観測地震波を用いた表層地盤の動的物性の同定

鈴木 猛康* 田中 港

"KASSEM"センターアレーの観測地震動を用い,洪積基盤上の表層地盤の地震動に関する伝達関数を 求めた。これをターゲットとし,最適化手法により表層地盤の動的物性を同定した。S波速度構造の 同定結果はN値の分布と比較的良い対応を示し,同定解析の妥当性が確認されたが,深い位置でPS 検層の結果と異なることがわかった。またQ値の周波数依存性を表す周波数のべき乗項p値は,沖積 地盤では0.3程度であることが示された。

キーワード:地震観測,表層地盤,動的物性,同定解析

1. はじめに

構造物の耐震設計には、表層地盤の地震応答解析が頻 繁に行われる。地震応答解析に用いられる代表的な解析 コードは、1次元重複反射理論に基づき等価線形化手法 を用いた解析コード"SHAKE"¹⁾であろう。しかし、鉛直 地震観測アレーで観測された地震基盤の地震動を入力と し、またPS検層や各種土質試験結果を地盤データとして 地表記録のシミュレーションが行われているが、"SHAKE" による強震時の解析結果が観測結果とよく一致したとい う報告はない。"SHAKE"における鉛直入射の仮定や成層 地盤構造の仮定の妥当性は除くとして、その理由は大き く2つに分類されよう。第1の理由は、等価線形化手法 の妥当性に起因するものである。この手法では、せん断 弾性係数および減衰定数を各土層に発生するせん断ひず みに応じて設定するのであるが、その際これらの定数を 周波数に依存させずどの周波数でも一定としているため. 高 周波数領域に関してせん断弾性係数を小さく、減衰を 大きく見積りがちになり2),その結果最大加速度が小さく なること、あるいは実際には時々刻々と変化する定数を, 全解析時間を通じて一定として取り扱う周波数領域の解 析である等がある。第二の理由としては、解析に用いる 地盤の物性値に起因するもので、PS検層によって得られ たS波速度分布の妥当性、また室内試験で求める土の供 試体のせん断弾性係数および減衰定数のひずみ依存性が. 地盤としての物性を代表しうるか等がある。さらにこれ 以外にも, 土層の分割を細かくしなければならないとい うようなモデル化に関する議論もなされている3)。このよ うに、簡便ではあるが問題の多い解析コードの改良が必 要とされている。

これらの問題を検討する目的で,鉛直アレー地震観測 の実測波形を利用した地盤物性の同定解析が行なわれて

*技術研究所 力学系研究開発部 土木グループ

いる^{4), 5), 6)}。しかしこれまでの研究では,まだ表層地盤 について詳細に検討された例は少なく,上記解析手法の 議論を十分行えるまでには至っていないのが現状である。

そこで本論文では、"KASSEM"センターアレーの表層 地盤を対象として、地表および第三紀層上面における実 測地震動より伝達関数を求め、これをターゲットとして 最適化手法を用いた地盤物性の同定解析を行い、PS検層 によって得られたせん断波速度Vsの精度、および減衰定 数に関連するQ値の周波数依存性について検討を試みる。 また、地震動の大小によるこれら同定された物性の相違 より、地盤の非線形性についても議論する。

2. 同定解析手法

2.1 評価関数

表層地盤の動的物性の同定解析は,表層地盤を水平成 層構造と仮定し,重複反射理論より与えられる洪積層上 面と地表面との伝達関数と,地震観測データから得られ る実測伝達関数との残差平方和を最小にする評価関数を 用いて行われる。一般に評価関数は同定すべきパラメー タ(S波速度,Q値,層厚,密度等)の非線形関数とな り,様々な同定解析手法が提案されている⁷⁾。

沢田等はアルゴリズムが簡単であるSLP (Succesive Linear Programming)法を用いた同定解析手法を提案し⁵⁾, さらにこの手法の解の収束性を改良した改良SLP法を提 案している⁸⁾。沢田等の研究では,鉛直地震観測アレー による実伝達関数ではなく,重複反射理論を用いた理論 伝達関数をターゲットとして用い手法の検証が行われて おり,また減衰に関してQ値の周波数依存性が考慮され ていない点で,この手法の実地盤への適用性については 検証されていない。そこで本論文では,沢田等の同定解 析手法を工学的基盤と地表の地震観測記録を用いた同定 問題に置き換え,また実地盤の地震応答に適合するよう に,以下の4項目を変更あるいは修正し,当社で実施し ている地震観測システム"KASSEM"のセンターアレー地 点に適用することにした。

1)実測伝達関数にWindow処理による平滑化を行い、タ ーゲットとする。

2) 伝達関数を基盤面に対する地表面での伝達関数に変更 することによって,若干簡単な評価関数に変更する。

3) Q値の周波数依存性を考慮した定式化とする。

 4) 解を収束性を改善させるため、Iteration Step毎の move limitを適宜増減させる。

以下にこの手法について説明する。

Fig.1 に示す水平成層地盤を仮定する。図中の第N+1層 の上面が工学的基盤面であるとすると、基盤面に対する 地表面での地震動の周波数応答倍率すなわち伝達関数H_a (ω) は、重複反射理論に基づいて以下のように与えられる。

$H_a(\omega) =$	$\frac{1}{R_{N-1}(1,1)}$	((1)
-----------------	--------------------------	---	-----



Fig.1 水平成層地盤模式図

ここで ω は円振動数であり、 $R_{N,I}(1,1)$ は次式に示す2x2行列 $[R_{N-1}(\omega)]$ の1行1列成分である。

$$\begin{bmatrix} S_m(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\left(\frac{\omega h_m}{V_m^*}\right) & \frac{1}{\rho_m \omega V_m^*} \sin\left(\frac{\omega h_m}{V_m^*}\right) \\ -\rho_m \omega V_m^* \sin\left(\frac{\omega h_m}{V_m^*}\right) & \cos\left(\frac{\omega h_m}{V_m^*}\right) \end{bmatrix}$$

ここで ρ_m , h_m はそれぞれ第m層の土の密度および層厚であり、また V_m^* は減衰を考慮した第m層のS波速度で次式で表される。

$$V_m^* = V_m \sqrt{1 + \frac{i}{Q_m}} \tag{4}$$

上式中のV_mおよびQ_mはそれぞれ第m層のS波速度およびQ 値である。本解析ではQ値を,次式のように周波数依存 型として与える。

$$G_{\alpha} = \sum_{i=1}^{N_{\omega}} \left[H_{a}(\omega_{i}, \alpha) - H_{o}(\omega_{i}) \right]^{2} \to \min \quad \cdots \qquad (6)$$

なお(6)式中の N_{ω} は解析に用いる振動数の数である。 ここでは物性値のうち密度および層厚は既知とし、各層 のS波速度 V_m およびQ値を構成する $Q_{0,m}$ および p_m を同定す るパラメータとする。

2.2 改良SLP法を用いた同定手法

改良SLP法では(6)式のGをテーラー展開し,3次以 上の高次の項は省略した次式で線形化する。

$$G \simeq G^{(r)} + \sum_{j=1}^{M} \left(\frac{\partial G}{\partial \alpha_j} \right)^{(r)} \Delta \alpha_j + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{M} \sum_{k=1}^{M} \left(\frac{\partial^2 G}{\partial \alpha_j \partial \alpha_k} \right)^{(r)} \Delta \alpha_j \Delta \alpha_k \to \min$$
(7)

ここで上付き添字(r)はr回目のiterationにおける値を意味 しており、 $\Delta \alpha_j$ はパラメータ α_j の増分を表す。また偏微 分係数($\partial G/\partial \alpha_j$)^(r)および($\partial^2 G/\partial \alpha_j \partial \alpha_k$)^(r)は、伝達関数 $H_{\alpha,i}=H_{\alpha,i}(\omega_i), H_{o,i}=H_o(\omega_i)$ を用いてそれぞれ式(8)式お よび式(9)で与えることができる。

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial G}{\partial \alpha_j} \end{pmatrix}^{(\prime)} = 2 \sum_{i=1}^{N_{00}} \begin{pmatrix} H_{a,i} - H_{o,i} \end{pmatrix} \frac{\partial H_{a,i}}{\partial \alpha_j} \cdots (8) \\ \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 G}{\partial \alpha_j \partial \alpha_k} \end{pmatrix}^{(\prime)} = 2 \sum_{i=1}^{N_{00}} \frac{\partial H_{a,i}}{\partial \alpha_j} \frac{\partial H_{a,i}}{\partial \alpha_k} + 2 \sum_{i=1}^{N_{00}} \begin{pmatrix} H_{a,i} - H_{o,i} \end{pmatrix} \frac{\partial^2 H_{a,i}}{\partial \alpha_j \partial \alpha_k} \\ \end{pmatrix}^{(\prime)} = 0$$

(2) 式の $R_{N-I}(1,1)$ を $R=\phi(\omega)+i\psi(\omega)$ とおけば、伝達関数 H_a は次式のようになり、

$$H_{a}(\omega) = \sqrt{\frac{1}{\phi^{2}(\omega) + \psi^{2}(\omega)}} \quad \dots \quad (10)$$

(8) および (9) 式中の偏微分係数 $\partial H_{a,i} / \partial a_j$ および $\partial^2 H_{a,i}$ / $\partial a_j \partial a_k$ は, (11) 式, (12) 式で表すことができる。な お,以下の式では $H_{a,i}$ は添字を,また $\phi(\omega) \geq \psi(\omega)$ は括弧 を省略して記述する。

$$\frac{\partial H}{\partial \alpha_j} = -A^{-2/3} B \dots (11)$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial \alpha_j \partial \alpha_k} = 3 A^{-5/2} B C - A D \dots (12)$$

ここで,

$$\begin{cases}
A = \phi^{2} + \psi^{2} \\
B = \phi \frac{\partial \phi}{\partial \alpha_{j}} + \psi \frac{\partial \psi}{\partial \alpha_{j}} \\
C = \phi \frac{\partial \phi}{\partial \alpha_{k}} + \psi \frac{\partial \psi}{\partial \alpha_{k}} \\
D = \frac{\partial \phi}{\partial \alpha_{k}} \frac{\partial \phi}{\partial \alpha_{k}} + \frac{\partial^{2} \phi}{\partial \alpha_{k} \partial \alpha_{k}} + \frac{\partial \psi}{\partial \alpha_{k}} \frac{\partial \psi}{\partial \alpha_{k}} + \frac{\partial^{2} \psi}{\partial \alpha_{k} \partial \alpha_{k}}
\end{cases}$$
(13)

したがって、(2) 式の行列 $[R_m]$ のパラメータ α による 偏微分係数により、(8) および (9) 式の偏微分係数を与 えることが可能となる。式 (7) の第1項 $G^{(r)}$ は不変であ るので省略してEとし、これをテーラー展開すると式 (14) となる。

 $E \simeq E^{(r)} + \sum_{j=1}^{N} \left(\frac{\partial E}{\partial \alpha_j} \right)^{(r)} \Delta \alpha_j \to \min$ (14)

上式の偏微分係数は次式となり、式(8)および(9)と、 パラメータの増分 $\Delta \alpha_k$ によって決定できる。

ここで $\Delta \alpha_k$ のmove limitを次のように与える。

$$-\xi \,\alpha_k \le \Delta \,\alpha_k \le \xi \,\alpha_k \,\cdots \,(16)$$

このmove limit は、解の収束性に大きく影響し、係数 が大き過ぎると式(7)の線形近似が成り立たないため解 は発散し、逆に係数 をが小さ過ぎると、解の収束性が悪 $くなる。さらに本解析では<math>V_m, Q_{m,0}$ および p_m の3種類のパ ラメータが存在するので、各パラメータ毎に係数を変化 させる必要がある。各パラメータの増分は式(15)の偏 微分係数が正か負かで以下のように決定できる。

$$\Delta \alpha_{k} = -\xi \alpha_{k} \quad for \quad \left(\frac{\partial E}{\partial \alpha_{k}}\right)^{(r)} \ge 0$$

$$\Delta \alpha_{k} = \xi \alpha_{k} \quad for \quad \left(\frac{\partial E}{\partial \alpha_{k}}\right)^{(r)} < 0 \qquad (17)$$

 $V_m, Q_{m,o}$ および p_m に対する係数 ε としては、第1 stepでは V_m ,に対して0.5、 $Q_{m,o}$ に対して0.3、 p_m に対して0.15と設 定し、各iteration step毎にこの係数を0.7倍して変動幅を 狭めることにした。さらに次の20 stepのiteration毎に、 上記の係数 ε に1より小さな係数 ζ を乗じ、これに同様 にして係数0.7 をiteration step毎に乗じることにより、同 定解析の収束性を高めた。解の収束は、残差平方和があ る設定値の範囲に入るか否かで判断させれば良いが、タ ーゲットとする実測伝達関数の精度により、ターゲット と同定結果が完全に一致することはない。そこで、上記のiterationを360回行った時点で解析を終了させた。

3. 同定解析

3.1 解析対象地盤およびモデル化

解析対象地盤は,宮城県柴田町の"KASSEM"⁹⁾のセン ターアレーを構成する4地点のうち,PS検層が実施され ているH1,2地点とした。Fig.2にH1,2地点の表層地盤の 土質柱状図,N値の分布ならびにPS検層の結果得られた



Fig.2 KASSEMセンターアレーH1,2地点 の土質プロファイル

S波速度構造を示す。この地点の土質構成は、図に示す ように深度の浅い位置にも所々砂礫層が存在し、その他 はシルトと砂の互層である。砂礫層の位置でN値は大き く、この存在がPS検層の結果に誤差として現われること が予想される。Fig.2の最下層である第三紀軟岩(V_s= 700m/sec)を基盤とし、これより表層部をボーリング調 査による成層構造を参考にして20層に分割することによ り、表層地盤のモデル化を行った。地震計は地表面上と 地震基盤面の位置に設置されており、この2点の地震波 より表層地盤の伝達関数を求めることができる。 3.2 解析に用いた地震波

Table 1 解析に用いた地震波

地震Event	発震年月日	震央	位置	マグニチュード	最大加速度
		北緯。	東経。 ′		
EQ-1	1985年8月12日	37 42.1	141 51.3	6.4	35.5 (gals)
EQ-2	1987年2月06日	36 57.7	141 53.6	6.7	66.6 (gals)
EQ-3	1986年5月05日	36 55.0	141 31.0	4.9	7.3 (gals)
EQ-4	1987年3月01日	37 16.0	141 40.0	4.7	11.3 (gals)

解析に用いた地震波をTable 1に示す。地震番号EQ-1 およびEQ-2は、1984年からの観測ではもっとも大きな 加速度レベルの地震動が得られた地震であり、地震タイ プ1と分類する。一方EQ-3およびEQ-4は地表最大加速 度でも10 gal程度の地震であり、これらを地震タイプ2 に分類する。このように最大加速度が大小の地震記録を 用いた同定解析を実施することにより、地盤の非線形挙 動について検討を行えると考えた。EQ-1とEQ-2の地震 については、観測波形のうちS波の初動より40.96秒間 (データ数8192)を解析対象とし、またEQ-3、EQ-4つ いてはデータ収録時間が40.96秒に満たないため、S波の 初動から最終収録データの前後に0を追加して40.96秒



Fig.3 地震Eventによる伝達関数の比較

(データ数8192)とした。

これら4地震時の地表/地震基盤面の実測伝達関数を, Fig.3に比較して示した。なお伝達関数は,地表および 基盤の地震動のフーリエスペクトルをバンド幅0.4のParzen Windowでウインドウ処理して求めた。Fig.3より明らか なように,地震タイプ2の地震と比較して地震タイプ1で は,低次の3次までの卓越振動数が低振動数側に若干シ フトしており,地盤の非線形挙動が明らかに確認される。 図中にはPS検層で得られたS波速度構造に基づいて求め た理論伝達関数を併記しているが,基本せん断振動より 高次の振動については,実測結果とあまり良い一致を示 しておらず,PS検層結果をそのまま使用することが必ず しも適切ではないことがわかる。

3.3 S波速度のみの同定¹⁰⁾

まず最初に、同定パラメータのうち Q_o とpは固定し、各層のS波速度 V_s のみを同定パラメータとして同定解析を実施した。解析に用いた各層の物性値ならび V_s の初期値をFig.5 に示す。なお V_s の初期値は、PS検層の結果得られた数値である。本解析では、 Q_o とpはすべての層で一定とし、地震EQ-1について Q_o とpを変えてパラメトリックスタディーを実施し、 $Q_o = 9.0$ 、p = 0.35と決定した。なお、同定解析の対象とする周波数範囲は、 $0.25 \sim 10$ Hzである。



Fig.4 に実測と同定された速度構造に基づいた伝達関数の比較を,各地震Event毎に示す。Fig.4 に示すように

Fig.4 伝達関数の観測結果と同定解析結果の比較



Fig.5 S波速度の同定結果

実測の伝達関数で10Hzまでの周波数範囲に存在する5つ のピークは、同定解析によって良く再現されており、解 析の妥当性が認められる。

Fig.5 に同定された各地震EventにおけるS波速度構造 をまとめて示す。図中にはPS検層結果も一点鎖線で示さ れているが、GL.-5m付近にある砂層、その下10m前後 にある砂礫層、および27m~39mにおいて、PS検層結果 と同定結果に大きな差異が認められ、とくに同定解析で はGL.-37~38mの砂礫層で400m/secを超えるV。が同定さ れているケースがある。Fig.2のN値の分布をみると、こ の層の前後ではN値が10程度であるにもかかわらず、こ の層では30に急増している。したがってこのS波速度は、 同定解析によって無理に最適化を行った結果生じたので はなく,実地盤の物性値を反映した妥当な数値であると 判断される。地表面加速度の比較的大きいタイプ1と小 さいタイプ2から推定したS波速度構造を比較すると、 GL.-15m以浅では両者の関係に顕著な差異は認められな い。しかし、これより約-40mまでの区間では、明らかに タイプ1から同定されたS波速度がタイプ2に比べて最大 で10~15%程度小さいことが認められる。また同じタイ

プ1に分類されているEQ-2のケースをEQ-1のケースと 比較しても、EQ-2で得られたS波速度はEQ-1のケース よりもやや小さく、地震動が大きいほどS波速度の低減が 大きいことが認められた。S波速度の低減は、最大で10 ~15%であることから、これをせん断弾性係数の低減に 換算すると20~30%程度となり、予想以上に大きい結果 となった。ただし、減衰に関してQ値はどのEventでも同 一としているため、S波速度の低減を多少過大に評価して いる可能性はある。

3.4 V_s, Q₀, pの同定

前節の解析により,最適化手法を用いたS波速度の同 定手法の妥当性が示されたので,同定されたS波速度を各 層のV_sの初期値とし,V_s, Q_o およびpの同定を試みる。 ここではV_sについては各層の値を同定パラメータとする が, Q_o ,に関しては砂質土,粘性土および砂礫層で3つ のパラメータとする。 Q_o ,の初期値は砂質土で5,粘性土 で10,砂礫層で15とした。またpの同定では,pがすべて の層で同一と見なし単一パラメータとした。なおpの初期 値は0.35である。このように同定パラメータ数を 20+3+1=24として解析を行った。なお,タイプ2の地震 については,Fig.4に示すように観測誤差と見られるピー クの乱れが伝達関数に見られ,詳細な同定解析には値し ないので,タイプ1のEQ-1および2についてのみ,解析 の対象とした。

Fig.6 に実測と同定されたS波速度およびQ値に基づいた伝達関数の比較を示す。Fig.4のEQ-1および2に対応する同定結果と比較すれば明らかであるが、同定結果はターゲットとした実測伝達関数にさらに良く一致しており、解析結果の信頼性が高まっていることがわかる。

Fig.7 に同定されたS波速度構造を示す。Fig.7 の同定 結果をPS検層の結果と比較すると、GL.-26 mまではPS 検層の結果が同定結果の平均的な値となっているが、こ れよりGL.-39mまではPS検層の結果よりもかなり大きな S波速度が同定されていることがわかる。また同図のEQ-1と2を比較すると、約25m以浅ではあまり差異が生じて いないが、これより深くなると差異が顕著な場所が確認 される。これは入力地震動の周波数特性に応じて、異な



Fig.6 伝達関数の観測結果と同定解析結果の比較



Fig.7 S波速度の同定結果

Table 2 Q。とpの同定解析結果

同定パラメータ	Q_0		Р	
Event	EO-1	EQ-2	EQ-1	EQ-2
粘性土	4.94	4.17	A.pl-	,:17
砂質土	10.76	14.40	0.285	0.283
砂 礫	10.47	13.54	171	1.37

った振動モードの卓越が現われているため,各土層に発 生するせん断ひずみレベルが異なるためと考えられるが, 現段階では特定できない。

Fig.8には同定されたO。値の分布を示す。またTable 2 に各地盤種別のQ。値とp値の同定結果をまとめた。p値に ついては、両Eventともほぼ同じで0.283および0.285であ り、この数値自体は武村等6)が東松山の沖積地盤で同定 した沖積地盤のp値(0.32)とほぼ等しい。したがって沖 積地盤の地震応答解析では、p値として0.3前後の数値を 用いてO値の周波数依存性を考慮すれば、実地震動をシ ミュレートできると思われる。一方Q。値に関しては、と くに砂質土層と砂礫層において、2つの地震Eventによっ て大きな差が生じている。すなわち, EQ-1に比較して EO-2におけるO。値が大きいため、これより判断すると 砂質土あるいは砂礫層においてEQ-1ではEQ-2よりも大 きなせん断ひずみが発生したことになる。しかし、 地震 動の大きさは両Eventでさほど変わらないし、Fig.7 では これを裏付ける顕著な傾向は認められないため、この解 析手法のこの程度の規模の実地震観測結果を用いたQ。値 の同定への適用は、精度的にまだ難しいと判断したほう が良さそうである。今後、さらに大きな加速度の得られ た時、再度同定を試みてみたい。

3.5 同定手法の問題点と今後の研究課題

本解析では,観測された地震波が理想的な伝達関数を 与えることを前提に,これをターゲットとして同定を行 っている。式(5)に示すような周波数依存性を有するQ



Fig.8 Q。値の同定結果

値を用いた理論伝達関数をターゲットとすれば、O。値の 同定も十分可能と思われるが,加速度が小さい場合測定 誤差が発生し、また地震計の設置角度等の観測誤差や水 平成層地盤の仮定が完全には成り立たない等,理論との 相違が存在するため、観測波形から求めた伝達関数には ある程度乱れが存在する。本解析では, 地表および地震 基盤で観測された水平2方向の観測波形を用いて、それ ぞれ2方向に関する伝達関数を求め、その平均をその地 点の伝達関数として代表させている。またその際Parzen Windowによるウインドウ処理を行っている。水平2方 向の伝達関数は、基本せん断振動に関しては2方向でさ ほど変わらないが、3次モード程度になると増幅倍率に方 向別で多少の相違が見られた。さらに、ウインドウ処理 によってスペクトルの平滑化を行わなければ、理論伝達 関数のようにスムーズな伝達関数は得られない。したが って,最適化手法は妥当でも,厳密に言えば観測波形を 用いた同定解析への適用には、観測が理想的に行われ、 かつ地盤の不整形性がない水平成層地盤であることが必 要である。

本手法は,非線形問題を線形問題に置き換えている。 したがって,各iteration stepにおけるパラメータの変動 幅が大きすぎると線形の仮定が成り立たず,解が変動し て収束に至らない。さらに,あるターゲットに対して解 が近づく際,正解でない別の極値に向かってしまうこと もある。このような現象を避けるため,変動幅の選択が 大切である。

H1,2地点では,地表と地震基盤の間に地震計が設置されていないため,これ以上詳細な考察はできないが,今後表層地盤中に地震計が密に設置されているV1~V6地点に本手法を適用し,本手法の適用性についてさらに検討を行い,簡易で精度の高い地盤の地震応答解析法の開発を目指す予定である。

4. 結論

地表と地震基盤の観測波形を用いて,最適化手法により表層地盤物性の同定を行う手法を示し,KASSEMセン ターアレー地震観測地点に適用した結果,以下の結論を 得た。

(1) S波速度のみの同定結果より,加速度が比較的大き なタイプ1の地震Eventでは,加速度が小さいタイプ2の 地震Eventよりも相対的に同定されたS波速度は遅いとい う結果が得られ,これをせん断弾性係数の低減に換算す ると20~30%程度であった。また,同定されたS波速度 構造は,N値の分布と比較的良い一致を示した。

(2) S波速度,周波数依存性を考慮したQ値 (Q_o, p) の同定解析では、S波速度のみの同定のケースよりも同定の精度が高まり、伝達関数は5次モードまでターゲットとほぼ一致させることができ、本手法の妥当性が検証された。

(3) Q値のうち同定されたpは0.282~0.285で,これは武 村等が東松山で実施した表層地盤のp(0.32)とほぼ一致 している。したがって,いわゆる沖積地盤のQ値の周波 数依存性は,p = 0.3程度で置き換えることが可能である ことが示された。一方 Q_0 については粘性土では2つの地 震eventとも5程度と同定されたが,砂質土および砂礫層 では2つの地震eventで同定結果に約4の相違が見られ, 同定された数値が実際の Q_0 を代表していると考えて良い か否かの判断ができず,今後の検討課題として残された。 これについては,表層地盤において深度方向に多点で地 震観測を実施している他の地点について同様な同定解析 を実施し,詳細な検討を実施する予定である。

以上のように同定解析手法の妥当性が示されたので, 本手法を現在実施している微動観測¹¹⁾と結合し,微動観 測に基づく液状化判定法の開発へ応用する予定である。

謝辞

本論文では、KASSEMセンターアレーの地震観測記録 を用いた。タイムリーに観測データと土質試験結果を整 理し、提供していただいた技術本部原子力・エネルギー 技術部の阿部健一氏に感謝の意を表する次第である。

参考文献

- Schnabel, P. B., J. Lysmer and H. B. Seed : SHAKE A Computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No.EERC 72-12, University of California, Berkeley, 1972
- 2) 山崎文雄:軟弱地盤はよく揺れるのか?実測とSHAKEの 矛盾を考える,土木学会第45回年次学術講演会講演概要 集,第I部,pp.1102-1103,1990
- 東畑郁夫:現行の解析手法に対する反論,第3回軟弱地盤の地震応答分科会話題提供資料,都市防災と環境に関する研究会,篠塚研究所,1994
- 4)小林,阿部,天池:地盤の減衰特性とその定式化,竹中 技術研究報告,No.45, pp.37-44, 1990
- 5) 辻原,沢田:鉛直アレー観測記録による地盤振動特性値 の同定,構造工学論文集, Vol.36A, pp.747-756, 1990
- 6)武村,池浦,高橋,石田,大島:堆積地盤における地震 波減衰特性と地震動評価,日本建築学会構造系論文報告 集,No.446, pp.1-11, 1993
- 7)例えば、星谷、斉藤:拡張カルマンフィルターを用いた同 定問題の各種振動系への応用、土木学会論文集, No.339, pp.59-67, 1983
- 8) 沢田, 辻原, 平尾, 山本: 地盤のS波速度とQ値の同定問 題におけるSLP法の改良とその適用, 土木学会論文集, Vol.I-19, No.446, pp.205-213, 1992
- 清水,阿部,荒川,森田,渡辺:熊谷組地震観測システムKASSEMの概要,熊谷技報,No.36, pp.85-96, 1985
- 10)鈴木,田中:表層地盤のS波速度構造の同定解析結果に 基づいた微動観測データの評価,第9回日本地震工学シ ンポジウム論文集,1994(投稿中)
- Suzuki, T. and M. Tanaka: Application of Microtremor Measurements to the Estimation of Earthquake Ground Motions in Kushiro City during the Kushiro-oki Earthquake of January 15, 1993, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 1994 (to be appeared)

Identification of the Dynamic Properties of a Surface Soil Deposit Using Observed Earthquake Ground Motions Takeyasu SUZUKI and Minato TANAKA

Summary

On the basis of earthquake ground motions observed at the center array of 'KASSEM,' transfer functions for earthquake motions of a surface soil deposit on a diluvial bedrock were obtained. Using these as target functions, dynamic properties of a surface soil deposit were identified by the optimization technique. As a result, the S-wave velocity profile corresponded relatively well with the distribution of N-values, proving the appropriateness of the identification analysis. However, in deep locations, the S-wave velocity profile did not agree with the result of PS-logging. Finally, p-value, a power-term that represents the frequency dependency of Q-value, was around 0.3 for alluvial deposits.

Keywords: earthquake observation, surface soil deposit, dynamic properties, identification analysis