

成層地盤における地震観測と解析

渡 辺 弘 之
横 田 治 彦
市 之 瀬 紘 一

§ 1. はじめに

建物を動的設計する場合、入力地震波として過去に起こった地震、たとえば EL-CENTRO 1940 等が用いられている。一方地震時における地盤の挙動は、数多くの地震観測や解析結果から、その地盤の持つ固有の特性が現われるといわれている。このようにもし地盤と地動の間になんらかの相関があるとすれば、当然地盤の特性を考慮した入力地震波の設定が必要であろう。

金井、小林博士は、地盤を物理常数の異なる幾つかの平行な地層に分け、S波の重複反射理論を適用して、地盤固有の特性および地震応答の推定法を解析的にしめている。また、質点モデルに置換して応答解析を行なう研究も多くなされている。

しかし同一場所において観測される地震波およびそのスペクトルは、地盤構成はもとより地震の震源位置、規模、発震機構により複雑に変化する。

したがって、本報告はこれらの問題の足がかりを得るため、比較的整層をなす地盤に地中地震計を設置し、観測された地震データをまとめたものである。

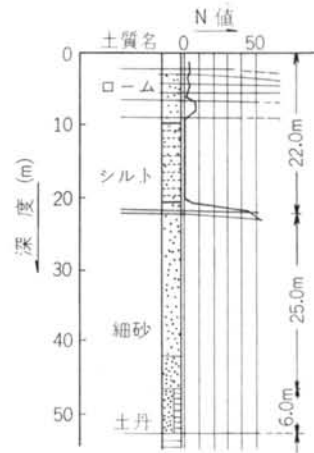
またこれと並行して、地盤に重複反射理論を適用することにより求めた伝達特性、および各点の地震応答と観測結果との比較検討を行なった。

また従来の計算法では、地盤の内部減衰は粘性減衰とした数学的モデルで取り扱われてきた。しかるに本計算法では、この内部減衰を周波数に対して独立に考慮できることが特徴である。

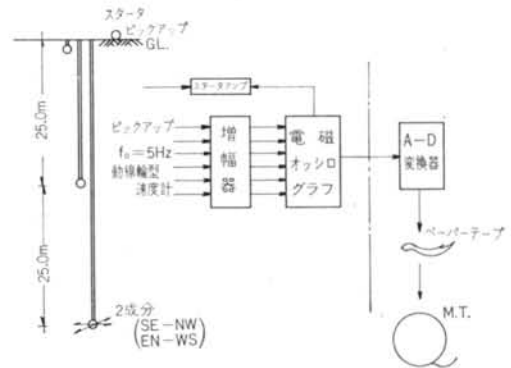
§ 2. 地盤概要と観測システム

観測を実施した地盤は、図一1の地層断面からもわかるように比較的整層をなし、大別してシルト層、砂層、土丹層の3層構造である。

地中地震計は、これら各層の境界と思われるG.L. -



図一1 地層断面図



図二 地震計の設置と観測システム

1 m, -25 m, -50 mに各点2成分 (SE-NW, EN-WS) 計6個設置し、図二に示す方式で同時観測を行なった。

観測に使用した地中地震計の性能は、固有周期0.2secのオーバードンピング動線輪型速度計 (出力: 加速度) である。

なお、G.L. -50 mにおけるEN-WS方向の成分については、地中地震計の設置がうまくゆかず、観測を断念した。

§ 3. 地震観測

観測は、昭和47年夏から開始し、現在までに5個の地震が取得できた。表-1は、これらの地震に対する発生年月日、時刻、震源位置、最大加速度についてまとめたものである。図-3は表-1に対応した地震の震源位置の分布を表わしたものである。

また、各地震に対する観測波形は、附図-1~5に示してある。

§ 4. 観測結果

附図に示す地震波形より、パワースペクトルを計算し図-4~8に示す。G. L. -50mにおけるスペクトルを見ると、0.4 sec 付近の周期成分は、どの地震についても共通に卓越しているが、これ以外の周期成分は地震に

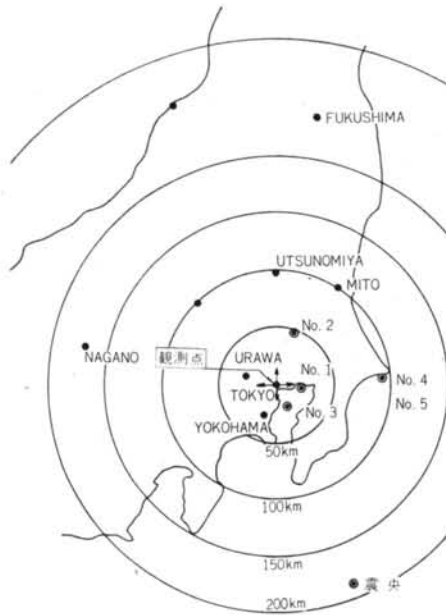


図-3 震源分布図

地震 No.	日時	震源	深さ (km)	震央距離 (km)	最大加速度 (gal)
1	72.12.8 8:38	東京湾北部	-60	25	20.0
2	73.1.21 17:16	茨城県南西部	-70	50	5.0
3	73.3.27 11:8	東京湾中部	-60	25	23.2
4	73.9.30 3:14	銚子付近	-20	100	12.9
5	73.10.1 23:16	銚子付近	-20	100	11.9

表-1 観測地震

よって必ずしも一致していない。すなわち、No. 1, 3の地震に対して見られる0.2 sec 付近の周期成分は、No. 2, 4, 5の地震においてほとんど認められない。また、No. 4, 5の地震にきわめて卓越する1 sec 付近の周期成分については、No. 1, 2, 3の地震に認められない。このように地震の発震機構、規模、震源位置により、G. L. -50mで観測される波形のスペクトル特性も

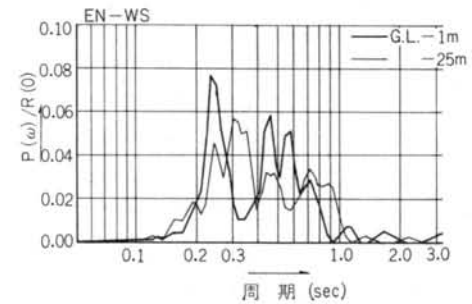
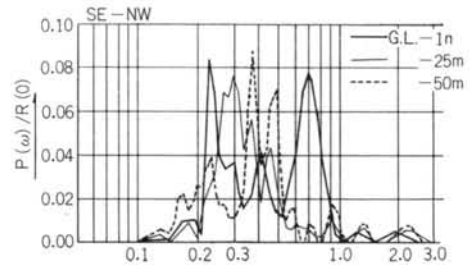


図-4 No. 1地震のパワースペクトル

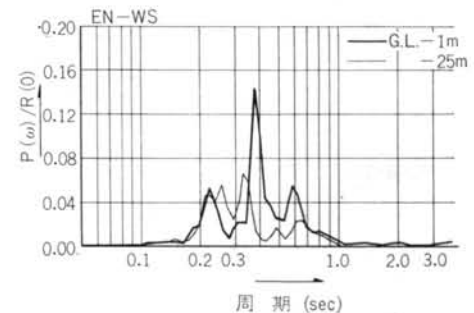
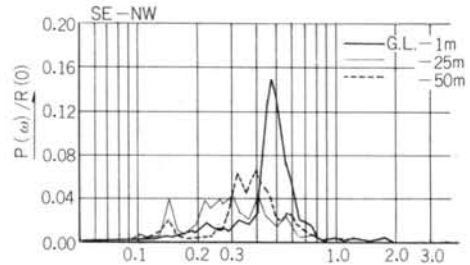


図-5 No. 2地震のパワースペクトル

変化している。

このような意味で、各地震を発生地域別にし、震央距離および震源からの入射角度とスペクトル（スペクトル密度2%以上）の関係を、図-9、10に示した。図より、震央距離が大きいほど、また震源に対する入射角度が大きいほど、G.L.-50mで観測される波形に含まれる周期成分は、長くなる傾向をしめしている。

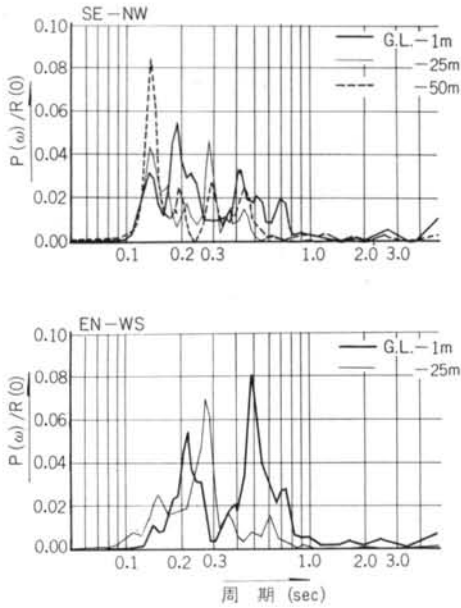


図-6 No. 3地震のパワースペクトル

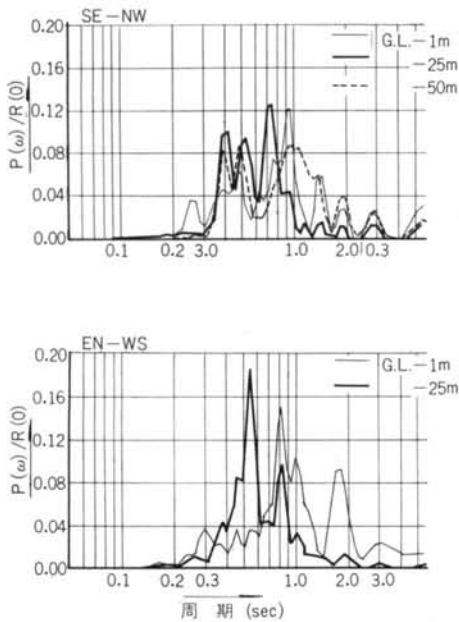


図-7 No. 4地震のパワースペクトル

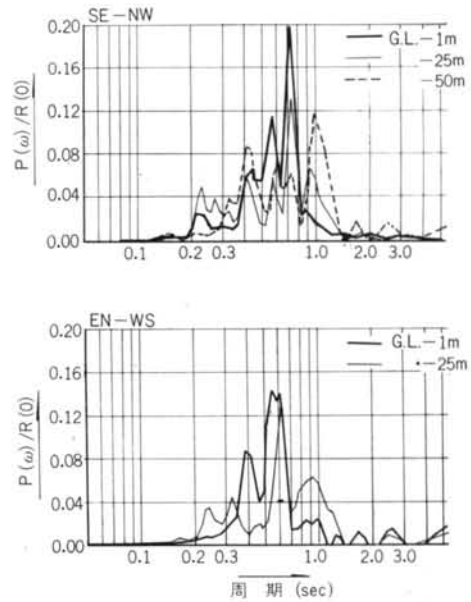


図-8 No. 5地震のパワースペクトル

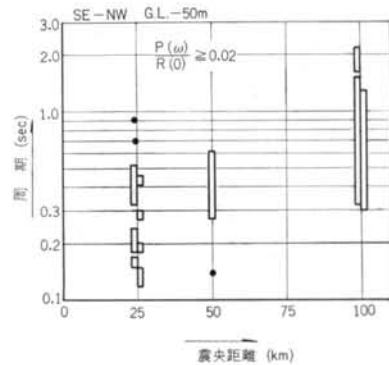


図-9 震央距離に対するスペクトルの推移

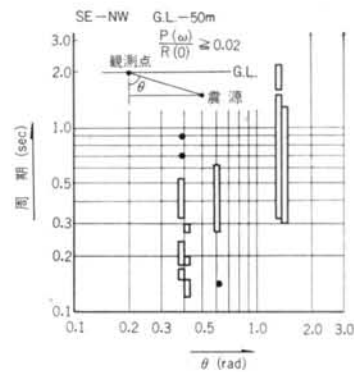


図-10 震源からの入射角度θに対するスペクトルの推移

一方、G.L. - 1 mにおいて卓越する周期成分は、No. 1, 3の地震に対しては、0.2~0.3 secと0.4~0.7 sec付近の2つのピークが現われている。またNo. 2, 4, 5の地震には、0.2~0.3 secに相当するピークは見られないが、0.4~0.7 secの周期成分がきわめて卓越している。これは、前にも述べたように、G.L. - 50 mで観測された波形のスペクトルが、地震によって幾分異なった

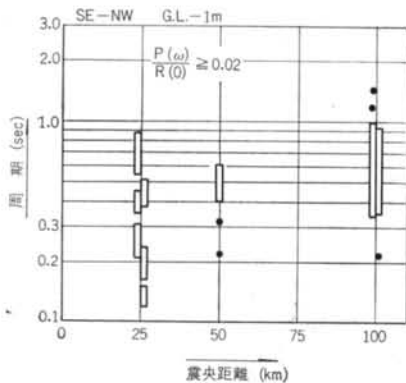


図-11 震央距離に対するスペクトルの推移

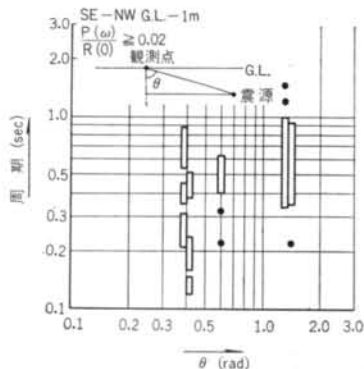


図-12 震源からの角度入射 θ に対するスペクトルの推移

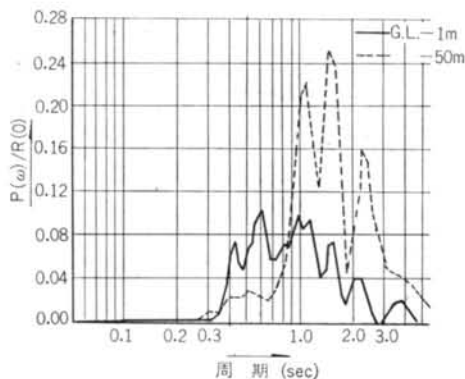


図-13 No. 4地震の末期におけるパワースペクトル

傾向を示しているためと思われる。

図-11, 12は、図-9, 10と同様に、G.L. - 1 mにおける卓越周期（スペクトル密度2%以上）と震央距離

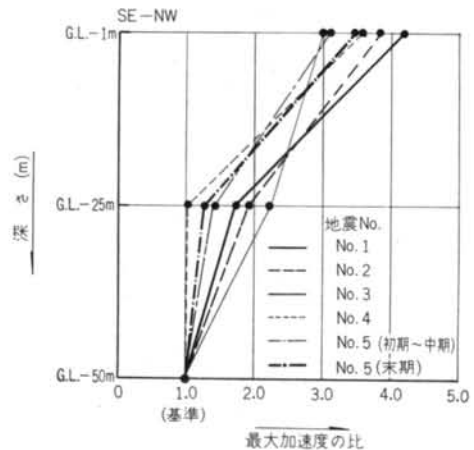


図-14 G.L. - 50 mに対する - 25 m, - 1 mの最大加速度比

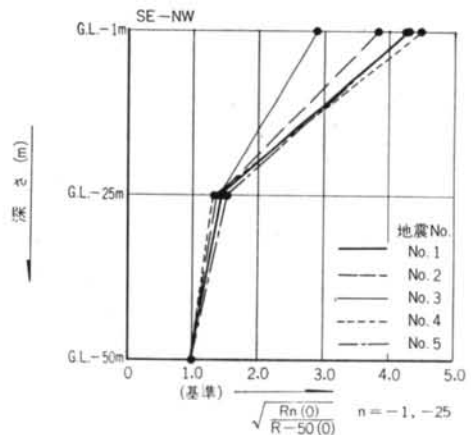


図-15 G.L. - 50 mに対する - 25 m, - 1 mの r.m.s. 比

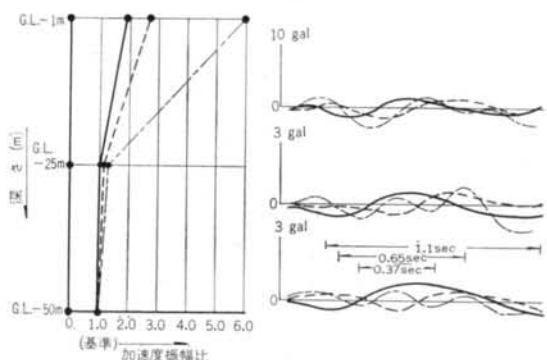


図-16 No. 4地震末期における各周期成分の加速度振幅比

および震源からの入射角度との関係を示したものである。この図より、G. L. -1 m に現われる周期成分は、震央距離、震源に対する入射角度が、大きくなって必ずしも周期成分は長くならず、むしろ地盤の持つ固有の特性に比較的近い成分が卓越する傾向をしめしている。このことは、図-13の地震末期におけるスペクトルを見てもわかる。すなわち、G. L. -50 m におけるスペクトルには、0.8~3 sec の周期成分がきわめて卓越し、これ以外の成分についてはほとんど見られない。これに対し G. L. -1 m においては、0.8~3 sec の周期成分とは別に、0.4~0.8 sec の周期成分が、スペクトルに占める割合が大きい。

次に、G. L. -50 m に対する G. L. -1 m の加速度の応答比がどの程度かを求めてみた。図-14は、G. L. -50 m を基準としたときの -25 m, -1 m の観測波形の加速度の最大値を比で表わしたものである。この図を見ると各地震の G. L. -25 m の倍率は、G. L. -50 m の 1~2 倍、G. L. -1 m においては 3~4 倍と、地震の発震機構や震源位置等の相違によって、ばらつきをしめしている。したがって、これとは別に地震波を定常確率過程と考え、地震の持つ平均パワーで比較してみる。

一般に地震の持つ平均パワーは式(1)で与えられる。

$$R(0) = \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} f(t)^2 dt \quad \dots\dots(1)$$

§ 5. 重複反射理論による地震波の解析

5.1 伝達マトリックス法による地盤の周波数特性

地盤を完全弾性体とした場合の波動方程式は、

$$G \left(1 + \eta \frac{\partial}{\partial t} \right) \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = \rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} \quad \dots\dots(3)$$

ここに、 $\xi(x, t)$: 変位、 η : 粘性係数 (sec)

ρ : 密度 (ton · sec²/m⁴)、 G : 弾性定数 (ton/m²)

式(3)の解を、

$$\xi(x, t) = u(x) e^{i\Omega t} \quad \dots\dots(4)$$

と仮定し、式(3)に代入すれば、

$$G(1 + i\Omega\eta) \frac{d^2 u(x)}{dx^2} = -\rho\Omega^2 u(x) \quad \dots\dots(5)$$

ここに、 Ω : 角振動数 (rad/sec)、さらに $\frac{G}{\rho} = v^2$ 、 $\frac{\Omega^2}{v^2(1 + i\Omega\eta)} = K^2$ と置けば式(5)は、

$$\frac{d^2 u(x)}{dx^2} = -K^2 u(x) \quad \dots\dots(6)$$

式(6)の一般解は、 c, c' を任意定数として、

$$u(x) = ce^{iKx} + c'e^{-iKx} \quad \dots\dots(7)$$

ここに、 T : 地震波の全区間 (sec) である。このような方法で、各地震に対する波形の平均パワー $R(0)$ を計算し、式(2)によって G. L. -25 m, -1 m の G. L. -50 m に対する倍率を計算し、図-15に示した。

$$A_n = \sqrt{\frac{R_n(0)}{R_{-50m}(0)}} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 $n = -1 m, -25 m$ 、 $A = r. m. s$ (route mean square value) 比である。この図より、G. L. -50 m に対する G. L. -25 m, -1 m の倍率は、比較的ばらつきも小さく、図-14の結果とも良く似た傾向を示している。

また、同一地震においても、地震波の初期から中期と末期のスペクトルではかなり異なった傾向を示している。特に No. 4, 5 の地震はこの傾向が顕著である。図-13は No. 4 地震の 30 sec 経過後の波形に対するスペクトルである。このスペクトルを見ると、G. L. -50 m におけるスペクトルは、1~3 sec の周期成分がほとんどであることがわかる。また参考までに図-16にこの地震の末期において見られる、1.1 sec, 0.65 sec, 0.37 sec の各周期成分に対する加速度のモードを示す。このモードを見ると、短周期成分ほど、G. L. -1 m における増幅率が高くなる傾向をしめしている。この傾向は、地盤の持つ周期特性とも、密接に関係しているものと思われる。

一方、応力については、

$$\tau(x) = G(1+i\eta\Omega) \frac{du(x)}{dx} = Q(ce^{iKx} - c'e^{-iKx}) \quad \dots\dots(8)$$

ここに、 $Q=iKG(1+i\eta\Omega)$

c, c' は境界条件; $x=0$ で $u(0), \tau(0)$ として式(7), (8)に代入すれば、

$$c = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\tau(0)}{Q} + u(0) \right\}$$

$$c' = \frac{1}{2} \left\{ -\frac{\tau(0)}{Q} + u(0) \right\}$$

したがって式(7), (8)は、

$$u(x) = u(0) \cos Kx + i \frac{\tau(0)}{Q} \sin Kx$$

$$\tau(x) = iu(0)Q \sin Kx + \tau(0) \cos Kx$$

上式を書き改め、

$$\begin{Bmatrix} u(x) \\ \tau(x) \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos Kx & iQ^{-1} \sin Kx \\ iQ \sin Kx & \cos Kx \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u(0) \\ \tau(0) \end{Bmatrix} \quad \dots\dots(9)$$

ここで K は複素数であるから、

$$K = a - ib = \frac{\Omega}{v} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+i\Omega\eta}}$$

と置き、さらに、

$$p = \frac{\Omega^2}{v^2(1+\Omega^2\eta^2)}$$

$$2q = \frac{\Omega^3\eta}{v^2(1+\Omega^2\eta^2)}$$

とすれば、

$$a = \sqrt{-\frac{p}{2} + \sqrt{\frac{p^2}{4} + q^2}}$$

$$b = \sqrt{-\frac{p}{2} - \sqrt{\frac{p^2}{4} + q^2}}$$

したがって式(9)は、

$$\begin{Bmatrix} u(x) \\ \tau(x) \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos ax \cdot \cosh bx + i \sin ax \cdot \sinh bx & Q^{-1}(\cos ax \cdot \sinh bx + i \sin ax \cdot \cosh bx) \\ Q(\cos ax \cdot \sinh bx + i \sin ax \cdot \cosh bx) & \cos ax \cdot \cosh bx + i \sin ax \cdot \sinh bx \end{bmatrix} \cdot \begin{Bmatrix} u(0) \\ \tau(0) \end{Bmatrix} \quad \dots\dots(10)$$

または式(10)を簡単に、

$$V^x = T^x V^0 \quad \dots\dots(11)$$

ここに、

$$V^0 = \begin{Bmatrix} u(0) \\ \tau(0) \end{Bmatrix} \quad V^x = \begin{Bmatrix} u(x) \\ \tau(x) \end{Bmatrix}$$

$$T^x = \begin{bmatrix} \cos ax \cdot \cosh bx + i \sin ax \cdot \sinh bx & Q^{-1}(\cos ax \cdot \sinh bx + i \sin ax \cdot \cosh bx) \\ Q(\cos ax \cdot \sinh bx + i \sin ax \cdot \cosh bx) & \cos ax \cdot \cosh bx + i \sin ax \cdot \sinh bx \end{bmatrix}$$

式(10), (11)が、 $x=0$ の点に $u(0), \tau(0)$ を与えた場合の x 点の変位、応力を求める式である。この方法により、図-17に示すような地層断面を想定し、応答特性および応答波形を解析する。いま第1層において、

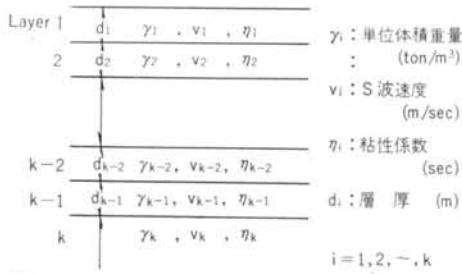


図-17 解析モデル

$$\begin{aligned} x=0 & \quad u_1(0), \quad \tau_1(0) \\ x=d_1 & \quad u_1(d_1), \quad \tau_1(d_1) \end{aligned}$$

とすれば、式(1)の関係より、

$$V_1^{d_1} = T_1^{d_1} \cdot V_1^0 \quad \dots\dots(12)$$

第2層においても、

$$V_2^{d_2} = T_2^{d_2} \cdot V_2^0 \quad \dots\dots(13)$$

ここで第1層と2層の境界において変位、応力が連続であるとするれば、 $V_2^0 = V_1^{d_1}$ となり式(12)を式(13)に代入すれば、

$$V_2^{d_2} = T_2^{d_2} \cdot T_1^{d_1} \cdot V_1^0$$

同様にして $k-1$ 層においても、

$$V_{k-1}^{d_{k-1}} = T_{k-1}^{d_{k-1}} \cdot V_{k-1}^0$$

k 層との境界においても連続条件より、

$$V_k^0 = T_{k-1}^{d_{k-1}} \cdot V_{k-1}^0$$

したがって、第1層からの連続条件を順番に適用すれば、 k 層と1層の関係は、

$$V_k^0 = \left\{ \prod_{n=1}^{k-1} T_n^{d_{k-n}} \right\} \cdot V_1^0 \quad \dots\dots(14)$$

ここで、

$$\begin{bmatrix} B_{11} & B_{12} \\ B_{21} & B_{22} \end{bmatrix} = \prod_{n=1}^{k-1} T_n^{d_{k-n}}$$

と置けば式(14)は、

$$\begin{bmatrix} u_k(0) \\ \tau_k(0) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_{11} & B_{12} \\ B_{21} & B_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_1(0) \\ \tau_1(0) \end{bmatrix} \quad \dots\dots(15)$$

第1層 $x=0$ において $\tau_1(0)=0$ であるから式(15)は、

$$u_k(0) = B_{11}u_1(0)$$

$$\tau_k(0) = B_{21}u_1(0)$$

一方、式(7)、(8)にもどり、

$$u_k(0) = c_k + c_k' = B_{11}u_1(0) \quad \dots\dots(16)$$

$$\tau_k(0) = Q_k(c_k - c_k') = B_{21}u_1(0) \quad \dots\dots(17)$$

式(16)、(17)より c_k' を消去し、 $u_1(0)$ について解けば、

$$u_1(0) = \frac{2Q_k}{B_{21} + Q_k B_{11}} c_k \quad \dots\dots(18)$$

式(18)を式(4)に代入し $c_k = a_k$ と置けば、

$$\xi_1|_{x=0} = \frac{2G_k a_k}{B_{21} + Q_k B_{11}} e^{i\Omega t} \quad \dots\dots(19)$$

式(19)は、 k 層からの入射波 $a_k e^{i\Omega t}$ に対する地表面の応答をしめす。

一般には、式(19)を振幅のみに着目して、

$$\frac{A_1}{2a_k} = \frac{Q_k}{B_{21} + Q_k B_{11}} \quad \dots\dots(20)$$

ただし、 $A_1: \xi_1|_{x=0}$ の振幅

式(20)により、周波数をパラメータにとれば、地盤の周波数伝達特性を計算することができる。

5.2 地盤の内部減衰

一般に減衰の評価法の1つとして、減衰定数 h を使うことが多い。したがって、いままで用いてきた内部粘性係数 η を、等価な h で評価してみよう。

そこでいま式(7)、(8)にもどり、

$$u(x) = ce^{iKx} + c'e^{-iKx}$$

$$\tau(x) = Q(ce^{iKx} - c'e^{-iKx})$$

境界条件としては、一端を固定とする必要があるから、 $x=0$ で $\tau(x)=0$ 、 $x=l$ で $u(x)=0$ 。したがって、

$$0 = 2c(e^{iKl} + e^{-iKl})$$

$$0 = \cos Kl \quad c \neq 0 \quad \dots\dots(21)$$

一方、

$$K = \frac{Q}{v} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+i\Omega\eta}}$$

式(21)の K に代入すれば振動数方程式は、

$$\cos\left(\frac{\Omega l}{v} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+i\Omega\eta}}\right) = 0$$

故に、

$$\frac{\Omega n l}{v} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+i\Omega_n\eta}} = \left(n - \frac{1}{2}\right)\pi$$

$$\Omega_n = \frac{v\left(n - \frac{1}{2}\right)\pi}{l} (1+i\Omega_n\eta)^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots(22)$$

ここに、無減衰における固有振動数 ω_n は、

$$\omega_n = \frac{v\pi}{l} \left(n - \frac{1}{2}\right)$$

であるから、式(22)は、

$$\Omega_n = \omega_n (1+i\Omega_n\eta)^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots(23)$$

式(23)を Ω_n について解けば、

$$\Omega_n = \omega_n \left(\pm \sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}} + \frac{i\omega_n \eta}{2} \right) \quad \dots\dots(24)$$

式(24)を式(4)に代入すれば、

$$\xi(x, t) = u(x) e^{\left(\pm i \omega_n \sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}} - \frac{\omega_n^2 \eta}{2} \right) t} \dots\dots (25)$$

式25の右辺は、

$$e^{\pm i \omega_n \sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}} t} : \text{振動項}$$

$$e^{-\frac{\omega_n^2 \eta}{2} t} : \text{減衰項}$$

したがって、

$$t = t_N \quad \xi(x, t_N) = u(x) e^{i \omega_n t_N} = x_N$$

$$t = t_N + T_n \quad \xi(x, t_N + T_n) = u(x) e^{i \omega_n (t_N + T_n)} = x_{N+1}$$

ここで、

$$T_n = \frac{2\pi}{\omega_n \sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}}}$$

$$\frac{x_{N+1}}{x_N} = e^{i \omega_n T_n} = e^{i 2\pi \frac{\omega_n \eta \pi}{\sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}}}}$$

減衰項のみに注目し対数を取れば、

$$\log_e \frac{x_{N+1}}{x_N} = \frac{\omega_n \eta \pi}{\sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}}} \dots\dots (26)$$

一方、対数減衰率と h_n との関係は、

$$\log_e \frac{x_{N+1}}{x_N} = 2\pi \frac{h_n}{\sqrt{1 - h_n^2}} \dots\dots (27)$$

式26と式27より、

$$\frac{\omega_n \eta \pi}{\sqrt{1 - \frac{\omega_n^2 \eta^2}{4}}} = 2\pi \frac{h_n}{\sqrt{1 - h_n^2}}$$

故に、

$$h_n = \frac{\omega_n \eta}{2} = \frac{\pi \eta}{T_n} \dots\dots (28)$$

または、

$$\eta = \frac{2h_n}{\omega_n} = \frac{T_n h_n}{\pi} \dots\dots (29)$$

T_n : n 次固有周期 (sec)

式28, 29が粘性係数 η と減衰定数 h の関係式である。したがって、 h を一定とする場合は η は周期に比例する。一方、 η を一定とすれば、 h は周期に反比例することになる。

次に式29が振動する条件としては、 $1 - \frac{\omega^2 \eta^2}{4} > 0$ である必要がある。したがって、 $\eta < \frac{2}{\omega}$ または $h < 1$ と

なる。

5.3 ランダム波形に対する応答

正弦波形に対する定常応答は、式19によって簡単に計算することができる。しかし、ランダムな波形に対しては、式19をそのまま適用することができない。

したがって、式20にもどり地盤の周波数伝達特性を、

$$G(i\omega) = \frac{2Q_k(i\omega)}{B_{21}(i\omega) + B_{11}(i\omega)Q_k(i\omega)} \dots\dots (30)$$

この系の入力 $f_k(t)$ のフーリエ変換を、

$$F_k(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f_k(t) e^{-i\omega t} dt \dots\dots (31)$$

とすれば、出力 $F_1(i\omega)$ は、

$$F_1(i\omega) = G(i\omega) \cdot F_k(i\omega)$$

したがって $F_1(i\omega)$ の逆変換：

$$f_1(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_1(i\omega) e^{i\omega t} d\omega \dots\dots (32)$$

によって出力を求めることができる。

次に k 層の応答が $f_k(t)$ の場合表層の応答 $f_1(t)$ は、

$$F_k(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f_k(t) e^{-i\omega t} dt$$

として式32を適用すれば、

$$F_1(i\omega) = B_{11}(i\omega)^{-1} F_k(i\omega) \dots\dots (33)$$

したがって求める応答波形は、

$$f_1(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_1(i\omega) e^{i\omega t} d\omega \dots\dots (34)$$

このようにして、任意の層における入射波、応答波形を与えることにより、各点の定常応答波形を計算することができる。

§ 6. 計算結果と観測結果の比較

6.1 地盤のモデル化

図一1の地層断面図および地震計設置位置の関係から図一18に示すように地盤をモデル化した。

地盤の諸定数は、これと良く似た他の地盤、および実際に観測された地震波より推定した。しかし地盤の内部減衰については定説がなく、したがって式28により η をパラメータとした場合の等価な減衰定数を求め、これから逆に仮定することにした。図一19は η に対する減衰定数と周期の関係を示したものであり、本計算においては図の太線で示す $\eta = 0.002$ sec, $h = 0.02$ の2つについて各層ごとに与えた。

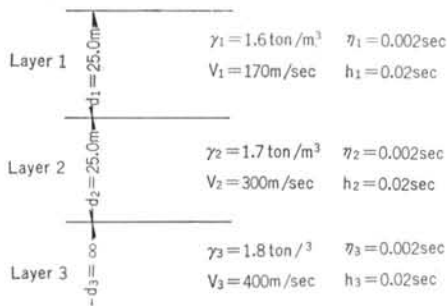


図-18 地盤のモデル化

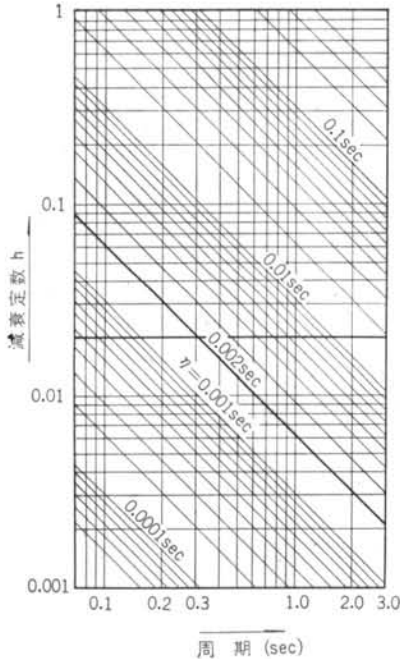


図-19 η をパラメータとした場合の減衰定数と周期の関係

6.2 地盤の周波数伝達特性

図-18に示すモデルより、地表面とG. L. -25mにおける周波数伝達特性を計算し、図-20, 21に示す。ここで太線は無減衰、細線は $\eta=0.002 \text{ sec}$ 、点線は $h=0.02$ の場合を表す。ただし、逸散減衰についてはいずれも考慮している。

地表面における特性を見ると、0.13 sec, 0.19 sec, 0.7 sec にピークがある。一方、観測結果から推定した地盤の卓越周期は、0.2~0.3 sec および 0.4~0.7 sec であり、比較的良く対応している。またG. L. -25mに見られる 0.4 sec のピークについても、図-4~8に示すG. L. -25mのスペクトルと良く対応している。

6.3 地震応答波形の検討

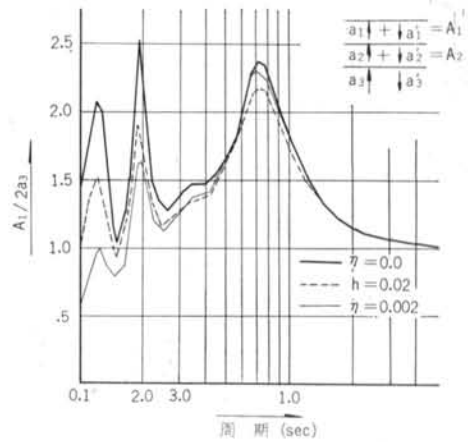


図-20 地表面における伝達特性

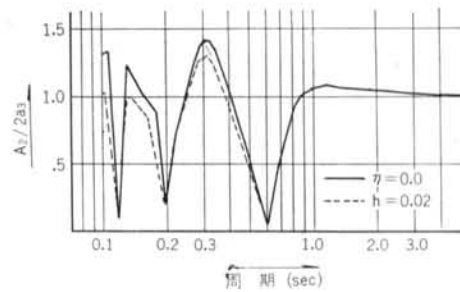


図-21 G. L. -25mにおける伝達特性

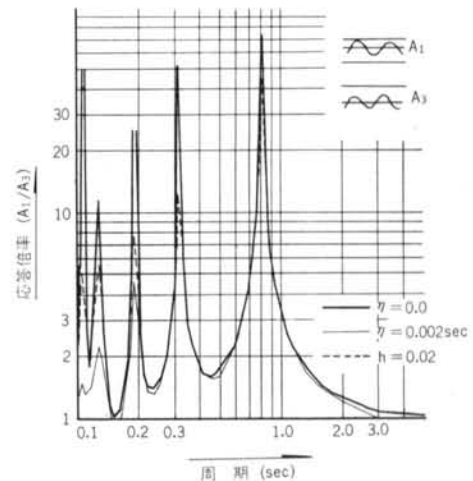


図-22 G. L. -50mの観測波形に対する地表面の応答倍率

このように、G. L. -50mからホワイトノイズが入射したものと仮定した場合の地表面の伝達特性は、実際の観測結果と良く一致することがわかった。

次に、G. L. -50mの観測波形から、地表面、G. L. -25mにおける応答波形を求めてみる。

いま、G. L. -50mで観測されたデータは応答波形で

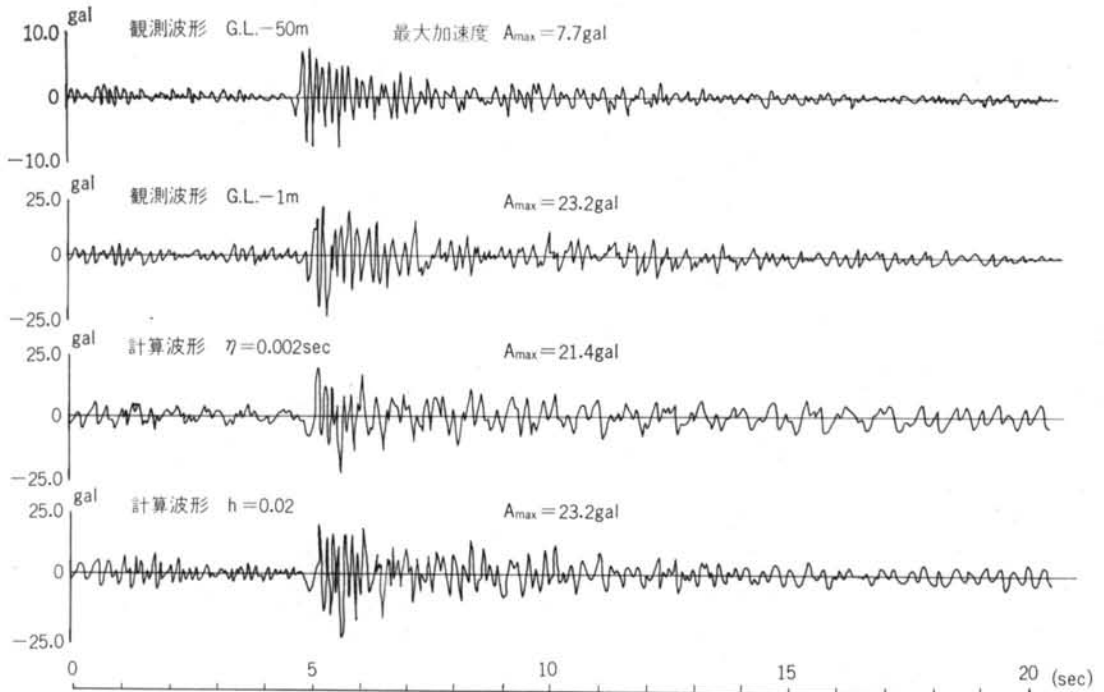


図-23 No. 4 地震G. L. -50 mの観測波形に対する地表面の応答波形

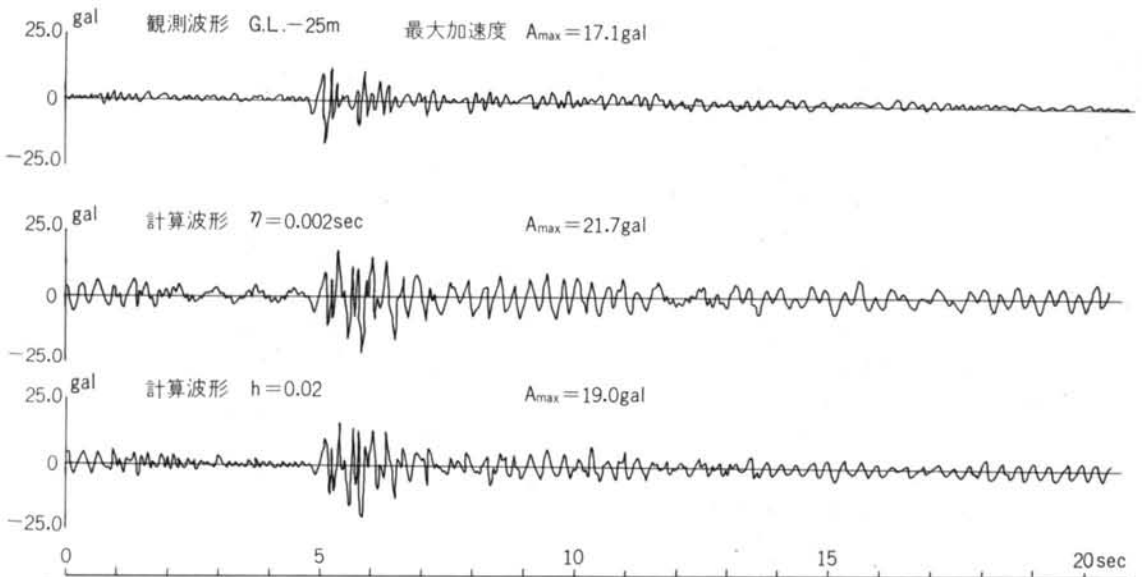


図-24 No. 4 地震G. L. -50 mの観測波形に対するG. L. -25 mの応答波形

あるから、この波形を地盤系の入力とすることは、理論的に矛盾する。しかし、式B3, B4の関係を用いれば容易に応答計算することができる。

図-22はG. L. -50 mの観測波形に対する地表面の応答倍率を示したものである。ここで地盤の内部減衰を無視した場合は、特定の周期に対して無限の倍率特性を持

つため、実状にそぐわない。

したがって本計算においては、図-19で仮定した内部減衰を用いた。

図-23, 24はNo. 3 地震のG. L. -50 mの観測波形に対する地表面、およびG. L. -25 mの応答波形を示したものである。

この図より内部減衰 $\eta=0.002 \text{ sec}$ とした場合は、図-20を見てもわかるように、短周期成分に対する減衰効果が大きく、 0.7 sec 付近の周期成分が顕著である。それに対し、減衰定数 $h=0.02$ と一定にした場合は、波形の様子も G. L. -1 m における観測波形と良く似た傾向を示す。また、最大応答加速度も良く合っている G. L. -25 m の波形についても、同様に h を一定とした方が良い結果が得られた。

§ 7. まとめ

観測結果より、この地盤において地震時に比較的良く卓越する周期成分は、 $0.2\sim 0.3 \text{ sec}$ および $0.4\sim 0.7 \text{ sec}$ と推定される。またこの地盤の G. L. -50 m に対する G. L. -1 m の増幅特性は、地震波の r, m, s 比で約 4

倍と推定される。

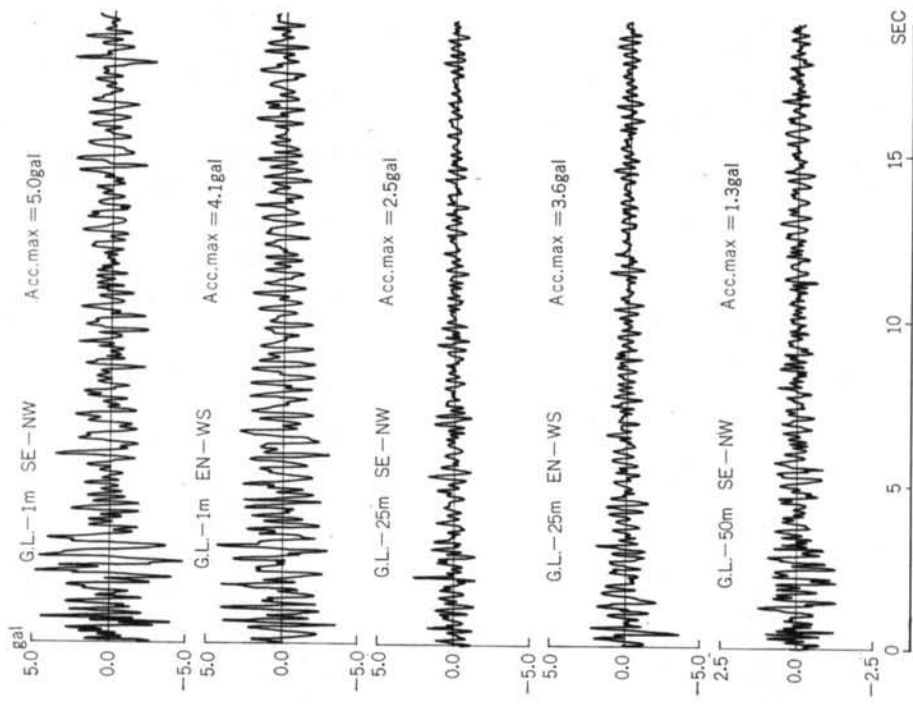
一方、解析結果との対応は、一応妥当な結果を得ることができた。特に地盤の内部減衰については、粘性減衰として取り扱うよりも履歴減衰として考えた方が、観測結果と良く対応することがわかった。

しかし、No. 4, 5 の地震の後半部に見られる 1 sec 以上の比較的長周期の成分に対してはデータが少なく、これらが地盤の持つ固有の特性であるのか、地震の発震機構、規模、震源位置等の相違に原因するのかわからない。したがって今後は、これらの問題を中心とした地震観測をする必要がある。

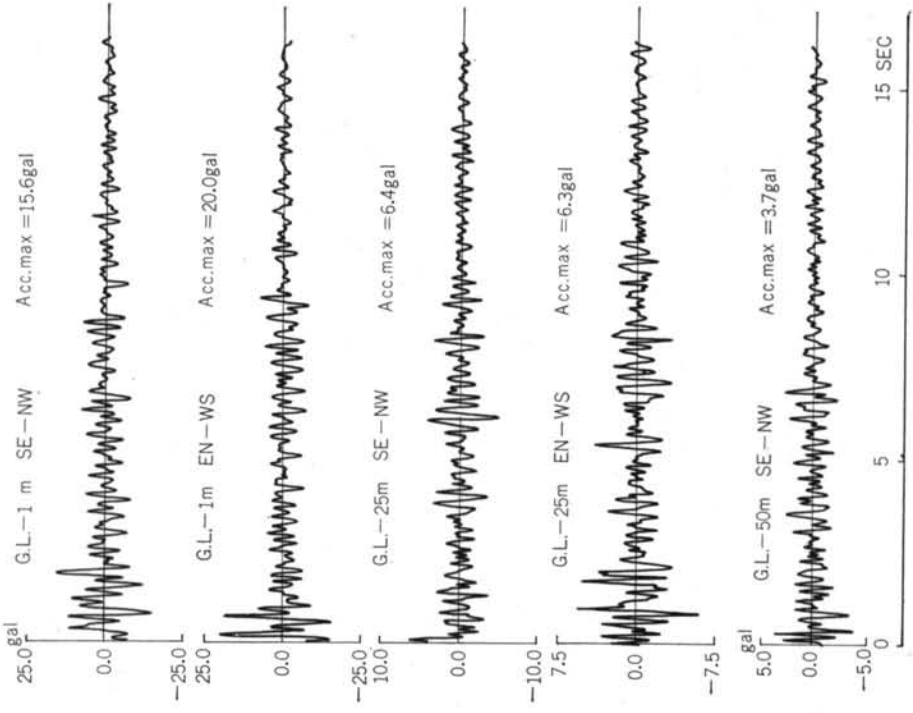
なお、本報告にあたり地震観測に多大な協力をしていただいた富国生命保険相互会社本社屋建設準備委員会の諸氏、および解析にあたりご指導いただいた当研究所の伊藤哲次氏、データ解析に協力していただいた保田育子氏に対し感謝の意を表します。

<参考文献>

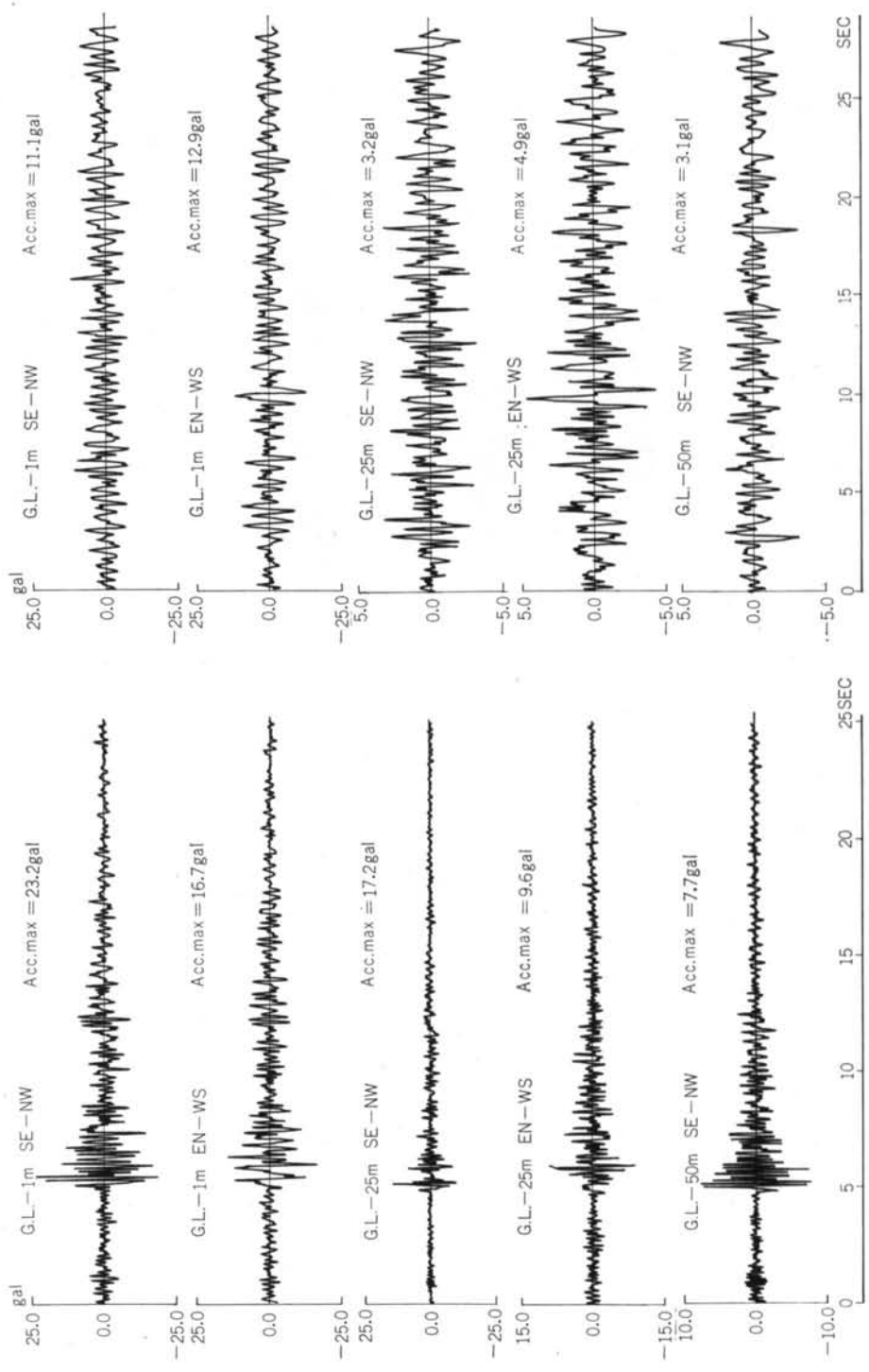
- 1) 山原 浩：“地盤の動的効果に関する総合的研究” 清水建設研究報告 No. 7
- 2) 山本善之・堀幸夫：“固体力学II (岩波講座基礎工学, 15)” 岩波書店
- 3) Kiyoshi Kanai & Shizuyo Yoshizawa: “Relation between the Amplitude of Earthquake Motions and the Nature of Surface Layer, IV. (The Case of Finite Train.)” Bull. Earthq. Res. Inst., 34 (1953) p. 168
- 4) Kiyoshi Kanai: “Relation between the Nature of Surface Layer and the Amplitudes of Earthquake Motions.” Bull. Earthq. Res. Inst., 30 (1952) p. 32.
- 5) 金井清・田治見宏・大沢胖・小林啓美：“地震工学 (建築構造学大系1)” 彰国社
- 6) 和泉正哲：“軟弱地盤に建つ構造物の耐震” 季刊カラム No. 45 p. 46



附圖—2 地震の観測波形 (No. 2)

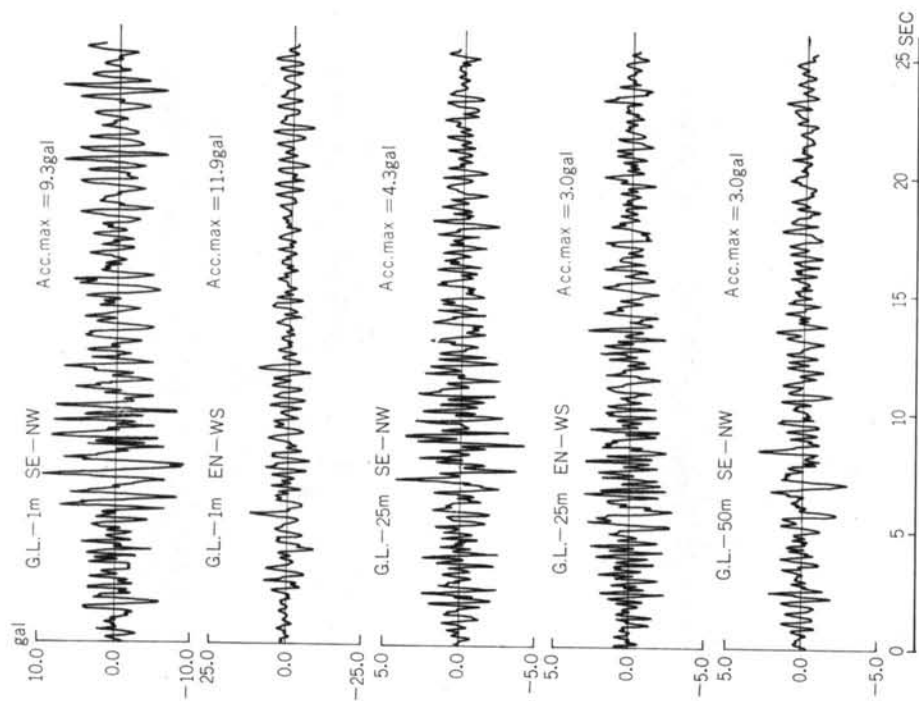


附圖—1 地震の観測波形 (No. 1)



附圖—4 地震の観測波形 (No. 4)

附圖—3 地震の観測波形 (No. 3)



附圖—5 地震の観測波形 (No. 5)