解析するには、加速度のみでなく、速度スペクトル、変位スペクトルを求めておくこと都合の良いことを確認した。

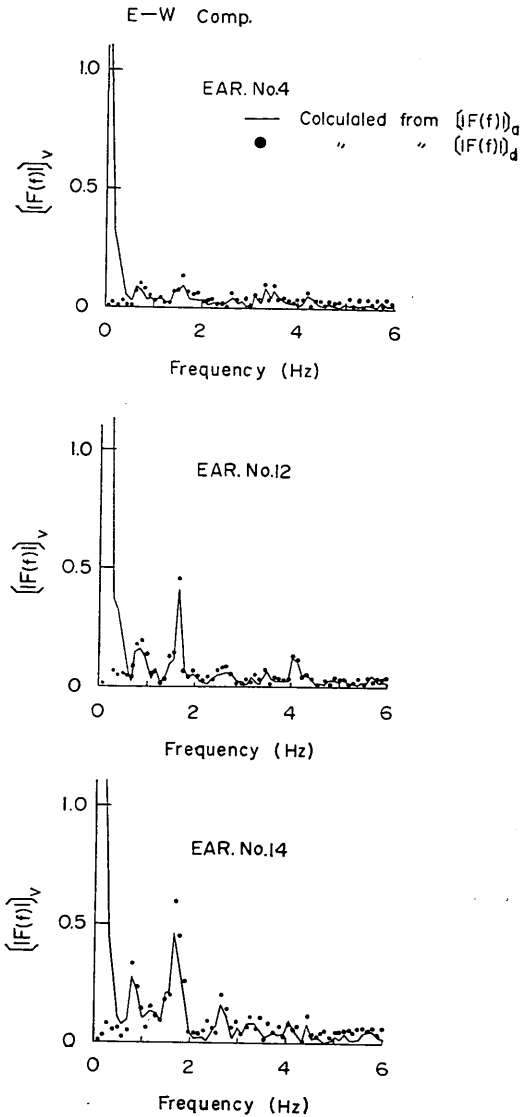


図-15 岩盤上面における入射波の速度スペクトル (E-W)

(3) 地表に与えた地震波形から重複反射理論によって地盤内の地震波形を計算した。

(4) 計算から求めた地盤内の地震動の最大加速度分布および最大変位分布を、観測から得られたものと比較し、最大変位分布に対しては地盤の剛性が深さととも増加すると仮定すれば計算値と観測値はかなり良く一致す

ることがわかった。

(5) この地盤内における地震動は深さとともに減少するが、減少する割合は地表附近で著しく、深くなるに伴って小さくなる。

(6) 重複反射による計算から求められた岩盤上面における入射波は速度スペクトル一定に近い傾向を示すようにみえる。

11. おわりに

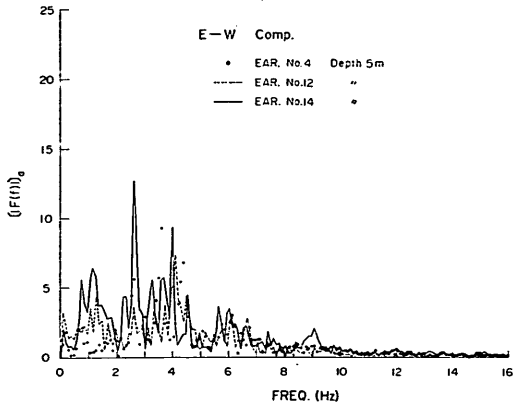
この報告で得られた結果は特殊な地盤におけるものであり、また、比較的弱い地震動に関するものである故、種々の地盤内で地震動を観測することが必要であり、強い地震動を観測することが望ましい。防潮施設の耐震性の調査のため、船橋、東京、名古屋、大阪において地中地震動の観測が開始されたので、その要件の一部が満たされることになるであろう。

地震動の観測には元振動研究室員であった高木保氏および藤野芳明氏の助力を得、地震計の設置に際しては土質試験課の協力を得、重複反射計算のプログラムは耐震構造研究室より借用したものである。その御助力、御協力に厚く感謝致します。(1973年4月6日受付)

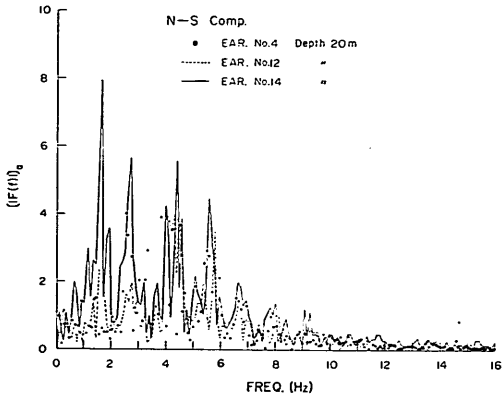
参考文献

- 1) E. SHIMA, Modifications of Seismic Waves in Superficial Soil Layers as Verified by Comparative Observations on and beneath the Surface, Bull. Earthq. Res. Inst., 40 (1962), pp. 187~259
- 2) S. RUBIN, Concepts in Shock Data Analysis, Shock and Vibration Handbook, Vol. 2, McGraw-Hill, (1961), pp. 23-1~23-37
- 3) 萩原尊礼, 振動測定, 宝文館 (1945) pp. 95, 232
- 4) S. YOSHIZAWA, T. TANAKA, K. KANAI, Some Features of Strong Underground Earthquake Motions Computed from Observed Surface Records, Bull. Earthq. Res. Inst., 46 (1968), pp. 667~686
- 5) 金井清, 地震工学, 共立出版 (1969), pp. 72, 93
- 6) 田治見宏, 建築振動学, コロナ社 (1965), pp. 114
- 7) 土田肇, 上部達生, 地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性, 港研報告, Vol. 11, No. 4 (1972), pp. 191~270
- 8) 河角広, 嶋悦三, 標準強震地動について, 地震工学国内シンポジウム講演集, (1962), pp. 13~20

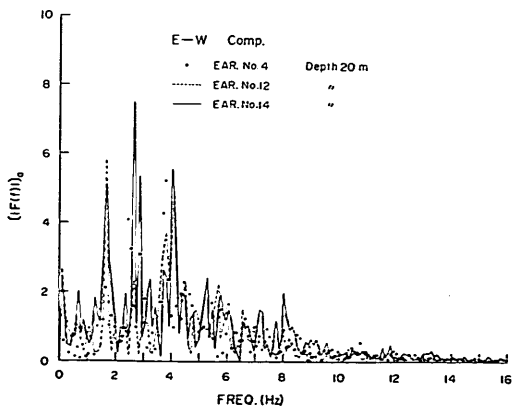
地盤内の地震動分布に関する研究 (第1報)



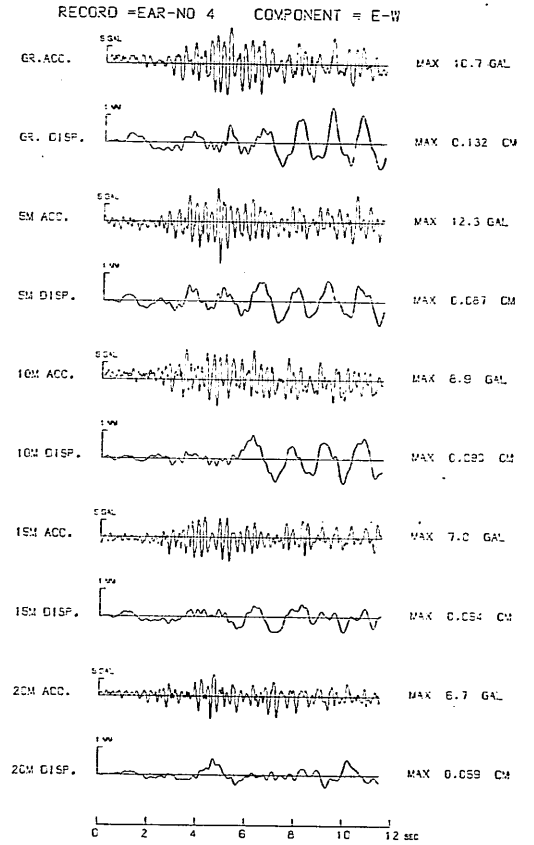
付図-1 記録波形のフーリエスペクトル (深さ 5 m, E-W)



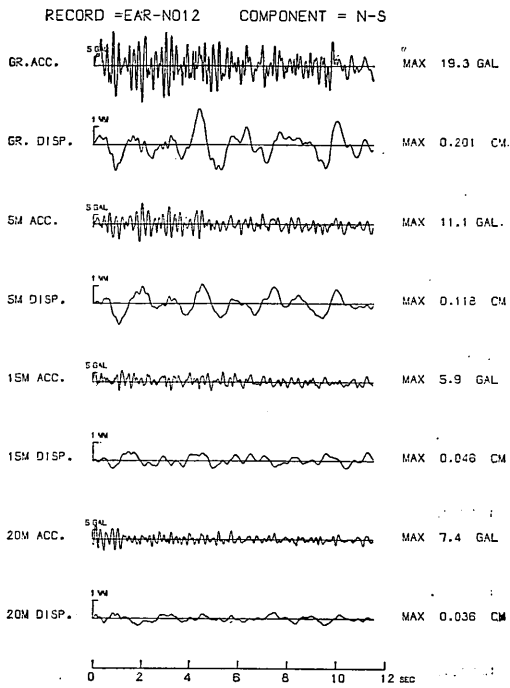
付図-2 記録波形のフーリエスペクトル (深さ20m, N-S)



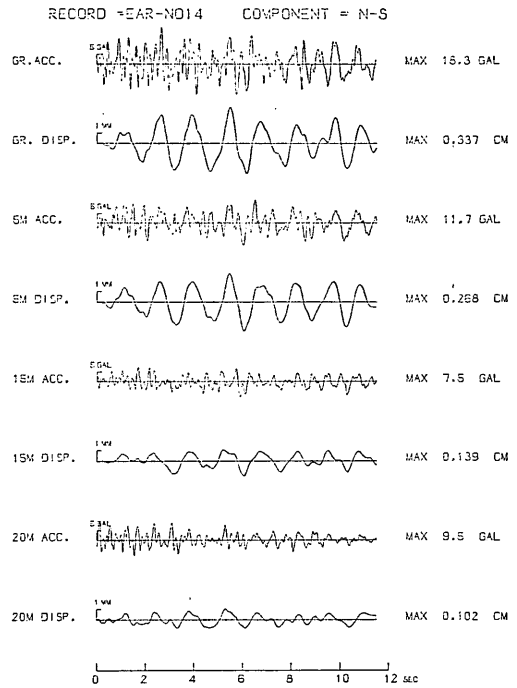
付図-3 記録波形のフーリエスペクトル (深さ20m, E-W)



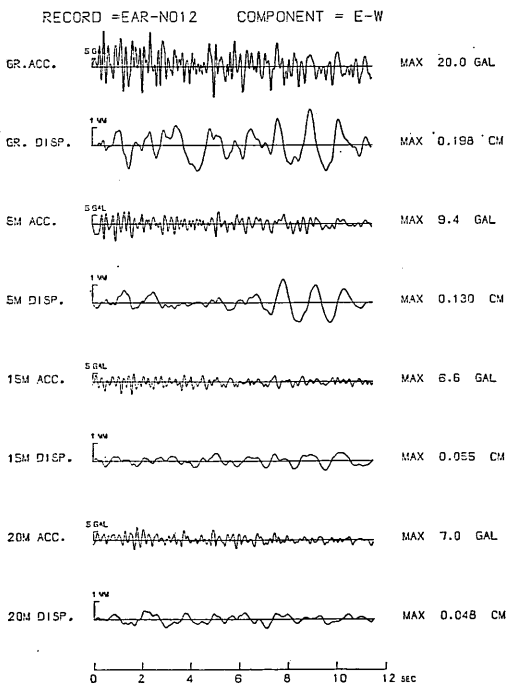
付図-4 記録波形および変位波形



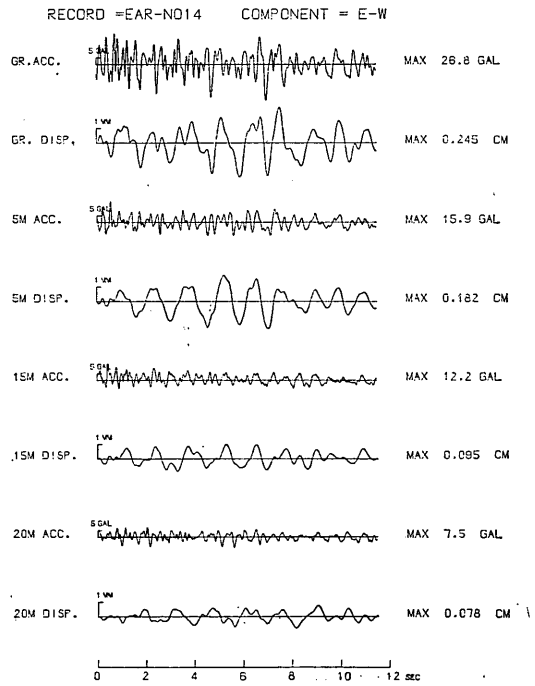
付図-5 記録波形および変位波形



付図-7 記録波形および変位波形

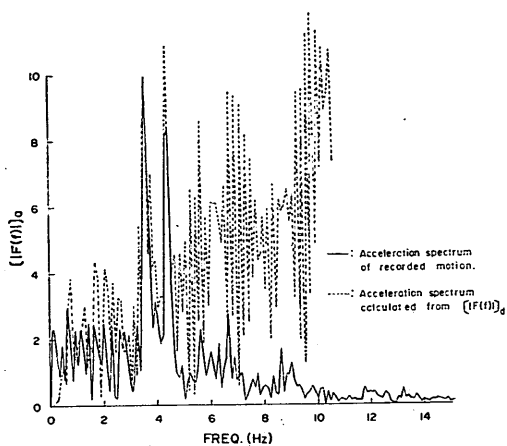


付図-6 記録波形および変位波形

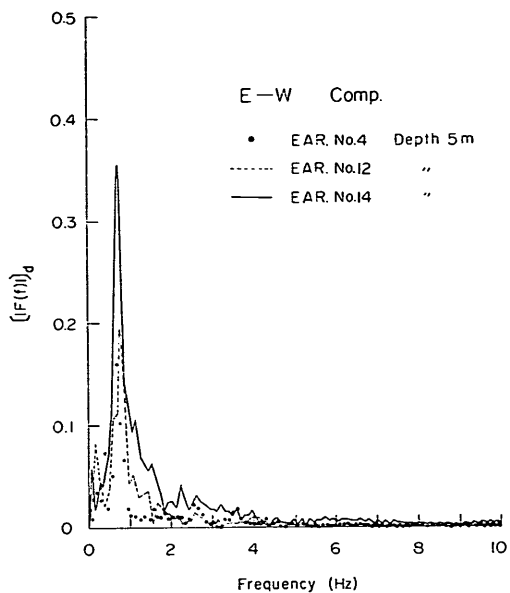


付図-8 記録波形および変位波形

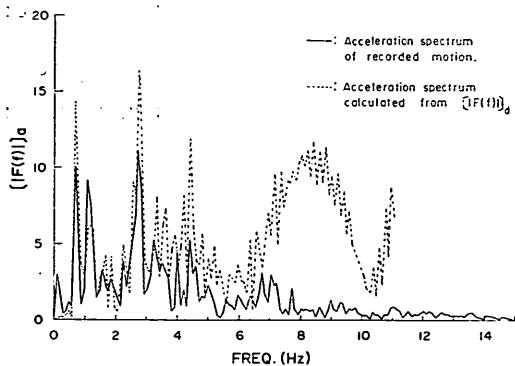
地盤内の地震動分布に関する研究 (第1報)



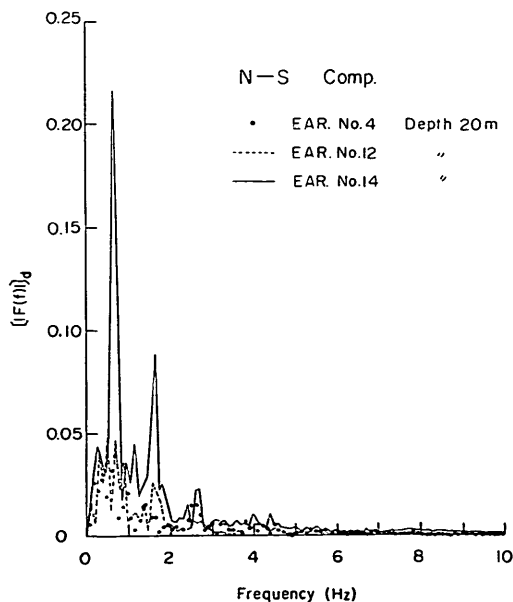
付図-9 加速度スペクトルの比較 (地震 No. 12, 5 m, N-S)



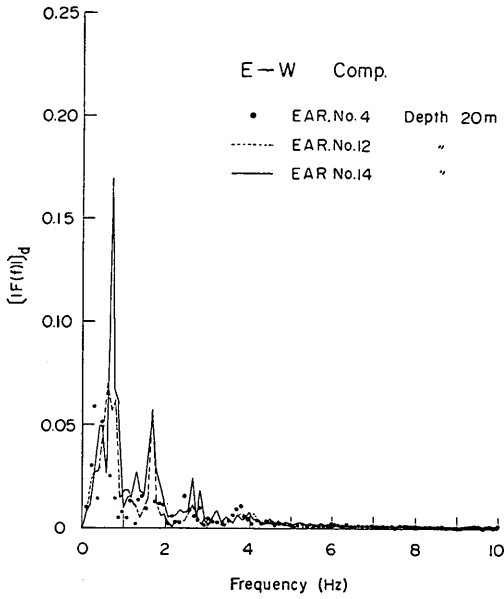
付図-11 変位波形のフーリエスペクトル (深さ 5 m, E-W)



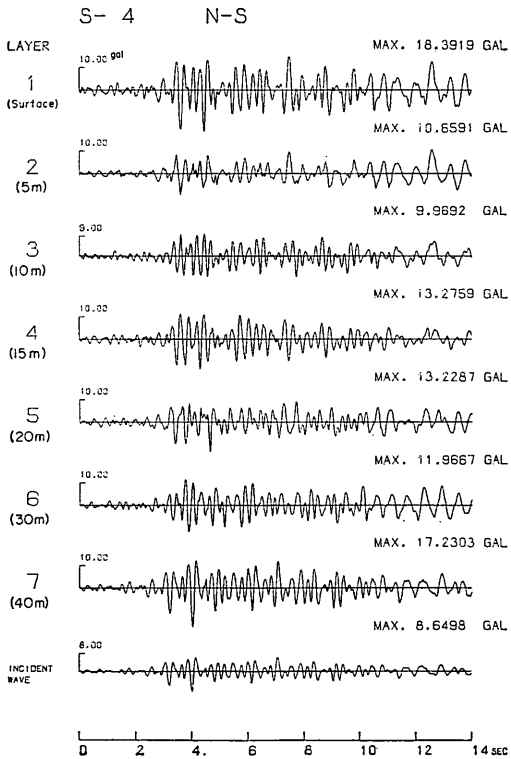
付図-10 加速度スペクトルの比較 (地震 No. 14, 5 m, N-S)



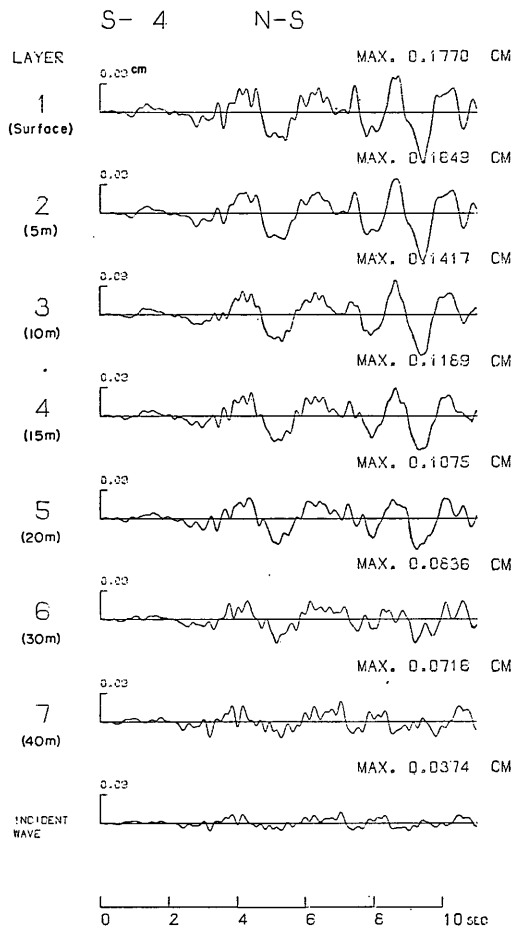
付図-12 変位波形のフーリエスペクトル (深さ 20m, N-S)



付図-13 変位波形のフーリエスペクトル (深さ 20m, E-W)

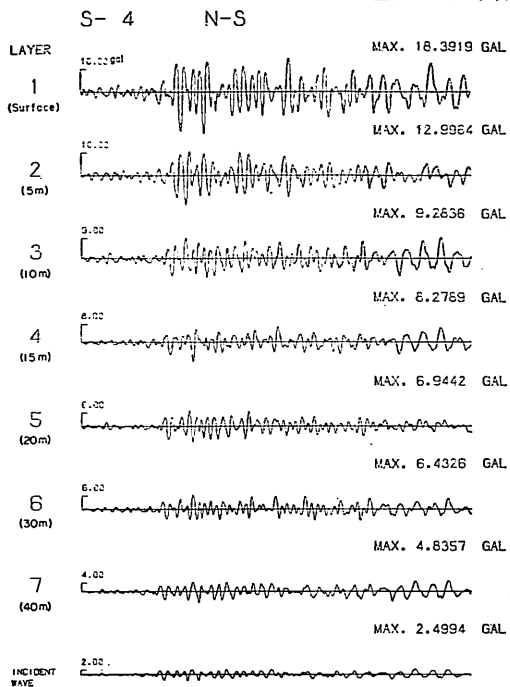


付図-14 剛性一定モデルに対して計算した加速度波形の例

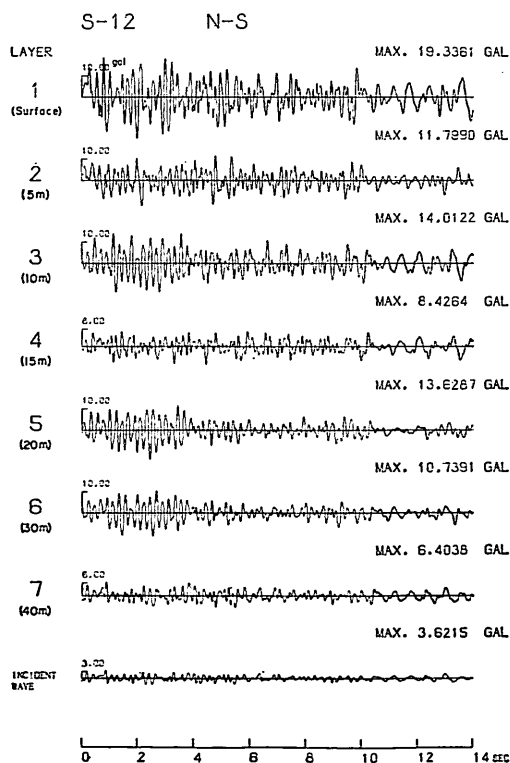


付図-15 地盤一定モデルに対して計算した変位波形の例

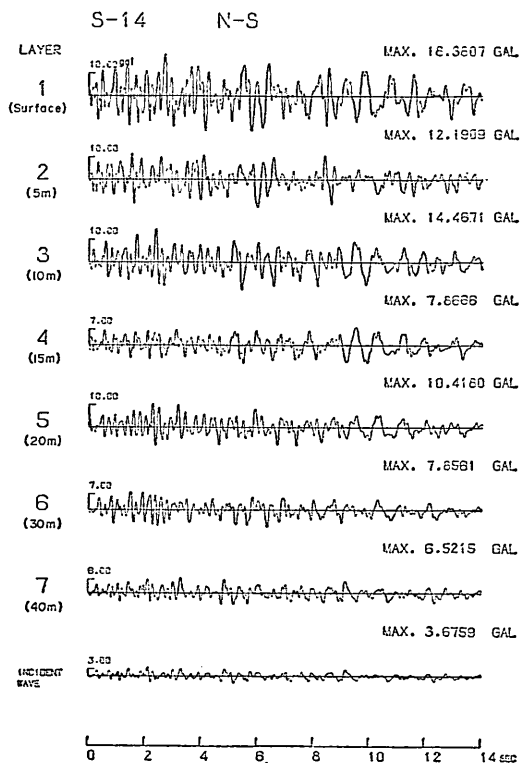
地盤内の地震動分布に関する研究 (第1報)



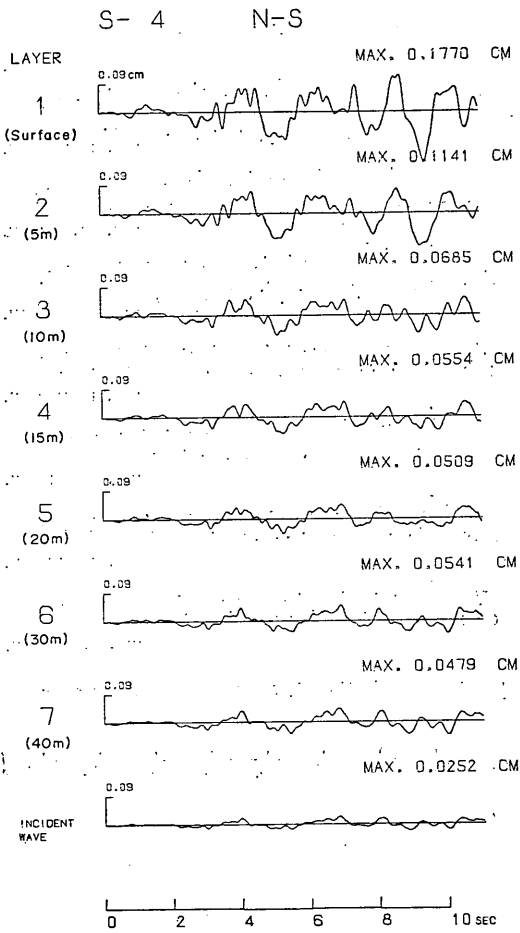
付図-16 剛性増加モデルに対して計算した加速度波形の例



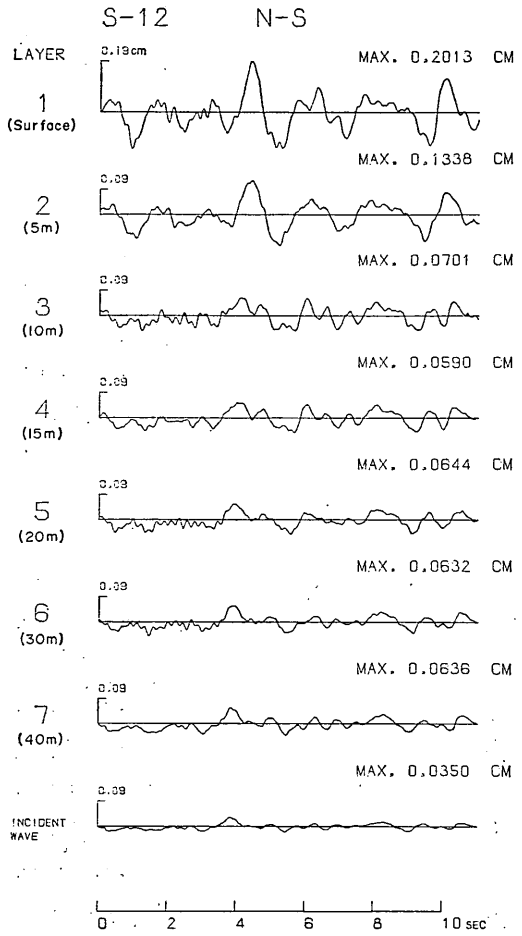
付図-17 剛性増加モデルに対して計算した加速度波形の例



付図-18 剛性増加モデルに対して計算した加速度波形の例

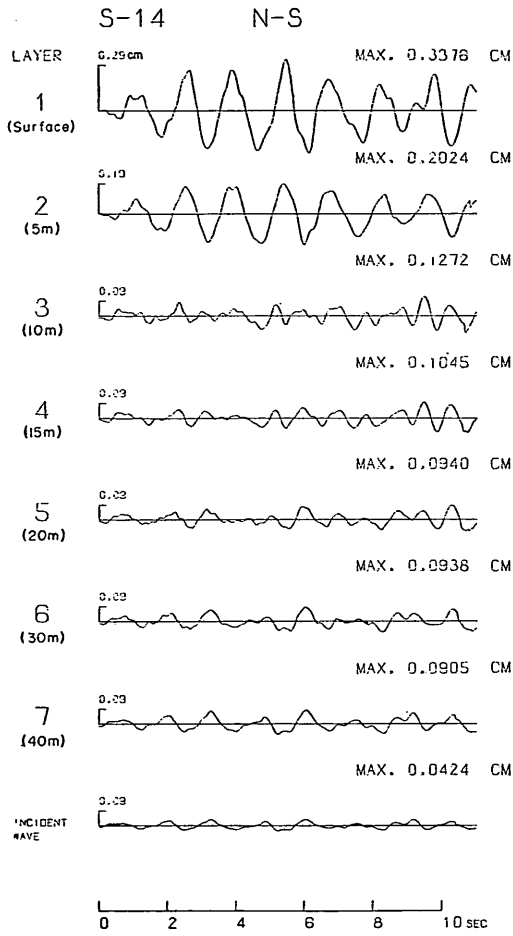


付図-19 剛性増加モデルに対して計算した変位波形の例

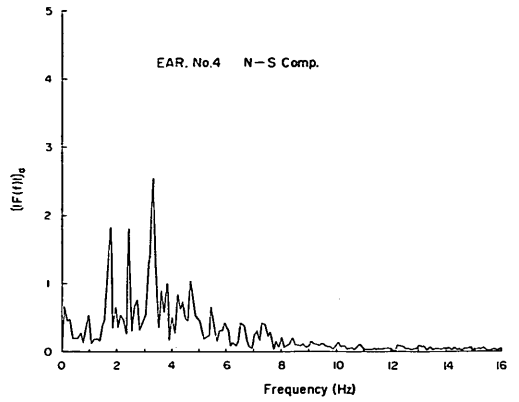


付図-20 剛性増加モデルに対して計算した変位波形の例

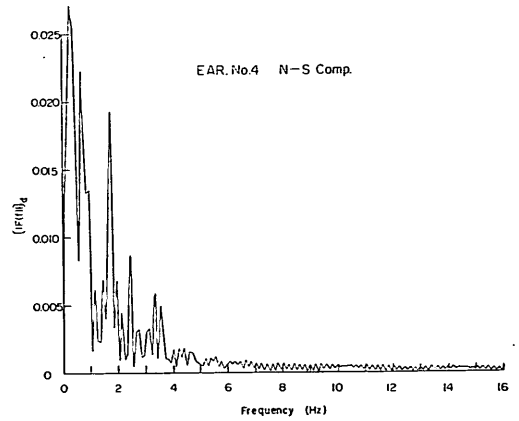
地盤内の地震動分布に関する研究 (第1報)



付図-21 剛性増加モデルに対して計算した変位波形の例



付図-22 入射加速度波形のフーリエ スペクトルの例



付図-23 入射変位波形のフーリエ スペクトルの例