

強震鉛直アレー観測と地盤応答解析

On Strong Seismic Records in Down-hole Array and Seismic Response Analyses of Ground

王 海波*・室野 剛隆**・西村 昭彦***

Haibo WANG, Yoshitaka MURONO, Akihiko NISIMURA

*正会員 工博 主任技師 (財)鉄道総合技術研究所 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

**正会員 工修 技師 (財)鉄道総合技術研究所 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

***正会員 工博 主幹技師 (財)鉄道総合技術研究所 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

Seismic records in down-hole array provide much of information on actual ground behaviors over a wide range of load conditions, especially for strong seismic motions of Level 2, which are important for the design of Ultimate Limit State. These records are used to identify the characteristics of wave propagation in vertical direction as they affect the motion on ground surface significantly. The array records are also used to verify the numerical procedures for prediction of seismic motion of ground. Although this kind of verification has been proved effective for even middle level motions, it is found very difficult for the strong records near seismic source. Upon analyses of seismic records in Hyogo-ken Nanbu Earthquake, it was recognized that the existence of surface waves in ground motion records raises the problem, that usually can't be treated properly in numerical procedures including no seismic source model. This fact should be considered with compensation for seismic resistance design, in which the ground motion is predicted by numerical procedures.

Key Word: seismic records, down-hole array, ground motion, surface wave, coherence

1.はじめに

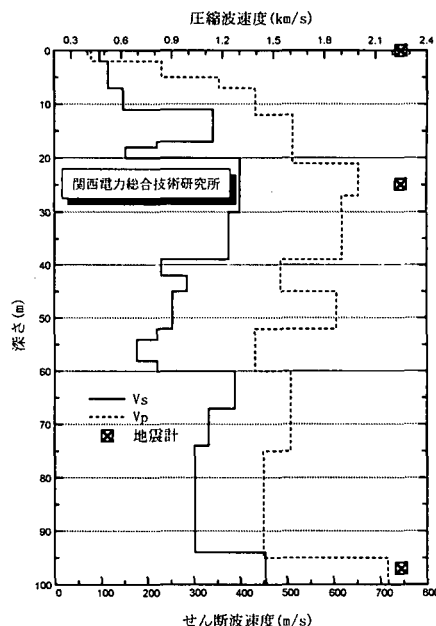
地表の地震動は表層地盤の応答特性に大きく影響されることは一般によく周知されている。この表層地盤応答特性の評価は多くの研究者に注目されていて、いろいろな解析方法¹⁾が提案された。地震動の空間分布特性を検討する際、表層増幅の影響を排除するため、その影響が少ない地震基盤 (V_s 約 3km/s 水平層状地盤) もしくは工学基盤 (V_s が 400m/s 以上の水平層状地盤)において、地震動を統一的に評価して、各地点の表層地盤条件を用いて地盤応答解析による地表の地震動を推定することにより、地表地震動の推定精度の向上が期待される。

表層地盤の波動伝播増幅特性を究明するため、地表だけではなく、地中にも地震計を設置した鉛直アレー観測の地震観測データは最近蓄積されつつである。鉛直アレー観測データは、一般に室内または原位置実験より、広いひずみ範囲での地盤応答特性が得られる。さらに、得られた地盤応答特性との比較によって、地盤応答解析手法の適用性と精度が評価する。これは、震源からある程度離れた地点で観測された記録に対しては妥当と考えられるが、断層近傍の強震動に対して、数値シミュレーションで、鉛直アレー観測を再現するのは、表面波の存在により相当困難になる。

本研究では、兵庫県南部地震での鉛直アレー観測記録の分析により、その伝達特性とコヒーレンスなどから地表地震動の特徴を考察する。その特徴と数値シ

ミュレーション方法の前提条件から、両者間の差を引起す原因を分析した。

数値シミュレーション方法自体の解析精度は、単純加振条件である室内大型せん断式槽振動台実験により検証した。



図一 関西電力総合技術研究所観測地点地盤条件

2.地震観測記録

ここでは、兵庫県南部地震で観測された関西電力総合技術研究所と猪名川の地震記録²⁾を考察する。図一

1 と図-2にはそれらの地盤条件を示している。前者は軟弱地盤で、後者は相当良質な地盤である。総合技研の観測は GL0.0、GL-24.9 と GL-97 三個所の記録がある（図-3を参照）。猪名川の観測は GL0.0 と GL-30 二個所の記録がある（図-4を参照）。

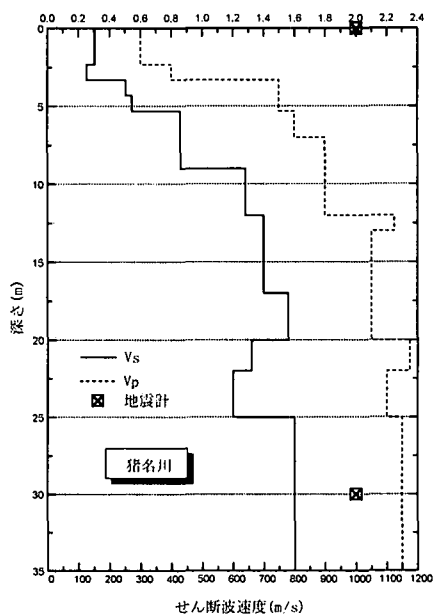


図-2 猪名川観測地点地盤条件

3.地震記録の解析

現在耐震設計において実務的に使用している地盤応答解析方法は以下の二つ前提がある。

- 1) 一般に、表層地盤は水平層状的な構造と見做す。
- 2) 構造物の安全を最も支配する水平方向の地震動は、基盤から垂直的に地表面まで伝わるせん断波だけを考慮する。

従って、地盤振動は地表の位置と無関係になり、地盤深さの一次元な動的問題に簡単化できる。

実地盤が堆積歴と地盤構造変化等より、かなり複雑な三次元構造になっていることは認識されているが、これを解決するのは、三次元解析モデルが要る。ただし、設計者の観点から、三次元地盤構造の調査は簡単なことではない。また、三次元モデル解析も複雑なので、結果に影響する要素も多く、実設計者にとって現実的な手法ではないので、一次元モデルはやむを得ない選択である。

鉛直アレー観測は一次元モデルで地盤応答を評価する方法と対応する。従って、鉛直アレー観測値から計算した相互相関関数や伝達関数などを分析して地盤のせん断波速度、伝達特性などを求める。伝達関数については、非線形システムの等価線形特性という意味を持つので、振幅のレベルが異なると特性が違う。

入出力成分間の線形性の程度を評価するため、コヒ

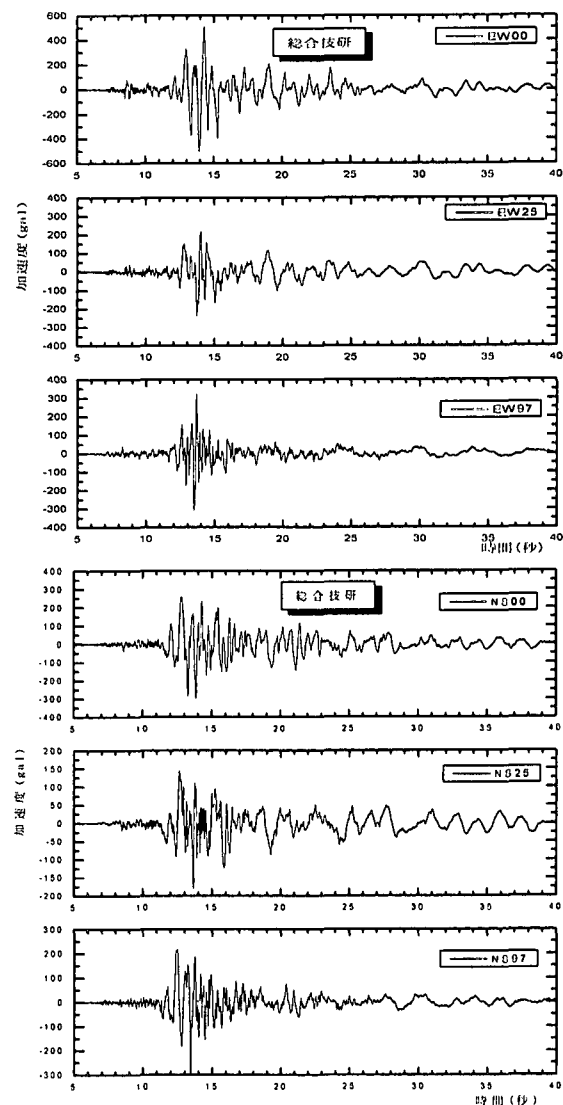


図-3 関西電力総合技術研究所アレー観測記録

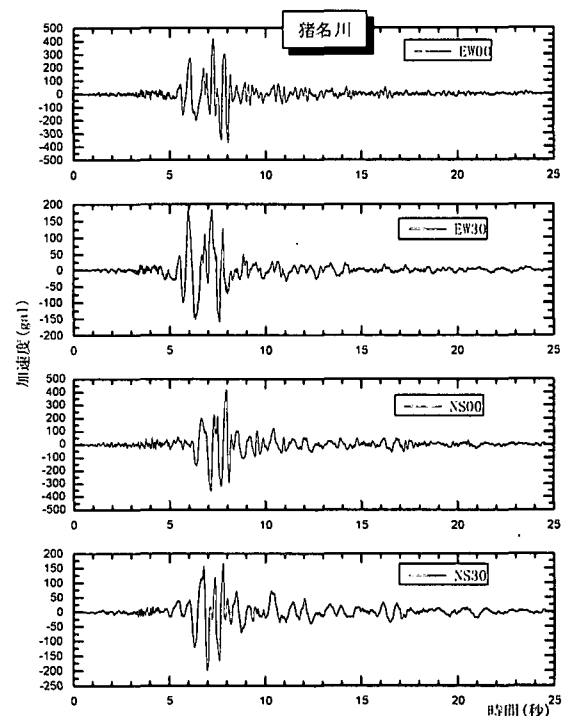


図-4 猪名川地震観測記録

ーレンス関数を用いる。伝達関数 $H_{ij}(\omega)$ とコヒーレンス関数 $\gamma_{ij}^2(\omega)$ は以下のように計算される。

$$H_{ij}(\omega)=\frac{S_{ij}(\omega)}{S_{ii}(\omega)} \tag{1}$$

$$\gamma_{ij}^2(\omega)=\gamma_{ji}^2(\omega)=\frac{|S_{ij}(\omega)|^2}{S_{ij}(\omega)S_{ii}(\omega)} \tag{2}$$

ここで

$$S_{ij}(\omega)=\frac{1}{T}a_j(\omega)a_i^*(\omega) \tag{3}$$

これは、クロスパワースペクトル関数である。ただし、 $a_i(\omega)$ は i 観測点位置での観測記録のフーリエ変換で、 $a_i^*(\omega)$ は $a_i(\omega)$ の共役複素数である。 ω は円振動数である。

クロスパワースペクトルの不等式

$$|S_{ij}(\omega)|^2 \leq S_{ij}(\omega)S_{ii}(\omega) \tag{4}$$

により、 $0 \leq \gamma_{ij}^2 \leq 1$ が成り立つ。理想的な線形系の入力と出力であれば、コヒーレンスは1になる。出力に入力の応答以外のノイズが混在するとコヒーレンスは小さくなる。一般には、ノイズの振動数の近傍で低下する。また、伝達特性の非線形が強い場合、剛性低下による増幅率が小さくなり、コヒーレンスは全体的に小さくなる。

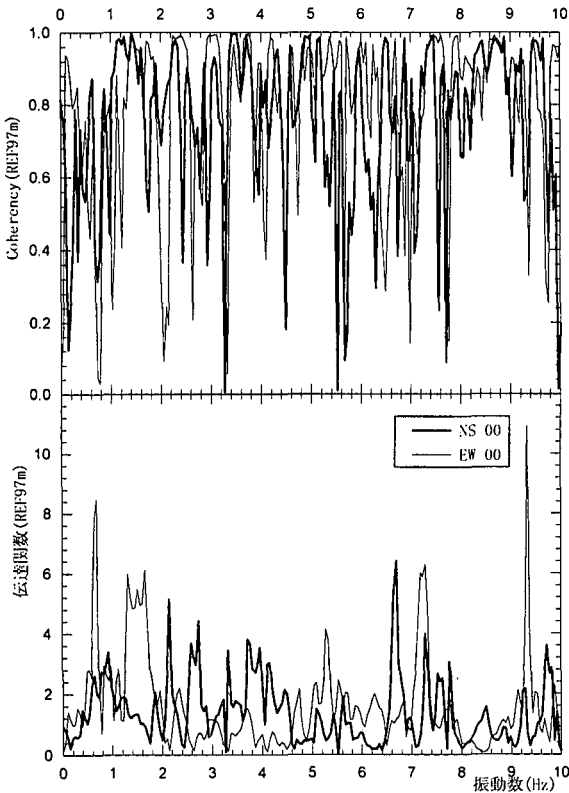


図-5 総合技研観測記録の伝達関数と Coherency

総合技術研究所アレー観測の地表記録と GL-97m 地中記録の水平成分の伝達関数とコヒーレンス関数を

図-5に示している。図-6には猪名川観測の伝達関数とコヒーレンス関数を示している。コヒーレンス関数から見ると、総合技研の地盤は非線形性が強い。総合技研の EW 成分については、0.7Hz 近傍でのコヒーレンスの低下にも関わらず 8 倍あまりの増幅率を示す。土は剛性低下材料であるので、非線形が強いほど増幅率は小さくなる。したがって、8 倍の増幅率とコヒーレンスの低下が、非線形応答によるものと考えにくい。9.3Hz 近傍については、コヒーレンスが低くなく、増幅率が 10 倍以上もあるのは、その振動数に対応する振動モードの節が参考点 (GL-97m) 位置の近傍にあるためと考えられる。

NS 成分については、1.0Hz 以下の低振動数でコヒーレンスが低下している。

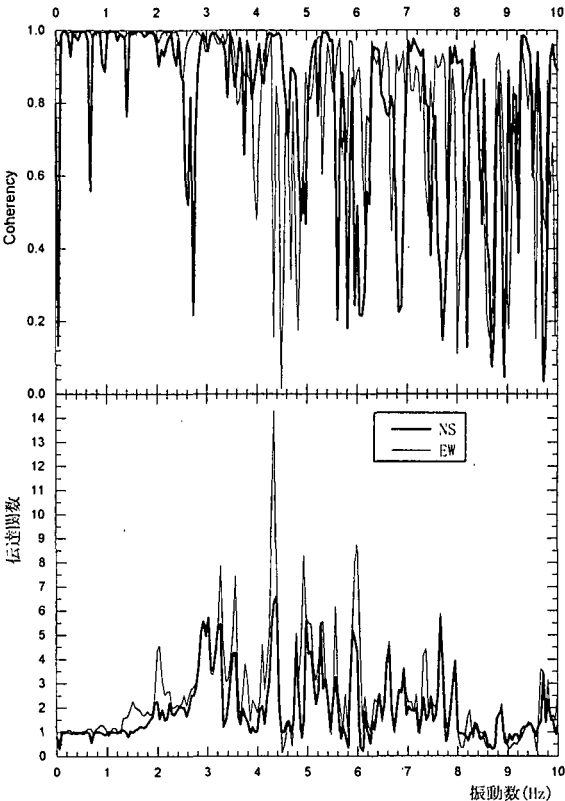


図-6 猪名川観測記録の伝達関数と Coherency

猪名川の観測については、表層地盤条件(図-2)は相当良好であるので、地盤応答の非線形の影響は総合技術研究所より少ない。振動数 4Hz まで、地表と基盤の地震動の関連性は良好と言えるが、NS 成分で振動数 2.6Hz 近傍はコヒーレンスが 0.4 以下になった。2.6Hz 近傍の低下は共振点か、基盤の水平振動以外の応答かの2つが考えられる。共振点とすると、EW 方向も同様になる。または、その共振点の増幅率が両側より大きくなければならない。EW 成分では 4~5Hz 間のコヒーレンスが低下する一方、14 倍あまりの増幅率を示す。したがって、線形的な伝達関数の増幅とは考えにくく、地表付近のみに存在する波の影響と考えられる。

4.観測のシミュレーション

これらの鉛直アレー観測に対して数値シミュレーションを行った。数値解析法は一般に使われる一次元解析方法を用いた。

4.1 数値解析方法

解析では、土の非線形性の考え方によって、いくつかの分類ができる。代表的なものとして、材料のひずみ～応力関係とヒステリシス曲線をモデル化して、逐次積分する非線形時刻歴解析法と、一次元重複反射理論を基いて地盤非線形を等価線形法により考慮した周波数領域の等価線形解析法が挙げられる。

非線形時刻歴解析法には、拘束圧の考え方によって、有効応力と全応力に分類できる。いずれもひずみ～応力関係を正しく評価することが問題である。理論的に、有効応力法は繰返し効果または液状化現象まで解析できる。土の非線形特性については多くの研究者^{3~5)}が室内実験等で研究した。

等価線形解析法は設計者によく使われるが、適用範囲はひずみ 1%以下と言われる。逐次積分の場合それ以上のひずみでも理論的に実現象を追跡できる。

本研究では、地盤非線形特性に Ramberg-Osgood モデルを適用した一次元逐次積分法を用いた。Ramberg-Osgood モデルのパラメータ設定は、安田ら⁵⁾提案した土の平均有効拘束圧と平均粒径 D_{50} から求める $G/G_0 \sim \gamma$ 関係と一致させるように基準ひずみと β を決めた。その大ひずみ範囲への適用性は単純加振条件である室内大型せん断土槽振動台実験により検証した。

4.2 数値解析法の検証

実験は、振動台で長さ 12m、幅 3.5m、高さ 6m のせん断土槽を設置して、高さ約 6m の自然乾燥状態の砂水平地盤を作成して、単方向水平加振によって行った⁶⁾。詳細な実験条件等は文献 6 で記述しており、ここでは、解析と実験の比較のみを示す。各加振レベルでの最大値分布を図-7と図-8に示しているが解析

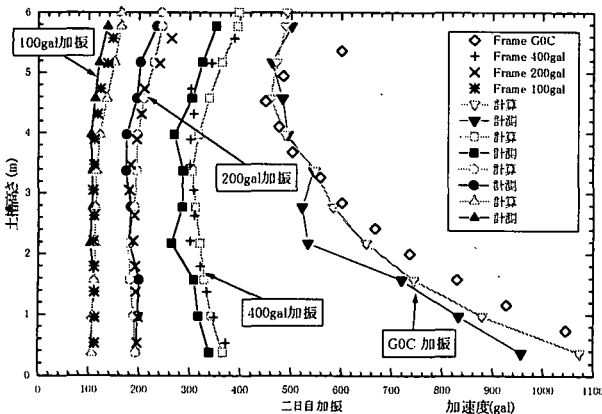


図-7 実験と解析の加速度最大値の比較

と実験結果の最大値がよく一致していることが分かる。

実験には地盤変位の計測をせん断土槽のフレームのみで行ったため、大加速度加振の場合、地盤剛性が低下して、フレームの自重によって地盤より大きな変位が生じると考えられる。これは、G0C⁷⁾加振の場合（

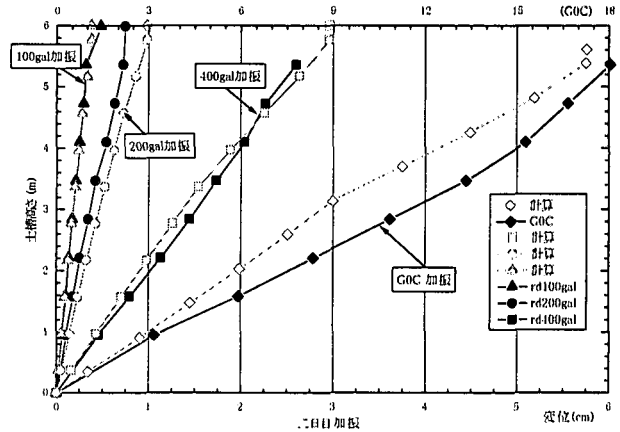


図-8 実験と解析の変位最大値の比較

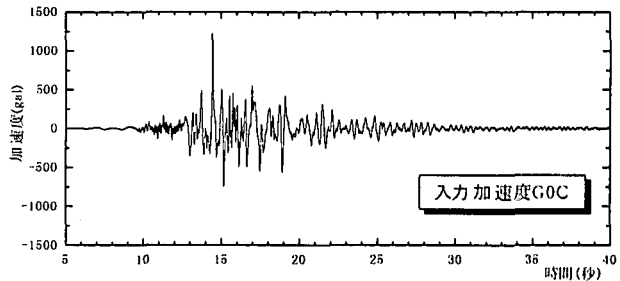


図-9 入力地震波加速度波形

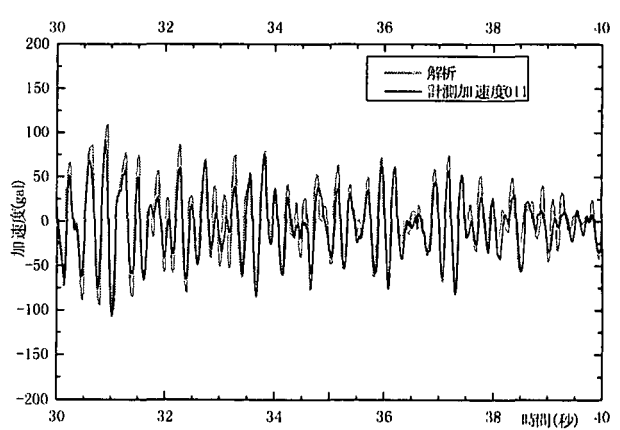
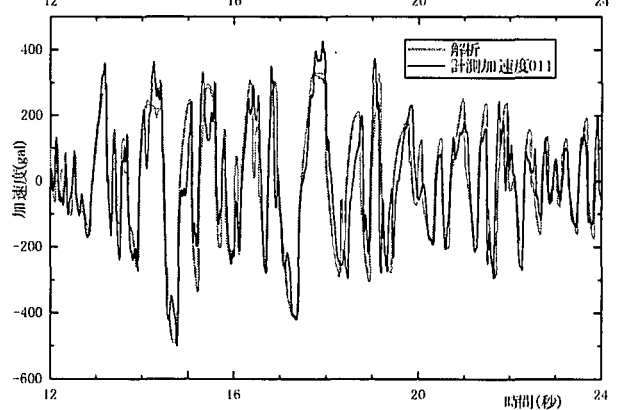


図-10 実験と解析の加速度時刻歴の比較
(上:主要動部分、下:主要動後部分)

図-9参照)、解析の最大変位が計測より小さくなっている(図-8) 一つの原因と推定できる。

さらに、図-10と図-11には地震波 G0C 加振の場合の加速度と変位の時刻歴の比較を示している。加速度の波形は主要動部分と主要動後部分とも一致している。ピーク値において、多少差が見えるが、振動の位相はよく一致している。変位について、主要動後の残留変位は計測値が大きかったが、主要動部分はよく一致した。

地震波 G0C 加振中の最大せん断ひずみは 3%を超えた。実験との比較により、Ramberg-Osgood モデルを適用した一次元逐次積分法は、単純水平加振条件での大ひずみ範囲の地盤応答も精度よく再現できる。

4.3 観測のシミュレーション

図-12には Ramberg-Osgood モデルを適用した一次元逐次積分法による総合技術研究所の観測のシミュレーション結果を示している。解析は GL-97 位置の観測を入力として、地表の応答を計算した。

地表応答の NS 成分は、13.0 秒まで観測とよく一

致しているが、その後大きな差が現れ、観測値が小さくなっている。しかも、ピーク値時刻もずれている。13.0 秒前のピーク値のレベルとその後のピーク値とあまり変わらないので、ひずみレベルはほぼ同等と考えられる。

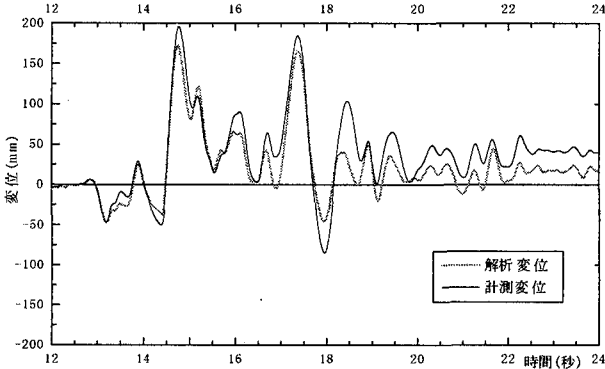


図-11 実験と解析の変位時刻歴の比較

地表応答の EW 成分では、14.3 秒までピークの時刻が観測値と一致するが、振幅には差が現れ、観測値が大きくなった。振幅として、最初のピークは NS 方

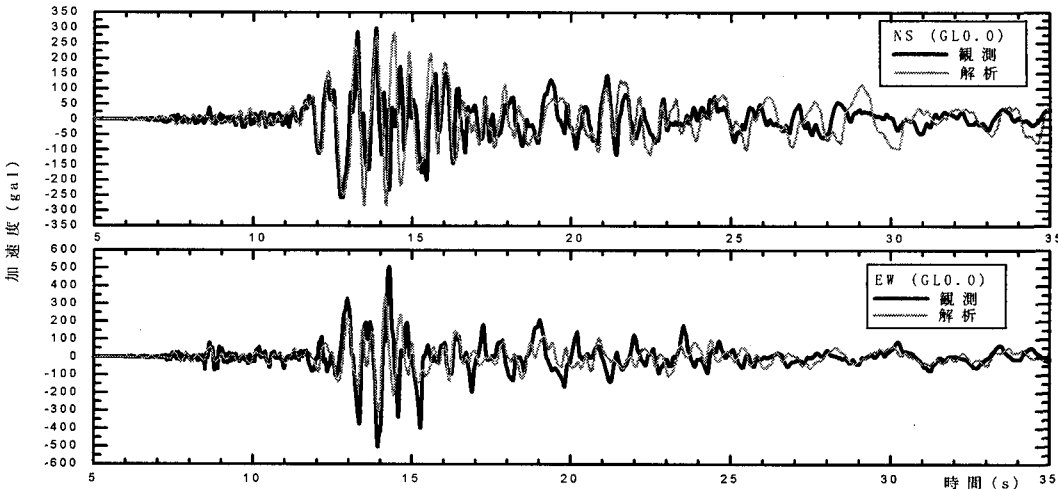


図-12 総合技術研究所の地盤応答シミュレーション

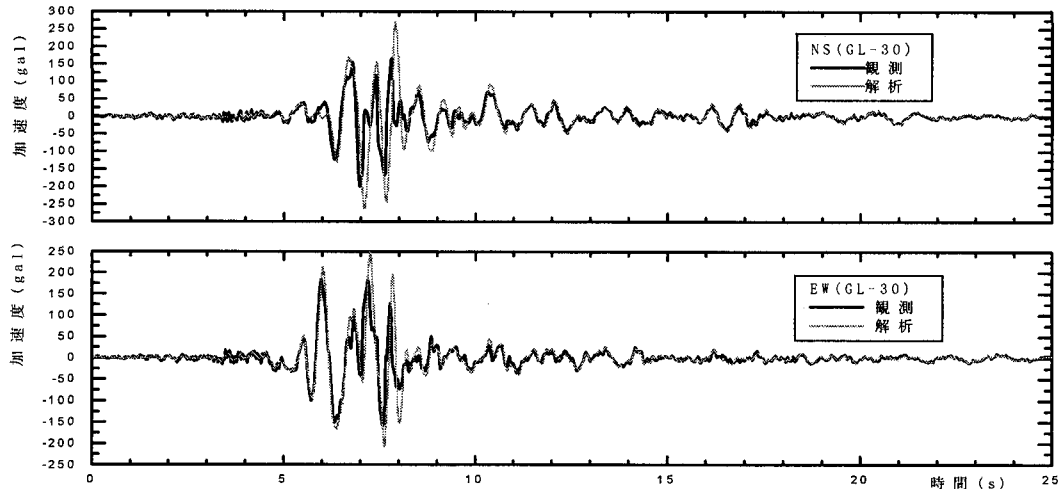


図-13 猪名川の地盤応答シミュレーション

向の振幅とほぼ同等なレベルであるので、解析モデル自体は妥当と考えられる。

猪名川の地盤条件(図-2)と観測記録の Coherency (図-6) から、地盤応答の非線形性が小さいことが推定されるので、等価非線形法を適用した。解析は地表の観測を入力として、地中の加速度値を計算した。つまり、引き戻し計算である。その比較を図-13に示している。

0 秒から 6.7 秒までと 8.2 秒以後においては、二つ水平方向とも解析値と観測値がよく一致している。しかし、7 秒と 8 秒の間では、地表記録から解析推定した結果は地中観測値より大きなピーク値が現れる。その時刻も観測値より遅れている。6 秒付近のピーク値が観測値とほぼ一致するので、解析上では地盤ひずみに応じて剛性と減衰を精度よく評価したと言える。

5. 表面波の影響

以上行った観測記録の解析、数値解析方法の検証、そして、観測のシミュレーションの総合判断から以下の点があげられ、表面波の存在を確認できる。

(1) 観測記録の伝達関数とコヒーレンスから、地表面の観測記録には鉛直方向に伝播するせん断波以外、他の経路で伝播する波も存在することが推定できる。

すなわち、コヒーレンスが低くても見掛けで大きな増幅を示す点は、一般には、表面波の影響と考えられる。これは、表面波の水平振動成分が地表からの深さ方向に急に減衰するためである。地中の振動入力となると地表面振動の表面波は入力と無関連のノイズになることで、コヒーレンスが低くなる。

(2) Ramberg-Osgood モデルを適用した一次元逐次積分法は単純な水平加振条件において、地盤ひずみが数%の範囲になっても、その応答が精度よく求められる。

実観測では、観測地点において、P 波、せん断波と表面波の到着時間に十分な差があれば、または、せん断波の成分が圧倒的である場合、この条件を満足すると考える。

(3) 震源断層近傍の観測波形は単純な鉛直伝播するせん断波だけではないため、一次元地盤モデルとして、地表と地中の相関性が低くなり、全時刻歴範囲において、解析と観測値が一致するのは困難である。

シミュレーションの結果から、猪名川の観測では、7~9 秒前後に表面波が観測位置を通過したことが推定された。総合技術研究所の観測は EW 方向において表面波の影響が大きかった。

(3) 鉛直アレー観測から、地盤の鉛直伝播特性の検出、そして、一次元解析手法の精度の確認を行う場合は、アレー観測記録の地中と地表震動の相関性等を確認必

要がある。

6. 表面波の識別

表面波は概ね面内の Rayleigh 波と面外の Love 波と考える。鉛直と水平変位の粒子軌跡による基本モードの Rayleigh 波の存在が判定できる。

猪名川の観測記録の地表でと地中の粒子の変位軌道を EW-UD 面と NS-UD 面別々に計算した。変位は加速度から積分で求めたもので、振動数帯域別に考察するため、図-6の伝達関数と Coherency の特性に従って、0~2Hz、2~3Hz と 3~5Hz 三つ振動数帯域を別々に取り出した(図-14~図-17を参照)。時間は 0~8.0 秒間である。

2~3Hz 振動数帯域では、NS-UD 面内の粒子軌跡は長円形に近似し、地表と地中の回転方向が逆転している。鉛直振幅の地表と地中の差も小さい。これらの現象と Rayleigh 波の基本モードの特徴、上下成分には節がなく、水平成分には唯一の節を持つことから、この振動数帯域では、基本モードの Rayleigh 波が卓越と考えられる。3~5Hz の振動数帯域にも地表と地中の粒子回転方向が逆転している。さらに、7.6 秒前後に、(図-17) 水平と鉛直の位相が変化するので、新たな波が到着したと推定される。ただし、鉛直と水平振幅の比を見ると、3~5Hz の振動数帯域には Rayleigh 波の割合が大きくない。

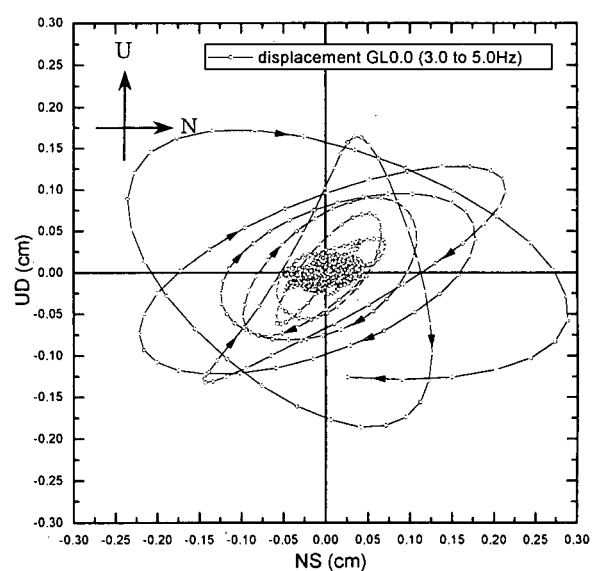
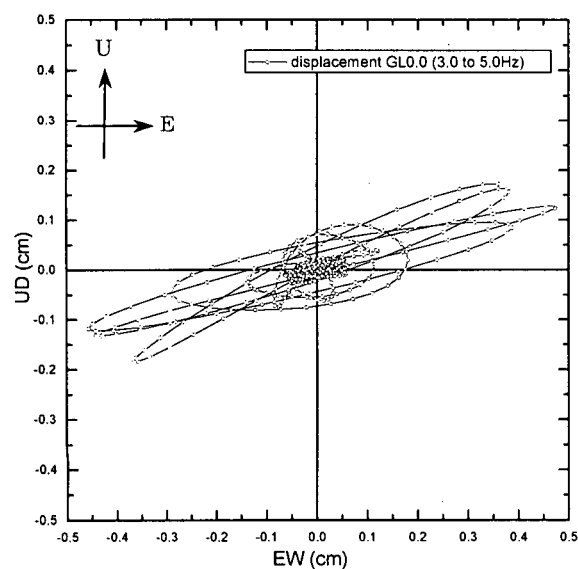
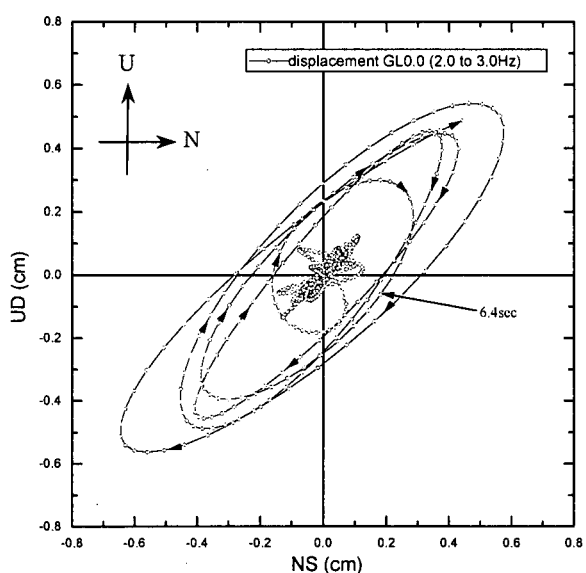
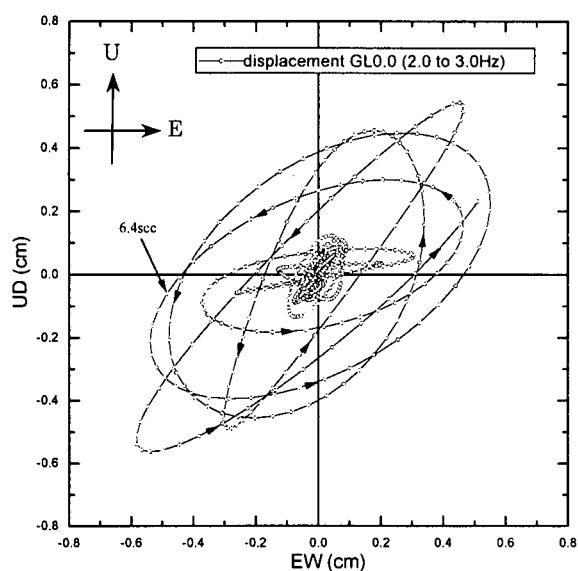
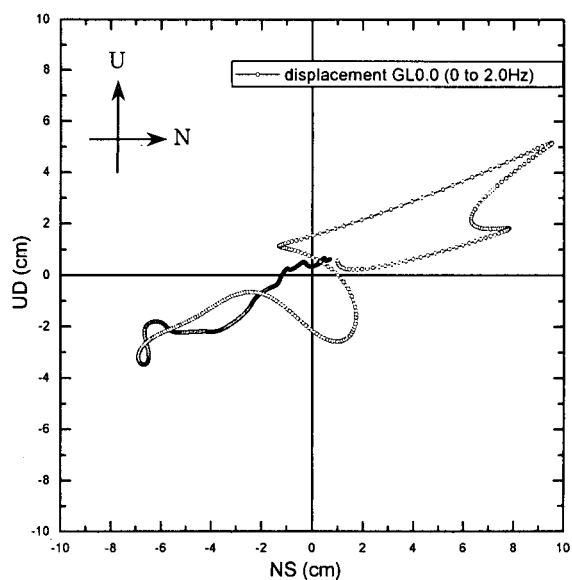
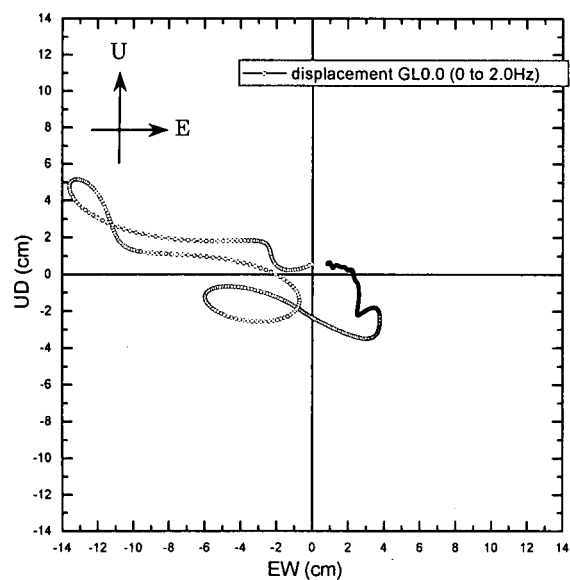
三つの振動数帯域とも、EW-UD 面内の粒子回転は地表と地中がほぼ一致している。2~3Hz 振動数帯の粒子軌跡の長円形も安定しないので、Rayleigh 波の成分が多くないと考えられる。

EW 成分においては、伝達関数と Coherency の特性から、4~5Hz 間で表面波が存在することが推定される。粒子軌跡から Rayleigh 波の存在が特定できず、NS 成分と垂直の方向性を考えると、Love 波の影響を示唆している。しかし、Love 波の識別は地震波の水平伝播特性、つまり位相速度分散の解析が要るので、鉛直アレー観測だけで最後の特定が困難である。

粒子軌跡から推定した Rayleigh 波の卓越方向と通過時間は数値シミュレーションの結果(図-13)と一致する。Rayleigh 波の卓越方向が NS 方向に近いため、NS 成分のずれが大きかった。4~5Hz 間の表面波は特定できないが、数値シミュレーションの結果から、その影響が大きくないと考える。

総合技術研究所の観測を考察するため、0.7~0.9Hz と 1~2Hz 二つ振動数帯域の粒子軌跡が取り出した(図-18から図-20参照)。時間は 10~16 秒間である。

0.7~0.9Hz 振動数帯域では、地中の EW-UD 面内の水平と鉛直変位がほぼ同位相である。地中と地表の粒子の回転方向も一致している。明確な基本モード



図一14 猪名川地表面観測記録の粒子軌跡(EW)
(上 : 0~2.0Hz、中 : 2.0~3.0Hz、下 : 3.0~5.0Hz)

図一15 猪名川地表面観測記録の粒子軌跡(NS)
(上 : 0~2.0Hz、中 : 2.0~3.0Hz、下 : 3.0~5.0Hz)

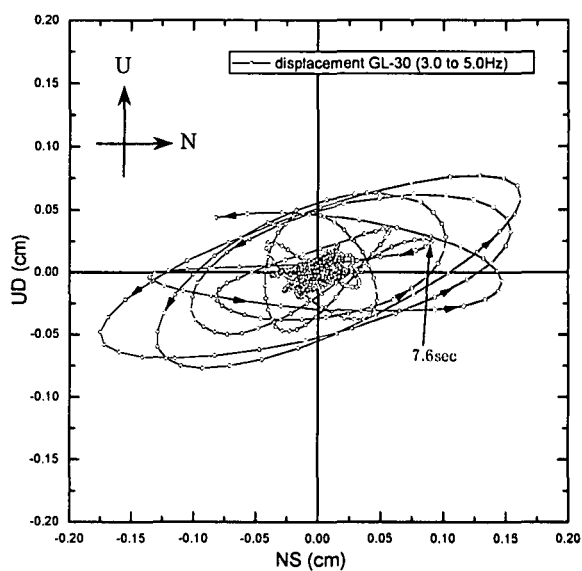
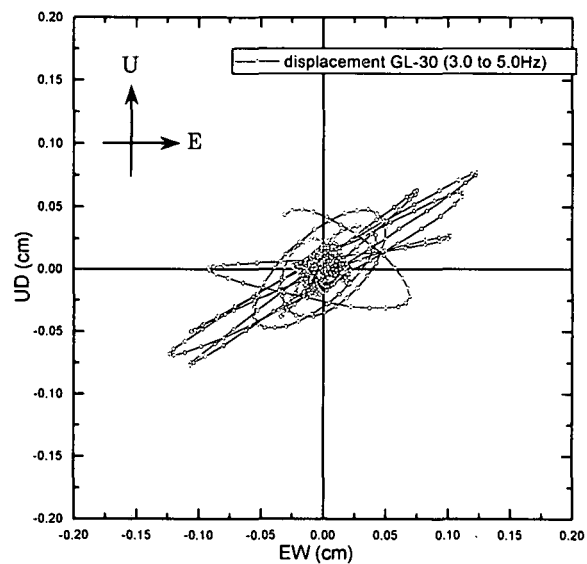
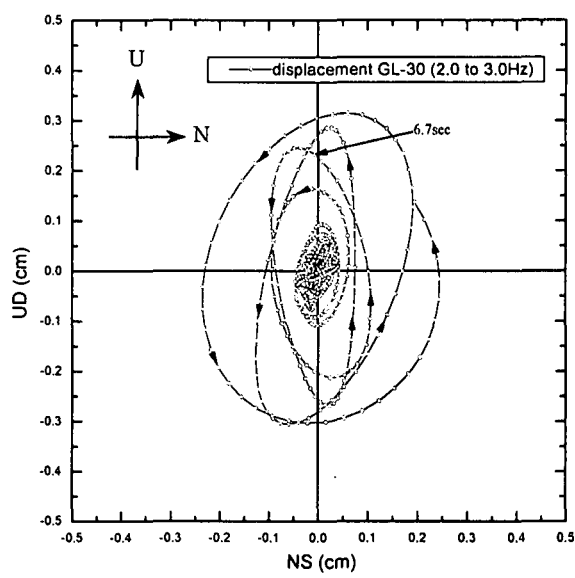
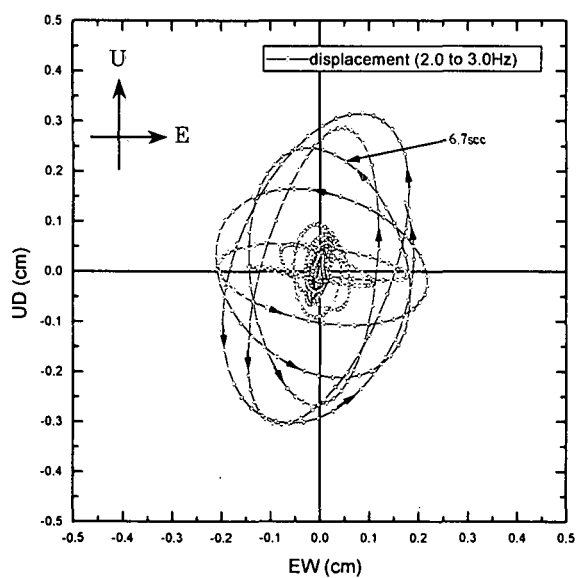
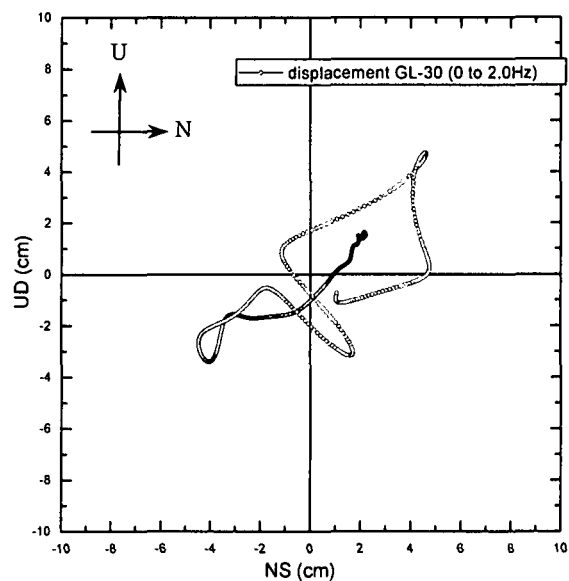
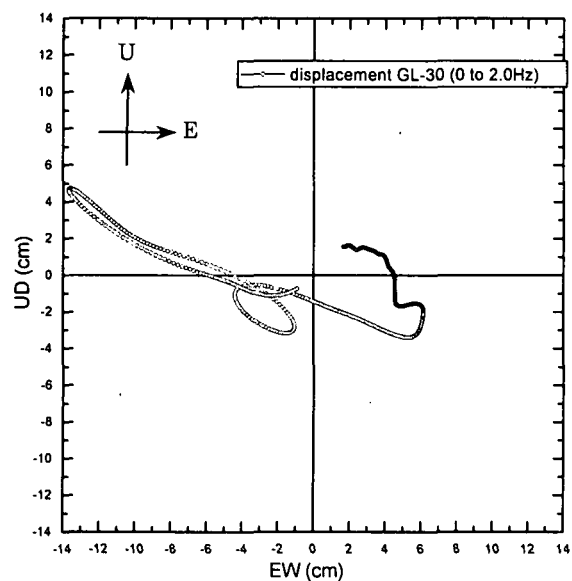


図-16 猪名川地中(GL-30)観測記録の粒子軌跡(EW)
(上: 0~2.0Hz、中: 2.0~3.0Hz、下: 3.0~5.0Hz)

図-17 猪名川地中(GL-30)観測記録の粒子軌跡(NS)
(上: 0~2.0Hz、中: 2.0~3.0Hz、下: 3.0~5.0Hz)

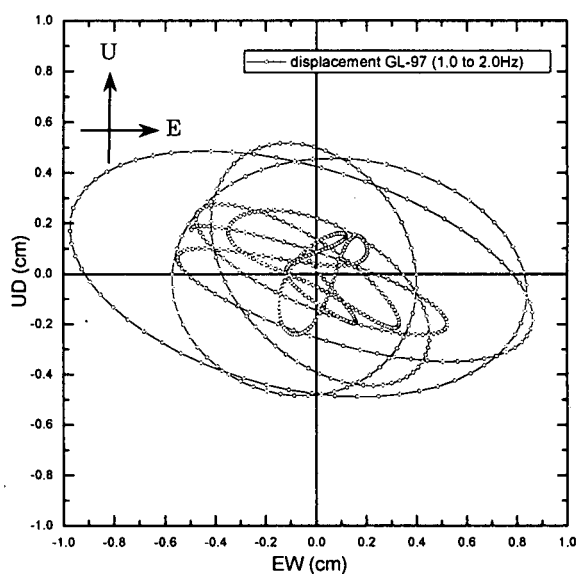
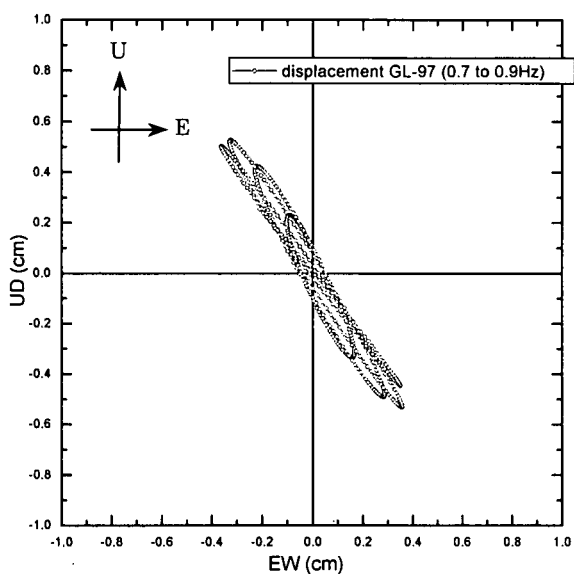
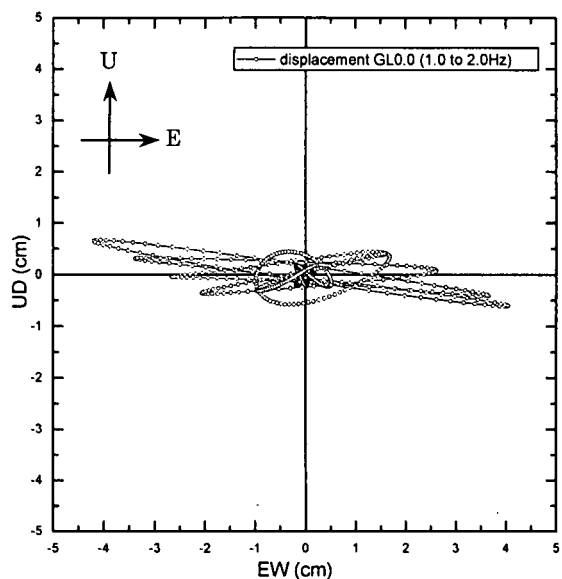
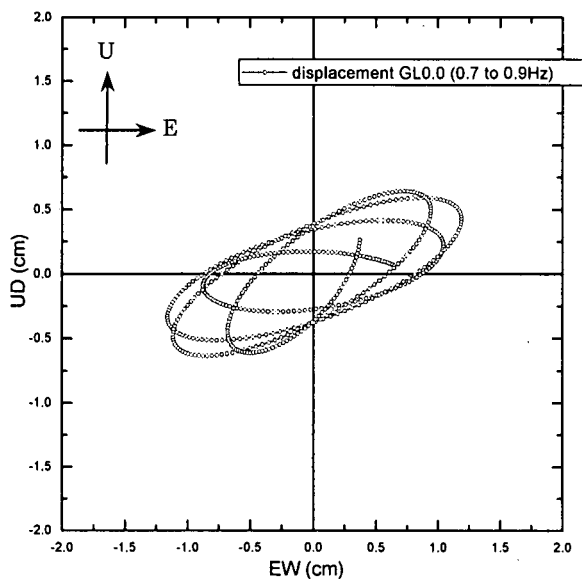


図-18 総合技研 EW-UD 面内の粒子軌跡(0.7~0.9Hz)
(上: 地表、下: 地中 GL-97)

図-19 総合技研 EW-UD 面内の粒子軌跡(1.0~2.0Hz)
(上: 地表、下: 地中 GL-97)

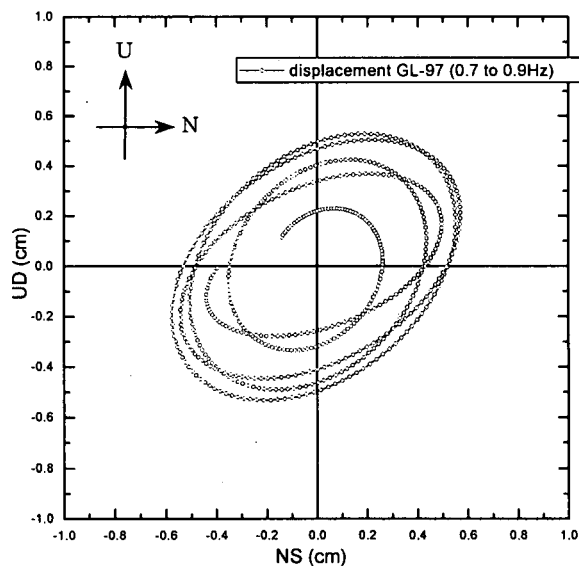
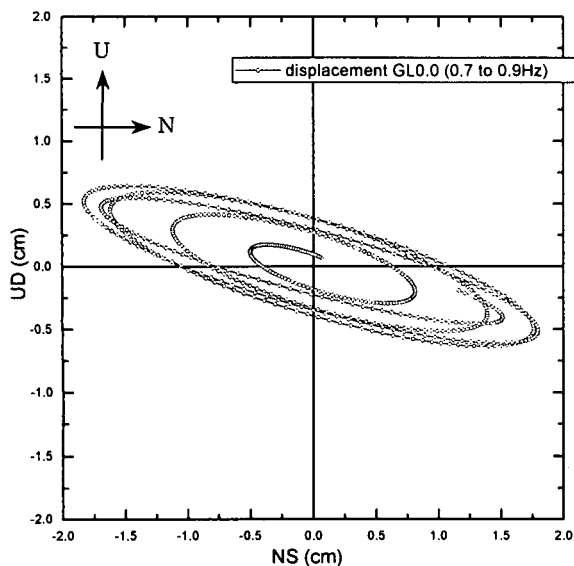


図-20 総合技研 NS-UD 面内の粒子軌跡(0.7~0.9Hz、左: 地表、右: 地中 GL-97)

の Rayleigh 波成分は少ないと考えられる。一方、NS-UD 面内の地表と地中の粒子軌跡が長円形になっており、回転方向も逆転しているので、基本モードの Rayleigh 波の存在が判定できる。

1.0~2.0Hz 振動数帯域では、EW-UD 面と NS-UD 面とも粒子軌跡が明確な長円形となっていないので、Rayleigh 波の存在は判定できない。

ただ、図-5に示した EW 方向 0.7Hz 近傍でのコヒーレンスの低下と大きな増幅率は、低振動数に存在する表面波の影響と考えられる。地震断層に対して、猪名川と総合技研の観測地点の位置はほぼ同じ方向であるため、猪名川 EW 方向の観測と同様に、Love 波の存在の可能性が高いと考える。シミュレーションの結果では、その影響が大きいことを示している。NS 方向での最初のピークの観測と解析がよく一致しているに対して、EW 方向のすべての加速度ピーク値では、大きな差が現れる (図-12)。

厳密的な意味では波の種類分析は断層位置、発震機構、深層構造、地形条件、又は表層地盤の分散位相速度等の情報が要る。その解析は震源モデルを含む三次元モデルを作成できなければ困難である。

ここでは、実設計者が使われる一次元地盤解析手法に対しての考察であるため、定性的に表面波の影響を確認したに止めた。

7. おわりに

室内実験の結果と一次元数学モデルを用いて、地盤応答はどの程度正しく予測出来るかは、重要な課題である。当然のことであるが、土のひずみ～応力関係を正しく表現できるか否かが一つ大きな原因と考えられる。強地震の際の地盤の挙動はひずみが大きくなって、一般に実験で再現するのは難しいと考える。そのため、鉛直アレー観測を設置され、その分析から、強震時の地盤特性などを検出ことが考えられた。

本研究で、数値シミュレーション方法を検証するために使った大型せん断土槽振動台実験が一般に行われる実験と考えられない。しかも、単純な地盤条件しかできないので、アレー観測は地盤応答特性を解明する重要な手段であると考えている。

しかし、パラメーターの数が少ない一次元モデルを目標関数として、鉛直アレー観測と同定する場合、垂直的に伝播する波以外の表面波等の存在により、観測記録から推定した地盤特性はその真値とのずれが生じる。この差は、観測時刻歴のシミュレーションでは消えない。したがって、観測とシミュレーションの比較する際には、特に、震源断層近傍の強地震動に対して、多方面の検討が必要である。

表面波の研究は古くから研究された⁸⁾。やや長周期

の表面波の特徴を利用して深い地盤構造を探索する方法もよく使われる。

本研究では、耐震設計に関係する振動数範囲において、表面波の存在とその地盤応答への影響を確認した。ただし、表面波の種類識別と分離は水平アレー観測も必要である。

現実には、地盤応答解析の手法として一次元モデルがやむを得ない選択である。伝播方向として、表面波とせん断波は異なるが、表面波のモードによって鉛直方向の振幅分布がせん断波と似ている場合もあり、設計において、地点毎に地震動を設定する場合、地震動の強度として表面波の影響を考慮するのは入力としての基盤地震動を調整することにより地表地震動の補正ができると考える。

平面的に離れた 2 点間の相対変位が設計上重要になる場合、表面波の伝播特性が求められる。ただし、その具体的な計算方法はまだ確立されていないのが現状である。それを解明するためには強震時の水平アレー観測が必要になる。

謝辞

本研究では、関西電力により提供されたデータを使用しました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 吉田望、田蔵隆、鈴木英世：地盤の非線形地震応答解析手法の比較、第 23 回地震工学研究発表会、1995 年
- 2) 土木構造物における加速度強震記録(No.21)、平成 7 年 6 月、土木研究所彙報 第 64 号 Vol.64
- 3) 石原研而：土質動力学の基礎、鹿島出版社、1976 年
- 4) 龍岡文夫、福島信二：砂のランダム繰返し入力に対する応力～歪み関係のモデル化について、生産研究第 30 巻、第 9 号、1978 年
- 5) 安田進、山口勇：種々の不撓乱土における動的変形特性、第 20 回土質工学研究発表会、昭和 60 年 6 月
- 6) 王海波、室野剛隆、西村昭彦ら：大型せん断土槽振動実験における地盤応答特性、第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集、1998 年 12 月
- 7) 新設構造物の当面の耐震設計に関する参考資料、平成 8 年 3 月、(財)鉄道総合技術研究所
- 8) Lamb, H: On propagation of tremors over the surface of an elastic solid, *Phil. Trans. Royal. Soc. London*, 1904
- 9) 理論地震動研究会：地震動—その合成と波形処理、鹿島出版社、1994 年
- 10) Ahmed-W Elgamel, Mourad Zeghal & Ender Parra: Identification and modeling of earthquake ground response, First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, IS-TOKYO'95, Vol3, Nov. 1995
- 11) 土木構造物の耐震基準等に関する「第二次提言」、平成 8 年 1 月 10 日、社団法人土木学会
- 12) 日本建築学会：地震動と地盤—地盤震動シンポジウム 10 年の歩み、1983 年
- 13) 地盤工学会阪神大震災調査委員会：阪神・淡路大震災調査報告書、資料編 Vol.1、平成 8 年 10 月

(1998 年 4 月 24 日受付)