

# 1995年兵庫県南部地震における神戸市中央区の地震動評価

林 康 裕  
(和泉研究室)  
川 瀬 博  
(和泉研究室)

## §1. はじめに

1995年1月17日午前5時46分に発生した兵庫県南部地震は神戸市・淡路島および周辺地域に未曾有の大災害をもたらした。そして、地震発生直後から、東西に走る被災の帯が形成されたことが指摘された。神戸市中央区の三宮地区においても例外ではなく、JR三宮駅周辺で中層事務所ビルに対する被害が非常に顕著であった。そして、断層付近や埋め立て地付近では、逆に、建物被害がそれ程でもなく、結果として被災の帯を形成するに至っている。この被災の帯を再現・検証することが、耐震工学上の急務であることに疑問の余地はない。

被災の帯が、断層の走行によるものなのか、神戸市域の深い地下構造によるものなのか、あるいは、表層地盤の非線形性の影響によるものなのか、いろいろと議論がなされているところである。いずれにしても、この被災の帯を検証するためには、本震動の空間的な再現とその構造物被害に及ぼす影響を調べることが必要になる。しかし、本震の際、総数としては多くの強震記録が得られたものの、被災の帯を再現する程の密な本震記録が得られたわけではない。

本震の際、気象庁の神戸海洋気象台においてJMA87型強震計によって強震記録が得られている。本論文ではまず神戸気象台を含む六甲断層系とほぼ直交する断面で地盤を二次元でモデル化し、エネルギー伝達境界を有する有限要素法<sup>1)</sup>で気象台地点での観測記録から基盤での入射波を逆算する。次に三宮地区を含む南北断面の大阪層群上面までの地盤モデルを作成し、逆算基盤波に対する応答を求める。さらに、大阪ガスの糞合供給所観測地点および三宮を通る南北断面上の代表的な5地点については、大阪層群上面露頭波を入力として表層地盤の液化化を考慮した一次元非線形解析を行い、各地点での地表

での強震動を推定する。こうして得られた糞合観測地点の推定波は、解析精度の検証のため観測波と比較される。最後に、大阪層群上面で得られた露頭波と代表5地点での地表面波に対する、構造物の被災度を評価するために、1自由度系建物モデルの最大塑性率応答を計算する。以上のプロセスにより、神戸市中央区における本震動の定量的評価と被害の酷かった地区の特定ができ、さらには、被災の帯を形成した要因について推定ができるものと期待される。

## §2. 三宮地区における大阪層群上面露頭波

### 2.1 解析方針

図-1に神戸市中央区の簡略化地図を示す。主な断層、強震観測地点が示されている。図-2には気象台での観測加速度波形を積分して求めた速度波形、

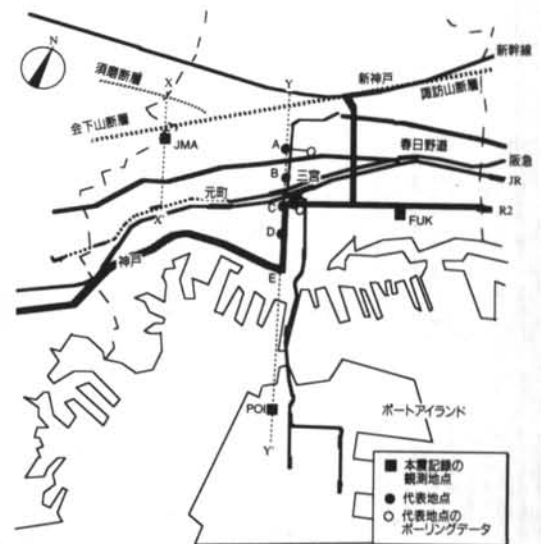


図-1 神戸市三宮地区の地形と断層、および解析断面

および速度波形の水平面内粒子軌跡を示す。粒子軌跡は周期10秒～0.5秒でフィルターをかけ、主要動部分20秒間を5分割して図化した。図から観測波は水平面内で強く極性づけられ、その主軸方向を求めるとN32°Wとなる。この方向は気象台直近の会下山断層の走行N50°～55°Eとほぼ直交しており、これは横ずれ断層の延長上の観測点ではSH波による断層直交方向成分が卓越するという遠地での放射特性<sup>2)</sup>を反映しているものと考えられる。この断層直交成分の卓越は神戸大学やポートアイランドにおける強震観測記録にも同様に見られ<sup>3)</sup>、また、三宮地域における建物被害の顕著だった方向とも概略一致しており、建物被害をシミュレーションする上で重要と思われる。

一方、大阪湾盆地構造の北西縁辺部にあたる神戸市域の堆積構造は六甲断層系の活動によって形成されたものなので、その構造も六甲断層系の走行にそって二次元的に東西に広がっている。そして、被災の帯も、六甲断層系にそっている。

以上のことから、断層直交成分に関する本震動の南北方向の各地点での再現を行うことは、神戸市域での建物被害を論ずる上では極めて適切なものと考えられる。ここではまず、主要動が卓越し断層の走

行とほぼ直交するN30°Wの走行をもつ断面で地盤を二次元でモデル化し、鉛直下方から入射するSV波を仮定して面内問題として解析し、最大主軸方向の基盤波および本震動を推定する。

一方、図-3には気象台付近の地質および断層の分布<sup>4)</sup>の概要を示す。地質調査結果によれば<sup>4)</sup>、神戸海洋気象台（以下気象台）は、会下山断層の南東

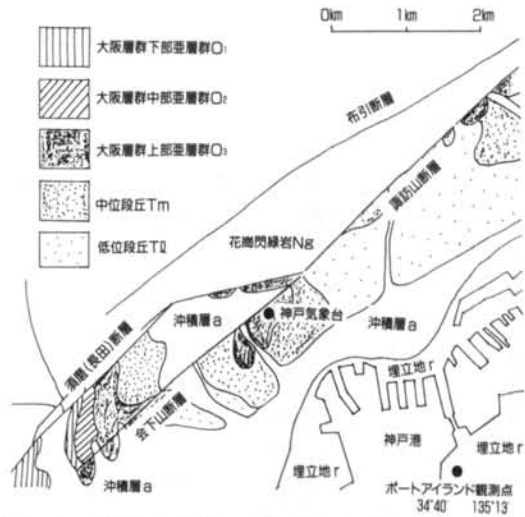


図-3 神戸市三宮地区の地質と主な六甲断層系<sup>4)</sup>

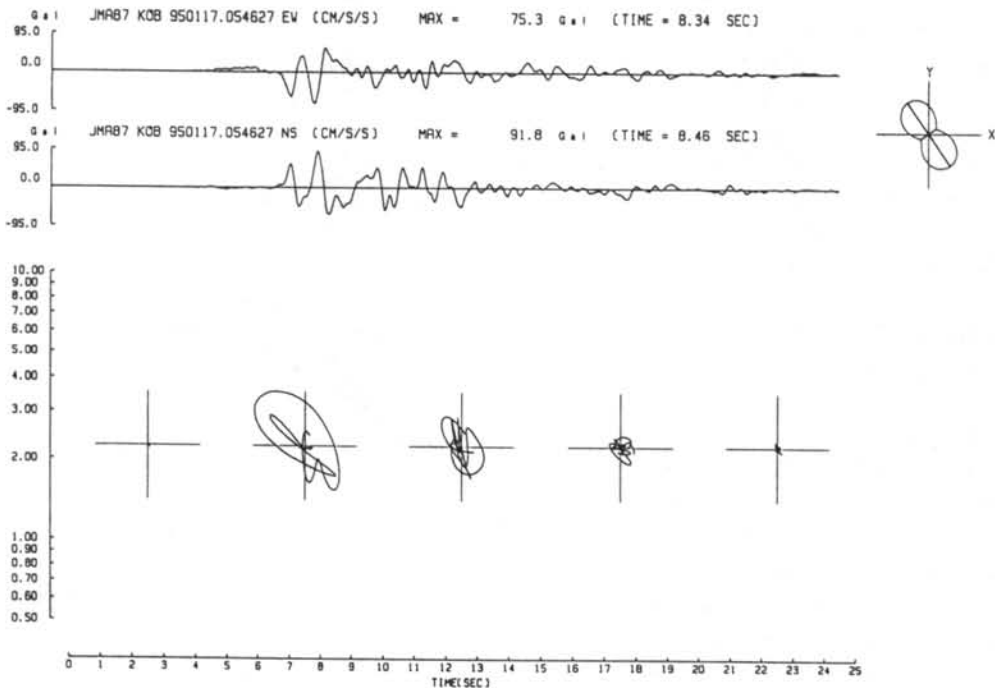


図-2 神戸気象台の観測加速度波形とそれを積分した速度波形(10sec high-pass filter). および速度波形の水平面内粒子軌跡

側に広がる中期更新世の大阪層群上部亜層群露頭上に位置しており、表層地質の影響があるばかりか、あきらかに六甲断層系に対しては海側にあると考えられるため、深い盆地構造の影響も受けているものと思われる。さらに気象台は落差約30mの小さな丘の頂部にあり、この地形効果も無視できない。

そこで、図-1の海洋気象台断面(X-X')の解析モデルにより神戸海洋気象台観測記録から地震基盤波を逆算し、次に、三宮断面(Y-Y')を用いて三宮地域の本震動を再現する。

## 2.2 モデル化

二次元地盤モデルの作成にあたっては、多くの資料に基づき総合的に判断して最も適切と思われる形状と地盤定数を仮定した。以下にモデル化の方針を記述する。

(1) 地表レベルは、基本的には1/10,000地形図より地表の標高を読み取って用いた。

(2) 表層の速度構造については、独自に収集したボーリングデータおよび神戸市の調査報告書<sup>5)</sup>のボーリングデータのN値分布に基づき次式<sup>6)</sup>によりS波速度 $V_s$ (m/s)を推定した。

$$V_s = 114N^{0.294} \quad (\text{粘土層})$$

$$V_s = 97.2N^{0.323} \quad (\text{砂層})$$

なお、この式は洪積層に対するものであるが、N値と共にS波速度も得られている神戸市内のボーリング地点で検証し、神戸市域の地盤に対しては沖積層に対する回帰式より洪積層に対する上式の方がよくあうことを確認している。

(3) 神戸の地盤は比較的良好であり、埋立地以外では20m前後でN値50以上のいわゆる支持層が得られるため、それ以深のボーリングデータは非常に限られている。ここでは神戸の大阪湾側堆積層は大阪平野のそれとほぼ同等であると考え、主として大阪平野を対象に行われた地盤調査結果<sup>7)~11)</sup>を参考に450m/sec, 550m/sec, 650m/sec, および1,000m/secの4層構造を仮定した。

(4) 基盤である花崗岩層のS波速度は資料によって1,900m/sec<sup>11)</sup>から3,300m/sec<sup>7)</sup>とばらつくが、ここでは基盤上面部分の平均的な値として2,500m/secを仮定した。

(5) 基盤深度は、屈折法の結果<sup>7) 8)</sup>、重力異常から推定した結果<sup>10)</sup>、発破実験の結果<sup>11)</sup>、および、兵庫県南部地震の余震観測によって得られたSP変換波とS波の到達時間差(約1.2~1.5秒)<sup>12)</sup>を

参考に、会下山断層または諏訪山断層位置で一気に深さ1,000mに達したあとと水平に同一レベルを維持するものと仮定した。

(6) FEM領域の要素分割は5Hzまでが評価できるように行い、伝達関数は10Hzまで求めた。北側には基盤の、南側には堆積層の平行成層地盤のエネルギー伝達境界を接続する。また底面は粘性ダンパーにより半無限地盤を模擬する。

## 2.3 海洋気象台断面の解析モデルによる基盤波の逆算

気象台を横切る断面のFEM解析地盤モデルを図4に示す。FEM解析領域は図-4に示すように幅800mの領域とした。気象台は北端から440m、会下山断層から海側80mに位置する。モデル地盤の断面は会下山断層と須磨断層の二つの断層によって絶ち切られることになる。この間に挟まれた部分はゆるやかに南西に向かって上昇しており、西に行くほど年代の古い大阪層群が順に露頭してくることから、この部分も先と同様な大阪層群からなることは確かであるが、その層厚を推定する手掛かりが見当たらない。ここでは同様な構造となっている甲陽断層と芦屋断層の間の推定層厚を参考に200mと仮定した。

解析領域は水平方向に四つの部分に分けられる。須磨断層の北側部分a、須磨断層と会下山断層の間b、気象台を含む大阪層群あるいは段丘面の部分c、

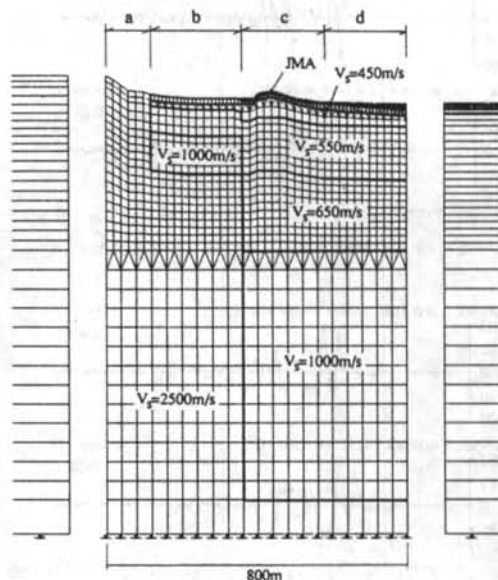


図-4 気象台断面の解析に用いたFEM地盤モデル

および沖積層が覆っている部分dである。各部のS波速度構造と層厚の範囲を表-1に示す。減衰の評価は、ここでは妥当な範囲で比較的小さな減衰、沖積層4%、洪積層2%、大阪層群1%、基盤0.5%を仮定した。

海洋気象台の強震記録より逆算された推定基盤加速度波形および速度波形を図-5と図-6に示す。両図とも上が観測波、下が推定基盤波でいずれも最大主軸方向N32°W成分である。二次元の地盤応答

No.	主な土質	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (t/m <sup>3</sup> )	層厚の範囲(m)			
					a領域	b領域	c領域	d領域
1	沖積層第1層	1.80	0.165	1.60	0	0	0	0-5
2	沖積層第2層	1.80	0.265	1.75	0	0	0	0-8
3	風化洪積層第1層	1.80	0.165	1.80	0	2.0	2.9	2.9-0
4	風化洪積層第2層	1.80	0.345	1.85	0	0	0	0-3.5
5	上部洪積粘土層	1.80	0.250	1.50	0	0	4.2	4.2-1
6	上部洪積砂層	1.80	0.320	1.85	0	0	2.5	2.5-8.0
7	上部洪積砂礫層	1.90	0.375	1.90	0	13.0	5.0	5.0
8	大阪層群上部亜層群	1.90	0.450	1.95	0	15.0	54.4-45.2	45.2-29.5
9	大阪層群中部亜層群	1.90	0.550	1.95	0	70.0	140.0	140.0
10	大阪層群下部亜層群	1.90	0.650	2.00	0	0	210.0-185.0	185.0
11	下大阪層群	2.10	1.000	2.20	0	100.0	650.0	650.0
12	六甲花崗岩(基盤)	5.00	2.000	2.50	∞	∞	∞	∞

表-1 気象台断面の解析に用いた地盤の速度構造と層厚

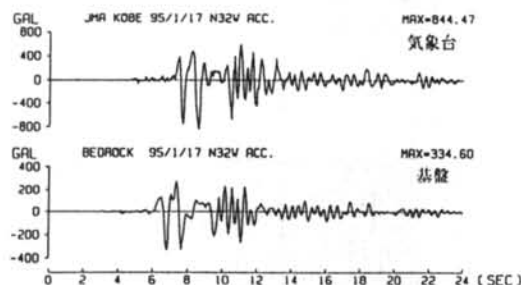


図-5 気象台観測波と逆算基盤波(加速度波形)

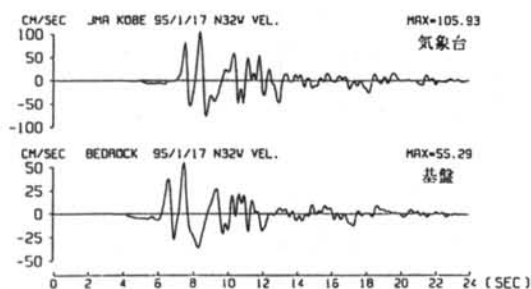


図-6 気象台観測波と逆算基盤波(速度波形)

をはぎとることによって加速度は850Galから335Galに、速度は105cm/secから55cm/secに減少する。このレベルは神戸大学での最大加速度290Gal、最大速度55cm/sec(最大主軸N14°W成分)と非常に近い。

図-7にはこの逆算基盤波の疑似速度応答スペクトルを神戸大学のそれと比較して示す。参考のため気象台の観測波のスペクトルも重ね書いてある。逆算により神戸大学の記録とほぼ同等レベルの基盤スペクトルが得られたことが確認できる。

#### 2.4 三宮地区における大阪層群上面露頭波

次に得られた逆算基盤波を入力として、三宮を横切りポートアイランドに至る断面の二次元地盤応答を求める。FEM解析モデルを図-8に示す。解析領域は諏訪山断層(x=160m)より160m北に向かったところを原点(x=0m)としてポートアイランドの中心部までの長さ約4kmとした。また、後で表層軟弱層の非線形性を別途評価するため大阪層群上面までをモデル化し、そこでの露頭波を計算する。図-8中のA~E地点が、液状化解析を行う地点である。したがって、モデルの上面は標高から沖積層と上部洪積層をはぎ取ったものになる。上部洪積層と大阪層群の境界は必ずしも明瞭とは限らないが、N値が50を越えるよく締まった砂層・砂礫層が連続しはじめるレベルとする。結果として三宮地区で13

— PSV JMA KOBE 95/1/17 N32V ACC. 気象台  
 - - - PSV BEDROCK 95/1/17 N32V ACC. 基盤  
 - - - - PSV KOBE UNI. 95/1/17 N14W ACC. 神戸大

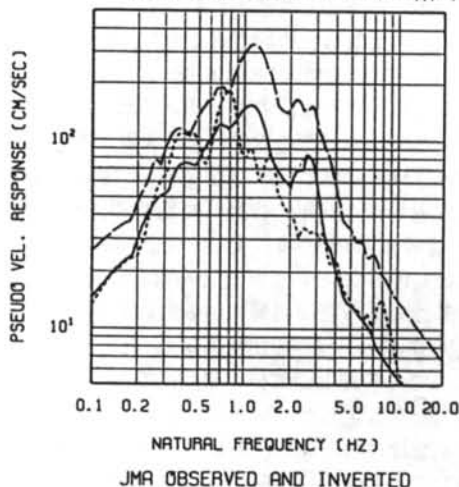


図-7 気象台観測波、逆算基盤波と神戸大学観測波の疑似速度応答スペクトルの比較

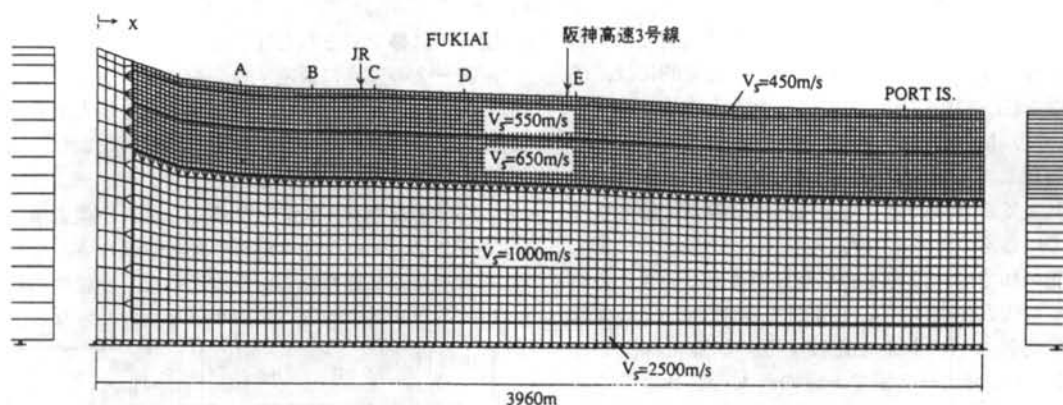


図-8 三宮断面の解析に用いた二次元有限要素モデル

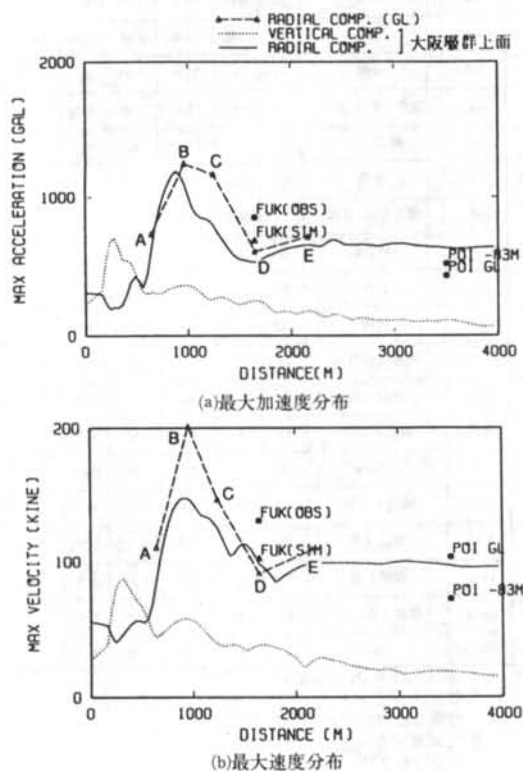


図-9 三宮断面の大阪層群上面または地表面応答最大値

m~20m, 海岸線付近で20m~30m, ポートアイランドで約80m程度となった。

大阪層群の層厚は一定(せん断波速度450m/sec, 550m/sec, 650m/secの層厚を各35m, 140m, 200m)とし, 下大阪層群の層厚を変化させて基盤上面レベルを与えている。

地盤の減衰については本来逆算時と同じ値を用いるべきものであるが, 逆算基盤波のレベルが神戸大

学観測波とほぼ同等であり, 若干過大評価されている可能性があること, および振幅レベルが気象台断面の場合より増大し, 非線形化の程度に差があることを考え, 大阪層群3%, 下大阪層群2%, 基盤1%の減衰を与えた。

基盤波を上記三宮断面の解析モデルに入力して得られた, 大阪層群上面露頭波の最大加速度・最大速度の分布を図-9に示す。まず, 実線で示した水平主軸方向成分2については, 山側の堅い岩盤に拘束されて諏訪山断層近く( $x < 160m$ )では小さく抑えられているが, A地点付近から急激に増大し, B地点付近で最大となり, その後, 徐々に減少していき, D地点付近で谷となった後, やや増加して一定値となる。加速度が最大となるのはB地点付近で約1200Gal, 最大速度は約150kineである。B地点からD地点にかけての減少傾向は, 速度の方が加速度にくらべて緩やかである。また, 解析モデル左端よりの距離 $x$ が700m地点と1,300m地点の間の幅約600mの領域で最大加速度800Gal以上, 最大速度120cm/sec以上となることがわかる。なお, 点線で示した上下成分の最大加速度と最大速度のピークは, 実際の建物被害地域よりは断層側に近くなっている。

一方, 水平主軸成分の最大加速度・最大速度が同一レベルに収斂するのは諏訪山断層から約2km離れた新港突堤より南側で, そのレベルは約600Gal・100cm/secである。この領域の地震動特性は, ほぼ鉛直下方からの1次元的な波動伝播で説明がつかないと考えられる。図-9には神戸市によってポートアイランドで観測されたGL0m(地表)およびGL-83mでの最大主軸方向の最大加速度および速度を●で示す。GL-83mに相当する大阪層群上面の露頭波として推定された速度と加速度は, いずれ

も観測値よりも大きめであり、一般に反射波は入射波よりも小さいことと矛盾がない。定量的には、予測波をGL-83m以浅の地盤に入力する液状化解析を行って、観測波がほぼシミュレートできることを別途確認している。したがって、2,000mより海側で収斂している最大値レベルは、ほぼ観測記録と整合しているものと考えられる。

図-10では、最大速度や最大加速度に大きく差のあった代表地点B、D、および、基盤での5%の擬似速度応答スペクトルを比較する。基盤レベルでは150cm/secがピーク値であるのに対し、B地点では最大応答は500cm/secに近い。また、それより海側の予測値が谷となっているD地点でも250cm/sec以上に達しており、かなり大きいことがわかる。B地点とD地点のスペクトルを比較すると0.5~1.0秒に顕著に差があり、被災度の違いにも大きく影響したのと考えられる。

### § 3. 三宮断面における表層地盤の液状化解析

#### 3.1 解析概要

計算された大阪層群露頭波を用いて、三宮断面における代表5地点（図1のA~E地点）の液状化解析を行う。用いた解析コードは二次元FEM時刻歴非線形解析プログラム<sup>13) 14)</sup>で、過剰間隙水圧の上昇を考慮した有効応力解析、いわゆる液状化解析を行なう。構成則としては、修正Ramberg-Osgoodモデル<sup>15)</sup>と福武・松岡の間隙水圧モデル<sup>16)</sup>の組み合わせを用いた。

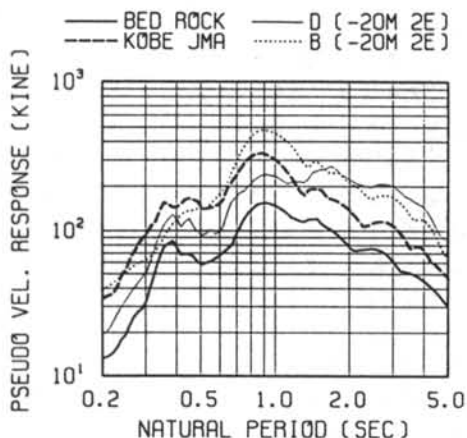


図-10 三宮断面の代表地点での擬似速度応答スペクトルの(h=5%)比較

図-1に●で表された代表地点の表層地盤モデルは、表-2のように仮定する。剛性低下および減衰増大関係を規定する基準せん断歪 $\gamma_{0.5l}$ と最大減衰定数 $h_{max}$ 、および、液状化規定する各種の定数は、当該地点周辺で得られているボーリングデータより、平均的な土質種別・N値を参考に、過去の調査事例およびシミュレーション解析の経験に基づき、もつともあり得ると思われる値を設定した。水面のレベルはボーリング調査の孔内水位を用いた。なお、

深度 (m)	主な土質	N値	Vs (m/s)	Vp (m/s)	密度 (t/m <sup>3</sup> )	XI*	地下水位	
A地点	0-3	礫混り砂	14	225	1500	1.8	—	-4m
	3-4	砂礫	36	300	1500	1.95	0.6	
	4-6	砂	9	200	1500	1.95	0.16	
	6-8	砂礫	54	350	2000	1.95	0.6	
	8-13	礫混り粘土質砂	26	300	1500	1.95	0.22	
B地点	0-4	礫混り砂	14	225	1500	1.8	0.18	-7m
	4-10	砂礫	56	350	2000	1.95	0.6	
	10-20	礫混りシル質砂	31	300	1500	1.95	0.3	
C地点	0-2	シル質砂	9	200	1500	1.8	—	-6m
	2-6	砂礫	39	200	1500	1.95	0.6	
	6-9	砂礫	125	350	1200	1.95	0.6	
	9-13	礫混り粘性砂	23	350	1200	1.95	0.22	
D地点	0-10	礫混り砂	20	250	1500	1.9	0.18	-6m
	10-12	礫混り中砂	55	350	2000	1.95	0.3	
	12-15	シル質中砂	14	225	1500	1.95	0.18	
	15-20	礫混り細砂	39	300	1500	1.95	0.3	
E地点	0-14	礫混り砂	15	225	1500	1.8	0.14	-2m
	14-20	礫混り砂	45	350	2000	1.95	0.3	
	20-27	礫混り粘性砂	35	300	1500	1.95	0.3	
27-30	砂	50	350	2000	1.95	0.3		

\* XI: 非排水繰り返し強度比の下限值  
 注) 基準せん断歪み $\gamma_{0.5l}$  ( $\sigma' = 1t/m^2$  当たりの値)  
 砂礫: 0.000126 砂: 0.000158  
 最大減衰定数 $h_{max}$   
 砂礫: 0.22 砂: 0.24

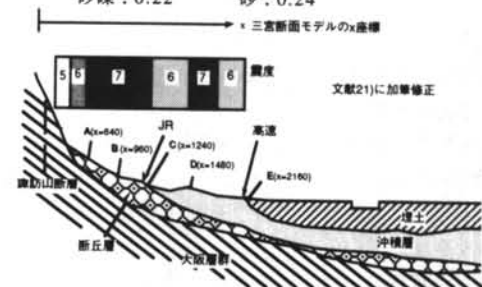


表-2 代表地点の液状化解析に用いた地盤構造

A地点については、○で示された位置のボーリングデータを参考とした。また、C地点近く(○印位置)にはPS検層結果が入手できたために、初期せん断剛性とポアソン比については、PS検層結果に基づいて定めた。さらに、大阪ガスの葦合地点(FUK)は、諏訪山断層からの距離はほぼD地点に相当するが、周辺地盤におけるボーリングデータは、D地点に比べて沖積層厚が薄く、また、C地点付近のボーリングデータとの有意な差が認められなかったために、C地点と同じ表層地盤モデルを用いた。

二次元有限要素は一列のみ鉛直に並べられ、地盤を模擬する。要素の各節点を水平ローラーで支持することによりこれを一次元化する。入力は大阪層群露頭波をダンパーを介してモデル最下部に作用させることにより行なう。ダンパーの減衰係数は、大阪層群以深がせん断波速度450m/s一様とみなして算定した。なお入力波形は高振動数成分がカットされているので、ここでの計算波と観測記録にも0.1Hz

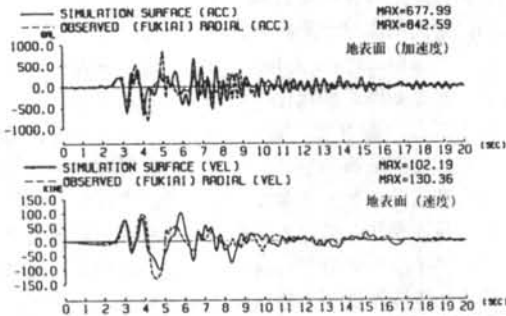


図-11 葦合地点の推定波と観測波の比較(主軸方向成分)

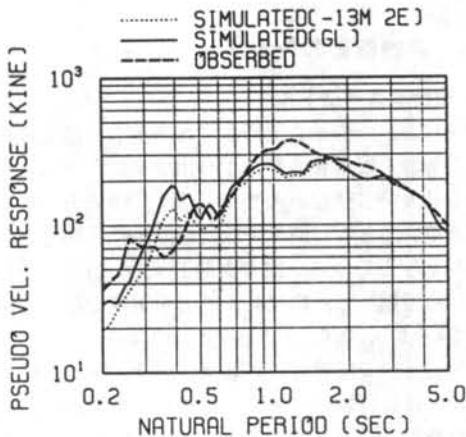


図-12 葦合地点の推定波と観測波の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較(主軸方向成分)

~5 Hzの周波数フィルターをかけて表示する。

### 3.2 葦合(FUK)地点での観測記録のシミュレーション

FUKのシミュレーション結果について説明する。シミュレーション波と観測記録の最大主軸方向成分の速度波形を図-11に、擬似速度応答スペクトルを図-12に示す。最大加速度と最大速度については観測記録と比較して20%程度小さいものの、速度波形については観測記録とよく対応していると言えよう。また、シミュレーション波の擬似速度応答スペクトルは、構造物の被災度に大きく影響するであろう0.5秒以上の周期成分ではやや小さいものの、全般的に観測記録とよく対応している。以上から、南北に横切る二次元有限要素モデルを用いたシミュレーション解析の結果は、FUK地点とPOI地点で観測記録に比較的対応した結果となっていることが示された。なお、FUK地点のシミュレーション解析において表層地盤に液状化は生じなかった。このため、大阪層群露頭波と地表面のシミュレーション波とを比較すると、0.5秒以下の短周期成分しか増幅しておらず、0.5秒以上の周期成分にはほとんど差がない。

### 3.3 代表地点における液状化解析

次に、A~E地点での液状化解析を行い、地表面での地震動の再現を試みる。得られた地表面地震動の加速度と速度の波形を図-13、14に、その最大値を図-9に破線で示す。図-13、14では、大阪層群露頭波を細い破線で、地表面露頭波を太い実線で示している。また、A~E地点の過剰間隙水圧比とB、E地点の最大せん断歪みの分布を図-15に示す。

まず、図-15より、代表地点ではB点を除き過剰間隙水圧比が1(計算上は0.99)となっており、完全に液状化する層が存在する。また、B点においても10m以深での非線形性が強く、7~8%程度の最大せん断歪みを経験している。また、埋め立て地に近接したE地点では15m以浅のほとんどの層で液状化しており、最大せん断歪みも十数%に達している。このように、A~Eのどの地点においても、表層地盤の非線形化は非常に顕著であると言える。

しかし、図-13、14に示した加速度・速度波形からも明らかなように、A地点とC地点では主要動の後の振幅が地表で若干小さくはなっているが、地盤の液状化の影響は比較的小さい。B点においては、

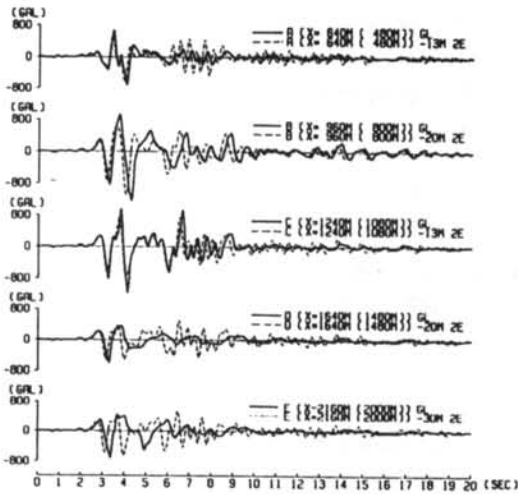


図-13 代表5地点の地表面加速度の推定波

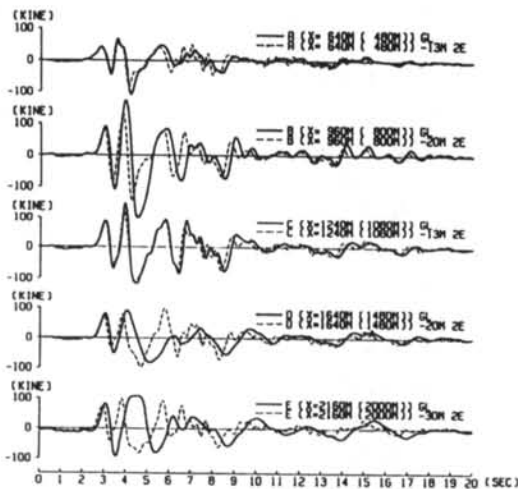
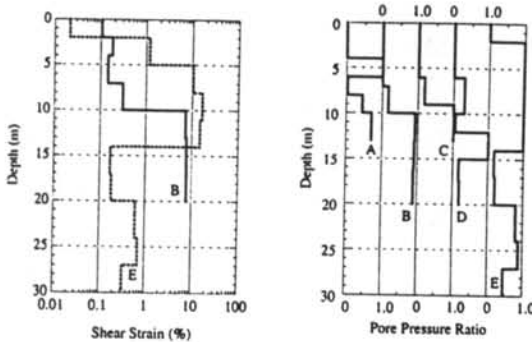


図-14 代表5地点の地表面速度の推定波



(a)最大せん断歪み (B, E地点) (b)過剰間隙水圧比 (A~E地点)

図-15 代表地点の最大せん断歪みと過剰間隙水圧比

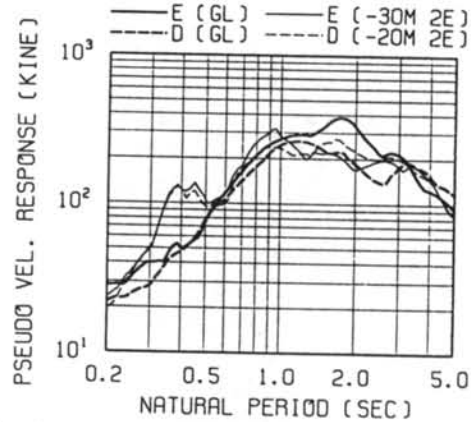


図-16 D, E地点の大阪層群上面と地表面推定波の擬似速度応答スペクトル(h=5%)

最大速度が200kineに増幅しているが、液状化にはいたっていないために、波形に若干時間ずれを生じている程度である。これに対して、D, E地点では、主要動付近から徐々に波形が崩れていき、液状化のために短周期成分が遮断されて殆どなくなってしまふ。この違いは、A, C地点に比べてD, E地点は軟弱層の層厚が厚く液状化開始が早かったためと考えられる。この影響で、図-16に示したD, E地点地表面の擬似速度応答スペクトルには、0.2秒から0.5秒の短周期成分のピークがなくなって、1秒付近のピークも長周期化している。なお、三宮周辺地域では、ポートアイランドで見られたような、地中より地表の最大加速度が低下する傾向は確認できず、逆に、わずかに増幅する傾向が見られた。

## §4. 建物被害のシミュレーション

### 4.1 塑性率スペクトル

図-17に、山側から海岸までの各地点で推定された大阪層群上面露頭波を、1自由度系に入力して得られる最大応答塑性率の変化を示す。復元力特性は完全弾塑性型とし、減衰定数は瞬間剛性比例型として5%を与えている。固有周期Tは、0.2秒、0.5秒、1.0秒の3種類とし、降伏せん断力を重量で除した降伏震度kを1.0, 0.6, 0.4と設定している。

なお、2~6階建ての鉄筋コンクリート造の壁の終局状態におけるベースシヤアの平均値を調べた既往の研究によると、文献17)では0.6~1.76、文献18)では0.46~1.17程度としている。一般に、階数が小さく、固有周期が短い程終局状態のベースシヤアは



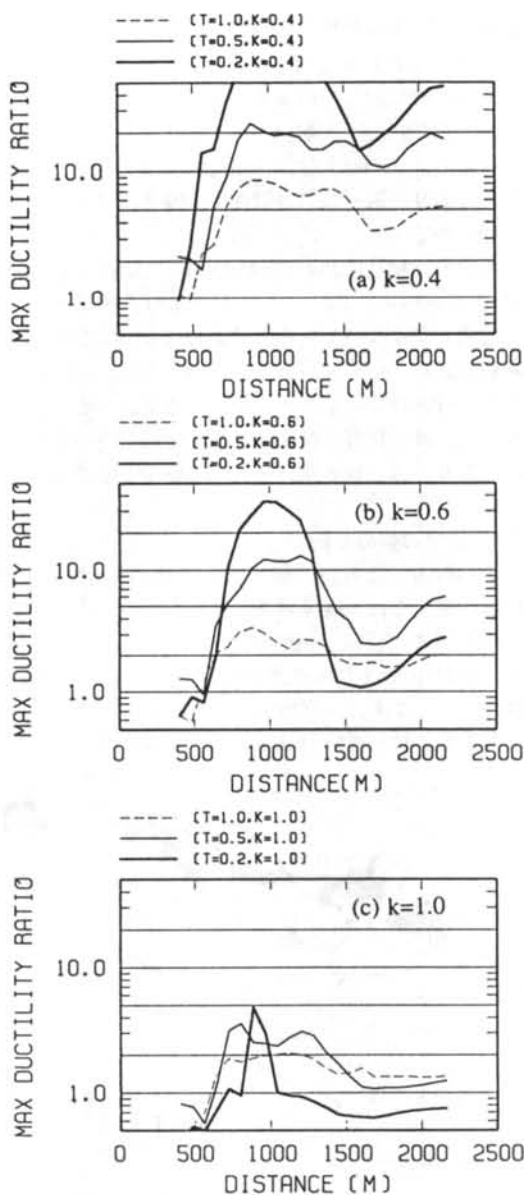


図-17 大阪層群地表面露頭波に対する最大塑性率

大きくなる傾向がある反面、ばらつきも大きくなる。一方、新耐震以降の固有周期1秒程度の建造物の終局強度時のベースシヤアは、ほぼ $D_s$ 値以上であるものと考えれば0.4~0.5程度の値となる。実際には、設計には考慮していない安全側の要因を考慮すれば、実際の耐力はこれ以上の値となることも十分に考えられる。

まず、最大塑性率応答の全体的な傾向としては、

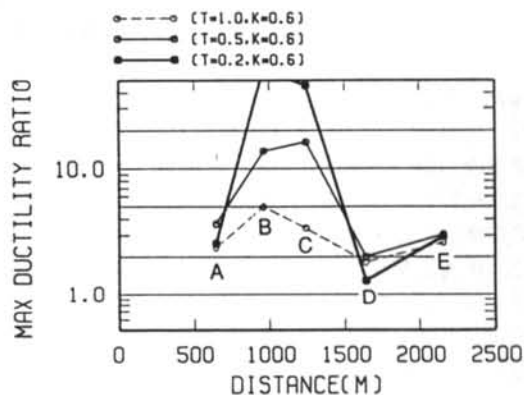


図-18 代表地点地表面の推定に対する最大塑性率

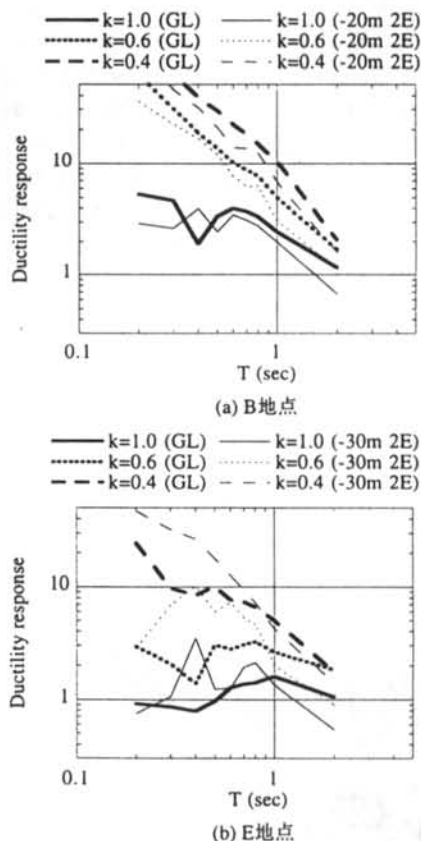


図-19 B, E地点の推定波の塑性率スペクトル

A地点付近( $x \approx 600m$ )から急増し、D地点の北側( $x \approx 1,400m$ )で急減する傾向にある。この範囲は、断層から450m~1,250mの約800mの領域にあり、三宮地域の建物被害の大きかった地域と概ね対応している。これは、大阪層群上面露頭波の最大加速度

約700Gal, 最大速度約100kineのレベルに対応する。

一方,  $x=1600\text{m}$ 付近から塑性率は再び増大する傾向にある。ただし,  $x=1600\text{m}$ 付近から南側では徐々に沖積層厚が厚くなり, 地盤の液状化が地表にまで及んだことが報告されている<sup>22)</sup>。事実, 先の液状化解析においても, D地点やE地点では液状化の影響が地表の地震動特性にも顕著に現れた。そこで, 代表地点の液状化解析で得られた地表面波に対する最大塑性率を図-18に示す。図-17と図-18の比較から, A~C地点では地表面に対する塑性率の方が, 大阪層群露頭波に対する塑性率よりも大きくなる傾向にあるが, D, E地点では逆になっている。これは, 海岸線に近いD, E地点の方が, 沖積層厚が厚くまた地下水位が高いために, 液状化しやすく, 主要動の早い段階から液状化するためと考えられる。

B地点とE地点の塑性率スペクトルを図-19に示す。一般に, 固有周期が短い $T=0.2$ 秒の場合には, 耐力を超えた入力を受けた場合に最大塑性率応答は急増する傾向にある。これに対して, 比較的周期の長い $T=1.0$ 秒の場合は $T=0.2$ 秒の場合にくらべて最大塑性率応答の増加は大きくない。また, B地点においては, 地表面の塑性率スペクトルは, 大阪層群

露頭波に対する塑性率スペクトルよりも大きくなっている。これに対してE地点では, 固有周期1秒以下の構造物に対しては地表面の塑性率が小さくなり, 固有周期1秒以上の構造物の塑性率は逆に大きくなっている。この傾向は, 沖積層の液状化現象によるものであり, 図-16の擬似速度応答スペクトルからも明らかである。

ただし, 構造物の基礎形式はA~C地点で直接基礎が多いのに対して, E地点付近では沖積層が厚く, 杭基礎が多くなっていると考えられる。すなわち, 基礎形式の差が考えられる。その一方で, 地盤改良などが行われていることも十分に考えられる。したがって, 液状化解析結果だけから即断することは危険であり, 引き続き検討を行っていく予定である。

#### 4.2 被災の帯の分析

先の検討によれば, 断層線から約450~1250mの位置が推定された震災の帯に相当する。そこで, 会下山断層または諏訪山断層から450~1250mの範囲を, 神戸市域の建物被害分布<sup>19)</sup>と重ねがいて図-20に示す。まず, 三宮地域では, 推定された被災の帯は実際の被災建物の分布とよく対応している。し

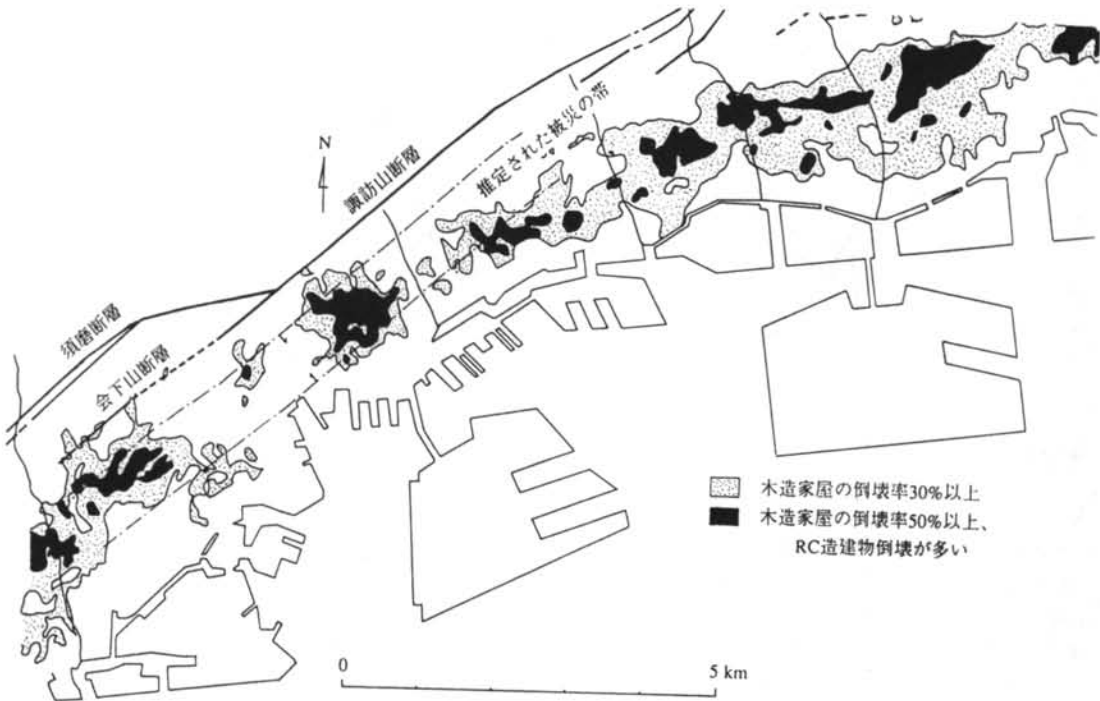


図-20 被災マップと推定された被災の帯との比較 (文献19) に加筆修正)

かし、中央区東部から灘区にかけて、実際の被災建物の分布は徐々に南側にシフトしている。先の検討で、葦合の観測波のシミュレーション解析値が過小評価になったことも、実際の被害分布が南側にシフトしていることに対応していると考えられる。一方、中央区西部から兵庫区にかけては、実際の被災建物の分布は徐々に北側にシフトしている。このように、神戸市域全域を考えた場合には、被災の分布を完全に説明できたわけではなく、これを説明するためには、神戸市全域の深い地下構造の推定が重要となると考えられる。

また、被災の帯は必ずしも連続しているわけではない。事実、葦合の観測地点付近の被災度は、最大速度が130kineに達している割にはそれほどではなかった。この点についても、今後の検討課題としたい。

## § 5. まとめ

本論文では、神戸市中央区の三宮地区での本震地動の推定と、被災の帯を形成せしめた要因の分析をめざして以下の検討を行った。まず、現時点で入手しうるできるだけ多くの情報に基づき、神戸海洋気象台での観測記録と二次元有限要素法による地盤応答特性から基盤波を逆算し、次にその基盤波を用いて三宮地区を含むN30°W断面の地盤モデルにより大阪層群上面での露頭波を計算し、それを入力として、大阪ガスの葦合観測点と三宮断面の代表5地点の表層地盤の液状化を考慮した一次元非線形解析を行い、地表面の本震動を推定した。さらに、大阪層群露頭波と代表5地点地表の推定波を入力とする1自由度系の塑性率応答を計算し、被災の帯の検証を行った。得られた知見をまとめると以下の通りである。

1) 気象台の観測記録から三宮断面の大阪層群上面の

露頭波の本震動の推定をおこなったところ、断層から750mの地点で加速度・速度とも最大となり、それぞれ1200Gal・150cm/secとなった。また、断層から2,000mも離れると波形は一次元応答に収斂することがわかった。

- 2) 神戸市のポートアイランド地点のGL-83mの観測波は、同位置において推定された大阪層群露頭波とはほぼ整合していた。また、葦合地点での観測波は、推定地表面波よりも20%程度大きめの値であったが、波形の整合性はよかった。
- 3) 推定された被災の帯は断層から約450~1250mの約800mの領域に相当し、三宮地域では被災状況とよく対応がとれた結果となった。しかし、神戸市全域での被災の帯は、三宮よりも東側ではやや南側に、西側では北側にシフトしており、東西方向に深い地下構造や断層の位置などを見直して再評価する必要があると思われる。
- 4) 表層地盤の液状化は、海岸線に近い沖積層が厚く地下水位が高い地点では、上部構造物の被害を抑える結果となり、三宮地域では被災の帯を狭める効果があったと考えられる。

以上の解析結果は、現時点で入手できる情報のみに基づいて評価したものであるが、被災の帯を概略説明するものであると考えている。今後、地盤と建物の非線形相互作用効果の影響も含め、個別建物の応答解析結果と被災度の対応関係を調べ、更なる検証を行っていく予定である。

**謝辞** 本研究で用いた本震記録は、神戸海洋気象台は気象庁が、神戸大学は関西地震観測研究協議会が、ポートアイランドは神戸市開発局が、葦合は大阪ガスが設置・収録したものであり、担当者の迅速なる対応によりここで使わせて頂くことができたものである。そのご努力に敬意を表すると共に深く感謝の意を表したい。また液状化解析には和泉研究室福武毅芳研究員の協力を得た。記して感謝の意を表する。

## ＜参考文献＞

- 1) 高田毅士, 市川隆之, 福和伸夫, 中井正一, 古村利幸, 小柳義雄: “サブストラクチャー法による構造物-地盤連成系解析システム” 第5回電子計算機利用シンポジウム論文集, 日本建築学会, 157-162, 1983.
- 2) Aki K., and P.G. Richards: “Quantitative seismology, Theory and methods” Freeman and Co., 1980.
- 3) 川瀬博, 佐藤智美, 福武毅芳: “神戸市ポートアイランドにおけるボアホール観測記録の非線形地盤応答シミュレーション” ORI研究報告94-05, 1995.

- 4) 藤田和夫, 笠間太郎: “神戸地域の地質, 地域地質研究報告” 京都(11)第49号, 地質調査所, (1983年)
- 5) 神戸市: “神戸の地盤” 神戸市, 1980.
- 6) Imai T.: “P- ans S- wave velocities of the ground in Japan” Proc. 9th ISCMFE, Tokyo, Vol. 2, 257-260, (1981年)
- 7) 鳥海勲, 竹内吉弘, 大場新太郎, 堀家正則, 井上豊, 馬場研介: “大阪平野の地下構造-北港発破実験(1988年)による-” 地震, 第2輯, 第43巻, 373-378, (1990年)
- 8) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 江見普: “発破実験より推定される大阪堆積盆地構造” 地震, 第2輯, 第43巻, 527-537, (1990年)
- 9) 香川敬生: “大阪堆積盆地構造調査とその結果に基づく深部地盤構造のモデル化” 強震動予測に関する総合的研究, 平成5年度科学研究費(総合研究A)研究成果報告書, 研究代表者入倉孝次郎, (1994年)
- 10) 土質工学会関西支部: “関西地盤” 土質工学会関西支部, (1992年)
- 11) 岩崎好規: “阪神域の地盤構成と平成7年兵庫県南部地震による地震記録” 土と基礎, Vol.43, No. 6, 15-20, (1995)
- 12) 川瀬博, 佐藤智美, 松島信一: “兵庫県南部地震後の神戸市東灘区における余震観測とそのデータを用いた若干の解析” ORI研究報告94-04, (1995年)
- 13) 大槻明, 渡辺浩平, 竹脇尚信: “不整形地盤における二次元建屋地盤系液状化解析” 土木学会論文報告集, 第368号/I-5, 363-372, (1989年)
- 14) Fukutake, K., A. Ohtsuki, M. Sato, and Y. Shamoto: “Analysis of saturated dense sand-structure system and comparison with results from shaking table test” Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 19, 977-992, 1990.
- 15) 龍岡文夫, 福島伸二: “砂のランダム繰返入力に対する応力-ひずみ関係のモデル化について” 生産研究, 第30巻, 9-10, 1978.
- 16) 福武毅芳, 松岡元: “任意方向単純せん断におけるダイレイタンスの統一的解釈” 土木学会論文報告集, 412, III-12, 240-248, (1989年)
- 17) 久野雅祥, 鈴木有: “釧路市内のRC造建物・木造建物の耐震性と被害に関する検討” 1993年釧路沖地震に関する総合シンポジウム, (1994年12月)
- 18) 小野瀬順一: “鉄筋コンクリート構造物の耐力分布と被害分布” 第6回日本地震工学シンポジウム, pp.2081-2088, (1982年)
- 19) 中央開発(株)1995年兵庫県南部自身災害調査報告書, (1995年3月)