神戸市長田区における地下構造の不整形性を考慮した 1995 年兵庫県南部地震 ($M_J=7.2$) の 余震アレイ観測記録のシミュレーション解析

鹿島小堀研究室* 永 野 正 行
東京大学地震研究所** 工 藤 一 嘉
鹿島小堀研究室* 武 村 雅 之

Simulation Analyses of the Array Strong Motion Records from the Aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake ($M_J=7.2$) Regarding the Irregularity of the Underground Structure in Nagata Ward, Kobe

Masayuki NAGANO

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, 6-5-30, Akasaka,
Minato-ku, Tokyo 107-8502, Japan

Kazuyoshi KUDO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi,
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, 6-5-30, Akasaka,
Minato-ku, Tokyo 107-8502, Japan

(Received October 20, 1998; Accepted May 31, 1999)

Waveform records obtained from the temporal aftershock observation in Nagata Ward, Kobe, were simulated taking into account the irregularity of the underground structure. The strong motion observation of the aftershocks was carried out by the linear array which consists of six stations from the Rokko Mountains to the coast of Osaka Bay, shortly after the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. The underground structure under these stations was determined from the results of geophysical surveys, the spectral ratio of observed horizontal components at the sediment stations to those at KWC on granite, and the difference between the travel times of the SP-converted waves and the direct S-waves at the sediment stations. The obtained 2-D structure model shows that the granite basement is steeply deepened along the observation line between the stations KWC and NGH forming a basin edge, and the thickness of sediments increases from 1.0 km (NGH) to 1.2 km (KMG). The velocity seismograms at the five stations on sediments were synthesized from the observed records at the KWC station on granite for the three aftershocks, using the 2-D structure in-plane and anti-plane models by the finite element method. The synthesized waveforms explain well not only the direct S-wave part, but also the conspicuous later phase part that were found in the observed records at the SYP and KMG stations near the coast of Osaka Bay. Next, we input the Ricker wavelet with a characteristic period of 0.8 s from the basement to the same 2-D structure model. The synthetic waveforms were decomposed into two wave types to elucidate the origin of the later phases at the

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30

** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

SYP and KMG stations. The one was the response of the flatly layered model at each point and the other was the diffracted wave from the basin edge. It was concluded from the results of these analyses that the later phases were due to constructive interference between the reflected S-waves from the basement and the diffracted waves from the basin edge. It was also found that the Rayleigh and Love waves of the higher modes were predominant in the diffracted waves at the KMG station.

Key words: Waveform simulation, Aftershock, 2-D FEM, Underground structure, Later phase.

§1. はじめに

1995年兵庫県南部地震($M_J=7.2$)時には、構造物が壊滅的な被害を受け、神戸市中心部にいわゆる「震災の帯」が形成された。「震災の帯」は、西は須磨区より東は芦屋・西宮市に至るまで、一部切れているがほぼ連続的に形成されている。「震災の帯」が形成された原因の1つとして、段差形状を呈する神戸市中心部直下の地下構造の不整形性が「震災の帯」域での地震動増幅に影響を与えたことが、各種のシミュレーション解析の結果から既に指摘されている[例えば、入倉(1995), KAWASE(1996), 川瀬・林(1996), MOTOSAKA and NAGANO(1996)]. しかし「震災の帯」域での本震時の観測記録が極めて少なかったこともあり、解析から推定した本震時の地震動の大きさが全ての地域で検証されたとは言いがたい。特に三宮より西側の地域での詳細な検討はあまり行われていない。一方、本震後に行われた余震アレイ観測では、「震災の帯」域に観測点を配置していることは勿論のこと、「震災の帯」を横切る方向に複数の観測点を設定している場合が多い。余震時に得られた観測記録をシミュレーションすることは、地下構造の検証や、不整形地盤における波動伝播特性の検討を行う上で重要であり、これらはより精度の高い本震時の強震動を推定する上で貴重な資料となる。本研究は神戸市長田区で行われた余震アレイ観測[工藤・他(1995)]により得られた地震記録を対象として、地下構造の不整形性を考慮したシミュレーション解析を実施したものである。

長田区以外の神戸市中心部の余震アレイ観測については、東灘区の東部[IWATA *et al.* (1995, 1996)]と住吉地区[住吉リニアアレイ地震観測グループ(1995)]でも行われている。いずれも「震災の帯」域で地震動が大きく増幅することが、余震記録の分析から指摘されている。得られた余震記録を利用して地下構造を推定したり、シミュレーション解析を行った研究もある。IWATA *et al.* (1996)は東灘区東部の余震アレイ観測で採られた堆積地盤上の余震記録を用い、上下成分に見られるS-P変換波と水平成分に見られるS波の到達時間差から、観測点直下の地下構造の推定を行った。東灘区東部での余震記録のシミュレーション解析に関しては、川瀬・他(1995)による1次元構造による検討、PITARKA *et al.*

(1996, 1997), 松島・他(1998)による差分法を用いた地下構造の不整形性を考慮した検討が行われている。住吉地区については、YAMANAKA and Aoi (1996)がS波の到達時間差から堆積地盤側における基盤深度の推定を行ったほか、栗田・他(1998b)が地盤増幅特性の検討を行っている。また六甲アイランドでの観測波形に見られる後続位相の検討を行った栗田・他(1998a, c)の研究がある。これらの2地区はいずれも神戸市中心部の東側に位置するのに対し、長田区等の神戸市西部地域に関しては、余震記録に対する詳細な検討は極めて少ない。INOUE *et al.* (1996)が、余震記録のスペクトル評価や1次元地盤による増幅特性の検討を行っているのみである。

本論文では1995年兵庫県南部地震直後に行われた長田区の余震アレイ観測の概要を示した後、地下構造の不整形性を考慮した2次元有限要素法によるシミュレーション解析を実施する。余震アレイ観測で得られた地震記録との比較により地下構造の検証を行うとともに、不整形地盤における地震時の波動伝播特性を検討する。特に後続位相が顕著に見られる余震記録に着目し、その生成要因を詳細に調べる。

§2. 余震アレイ観測およびデータ

兵庫県南部地震の発生直後に、京都大学防災研究所地震動部門が世話役となって、余震の共同強震観測が開始された[共同強震観測グループ(1995)]. 東京大学地震研究所強震観測班は神戸市の西部地区を分担することとし、1995年1月18日時点で調達可能な器材を陸送した。初動活動として、1月19日から23日にかけて北区、垂水区、須磨区2箇所、長田区の計5箇所に強震計を設置した[工藤・他(1995)]. その後、被災程度が徐々に判明してきたことから、1月30日から観測点の増設、計器の入れ替え等を行い、長田区内では最終的に7箇所で観測を行った。Table 1に観測点位置、使用計器、観測期間と併せて観測点および周辺的环境、建物被害概況を記してある。このうち、KWCは科学技術庁防災科学技術研究所によって実施されたものである。SIPは2月19日に他のサイトから移設したもので、記録数は極めて少なく、以降の解析には用いていない。使用した計器

Table 1. Locations of temporal observation stations in Nagata Ward, Kobe, for aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake.

Code	Location	Latitude	longitude	Instrument	Period	Remarks
KWC	Hayashiyama-machi	34.674	135.146	SMAC-MD	1/24-	NIED site. Basement at school building. Weathered Granite.
NGH	Ikedatani-machi	34.667	135.146	SSA-2	2/17-3/19	Basement at school building (4F). No damage. Nearby rural wooden houses were moderately damaged.
TWH	Ikedae-machi	34.664	135.146	DSA-1	2/17-3/20	School Building of RC-4F. Partially damaged. Nearby rural wooden houses were moderately damaged.
NGT	Kawanishidori	34.659	135.149	SSA-2	1/20-1/30	Office building of RC-4F. Very light damage. Almost all nearby wooden houses were collapsed. Most of RC and S buildings were severely damaged. No electric power supplied for 10 days.
				SMAD-9 (3ch)	1/30-3/18	
SIP	Mano-cho	34.657	135.155	SMAD-1	2/19-3/19	RC-1F machine room near school building (RC-2F). Very light damage. However, many wooden houses and office building near the site were collapsed.
SYP	Futaba-cho	34.652	135.154	SSA-2	2/17-3/19	RC-1F machine room near school building of RC-3F. No damage. Many wooden houses near the site were collapsed, but damage ratio is less than NGT and SIP.
KMG	Minamikomae-cho	34.645	135.154	SSA-2	1/31-3/18	At basement (B1F) in sewerage station building of RC-3F. No damage. Liquefaction was observed around the building.

Fig. 1. Map of west part of Kobe City including Nagata Ward. Six stations are located along the thick solid line in the fault-normal direction. The thick broken lines indicate the Suma fault and a latent fault deduced by SANO (1998). Active flexure exists near the TWH station [GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE (1996)]. Contours of the bedrock depth are traced by thin broken lines [HUIITA (1996)]. The bedrock depth in the area of the shaded ellipse between the JR and Sanyo Lines is deduced from the microtremor measurements by KINOSHITA *et al.* (1996).

Table 2. Parameters of the hypocenters and magnitudes of three aftershocks [KATAO *et al.* (1997)].

No	date	time	latitude	longitude	depth (km)	M_j	recorded station code
1	2/2/1995	16:19	34.684	135.161	17.30	4.1	KWC,NGT,KMG
2	2/3/1995	4:36	34.694	135.196	11.40	3.6	KWC,NGT,KMG
3	2/18/1995	21:37	34.418	134.791	22.61	4.8	all 6 stations

Fig. 2. Locations of epicenters and focal mechanisms of three aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake [KATAO *et al.* (1997)]. A thick solid line corresponds to that in Fig. 1.

のADCはSMAC-MD, SMAD-9(アカシ社製)が16ビット, (フルスケール: 2000 cm/s/s), 他は全て12ビットで, SMAD-1(アカシ社製), DSA-1とSSA-2(共にキネメトリックス社製)のフルスケールはそれぞれ1000 cm/s/s, 500 cm/s/sである。また, 全てがトリガー方式による観測であり, ボルトまたは接着剤により計器を固定した。SIPを除く長田区内の観測点をFig. 1に示す。このうち震度7の領域[気象庁(1996)]に含まれる観測点はNGTである。

本解析に用いる余震記録はTable 2に示す3地震であり, それぞれNo.1地震, No.2地震, No.3地震と呼称する。Fig. 1の6観測点で記録が得られているのはNo.3地震のみであり, No.1地震, No.2地震ではKWC, NGT, KMGの3点で記録が得られている。Fig. 2に示すように, No.1地震, No.2地震の震源は余震観測アレイに比較的近く, 深さも10 km以上であり, アレイの直下で発生した地震である[KATAO *et al.* (1997)]。一方, No.3地震の震源位置は淡路島の中央部であり, 3地震の中では長田区から最も遠い位置にある。解析対象とする地盤はFig. 1の太い実線に沿う断面とし, その方向は太い破線で示す六甲断層系の活断層にほぼ直交するN140°Eとした。いずれの観測記録も水平成分を

N140°E, N230°Eの両方向に変換し, それぞれ断層直交方向, 断層平行方向とする。

§3. 地下構造モデル

3.1 既往の調査結果

神戸市中心部の地下構造に関しては, 本震直後より反射法等の地盤調査が精力的に実施されている。その結果, 神戸市中心部の六甲断層系に直交する方向の地下構造は, 六甲花崗岩による基盤が六甲山麓を境にして急激に深部に潜り, その上に大阪層群に相当する堆積層が覆い被さる段差状の不整形形状を呈している[例えば, 藤田(1996), 入倉(1995)]。佐野(1998)は長田区直下の段差境界近傍で, Fig. 1の太い破線に示すような須磨断層と仮屋冲断層の延長部に相当する伏在活断層が存在すること, 須磨区東部～長田区南西部においてこれらが高角と低角の2段の逆断層で段差構造を形成することを示した。活断層図[国土地理院(1996)]では須磨断層とJR新長田駅間で活撓曲の存在が示されており, これは仮屋冲断層の延長部に相当する伏在活断層の影響によるものと考えられる。大阪層群を含む堆積層の厚さに関し, 木下・他(1996)による微動アレイ観測による検討ではJR新長田駅, 山陽電鉄西代駅間(Fig. 1中の斜線域)で

1.13 km と推定されている。基盤深度コンター [藤田 (1996)] では、山陽電鉄から海岸線にかけての基盤深さが 1.0~1.2 km となっており、佐野 (1998) による推定地下構造もこの結果に概ね対応する。

3.2 観測記録による検討

地下構造のモデルの精度を高めるために、長田区のアレイ観測で得られた余震記録を用いて、海岸線に位置する KMG 直下の堆積層の厚さを推定した。

Fig. 3 に No. 1, No. 2 地震時における KMG での水

Fig. 3. Velocity seismograms observed at the KMG station during Nos. 1 and 2 earthquakes. The solid circles indicate the S-wave onset times in the horizontal components. The solid squares indicate the onset times of SP-converted waves from the bed-rock-sediment interface in the vertical components.

平動 2 成分と上下動成分の観測記録を示す。No. 1 地震、No. 2 地震は長田区の真下に近い場所で発生した地震である。Fig. 3 では S 波初動の最初の山または谷の到達時間 (Fig. 3 中●) を水平成分より、S 波が基盤と堆積層との境界で P 波に変換された位相の最初の山が到達する時間 (Fig. 3 中■) を上下成分より読み取り、その時間差である S-SP 時間を評価した。2 地震の平均 S-SP 時間は 1.08 秒となる。

次に No. 1 地震、No. 2 地震時の水平 2 成分、計 4 波形を用い、KMG/KWC の平均振幅スペクトル比を算定した。平均スペクトル比は、4 波形のアンサンブル平均よりエネルギー及びクロススペクトルを求めた後、石田 (1992) の手法を用いて評価した。KMG では基盤からの反射波を含む実体波成分のみを抽出することが難しいことから、伝達関数上では S 波の 1 次元増幅が支配的であると仮定し、観測波形全体で振幅スペクトル比 (以下、スペクトル比と略記する。) を算定した。KWC の観測記録が KMG 直下の基盤に入射する地震波とほぼ同等であるものと仮定すると、KMG/KWC は KMG の直下地盤による水平スペクトル比と見なすことができる。次に、観測記録より得られたスペクトル比を利用して、直下地盤の層厚を未知パラメータとした遺伝的アルゴリズム [山中・石田 (1995)] により地盤構造を評価した。このとき用いた直下地盤の S 波速度、P 波速度および密度は、香川・他 (1993) による推定構造、東灘区魚崎で行われた深層ボーリング結果 [小林・他 (1996)] を参考に評価した値 [永野・他 (1998)] である。Q 値に関しては既往の余震シミュレーション解析 [PITARKA *et al.* (1996, 1997), 松島・他 (1998)] で用いられた値を参考に、余震時では振幅レベルが小さいことを考慮して、永野・他 (1998) が本震時に対し設定した値に対し 2 倍を採用し、

Table 3. Estimated soil parameters and top depth of each layer beneath the KMG station from the averaged amplitude spectral ratio of horizontal components at the KMG station to those at the KWC station.

Soil type	V_s (m/s)	V_p (m/s)	Density (t/m^3)	Q	thickness of layers (m) (GA search range)	Top depth beneath KMG(m)
soft surface soil 1	200	840	1.7	17	28 (10-30)	0
soft surface soil 2	350	1470	1.7	25	50 (20-60)	28
Osaka Group 1	500	1800	1.8	33	150 (50-150)	78
Osaka Group 2	600	1900	1.9	33	114 (50-150)	228
Osaka Group 3	800	2200	2.0	50	145 (50-150)	342
Osaka Group 4	1000	2500	2.1	50	737 (400-800)	487
Rokko granite	3200	5400	2.7	100	∞	1224
weathered rock	1350	3100	2.2	50	-	-

周波数に対し一定とした。各層厚の探索範囲は、3.1の既往の調査結果による基盤深さ〔藤田(1996)、佐野(1998)〕やボーリング調査の結果〔建設省近畿地方建設局近畿技術事務所(1997)、神戸市企画局総合調査課(1980)〕、前述のKMGでのS-SP時間との対応を調べ

Fig. 4. Comparison between observed and calculated spectral ratios. The thick solid lines indicate the calculated S-wave spectral ratio of the ground surface to the bedrock by the 1-D analyses for the flatly layered model beneath the KMG station in Table 3. The thin broken lines indicate the average spectral ratios of the horizontal components at the KMG station to those at the KWC station evaluated from the observed records during the Nos. 1 and 2 earthquakes.

ながら調整した。スペクトル比のフィッティング範囲は0.5 Hz から 5 Hz とした。KMG 直下で仮定した地盤物性一覧と、評価した推定層厚を Table 3 に示す。また観測記録のスペクトル比と推定地盤により計算されるスペクトル比を Fig. 4 に示す。KMG 直下の基盤までの深さは 1.22 km と推定され、藤田(1996)による基盤深度コンターとほぼ対応する。Fig. 4 の水平スペクトル比では、1 Hz 前後の山谷の位置や 3~4 Hz 間の振幅の落ち込みが、観測記録と推定結果で共通に見られる。また推定された地盤構造の S-SP 時間は 1.12 秒と評価され、先に観測記録から評価した平均時間 1.08 秒とほぼ整合する。以上の結果より Table 3 に示す KMG 直下の地盤構造は妥当なものであると判断される。

3.3 地盤モデル

3.1 の既往の調査結果、3.2 の KMG 直下の地盤構造に基づき作成した地盤モデルを Fig. 5 に示す。最も山側の段差境界に相当する須磨断層は、活断層図〔国土地理院(1996)〕に基づき KWC から 0.1 km 海側に設定した。基盤の形状は佐野(1998)の推定断面、藤田(1996)による深度コンター、木下・他(1996)による推定深度を参考に作成し、須磨断層より海側にある伏在活断層は NGH 直下に設定した。KMG 以外の大阪層群の各層の厚さは KMG 直下の地盤構造や佐野(1998)の推定断面を参考に作成したが、段差境界近傍の構造とともに計算波形と観測波形を比較しながら微調整した。KWC 直下は、神戸大学でのボーリングデータ〔地盤工学会阪神大震災調査委員会(1996)〕を参考に、基盤上に S 波速度

Fig. 5. Two-dimensional model of the underground structure at the cross section along the thick solid line in Fig. 1. Energy-transmitting boundaries are connected at both sides of the finite element region. Flatly layered structures are assumed to be away from the energy-transmitting boundaries at both sides. The Suma fault is 0.1 km from the KWC station to the sediments. The latent fault is set beneath the NGH station. Values in parentheses are the S-wave velocities (m/s).

$V_s=200$ m/s, 1350 m/s の 2 層の風化層を仮定した。大阪層群上に堆積する比較的柔らかい表層地盤の物性、厚さは、ボーリング調査の結果 [建設省近畿地方建設局近畿技術事務所 (1997), 神戸市企画局総合調査課 (1980), 安井・他 (1998)] を参考に決定した。

2次元有限要素法(FEM)を適用するモデル化領域は、水平方向は須磨断層より山側 0.3 km, 大阪湾側 2.8 km の範囲である。深さ方向は地表面より深さ 2.4 km 以上とし、下部は 1 せん断波長の領域を確保するように振動数によって変化させた。有限要素領域の両側面ではエネルギー伝達境界を、底面では粘性境界を仮定する。エネルギー伝達境界より遠方では、境界位置での地盤物性による成層地盤を仮定し、地盤応答は薄層法に基づき算出

する [LYSMER and DRAKE (1972)]。応答解析は周波数領域で行い、振動数の範囲は 0~5 Hz とする。Fig. 5 に示す有限要素は、5 Hz 時の 1 せん断波長を 5 メッシュ程度で表現できるように分割した。

§4. 解析結果

4.1 観測記録のシミュレーション

3.3 で決定した地盤モデルを用いて、余震アレイ観測記録のシミュレーションを行った。断層直交方向、上下方向の地盤応答を算定する場合は SV 波を、断層平行方向の地盤応答を算定する場合は SH 波を、それぞれ Fig. 5 の地盤モデルに鉛直入射した。

川瀬・他 (1998) による入射波動場に関する議論では、

Fig. 6. Pseudo velocity response spectra with a 5% damping factor of observed ground motions at the KWC stations during the Nos. 1 and 3 earthquakes.

Fig. 7. Comparison between the observed and calculated spectral ratios of the NGT station to the KWC station and of the KMG station to the KWC station. The thick solid lines indicate the average spectral ratios of the fault-normal and fault-parallel components evaluated by the 2-D FEM. The thin broken lines indicate those from the observed records during the Nos. 1 and 2 earthquakes.

深さ 5 km に位置する点震源による堆積地盤内の地震波は、岩盤側の地震波をコントロール波とした場合、平面波鉛直入射の場合とほぼ同等であることが示されている。No. 1 地震, No. 2 地震に関しては、アレイの直下で発生した地震であり、かつ震源深さも 10 km 以上であることから、平面波鉛直入射の仮定が近似的に成り立つものと判断した。No. 1 地震, No. 2 地震における KWC での水平方向加速度波形より算定した擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）を Fig. 6 に示す。いずれの地震も 0.5 秒以下の短周期成分が卓越しており、震源のラディエーションパターンがアレイ内の地震動の空間分布

に与える影響は比較的小さいものと考えられる。No. 3 地震は、Fig. 2 に示すように、その震央位置が長田区からやや離れた淡路島中央部であり、野島断層に沿うほぼ右横ずれのメカニズムである [KATAO *et al.* (1997)] ことから、解析断面に対し法線方向から SH 波が斜め入射することが予想される。神戸市直下の段差地盤に対する SH 波斜め入射時の応答は MOTOSAKA and NAGANO (1996) により検討されており、SH 波斜め入射時と S 波鉛直入射時では波動伝播特性、地盤増幅特性ともにほぼ同様の結果が得られている。このため No. 3 地震に関しても、斜め入射の影響は小さいものと考え、No. 1 地震、

Fig. 8. Comparison between the observed and synthesized velocity seismograms at the six array stations during the Nos. 1 and 3 earthquakes. The thick solid lines indicate the observed seismograms. The thin solid lines indicate the synthesized seismograms, which are calculated by the 2-D FEM using the observed records at the KWC station as the control motions. The solid triangles in (c) and (d) indicate the distinctive later phases on the seismograms during the No. 3 earthquake. The initial S-waves underlined at the KWC station are used to estimate input waves in the analyses in Figs. 11, 12 and 13.

No. 2 地震と同様に、平面波鉛直入射で検討を行った。

最初に 2 次元 FEM によって算定した NGT/KWC, KMG/KWC の水平方向のスペクトル比を、観測記録 (No. 1, No. 2 地震) から求められる結果と比較して Fig. 7 に示す。観測記録のスペクトル比は Fig. 4 と同じ手法で算定し、2 次元 FEM のスペクトル比は、断層直交方向、断層平行方向の振幅比を単純平均して求めた。深さ 1.4 km における基盤露頭面での地震波 (基盤波) に対する KWC 地点のスペクトル比は、振動数によって多少の変動はあるものの、概ね 1 となることを別途確認しており、KWC 地点での地震波を近似的に基盤波と見なすことができる。NGT のスペクトル比では、観測・計算ともに 2~5 Hz で KMG に比べ振幅が大きくなる傾向が共通に見られる。3.2 で観測記録によって直下の地盤があらかじめ推定されている KMG に関しては、特に 0.5~2 Hz に見られる増幅率の山谷の位置が、観測と解析とで良好に対応する。

No. 1 地震と No. 3 地震を対象として算定した地盤応答の速度波形の例を、観測記録と比較して Fig. 8 に示す。速度波形の算定に際しては、最も山側に位置する

KWC の水平方向観測波をコントロール波とし、他地点での地盤応答を算定した。時刻歴波形の計算は高速フーリエ変換を用いた。観測波形に対しては 5 Hz のローパスフィルターが施されている。観測記録の刻時に関しては計器不足により十分な較正が行われていないため、記録間の相対時刻はシミュレーション波形の S 波初動に一致するように調整した。いずれの地震についても、堆積地盤側の 5 地点 (NGH, TWH, NGT, SYP, KMG) では、山側の KWC に比べ振幅が大きく、かつ継続時間が延伸する観測波形の傾向が計算波形により再現されている。観測記録に見られる S 波の初動はシミュレーション解析により良好に再現されており、特に No. 1 地震の断層平行方向と No. 3 地震の断層直交方向では、振幅や位相がほぼ対応する。観測波形では後続位相が No. 1, No. 3 地震ともに NGT より顕著に現れ始め、SYP と KMG では No. 3 地震の▼部に示すように、S 波初動の 3~4 秒後に特徴的な波群が見られる。これらの後続位相の発生は計算波形によりその特徴が捉えられており、特に KMG の断層平行方向に見られる後続位相は、No. 1, No. 3 地震ともに、発生時間、振幅が観測と解析でほぼ

Fig. 9. Pseudo velocity response spectra with a 5% damping factor of synthesized (thick solid lines) and observed (thin broken lines) ground motions at the NGT and KMG stations during the No. 3 earthquake.

一致する。

No. 3 地震における NGT, KMG での擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%) について, シミュレーション解析結果と観測記録を比較して Fig. 9 に示す。観測記録に見られる周期特性は, シミュレーション解析によりその形状が良好に再現されており, 両者の振幅レベルもほぼ対応する。No. 1 地震, No. 2 地震のシミュレーション波形及び観測波形の応答スペクトルも, 良好に対応することを別途確認している。3 地震による 3 方向 (断層直交方向, 断層平行方向, 上下方向) の最大速度分布を,

Fig. 10. Distributions of peak ground velocities of synthesized ground motions in the fault-normal, fault-parallel and vertical directions from the three aftershocks. The open symbols indicate the peak ground velocities of the observed records.

観測記録の最大値と比較して Fig. 10 に示す。いずれの地震でも須磨断層より約 1 km 離れた位置で水平動が大きく増幅する傾向が, 観測記録, シミュレーション結果で共通に見られ, 両者の振幅レベルも良好に対応する。上下方向の最大速度に関しても, 解析と観測ではほぼ同等のレベルを示す。その生起時刻はやや異なるものの, 直達 P 波ではなく S 波初動以降に発生している点は共通であり, 水平動入力のみを考慮したシミュレーションでも上下方向の観測の傾向を説明できる。

以上の解析結果より, 検討対象とした 3 余震時の観測記録が, KWC での観測記録をコントロール波としたシミュレーション解析により良好に再現されることが分かった。これより, 2 次元 FEM を用いてモデル化した不整形地下構造, S 波鉛直入射を仮定した入射条件が概ね妥当であるものと判断される。入射波場に関しては震源のラディエーションパターンや斜め入射の影響が多少なりとも存在すると考えられるが, S 波の鉛直入射条件がアレイ内の地盤増幅特性を十分近似することができ, 特に以降で示す後続位相の生成要因を検討する上では有用であるものと考えられる。

4.2 後続位相の検討

No. 3 地震の SYP と KMG の観測記録には, Fig. 8(c), (d) の▼部に示すような顕著な後続位相が見られる。断層直交方向, 平行方向ともに, この後続位相は見かけ上, 山側より海側へ伝播している。このため後続位相が, 解析断面に対し法線方向に位置する震源から生じた表面波である可能性は低く, 直下地盤構造によるものか, 段差境界で励起され水平方向に伝播する回折波によるものであることが予想される。以下では Ricker 波を用いて, No. 3 地震の観測記録に見られる後続位相について詳細に検討する。

岩盤上観測点である KWC の観測記録の初動には, Fig. 8(c), (d) の下線部に示すようなパルス状波形が特徴的に見られる。このパルス状波形と似通った周期特性を有する中心周期 0.8 秒の Ricker 波を鉛直 S 波として入射し, 2 次元 FEM によって他地点での地盤応答を評価した。Ricker 波を入射したときの地盤応答を, 6 地点での余震記録の速度波形と比較して Fig. 11 に示す。断層直交方向, 断層平行方向とも, 観測波形に見られる S 波の初動が計算波形により良好に再現されている。特に断層直交方向では, S 波初動の振幅レベルが観測波形と良く対応する。S 波初動の 3~4 秒後付近から見られる後続波形についても, 断層直交方向, 断層平行方向ともに, 観測記録と計算結果との対応は良い。いずれも NGT より顕著な後続波が現れ始め, 断層直交方向では特に SYP での対応が良好であり, KMG の近傍でも後

Fig. 11. Velocity seismograms synthesized by the 2-D FEM, compared with the observed seismograms at the six stations during the No. 3 earthquake. Vertical incidence of the S-wave is made upon the bedrock using a Ricker wavelet with a characteristic period of 0.8 s, which is estimated from the initial S-wave motions at the KWC station indicated by the underlines in Figs. 8(c) and (d). Conspicuous later phases observed at the SYP and KMG stations can be well reproduced by the synthesized seismograms, as indicated by underlined arrows.

Fig. 12. Component of the response of the flatly layered model and that of the diffracted waves from the basin edge. (a) The response of the flatly layered model is calculated by the 1-D analysis under each point. (b) The diffracted wave components are estimated by subtracting the results by the 1-D analyses from those by the 2-D analyses in Fig. 11. All of them are the fault-normal components. The arrows on the seismograms obtained from the 1-D analyses indicate the multi-reflected S-waves from the sediment-bedrock interface. The ellipses indicate areas of interference between the reflected S-waves from the bedrock and the diffracted waves from the basin edge.

統位相が顕著に見られる。断層平行方向では、KMGでの後続波形が発生時間、振幅ともに、観測と計算ではほぼ一致する。以上の結果より、No. 3地震の観測記録に見

られるS波初動や、SYPやKMGで顕著に見られる後続位相が、Ricker波入射によりほぼ再現されることが分かる。このことはSYPやKMGにおける後続位相が、

Fig. 13. Fault-parallel components. The other explanations are the same as those in Fig. 12.

基盤から入射するパルス状のS波に対する地盤の応答によるものであることを示している。

次にこのような後続位相の発生メカニズムをさらに詳細に検討する。最初に各地点直下の地盤構造を用い、1次元重複反射理論によって地盤応答（以降、1次元地盤応答と呼称する。）を算定した。次に不整形地盤による地盤応答から直下地盤による1次元地盤応答を差し引いた応答成分を、段差境界等の不整形性により励起される回折波成分とした。1次元地盤応答と回折波成分を、断層直交方向について Fig. 12 に、断層平行方向について Fig. 13 に示す。いずれも $x=0.5$ km から $x=4.0$ km までの 0.1 km 毎の地表面位置で評価した。1次元地盤応答では直達S波による初動のほか、各図の(a)図中の矢印で示すような、一定の時間をおいて現れる後続位相が確認される。初動と次の後続位相との時間差が、例えばKMGでは約3.4秒であることから、この後続位相は大坂層群と基盤との地層境界で反射し、再び地表面に現れた1次元波動（以降、基盤反射波と呼称する。）であるものと判断できる。山側から海側に向かうにつれこの時間差は徐々に長くなっており、基盤形状が海側に向かって傾斜する構造を反映している。Fig. 12(b), Fig. 13(b)に示す回折波成分は主に直達S波が山側地表面に到達した後に、海側に向かって水平方向に伝播する波で構成されている。海岸線位置での回折波成分はそれに含まれる表面波の影響により、各図の破線に示すように大きく分散する。SYPやKMG近傍では、両図の楕円中に示すように、S波の基盤反射波が現れる時間（S波初動の約3~4秒後）と、段差境界で励起され水平に伝播してきた

Fig. 14. Later phases in velocity seismograms at the SYP station (fault-normal) and the KMG station (fault-parallel) during the No. 3 earthquake, corresponding to the underlined arrows in Fig. 11. The observed and synthesized seismograms are presented in the first and second rows, respectively. The third and fourth rows are the component of the response of the flatly layered model and that of the diffracted waves from the basin edge decomposed from the synthesized seismograms, respectively.

回折波成分が顕著となる時間とが重なる。Ricker波入射の実験では Fig. 11 中の下線矢印部に示すように、SYPでは断層直交方向で、KMGでは断層平行方向で顕著な後続位相が良好に再現されている。これらの後続位

相に関し、観測波形、計算波形と、計算波形を分離した基盤反射波、回折波成分を並べて Fig. 14 に示す。後続位相は、S 波の基盤反射波と回折波成分との増幅的干渉により生じており、計算波形の最大振幅に対する基盤反射波の比率は、断層直交方向の SYP で約 6 割、断層平行方向の KMG で約 4 割となっている。以上の結果より、SYP や KMG の観測記録において顕著に見られる後続位相は、S 波の基盤反射波と回折波成分が重なり合って生じたものと判断される。

§ 5. 議 論

神戸市内での余震観測記録に見られる後続波の検討に関しては、住吉地区に設置したトリパタイト観測記録を用いた Yokoi (1996) の研究、住吉地区～六甲アイランドで観測された後続位相の検討を行った栗田・他 (1998a) の研究がある。いずれの研究も、地震時に段差境界等で励起される表面波に着目し、後続位相に関する検討を行っている。このうち栗田・他 (1998a) は観測記録から評価した伝播波動の分散性を、仮定した地盤構造における表面波基本モードとの比較により評価した。一方、本震時には「震災の帯」域で、下方からの S 波と段差境界より励起された回折波成分とが増幅的に干渉し、大きな地震動が発生したことが指摘されている [例えば、入倉 (1995), KAWASE (1996), 川瀬・林 (1996), MOTOSAKA and NAGANO (1996)]。下方からの S 波との増幅的な干渉に寄与する回折波成分に関し、KAWASE (1996) は 2 次元 FEM によるスナップショットからレイリー波 1 次高調モードを、3 次元有限差分法を用いた川瀬・他 (1998) は回折 P 波、表面波を含む回折 S 波を

指摘している。永野 (1998), NAGANO (1998) は薄層法を用いて解析的に回折波動を成分分離し、下方からの S 波との増幅的干渉には、表面波の中ではレイリー波 2 次高調モードの寄与が大きいことを指摘した。

いずれの場合も段差境界で励起され、水平方向に伝播する回折波が大きな役割を果たすため、その波動特性を検討することは、地震動の波動伝播性状や増幅メカニズムを考察する上で重要である。そこで以下では Fig. 12(b), Fig. 13(b) で示した回折波の波動成分を調べるために、表面波成分を解析的に抽出することを試みた。

2 次元 FEM で右側エネルギー伝達境界より x 正方向に離れた位置での成層領域の地盤応答は、周波数領域で次式のように評価される [LYSMER and DRAKE (1972)]。

$$u(\xi) = u' + \sum_s^{N \text{ or } 2N} V_s q_s \exp(-ik_s \xi) \quad (1)$$

ここで、右辺第 2 項の u' は S 波鉛直入射による成層地盤の応答であり、1 次元地盤応答に相当する。右辺第 2 項は回折波に相当する部分であり、地盤の不整形性により励起され水平方向に伝播する表面波や実体波が全て含まれる。 V_s は s 次固有モード、 k_s は s 次固有波数であり、次式の波数に関する代数方程式より評価される。

$$(k^2 \mathbf{A} + k \mathbf{B} + \mathbf{C}) \mathbf{V} = \mathbf{0} \quad (2)$$

マトリックス $\mathbf{A}$, $\mathbf{B}$, $\mathbf{C}$ は薄層法より誘導されるマトリックスであり、薄層要素の層厚と地盤物性により決定される [例えば、TAJIMI (1980)]。右側エネルギー伝達境界の節点数を N とすると、(2) 式の大きさは面内波動成分の場合 $2N$ 、面外波動成分の場合 N となる。(1) 式右辺第 2 項の q_s は s 次の刺激係数であり、2 次元 FEM を解

Fig. 15. Group velocities of the Rayleigh and Love waves for the velocity structures under the KMG station in Table 3.

いた結果より得られる右側エネルギー伝達境界位置での地盤応答より評価される。(1)式右辺第2項のうち、表面波(レイリー波、ラブ波)に相当する固有モードを $2N$ 個もしくは N 個の固有モードより特定し、その応答成分を算定することにより、表面波成分を抽出することができる。薄層法に基づく表面波成分の抽出に関しては、伝達マトリックス法[HASKELL (1953)]による分散曲線との比較や、鉛直不連続面を有する不整形地盤における変換表面波の振幅の比較がNAGANO (1998)により示されており、その妥当性は検証されている。以降の検討でも薄層法による表面波の分散曲線、深さ方向の振幅分布が、伝達マトリックス法とほぼ一致することを別途確認している。

KMG直下の成層地盤で評価した表面波群速度をFig. 15に示す。検討対象とする表面波のモードは、レイリー波、ラブ波ともに、基本モードと1次から3次までの高調モードとする。4.2の検討で用いたRicker波の中心周期に対応する0.8秒(1.25 Hz)時では、レイリー波、ラブ波ともに、基本モードの群速度が最も小さい。Fig. 16は0.8秒時におけるレイリー波、ラブ波に対する水平モード振幅の深さ方向の分布である。いずれも基本モードは大阪層群内の深さ300 m以深で振幅が急激に減少するのに対し、2次、3次高調モードは大阪層群の深い位置まで振幅が認められる。

右側成層領域($x > 2.8$ km)のうち、KMGでの回折波から表面波を抽出した波形をFig. 17に示す。同図には、

1~3次高調モードを合成した波形も併せて示す。最も伝播速度の遅い基本モードによる地盤応答は、回折波の最終部分に現れる。一方、伝播速度が基本モードに比べて速い高調モードは、回折波の前半の部分でその振幅に寄与する。特に1~3次高調モードによる地盤応答を合成した波形により、回折波の最終部を除く部分がほぼ再現される。表面波1~3次高調モードによる最大振幅の

Fig. 16. Distribution of the horizontal displacements of the Rayleigh and Love waves at the period of 0.8 s under the KMG station. The amplitude is normalized to the displacement at the ground surface.

Fig. 17. Components of fundamental mode and the 1st to 3rd higher modes of the Rayleigh and Love waves extracted from the diffracted waves induced at the basin edge. The extraction method is explained in the text. The bottom traces compare the sum of the 1st to 3rd higher modes with the whole of the diffracted waves.

発生時間は、KMGでの観測記録に見られる後続位相の発生時間にも対応する。これからKMGでの応答波形に顕著に見られる後続位相の発生に寄与する回折波の主な成分は、表面波の高調モードであるものと判断される。高調モードが励起される原因として、①高調モードのエアリー相の周期が、Ricker波の中心周期に対応する0.8秒(1.25 Hz)に近接している。②鉛直S波が基盤と大阪層群の段差境界に入射するときに、境界面での変位と応力を適合させるように、大阪層群の深い位置から浅い位置にかけて外力が移動しながら作用する。その結果、大阪層群の比較的深い位置まで振幅を有する高調モードが刺激されやすい状態にあった、の2点が考えられる。

永野(1998)、NAGANO(1998)によれば、本震時に段差境界で発生した同様の高調モードが基盤から上昇する直達S波と重なり、「震災の帯」形成の一因を成したと解釈されている。本稿での解析結果は、そのような高調モードがさらに海岸線付近で1度基盤に戻って反射したS波と再度重なっていた可能性を示している。基盤反射波の振幅は直達S波に比べ小さくなるため、このような波動が「震災の帯」域での地震動の振幅を上回ることではないが、海岸線付近における後続波の増幅に影響し、主要動の継続時間を見掛け上延伸させる効果を与えていた可能性が考えられる。

§6. ま と め

長田区直下の地下構造を推定した後、2次元FEMを用いS波鉛直入射を仮定してアレイ観測記録のシミュレーション解析を行った。このとき最も山側に位置するKWCでの記録をコントロールモーションとして他地点の応答を算定した。シミュレーション解析の結果、速度波形や応答スペクトル、最大速度分布の比較により、検討対象とした3余震記録のいずれに対しても、観測記録を良好に再現することができた。このことにより仮定した不整形地下構造、S波の入射条件等が妥当であるものと考えられる。

次に全観測点での記録が採られている余震記録中、JR山陽線から海岸線の観測点で顕著に見られる後続位相に着目した検討を行った。最も山側に位置する観測点の初動に見られる単一のパルス波を再現するRicker波を入射波として用いた結果、JR山陽線から海岸線位置で後続位相が明瞭に現れ、観測記録と良く対応することが分かった。そこで算定した応答波形を1次元地盤応答成分と回折波成分に分離し、後続位相の発生メカニズムを調べた。その結果、各地点の直下にある堆積層と基盤の境界から反射する1次元波動による波形と、段差境界で励起され水平方向に伝播する回折波との増幅的干渉により

顕著な後続位相が生じていることが明らかになった。回折波成分から表面波成分を解析的に抽出した結果、海岸線位置での観測記録に顕著に見られる後続位相の発生に寄与する回折波の主な成分は、表面波の高調モードであることが分かった。

謝 辞

甚大な被害を受けている最中に、観測点の設営を許可していただいた、伊吹工務店、長田高校、神戸常盤女子高校、志里池小学校、真陽小学校、神戸市下水道局の関係各位に厚く御礼申し上げます。また観測は、鈴木三四郎(関西大学助教授)、井上隆二(日本建築総合試験所)、高橋正義(東京大学地震研究所)、坂上 実(同)各氏の尽力に依るものであります。KWCの記録は科学技術庁防災科学技術研究所により提供されたものであり、ここに厚く御礼申し上げます。本稿を改善する上で、査読者の岩田知孝氏ならびに久田嘉章氏より頂いたコメントは大変有益でした。

文 献

- HASKELL, N. A., 1953, The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17-34.
- 藤田和夫, 1996, 阪神地域活断層調査について, 大阪湾の深部構造を考える・資料集, 断層研究資料センター, 1-10.
- INOUE, R., S. SUZUKI, K. KUDO, M. TAKAHASHI, and M. SAKAUE, 1996, A Detailed Survey on the Damage of Buildings During the Hyogoken Nanbu (Kobe) Earthquake with References to Aftershock Data and Geology, *Proc. of 11th WCEE*, No. 1253.
- 石田 寛, 1992, 地震観測記録を用いた伝達関数の評価手法に関する検討, 日本建築学会関東支部研究報告集, 構造系, 13-16.
- 入倉孝次郎, 1995, 兵庫県南部地震の強震動と被害の特徴, 京大防災研究所年報, **38A**, 53-67.
- IWATA, T., K. HATAYAMA, H. KAWASE, K. IRIKURA, and K. MATSUNAMI, 1995, Array Observation of Aftershocks of the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake at Higashinada Ward, Kobe City, *J. Nat. Disas. Sci.*, **16-2**, 41-48.
- IWATA, T., K. HATAYAMA, H. KAWASE, and K. IRIKURA, 1996, Site Amplification of Ground Motions during Aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake in Severely Damaged Zone -Array Observation of Ground Motions in Higashinada Ward, Kobe City, Japan, *J. Phys. Earth*, **44**, 553-561.
- 地盤工学会阪神大震災調査委員会, 1996, 阪神・淡路大震災調査報告書(資料編 Vol. 1), 64-70.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南 淳, 1993, 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 第22回地震工学研究発表会, 199-202.

- KATAO, H., N. MAEDA, Y. HIRAMATSU, Y. IIO, and S. NAKAO, 1997, Detailed Mapping of Focal Mechanisms in/around the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake Rupture Zone, *J. Phys. Earth*, **45**, 105-119.
- 川瀬 博・佐藤智美・松島信一・入倉孝次郎, 1995, 余震観測記録に基づく兵庫県南部地震時の神戸市東灘区における本震地動の推定, 日本建築学会構造系論文集, **476**, 103-112.
- 川瀬 博・林 康裕, 1996, 兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, **480**, 67-76.
- KAWASE, H., 1996, The Cause of the Damage Belt in Kobe: "The Basin-Edge Effect", Constructive Interference of the Direct S-Wave with the Basin-Induced Diffracted/Rayleigh Waves, *Seism. Res. Lett.*, **67-5**, 25-34.
- 川瀬 博・松島信一・R. W. GRAVES・P. G. SOMERVILLE, 1998, 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因—, 地震 **2**, **50**, 431-449.
- 建設省近畿地方建設局近畿技術事務所, 1997, 大阪・兵庫地域の地質構造特性調査業務, 概要版, 59 pp.
- 木下繁夫・香川敬生・宮腰 研・赤沢隆士・鶴来雅人・和田安司, 1996, 常時微動群列測定による神戸地域の地下構造推定, 物理探査, **49-6**, 452-458.
- 気象庁, 1996, 震度を知る—基礎知識とその活用—, ぎょうせい, 238 pp.
- 小林啓美・衣笠善博・長谷川明生・井川 猛・大西正純・溝畑茂治, 1996, 神戸市東灘区における反射法探査, 地震学会講演予稿集, No. 2, A38.
- 神戸市企画局総合調査課, 1980, 神戸の地盤, 254 pp.
- 国土地理院, 1996, 都市圏活断層図, 須磨, 日本地図センター.
- 工藤一嘉・高橋正義・坂上 実・鈴木三四郎・井上隆二, 1995, 神戸市西部地区における強震観測と被害分布の詳細調査, 平成 7 年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究, 平成 6 年度文部省科学研究費 (総合研究 A) 研究成果報告書 (課題番号 06306022), 139-146.
- 栗田勝実・山中浩明・松岡昌志・翠川三郎・瀬尾和大, 1998a, 神戸市東灘区における地震動のアレイ観測に基づく地盤震動特性, 日本建築学会構造系論文集, **507**, 179-186.
- 栗田勝実・山中浩明・瀬尾和大, 1998b, 兵庫県南部地震の余震記録を用いた神戸市東灘区の地盤増幅特性の評価, 日本建築学会構造系論文集, **509**, 183-190.
- 栗田勝実・山中浩明・瀬尾和大, 1998c, 数値シミュレーションによる兵庫県南部地震の余震記録の解釈, 構造 B-2, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 133-134.
- 共同強震観測グループ, 1995, 兵庫県南部地震震源域における共同強震観測, 平成 7 年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究, 平成 6 年度文部省科学研究費 (総合研究 A) 研究成果報告書 (課題番号 06306022), 124-126.
- LYSMER, J. and L. A. DRAKE, 1972, A Finite Element Method for Seismology, *Methods in Computational Phys.*, **11**, 181-216.
- 松島信一・川瀬 博・R. W. GRAVES・P. G. SOMERVILLE, 1998, 1995 年兵庫県南部地震の余震観測記録のシミュレーションによる震源メカニズム及び基盤速度構造の推定, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, 第 1 分冊, 691-696.
- MOTOSAKA, M. and M. NAGANO, 1996, Analysis of Ground-Motion Amplification Characteristics in Kobe City Considering a Deep Irregular Underground Structure—Interpretation of Heavily Damaged Belt Zone during the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake—, *J. Phys. Earth*, **44**, 577-590.
- 永野正行, 1998, 2 次元 FEM を用いた段差状不整形地盤における表面波の励起と地震動の増幅干渉メカニズムの検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 B-2, 193-194.
- 永野正行・大野 晋・古山田耕司・加藤研一, 1998, 兵庫県南部地震時の神戸市内における基盤地震動および地盤増幅特性, 日本建築学会構造系論文集, **511**, 77-84.
- NAGANO, M., 1998, Amplification Characteristics of Ground Motions in Deep Irregular Underground Structure with Vertical Discontinuity, *Proc. of 2nd Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, **2**, 859-866.
- PITARKA, A., K. IRIKURA, T. IWATA, and T. KAGAWA, 1996, Basin Structure Effects in the Kobe Area Inferred from the Modeling of Ground Motions from Two Aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 563-576.
- PITARKA, A., K. IRIKURA, and T. IWATA, 1997, Modeling of Ground Motion in the Higashinada (Kobe) Area for an Aftershock of the 1995 January 17 Hyogo-ken Nanbu, Japan, Earthquake, *Geophys. J. Int.*, **131**, 231-239.
- 佐野正人, 1998, 大阪盆地の内部構造と伏在活断層, 大阪盆地の内部構造と伏在活断層・地盤・強震動・「震災の帯」, 断層研究資料センター第 11 回セミナー, 6-23.
- 住吉リニアアレイ地震観測グループ, 1995, 神戸住吉での南北縦断リニアアレイによる地震・常時微動合同観測, 平成 7 年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究, 平成 6 年度文部省科学研究費 (総合研究 A) 研究成果報告書 (課題番号 06306022), 155-178.
- TAJIMI, H., 1980, A Contribution to Theoretical Prediction of Dynamic Stiffness of Surface Foundations, *Proc. of 7th WCEE*, **5**, 105-112.
- 山中浩明・石田 寛, 1995, 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, **468**, 9-17.
- YAMANAKA, H. and S. AOI, 1996, Estimation of Basement Depth along the Sumiyoshi River in Kobe City—Travel Time Analysis of P-, S- and SP waves from an Earthquake Array Observation, *J. Phys. Earth*, **44**, 543-552.

- 安井 譲・井口道雄・赤木久真・林 康裕・中村 充,
1998, 1995 年兵庫県南部地震における基礎有効入力
動に関する考察, 日本建築学会構造系論文集, **512**,
111-118.
- Yokoi, T., 1996, A Later Phase Detected by Tripartite
Observation at Sumiyoshi, Kobe, J. Phys. Earth, **44**,
601-611.