

芦屋・西宮地区の表層地盤の微動特性と地震被害の関連性の検討

1. はじめに
2. 常時微動観測
3. 常時微動観測から得られた地盤の特性
4. 重複反射理論による地盤の応答特性
5. 地表面観測記録を利用した地盤物性値の同定
6. まとめ

岩 楯 徹 広*
 大 岡 晃**
 荏 本 孝 久***

要 約

阪神・淡路大震災では、神戸市須磨区から西宮に至るいわゆる震度7の帯の地域に甚大な被害が生じた。この要因の1つとして、直下に地震断層が存在した可能性や地形・地質条件による表層地盤—構造物の応答特性が考えられる。

東京都立大学では、地震発生後、文部省科学研究・総合研究(A)「兵庫県南部地震の被害調査に基づいた実証的分析による被害の検討」の一環として行われた神戸の地震被害地域の表層地盤の合同常時微動観測に参加し、神奈川大学、関東学院大学、東電設計株式会社と共同で芦屋・西宮地区を対象に常時微動観測を行い、表層地盤の応答特性について調べた。

本報告は、常時微動観測記録と観測記録を用いた同定によって得られた芦屋・西宮地区の表層地盤の地盤構造及び応答特性と地震被害の関連に検討したもので、以下の結果を得た。

(1) 表層地盤の卓越振動数として、2.5Hz～4.5Hzに分布している事が明らかとなった。この地域を被害の大きかった震度7の帯の区域、その山側の被害の少なかった区域、および、海側の液状化が生じた区域の3つに分けて調べると、震度7の帯の区域では、3Hz付近に集中し、その山側の区域ではこれよりも若干大きい値を、また海側の液状化区域では、これよりも若干小さい値を示した。

(2) ボーリング調査資料に基づいて地盤モデルを作成し、重複反射理論により表層地盤の応答特性について検討し、常時微動観測結果と良い一致を得た。

(3) 新しく開発された同定手法により、常時微動観測記録を用いて表層地盤の構造特性を検討し、同定手法の妥当性を検証するとともに、表層地盤構造を概略把握した。

*東京都立大学工学部土木工学科

**東京都立大学工学部土木工学科大学院(修士課程)

***神奈川大学工学部



図1 観測地点

1. はじめに

1995年1月17日早朝に襲った大地震は、死者6000人以上、被害家屋11万戸以上、新幹線、高速道路、港湾、地下鉄、都市ライフライン施設等、都市の中核をなす土木・建築構造物に致命的な打撃を与え、我々に「都市直下型地震」の恐ろしさを見せつけると同時に、今後の土木・建築構造物の耐震設計、都市の防災対策のあり方に大きな問題を投げかけた。東京都立大学では、阪神・淡路大震災を教訓として、都市直下型の大地震を対象に都市防災に関する研究を鋭意実施中である。

筆者は、地震直後に地震被害調査を行った。その後土木学会耐震工学委員会、地下構造物被害調査グループに参加し、地下構造物を対象に被害の詳細調査を実施し、地震被害の分析と原因の検討を行ってきた。さらに、地震発生後、文部省科学研究・総合研究(A)「兵庫県南部地震の被害調査に基づいた実証的分析による被害の検討」の一環として行われた神戸の地震被害地域の表層地盤の合同常時微動観測に参加し、芦屋・西宮地区を対象に常時微動観測を行った²⁾。

阪神・淡路大震災と土木構造物の被害については、地震直後の調査結果に基づいて、その概要を「総合都市研究第57号」特集—阪神・淡路大震災報告(その1)「阪神・淡路大震災の地震被害の概要と土木構造物の被害」(p.19~53)¹⁾で報告した。

本報告では、常時微動観測結果および、観測記録の同定解析結果に基づいて芦屋・西宮地区の表層地盤の地盤構造および応答特性と地震被害の関連について検討した結果を述べる。

2. 常時微動観測

(1) 図1に常時微動観測点を示す。芦屋市から西宮市間(東西方向2.5km,南北方向4.5km)の地域を250m×250mメッシュに分割し、その中心を観測点(120点)とし観測を行った。この地域は、建物の被害が特に大きかったいわゆる震度7の帯の区域(A区域)とその山側の被害の少なかった

区域(B区域)およびその海側の液状化が生じた海岸沿いの区域(C区域)に分けられる。

(2) 観測は、ノイズの混入を避けるため、夜間(21時以降)に実施した。1観測点のデータ数は、0.01秒サンプリングで30000個(5分間)である。

(3) 観測データの分析は、1測点、1ケースにつき波形が定常性を保っていると考えられる区間のデータを2048個選び、FFT解析によりフーリエスペクトル、パワースペクトルを算定した他、中村の方法³⁾により、水平成分と上下成分のフーリエスペクトル比(H/V)を算定し、表層地盤の応答特性について検討した。

3. 常時微動観測から得られた地盤の特性

(1) 図2全観測点の水平2方向成分(NS方向、EW方向)上下方向成分の卓越振動数を示す。全測点とも、0.7Hz~0.9Hzと2.5Hz~4.0Hzの2つの振動数帯域に集中している。この内0.7Hz~0.9Hzの部分は、全測点とも殆ど差はなく、また、水平2方向、上下方向とも共通に得られている。

これに対して、2.5Hz~4Hzの帯域は、観測点位置(A, B, C区域)によってかなりのばらつきがあり、また水平2方向成分に比べて上下成分はあまり顕著ではない。

(2) 図3にA区域、B区域、およびC区域の観測点の水平成分、上下成分のパワースペクトルの一例を示す。また、図4、図5に3つの区域のフーリエスペクトルより得られた水平2方向成分の2.5Hz~4.0Hzの帯域の卓越振動数を比較して示す。これらの卓越振動数は、3つの区域で若干異なる傾向を示した。

(3) 図6に3つの区域の観測点の水平成分と上下成分のフーリエスペクトル比(H/V)の1例を示す。スペクトルから得られたピークの内、前者の0.7~0.9Hzのピークは減少し、2.0~4.0Hzのピークはより鮮明になり、A, C区域では変化はないが、B区域では若干高い方に移動(5Hz付近)する傾向を示した。

(4) 0.7~0.9Hzのピークは、同時に行った神戸市全域の観測点の常時微動観測データに共通して得

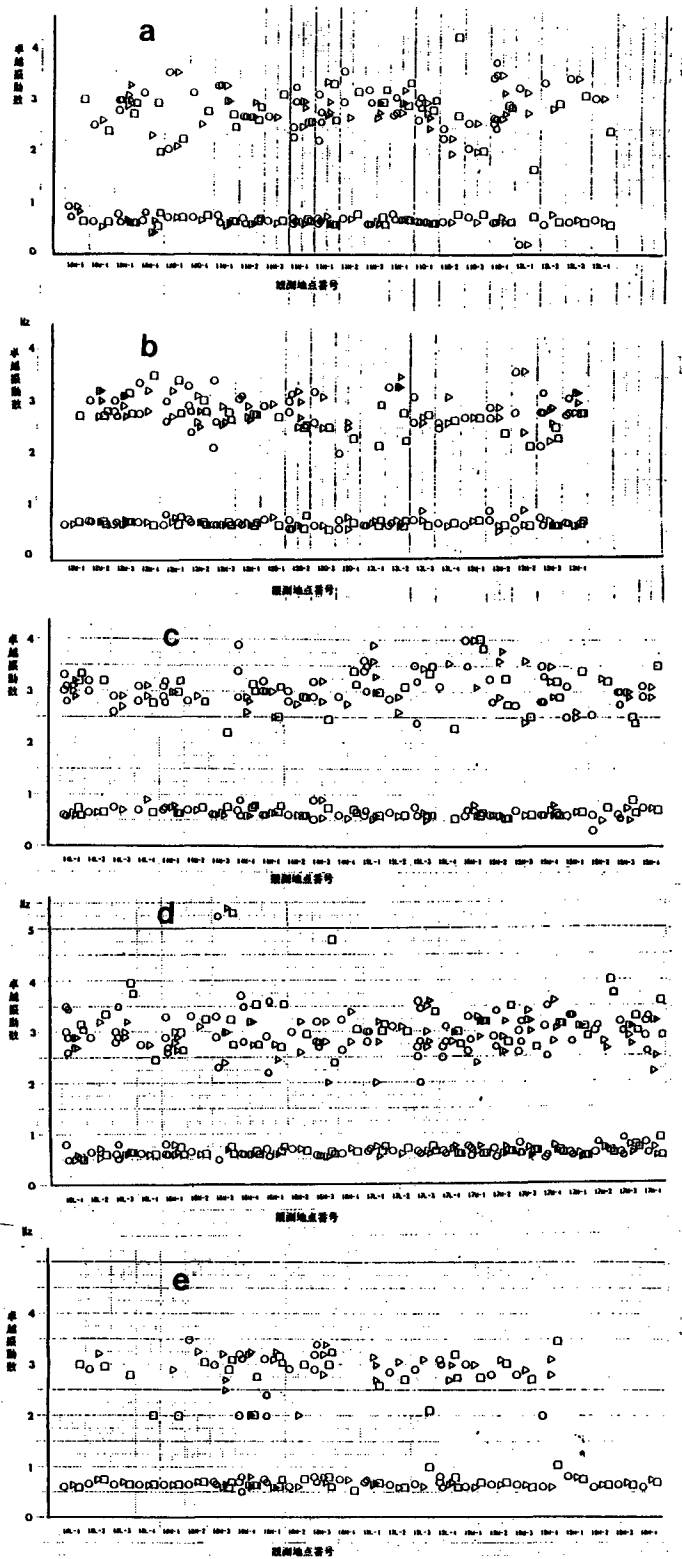


図2 観測地点の卓越振動数

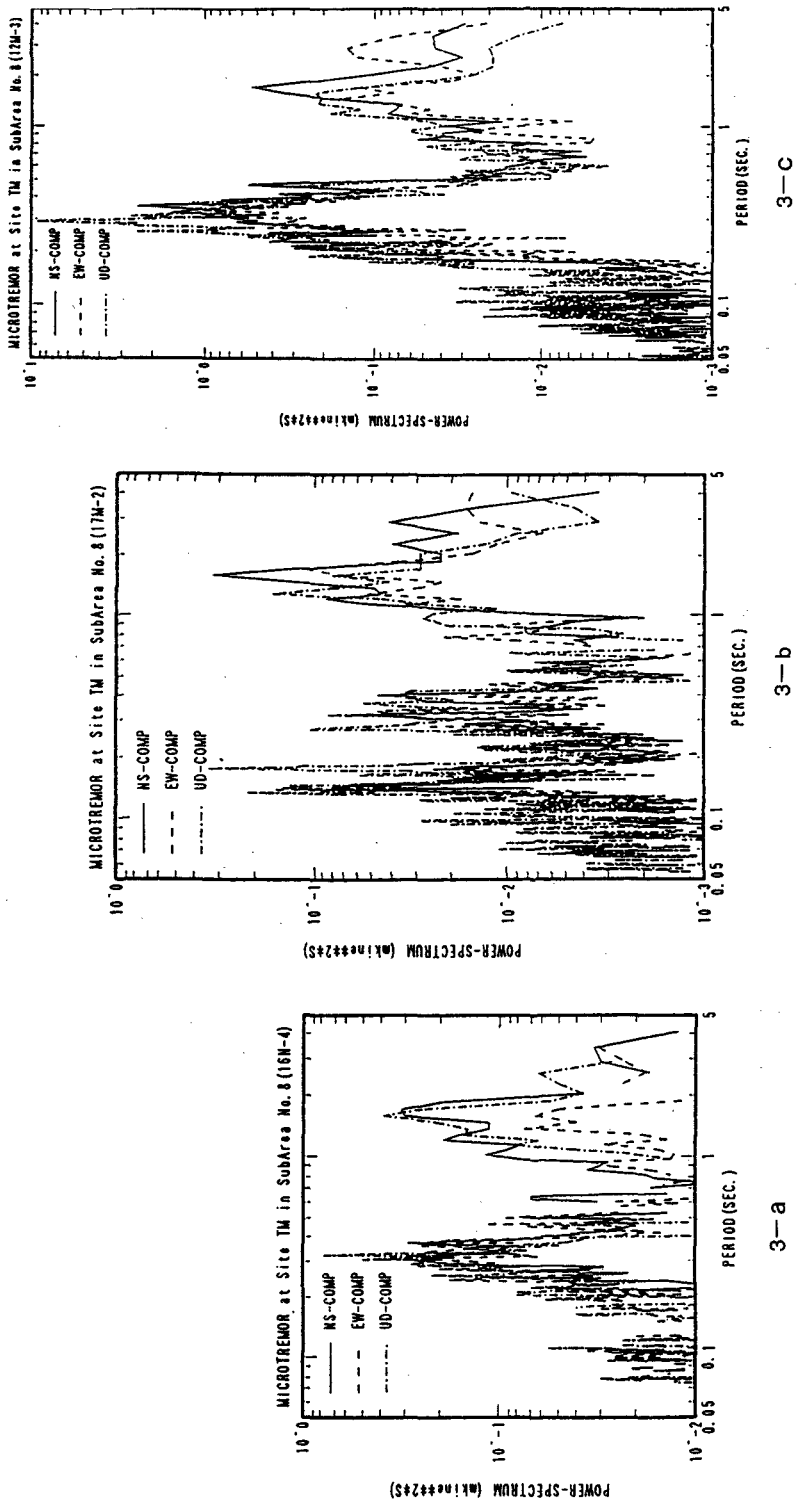


図3 3区域の表層地盤のパワースペクトルの比較

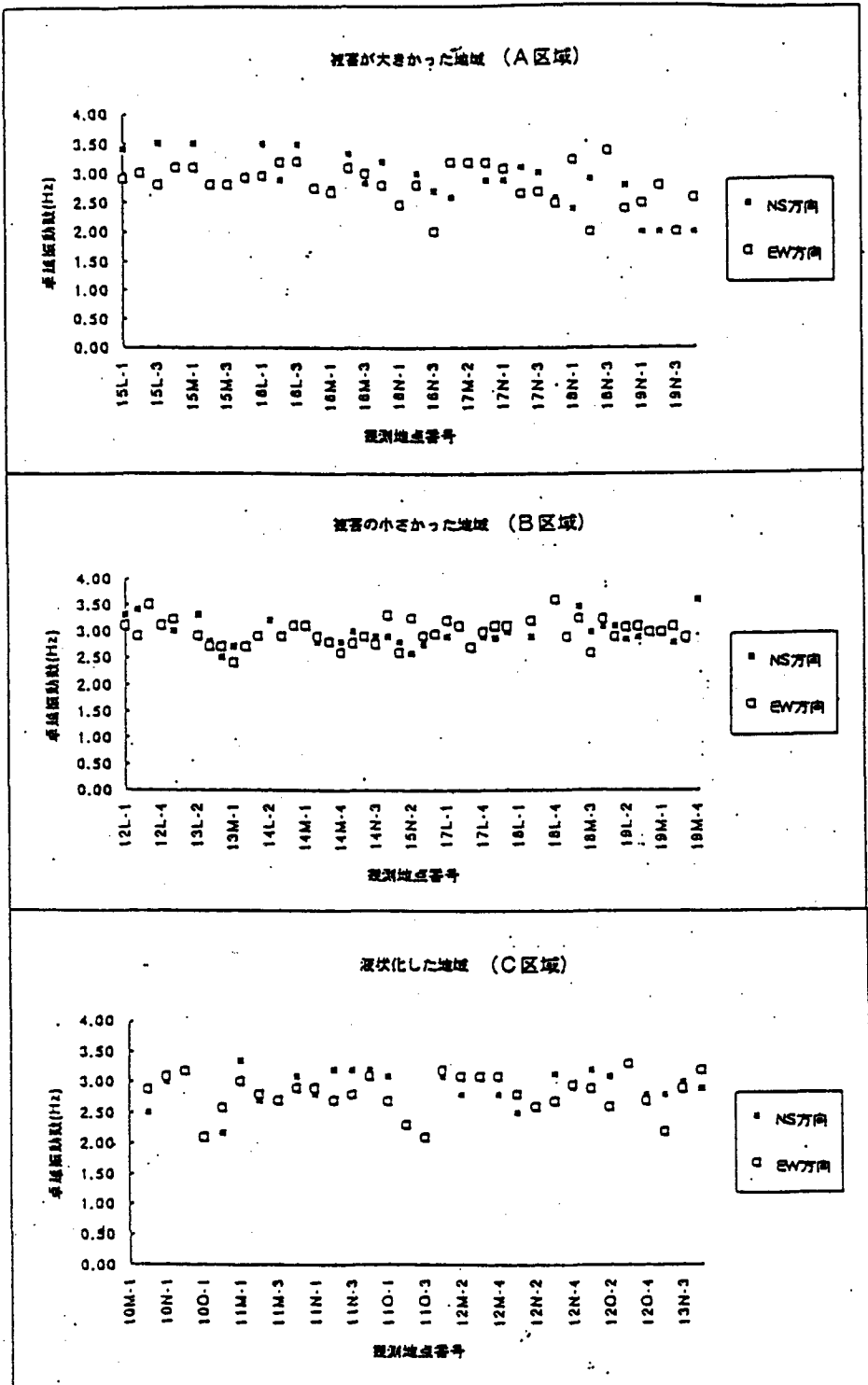


図4 3区域の表層地盤の卓越振動数

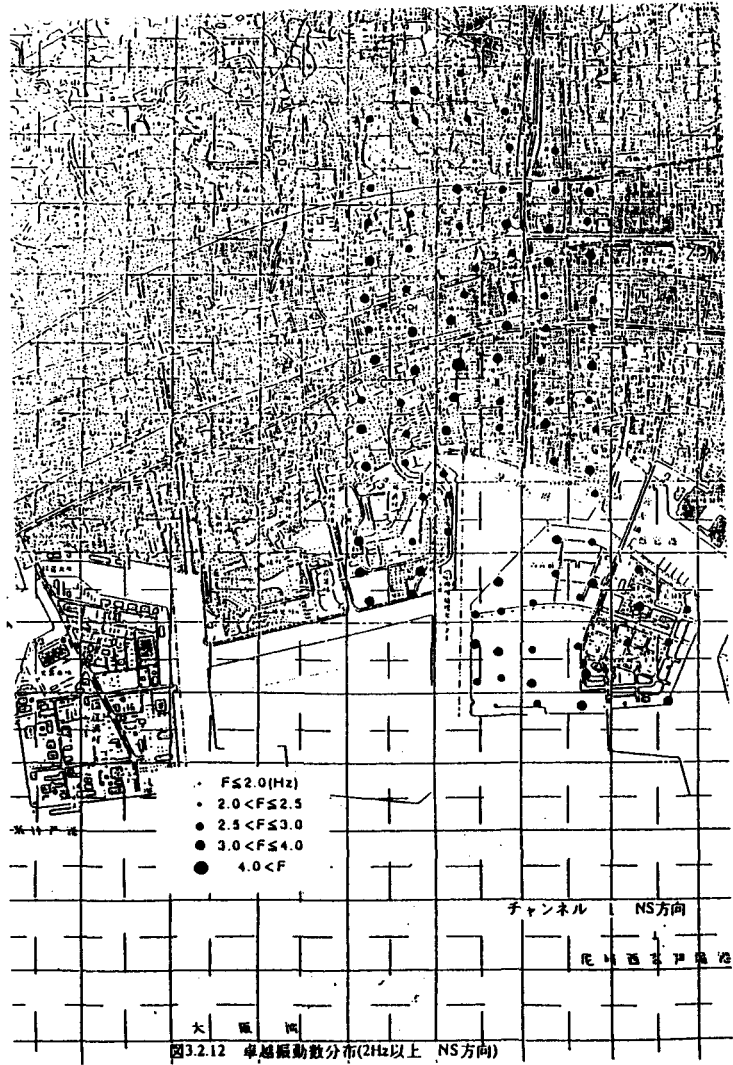


図5 (1) 表層地盤の卓越振動数分布(2Hz以上,NS方向)

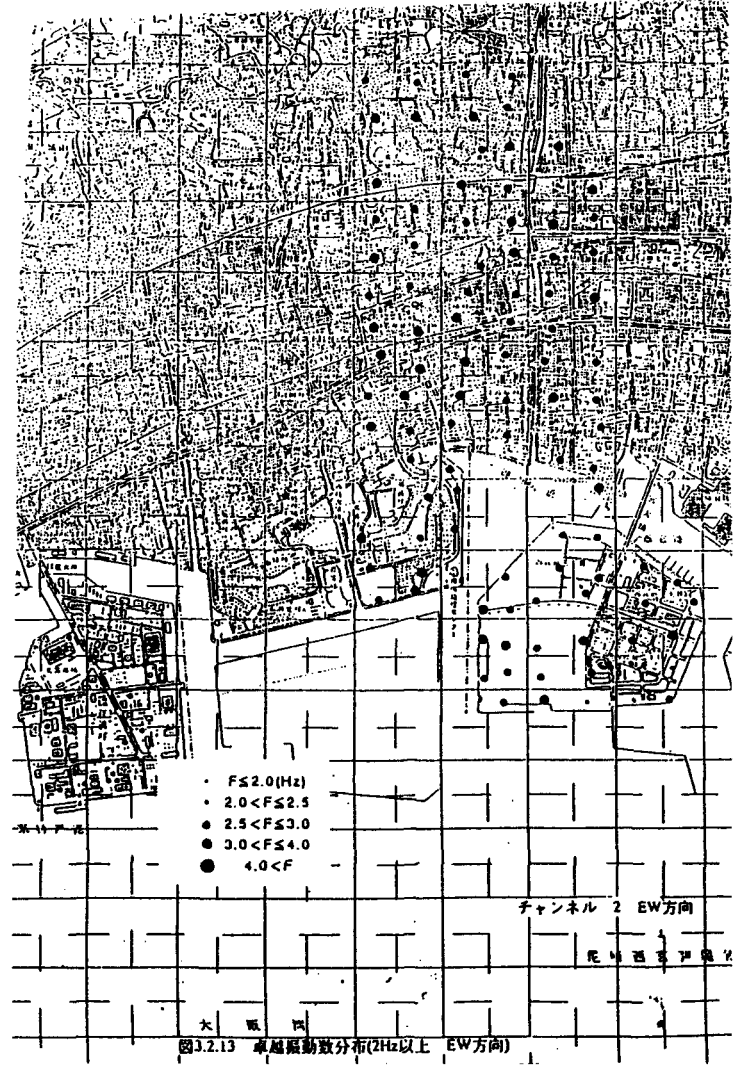
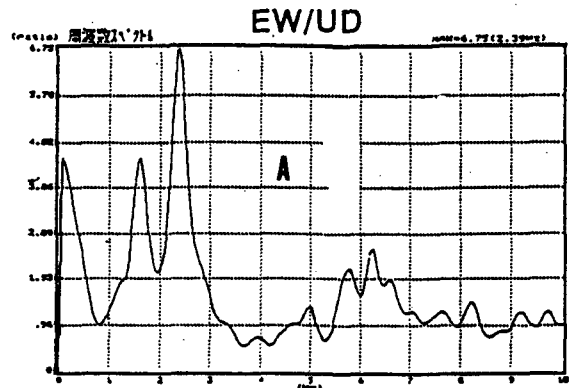
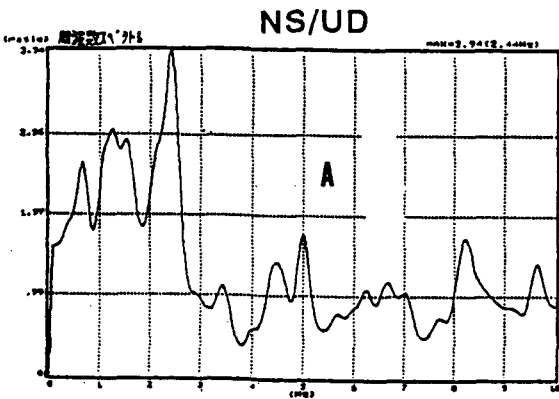
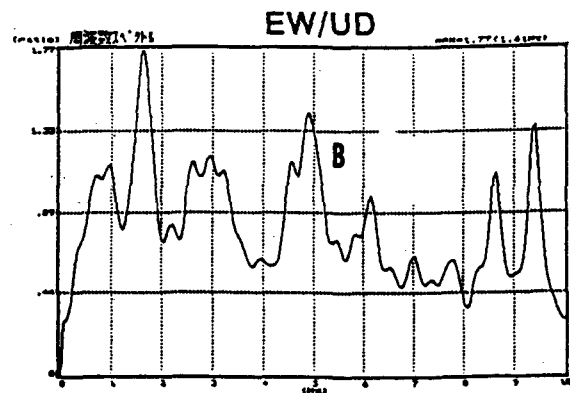
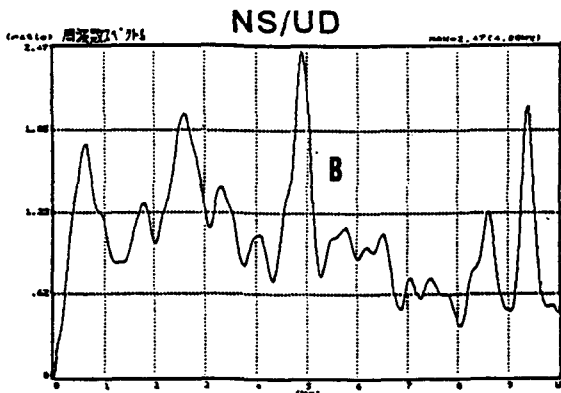


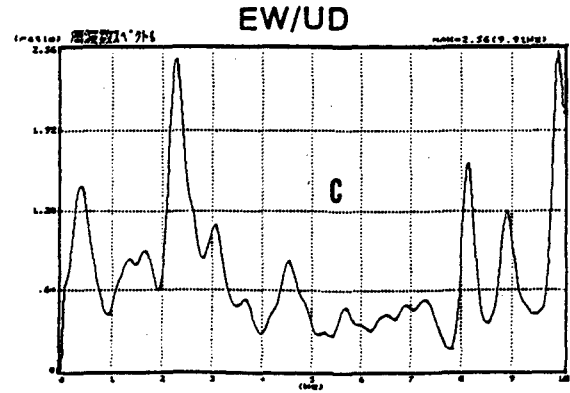
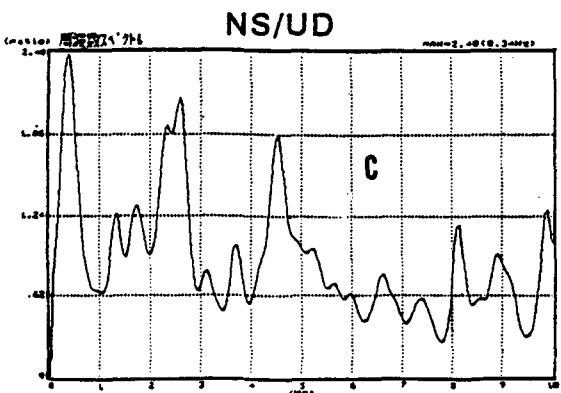
図5 (2) 表層地盤の卓越振動数分布(2Hz以上,EW方向)



(a) 16N-4 (被害の大きかった地域) (b)



(c) 17M-2 (被害の小さかった地域) (d)



(e) 12M-3 (液状化地域) (f)

図6 3区域におけるパワースペクトル比 (水平/上下)

全域の観測点の常時微動観測データに共通して得られた。このことから、このピークは、表層地盤の特性を示すものではなく、脈動の影響によるかなり深い基盤から上の地盤全体の応答特性を示すものであると考えられる。

(5) 一方、2.0Hz～4.0Hzのピークは、表層地盤の応答特性を表すものと判断できる。これらを、前述の3つの区域に着目して調べると、図3～5に示すように、被害の大きかった震度7の帯の区域

(A区域)では、3Hz付近に集中して分布しており、その山側の被害の少なかった区域(B区域)では、A区域より高めの値を示し、また海側の液状化した区域(C区域)では、A区域よりも若干低めの値を示した。

4. 重複反射理論による地盤の応答特性

ここでは、3つの区域の常時微動観測点の応答

表1 地盤モデル

ボーリングデータNo1 (液状化地域・C地域)

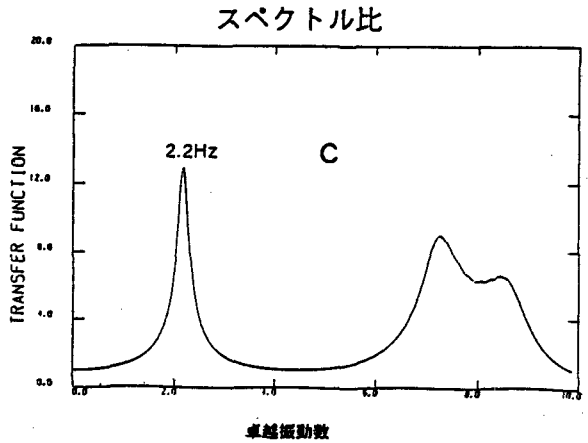
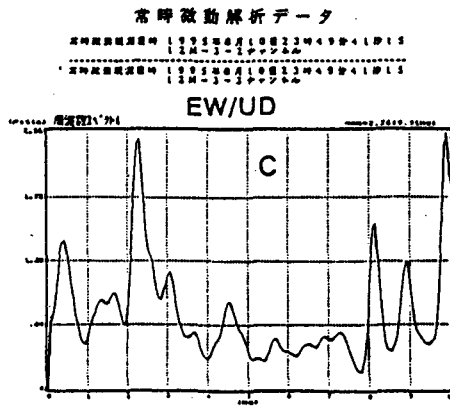
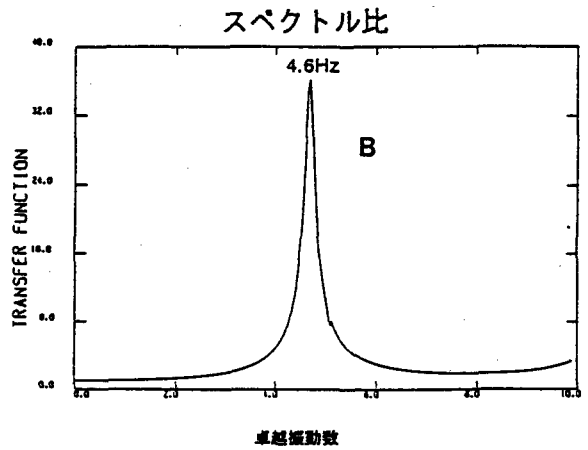
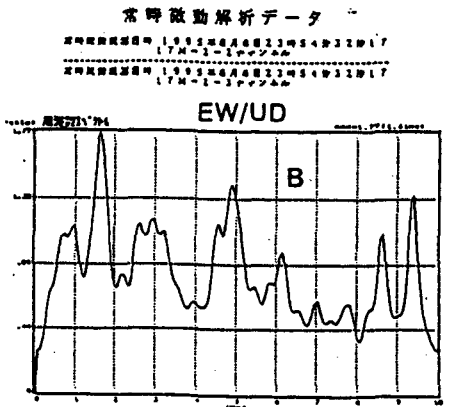
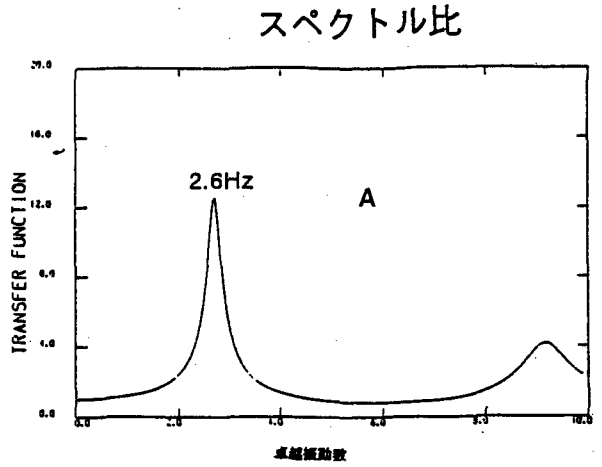
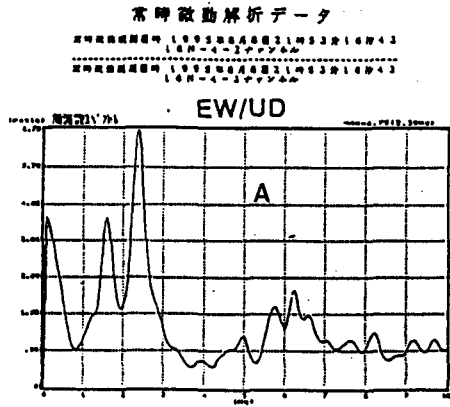
層番号	土の種類	N値	Dm	Vs m/s	$\gamma t/m^3$	G0t/m ³
1	粘土質土層	2	5.0	125.99	1.60	2591.68
2	粘土質土層	2	7.8	125.99	1.60	2591.68
3	粘土質土層	5	0.9	171.00	1.60	4773.91
4	粘土質土層	11	0.5	222.40	1.70	8579.95
5	砂質土層	22	1.2	224.16	1.80	9229.43
6	砂質土層	50	2.6	300.00	2.00	18367.35
7	砂質土層	60	3.8	400.00	2.10	34285.71

ボーリングデータNo2 (被害の少なかった地域・B地域)

層番号	土の種類	N値	Dm	Vs m/s	$\gamma t/m^3$	G0t/m ³
1	砂質土層	8	1.4	160.00	1.70	4440.82
2	砂質土層	4	0.9	126.99	1.70	2797.54
3	砂質土層	13	1.3	188.11	1.70	6138.07
4	砂質土層	7	0.9	153.03	1.70	4062.58
5	粘土質土層	8	0.9	200.00	1.70	6938.78
6	粘土質土層	7	0.9	191.29	1.70	6347.78
7	砂質土層	50	1.6	294.72	2.00	17726.81
8	粘土質土層	21	0.7	275.89	1.70	13203.90
9	砂質土層	50	1.7	294.72	2.00	17726.81
10	砂質土層	28	1.4	242.93	1.70	10237.05
11	砂質土層	43	1.2	280.27	1.80	14427.97
12	粘土質土層	24	0.7	288.45	1.70	14433.23

ボーリングデータNo3 (被害の大きかった地域・A地域)

層番号	土の種類	N値	Dm	Vs m/s	$\gamma t/m^3$	G0t/m ³
1	砂質土層	3	0.5	115.38	1.60	2173.48
2	砂質土層	10	1.5	172.35	1.70	5153.11
3	砂質土層	24	7.2	230.76	1.70	9237.27
4	砂質土層	6	3.5	145.37	1.70	3665.81
5	砂質土層	10	1.8	172.35	1.70	5153.11
6	砂質土層	27	2.0	240.00	1.70	9991.84
7	砂質土層	60	2.0	500.00	2.00	51020.41
8	砂質土層	75	1.8	700.00	2.10	105000.00



a. 観測値

b. 解析値

図7 3区域におけるパワースペクトル比(水平/上下)の計算値と観測値の比較

表2 A, B, C区域の卓越振動数の常時微動観測値と解析値の比較

区域	観測値	解析値
A区域	2.5 Hz	2.6 Hz
B区域	4.8 Hz	4.5 Hz
C区域	2.0 Hz	2.2 Hz

に基づいて、それぞれの地盤モデルを作成し、重複反射理論により算定し、それに対応する常時微動観測結果と比較により検討した。

4.1 地盤モデルの作成

観測対象地域では、従来よりボーリング調査が行われており、土質、地質、N値、層厚等が知られている。ここでは、この調査結果に基づいて、以下の3点を対象に地盤モデルを作成した。

- (1) 震度7の帯のA区域では、観測点(17M-2)の近傍のボーリング調査地点(No.3)
- (2) B区域では、観測点(12M-3)の近傍のボーリング調査地点(No.2)
- (3) 液状化が生じた海岸のC区域では、西の浜の観測点(12M-3)の近傍のボーリング調査地点(No.1)。

せん断波速度 V_s (m/s) は、ボーリング調査データによるN値を道路橋設計示方書⁴⁾に示されている次のN値との関係式を用いて算定した。

粘性土の場合： $V_s=100N^{1/3}$ ($1 \leq N \leq 25$)

砂質土の場合： $V_s=80N^{1/3}$ ($1 \leq N \leq 50$)

表1に、3地点に対する地盤モデルの物性値を示す。ここでは、微小ひずみレベルで考えているので地盤の非線形は考慮していない。

また、解析上の基盤は、大阪層群の上層とし、1次元重複反射理論によって解析を行った。

4.2 解析結果

図7に3つの観測点に対する計算によって求めた伝達関数の解析値と常時微動観測結果より求めたフーリエスペクトルを比較して示す。また、表2にこれらにより求めた卓越振動数を比較して示す。

解析値と実測値は比較的良く一致しており、ここに示した地盤モデルは初期モデル(微小ひずみレベル)として妥当と考える。

5. 地表面観測記録を利用した地盤物性値の同定

地面は交通機関や工事や工場内の機械等を震動源として、わずかながら常に震動している(常時微動)。これらの震動源が、個々に固有な周波数を持ち不規則に分布しているならば、地表面で観測された記録(常時微動観測記録)観測点付近の地盤の震動特性が含まれていると考えられる。これまで、常時微動記録からこの震動特性を把握する手法が種々提案されているが、3章に示した中村の方法もその代表的な手法の1つである。これは、水平成分(H)の上下成分(V)に対するフーリエスペクトル比(H/V)を表層地盤の伝達関数と仮定して地盤構造を同定する手法である。しかし、このスペクトル比には、表層地盤とその

下に位置する基盤のインピーダンスに大きな相違がない場合には、明確に地盤構造が表れないなどの問題点があり、必ずしも、どの地盤に対して有効な方法とは言い難い。筆者らは、地震観測データを用いた地盤物性の同定手法⁶⁾を提案したが、ここでは、その後、別途新しく開発した手法⁷⁾を常時微動観測データに適用し表層の地盤構造を同定しその適用性について検討した。

5. 1 同定手法

1) 理論式の展開

図8に模式図を示す。今、2地点の地表面 (S1, S2) で観測された地震記録があり、それらの2地点の地盤構造が概略知られ、成層構造を成しているものとする。地表面の観測記録をU1, U2とし、重複反射理論によって求めたある深さの両測点に共通な地層内 (共通基盤層) における入射波をそれぞれZ1, Z2とすれば、これら2つの入射波Z1, Z2は、ほぼ似た様な波形になると考えても良い (厳密には異なるが、一般に、2次元地盤モデルを対象にした解析では、地盤が不整形の場合でも、十分に深い基盤内においては、水平方向に分布する境界線上の各節点に同一の入射波を入力して地盤の応答を計算することが多い。ただし、この場合の境界条件は粘性境界である。

従って、異なる2地点において、共通地層内の同一の標高での入力波Z1, Z2あるいはその周波数スペクトル(以後周波数スペクトルを取りあげる)を算定し、これらが同一になるという条件から両地点の物性値を同定することが可能となる。

以下に、その展開式を示す。

観測地点付近の表層地盤に対して成層地盤を仮定し、層毎の局所座標として深さ方向にx軸をとれば、各層の運動方程式は次のようになる。

$$\rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial x^2} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、u(x, t)は変位、 $\partial^2 / \partial t^2$ 、 $\partial^2 / \partial x^2$ はそれぞれ、時間t、座標xによる二階微分である。また、Gはせん断弾性係数である。

上式の解をu(X, T) = u(X) e^{iωt}とおけば、変位u(x)に関する微分方程式が得られ、次のようになる。

$$\frac{d^2 u(x)}{dx^2} + k^2 u(x) = 0 \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $k = \sqrt{\rho / G} \omega = \omega / Vs$ であり、せん断弾性係数Gとせん断波速度Vsについては次のように減衰を考慮して複素数として取り扱う。

$$G = G_0 (1+2hi) = \rho Vs_0^2 = \rho Vs_0^2 (1+2hi) \dots\dots (3)$$

ここに、G₀、Vs₀は、それぞれ無減衰時のせん断弾性係数、せん断波速度であり、hは履歴減衰係数である。

また、hについては、次のように周波数の依存性を考慮する。

$$h = h_0 f^n \dots\dots\dots (4)$$

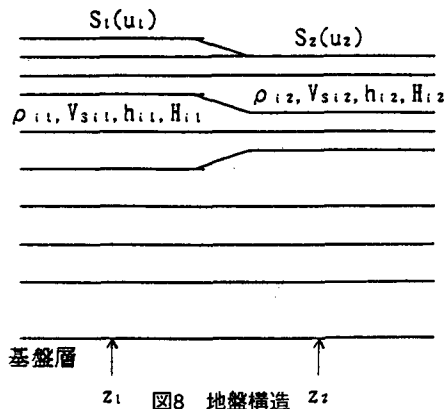
ここに、h₀は周波数に依存しないときの減衰係数であり、nは周波数fの依存度である。

微分方程式 (2) を解けば、次のようになる。

$$u(x) = Ce^{ikx} + De^{-ikx} \dots\dots\dots (5)$$

よって、式 (1) の解は次のようになる。

$$u(x, t) = Ce^{i(\omega t + kx)} + De^{i(\omega t - kx)} \dots\dots\dots (6)$$



z1 図8 地盤構造 z2

また、係数C、D間の関係式を導くのに必要となるせん断応力は、上式から次のようになる。

$$\tau(x, t) = G \frac{\partial u(x, t)}{\partial x} = i \rho Vs \omega [Ce^{i(\omega t + kx)} + De^{i(\omega t - kx)}] \dots (7)$$

ここで第m層に関する方程式の解を次のように表す。

$$u_m(x, t) = C_m e^{i(\omega t + kmx)} + D_m e^{i(\omega t - kmx)} \dots\dots\dots (8)$$

$$\tau_m(\mathbf{x}, t) = \mathbf{i} \rho_m V_{sm} \omega \times [C_m e^{i(\omega t + k m x)} - D_m e^{i(\omega t - k m x)}] \dots (9)$$

第m層と第m+1層間の連続の条件より、係数C、Dに関して次式が成り立つ。

$$\begin{bmatrix} C_{m+1} \\ D_{m+1} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1 + \alpha_m) e^{i k m H_m} & (1 - \alpha_m) e^{-i k m H_m} \\ (1 - \alpha_m) e^{i k m H_m} & (1 + \alpha_m) e^{-i k m H_m} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} C_m \\ D_m \end{bmatrix} \dots (10)$$

ここに、

$$\alpha_m = \frac{\rho_m V_{sm} \sqrt{1 + 2h_{m0} f^{2m} i}}{\rho_{m+1} V_{sm+10} \sqrt{1 + 2h_{m+10} f^{2m+1} i}} \quad k_m = \frac{\omega}{V_{sm} \sqrt{1 + 2h_{m0} f^{2m} i}} \dots (11)$$

また、地表面でせん断応力 τ_1 がゼロになることから次式が成立する。

$$\begin{bmatrix} C_2 \\ D_2 \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1 + \alpha_1) e^{i k_1 H_1} & (1 - \alpha_1) e^{-i k_1 H_1} \\ (1 - \alpha_1) e^{i k_1 H_1} & (1 + \alpha_1) e^{-i k_1 H_1} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix} C_1 \dots (12)$$

基盤層第N層の係数C_N、D_Nは、式(10)、(12)より、次のように表される。

$$\begin{bmatrix} C_N \\ D_N \end{bmatrix} = A_{N-1} A_{N-2} \dots A_1 = A \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix} C_1 \dots (13)$$

ここに、

$$A = A_{N-1} A_{N-2} \dots A_1 \dots (14)$$

$$A_N = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} (1 + \alpha_N) e^{i k_N H_N} & (1 - \alpha_N) e^{-i k_N H_N} \\ (1 - \alpha_N) e^{i k_N H_N} & (1 + \alpha_N) e^{-i k_N H_N} \end{bmatrix} (15)$$

以上より、基盤層上面の入射波(式(6)の第一項)は次のようになる。

$$Z_N(\omega, t) = C_N e^{i \omega t} = (A_{11} + A_{12}) C_1 e^{i \omega t} \dots (16)$$

ここに、A_{ij}は式(14)のマトリックスAの(i, j)要素である。また、上式は速度、加速度についても成り立つ。

よって、基盤層上面における入射波スペクトルZ_N(ω)は、式(16)より次のようになる。

$$Z_N(\omega) = C_N(\omega) = (A_{11}(\omega) + A_{12}(\omega)) C_1(\omega) (17)$$

ここに、C₁(ω)は地表面上で観測された記録の

フーリエスペクトルで代用される。

次に2地点の基盤層上面の入射波スペクトルZ_N(ω)が同一になるという条件より、双方の地点の地盤物性値を同定する方法を最小二乗法に基づいて考えていく。

2地点の基盤層上面の入射波の差の二乗和を評価するために、目的関数 ω を次のように定義する。

$$\epsilon = \sum_i |Z_{N1}(\omega) - Z_{N2}(\omega)|^2 \dots (18)$$

ここに、Z_{N1}、Z_{N2}は、それぞれ観測地点1、2の基盤層上面の入射波である。 Σ は ω についての総和を、 $||$ は絶対値を意味する。

式(18)の入射波Z_{N1}、Z_{N2}は、物性値、即ち、密度 ρ 、せん断波速度V_s、減衰係数h₀、周波数依存度n、層厚Hに関して非線形の関係にあるので、これら物性値の近似値に対する微小補正量についてテーラー展開をしてその一次まで考慮し、線形化を行う。即ち、物性値pの微小補正量を Δp として入射波Z_N(ω)を次のように近似し、 Δp を線形パラメータとして取り扱う。

$$Z_N(\omega) \approx Z_{N0}(\omega) + \sum_i \frac{\partial Z_N(\omega)}{\partial p_i} \Delta p_i \dots (19)$$

ここに、Z_{N0}(ω)は地盤物性値の近似値に対する入射波、iは物性値番号、 Σ は考慮する物性値についての総和である。また、偏微分係数 $\partial Z_N(\omega) / \partial p_i$ の具体的な計算式は次のようになる。式(17)より、

$$\frac{\partial Z_N(\omega)}{\partial p_i} = \left(\frac{\partial A_{11}(\omega)}{\partial p_i} + \frac{\partial A_{12}(\omega)}{\partial p_i} \right) C_1(\omega) \dots (20)$$

ここに、

$$\frac{\partial A_{11}(\omega)}{\partial p_i} = \sum_{j=1}^N A_{i-1}^{N-1} A_{j-1}^{N-2} \dots \frac{\partial A_{i-1}^{j-1}}{\partial p_i} \dots A_{11} \dots (21)$$

$$\frac{\partial A_{12}(\omega)}{\partial p_i} = \sum_{j=1}^N A_{i-1}^{N-1} A_{j-1}^{N-2} \dots \frac{\partial A_{i-1}^{j-1}}{\partial p_i} \dots A_{12} \dots (22)$$

$$(i-z=1, 2)$$

ただし、p_iがiとi-1の2つの層に関係する場合があるので、そのときは $\partial A_{i-1}^{j-1} / \partial p_i$ を求め、2式(21)、(22)と同様の計算を行い、両式に加算しなければならない。

式 (19) を用いて、目的関数 ϵ を次のように再定義する。

$$\epsilon = \sum_{\omega} |Z_{N10}(\omega) + \sum_i \frac{\partial Z_{N1}(\omega)}{\partial p_{1i}} \Delta p_{1i} - Z_{N20}(\omega) - \sum_i \frac{\partial Z_{N2}(\omega)}{\partial p_{2i}} \Delta p_{2i}|^2 \quad \dots (23)$$

物性値の微小補正量 Δp の最適解は、式 (23) の最小化必要条件式より正規方程式をたて、それを解いて求められる。必要条件式は次のようになる。

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial \Delta p_{ar}} = 0 \quad (s=1, 2 \quad r=1, 2, 3, \dots) \quad \dots (24)$$

よって、上式より Δp_{1i} 、 Δp_{2i} について解けば物性値の最適な修正量が得られる。そして、次式より物性値を更新して、目的関数 ϵ あるいは Δp_{1i} 、 Δp_{2i} の相対変化率が許容値を満たすまで繰り返し計算を行い、2地点の入射波の同一化を図る。

$$p^{new} = p + \Delta p \quad \dots (25)$$

5. 2 常時微動観測記録による地盤の同定

図9に示した観測点の内19N1から13N2に至る直線に沿った記録を用いて各地点の表層地盤の物性値を同定した。表層地盤は4章と同様、洪積層(大阪層群) 上面より上部の層とし、ボーリング調査資料に基づいて表3に示す層要素を作成した。これらを組み合わせて5地点の同定解析の初期モデル(表4)として使用した。ここに、No.7の層要素は各点に共通の基盤層である。同定解析は、以下のように実施した。

表3 層要素

No	$\rho(t/m^3)$	Vs(m/s)	h_0	n	土質
1	1.70	100.0	0.10	-0.5	表土
2	1.80	150.0	0.05	-0.5	粘性土
3	1.80	200.0	0.05	-0.5	粘性土
4	1.90	150.0	0.05	-0.5	砂質土
5	1.90	200.0	0.05	-0.5	砂質土
6	1.90	250.0	0.05	-0.5	砂質土
7	1.95	300.0	0.03	-0.5	砂質土

表4 (1) 地点19N2の初期モデルと同定解析結果

No.	$\rho(t/m^3)$	Vs(m/s)		層厚H(m)	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	100.0	94.2	4.0	3.6
2	1.95	300.0	300.0	26.0	26.4

表4 (2) 地点18N1の初期モデルと同定解析結果

No.	$\rho(t/m^3)$	Vs(m/s)		層厚H(m)	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	100.0	88.9	3.0	4.6
2	1.90	200.0	197.4	4.0	4.5
3	1.95	300.0	300.0	23.0	20.9

表4 (3) 地点17N1の初期モデルと同定解析結果

No.	$\rho(t/m^3)$	Vs(m/s)		層厚H(m)	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	100.0	93.5	3.0	4.1
2	1.90	200.0	200.3	3.0	1.2
3	1.80	150.0	190.6	5.0	5.3
4	1.95	300.0	300.0	19.0	19.4

表4 (4) 地点17N2の初期モデルと同定解析結果

No.	$\rho(t/m^3)$	Vs(m/s)		層厚H(m)	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	100.0	83.3	2.0	3.3
2	1.80	150.0	144.6	2.0	2.7
3	1.90	200.0	237.9	6.0	6.4
4	1.90	250.0	256.5	5.0	5.4
5	1.95	300.0	300.0	15.0	12.2

表4 (5) 地点15N1の初期モデルと同定解析結果

No.	$\rho(t/m^3)$	Vs(m/s)		層厚H(m)	
		初期値	同定値	初期値	同定値
1	1.70	100.0	75.0	2.0	2.4
2	1.90	150.0	137.7	6.0	5.2
3	1.80	200.0	215.3	9.0	4.2
4	1.95	300.0	300.0	13.0	18.2

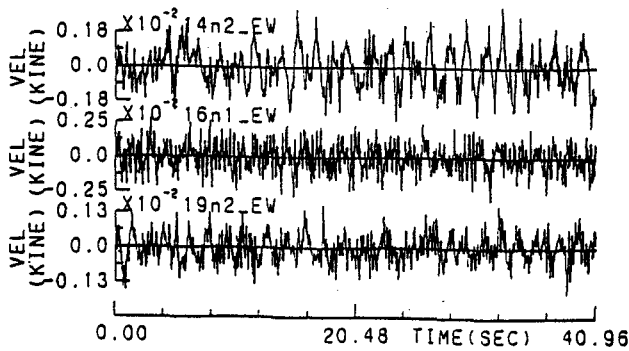


図9 常時微動観測記録
(上から14N2, 16N1, 19N2のEW成分)

1) 深さ30mを解析上基盤として、この深さにおける2地点の入力波を比較した。

2) 物性値パラメータとしてせん断波速度 (V_s) と層厚 (H) を選定し、基盤層の物性値は固定した。

3) せん断波速度と層厚の感度量 (入力波の物性値に対する微分係数) は大きさが異なるので個別に解析した。はじめに層厚を、次いでせん断波速度を同定した。

4) 解析では、ボーリング調査資料を参考に、最初に最も単純な層構造 (基盤と表層の2層構造) を有する2地点19N1と19N2を同定した。

次に、19N2と隣合う18N1を対象に、既に同定を終了した19N2の物性値を固定して18N1の物性値をパラメータとして同定した。その後も同様に隣合う2地点を対象に、先に同定した地点の物性値を固定し、もう一地点だけを同定した。このような手順で最後の地点まで同定を繰り返した。

5) 解析に使用した微動記録 (図9) は、原則としてEW方向の速度波形で、ノイズの少ない安定した部分 (20.48秒) を選んで加速度フーリエスペクトルを算定して求めた。図10に震度7の帯のA区域 (16N1)、その山側のB区域 (19N2)、および海側のC区域 (14N2) の代表的な波形とフーリエスペクトルを示す。

A, B, C区域とも0.7Hz~0.9Hz、および、3Hz付近にピークがみられる。

ただし、18N2と17N1については、EW成分の波形が安定していなかったためNS成分を使用した。16N2については、交通量の多い国道2号線付近で観測した記録のため、安定した波形が得られ

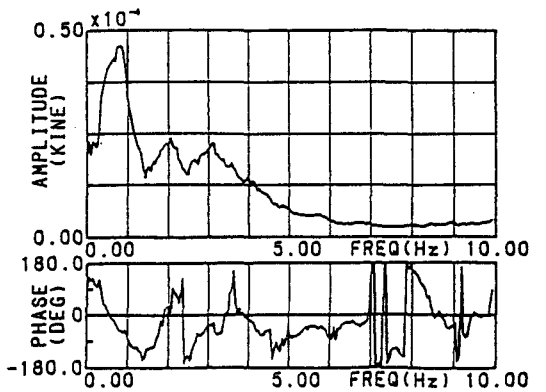
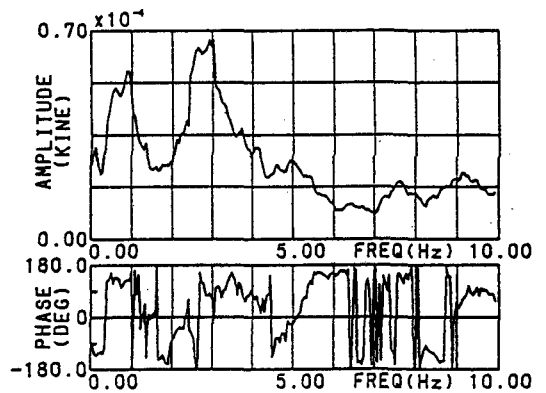
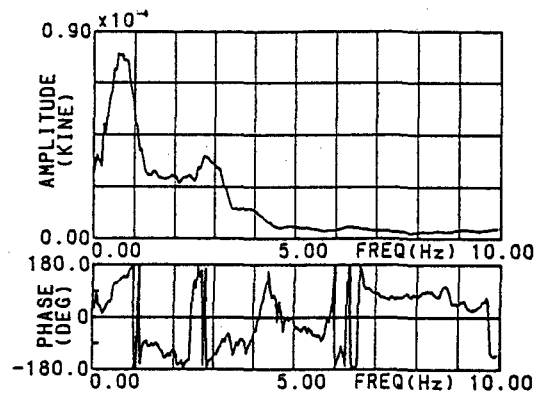


図10 常時微動観測記録のフーリエスペクトル
(上から14N2, 16N1, 19N2のEW成分)

ず解析に使用しなかった。

6) ボーリング調査資料のない地点の初期モデルは、隣接地点の初期モデルあるいは同定モデルを用いた。

5.3 同定解析結果

(1) 同定解析から得られた表層地盤物性値の一部の地点について表4に、全地点の表層地盤の層厚を表5に示す。ここに表層地盤の層厚は地表面から基盤層上面までの地盤の厚さである。

ここに示した同定値は、個々の層について見れば初期値と差のあるものもあるが、表層地盤の厚さは、表層地盤の全体の厚さは3割程度の変化に留まっている。

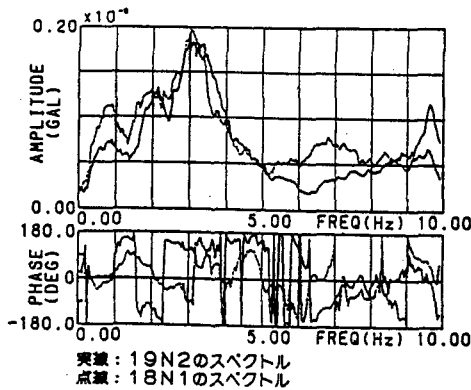


図11 (1) 19N2と18N1の加速度入射波スペクトルの比較

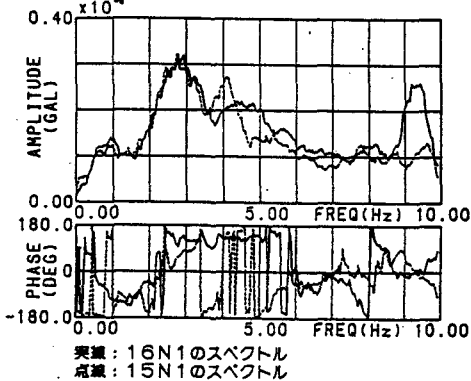


図11 (2) 16N1と15N1の加速度入射波スペクトルの比較

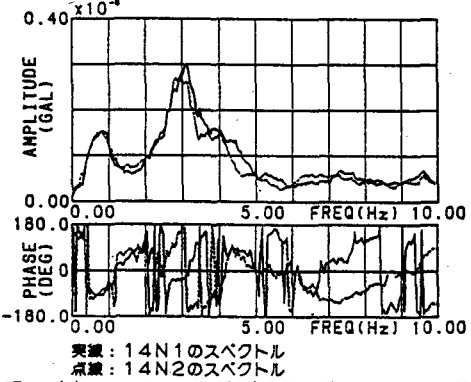


図11 (3) 14N1と14N2の加速度入射波スペクトルの比較

(2) 解析で対象とした隣接する2地点の同定モデルによる深さ30mにおける加速度入射波スペクトルの比較図を示す。図11 (1) (19N2と18N1) は山側のB区域の2地点の層厚が比較的大きく異なる場合の解析例であり、図11 (2) (16N1と15N1) は震度7の帯のA区域の例であり、図11 (3) (14N1と14N2) は海側の液化化したC区域の例である。これらの結果いずれも良好である。図12は同地点の速度スペクトル (入射波+反射波) であるが、図10に示した地表面の観測記録のフーリエ

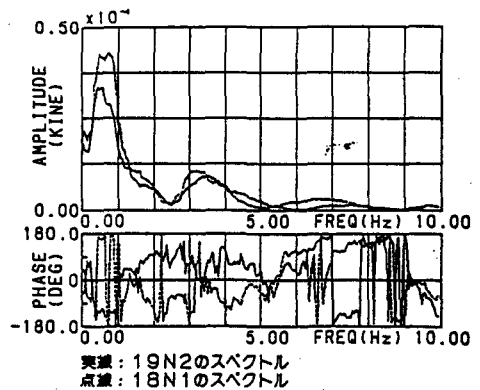


図12 (1) 19N2と18N1の速度スペクトルの比較

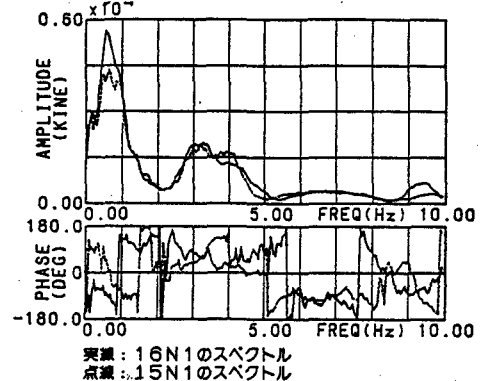


図12 (2) 16N1と15N1の速度スペクトルの比較

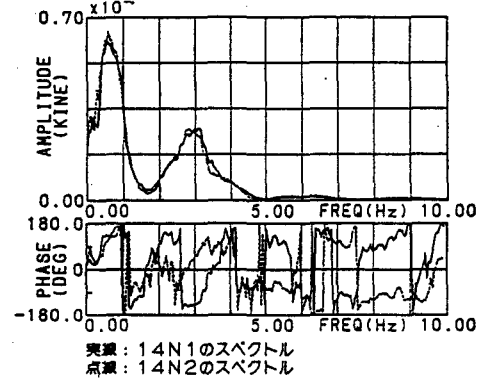


図12 (3) 14N1と14N2の速度スペクトルの比較

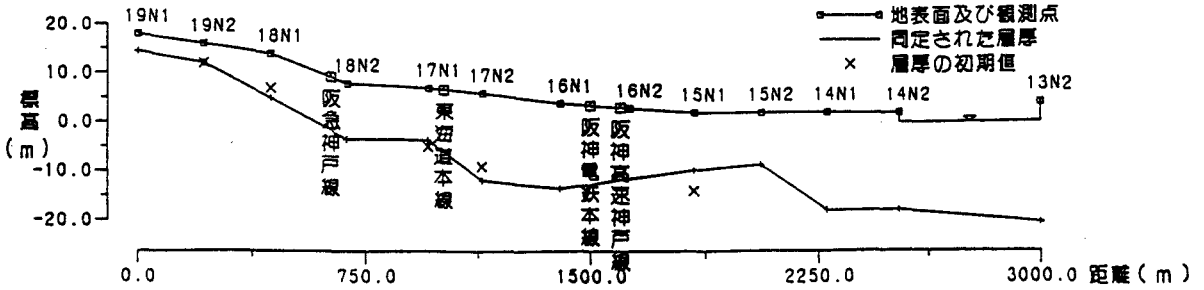


図13 同定解析による表層地盤の層厚と断面形状

表5 表層地盤—構造物の層厚と1次固有振動数f (Hz)

No.	地点名	層厚(m)	f(Hz)
1	19N1	3.6	6.6
2	19N2	3.9	6.0
3	18N1	9.1	4.0
4	18N2	11.4	3.9
5	17N1	10.6	3.9
6	17N2	17.8	3.2
7	16N1	17.4	3.1
8	15N1	11.8	3.6
9	15N2	10.7	3.7
10	14N1	20.0	1.9
11	14N2	20.0	1.9
12	13N2	24.5	2.0

スペクトルと同様0.7Hzにピークが見られた。他の地点についても同程度の精度で結果が得られた。

(3) 図13に、同定結果より得られた測線に沿った表層地盤の深さ方向の断面図である。ここに、縦軸波標高を表し、横軸に最も山寄りの地点19N1を起点として測線に沿った距離をとっている。また×印はボーリング調査の結果を参照して初期モデルを作成した地点を示している。

これにより、東海道線本線と阪神電鉄本線の間の震度7の帯のA区域の表層地盤 (17N2と16N1) は、一部地域に液状化が発生した海寄りの地点 (14N1と14N2) と全体に液状化した人工島内の地点 (13N2) のC区域を除いた地点に比べて厚いことがわかる。また、表5に各地点の表層地盤の固有1次振動数を示しているが、震度7の帯のA区域の地点および液状化したC区域の地点の値

は、他の地点の値に比べて低くなっており、相対的に地盤が軟質であることが指摘される。

6. まとめ

(1) 芦屋市、西宮市にかけて地盤の常時微動観測を行い、そのスペクトル特性について検討した。

その結果、0.7Hz~0.9Hzと2.0Hz~4.0Hzにピークがあることが確認された。

この内、前者の0.7Hz~0.9Hzは、同時に実施した常時微動観測において神戸市全域の地点で観測されており、脈動の影響による、かなり深い基盤から上の地盤全体の応答特性を示すものと考えられる。また、後者の2.0Hz~4.0Hzは地盤の卓越振動数と考えられる。

(2) 観測地域を被害の大きかった震度7の区域とその山側の被害の少なかった区域、および海側の液状化区域の3つに分けて調べると、震度7の区域では、3.0Hz付近にピークが集中し、山側の区域では、これよりも若干大きい値を、また海側の液状化区域ではこれよりも若干小さい値を示した。

(3) ボーリング調査資料に基づいて、震度7の区域、被害の少なかった山側の区域、および海側の液状化の区域の3つの区域に対して地盤モデル作成し重複反射理論により地盤の応答特性について検討した。重複反射理論より求めた表層地盤の伝達関数は常時微動観測結果と比較的良く一致し、距離的に離れた地点の調査資料を用いて作成した初期モデルは妥当であると考えられる。

(4) 微動記録により表層地盤特性を同定した結果、個々の同定した物性値の中には、ボーリング調査資料に基づく初期モデルの物性値に比較して変化の大きいものが見られたが、表層地盤全体の厚さ

は3割程度の変化に留まり、初期モデルが距離的に離れた地点の調査資料を参照して作成されたことを考慮すると許容内の修正量とみなし得る。これにより表層地盤構造は概略把握できたものと考えられる。

(5) 震度7の区間の表層地盤は周辺地盤に比較してかなり厚く、1次固有振動数が低いことから、他の区域に比べてかなり軟質であることが指摘される。

(6) ここに提示した同定手法は、鉛直アレー地震観測記録を用いて行われる従来の同定手法と比較して、適用例が少ないが今回の解析により、常時微動観測記録に対して適用可能であると判断できる。

今後は、さらに検証を加え、同定手法の適用性向上を図るとともにこれらの地盤の応答特性と地震被害関連について更に検討を進める予定である。

謝 辞

本研究は、文部省科学研究・総合研究の一環として、東京都立大学、神奈川大学、関東学院大学、東電設計株式会社が共同で実施した神戸被災地芦屋・西宮地区の表層地盤の常時微動観測結果に基づいて、表層地盤の応答特性と地震被害の関連について検討したものである。常時微動観測に当たっては、関東学院大学の積木教授、りんかい建設の藤川部長、八木部長はじめ技術部諸氏、都立大

学工学部土木工学科、岩楯研究室の卒論生諸君の協力を得た。特に同定解析に当たっては、東電設計株式会社の安藤幸治氏の協力を得た。また、常時微動の解析に当たっては、北斗理研株式会社の青木茂男氏の協力を得た。ここに、厚く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 岩楯敏広「阪神・淡路大震災の地震の概要と土木構造物の被害」,『総合都市研究』57, p.19~53, 1995.
- 2) 岩楯敏広他「芦屋・西宮地区の微動特性」第31回地盤工学研究発表会, 1996.
- 3) 中村 豊「常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定」,『鉄道総研報告』1988.
- 4) 地盤工学会関西支部・関西地質調査業会編「新編大阪地盤図」,『コロナ社』1987.
- 5) 社団法人日本道路協会編『道路橋示方書・同解説』平成6年4月.
- 6) 安藤幸治・岩楯敏広「時間領域のモード解析による振動系の動的特性の同定とその適用」,『土木学会論文集』No.450/I-20, p.151~160, 1992.
- 7) 安藤幸治他「強震観測に基づく震源近傍の地震動予測に関する研究」,『東電設計技術研究誌』No.11, 1996.

Key Words (キー・ワード)

Earthquake Damage (地震被害), The Great Hanshin-Awaji Earthquake (阪神・淡路大震災), Microtremore Measurement (常時微動観測), Seismic Response Analysis (地震応答解析), Identification Method (同定解析)

Characteristics of Microtremores in Ashiya-Nishinomiya Area

Takahiro Iwatate*, Akira Ooka** and Takahisa Enomoto***

*Faculty of Civil Engineering, Tokyo Metropolitan University

**Graduate Student, Tokyo Metropolitan University

***Faculty of Engineering, Kanagawa University

Comprehensive Urban Studies, No.61, 1996, pp.5-23

In order to examine the surface ground motion characteristics and verify the relationship between the characteristics and the earthquake damage of structures, microtremor measurements were carried out at 120 points in Ashiya-Nishinomiya area. The area was classified into 3 sub-areas (A, B, and C) with different earthquake damage of structures, where A is the heavy damage area with JMA-seismic intensity of 7 or more, B is the small damage area, and C is liquefaction area. The resonant frequencies of the surface ground of the area were obtained from 2.5 Hz to 4.5 Hz. The resonant frequencies of sub-area A were concentrated in about 3.0 Hz, and those of sub-area B were higher than A, and those of sub-area C were lower than A.

The resonant frequencies of this area were estimated by 1-D multiple refraction theory using boring test soil data, which agreed well with the microtremore measurement data.

Moreover, Soil profile (the ground constants and the depth of the surface ground) of this area were identified reasonably. The results agree well with the boring by the developed identification method using the microtremore measurement data.