第23回地盤震動シンポジウム(1995)

1995年兵庫県南部地震で試された 地盤震動研究

1995.10.13

日本建築学会　構　造　委　員　会
振動運営委員会　地盤震動小委員会

The 23rd Symposium of Earthquake Ground Motion (1995)

Recent Earthquake Ground Motion Researches
Examined by the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake

October 1995
Tokyo

Sponsored by Architectural Institute of Japan

第23回地盤震動シンポジウム（1995）
1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究

CONTENTS

The 23rd Symposium of Earthquake Ground Motion

(1995)

Recent Earthquake Ground Motion Researches Examined by the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake

1．主 旨 説 明

第２３回地盤震動シンポジウム開催にあたって

主　旨　説　明

Preface

北　川　良　和
Yoshikazu　KITAGAWA

第２３回地盤震動シンポジウムを迎えるにあたり、関係各位の御尽力・御支援に対して、地盤震動小委員学会主査としてここに厚く御礼申し上げます。

地盤震動小委員会では歴代の主査のもと、毎年時宜に応じたテーマでシンポジウムを開催して参りました。また1993年(平成５年)には、この１０年間の地盤震動、特に地震動評価に係わる研究，技術の進歩・蓄積をふまえ､｢Earthquake Motion and Ground Conditions」を出版しました。これを機に当面の小委員会の活動方針として、地震防災に係わる地盤震動の諸問題の発掘・整理・方向づけを行うよう努力しております。

折しも、1995年１月17日午前５時46分兵庫県南部を震源とするマグニチュード 7.2の直下地震が発生しました。この地震は震源域を中心に5,500人以上という戦後最大の人命を奪うとともに、建物・家屋被害11万棟以上、被害総額９兆5000億以上等、莫大な人的・物的被害をもたらし、戦後最大の惨事となりました。神戸という近代都市で発生した地震災害としては世界的にも稀なもので、想像を絶するものであります。又この災害は、都市直下で発生する地震の驚異を地震工学・耐震工学・都市防災学等各分野に携わる研究者、技術者に示しました。

地震災害を理解する上で、地震動強さ及びその分布の評価は基本となります。今回の地震では強震観測記録も多く得られてはいますが、あくまでも断片的な点としての情報であり、面的な評価が必要とされています。正に地盤震動的な取り組みが重要な役割を演じるものであり、これまでの地盤震動研究に一石を投じるものであると云っても過言ではありません。このような状況のもと、今回のシンポジウムでは、「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」と題し、地盤震動研究の果たすべく役割を明らかにすべく企画されております。

我国に於ける代表的な直下地震である濃尾地震からちょうど100年目にあたる1991年(平成３年)に第19回地盤震動シンポジウムとして「都市直下の地震と地盤震動」をとりあげ、表１に示すような項目・内容について討議を行いました。今回の地震はこの中で指摘されたことと今回の地震で新たに分かったこととの整合性はどうか、「震災の帯」をどう考えるのか、これまでの手法・知見でどこまで現象を説明できるのか等多くの問題を提起しております。今回の地震の概要を表１に、今回のシンポジウムで提供して戴く話題セッティングの背景の概要を以下に示します。

「兵庫県南部地震で提起された常識と非常識」では、専門家から一般に対するメッセージとして活断層に基づく地震動予測と震源域での強震動を取り上げました。前者については活断層の概念，その精度等、後者については強震動にみられる特徴，断層破壊

建振協・技術参与，工博
Director, Japan Association for Building Research Promotion, Dr. of Engineering

と強震動特性との関係等であります。「兵庫県南部地震と地盤震動」では、地盤震動の観点から微動余震観測からみられる地下構造の地震動への影響，１次元・２次元・３次元地盤構造モデルでの地震動評価等､強震動と地盤構造との関係，地盤の非線形性の地震動への影響を取り上げました。特別講演「福井地震と兵庫県南部地震を比較して」では、昭和23年の福井地震後に設定された震度７についての解釈等、当時被害調査に参加され貴重な御体験をお持ちの小林先生に御講演をお願いしております。「過去の被害地震に対する知見からみた兵庫県南部地震」では、”直下地震としての側面とそうでない側面とどう異なるか”といった観点から1923年発生した海洋型地震の代表である関東地震を、”大きな加速度により石が飛んだ”等震源域での物体の跳躍現象の観点から1984年発生した長野県西部地震を、”なぎさ現象ってほんと”といった観点から不整形地盤や盆地構造の影響等について1985年発生したメキシコ地震を、近年発生し最も類似点の多いノースリッヂ地震(1994年)を、高密度微動測定や地震観測が実施されその結果の生かし方が問われている釧路沖地震(1993年)を取り上げました。

これらの話題提供をもとに総合討論では地盤震動研究で分かったこと，分からないことを整理しつつ、地盤震動研究の果たすべき役割について会員各位と討論を行い、地盤震動の観点から地震災害の軽減に少しでも役立てれば幸いと考えております。

付－１　兵庫県南部地震の概要

１．発震機構

地震メカニズムは走行・傾斜・滑り角がそれぞれ233°，85°，165°で、N233Ｅ/N53Ｅを走行とする右横ずれ断層である。３個の小断層が連動して破壊した。地震モーメント(Ｍo)は2.5×10^{25}dyn･cm，断層面積は$40\times10km^2$，地表による相対変化量は2.1ｍ，応力降下量は100～200bar，主破壊の継続時間は11秒とされている（菊地他による）。

２．地形・地質・地盤

神戸市の中心地域は六甲山麓から海岸までわずか３km程度の幅で東西方向20kmにわたって同様の地形・地質・地盤条件が連なっている。神戸市の地形の特徴として中小河川が多いこと、またその河川が付け替えられていることがあげられる。現在の神戸市の中心地三宮を南北に走るフラワー通りは旧生田川であり、現在は新神戸を起点として東側に付け替えられている。

３．被害分布

気象庁は神戸・州本を震度６とした。その後の現地調査により、神戸市，須磨区，長田区，兵庫区，灘区，東灘区，芦屋市，西宮市及び宝塚市の一部に震度７を適用した。この地域は神戸市の海岸線と六甲山麓の丁度中間に位置し、東西に帯状に広がっている。~~この地域は~~この地域は震度７の「震災の帯」と呼ばれている。

４．強震記録

800cm/s^2，100cm/sに迫る記録が多いものの、神戸の強震計の数は東京などと比べて少ない。神戸海洋気象台以外の記録としては関西電力，大阪ガス，関西地震観測研究協議会，運輸省港湾技研，阪神高速，建設省近畿地建，神戸市，ＮＴＴ，ＪＲ，各ゼネコンによる強震記録がある。神戸市での最大加速度値は山側で500～600cm/s^2，海側で300～800cm/s^2と幅が大きい。地盤の性質によって最大値は変動している。又ポートアイランドのように液状化により加速度の減少が見られる。最大速度値は前述の「震災の帯」に沿って100cm/sのレベルに近いかあるいはそれ以上の場所がある。なお高さ20ｍ程度の丘の上にある神戸海洋気象台の記録には地形の影響が含まれている。

５．過去の強震記録との比較

我国では、ノースリッジ地震におけるタルザナの記録(1.8G)、破壊能としては最大級といわれるシルマー郡立病院の記録のような震源近傍の強震記録はほとんどなかった。神戸海洋気象台の記録は１秒前後で最大の強度を持っている。上下動について，当初大きな被害の原因が上下動にあるといわれたが、数値的には水平動と比べて特に大きくない。絶対量が大きいので水平・上下の比率だけでなく、振幅そのものの大きさ、水平動との同時性（複合効果）に留意する必要がある。

表１　第１９回地盤震動シンポジウム「都市直下の地震と地盤震動」の概要

項　目	内　容
＜Ⅰ.主旨説明＞ 濃尾地震100周年にあたり今都市直下地震を考える。(長橋)	強震動予測を行う上での「直下地震」,「活断層」,「上下動」とそれらの研究のまとめ、都市直下地震として代表的な　1885安政・江戸地震(M=6.9)，1948福井地震(M=7.1)，1945三河地震(M=6.8)の概要等
＜Ⅱ.問題提起＞ 1.直下地震による福井大震災からの教訓 (瀬尾，佐間野)	都市直下に起こる地震の防災対策について、1948福井地震での震後の情報伝達，救援と復旧，避難状況など社会的側面から言及し、その時代背景，社会的背景の違いを考察した総合的検討の必要性を指摘
２.震源近傍観測記録の解釈とその問題点（武村）	震源域における短周期地震動の方位依存性は長周期地震動ほど大きくなく、断層面上の各点までの距離で決まる幾何減衰の影響による方向性が支配的である。等価な震源距離を用いれば点震源に対する遠方場の評価式を用いることも可能。上下動についてはＰ波の多重反射で説明がつく。このとき地下水位の影響は大きい。
３.活断層と地震危険度 （島崎）	比較的広範囲に発生する地震全体を考えると、その発生はランダムであり一般的統計則に従う。特定の震源域での発生経過は確定論則に従っており、その発生モデルは個々の断層，震源について固有の性質が明らかになりつつある。
＜Ⅲ.特別講演＞ 濃尾地震の教訓（村松）	被害と教訓、地震動とその破壊力、断層と地震動の再現、調査結果について話題提供、岐阜で周期２秒，300cm/s^2，95cm/s，30cm
＜Ⅳ.震源域での強震動＞ １.高周波地震動の発生機構とそのモデル（山下）	震源断層モデル発展の歴史、高周波地震動は断層面の破壊過程に敏感である（破壊力学的震源モデルの必要性）。低周波数地震動は食い違いモデルの適用も可能。
２.震源近傍での強震観測 （工藤）	周波数範囲としてDC－100Hz、ダイナミックレンジとして0.01－5,000cm/s^{2}の強震計が 18bit 必要、高周波の上下動についてＰ波成分の寄与が大きいこと、震源近傍では水平動と同等のレベルであることを指摘。
３.震源域における地震動強さの統計的考察 （福島，田中，渡辺）	震源近傍まで適用可能な距離減衰式から、震源域で期待される最大加速度レベルについて、水平動はM＝５～８で400～600cm/s^2，　上下動はM＝８で断層近傍に対して600cm/s^{2}となるが、距離数km以上及びM＝７以下で水平動の90～60%と小さくなる。
＜Ⅴ.地盤震動の諸問題＞ １.都市直下の地震に対する評価手法の諸問題 （石田）	1990年小田原地震（M=5.1）を例に、既往の距離減衰式の適用に注意が必要。大加速度を応力降下量で基準化するなどの工夫が必要。
２.近距離地震の建築構造物への影響（土屋）	1975年大分中部地震での被害建物調査結果から震源に近い中低層ＲＣ造ラーメン構造の建物で、水平動と上下動を同時に受けた場合、建物の応答性状に及ぼす上下動の組合せ効果は側柱について建物の形状により異なるが、中柱については大きい。
３.地盤震動が土木構造物に及ぼす影響（野田）	橋梁の耐震性を考える場合、部材レベルから橋梁構造全体レベルの耐震性を把握することが必要。将来的にハイブリッド装置の応用が可能。ライフライン系のバックアップ体制と冗長性の問題点を指摘。

２．兵庫県南部地震と地盤震動

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

活断層データに基づく地震予測

LONG-TERM FORECAST OF A LARGE EARTHQUAKE ON THE BASIS OF ACTIVE FAULT DATA

島崎 邦彦
Kunihiko SHIMAZAKI

Surface rupture was observed along the Nojima fault, previously identified as an active fault, associated with the Kobe earthquake of 1995. This fault zone is a part of 'precaution fault' identified by Matsuda in 1981. Instead of assuming M7 event on this fault as was done by Matsuda, if we assume that the entire part of this precaution fault ruptures at once, the recurrence interval would be longer and this fault could not be recognized as 'precaution fault.' In general, the data on active faults give us an approximate size and recurrence interval of earthquakes occurring on a particular fault. However, much uncertainty lies in the estimation, because it is difficult to forecast which fault segments break simultaneously at the time of next earthquake. The long-term forecast of occurrence time needs the date of the last event on the fault. However, the occurrence time of the last event has been estimated on only a small number of active faults in Japan and systematic efforts on trenching study of active faults are needed.

0．はじめに

1995年兵庫県南部地震では、活断層として既に知られていた野島断層上で、地震によるずれを生じ、「活断層」が社会的に注目をあびた。また、この地震の震源断層は Matsuda（1981）の提唱する要注意断層 precaution faultの一部に該当し、活断層データに基づく地震予測が行われていた例として興味深い。”既存の活断層データからこの地震がどの程度予測できたのか”については、松田（1995）の解説がある。ここでは角度をかえてこの問いを吟味するとともに、活断層から地震危険度を推定する際の問題点を指摘する。

1．断層、活断層、地震断層

地震波を発生させる震源での運動が、断層運動、すなわち、ある面（断層面）上のずれ破壊であることがわかったのは、わずか30年ほど前のことにすぎない（島崎・松田, 1994）。断層の概念は、もともと地層（あるいは岩体）が或る面でずれているという、路頭での観察から始まったに違いなく、断層が地震の発生によってつくられるとは、当初は予想もされていなかったであろう。すなわち、断層の概念が既に地質学的に確立されていたところに、地震学から急に新しい概念が提出されたのである。このため、様々な言葉の混乱が生じた（例えば杉村、1976）。そして、現在でも多くの誤解や混乱を生んでいるようである。例えば、地震断層と震源断層との混同や、活断層の定義のゆれがある一方で、断層といえば地震が発生する源であろうと短絡される場合もある。

数億年かけて生成された日本列島には、数限りなく傷跡＝断層がある。これらは確かに過去のある時期の地震活動の結果ではあるものの、そのほとんどは既に死滅してしまっていて、現在（および将来）の地震活

東京大学地震研究所、教授、理学博士
Professor of Seismology, Dr. Sc., Earthquake Research Institute, University of Tokyo

動とは全く関係がない。地震が断層運動によるといっても、断層があれば地震が起こると考えるのは全くの早計である。

現在および将来の地震活動に関連する断層を、特に活断層と呼ぶ。この定義には多少のゆれがあるが、筆者は次のような定義を用いている。すなわち、最近の地質時代に繰り返し活動し（ずれて）、今後も活動する（ずれる）と考えられる断層を活断層と呼ぶ。もちろん、活動する（ずれる）時には、地震が発生する。この定義で問題となるのは、「最近の地質時代」である。これを地質時代区分の最新の時代として第四紀とする定義がある。例えば、1995年兵庫県南部地震以後、あちこちで引用された「新編：日本の活断層」（活断層研究会、1991）は「第四紀、つまり約 200万年前から現在までの間に、動いたとみなされる断層を、活断層として扱っ」ている。その中には、第四紀の前半で活動し、現在全く活動していない断層も含まれている。しかし、「今後も活動すると考えられる」点を重視するならば、このような定義は不適当であろう。筆者は「最近の地質時代」を最近数十万年間としている。現在日本列島に働いているテクトニックな力が、いつから働いているかは地域によって異なるだろうし、またその正確な時代も議論がわかれるところである。数十万年というあいまいな定義は、このような事情による。

地下の地震を起こす断層を震源断層、それが地表に達して生ずる食い違いを地表地震断層と呼ぶ。もともと「地震断層」という言葉は、地震によって地表に生じた断層すべてを指していたが、震源断層と混同されやすいので、「地表」をつけて呼ばれるようになり、かつ地震学的に意味のある、震源断層の延長部に限られるようになった。活断層は、もともと地表で見られるものであって、震源断層を指すものではない。このため、「活断層が地震を起こす」という表現は本来不適当である。しかし、地表で認められる活断層の地下の延長部（の震源断層）までを含めて、つい活断層と呼んでしまうことも多い。

活断層の認定には、最近の地質時代に繰り返し活動した証拠が必要である。最近できた地形や地層がずれていることが証拠となる。地下深部の古い地層がずれていても、それだけでは最近の活動か古い活動かは判定できない。浅い、新しい地層がずれているかどうか、が問題なのである。この点、断層と活断層とを混同している人が多い。

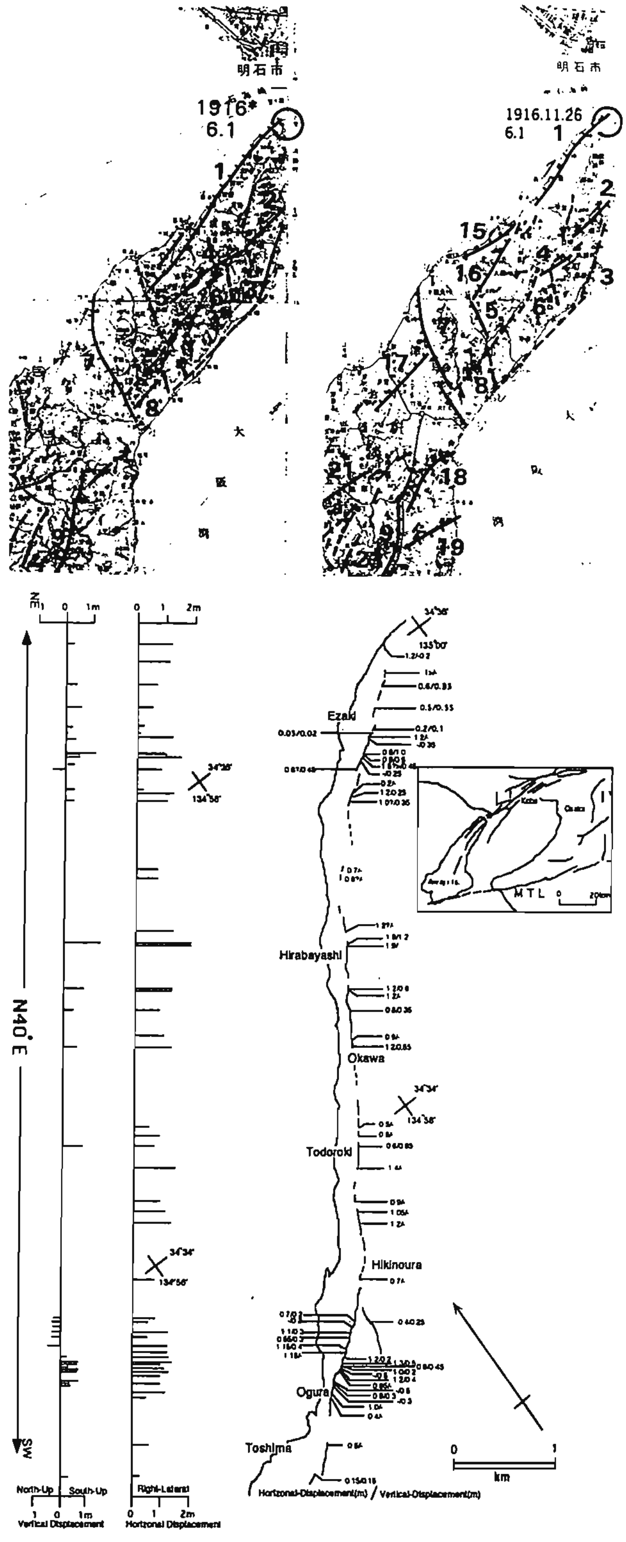


図1 野島断層（ａ）旧版（活断層研究会、1980）（ｂ）新版（活断層研究会、1991）（ｃ）兵庫県南部地震の際の地表地震断層（中田他、1995）

２．野島断層と六甲活断層系

図１に、野島断層を示す。図の（ａ）は旧版の「日本の活断層」（活断層研究会、1980）による。また、（ｂ）は新版の「新編：日本の活断層」（活断層研究会、1991）による。新編では、蟇浦が野島断層の南端となり、一旦途切れて富島より南は水越撓曲と浅野断層となっている。図の（ｃ）は兵庫県南部地震の際の地表地震断層の分布とずれの量（中田他、1995）である。野島断層の位置に地表地震断層が現れている。蟇浦から南にも地表地震断層は連続し、富島にある北淡町役場付近へ達し、地表地震断層の長さは約 9kmである。蟇浦から南の部分は活断層と認定されていなかっ

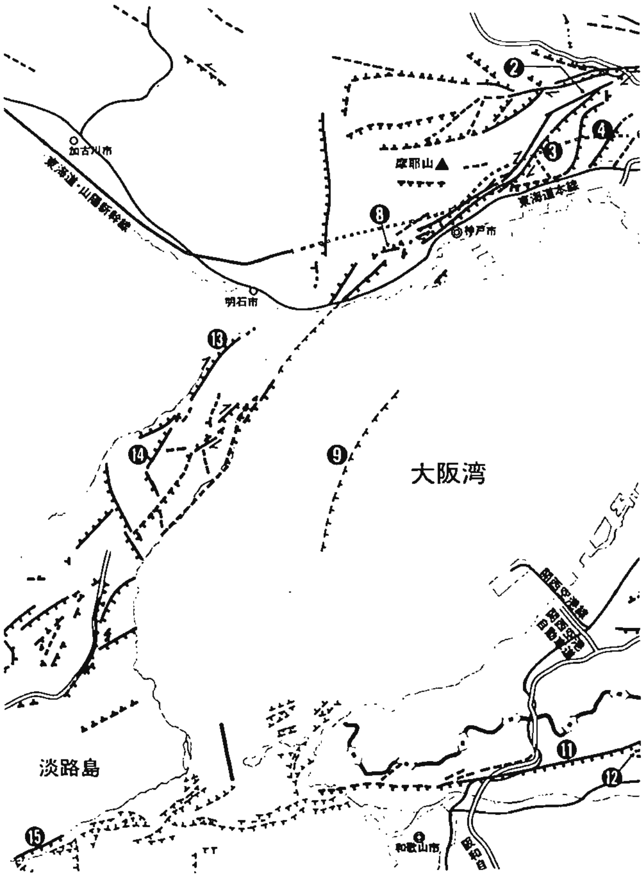


図2 神戸周辺の活断層分布。「新編：日本の活断層」に基づく（イミダス特別編集：活断層、集英社 1995）。

たが、地震後、谷の屈曲などがから活断層であることが判明した。

図２に、「新編：日本の活断層」に基づく神戸周辺の活断層分布図を示す。神戸側には六甲活断層系があるが、今回の地震では地表地震断層は現れなかった。明石海峡には神戸側の須磨断層と淡路島東岸の仮屋断層とを結ぶ海底の（推定）活断層がある。兵庫県南部地震による海底活断層変位の可能性が報告されている（岩淵他、1995）。しかし、明石海峡は水流が速く、海底の多くには岩盤が露出して複雑な地形となっている。このため今回の地震による海底活断層のずれを立証することは難しい。

３．活断層データから予測される地震規模

地震の規模、すなわち震源の規模を表す指標としてマグニチュードＭが用いられることが多い。これは、地震の原因が断層運動であることが判明する以前に導入されたもので、物理的な震源の規模を表現するには地震モーメントMoを用いる。地震モーメントは、断層の長さＬ、幅Ｓ、ずれの量ｕと剛性率との積で表される。一般に震源断層のパラメターu, L, Wは比例関係にある（相似則）ので、MoはＬの三乗に比例する。しかし、内陸の地震の場合には、ある規模に達すると断層の幅が飽和して、Ｗ＝一定となり、地震モーメントは断層の長さＬの二乗に比例するようになる。これは、内陸の地震が（地表から）深さ15km（一部の地域では 20km）までの地震発生層内で発生するためである。よって、この規模（Ｍ 6.8 程度以上）に達した地震では、地震時にその震源断層の一部が地表に達して、地表地震断層が現れることが多い。

この規模の日本の内陸の地震に対しては、地震モーメント（dyne-cm）は断層の長さ（km）によって

$$Mo = 3.8 \times 10^{23} L^2$$

と表される（Yamanaka and Shimazaki, 1990）。一方、マグニチュードと断層の長さＬとには、

$$M = (\log L + 2.9) / 0.6$$

が成り立つ（松田、1975）。なお武村（1990）に従えば、武村の導いた地震モーメントとマグニチュードとの関係式を用いて、上の式から下の式に極めて近い式 $M = (\log L + 2.93) / 0.585$ を導くことができる。

これらの式を用いれば、断層の長さから地震の規模を推定することが可能である。しかし、ここに大きな問題が存在する。それは、一回の地震で同時に幾つかの活断層がずれるため、地震の規模の推定には、同時にずれる断層を特定しなければならないことである。そして、これらの断層の長さを足し合わせなければ、その規模を推定することはできない。今回の兵庫県南部地震でも、淡路島の野島断層とともに、地表には現れないものの神戸側の断層がずれた。

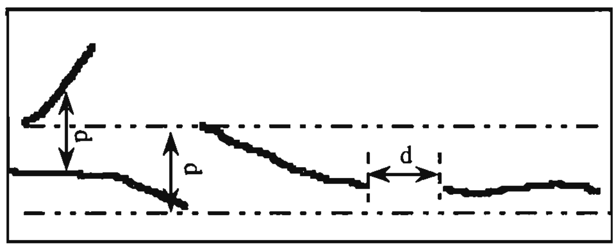


図３起震断層系の認定

松田（1990）は地震時に同時にずれる断層の集まりを起震断層系と呼び、既存の活断層分布から起震断層系を推定する手法を提案している。松田他（1983）は、過去の内陸の地震の地表地震断層分布から次のような特徴を見いだした（図３）。すなわち、地表地震断層は一定距離の幅内に収まり、地表地震断層がその走向方向に飛びを生ずる場合も、飛びの大きさがほぼ同じ距離内に収まる。さらに、離れて走向の異なる地表地震断層がある場合も、主断層からその中点までの距離がほぼ同様の距離となる。島崎他（1985）は、この距離を 3kmとして起震断層系を推定し、地震危険度を求めた。この時のデータによれば、野島断層からは M6.7 の地震が、六甲断層系からは M7.3（断層長 30km）の地震が想定されていた。また、松田（1990）では、起震断層系を推定する際の距離として 5kmを用いて、起震断層系として、淡路島西岸断層を特定し、断層長13km、M6.7 とした。六甲断層帯は断層長は 47km、M7.6と推定されている。ただし、後者の推定

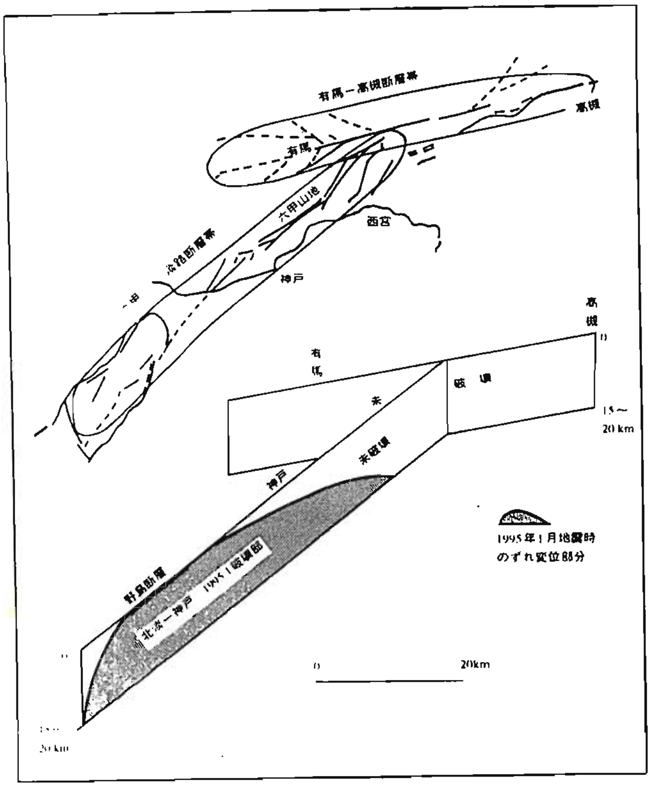


図4 六甲－淡路断層帯と有馬－高槻断層帯（松田、1995）

は過大評価で 3kmも 5kmも差がないように思われる。なお、これらは旧版の「日本の活断層」（活断層研究会、1980）によるもので、明石海峡の推定活断層は含まれていなかった。

新版の「新編：日本の活断層」（活断層研究会、1991）に基づき、明石海峡海底の推定活断層を考慮すると、神戸側と淡路島側はともに同一の起震断層系に属することになり、長さ60kmの長大な起震断層系（M7.8）となるであろう。松田（1995）の六甲－淡路断層帯に相当すると思われる（図4）。これには、淡路島の東岸断層と野島断層が含まれている。なお、Matsuda (1981) の要注意断層では、有馬－高槻構造線も含み、有馬－高槻－六甲断層帯と呼ばれている。このように長大な断層を考慮しているが、推定したマグニチュードは7（ただし、7と8の区分しかない）となっている。

いずれにせよ、今回同時に活動した活断層のみを、事前に予測することは困難である。それ故、地震規模の正確な推定も難しい。なお活断層分布から、地震時に同時に活動する活断層を認定するには、別の問題も存在する。すなわち、長大な活断層系の場合、全体が同時に活動するのか、幾つかの部分に分かれて（別の地震として）活動するのか、という問題である。前者は一括放出型、後者は分割放出型と呼ばれている（松田、1990）。

4．活断層データから予測される地震発生時期

地震発生時期の予測には、通常、当該活断層からの地震の繰り返し発生間隔と最後の地震の発生時期が用いられる。繰り返し発生間隔は一定ではないが、正規分布（正確には対数正規分布）に従い、標準偏差は平均間隔の20％程度である（Nishenko and Buland, 1987）。なお、同一断層から地震が繰り返し発生する場合、ずれの量と間隔との間に規則性が認められている（Shimazaki and Nakata, 1980）が、通常は発生年代しかわからないので、適用困難である。

活断層の過去の地震履歴を知るのに最も有効な方法は、トレンチ調査法である。これは地中に保存されている地表地震断層の跡を発掘して、その年代を求める方法で、新しい地層が切れ目なく堆積する場所で行わなければならない。最後の地震は地表付近の最新の地層に記録されているので、普通深さ数メートルの穴をパワーシャベル等で掘削する。

活断層の平均変位速度 s（mm/年）が推定されている場合には、地震歴が不明でも、次式によって大雑把な繰り返し間隔T（年）を求めることができる（島崎、1992）。

$$T = 80\,L / s$$

なお、平均変位速度は次のようにして求める。例えば、12万年前に隆起して出来た海成段丘が120mずれていれば、その平均変位速度は 1mm / 年である。平均変位速度が推定できない場合でも、そのオーダーは推定可能で活動度として表される（活動度 A：s = 10 - 1mm /年、B：s =1 - 0.1mm / 年、C：s =0.1 - 0.01mm / 年）。

一方、最後の地震の発生時期を知るには、歴史地震資料から特定される場合を除き、上記のトレンチ調査などの地質学的手法を取らねばならない。野島断層、六甲断層系ともに最後の地震の発生時期は知られていない。トレンチ調査法などで、過去の地震歴が明かとなっている活断層はごくわずかに過ぎず、ほとんどの活断層は未調査のままである。今後の系統的な調査に期待したい。

前節で推定された断層の長さをもちいて、繰り返し発生間隔を推定してみよう。なお、平均変位速度は野島断層で 1mm / 年（旧版では単に活動度Bとのみ記されている）、六甲断層系で 0.8mm / 年である。ただし、六甲断層系では五助橋断層の右横ずれ変位速度 0.8mm / 年と甲陽断層の縦ずれ変位速度 0.8mm / 年とを合成して 1.1mm / 年、或いは他の断層も併走していることを考慮してもっと大きな値とするべきかもしれない。まず、野島断層では約 1000 年の繰り返しが予想される。断層長 30kmの六甲断層系では 3000 年或いは s=1.1 を用いて 2200 年となる。なお、全長 60km の六甲－淡路断層帯では s=1 を用いて 4800 年と予想される。この推定では一度の地震で全体がずれる一括

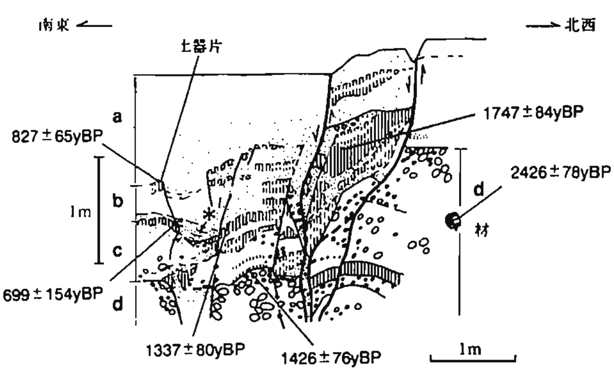


図5 野島断層（梨本-小倉）トレンチ調査断面スケッチ（鈴木、1995）

放出型を仮定している。分割放出型では、断層の長さが短くなるので、繰り返し間隔も短くなる。

上の式からわかるように、繰り返し間隔の推定には、地震の規模の推定と同様の問題がある。すなわち、あらかじめ同時にずれる断層を特定しなければならない。この特定によってはじめて、断層長が定まるからである。

Matsuda (1981) は、有馬－高槻－六甲断層帯（野島断層も含まれる）を要注意断層とし、平均変位速度0.8mm / 年、繰り返し間隔2000年と記している。上式に当てはめれば、断層長L=20kmとなり（M7の推定と整合する）、分割放出型を仮定したことになる。要注意断層の根拠は、繰り返し間隔が2千年なのに、歴史時代に（1000年以上）地震がないことである。Matsuda (1981) は、繰り返し間隔の半分以上地震がないままに経過した場合、要注意断層としている。

ここで注意したいのは、要注意断層かどうかの判定が可能なのは、平均変位速度の大きな（活動度Aクラスの）活断層に限られることである。地震の繰り返し間隔が2000年より短く、歴史時代に活動がなければ、要注意断層となる。しかし、上式からわかるように、ある程度大きな断層長の活断層を考えれば、繰り返し間隔が2000年より短いのは、平均変位速度の大きな活断層のみとなる。要注意断層だけを注意すれば良いという誤解があるようだが、ほとんどの活断層は要注意かどうかの判定ができていないことに留意したい。

兵庫県南部地震発生後、一月末に野島断層でトレンチ調査が行われた。図5はその壁面のスケッチである。2000年前の礫層が約120cm上下にずれており、このうち50cmが今回の地震でずれた（鈴木、1995）。今回の地震を含め、2000年間に2～3回の地震が起き、兵庫県南部地震の前の地震は12世紀半ば以降に発生したと推定されている。今年度さらに野島断層のトレンチ調査が予定されているので、"野島断層のトレンチ調査が事前に行われていたら、兵庫県南部地震の発生は予測できたか？"の答は、これらの調査の結果を待つことにしたい。

5．活断層データから予測される震源過程

地表の断層線に見られる複雑な形状が、地震の破壊過程を支配しているという指摘がこれまでなされてきた（例えば、Segall and Pollard, 1980）。実際、今回の兵庫県南部地震でも、野島断層上の変位分布と広帯域地震計のP波波形との相関が指摘されている（Yomogida and Nakata, 1995）。

活断層分布から将来起こる地震の震源過程を推定した例はこれまでないが、先駆的な試みとして、佃（1990）による中央構造線活断層系と糸魚川－静岡構造線活断層系のバリアの推定がある。佃は日本国内に起こった過去の大地震を調べて、Sibson (1986) と同様に、圧縮性バリアから破壊が開始し、引張性バリアで

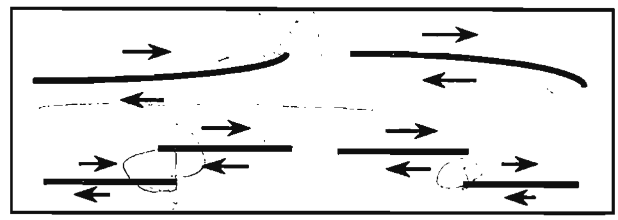


図6 圧縮性バリア(左) と引張性バリア(右)

は破壊が停止しやすく余震活動が活発になる、という傾向を示した。ここで、圧縮（引張）性バリアとは、断層の形態、すなわち飛びや曲がりが断層近傍に圧縮（引張）をもたらすような状態を指し、Sibson (1986) の antidilatational (dilatational) jog に対応する（図6）。

図2からわかるように、兵庫県南部地震の震源断層（右横ずれ断層）を大局的にみれば、明石海峡で右に飛んで（ステップして）いる。すなわち、明石海峡部は引張性バリアに対応している。一方、六甲断層系の走向を見ると、明石海峡に近づくにつれて左に曲がる傾向を持っており、特に海峡部の走向はより南北に近く、圧縮性バリアを形成していることがわかる。震源過程解析（吉田他、1995）でも、初期破壊は神戸側の断層の海峡延長部にあり、かつこの部分は相対的に逆断層成分が大きいという結果が得られている（図7）。東西圧縮の場にあることを考えれば、逆断層成分は走向が南北に振れていることを示唆している。佃（1990）は、圧縮性バリアか引張性バリアかどうかが、「断層のある部分で地震活動が始まったときそれが次の大きな破壊に発展する可能性があるかないのか（前震なのかどうか）という問いに対して、なにか答える材料を提供してくれるかもしれない」と述べている。実際、兵庫県南部地震の前日夕方に、明石海峡で前震が発生したが、この部分が圧縮性バリアであるという指摘はされていなかった。このように断層の走向から、破壊の開始点を予想することは可能であったかもしれない。しかし、野島断層の破壊へ伝播することは予想しにくい。むしろ、淡路島の東岸に沿って、仮屋断層などへ

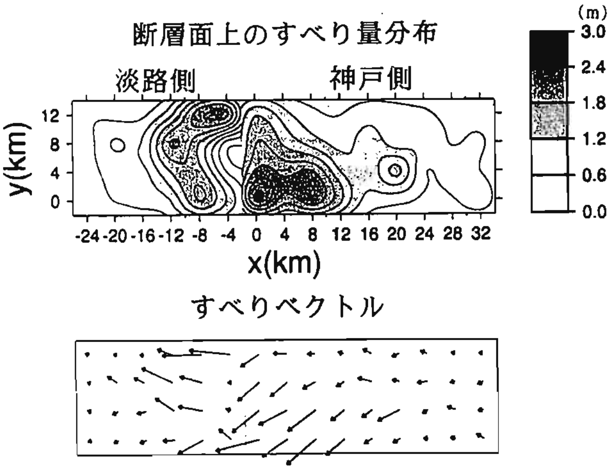


図7 兵庫県南部地震のすべり量分布（吉田他、1995）。x=y=0 が破壊開始点。

破壊が伝播すると予想するのが自然であろう。

神戸側の断層で地表変位が見られず、明石海峡付近を除くと、地下の断層変位も1mを超えないような小さな変位しか推定されていない（吉田他、1995；図７）のはなぜだろうか？一つの可能性として、神戸側の断層の強度が強く、十分破壊されなかったと考えることができる。この場合には、歪みが残ったままになっているので、神戸側の地震危険度は減少していないことになる。もう一つの可能性は、遠くない過去に神戸側で地震が起こり、今回の地震前の歪みの蓄積が少なかったという考えである。地表地震断層を生じ地表付近で大きな変位があったとすれば、今回地震断層が現れなかったことも説明がつく。候補の地震としては1596年慶長のいわゆる伏見大地震（M7 1/2）があげられる。この地震で須磨寺は大きな被害を受けた。この地震が六甲断層系と淡路島東岸の断層の活動によったのであれば、今回の地震に関する二つの疑問、なぜ淡路島東岸の断層が活動しなかったのか、また、神戸側で地表地震断層が現れず変位量が小さかったのかが解決する。しかし上記の仮説は現段階ではまだ想像の域を出ず、その当否を論ずるには各活断層の地震履歴の解明を待たねばならない。

活断層で発生する地震の震源過程の予測には、断層の形態のみならず、各断層セグメントでの地震履歴の解明が必要であろう。

6．断層変位に対する地震工学

活断層の位置は、10m以下の精度で推定可能である（例えば、中田・岡田、1990）。よって、十分な敷地が確保できる場合には、活断層を跨がないように建造物の位置を選定すべきであろう。

高速道路など、活断層を跨がなければならない構造物に対しては、まず、活断層を跨ぐ地点を選ぶ必要がある。断層変位の点からは、活断層の変位が小さい箇所、或いは（活断層セグメントの飛びのため）変位がない箇所を選ぶべきである。また構造物の面からは、復旧が容易となる箇所とする。すなわち、トンネルや橋などで活断層を跨ぐのは避けたい。さらには、活断層調査を十分行って、その危険度が無視できない場合には、活断層変位を考慮した構造、不連続構造や変位を少しづつ吸収する構造とすべきである。

文献

岩淵洋・春日茂・穀田昇一・沖野郷子, 1995. 月刊地球号外, 13, 117-122.

活断層研究会, 1980. 日本の活断層, 東京大学出版会, 363pp.

活断層研究会, 1991. 新編：日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp.

松田時彦, 1975. 地震, 28, 269-283.

Matsuda, T., 1981. Maurice Ewing Ser., Amer. Geophys. Union, 4, 279-281.

松田時彦, 1990. 東京大学地震研究所彙報, 65, 289-319.

松田時彦, 1995. 月刊地球号外, 13, 90-94.

松田時彦・Wesnousky, S. G.・Scholz, C. H.・島崎邦彦, 1983. 地震学会講演予稿集昭和58年度秋季大会, 161.

中田高・岡田篤正, 1990. 活断層研究, 8, 59-70.

中田高・蓬田清・尾高潤一郎・坂本晃章・朝日克彦・千田昇, 1995. 104, 127-142.

Nishenko, S. P., and R. Buland, 1987. Bull. Seismol. Soc. Amer., 77, 1382-1399.

Segall, P., and Pollard, D. D., 1980. J. Geophys. Res., 85, 4337-4350.

島崎邦彦, 1992. 月刊地球号外, 5, 78-79.

島崎邦彦・松田時彦, 1994. 地震と断層, 東京大学出版会, 239pp.

Shimazaki, K., and T. Nakata, 1980. Geophys. Res. Lett., 7, 279-282.

島崎邦彦・松田時彦・S. G. Wesnousky・C. H. Scholz, 1985. 地震学会予稿集昭和60年度春季大会, 293.

Sibson, R. H., 1986. A. G. U. Monograph, 37 (Maurice Ewing Ser., 6), 157-167.

杉村新, 1976. 地質学論集, 12, 3-13.

鈴木康弘, 1995. 太田陽子・島崎邦彦編「古地震を探る」, 210-215, 古今書院.

武村雅之, 1990. 地震, 43, 257-265.

佃栄吉, 1990. 構造地質（構造地質研究会誌）, 35, 103-112.

Yamanaka, Y., and K. Shimazaki, 1990. J. Phys. Earth, 38, 305-324.

Yomogida, K., and T. Nakata, 1995. J. Natural Disaster Sci., 16, 11-19.

吉田真吾・纐纈一起・芝崎文一郎・鷺谷威・加藤照之・吉田康宏, 1995. 日本地震学会講演予稿集1995年度秋季大会, A76.

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

震源域での強震動

Strong Ground Motion in Near Source Region

若松　邦夫
Kunio WAKAMATSU

More than 10 strong ground motion records in the near source region were obtained during the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake. This paper describes the characteristics of strong ground motion estimated from these seismograms. A serious damage was caused in the Hanshin area because of a comparatively shallow earthquake. The characteristics of strong ground motion, however, such as attenuation of maximum acceleration, the acceleration ratio of horizontal to vertical and the cause of large vertical acceleration were almost interpreted from the past earthquake ground motion researches. But it is recognized that the strong ground motion in the near source region are greatly influenced by source mechanism, rupture directivity and asperity on the fault surface. Therefor, the wave form in the near field is different from due to the relative location between the fault plane and the observation point. It is a future important problem in seismic design how to consider the strong ground motion in the near source region.

1．はじめに

1995年兵庫県南部地震の際には、十分とは言えないまでも、断層近傍においていくつかの強震記録が得られ、今後の地震動・地盤震動研究あるいは耐震設計の発展等に大いに寄与するものと期待される。被害地震の震源域における強震動が複数観測されたのは、恐らく我が国では初めてのことであろう。これらの強震記録に対して既に種々の角度から数多の研究が行われており、1995年度建築学会大会梗概集（日本建築学会）や第23回地震工学研究発表会講演概要（土木学会・耐震工学委員会）等に成果がまとめられている。ここでは先ず、それらの研究から今回の地震がどのようなものであったかを概観した後、主として震源域の強震記録に着目し、断層近傍の地震動がもつ特徴等について述べることとする。

今回の地震では、震央距離100km以内において、構造物の観測点も含め100箇所以上で地震動が観測された。また、断層から10km程度以内の比較的近距離における地震動も、10箇所程度で記録が得られている。これらの記録は、現時点では最大値あるいはアナログ波形のみの公表もあり、ディジタル値が全て公開されている訳ではないが、既往の研究結果から強震記録の全体的な特徴をまとめると大よそ以下のようになる。

①先ず水平成分の最大振幅について、最大加速度の距離減衰特性は既往の経験式と整合性があり[1),2),3),4),5)]、今回の地震が特別大きな地震ではなかったと言えること。但し、最大速度については既往の経験式と整合性があるとしたもの[3),4),6)]と経験式より大きかったと評価するもの[5)]とがある。②水平成分に対する上下成分の最大加速度比（V/H）が1を超える測点がいくつか認められたが、それらは埋め立て地盤や液状化サイトあるいは建物の地下の観測点に多く、非線形性[1),4)]や相互作用の影響によるものであろうと判断される[1)]こと。それらを除けば、V/Hは平均的に従来から言われている1/2～2/3程度である[1),4)]こと。③最大加速度分布を見ると、断層が破壊した方向に当たる東北東方向は加速度が大きく、明らかにディレクティビティの影響が認められる[1)]こと。④最大主軸の方向から、震源メカニズムの影響が顕著に認められる[1)]こと。⑤断層近傍の波形にはマルチプル・ショックによる破壊過程が明らかに見られる[7),8)]こと。⑥埋め立て地盤等では明瞭な液状化現象が記録されたこと。⑦818galを記録した神戸海洋気象台の記録にはある程度の地形効果が認められ[9),10),11)]、設計等にそのまま用いるには注意が必要なこと、等々である。

ここでは以上のような検討結果を踏まえ、主として震源域の強震記録を中心に、そこに見られる地震動の特徴を断層の破壊過程等と対比させながら検討すると共に、

大林組 技術研究所　Technical Research Institute, OBAYASHI CORPORATION

今回の地震の際にマスコミ等の報道でいくつか気になったこと等を取り上げ、事実はどうであったのかを観測記録に照らして述べてみたいと思う。

2. 震源域での強震記録に見られる特徴

ここでは、震源近傍の観測記録を基に、記録に見られる震源メカニズムや移動震源効果の影響を明らかにすると共に、震源域の記録をシュミレーション等に用いる場合の注意点などについて触れる。現在までに、当方で確認している震源近傍の観測点を図1に示した。同図中、ディジタル量が公開されている地点については、気象庁の震央位置に対する震源接線方向（以下、T方向）の加速度波形を振幅および時刻のスケールを統一して示してある。但し、アナログ波形のみ公表されている西明石，鷹取および宝塚については、NS成分の記録を示した。また、振り切れた神戸本山（以下、本山）および新長田の記録に対しては、スプライン関数によりその部分を補正した。ポートアイランド（以下、ＰＩ）の波形はGL-83mの記録である。これらの記録は、必ずしも全て地盤上の記録ではなく、建物の１階または地下階での記録も含まれている。

1）継続時間および水平最大加速度

有限長の移動震源による実体波の継続時間T_dおよび最大加速度Amaxは以下のように導かれている[12),13)]。

$$T_d = L(1/V_R - \cos\theta/c) \qquad (1)$$

$$Amax \propto \{L(1/V_R - \cos\theta/c)\}^{-1/2} \qquad (2)$$

ここで、Ｌ：断層長さ、V_R：破壊伝播速度，ｃ：Ｓ波速度，θ：破壊の伝播方向と観測点の方向のなす角度である。

今回の地震の、断層長さをＬ＝30km（神戸側の断層線），破壊伝搬速度をV_R＝2.5km/sec，Ｓ波速度をc＝3.5km/secと仮定し、(1)式より破壊の進行方向および直交方向の継続時間を求めると、それぞれ3.5秒および12秒となる。断層面の走行はほぼ東北東であり、実際の記録は図１にみられるように、破壊進行方向（例えば、本山，宝塚，猪名川等）において３乃至４秒程度なのに対して破壊直交方向（例えば、西明石）においては10秒強認められ、良い対応を示している。また、最大加速度の破壊直交方向に対する破壊進行方向の振幅比については、(2)式より大よそ1.5倍程度となる。観測値は、土岐・他[14)]により図２(a)の領域分割から同図(b)のように得られており、平均的に1.5倍程度の振幅比を示し、既往の研究結果と良く一致する。以上のことから、観測記録に見られる継続時間および水平最大加速度の特性は、移動震源の効果を考えることにより大よそ説明される。

2）破壊過程の影響

多数の研究者によるインバージョン等の結果[15),16),17),18)]から、今回の地震は複数の強い破壊を伴ったマルチプル・ショックであったことが報告されている。ここでは、マルチプル・ショックの影響が振幅および位相にどのようにみられるかについて検討する。

震源域における強震記録の内、新長田から本山までの断層近傍のＴ方向の変位波形を図３に示す。図中、絶対時刻が記録されているものは、神戸海洋気象台（以下、気象台）、神戸大、本山およびＰＩの４地点である。その他の記録については、初動がほぼ直線上に並ぶようにペーストアップした。同図から全ての測点について共通に対応付けられる訳ではないが、四つの特徴的な位相を確認することができる。先ず、①，①´の位相は、新長田でやや明確ではないものの気象台から本山まで明瞭に位相を追跡することが出来る。これらは、淡路島北端付近における第一の破壊に対応するものと思われる。②の位相は、振幅はやや小さいが気象台から新神戸変電所へかけて同位相で認められ、新長田では逆転している。位相の向きから判断すると、破壊は新長田と気象台の間で起こったものと考えられ、①，①´の位相とほぼ同程度の速度で東北東に進んでいる。この破壊は振幅から判断するとやや小さかったようにみえる。また、③の破壊は、神戸大の西方で起こり、東の方向へ破壊が進んだ可能性が強い。すなわち、神戸大の東西の振幅を比較すると、神戸大から本山へかけては東方へ行くに従い極めて大きな振幅の成長を示すが、NTT神戸や気象台では振幅は小さく位相が反転し、新長田では位相の対応も困難である。このように強いディレクティビティの効果が認められる。既往の研究結果においても、強い破壊は３回（菊地[15)]によると、淡路島北端と気象台の付近および神戸大の近辺である。また、入倉[16)]によれば、淡路島北端と鷹取の付近および神戸大の近辺である。）起こったことが報告されており、ここに示した解釈はそれらの結果と大よそ対応しているものと考えられる。このように震源域の地震動は、断層面上の破壊強度の不均質な分布やディレクティビティの影響を強く受け、断層面と観測点の位置関係によって、その形状および強さが大いに異なることが分かる。このことは、断層近傍の波形を一義的に特定することは出来ないことを意味している。

3）スペクトル特性および粒子軌跡

図３に示した新長田から本山に至る９観測点（液状化したと思われる記録を除く）の波形の主要動15秒間に対する速度応答スペクトルを示したのが図４である。同図から、周期特性に関して以下のような二つの特徴が認められる。一つは、各測点において周期１秒付近に共通したピークが認められることであり、震源特性（特に、淡

路島北端で発生した第一の破壊[図３中①，①´]の影響が強いと思われる。）によるものと考えられる。もう一つは、周期２秒程度以上の成分であり、各観測点でそれぞれ卓越する周期の異なっているのが認められることである。堆積層上の観測記録についてはその増幅による影響も入っていると思われるが、この卓越周期の違いは前項に示したように三つの破壊の発生時刻と位置、それらと観測点との相対的な位置関係に強く依存し、結果として各観測点毎に固有の時間差をもって各イベントが記録され、スペクトルにもその影響が表れたと解釈される。すなわち、図４に見られるように、③の破壊が神戸大より西方でおきたため、本山は神戸大より若干短周期側にピークがあり、神戸大より西方に位置する観測点においては、神戸大より更に長周期にピークが認められるという具合である。以上のようなことは、太田[5]によっても指摘されている。このように、震源域の強震記録は極めて複雑であり、震源域の記録を設計や他サイトのシュミレーション等に用いる場合いは注意が必要であると思われる。

つぎに、ディジタル値が公開されている各観測点の水平面内の変位波形による粒子軌跡をスケールを統一して図５に示した。同図に見られるように、各観測点の軌跡は最も大きかったと言われている第一の破壊[15),16)]に対応した波動により、ほぼ震央直交方向に最大振幅を示している点で同様な傾向を示している。しかし、振幅については液状化したと思われるサイト（神戸港工事事務所，神戸港第８突堤および東神戸大橋）を除いても大きな差が認められ、比較的長い周期成分を対象とした変位の軌跡にも拘わらず強い地域性のあることが分かる。しかしながら全体的に見ると、岩盤の露頭する山側で小さく、堆積層の厚い海側で大きな振幅を示している傾向はある程度認められ、堆積層による増幅効果が見られる。なお詳細な振幅値の比較については、建物の拘束効果等を含めて今後検討する必要があると思われる。

また、断層のくいちがい境界の位置を推定出来るような粒子軌跡は、今回の検討からは明瞭には認められなかった。

４）上下動について

上下動については当初、特殊な被害形態との関連から、一部の記録に見られた大きな加速度値が注目された。特に近距離の堆積層上の上下動は、推定値よりも大きい傾向が認められるとの報告がある[2]。ここでは、その原因について若干の検討を試みた。

既往の研究[19),20)]から、上下成分が卓越する相対的な生起時間と加速度波形の特徴および生成の要因をまとめると次表のようになると思われる。

	上下動成分の生起時間	加速度波形に見られる特徴	生成の要因
A	Ｓ波到達以前	Ｓ波より短周期 大きな距離減衰	震源* 表層での重複反射
B	Ｓ波部分	①Ｓ波と同等周期	Ｓ波の斜め入射
C	〃	②Ｓ波より短周期	Ｓ変換Ｐ波の 表層での重複反射

*震源から発生するＰ波の振幅は、Ｓ波に比べて圧倒的に小さく、またコーナー周期から推測される卓越周期の違いは高々２倍以下の差である[19)]。

また武村[19)]は、上下動の振幅をしばしば大きいものにする10Hz前後の高周波成分が卓越する条件として、震源からの距離が短いこと、短周期地震波が減衰しにくいことに加えコントラストの大きい沖積地盤の表層（水位の影響も含めて）で大きく増幅されることを示した。

以上の研究結果を踏まえて、今回の地震における震源近傍の上下動成分について見てみよう。図６(a)～(d)に示したのは、硬質地盤で唯一水平成分より上下成分が大きな加速度値を示した神戸大における、(a)：Ｔ方向の変位波形，(b)～(c)：Ｔ方向，震源方向（以下、Ｒ方向）および上下方向の加速度波形である。また、水平および上下成分の加速度フーリエスペクトルを図７に示した。神戸大の上下動記録は地震前に大きなオフセット電圧が生じていたため、１回目の破壊に対応したところで一部スケールアウトしている。しかし、最大値を示すところはスケールアウトしているところでは無く、この部分の波形による議論は意味をもつものと思われる[7)]。今回の加速度記録の上下成分の特徴は、図６(d)に代表されるように全ての観測点でＳ波部分において最大加速度を示していることである。上表の分類は必ずしも震源メカニズムと対応付けられていないが、今回の地震がstrike-slipであることを考えれば、直達Ｐ波の成分が小さいことはうなずける。上表の分類によると今回の上下成分の特徴は、ＢまたはＣに対応することになるが、図７に見られるように上下成分は水平成分に比べ0.1秒辺りの短周期成分が卓越していることからすると、神戸大の上下動はＳ変換Ｐ波の重複反射に因るようにみえる。本サイトは表層に不飽和風化花崗岩が存在すると言われており、その影響が強く表れたものと考えられる。

つぎに、マルチプル・ショックの観点からもう一度波形を見てみよう。図６(a)，(d)に見られるように、上下方向の最大加速度の生起時刻は、２回目（②）の破壊によるＳ波部分と３回目（③）の破壊によるＳ波部分との中間である。この事実からすると、最大値を示した部分は、１回目および２回目の破壊によるＳ変換Ｐ波の上に３回目の破壊によるＰ波が加算されたのではないかと推

測される。図6(e)は、R方向と上下方向の加速度波形のモーションプロダクツである。同図に見られるように、全体的には必ずしも明瞭なP波特性を示していないが、上下動で最大加速度を示した時刻は明らかにP波特性を呈しており、震源メカニズムからは理解し難いが、生起時刻から判断すると3回目の破壊による直達P波の影響が強いものと思われる。以上のことから、マルチプル・ショックの震源近傍において上下動加速度が大きくなった現象は、S変換P波に震源からのP波が加わり、更に観測点の極表層の地盤条件が重なって生じたのではないだろうか。少なくとも、このようなマルチプル・ショックの地震においては、いわゆるS波主要動部の所で上下動が大きな値を示す可能性のあることは指摘できるであろう。なお、ここで示した現象はあくまでも地表面におけるものであり、建物の応答からすれば支持層の震動特性が重要となるため、このような現象をすぐに設計に考慮すべきかどうかは別の問題である。

また、もう一つの上下成分の特徴として以下のようなことが指摘できる。神戸大から北東へ1km程離れた新神戸変電所のT方向と上下方向の速度波形を重ねて図8に示した。上下成分の振幅は3倍に引き伸ばしてある。また、T方向に対する上下方向のフーリエスペクトル比を図9に示した。図8より、上下成分の波形は短周期成分を除けばT方向の波形に極めて良く一致している。また、図9から、0.3秒弱より長周期側ではT方向と上下方向の比率はほとんど変化していないのが認められる。本観測点は六甲山に近い位置にあるが、このことから山側の地盤状況は比較的単純であり、ある程度周期の長い上下成分に関しては基盤が傾斜していることに因るS波の斜め入射で説明できるものと考えられる。このように、震源近傍で且つ断層地形で特徴付けられるようなサイトの上下動は、S波の斜め入射の効果が顕著に認められ、これも上下成分の最大加速度を大きくした一因になっているものと思われる。比較的六甲山に近い観測点では、このような特徴をもつ記録が多く認められる。但し、海側の記録に対してはこのような傾向は認められず、厚い堆積層を有する地下構造の違いを反映しているものと推察される。

今回の記録で上下動が水平動よりも大きかった地点は、ほとんどが埋め立て地盤、液状化地盤あるいは建物地下部である[1),4)]。上下動は水平動に比べて非線形性の影響を受けにくいと考えられるので、震源に比較的近い沖積地盤で多く見られたものと思われる。硬質地盤上の測点は先に述べたように、3回目の破壊に近い神戸大のみであり、表層の不飽和風化花崗岩層の影響により上下動成分が大きく増幅された可能性が強い。その意味では、既往の研究[19)]で指摘されているように、上下動が大きな値を示す条件は、震源からの距離が短く、極表層に大きなコントラスト（水位の影響も含めて）をもつ地盤であるとの指摘に符合する。

最後に、上下動については、以下のようなことも考慮しておくべきではないかと思われる。「縦揺れが強いのは直下地震の特徴」ということが今回の地震でも幾度か報道された。事実震源に近い観測点では、上に述べたようにS波部分で大きな上下動が観測された地点も幾つかある。しかし、直達P波で大きな加速度を示した記録は皆無であるにも拘わらず、今回の地震でも、下から突き上げる衝撃力、下から上へ衝撃的に持ち上げられ地震とは思わなかった等の体験談がいくつもある。これは人間の人体感覚特性に依存するところが大きいと思われる。図10[21)]は、人体の全身を対象とする振動の評価尺度を意味する振動レベル［$20*\log_{10}(a/a_0)$で定義した補正加速度レベルの値；a_0は基準の振動加速度（$a_0=10^{-5}\mathrm{m/s^2}$）］を評価するときに用いられている振動感覚補正曲線である。すなわち、水平および上下の振動を人体感覚という同じ土俵に載せるための補正曲線である。同図にみられるように、3Hz程度以上になると人間は水平動より上下動を良く感じるようになり、8Hz以上の高振動数になると加速度レベルで約3倍程度上下動を良く感じるようになるのである。上下動成分が比較的高振動数であることを考えれば、水平動より小さい上下動であっても上下動をことさら大きく感じてしまうことは十分あり得ることである。体験談からくる上下動に関しては、このような感覚特性も考慮して評価すべきであろう。

3．大阪および震源近傍で得られた記録の比較

今回の地震では、震源に比較的近い超高層建物や免震建物のような長周期構造物には、前者の一部脆性的な被害を除けば、倒壊すると言うような大きな被害は認められなかった。震度Ⅶに耐えたことで耐震安全性が立証されたとの報道も一部に見られた。そこでここでは、震源域における気象台および神戸大の記録と震央距離で約45km離れた大阪大正区の地表および洪積層中GL-56.5mの記録を比較してみた。各観測点と震央との位置関係を図11に、観測波形を図12にそれぞれ示した。大阪大正区の地中地震計が設置されている洪積層のS波速度はVs=360m/secであり、表層地盤の1次周期は約1秒である。同図から、大阪の記録は最大加速度そのものは小さいものの、継続時間は大阪平野の堆積層表面波の影響が強くあらわれ大幅に伸びているのが分かる。各観測点の水平成分の2次元フーリエスペクトルを図13に示す。同図に見られるように、短周期領域では震源近傍の応答が大きいが、2乃至3秒程度より長いやや長周期成分に着目すると、最大加速度で1/3～1/7程度の大阪の地中の記録が震源近傍とほぼ同程度かむしろ大きな応答を示し、震源域と同程度以上のパワーを有していることが分かる。

今回の地震は、$M_{JMA}=7.2$, $M_w=6.9$であり、海溝型の巨大地震に比べると震源から放射される長周期成分はそれほど大きくなかったと思われるにも拘わらず堆積層表面波によりこのような性状を示すことは、今更指摘するまでもないが、いろいろなタイプの地震による表面波の励起を考えると、長周期の地震動に関してより慎重に考える必要があることを示唆しているものと思われる。

以上のことは、地震動の強さや構造物の強度・耐力を表現するときに、関東地震と比較することの妥当性とも関係しているものと思われる。今回の地震でも観測最大加速度値から、関東地震の２倍以上の大きさであったというような短絡的な報道がよく見られた。関東地震イコール300～400galという値のみ一人歩きしているのが現状であろう。地震動の強さが単に最大加速度のみから評価できないことは今更言うまでもないが、ある面では直感的に一般の人に理解してもらいやすいかも知れない。しかし、本当の所は大変分かり難くしているのではないだろうか。最近の構造物は大型化してきており、関東地震当時の短周期構造物がほとんどであった状況とは遙かに様変わりしている。周期領域も考慮に入れた構造物の耐震安全性を分かりやすく、正しく一般の人々に説明することが重要であると思われる。

４．おわりに

震源近傍で得られた強震記録の特徴およびこれらの強震記録を設計やシュミレーション等に用いる場合の問題点について述べた。今回の地震は、震源が浅かったことから極めて甚大な被害を生じたが、震源近傍も含めた地震動の特性、例えば、最大加速度の距離減衰特性，水平動に対する上下動の最大加速度比，大きな上下動を生じた要因等、概ね既往の研究結果から解釈できるものも多くあり、今回の地震が特別な地震ではなかったと考えることもできる。しかし、震源近傍の地震動は断層面上の破壊強度の不均質な分布やディレクティビティの影響を強く受け、断層と観測点の位置関係により地動の強さおよび周期性が大きく変化することが認められた。極めて強く複雑な特性をもつ震源域の地震動をどのように設計に取り込んで行くか今後の大きな問題である。さらに今回は震度Ⅶの激震を記録した極めて強い地震であったが、必ずしも広い周期領域に渡って大きなパワーをもつ地震ではなかったことも地震動の強さを評価する上で注意すべきであろう。

《謝辞》

本研究では、『気象庁の観測記録』、『関西地震観測研究協議会の観測記録』、『同協議会を通じて公開されている神戸市，建設省土木研究所，関西電力株式会社，大阪ガス株式会社および株式会社竹中工務店の観測記録』、『日本電信電話株式会社[22]，住宅・都市整備公団[23]および運輸省港湾技術研究所から御提供いただいた観測記録』、並びに『ＪＲ[24]の観測記録』を使用させていただきました。記して感謝いたします。なお、大阪大正区における地震観測に関しては、大林組技術研究所振動研究室奥田暁研究員の協力を得た。

〈参考文献〉

1)江尻譲嗣，後藤洋三，土岐憲三：兵庫県南部地震における地震動の諸特性；第23回地震工学研究発表会講演概要，平成７年７月.

2)大野晋，丹羽正徳，武村雅之，高橋克也：兵庫県南部地震の岩盤における地震動強さの推定；第23回地震工学研究発表会講演概要，平成７年７月.

3)神山真，松川忠司：1995年兵庫県南部地震における最大地動（最大加速度，最大速度，最大変位）のアテニュエーション特性；第23回地震工学研究発表会講演概要，平成７年７月.

4)福島美光，入倉孝次郎：1995年1月17日兵庫県南部地震における最大振幅の距離減衰；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.

5)太田外氣晴，竹原崇夫：兵庫県南部地震における地震動の距離減衰と周期特性；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.

6)司宏俊，翠川三郎，松岡昌志：1995年兵庫県南部地震の最大地動速度の距離減衰特性；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.

7)香川敬生，入倉孝次郎：平成７年兵庫県南部地震で得られた神戸市域の強震観測記録の検討；第23回地震工学研究発表会講演概要，平成７年７月.

8)田中国彦，萩尾堅治，前田寿朗，綃憲生：平成７年兵庫県南部地震における複数断層の破壊過程を考慮した地震動特性の検討；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.

9)野畑有秀，若松邦夫，奥田暁，安井譲：1995年兵庫県南部地震における神戸海洋気象台の記録に関する検討；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.

10)日比野浩，森山健一，吉村智昭，萩尾堅治：平成７年兵庫県南部地震における神戸海洋気象台周辺の地形効果の検討；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.

11)北川良和，大川出，鹿嶋俊英，小山信，鉢嶺猛：神戸地域における震動特性　その１　神戸海洋気象台の特性；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.
12)池浦友則，武村雅之：不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価法ー震源スペクトルのスケーリングと高周波数地震動ー；地震第２輯 第43巻，1990.
13)小山順二：短周期地震波の方位依存性；地震第２輯 第40巻，1987.
14)土岐憲三，後藤洋三，江尻譲嗣，澤田純男：兵庫県南部地震の震源特性と地盤震動特性；土木学会誌９月号 Vol.80，1995.
15)菊池正幸：遠地の地震記録による震源メカニズム；兵庫県南部地震調査報告会記録，第四紀学会，1995.
16)入倉孝次郎：兵庫県南部地震の強震動の特徴；平成６年度文部省科学研究費研究成果報告書（平成７年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究，課題番号06306022）研究代表者 藤原悌三，平成７年３月.
17)佐々木透，丹羽正徳，武村雅之：兵庫県南部地震の震源モデルとシミュレーション；第23回地震工学研究発表会講演概要，平成７年７月.
18)中村豊：強震記録から推定される兵庫県南部地震の断層運動；第23回地震工学研究発表会講演概要，平成７年７月.
19)武村雅之：震源近傍観測記録の解釈とその問題点；第19回地盤震動シンポジウム，1991.7.26.
20)工藤一嘉：震源近傍での強震観測；第19回地盤震動シンポジウム，1991.7.26.
21)社）産業公害防止協会：公害防止の技術と法規ー振動編ー；平成２年７月.
22)関貴治，土肥博，赤木久眞，二宮利文，奥田賢持：兵庫県南部地震におけるＮＴＴ建物の地震記録について（その１）ー広域地震観測による記録の分析ー；日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2，1995年８月.
23)日下部馨：地震入力観測調査（その２１）報告書；平成６年度住宅・都市整備公団報告書，平成７年３月15日.
24)中村豊：1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析 V1.1；ＪＲ地震情報 NO.23c，（財）鉄道総合技術研究所ユレダス推進部，1995年2月15日.

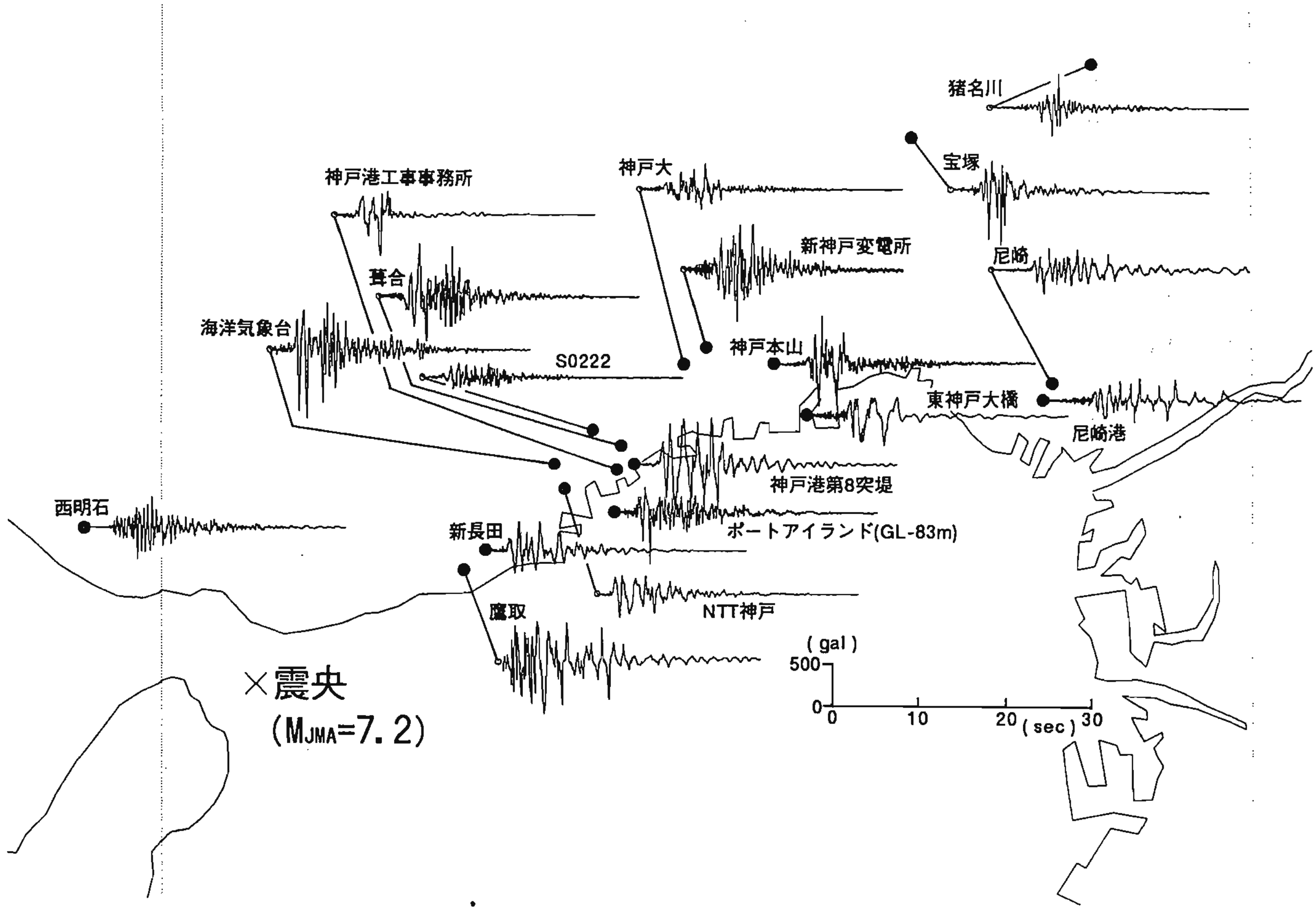
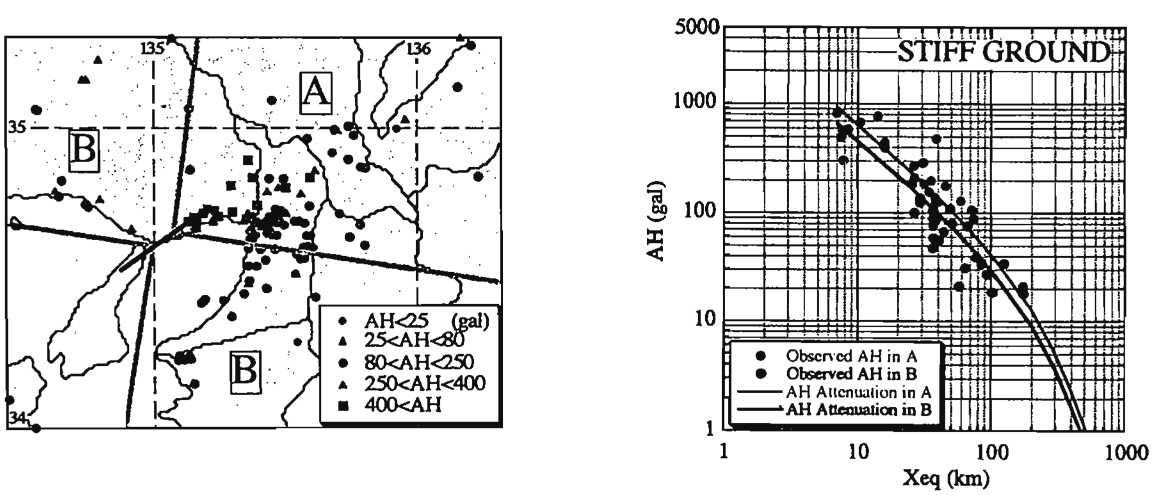


図１　震源に比較的近い地震観測点位置と加速度波形
（波形は震源接線[T]方向［但し、西明石，鷹取，宝塚はNS方向］）



(a)水平最大加速度分布と領域分割[14)]　　(b)等価震源距離に対する水平最大加速度[14)]

図２

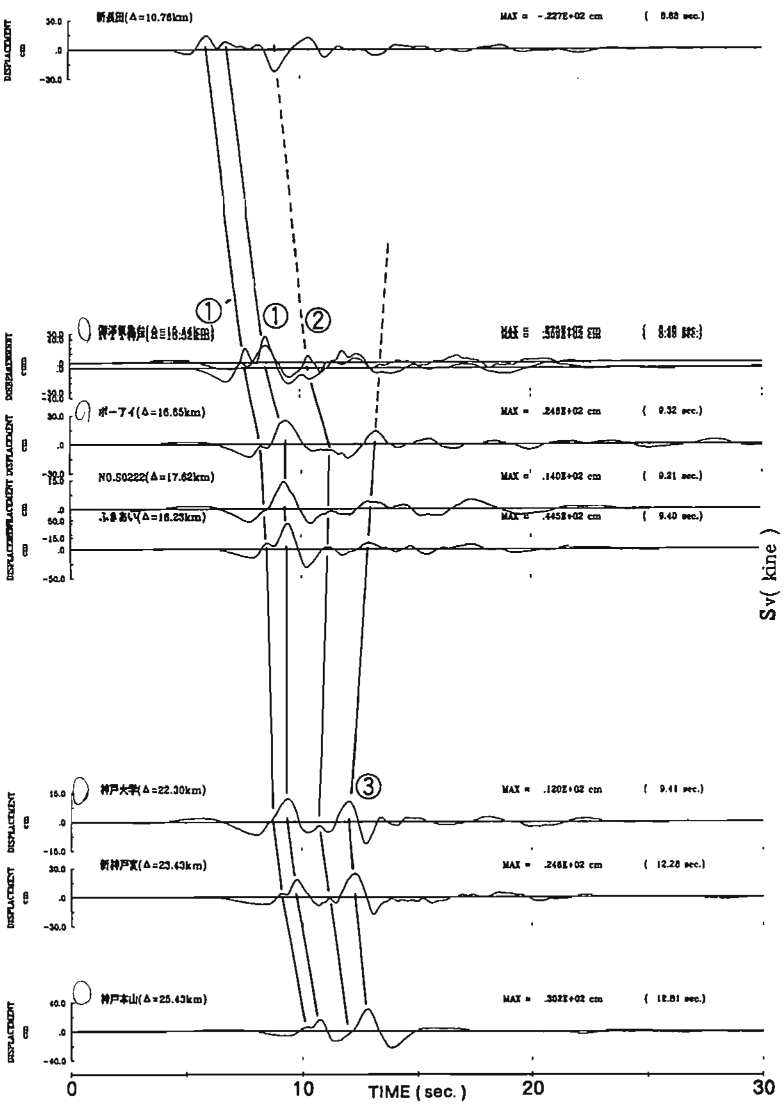


図3　震源域におけるT方向変位波形のペーストアップ

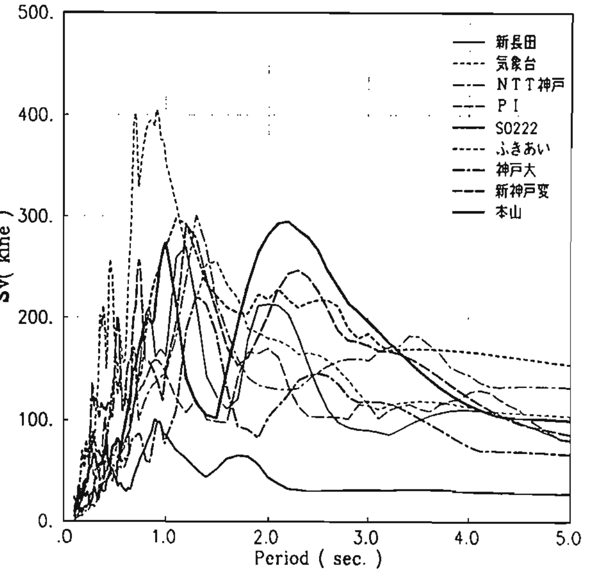


図4　震源域のT方向の加速度波形に対する速度応答スペクトル
(h=2%)

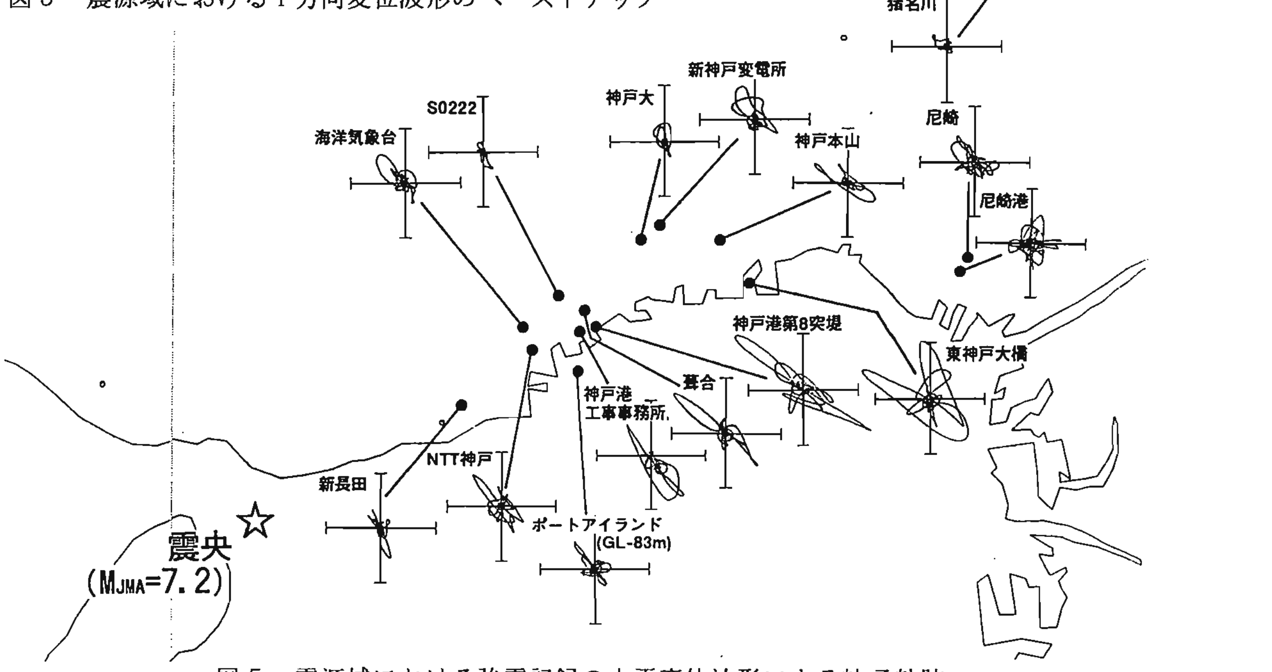


図5　震源域における強震記録の水平変位波形による粒子軌跡

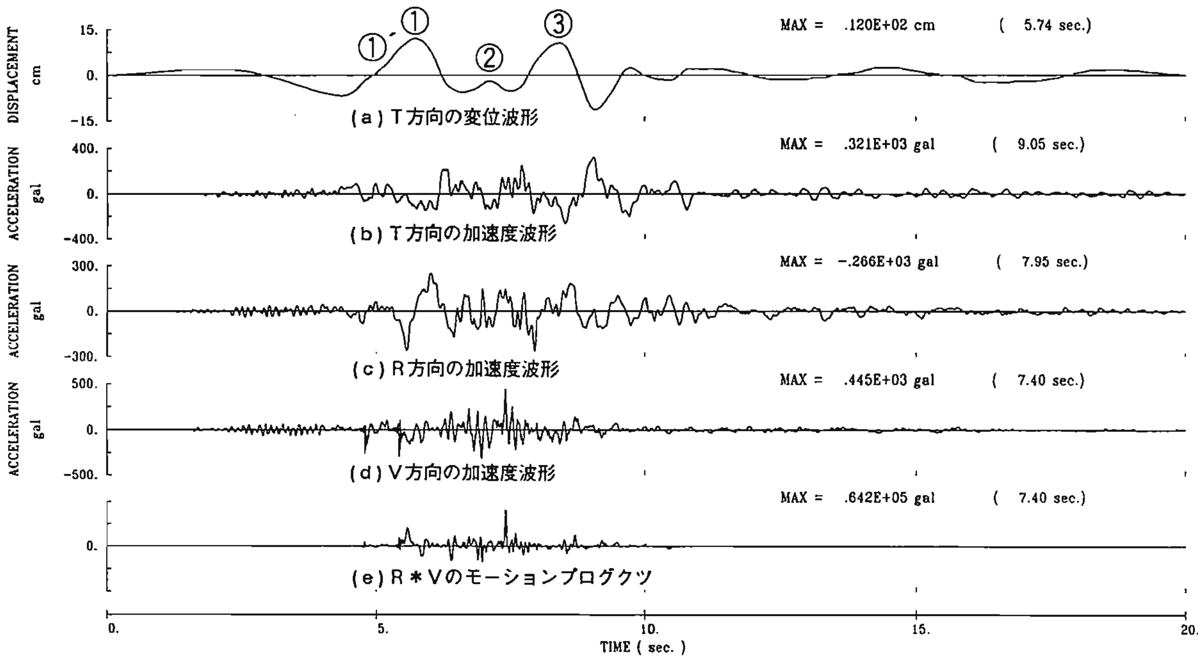


図６　神戸大における変位波形（Ｔ方向），加速度波形（Ｔ，Ｒおよび上下成分）
およびび加速度波形のモーションプロダクツ（Ｒ×Ｖ）

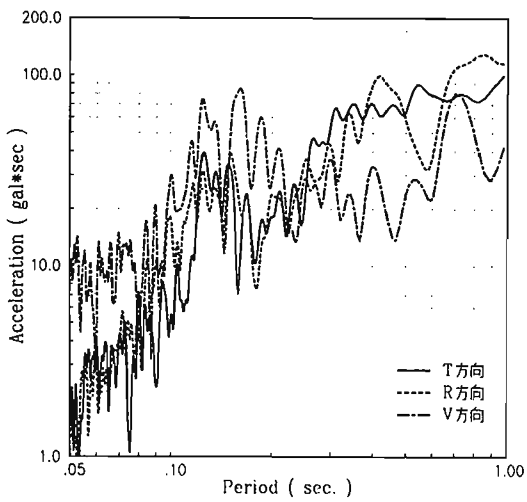


図７　神戸大における加速度波形の
フーリエスペクトル

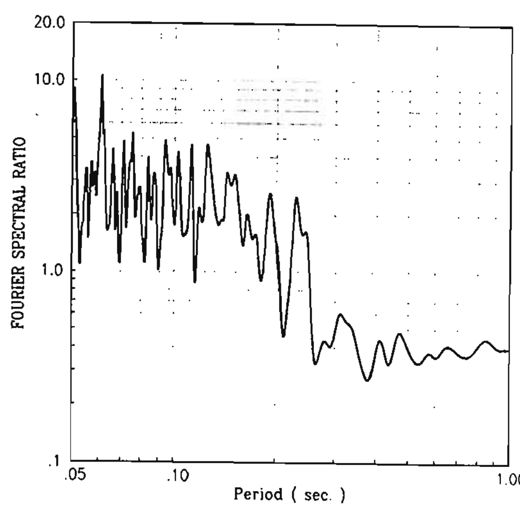


図９　新神戸変電所のＴ方向に対する
上下方向のフーリエスペクトル比

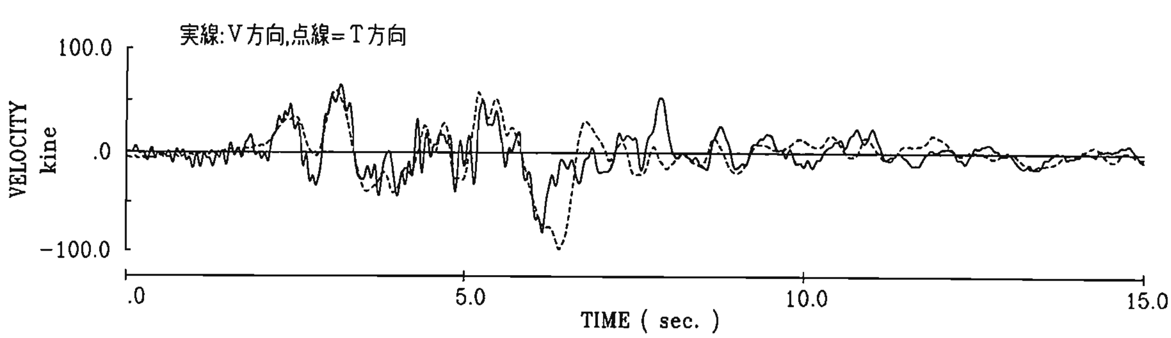


図８　新神戸変電所におけるＴ方向と上下方向の速度波形の比較
（上下方向の振幅は３倍に拡大．スケールはＴ方向波形に対応.）

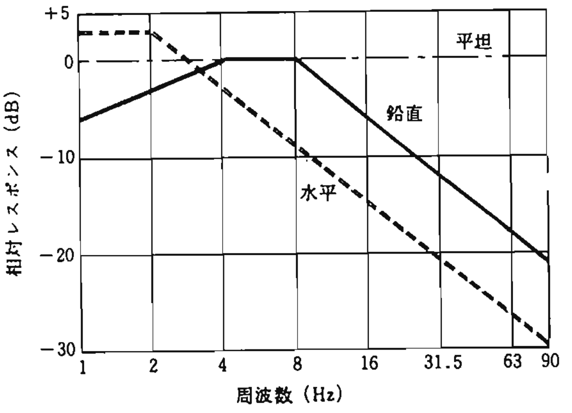


図１０　振動感覚補正値曲線

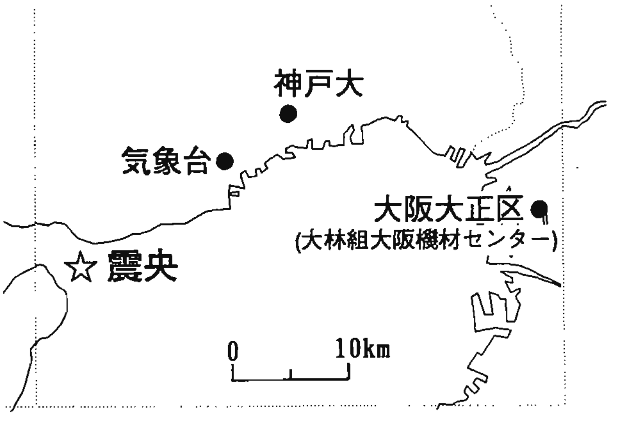


図１１　気象台、神戸大および
大阪大正区の観測点位置

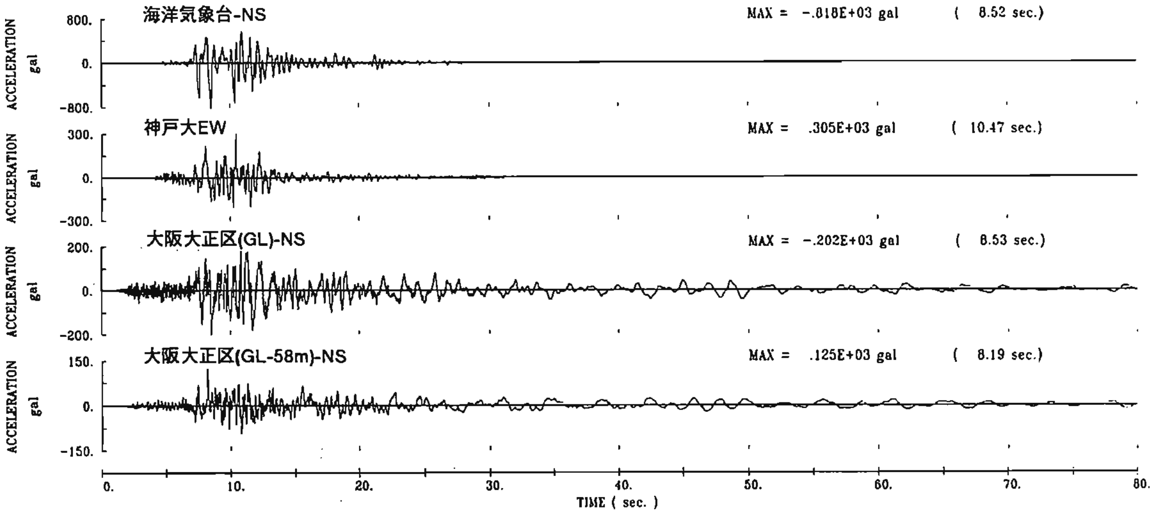


図１２　気象台，神戸大および大阪大正区（Δ=45km）の地表と洪積層中（GL-56.5m）
における加速度波形

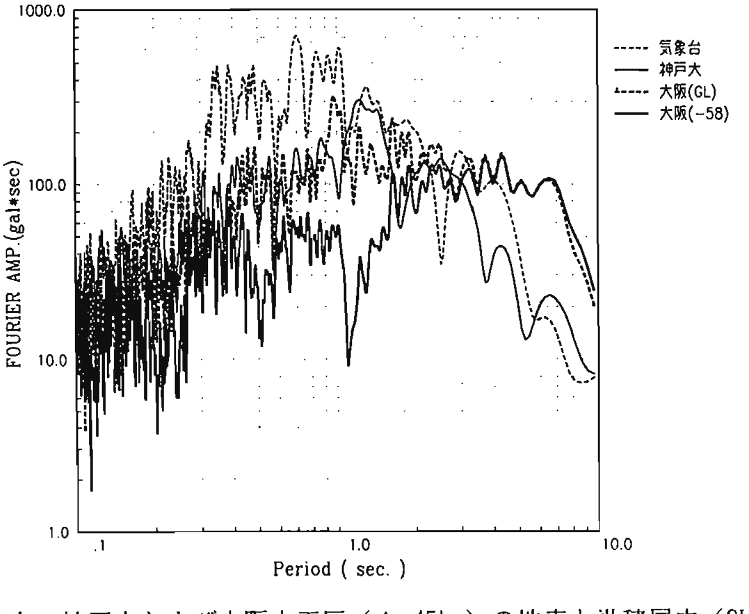


図１３　気象台，神戸大および大阪大正区（Δ=45km）の地表と洪積層中（GL-56.5m）
の加速度波形に対する水平２次元フーリエスペクトルの比較

微動観測および余震観測記録にみられる地下構造の影響

Effects of subsurface structure on seismic motion estimated from aftershock and microtremor records in the Kobe area

山中浩明
Hiroaki YAMANAKA

After the 1995 Hyogo-ken-nanbu earthquake, observations of aftershocks and microtremors were temporarily conducted in the Kobe area to understand causes of the damage distribution. This paper describes a review of such studies on effects of subsurface structure on seismic motion using the aftershock and microtremor observations. Firstly, features of the subsurface structure in the area were introduced. Then, results of preliminary analyses of aftershock records at sites with various geological conditions were reviewed. Most of studies pointed out similar conclusions that ground motion at frequencies from 2 to 3 Hz is amplified in the damaged area. Effects of focusing of seismic waves due to a fault located at basement-sediment boundary were discussed. Finally, results of the microtremor measurements are shown. Although most of the studies are under investigation, several possibilities for causes of the damage distribution due to the earthquake were suggested. Detailed investigation of the data from the aftershock and microtremor observations will lead us to better understanding of the causes of the earthquake damage.

1．はじめに

1995年兵庫県南部地震の発生直後から地震被害の原因を知るためにさまざまな検討が行われている。とくに、関西地震観測研究協議会による本震時の強震記録が今までに例がないほど早い時期に公開され、それらを用いた検討は続けられている。当然のことながら強震記録は十分な地域的な広がりをもって得られているわけではない。しかも、気象庁震度VIIの地域には観測点が少なく、被害分布の原因を理解するためには十分というわけではない。そうした点も理由のひとつとなり、地震直後から余震や微動の観測がいくつかの機関で実施された。その結果、次第に強震動特性、地盤増幅特性、地盤構造に関する知見が得られ始めている。ここでは、地盤震動特性と地盤構造に注目して、現在までに実施されている余震および微動観測とその結果について述べる。

2．神戸市周辺の地盤構造

神戸市の地盤構造は隆起する六甲山系と沈降する大阪平野の境界部であることに起因して特徴づけられている。表層や基盤となる花こう岩までの深い地盤の構造概要は「関西地盤」（土質工学会関西支部、1992）にまとめられており、参考になる。

表層地形は比較的よく調べられており、大別して六甲山系、段丘、沖積平地、埋め立て地に分類できる。しかし、実際には多くの河川では扇状地が形成されており、単純ではない。表層地質としては神戸市内での数多くのボーリング資料がまとめられており（神戸市、1980）、いくつかの測線にそって表層地質断面も示されている（松山・他、1992）。しかし、工学的に重要なS波速度のデータはあまり示されていない。

花こう岩層上面までの深い地盤の構成は第四紀の大阪層群と新第三紀の神戸層群とそれ以外の表層地質に大別される。これらの構造は大阪平野の全体の堆積層の構造探査の一環として、近年、比較的よく調べられている（例えば、香川・他、1992）。また、重力異常

東京工業大学・大学院総合理工学研究科・環境物理工学専攻
Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology

データからも堆積層の３次元構造に関する知見が得られている（Gravity research group, 1994）。これらの情報は今回の地震被害の原因を知る上で貴重な資料ではある。しかし、探査の対象地域が大阪平野全体の地盤構造と広域であるために平野と山地の境界部での探査の観測データは少なく、その部分での構造の詳細については不明な点があった。

兵庫県南部地震後に神戸市および淡路島においていくつかの機関により地盤構造の調査が実施または計画されている。図１、２には神戸市内で地震後に実施された反射法地震探査の結果の一部が示されている。図１に示す王子公園から南に展開された測線では断層は鉛直ではなく、約４５度で傾斜している。さらに、２号線より南では地層の傾斜は緩やかになっている（図２）。一方、石屋川に沿って実施された反射法の結果によれば、山地と平野の境界で逆断層状の構造が得られている（入倉、1995a）。このように、六甲山系と平野の境界部分の地盤構造はどの地域でも同じというわけではない。ただし、花こう岩のいわゆる基盤層上面からの反射波は得られていない点には注意が必要である。

今後、神戸市の地盤構造に関する詳細な物理探査はいくつかの機関で実施される予定である。例えば、いわゆる大発破グループが阪神・淡路地域で人工地震を計画しており、ESG研究グループはその発破の観測を被害の大きかった地域も含めた神戸市内の堆積層上で実施する予定である。前述の反射探査などのデータと合わせて議論することで、より詳細な深い地盤の構造が明らかになることと期待される。しかし、こうした調査ではS波速度が決まりにくい、S波反射法探査や微動のアレイ観測なども合わせてが実施される必要があろう。

３．余震観測と地震動特性

地震直後から余震観測が数多くの機関で実施された。定常的な強震観測点も含めて、それらの一部の位置が図３に示されている。多くの地点で強震計が用いられており、余震と言えども比較的大きな振幅の記録が得られている。また、一部の観測点では小振幅の地震動の観測を目的として感度のよい地震計が用いられている（松波・他、1995）。これらの観測点での観測実施時期は種々であり、同一視できない面もある。しかし、震度Ⅶが観測された神戸市南部では比較的密に観測点が設置されていることがわかる。その一方で、西宮から宝塚にかけては被害が大きい地域があるにも関わらず、あまり余震観測が実施されていない。この地域でも震度Ⅶの地域が点在しており、その原因を知るためにも、今後、余震観測が実施されることが望ましい。

観測された余震記録から地盤震動や地盤構造に関する種々の検討が行われている。詳細な検討はこれから各機関で行われることと思うが、現在までの検討結果を大別してみるといくつかの分類できる。まず、岩盤もしくは硬質地盤での余震記録に対する沖積、洪積地盤上の記録のスペクトル比に関する検討が行われている（例えば、工藤・他、1995；Iwata et al, 1995；奥田・他、1995）。図４に示す東灘区の住吉川に沿う南北の測線で実施された密度の比較的高い余震観測によるデータから得られたスペクトル比が図５に示されている（Kurita et al 、1995）。阪急神戸線を境に南側の観測点で２～３Hzでスペクトル比が大きくなっていることがわかる。ほかの研究でも、被害の激しい地域でのスペクトル比は２～３Hzで２～１０倍となり、表層地盤での増幅が被害の一因となっていることが指摘されている。スペクトル比は基準点としてどのような地盤を考えているかに依存するが、多くの検討で共通した結論となっていることは興味深い。さらに余震記録のスペクトル比から地盤モデルを作成し、地盤の非線形性を考慮して、本震時の地震動を推定する試みも行われている（松島・他、1995；前田・他、1995）。また、時間領域での検討も行われている。Iwata et al (1995)は余震記録の波形しミュレーションから１次元地盤モデルを推定している。これについてはこのシンポジウムで別途説明されることと思う。

余震記録に見られる顕著な後続位相から地盤構造を推定する試みも行われている。図６は堆積層上と岩盤上で観測された余震記録の例であり、単純なPおよびS波初動に加えて、振幅の大きい後続位相が認められる。S波初動との走時差や上下成分に卓越することなどから、これは基盤層上面においてS波からP波へ変換した波（Sp変換波）であると考えられる。こうした変換波が明瞭に現われることは基盤と堆積層のコントラストが大きいことを示しており、本震の強震動にも同様に現

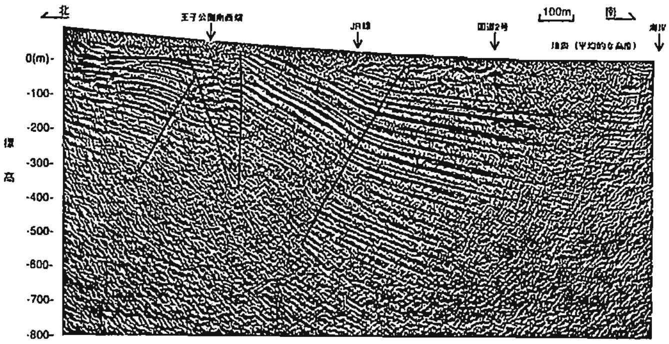


図１：王子公園から脇浜に至る測線での
反射法地震探査の結果（遠藤・他,1995）

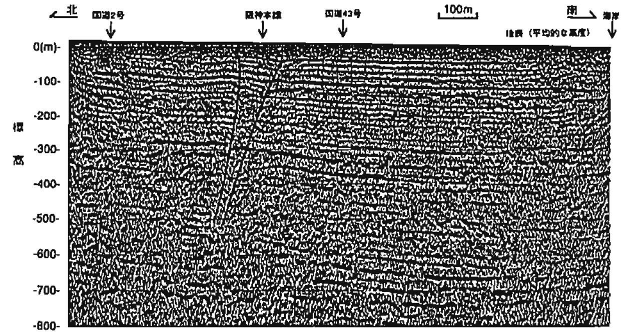


図２：芦屋川に沿う測線での反射法地震探査の
結果（遠藤・他,1995）

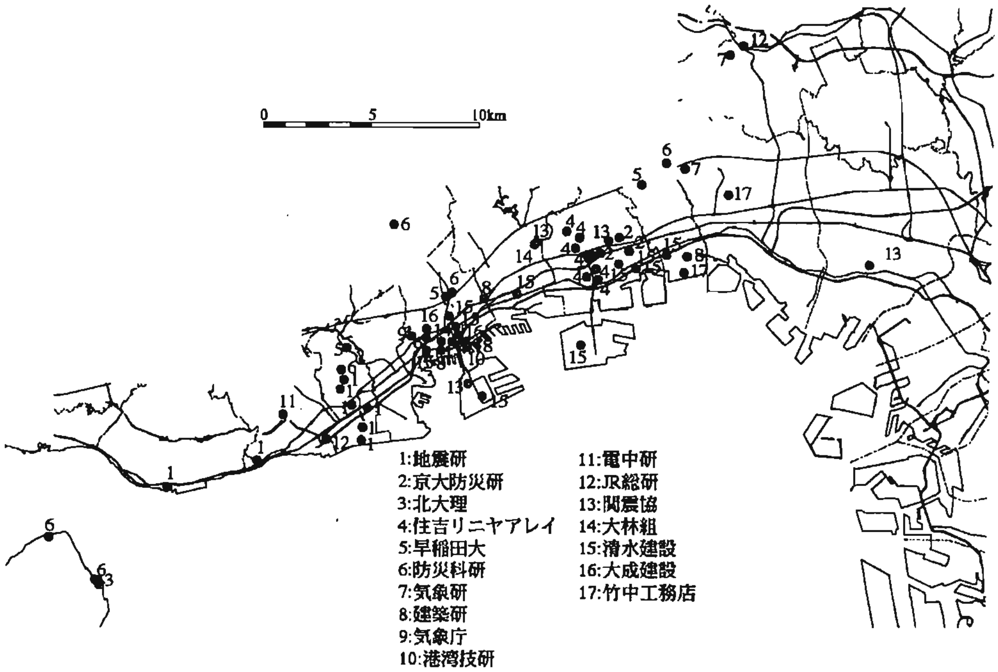


図３：余震および強震観測点の位置

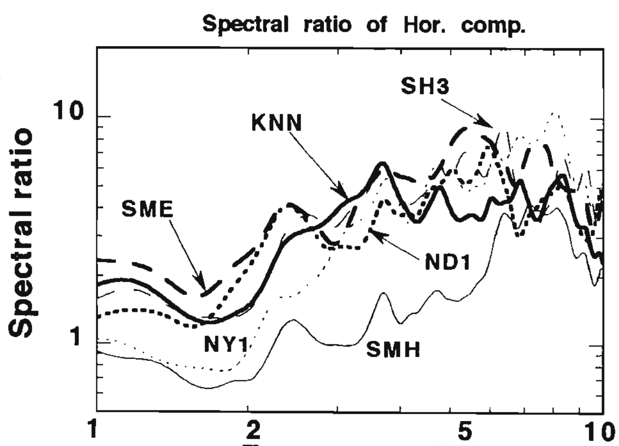


図５：図４の観測点で得られた余震記録の岩盤サイトMTJに対する
水平２成分のスペクトル比（Kurita et al, 1995)

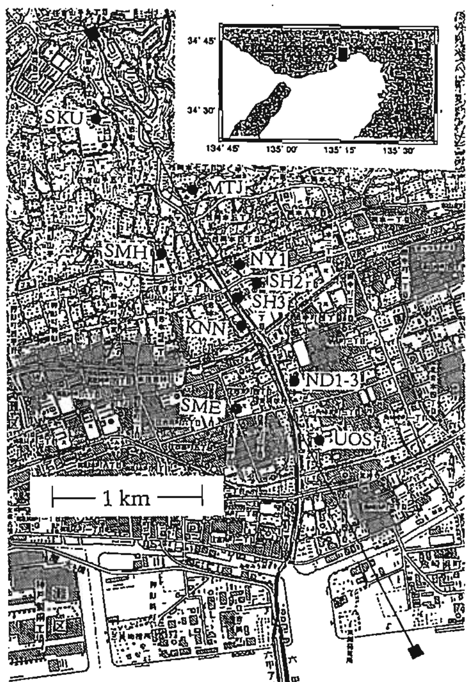


図４：東灘区住吉川に沿う余震観測の観測点位置（松波・他,1995)

われていると考えられる。余震記録にみられるこの変換波の走時を用いて阿部（1995）は基盤層の深さについて検討を行っている。また、Yamanaka and Aoi（1995）は変換波だけでなく初動の走時も考慮して基盤構造を推定している。図７は図４に示した住吉川沿いの各観測点直下で平行層で、表層のP波とS波の速度を2.1、0.8km/sと仮定して推定された基盤構造である。阪急神戸線より南側で基盤が急激に深くなっており、前述の反射法の結果と調和的である。詳細に地盤構造を求めるには波線追跡などを行う必要があるが、数値解析用の地盤モデルを作る際の拘束条件となると考えられる。

このように急激な基盤構造の変化は地震波の伝播にも何らかの影響を及ぼしていると考えられる。図８は図４の住吉川に沿う余震観測で得られた六甲山系に震央を有する余震の記録を示している。図中の波形は周期0.3～5秒のバンドパスフィルター処理を行ったＥＷ方向の速度波形で、振幅は任意である。比較的類似した形のS波初動の到着の後に、UOSやSMEでは顕著な後続位相が認められる。見かけ速度はおよそ0.5km/sと見積もることができる。さらに、Yokoi（1995）は同じ住吉川沿いのアレイで得られたデータの一部に対するトリパタイト解析から約0.4km/sの伝播速度を有した後続位相が存在し、堆積層で生じた表面波である可能性を指摘している。このように、以前からよくいわれている堆積層で生じる２次的な表面波は神戸市の地盤においても十分に考えられる。しかし、本震の強震動の継続時間はあまり長くなく、２～３つのパルスで振幅の大きい部分が終わっていることから、堆積層で生じる表面波の強震動特性への寄与は少ないかもしれない。

断層状の基盤構造は波動のフォーカシングとして強震動特性に大きな影響を及ぼしているとの指摘が地震直後からある（例えば、中川、1995）。基盤から鉛直に伝播するS波と断層で屈折または回折したS波の増幅的干渉が堆積層内で起こり、それが震度Ⅶの地域が帯状に分布したことの原因であるとの解釈である（入倉、1995b；源栄・永野、1995；志知・青木,1995）。図９には図７で推定された基盤構造を用いて２次元地盤モデル内でのSH波の伝播を差分法で計算した結果を示している。Ｘ＝１kmが観測点MTJの位置に対応している。入力には周期１秒のサイン波１周期分を用いた。観測記録との比較を行うには堆積層のモデルが単純すぎるが、確かに、フォーカシングが発生し、基盤がほぼ露頭となっている地点（X＝1km）から堆積層側約１km入った地点で最大振幅が岩盤の２倍程度となっていることがわかる（図１０）。しかし、フォーカシングは波動の重ね合せであるので、フォーカシングが発生する地域は堆積層に入射する波動の周期にも依存すると考えられる。図１１は周期0.4秒のサイン波に対する結果であるが、最大振幅の空間的変動は周期１秒の場合より大きくなり、ひとつの帯状の地域で振幅が大きくなるわけではなくなる。そうすると、単にフォーカシングだけでなく、神戸海洋気象台の本震の記録に見られる周期約１秒の成分が震源特性として堆積層に入射することも原因して、震度Ⅶの地域が帯状に分布したのではないだろうか？　しかし、それだけではまだ不十分であろう。単純なフォーカシングのみでは振幅が２倍になるだけであり、非線形性も含めて表層地盤の応答も加味された結果であると解釈するべきであろう（入倉、1995b；源栄・永野、1995）。いずれにせよ、現在計画されているいくつかの物理探査によって地盤構造が明らかになった段階で、被害分布や余震観測のデータも踏まえて検討するべき課題であると思う。

４．微動観測による地盤震動特性の評価

兵庫県南部地震で大きな被害のあった地域では、本震発生以前から微動観測が行われており、沖積平野では周期約0.4秒、六甲アイランドなどの埋め立て地盤では周期約1.5秒の成分が卓越することが知られていた（例えば、村井、1993）。兵庫県南部地震後にも多くの機関で微動観測が実施された。前述したように神戸市の地盤構造は六甲山系から海岸線に向かってほぼ南北に変化しており、多くの微動観測も南北に測線を設けて行われている場合が多い。

岡本・大場（1995）は岩盤に対するスペクトル比から村井（1993）と同様に各種地盤に対して卓越周期を推定し、地盤構造の変化と対応して微動の特性も南北方向に変化していると述べている。また、瀬尾・他（1995）は３つの南北に設けられた測線での微動観測から被害の大きい地域では図１２のように周期約0.3秒の成分が卓越しており、東西方向には微動特性の変化が南北方向に比して少ないことを指摘している。しか

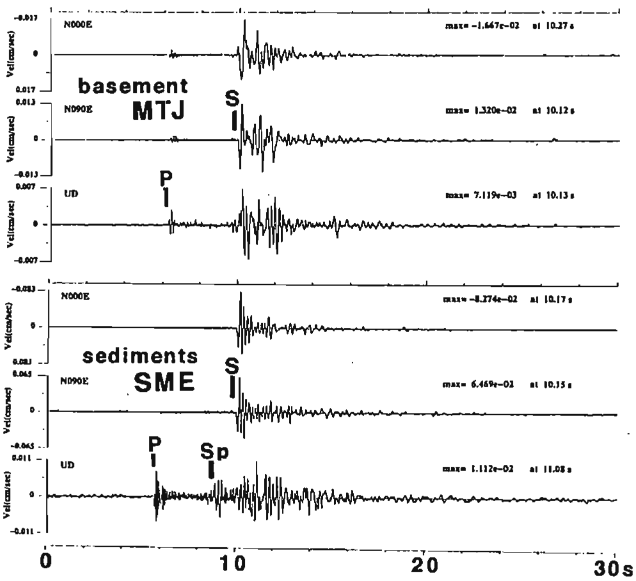


図６：堆積層と岩盤で観測された余震記録の例

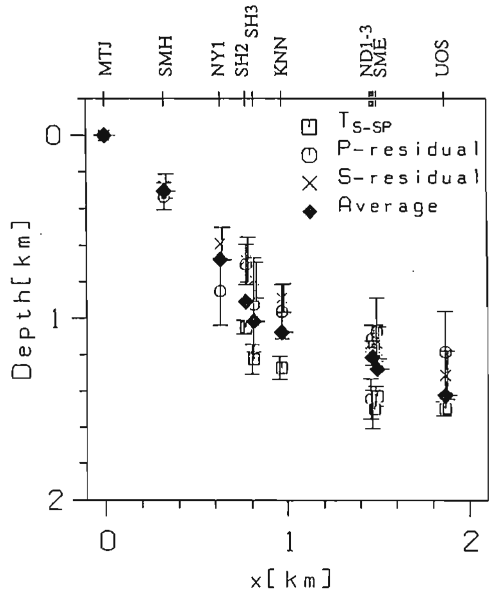


図７：東灘区住吉川沿いに推定された基盤構造
表層のVpとVsを2.1、0.8km/sと仮定。
(Yamanaka and Aoi,1995)

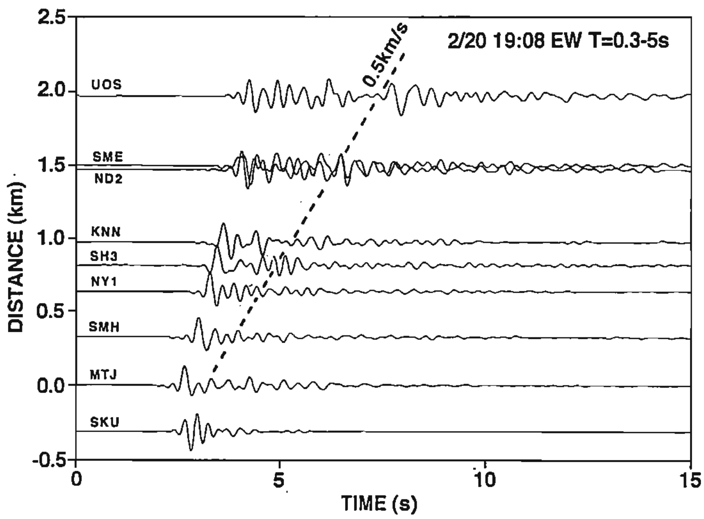


図８：図４の観測点で得られた余震記録の例 (Yamanaka and Aoi,1995)
周期0.3-5秒でフィルターされた速度。

北側でのevent

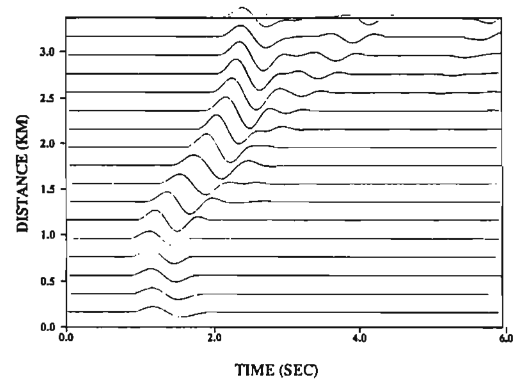


図９：図７の地盤モデルでのSH波伝播の数値計算結果
計算は２次元差分法により周期１秒のサイン波を鉛直に入射

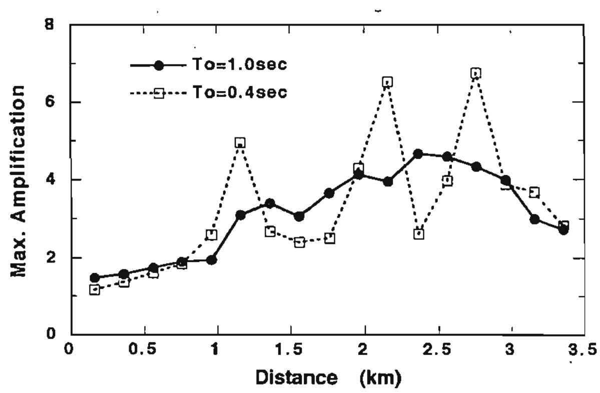


図１１：図９、１０の計算波形の最大値の分布

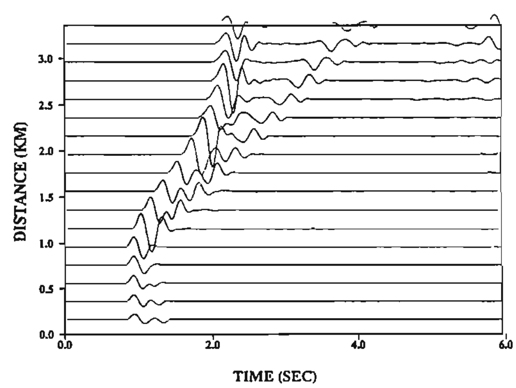


図１０：図７の地盤モデルでのSH波伝播の数値計算結果
計算は２次元差分法により周期0.4秒のサイン波を鉛直に入射

し、東西方向でも表層地質の違いにより周期0.3秒付近の振幅レベルが観測点ごとに変化しており、河川周辺の地盤環境の影響なども無視できないことを指摘している。一方、若松・他（1995）も周期１秒以下の短周期微動にはあまり明瞭に地盤特性を反映するピークが認められず、微動から表層地盤特性を抽出することが難しいとの指摘をしている。現在、震災後の復旧工事が市内各所で進められており、微動観測には不利な条件となっている。地震直後の観測では避けられない人工的振動の影響も入っているのかもしれない。

深い地盤とやや長周期帯域の微動の関係として、若松・他（1995）は周期２秒の微動のスペクトル比が山地から海岸に向かって次第に大きくなっていることを指摘している。図１３は東灘区の住吉川沿って観測された周期２秒から５秒のやや長周期微動の岩盤とのスペクトル比を示している（鹿島、1995）。スペクトル比の空間的な変動の傾向は前述の基盤構造の変化とよく対応している。やや長周期微動の主成分が表面波から構成されることから、図１３は深い地盤における表面波の増幅特性として解釈できると考えられる。

１地点の微動の水平と上下成分のスペクトル比を用いた検討も行われている。新井・他（1995）は三の宮周辺において、また、上半・中村（1995）は神戸市周辺の南北方向の１４測線において、それぞれ微動の水平上下スペクトル比を求め、そのピーク周期によってゾーニングを行い、被害の分布と対応することを示している。一方、水平上下スペクトル比をレイリー波と解釈し、理論値に合うようにしてS波速度構造を求める試みも行われている（新井・他、1995；石田・他、1995）。さらに、赤松・他（1995）はポートアイランドと六甲アイランドを含む南北の測線上での微動観測から周期２秒以上の水平上下スペクトル比のピーク周期を用いて基盤深さを求めている。

微動の水平上下スペクトル比をどのように解釈するかについてはすでに結論がでているわけではない。それが効果的に増幅特性評価や地盤構造探査に使えるか否かは地盤のコントラストなどにも依存する問題であると考えられる。地盤構造がある程度明らかになった段階で、さらに検討することによって物理探査などの地盤構造データの内・外挿に微動の水平上下スペクトル比が活用できると思われる。

観測された強震動の特性を理解するために、強震観測点周辺で微動観測も行われている。北川・他（1995）は神戸海洋気象台のある丘の上と下で微動観測を行い、丘の上のスペクトルが周期0.2秒から0.8秒の間で２倍程度大きく、地形効果であると述べている。同様の地形効果は野畑・他（1995）や日比野・他（1995）によって数値計算結果から指摘されている。

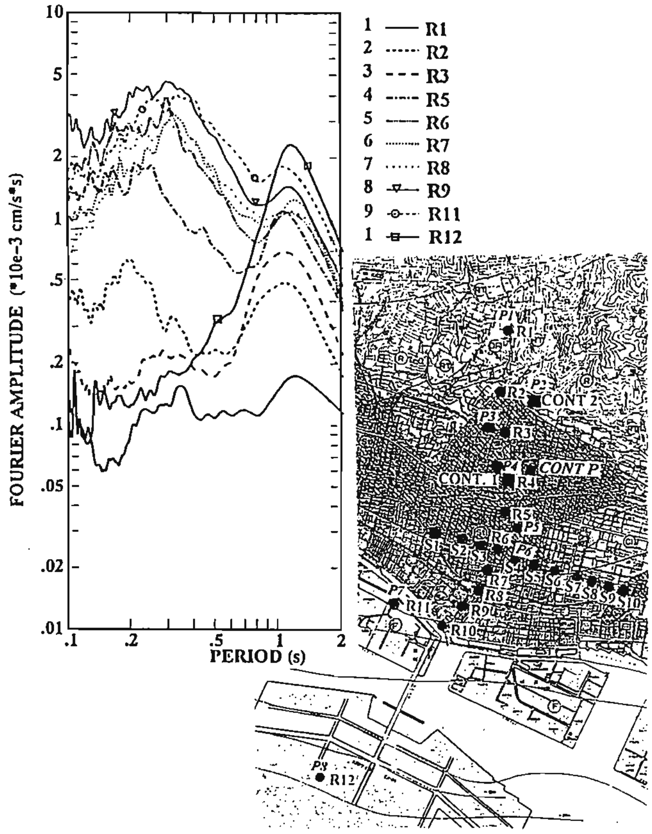


図１２：六甲アイランドを含む南北の測線で観測された微動のスペクトル（瀬尾・他、1995）

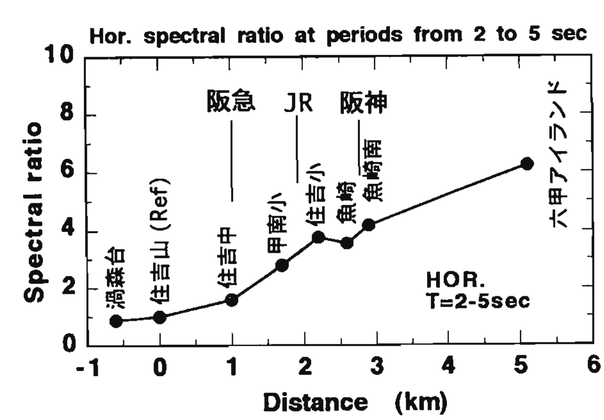


図１３：六甲アイランドを含む南北の測線で観測されたやや長周期微動のスペクトル比（鹿島、1995）

以上のように、地震後に実施された微動観測はごく一部の地域を対象としたものである。今回の地震で震度Ⅶとされた地域内でも詳しく見れば被害の分布は一様ではなく、被害分布の原因を理解するにはより密な微動観測が必要であると考えられる。ESG研究グループでは1995年８月に淡路島および神戸市須磨から宝塚市にかけての地域でおいて合同微動観測を実施した。観測では地域をいくつかのブロックに分け、その中で約300m間隔に微動が測定された。これらのデータから被害分布と地盤特性の関係についてより詳細な検討が行われることと期待される。

5．おわりに

兵庫県南部地震後にいくつかの機関により実施された地盤探査、余震観測および微動観測の結果についてまとめた。現在のところ、多くの研究は初期的な解析を行った段階であり、被害分布の原因についてもいろいろな可能性が指摘されているところである。今後これらの研究の詳細な結果が報告され、被害の原因がより明確にされることと思う。ここで述べてきた地震探査、地震観測、微動観測は実測に基づく地盤震動の研究の大きな柱であり、最近の足柄平野や釧路地域でのESG研究グループの合同観測やブラインドテストなどを経て進められている。こうした地盤震動研究の経験や成果が兵庫県南部地震の被害の原因を理解するために今後も一層生かされることと思う。そのためにも観測されたデータ、とくに余震記録が最終的には公開されることが望ましい。

謝辞

本論をまとめるにあたり、瀬尾東工大教授からはご助言頂き、入倉京大教授・岩田博士には地盤探査に関する情報を教えて頂きました。記して感謝いたします。

参考文献

阿部康彦・他（1995）：神戸及びその周辺におけるPS変換波の検出、1995年建築学会大会梗概集、B2,185-186

赤松純平・他（1995）：1995年兵庫県南部地震による建物被害分布と深層基盤構造、京大防災研究所都市耐震センター研究報告、第９号、15-24

新井　洋・他（1995）：神戸市三宮地区での微動特性、1995年建築学会大会梗概集、B１、1125-1126

遠藤秀典・他（1995）：兵庫県南部地震による阪神地域の被害と伏在断層の分布、「阪神大震災」中間報告ー人工改変と地震災害ー予稿集、日本応用地質学会、55-71

岡本昌治・大場新太郎（1995）：神戸市の市街中心部における微動特性、1995年建築学会大会梗概集、B2,179-180

Gravity research group in southwest Japan (1995): A Bouguer gravity anomaly map in central Japan, Rept. Geol. Surv. Japan, No.280, 29-36

堀直人、山本俊六（1995）：岩盤上での兵庫県南部地震の余震観測、1995年建築学会大会梗概集、B2,193-194

石田　寛・他（1995）：神戸地区におけるやや長周期微動とS波速度構造　その２．スペクトル比をS波速度構造、1995年地震学会秋大会

入倉孝次郎（1995a）：私信

入倉孝次郎（1995b）：1995年兵庫県南部地震による強震動、月刊地球、号外13号、54-62

Iwata, T. et al (1995):Array observation of afterschocks of the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake at Higashinada ward, Kobe city, Jour. Natural Disas. Science, Vol.16,41-48

鹿島（1995）：平成７年兵庫県南部地震被害調査報告書（第二報）、37-54

香川敬生・他（1993）：大阪堆積盆地深部地盤構造のモデル化、土木学会第48回年次講演会,942-943

上半文昭、中村　豊（1995）：常時微動による神戸市街における表層地盤の地震動特性、第23回地震工学研究発表会、209-212

北川良和・他（1995）：神戸地域における震動特性その１　神戸海洋気象台の特性、1995年建築学会大会梗概集、B2,175-176

神戸市（1980）：神戸の地盤

工藤一嘉・他（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文部省科学研究費報告書（代表：藤原梯三）、139-146

Kurita, K. et al (1995):Characteristics of earthquake weak motions at Sumiyoshi area in Kobe, submitted to J. Pys. Earth,.

前田寿朗・他（1995）：平成７年兵庫県南部地震における三ノ宮地区の地震動推定、1995年建築学会大会梗概集、B2,199-200

松波孝治・他（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文部省科学研究費報告書（代表：藤原梯三）、155-178

松島信一・他（1995）：兵庫県南部地震の余震観測データに基づく被災地の地盤増幅特性、1995年建築学会大会梗概集、B2,191-192

松山紀香・他（1992）：関西地盤の地質構成と地質構造、関西地盤、土質工学会関西支部、33-82

宮田正史・他（1995）：平成7年兵庫県南部地震の神戸港地震記録,土木学会第50回年次講演会,1214-1215

源栄正人、永野正行（1995）：神戸市の基盤不整形構造を考慮した地震動の増幅特性に関する解析的検討、土と基礎、43-7、15-20

村井信義（1993）：埋立地盤の地震動特性に関する研究、大阪工業大学博士学位論文

中川康一（1995）：大阪周辺での震害と地盤構造、「阪神大震災」緊急合同報告会資料集、日本地質学会など、92-108

中村　豊（1995）：1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析、JR地震情報No.23c

奥田暁・他（1995）：平成７年兵庫県南部地震の余震観測、1995年建築学会大会梗概集、B2,189-190

関　貴治・他（1995）：兵庫県南部地震におけるNTT建物の地震観測について、1995年建築学会大会梗概集、B2,189-190

瀬尾和大・他（1995）：微動観測から見た神戸市域の地盤震動特性、平成７年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究文部省科学研究費報告書（代表：藤原悌三）179-195

若松邦夫、安井譲（1995）：阪神地域における微動特性、1995年建築学会大会梗概集、Ｂ２,183-184

Yamanaka, H. and S. Aoi (1995):Estimation of basement depth along the Sumiyoshi river in the Kobe city -travel time analisis of P-, S- and Sp - waves from an earthquake array observation, submitted to J. Phy. Earth.

志知龍一、青木治三（1995）：1995年兵庫県南部地震震源域の重力異常、月刊地球、号外13号,129-134

Yokoi, T. (1995):A later phase detected by the tripartite observation at Sumiyoshi, Kobe, submitted to J. Phy. Earth.

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

強震動と地盤構造

STRONG GROUND MOTIONS AND UNDERGROUND STRUCTURES

岩田知孝
Tomotaka IWATA

I discuss the origin of large earthquake disaster belt zone in downtown Kobe city. First, I show the source processes of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake from the strong motion records. Second, I show analysis results of aftershock ground motion records in and around the earthquake disaster belt zone at Higashinada Ward, downtown Kobe city. From those results, I concluded that the deep sedimentary basin, low velocity surface layer and non-linear response strongly affect to make large disasters during the mainshock.

はじめに

１９９５年１月１７日の兵庫県南部地震は「地震規模」としてはM_{JMA}７．２，Mw６．９（Kikuchi, 1995）であり，最大加速度や速度は経験式による予測の範囲内であったが（例えば Irikura and Fukushima, 1995），地震動災害としては甚大なものとなった．今回の震災は都市直下型地震の怖さをみせつけたものであり，殆どの人口集中地域が，堆積層でおおわれている平野または盆地にある日本においては，どこにおいても直下に震源となりうる活断層と同居していることをあらためて認識しなくてはいけない．本稿においては，地下構造と地震動の関係にたって，本震時の地震動災害の集中域，いわゆる「震災の帯」の生成原因について議論していくこととする．そのために先ず，関西・京阪神地域における強震動観測の現状（地震以前）と地下構造情報について述べ，入力地震動評価のために本震の震源過程についても言及する．

大阪堆積盆地での強震観測と地下構造

西日本の中心である京阪神地域は，京都盆地及び大阪平野の堆積層上に発達し，この地域は四方を山地に囲まれている．このような堆積盆地構造を有する地域においては，地震動は表層地質構造の影響を受けて，周囲の山地（岩盤）のそれに比べて，振幅，継続時間とも増大することが知られている．大阪堆積盆地においては，鳥海 (1980) が加速度計を用いた独自の地震観測網を設置し（災害科学研究所，1984, 1990），その地震記録にＳ波主要動より約２０秒後に顕著な波群を観測し，「あとゆれ」と命名した．Kagawa et al. (1992) は鳥海ネットによる近地地震記録と盆地構造との関係を議論した．一方，我々の研究室でも大阪堆積盆地における地震動の性質を解析するために，平野内及び周縁部に広帯域速度型地震計を設置し，「あとゆれ」を観測するとともに［例えば松波・他 (1989)］，上町台地上に小スパンアレイ及び大阪平野東部（河内盆地）に東西のリニアアレイを設置し，深発地震記録の解析から，「あとゆれ」波群の生成・伝播過程を明らかにした．これらはHatayama et al., (1995)に詳しい．

地下構造に関しては，大阪堆積盆地全体に対してはボーリング資料を中心に収集されたデータ集［例えば土質工学会関西支部・関西地質調査業協会（1987）］があるが，堆積層構造，基盤面構造推定については，大阪堆積盆地の全体像が明らかになりつつあった時期と言える．詳しくは堀家 (1990)，纐纈 (1994) を参照していただくとして，（深層）ボーリング資料に基づいた堆積層構造の推定（Ikebe et al.,1970）や１９８８年の北港発破実験の解析［香川・他 (1990)，鳥海・他 (1990)］，重力異常［中川・他 (1990)］，反射法地震波探査［吉川・他 (1987)，岩崎・他 (1994)］，長周期微動アレイ観測［青木・他 (1992)］等の方法による堆積盆地構造の推定がなされてきた．香川・他

京都大学・防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

(1993) が指摘するように平滑化されたモデルであって，地震動応答を求めるには周波数帯域を考慮した地震記録との整合性を議論する必要がある．後述するように、例えば盆地境界である六甲山地南側や生駒山地西側の急斜面（鉛直？オーバーハング？）の表現はされていない．Hatayama et al. (1995) では大阪堆積盆地東部におけるアレイ地震動記録を解釈するために、香川モデルを初期モデルとして，観測波形を説明するような地下構造モデルを作り，数値シミュレーションを試みている．また、堀家・他 (1995) は鳥海や畑山によって指摘された「後続波群」の発生源である生駒山地端部に着目し，盆地端部における境界面形状を正確に知るために生駒山地西縁で東西の反射法測線をはり，重力データも考慮した急峻な盆地境界モデルを求めた．神戸地域の表層地質はボーリング資料とともにまとめられている［神戸市(1980)］．

このような状況で，入倉・他 (1992) は関西地域を中心とした西日本に設置されている官庁，民間の強震観測点を調べ，観測網の必要性を痛感して，官民に呼びかけ，学・官・民による関西地震観測研究協議会（会長・土岐憲三，以下「関震共」）を発足させて，１９９４年４月より大阪平野及びその周縁部で計１１点の強震観測が開始された．しかしながらそのスペックは平野部で最大40cm/s、岩盤部で100cm/s （5cm/s MAX. とのダブルレンジ）の速度型強震計を設置するに留まった．トリガー方式による強震観測システムは，本震時にトラブルにより記録できない場合もあるが，事務局のメインテナンスがよかったこと及び関西では珍しく１９９４年５月彦根，６月京都でそれぞれ最大震度４の地震，７月サハリン深発地震，１０月北海道東方沖地震など遠地の大地震が関震共観測網で観測されたため，システムの「予行演習」は既になされていた，と言える．因みに今回の地動速度としてはＪＲ鷹取において速度換算で100cm/sを越える地動が観測されており，強震計のスペック，設置方法も熟慮する必要がある．

強震動記録と震源過程

周知の通り，関震共では，震源域においてＫＢＵ（神戸大学）及びＫＯＢ（神戸本山）で本震が観測された．ちなみに，関震共の観測記録は，通常であれば１時間以内に全点（ＫＢＵを除く）事務局に吸い上げ可能であったが，この日は１７日中かかって９地点がダイアルアップできた．ＫＢＵはダイアルアップ機能はなかったため，ＫＯＢは公衆回線不通のためそれぞれ現地に向かって１９日正午迄に回収が終わった（香川・私信）．地震動の即時評価や実時間危険度予測のためには，強震観測網の通信確保も今後の重要課題の一つとすべきだろう．ＫＢＵ，ＫＯＢでクリップした記録はフィードバック型地震計の性質を利用して復元されようとしている［例えば，香川・他 (1995) ］．

気象庁をはじめとする機関の震源域及び近地地震記録を用いた震源インバージョンが行われ［例えばIde et al. (1995), Sekiguchi et al. (1995)］，Wald (1995) は遠地地震記録を加え，Yoshida *et al.* (1995) は遠地地震記録と測地データを加えてインバージョンを行っている．Figs. 2-4 にはSekiguchi et al. (1995) によって得られた最終すべり量分布と破壊の進展を示す．Sekiguchi et al. (1995) は近地強震記録の0.1-1.0Hzの周波数帯域の変位波形を用いており，この周波数帯での解と解釈できる．Sekiguchi et al. (1995) は神戸市域の強震記録の粒子軌道に着目して断層面を仮定し（Fig. 2），その断層面モデルに基づいた震源インバージョンを行っている．それによると，（１）野島断層の浅部，発震点付近，及び神戸のやや深部の３カ所で野島断層側は大きなモーメント解放があり，（２）神戸気象台やＫＢＵ記録に見られる大きな２つの位相は発震点付近と神戸直下の断層運動によって生じたと説明されている．震源インバージョン結果はどの研究結果も同様であり，本震の震源過程は上記のようであったと推察される．また，関震共ＫＢＵ，神戸海洋気象台の地震動波形で卓越する周波数帯が１Hz前後であることを考えると，Sekiguchi et al. (1995) が求めた断層運動より射出された地震動を基盤への入力地震動と解釈することは妥当であろう．

余震観測

１月１７日午前中に清水建設，東大地震研，北大，電中研等から連絡があり，余震観測の準備をすすめた．後に九大，防災科技研，気象庁，地質調査所等からの連絡もあり，最終的には３０点を越える共同強震観測が可能となった（共同強震観測グループ，1995）．

余談になるが，共同強震観測は最近では1993年北海道東方沖地震後の奥尻，桧山地区での観測［例えば岩田・他(1994)；Kudo et al. (1994)］や釧路市域［ＥＳＧ研究委員会(1994)］での経験があり，連絡等は通信回線の混乱によるものの他は順調に行われたと考えている．利用しやすい形態にした上でのデータの共有化を進めるとともに，このような事態に多くの観測目的を達成するために，携帯型強震（高ダイナミックレンジ，広帯域）観測システムの質及び量の整備を進める必要があることを痛感する．

清水建設川瀬氏は阪神高速倒壊現場近くでの余震観測を計画し，これに我々の研究室の強震計（大阪市内から取ってくる）を加えてアレイを構築することとした．昼の時点で我々は，ほぼ東西に連なる六甲山地に

対して南北測線をはり，丘陵地，平地，埋立地に地震計を設置することに決定した．関震共のＫＯＢ（本山）観測点を利用するために，東灘区において観測点を展開し，神戸薬科大学（ＫＭＣ），ＫＯＢ（本山）観測点，本山第２小（ＮＯＭ），福池小（ＦＫＩ），精道小（ＡＳＹ＝芦屋市），神戸商船大（ＦＫＥ）の６観測点を１月１８日より順次設置，観測を開始した．ＫＭＣは岩盤上に位置し，それ以外の５点は堆積層上に位置している［藤田・笠間(1982)］．結果的には，建造物倒壊の集中したＪＲ神戸線付近（阪急線以南，国道４３号線以北の地域）とその他の地域との震動特性の比較が可能となった．Fig. 5に観測点を気象庁発表の震度７の地域図に重ね書きしている．堆積層上の観測点のうちＦＫＩとＡＳＹは震度７の地域内にある．各観測点には広帯域（０．０２～３０Ｈｚ）の速度サーボ型強震計が３成分置かれ，加速度又は速度出力をサンプリングレート０．０１ｓ，デジタルレコーダーでトリガー方式によるため込みを行っており，ＮＨＫラジヲ時報で時刻較正されている．共同強震観測グループにおいては現在，東大地震研の工藤らが長田区を中心としたアレイ観測から被害との関連を議論し［工藤・他，1995］，北大笹谷・九大竹中らは淡路島での余震観測の解析を進めている［笹谷・他，1995］が，ここでは東灘でのアレイ観測の解析結果について紹介する．

以下の解析はIwata et al.(1995b) による．Fig. 6には本研究で用いた地震の震央分布を示しTable 2には震源諸元（気象庁発表）を示す．このうち，１月２５日２３時１５分，２月２日１６時１９分の地震の，各観測点における地動加速度波形をFig. 7に示す．岩盤上の観測点ＫＭＣの地震動に比して，堆積層上の観測点での地震動が明らかに３～２０倍大きいことがわかる．また，堆積層上の観測点で，特に上下動成分にＳ波到着前に顕著な位相（矢印）が観測されている．まず，この位相（基盤と堆積層の境界で生じたＳＰ変換波）を用いて堆積層の厚さを見積もる．Fig. 8に観測されたイベントの観測波形から読み取ったS-ＳＰタイムを示す．山際の観測点（ＫＯＢ，ＮＯＭ）のS-ＳＰタイムはＦＫＩにおけるそれと大きく変わらないことから，この２つの観測点での基盤面深度はＦＫＩにおけるそれと同程度と予想される．次に，堆積層をＶｐ＝2.5km/s，Ｖｓ＝0.65km/sの１層に平均化したモデルを仮定し，地震波は垂直入射していると仮定して，S-ＳＰタイムを計算し観測結果と合わせることにより基盤面深度を求めた．Fig. 9に得られた各観測点直下の基盤面深度を示す．山際の観測点であるＫＯＢ，ＮＯＭにおいても基盤面は１ｋｍ近い深さにあり，基盤面は山際から海にかけて除々に深くなっているのではなく，山際で急激に深くなっていることがわかった．地震後に行われた東灘観測アレイの近傍での反射法探査による断面からも，堆積層が急激に厚くなっていることを示しており，我々のＳＰ変換波を用いた堆積層の見積もりと一致している（後述）．

震度７の地域とそうでない地域での地震動の比較を行うために，水平動２成分の加速度振幅スペクトルのベクトル和をとり，岩盤上の観測点ＫＭＣを基準としたスペクトル比を求めた．スペクトルを計算する解析区間はＳ波主要動を含む４秒間とし，周波数領域で１０％の幅の移動平均により平滑化した．結果をFig. 10に示す．各観測点でのスペクトル比は地震毎にばらついているが，特徴的なスペクトルピークが見られ，サイト特性を表していると考えられる．ＦＫＩ，ＡＳＹ（震度７地域内）のスペクトル比とＦＫＥ（震度７地域より海側）のそれを比べると，どちらも２～３Ｈｚ付近にピークを持ち，増幅の度合いにも差は見られない．ＦＫＩ，ＡＳＹとＫＯＢ，ＮＯＭ（震度７地域より山側）を比較すると山側の観測点ではピークが高周波側（５～６Ｈｚ）に現れる．スペクトル振幅比のピーク周波数が水平方向の位置によって変化していることは，観測点毎による地盤条件の違いを意味している．そこで，モデルシミュレーションにより，サイト特性を主にコントロールしている地下構造の推定を行う．

岩盤上観測点ＫＭＣと堆積層上観測点での地下構造の違いを調べるために，１月２５日２３時１５分の地震の各点での観測波形のシミュレーションを行った．本地震は，震央距離約１０ｋｍ，深さ約１６ｋｍと近いため，震源のラディエーション効果を考慮する必要がある．合成波形は水平成層構造に点震源を置いた場合に対してＤＷ法で計算した．先ず，震源のメカニズムを岩盤観測点ＫＭＣの記録からモーメントテンソルインバージョンにより決めた．手法は Iwata and Kamae (1995) と同様である．Fig. 11に求められた震源メカニズム解と波形を示す．波形は変位に直して0.1-1.0HzのBPFを通している．メカニズムは高感度計のＰ波初動の押し引き分布から決められたもの［片尾・他(1995)］と整合している．求められた震源解と堆積層での地下構造モデルを仮定して，堆積層上観測点記録をシミュレートした．ＡＳＹ，ＦＫＥ，ＦＫＩは同一の地下構造モデル，ＫＯＢはそれとは違う堆積層モデルを用いている．用いた地下構造モデルはTable 3に示され，Fig. 11にはシミュレートした変位波形も同時に示されている．これらのモデルシミュレーションから以下のことがわかった．

１．堆積層上観測点ＡＳＹ，ＦＫＥ，ＦＫＩのＳ波主要動の大振幅は，厚い地盤と表層に遅いＳ波速度を

持つごく薄い層により説明できる.

2．先に指摘した上下動成分に見られる大振幅の位相（矢印）は基盤岩と堆積層との境界で生じたＳＰ変換波として説明できる.

3．ＫＯＢは水平成層構造モデルでは説明されない．これは盆地境界に近いためと考えられる.

我々の地震動観測及び解析により，今回の被害に直接関わる周波数帯域の地震動特性が深い堆積層構造や表層極近傍の地質構造と密接な関係があることがわかった．Pitarka et al. (1995) は余震記録に対して２次元地下構造シミュレーションを行い，盆地端部の形状のFocusing による影響を考慮した堆積層での記録の説明を行った．地下構造モデルは後述する関震共（私信）の反射法探査結果やIwata et al.(1995b) で指摘した堆積層厚に基づいている．Fig. 12には仮定した地下構造モデル，Fig. 13には合成波形と観測波形を示した．速度波形はよく一致しているが，最大値で１０倍にもなる地震動増幅を説明するためには，表層近傍の低速度の層が必要と結論づけている．本震時の地震動を精度よく知るためには，境界面形状や表層極近傍の地下構造モデルの更に精度よい構築が必要で，沖積層厚や人工地盤層厚の分布をボーリングデータや浅層反射法によるＳ波速度構造を精度よく知ることや本震時の地盤の非線形挙動の性質を知る必要があると考えられる.

地下構造探査と地下構造モデル

地震後，いくつかの機関によって神戸地域において地下構造探査が行われた．関震共（私信）は盆地端部の形状を精査するために反射法探査を行った．測線は，関震共ＫＢＵ（神戸大学）観測点を通る石屋川測線（灘区）及び岡本測線（東灘区）で（Fig. 14），そのうち岡本測線での探査結果をFig. 15に示す．岡本測線は我々が余震観測を行った点に近く，参考にすることができる．盆地端部は逆断層タイプで堆積層側にオーバーハングしている基盤岩が迫り出しているのに対して，堆積層はほぼ水平に堆積していることがわかる．しかしながらこの探査では人工震源が弱かったために堆積層の下の基盤岩は確認されていないが７～８００ｍ以深であることはわかる．堆積層の厚さは我々がＳ－ＳＰ変換波によって得た結果と整合性はあるといえる.

１９９５年度に，地質調査所，兵庫県等による大規模な人工地震波探査（反射法探査）が行われ，また，１２月には東大を中心とした大学グループによる爆発震源による構造探査が行われる予定である．これらの実験は神戸市域における地殻上部構造を含む地下構造を解明し，地震動被害と地下構造の関係を詳細に議論する重要な情報を与えるであろう.

地震動災害の成因

震災が帯状分布していたために，「断層説」と「地盤説」，さらに「地盤説」にも「不整形地盤説」，「表層地盤説」が出された．地震動と断層を短絡的に結びつける「伏在断層」説は，その一見「わかりやすさ」ゆえに，今でもマスコミで支持されているし，神戸の直下で断層運動があったということは事実であるものの，「潜在断層探し」を目的とした神戸市域の堆積層上を南北に横断する反射法探査では（勿論，たとえあったとして，その断層が地表まで達して地変として現れなければ今回動いたとはわからないのだが）連続的な潜在断層は発見されていない.

「地盤説」において，我々は余震観測を展開し，余震記録からの観測事実として震度７地域の観測点で余震の地震動が１０倍にもなることや，ＳＰ変換波から盆地構造境界の形状についての知見を示した（Iwata et al., 1995a,b）．後に行われた反射法探査において，我々の地下構造モデルの妥当性が示され，反射法探査結果に基づく地下構造モデルにより，余震のシミュレーションによって，余震の増幅が基盤形状，深い堆積層及び表層近傍の低速度層の影響によるものと結論づけた（Pitarka et al.,1995, Iwata et al., 1995b ）．一方，神戸市がポートアイランドに設置していた地中～地表地震計において，地盤の非線形更に液状化した際の貴重な強震記録が得られ［例えば川瀬・他(1995)；Jorge et al.,(1995)］，神戸第8（港湾技術研究所），鷹取（ＪＲ）等の記録にも非線形挙動による波形の変形が見られたことを鑑みると，現時点において，被害の集中は神戸の直下で断層運動があり，深い堆積層を持つ基盤形状及び表層近傍の低速度層の非線形応答の影響を受けたからであると結論づけることができる.

謝辞

資料を提供していただいた方々に感謝致します.

参考文献

土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編著，1987，新編大阪地盤図，コロナ社.

ＥＳＧ研究委員会，1994，釧路市における共同強震動観測－データ集Ｉ－，（財）震災予防協会.

藤田和夫・笠間太郎，1982，大阪西北部地域の地質，地質調査所.

堀家正則・竹内吉弘・鳥海　勲・藤田　崇・横田　裕・野田利一，1995，生駒山地と大阪平野境界部における地下構造，地震第２輯，48，37-49.

Ide, S. , M. Takeo, and Y. Yoshida, 1995, Source model of the 1995 Kobe earthquake determined from near-field strong motion records, Submitted to J. Phys. Earth.

Ikebe, N., J. Iwatsu, and J. Takenaka, 1970,

Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence, J. Geosciences, Osaka City Univ., 13, 39-98.
Irikura, K. and Y. Fukushima, 1995, Attenuation characteristics of peak amplitude in the Hyogoken-nambu earthquake, J. Nat. Disas. Sci., 16, No.3, 39-46.
岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也，1994，エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造，地震第２輯，46，395-403.
岩田知孝・釜江克宏・入倉孝次郎，1994，近地強震記録を用いた１９９３年北海道南西沖地震最大余震（１９９３／８／８　ＭＪＭＡ６．３）の震源過程，月刊海洋，北海道南西沖地震と津波，80-87.
Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami, 1995a, Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake at Higashinada Ward, Kobe city., J. Natural Disas. Sci., 16, 41-48.
Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase and K. Irikura, 1995b, Site amplification of ground motions during aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake in severely damaged zone - Array observation of ground motions at Higashinada Ward, Kobe city, Japan -, Submitted to J. Phys. Earth.
Iwata, T. and K. Kamae, 1995, Source parameter determination using regional strong motion network data, Proc. 5th Inter. Conf. Microzonation, Nice, in printing.
Jorge, A. G. and K. Irikura, 1995, Preliminary analysis of non-linear site effects at Port Island vertical array station during the 1995 Hyogoken-nambu earthquake, J. Natural Disas. Sci., 16, 49-58.
香川敬生・澤田純男・岩崎好規・江見　晋，1990，発破実験より推定される大阪堆積盆地構造，地震第２輯，43，527-537.
Kagawa, T., S. Sawada, and Y. Iwasaki, 1992, On the relationship between azimuth dependency of earthquake ground motion and deep basin structure beneath the Osaka plain, J. Phys. Earth, 40, 73-83.
香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘　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講演概要集，199-202.
香川敬生・入倉孝次郎・横井　勇，1995，速度サーボ型強震計の飽和特性について　－兵庫県南部地震における飽和記録復元の試み－，地震学会秋季大会予稿集.
川瀬　博・佐藤智美・福武毅芳・入倉孝次郎・岩田知孝，1995，兵庫県南部地震による神戸市ポートアイランド観測記録のシミュレーション，日本建築学会学術講演梗概集，161-162.
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６年度文部省科学研究費（総合研究Ａ）研究成果報告書（代表・藤原悌三，06306022），124-154.
神戸市，1980，神戸の地盤.
Kudo, K., T. Sasatani, M. Sakaue, S. Saito, H. Nagumo, and M. Takahashi, 1994, Effects of surface soil and earthquake source radiation on the ground motion of 1.6g acceleration, observed during the August 8, 1993, South-West Off Hokkaido earthquake, Japan, Proc. 9th Japan Earthq. Eng. Symp., E043-048.
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６年度文部省科学研究費（総合研究Ａ）研究成果報告書（代表・藤原悌三，06306022），139-146.
松波孝治・入倉孝次郎・岩田知孝 ・藤原広行・松井一郎，1989，大阪平野及びその周辺地域における広周波数帯域・広動帯域地震波観測，京都大学防災研究所年報，32B-1, 53-60.
中川康一・武藤直美・領木邦浩・横田　裕，1990，重力から見た大阪平野の東西断面，平成２年度日本応用地質学会関西支部研究発表会概要集，35-38.
総合研究班ワーキンググループ（代表・入倉孝次郎），1992，西日本における地震動予測及びサイスミックマイクロゾーニングを目的とした強震動記録データベース化に関する研究，文部省科学研究費（重点領域）研究成果報告書02201115.
Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and T. Kagawa, 1995, Basin structure effects in the Kobe area inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17,1995, Hyogoken-nambu earthquake, submitted to J. Phys. Earth.
災害科学研究所，1984，大阪平野の地震動特性.
災害科学研究所，1990，大阪平野の地震動特性－フェーズⅡ.
笹谷　努・古村美津子・斎藤誠治・鈴木貞臣・竹中博士・奥村貴史・松島　健・古村孝志，淡路島における強震動観測，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（代表・藤原悌三，06306022），127-138.
Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba, 1995, Minute Locationing of Fault Planes and Source Process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu(Kobe), Japan, Earthquake from the Waveform Inversion of Strong Ground Motion , Submitted to J. Phys. Earth.
鳥海　勲，1980，大阪平野の地震動特性－あとゆれの伝達経路についてー，日本建築学会学術講演梗概集（近畿），487-488.
鳥海　勲・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則・井上豊・馬場研介，1990，大阪平野の地下構造－北港発破実験（１９８８）によるー，地震第２輯，43，373-378.
Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibazaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida, 1995, Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, Submitted to J. Phys. Earth.
Wald, D. J., 1995, A preliminary dislocation model for the 1995 Kobe (Hyogo-ken Nanbu). Japan, earthquake determined from strong ground motion and teleseismic wavegorms, Seis. Res. Lett., 66, No.4, 22-28.

Table 1 List of array observation stations in Higashinada Ward, Kobe City. The geological condition at each station is based on the geological map of Hujita and Kazama (1982) .

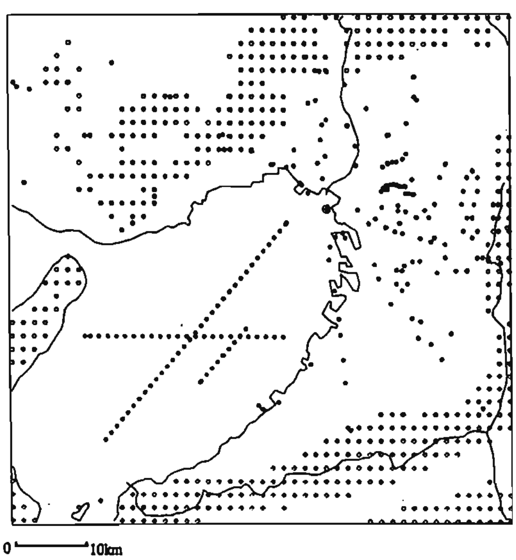
CODE geologocal condition	LAT. (N) deg. min. s.	LONG. (E) deg. min. s.	SYSTEM sensor recorder	START DATE	ORGANIZATION
KOB Alluvium	34 43 30.0	135 16 51.6	VSE11/12 CV901NVR Velocity	94/04-	CEORKA
FKE Reclaimed	34 42 58.7	135 17 36.9	VSE11/12 CR650 Acceleration	95/01/18	SHIMIZU
FKI Alluvium	34 43 05.2	135 16 53.1	VSE11/12 CR650 Acceleration	95/01/19	SHIMIZU
KMC Sand stone	34 43 47.0	135 17 10.8	VSE11/12 DRM2a Velocity	95/01/18	EGMDPRI
ASY Alluvium	34 43 27.4	135 18 30.6	VSE11/12 CR650 Acceleration	95/01/23	SHIMIZU
NOM Alluvium	34 43 17.8	135 16 20.7	VSE11/12 DRM2a Velocity	95/01/23	EGMDPRI

Table 2 List of epicenters of aftershocks observed at the Higashinada array (Iwata et al., 1995).

DATE M/D H:M:S	Lat. DEG. MIN. (N)	Long. DEG.MIN (E)	Dep. km	M_{JMA}	KMC	KOB	ASY	FKI	FKE	NOM
1/23 21:44:15.5	34 47.6	135 19.1	16.2	4.3	o	o	o	o	o	
1/25 23:15:57.2	34 47.4	135 18.8	16.7	4.7	o	o	o	o	o	
1/26 01:01:25.8	34 46.0	135 16.0	12.5	3.5	o	o	o	o	o	
1/29 00:27:12.7	34 44.2	135 17.0	8.6	2.9	o	o	o	o		o
1/31 08:24:18.3	34 44.4	135 17.3	10.8	3.2	o	o	o	o	o	o
2/ 2 16:19:28.0	34 41.7	135 09.0	17.9	4.2	o	o	o	o	o	o
2/ 3 20:36:55.3	34 43.8	135 16.0	11.5	3.4	o	o	o	o	o	o
2/18 21:37:33.9	34 26.7	134 48.4	12.6	4.9	o	o		o	o	o

Table 3 Assumed underground structure models for the KMC station (rock site), the ASY, FKE, and FKI stations (soil sites), and the KOB station (soil site) (Iwata et al., 1995).

DEPTH(m)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Density	Qp	Qs
Rock SITE (KMC)					
0.	3.0	1.2	2.2	250.	150.
30.	5.5	1.8	2.4	900.	400.
100.	5.7	3.2	2.45	1100.	500.
5000.	6.0	3.46	2.8	1300.	600.
18000.	6.7	3.87	3.0	1700.	800.
Soil SITE (KOB)					
0.	1.6	0.4	1.7	150.	40.
160.	1.8	0.55	2.0	300.	70.
400.	2.5	1.0	2.2	350.	100.
800.	4.25	2.85	2.3	400.	150.
900.	5.7	3.2	2.45	500.	250.
5000.	6.0	3.46	2.8	1300.	600.
18000.	6.7	3.87	3.0	1700.	800.
Soil SITE (FKI etc.)					
0.	1.4	0.1	1.4	50.	20.
7.	1.5	0.2	1.6	100.	40.
20.	1.6	0.4	1.8	200.	50.
150.	1.8	0.55	2.0	300.	70.
450.	2.5	1.0	2.2	350.	100.
900.	4.25	2.85	2.3	400.	150.
1000.	5.7	3.2	2.45	500.	250.
5000.	6.0	3.46	2.8	1300.	600.
18000.	6.7	3.87	3.0	1700.	800.



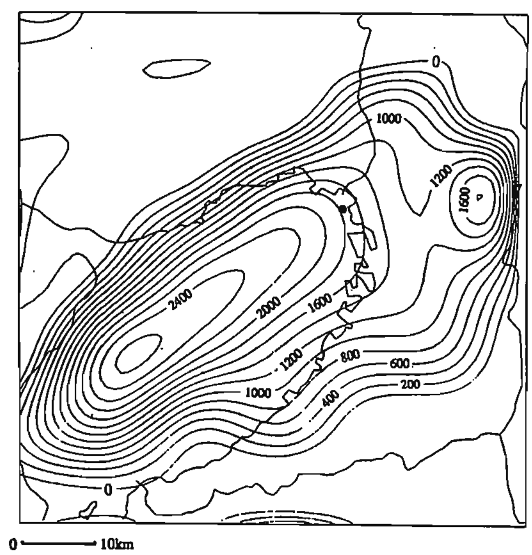


Fig. 1 Left: Map of points where the basement depth is obtained. Right: Contour map of the basement in Osaka basin (Kagawa et al., 1993).

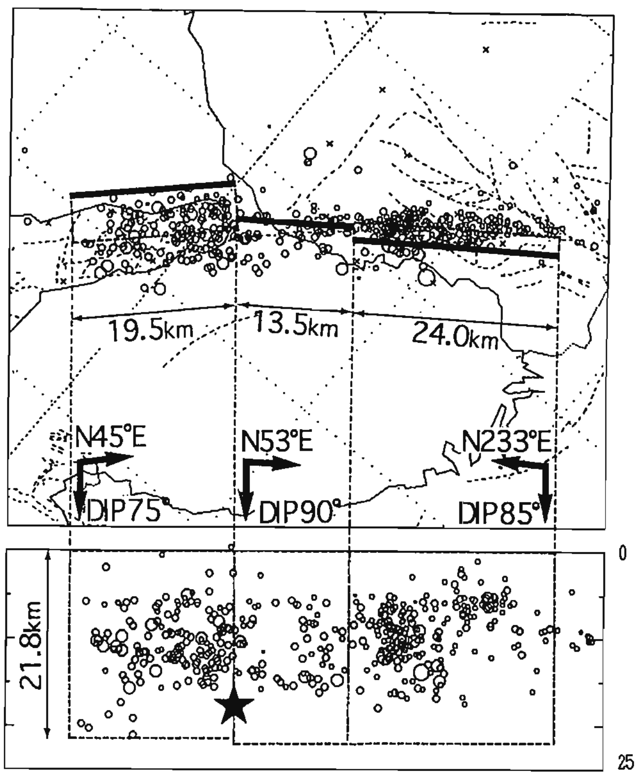


Fig. 2 Assumed fault model for the waveform inversion on aftershock distribution by Research Center of Earthquake Prediction, Kyoto Univ. (Sekiguchi et al., 1995).

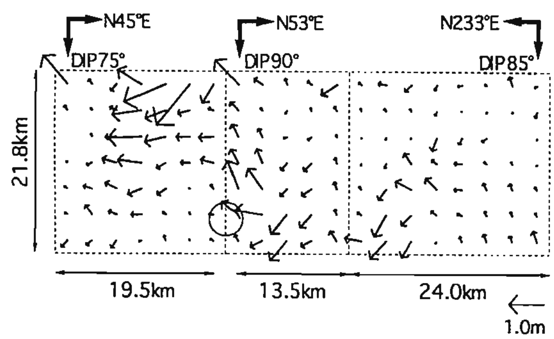


Fig. 3 Final slip vector distribution. The arrows show the movement of the south-east side of the fault against the north-west side. (Sekiguchi et al., 1995).

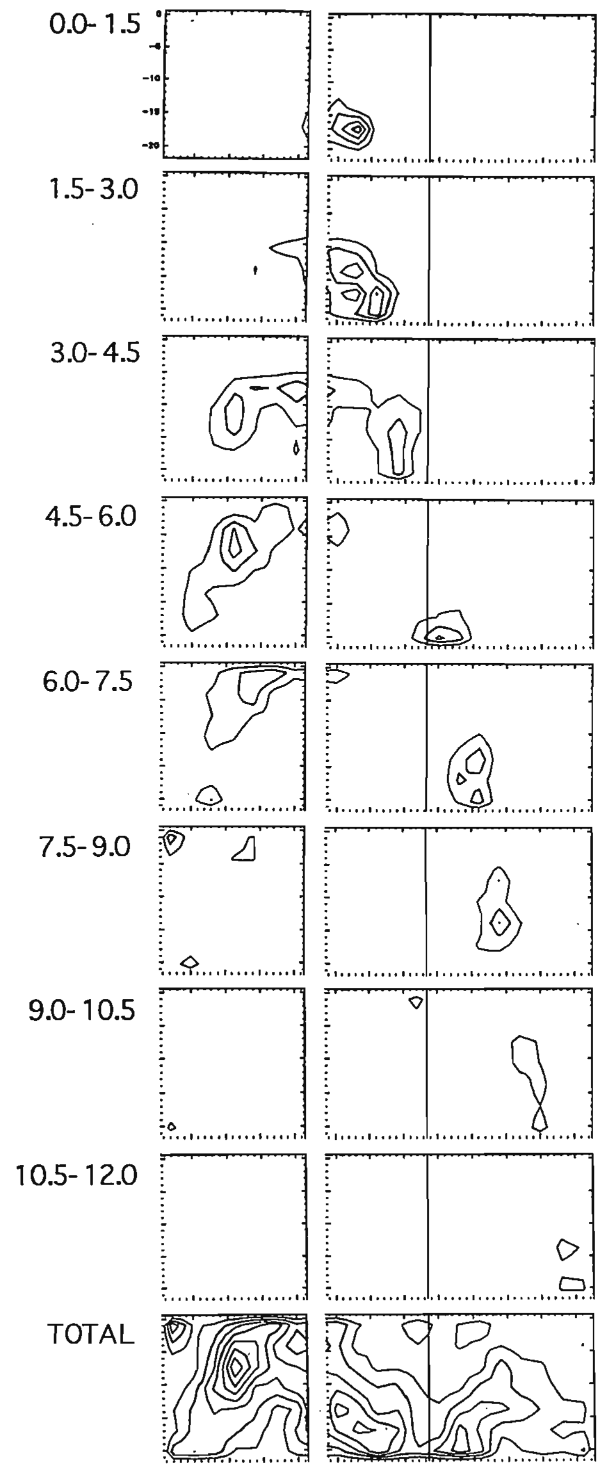


Fig. 4 Time progression of rupture (moment release) and distributions of final moment release. Each time window is 1.5 s. (Sekiguchi et al., 1995).

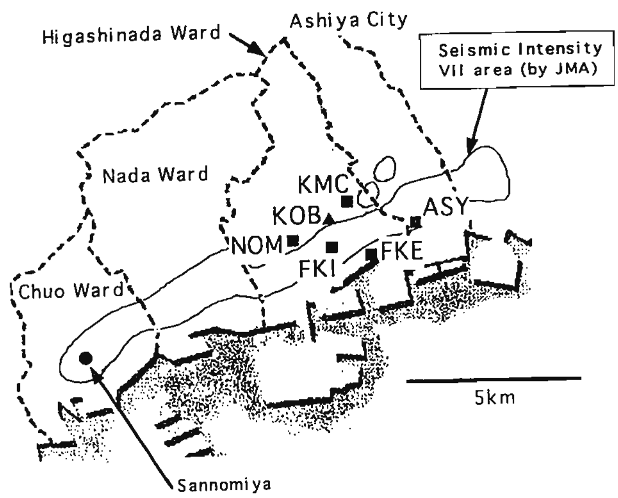


Fig. 5 Location of array observation stations in Higashinada Ward, Kobe City. Hatched area shows the seismic intensity of seven by JMA(1995) (Iwata et al., 1995b).

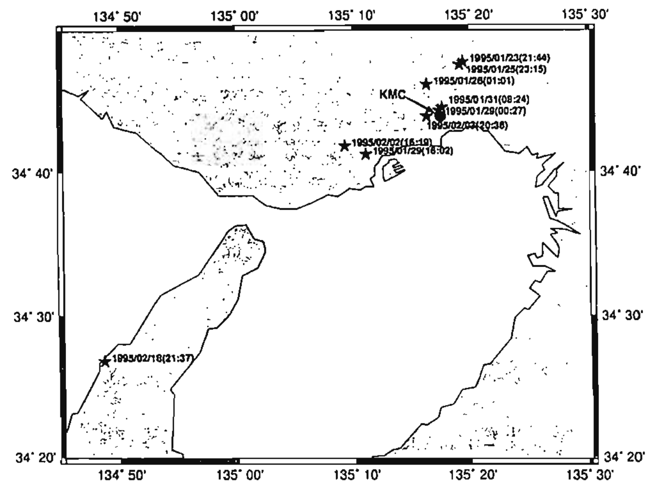


Fig. 6 Epicenter distribution map of the aftershocks used in this study together with the KMC station (Iwata et al., 1995b).

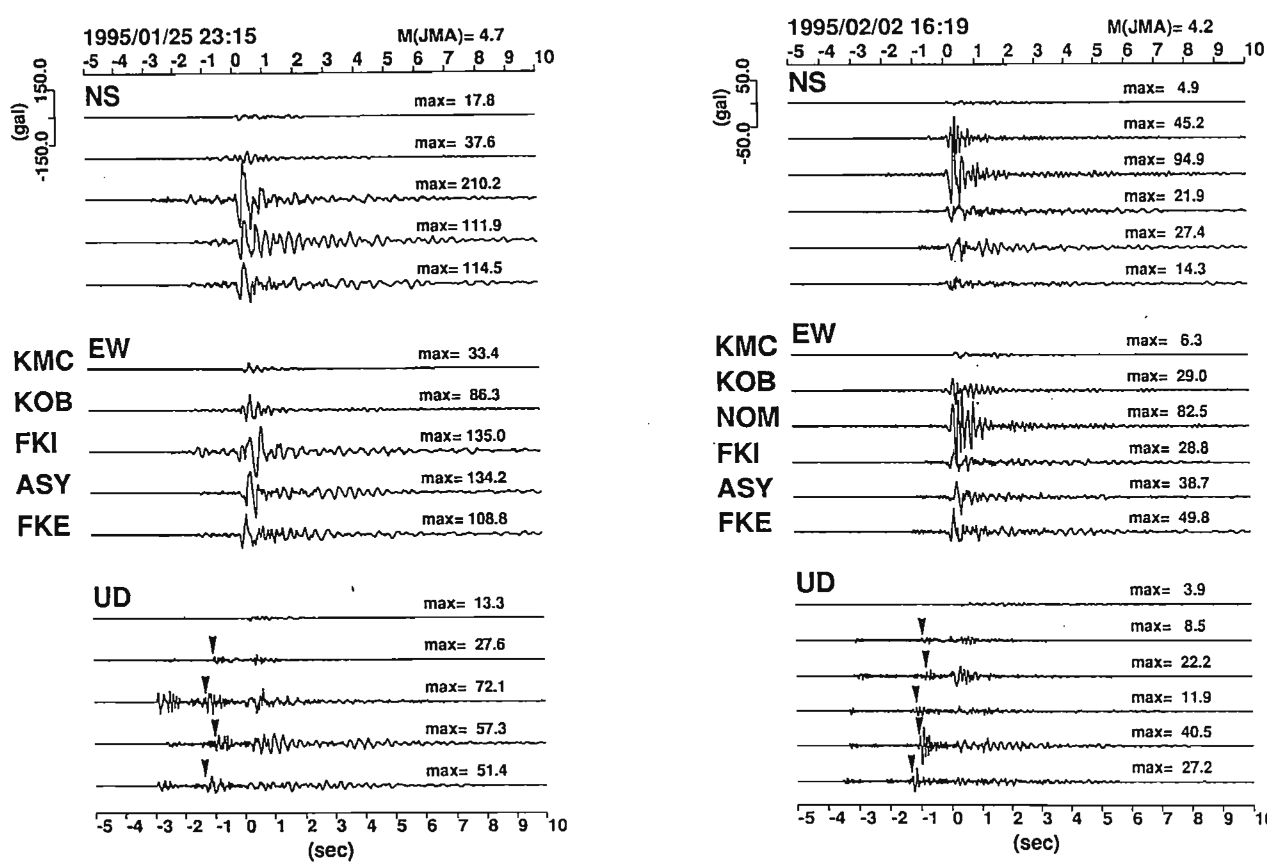


Fig. 7 Observed ground accelerations at array stations. Left: the 23:16, 25 Jan. event, Right: 2nd Feb. 16:19 event. From top to bottom: the NS, EW, and UD components of each station. Pasted-up seismic traces are arranged by P wave onset. Triangle ticks shown in the vertical motion traces are the SP converted waves of the interface between the bed rock and the sediment (Iwata et al., 1995b).

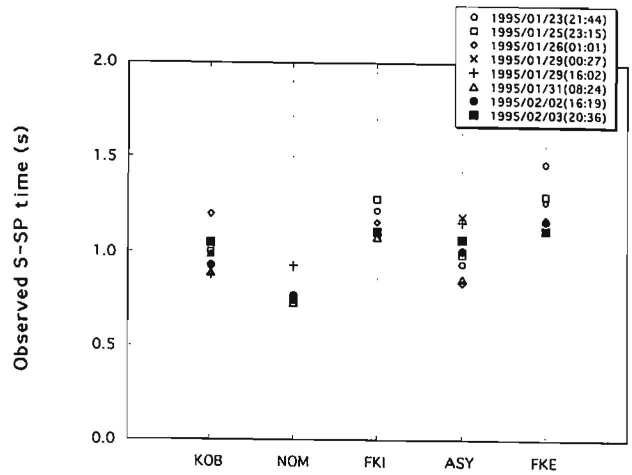


Fig. 8 Time differences between S and SP phases of each record for each station (Iwata et al., 1995b).

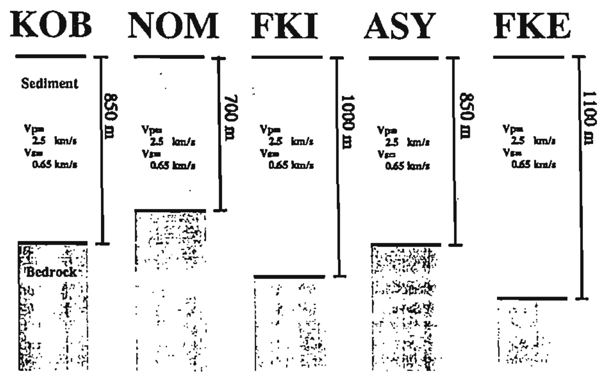


Fig. 9 Estimated thickness of sediment under each observation station. Assumptions are (1) the S-wave velocity of 0.65km/s and the P-wave velocity of 2.5km/s for the sediment layer for all stations, and (2) the vertical incidence of waves (Iwata et al., 1995b).

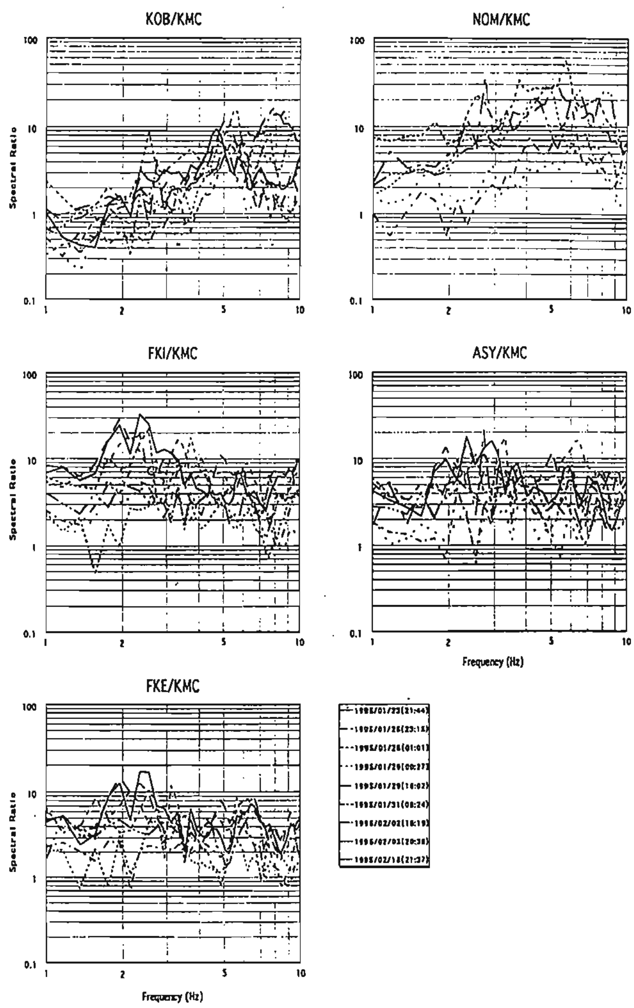


Fig. 10 S-wave amplitude spectral ratios of the vectorial summation of the two horizontal components of soil sites with the KMC station (rock site) as the reference point. Spectral ratios are calculated from the smoothed amplitude spectra of the 10% running mean (Iwata et al., 1995b).

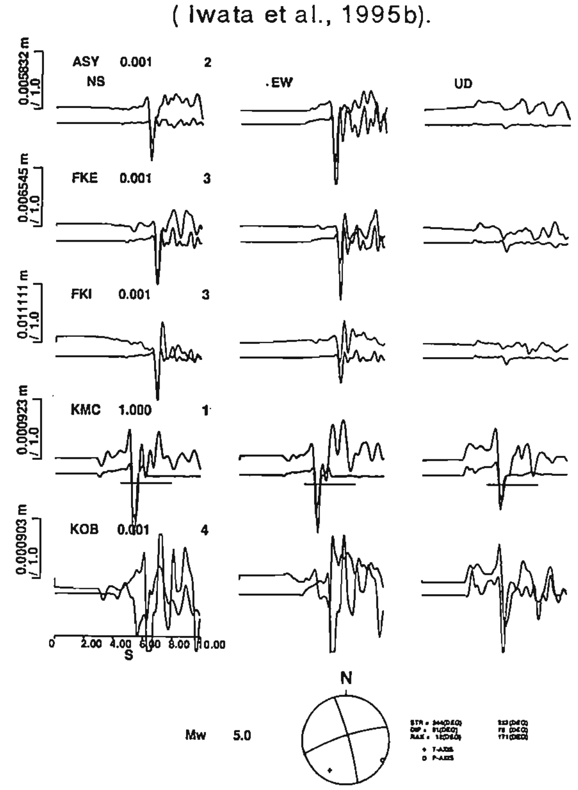


Fig. 11 Comparison of the synthetics and observed displacements during the Jan. 25 23:15 event at the KMC, ASY, KOB, FKE, and FKI stations. Upper traces: synthetics. Lower traces: observed. Synthetics at the KMC station are the result from the moment tensor inversion. Obtained moment tensor solution is shown in the bottom. Synthetics for the other stations are waveforms from the forward modeling with the stratified underground structure model for soil sites shown in Table 3 and the point source obtained from the moment tensor inversion (Iwata et al., 1995b).

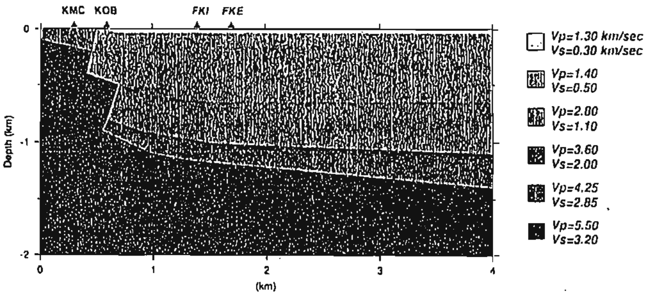


Fig. 12 Assumed underground structure model for the Higashinada observation array (Pitarka et al., 1995).

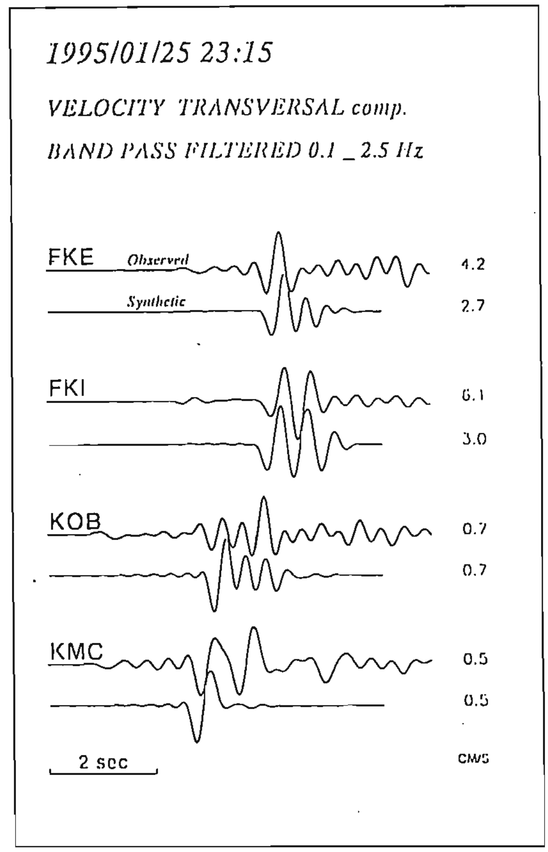


Fig. 13 Synthetic velocity waveforms and observations of the aftershock of Jan. 25, 23:15. Waveforms are band-pass-filtered of 0.1 to 2.5Hz and normalized by each maximum values. Note that synthetics fit well with observed, however, amplitudes of observed at FKI and FKE are twice larger than those of synthetics (Pitarka et al., 1995).

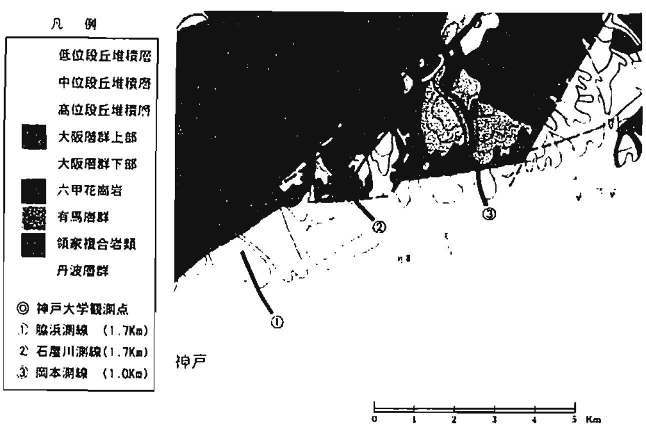


Fig. 14 Seismic reflection survey lines after the mainshock on Kobe city. (1) Wakihama (Endo et al., 1995), (2) Ishiyagawa, and (3)Okamoto (CEORKA, personal communication, 1995)

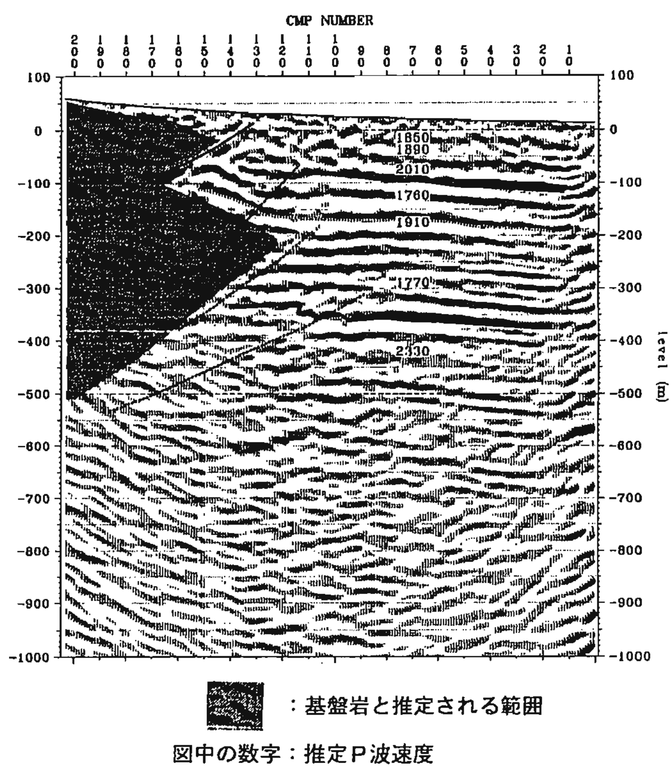


Fig. 15 NS-cross section of the Okamoto survey line (CEORKA, personal communication, 1995).

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1995.10.13

1995年兵庫県南部地震における地盤の非線形挙動とその予測

Nonlinear Response of Ground and its Evaluation during the 1995 Hyogoken-nanbu Earthquake

吉田 望[*1]、中村 晋[*2]、末富岩雄[*3]
Nozomu YOSHIDA, Susumu NAKAMURA, and Iwao SUETOMI

Nonlinear dynamic response analyses are conducted at two sites where vertical array earthquake records were obtained during the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake. Various nonlinear methods from an equivalent linear analysis to an effective stress analyses are employed. At Port Island where severe liquefaction was observed, effective stress analysis shows much better agreement with observed records whereas prediction by equivalent linear analysis is poor. At the Research Center of Kansai Electric Co., Amagasaki city, equivalent linear analysis considering two horizontal directional shaking are conducted. it is found that consideration of the multi-directional shaking is less affective to the result of analysis. Again, it is shown that equivalent linear analysis cannot predict ground motion at main shock whereas agreement becomes better after the main shock. Through these analyses, the ground is supposed to behave in an nonlinear manner very much. It is pointed out that equivalent linear method may not be not an relavant tool to predict the behavior of ground during strong shaking, and it is important to employ the step-by-step time integral method considering the change of material property.

1 はじめに

1995年兵庫県南部地震では、神戸市を中心として非常に大きな被害が発生した。この地震では多くの加速度記録が得られているが、中には地表面の最大加速度が500cm/s^{2}を越える記録も多数含まれている。また、液状化の発生も広範囲に報告されている。これらの事は、地盤が大きな非線形挙動をしている可能性を示唆するものである。

本論では、鉛直アレー観測が行われている地点を選び、各種手法を用いて地震応答解析を行い、地震時の地盤の非線形挙動の特徴を検討するとともに、非線形挙動が卓越する地盤に対する各種解析手法の適用性を検討する。

解析に用いたのは、図-1に示す二つのサイト、すなわちポートアイランド（神戸市中央区）と関西電力総合技術研究所（尼崎市若王子：以下関電研究所）であ

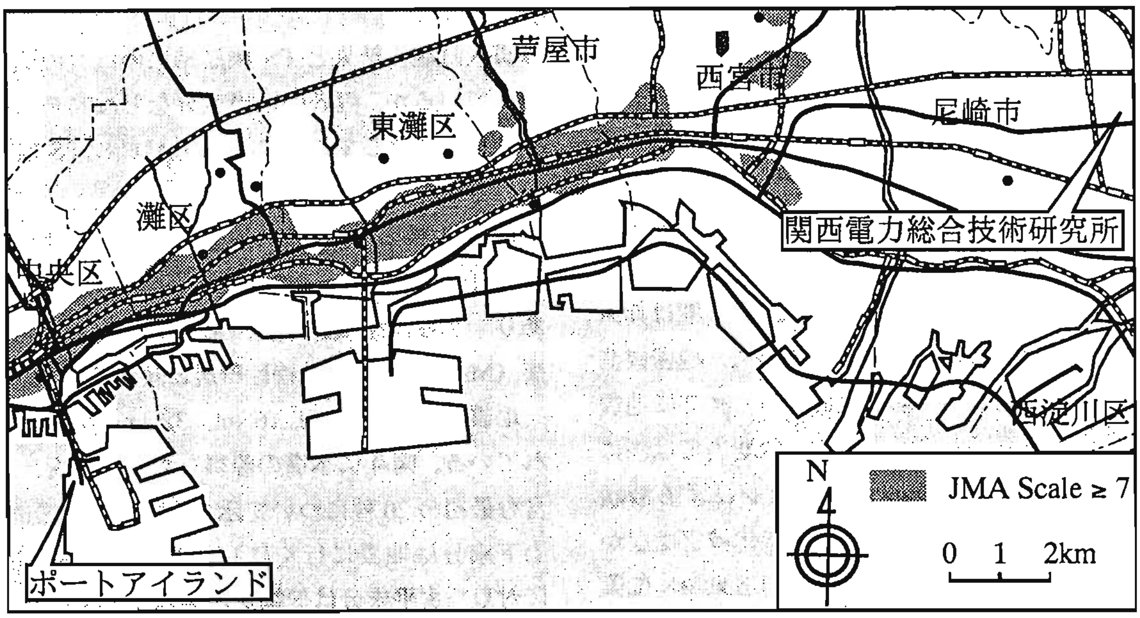


図-1 解析に用いた記録の観測位置

佐藤工業（株）・中央技術研究所 *1 主席研究員・工博 *2 主任研究員・工博 *3 所員・工修
Engineering Research Institute, Sato Kogyo Co., Ltd.

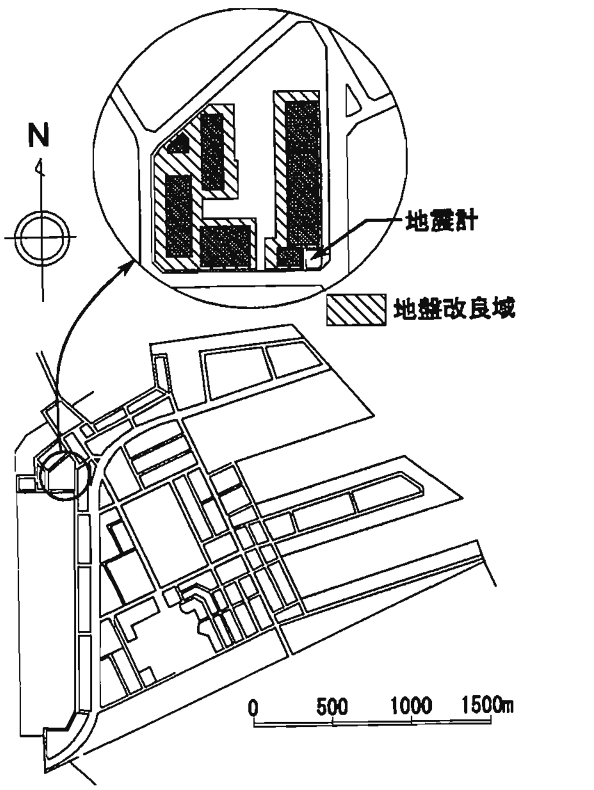
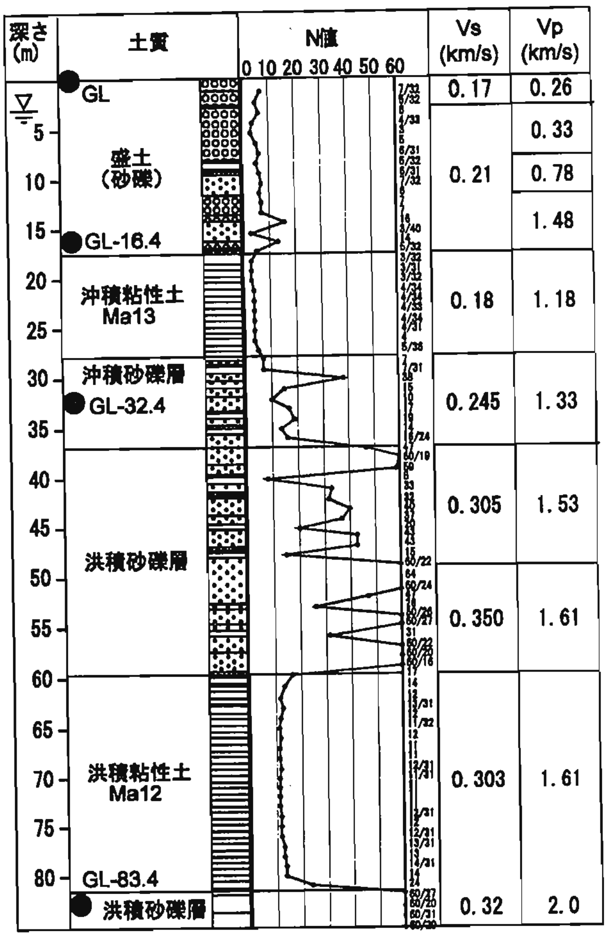


図-2　ポートアイランド第 1 期造成地平面図と地震計設置位置



(注) 地表面 (GL) はKP+4m
● 地震計

図-3　地震観測位置の柱状図（V_s、V_p は文献 2)をもとに推定したもの。）

る。ポートアイランドは神戸市、関電研究所は関西電力により鉛直アレー観測が行われている。また、ポートアイランドでは激しい液状化が発生している。なお、これら二つの地点は、図-1 に示した震度 7 の地点には含まれていない。

2　ポートアイランド記録とその解析

2.1 地盤と地震記録

ポートアイランドは、六甲山地のマサ土を用い、埋立により造成された人工島である。埋立は 1967 年より始まり、第 1 期は 1981 年に終了し、第 2 期は兵庫県南部地震発生時には埋立の途中であった。地震観測位置は第 1 期造成地の北西部に位置する。図-2 に地震計設置位置および周辺の状況を示す。敷地内では図に示すように建物周辺にはコンパクションによる液状化対策が施されており、この部分は液状化被害はなかったとされている[1]。観測位置は敷地の南東端に位置し、この部分は対策は施されておらず、液状化が発生したと想定されている。

図-3 に観測地点の柱状図および地震計設置位置[2]を示す。なお、この地点の地盤に関しては、柱状図・標準貫入試験の結果と PS 検層結果の二つの資料が公表されているが、両者の地層区分などは完全には対応していない。そこで、図-2 では柱状図に PS 検層の結果をすりあわせている。

柱状図によれば、この地点の埋土（マサ土）の厚さは約 18m であり、その下には沖積粘性土（Ma13）があり、さらに沖積砂礫層、第 1 洪積砂礫層、洪積粘土層（Ma12）、第 2 洪積砂礫層と続いている。

地震計は地表と GL-16.4m、32.4m、83.4m に設置されている。図-4 に本震の際得られた記録を、主要動を含む最初の 20 秒について示す。記録で特徴的なのは、上下成分は地表に行くにしたがって増幅しているのに対し、水平成分は振幅が次第に小さくなり、また短周期成分が見られなくなることである。これは、強い水平動により非線形挙動が卓越した結果と考えられる。

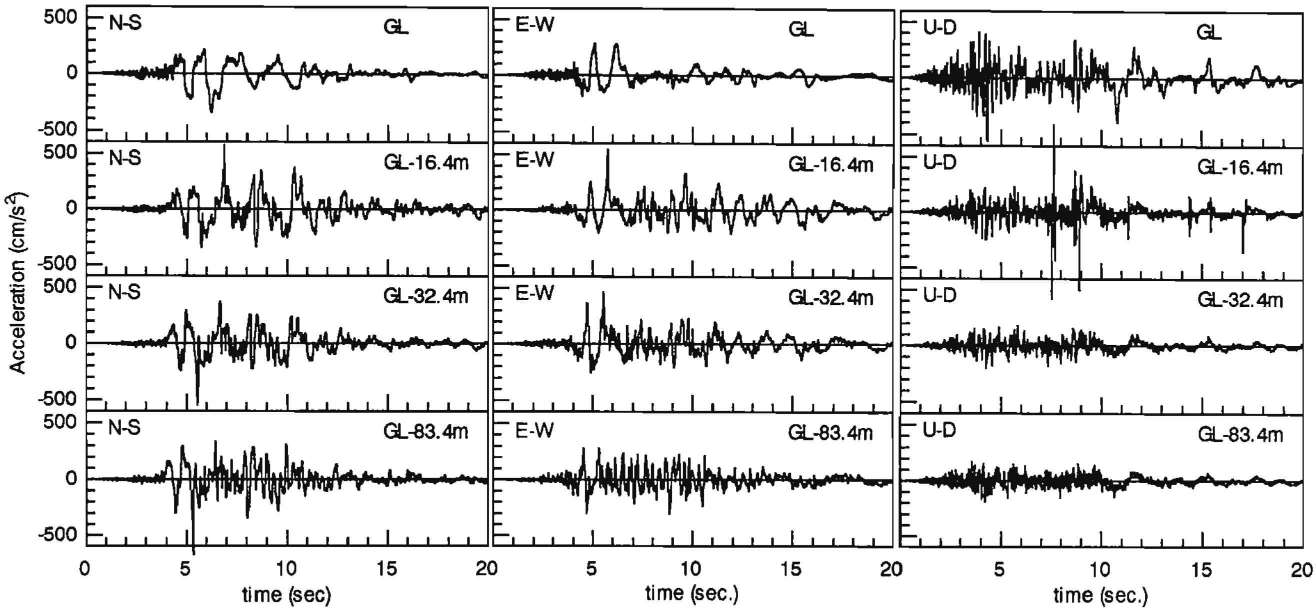


図-4　ポートアイランドで得られた地震記録

2.2 地盤のモデル化

地震計はGL-83.4mから設置されているが、ここではGL-32.4mの地震計より上を解析する。これは、①Ma13とMa12の粘性土層の間にある砂礫層の非線形特性に関するデータを入手することが出来なかった、②逐次積分型の解法では、履歴減衰の小さい材料のモデル化は困難な時がある、③非線形挙動に着目している、等の理由による。

図-3に示されるように、観測位置のすぐ横では地盤改良が施されており、一次元のモデル化は単純には正当化されないかもしれないが、多次元解析を行うに必要なデータが入手できないことから、解析は一次元で行う。

地盤のモデル化に際して、次のような点を考慮した。

①弾性定数は、基本的には文献2)に従う。しかし、文献2)には図-3に示した柱状図とともにPS検層結果も示されているが、PS検層の土質と深度の関係は図-3とはかなり異なっている。

②ダウンホール法によるPS検層は地層の平均的な速度が得られ、局所的な値とは対応しない。

③図-3のN値分布を見ると、各層とも深さとともにN値が増加しているが、これはN値の拘束圧依存性が現れたものと考えられる。既往の地震応答解析では、同じ地層は同じ定数を用いる事例が多いが、弾性定数、非線形特性とも拘束圧依存性を考慮した方がよい[7)]。

また、有効拘束圧σ'_mが必要な場合には、静止土圧係数K_0を0.5として計算した。さらに、地下水位はGL-3mに設定し、単位体積重量は文献3)を参照し、図-9の値を用いた。

(1)沖積砂礫層（GL-28～37m）

層中央でせん断波速度が245m/s、微小ひずみ時のせん断定数G_{max}が有効拘束圧の平方根に比例するとの仮定を設ければ、次の式が得られる。

$$G_{\max} = 831\,\sigma'^{0.5}_m \quad (\mathrm{kgf/cm^2}) \tag{1}$$

非線形特性については、参照できる動的変形試験結果を入手できなかったので、ここでは大崎の式に基づき内部摩擦角ϕをN値の関数として次式のように表す。

$$\phi = \sqrt{20N} + 15 \tag{2}$$

層の平均値15を代入するとϕ=32.3°となる。

ひずみ依存性に関してはHardinとDrnevichの式を用いる。

$$\frac{G}{G_{\max}} = \frac{1}{1+\gamma/\gamma_r} \tag{3}$$

$$h = h_{\max}(1 - G/G_{\max}) \qquad (h \geq 2\%) \tag{4}$$

ここで、hは減衰比、、h_{max}は最大減衰比、γはせん断ひずみ、γ_rは基準ひずみで$\gamma_r=\tau_{max}/G_{max}$で求める。$h_{max}$は22%とし、せん断強度$\tau_{max}$は内部摩擦角とモールクーロンの破壊条件より求める。

この層が液状化した可能性も指摘されている[4)]が、その影響は考慮しない。

(2)沖積粘性土（GL-18～28m）

この粘性土はほぼ正規圧密状態にある[5)]。既往のデ

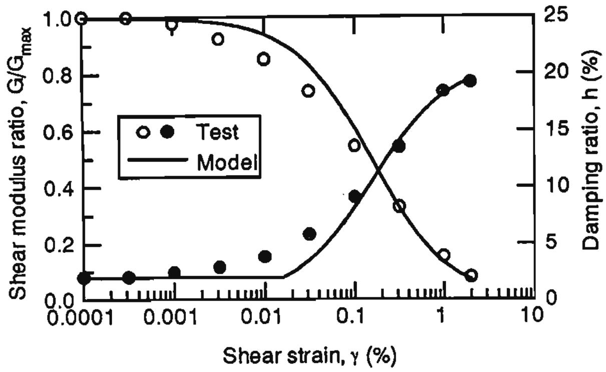


図-5　沖積粘性土のひずみ依存性

ータでは正規圧密粘土では G_{max} は拘束圧の平方根に比例するというデータも多いので、層中央でせん断波速度が 180m/s となるよう、次式でモデル化する。

$$G_{max} = 448\,\sigma_m'^{0.5}\quad (\mathrm{kgf/cm^2}) \tag{5}$$

文献 5 には図-5 に示す G-γ、h-γ 関係が示され、地域により余り差がないことが記述されている。また、一軸圧縮強度 q_u と G_{max} の関係を表す実験値が示されている。ここでは、粘着力 c を q_u の 1/2 とし、この関係を次のようにモデル化する。

$$c = q_u / 2 = 0.72 \log G_{max} - 1.12\quad (\mathrm{kgf/cm^2}) \tag{6}$$

層中央におけるせん断弾性定数を用い、式(3)(4)と同じモデルを用いれば（h_{max} = 21%）、図-5 に実線で示す関係が得られる。なお、式(6)から得られる q_u は約 1.7kgf/cm^2 である。ポートアイランド内の別のサイトで地震前に行った一軸圧縮試験でも q_u=1.6～1.8kgf/cm^2 が得られており、式(6)の妥当性を示している。

(3)埋土層（地表～GL-18m）

文献 2)では GL-5m まではせん断波速度が 170m/s、以下 210m/s と示されている。一方、N 値分布には拘束圧依存性が見られる。両者を考慮し、次の様にモデル化する。

$$G_{max} = 1000\,\sigma_m'^{0.5}\quad (\mathrm{kgf/cm^2}) \tag{7}$$

式(7)によれば埋土層のせん断波速度は 120～235m/s の分布となる。

この層は地震により液状化したと考えられ、地震後に採取した試料が地震前の材料特性を表すとは限らない。筆者らは、地震の半年ほど前に、ポートアイランド北部で不撹乱試料を採取した。その試料を用いた液状化試験結果は文献 7)に示されている。しかし、本計算にこの結果を用いるには問題もある。

この試料採取には筆者らも参加している。試料は

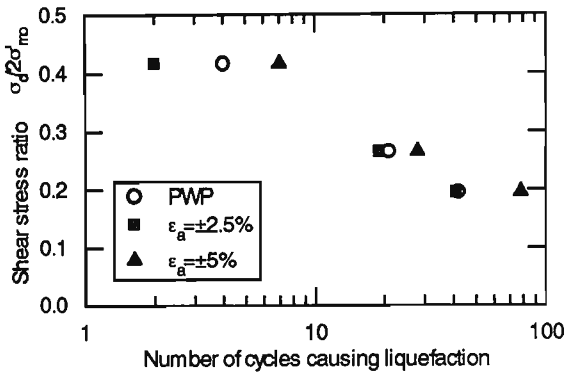


図-6　埋土の液状化特性

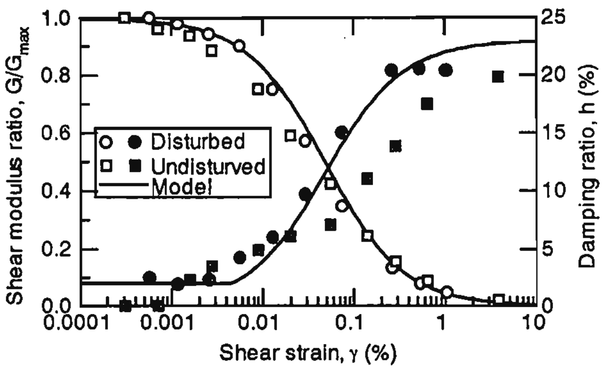


図-7　埋土のひずみ依存性

KP-10m 程度の掘削底面の上部を少し排除し、シンウオールで採取したものであるが、礫の多い地盤で採取は非常に困難であった。いくつかの場所を試み、かなり柔らかそうな部分でやっと採取に成功した。筆者らの当時の目的は不撹乱試料の過圧密による影響を調べることであったので、その意味では問題はないが、液状化強度はかなり低い可能性もある。そこで、本解析では、ポートアイランドで地震前に行われた図-6 の関係を用いる。

ひずみ依存性については、二つの動的変形試験を行った。一つは先の述べた不撹乱試料を用い、もう一つは同じサイトで掘削された材料である。試験には中空ねじり試験機を用いた。前者は飽和状態で行った。一方、後者は粒径 2mm 以下となるようふるいをかけた試料で、乾燥状態で行っている。いずれも初期有効拘束圧は 1kgf/cm^2 である。

図-7 に試験の結果を示す。二つの試験結果を比べると、せん断定数比は両者でほとんど差がなく、減衰比は不撹乱試料の方がやや小さい。不撹乱試料では過剰間隙水圧発生の影響があるかもしれない。

埋土の平均 N 値は約 5.5 であり、大崎の式より内部摩擦角を求めると、25.5°となる。したがって、上載圧

1kg/cm^{2}に対するせん断強度は0.477kgf/cm^2、基準ひずみは0.0477%となる。一方、G/G_{max}=0.5 となるひずみは 0.035〜0.039%である。両方に対し式(3)を用いてひずみ依存性を計算し実験値と比較すると、大きな差はないが、0.1%を越えるひずみ域では前者の方がよく一致していること、液状化の問題なので強度も重視すべきとの考えから、前者を用いてモデル化する。次に、減衰特性については撹乱試料をターゲットにh_{max}=23%とした。図-7にはこのようにして決めたひずみ依存性も示されている。

2.3 解析手法と対応するモデル化

二つの全応力解析と二つの有効応力解析の、計4つの解析を行う。解析手法は、実務でよく使われるという観点から選んだ。用いた手法と材料のモデル化は次の通りである。

(1)等価線形手法

重複反射理論に基づく方法で、これまでに示した材料特性モデルのみで解析が可能である。

(2)非線形全応力解析

せん断応力ーせん断ひずみ関係に双曲線モデルを用いた非線形解析で、逐次積分法により運動方程式を解く。

双曲線モデルでは、前項で示したひずみ依存性のうち、せん断剛性のひずみ依存性は正しく考慮できるが、減衰特性は自動的に決まってしまうので、実験結果を取り入れることは出来ない。特にひずみが小さい所ではモデルの履歴減衰は0になり、前項のモデルとの差が大きくなる。これを補正するためにRayleigh減衰を導入する。地盤の固有値解析を行うと、一次の固有周期が0.664秒となる。一次モード減衰を2%とし、これを質量比例、剛性比例それぞれが均等に受け持つとすればそれぞれの比例定数は0.19および0.0021となる。なお、有効応力解析でも同じ考え方を用いている。

(3)有効応力解析-1

一次元の有効応力解析で、筆者らがソースを公開しているYUSAYUSA[8]を用いる。このプログラムは応力空間上での応力経路を指定することにより過剰間隙水圧を発生させるモデルを用いている。

粘性土および砂礫層については過剰間隙水圧の発生は考慮しない。

埋土は液状化の発生を考慮する。過剰間隙水圧発生量を制御するパラメータの値は、図-6に示した液状化強度をターゲットとして、単純せん断試験のシミュレーションを行い決定する。図-8にシミュレーション結果を示す。用いたパラメータの値は、B_p=2.5、B_u=0.18である。なお、図-8は図-6と縦軸の座標値が異なっているが、これは図-6ではせん断応力振幅を初期有効拘束圧で無次元化しているのに対し、図-8では初期有効上載圧で無次元化しているためである。一次元解析では側圧の影響を考慮できない（考慮していない）ことがふつうで、そのためこのような処置が必要となる。

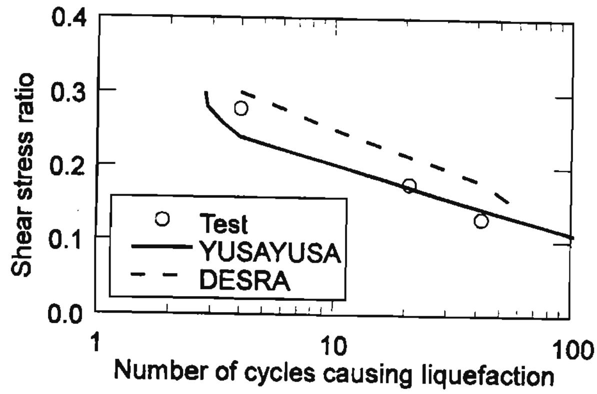


図-8　液状化強度の比較

マサ土は細粒分を多く含んでいるので、透水性は小さいと考え、解析は非排水条件下で行う。

(4)有効応力解析-2

過剰間隙水圧の発生にMartin-Finn-seedモデル[9]を用いる。いくつかのプログラムが作成されているが、ここではDESRA[10]を用いる。

Martin-Finn-seed モデルはダイレタンシーにより生じるであろう体積ひずみをせん断ひずみ振幅の関数として表し、これに一次元膨潤係数をかけることで過剰間隙水圧の発生を考慮している。このモデルではサイクリックモビリティの影響による体積ひずみ発生量の減少は先の関数形に含まれているが、これに伴う硬化現象は考慮されていない。図-6の液状化特性をターゲットとして決めた液状化強度を図-8に示す。用いたパラメータの値は、C_1=0.6、C_2=0.8、C_3=0.4、C_4=0.4、$k_2=1.5/P_a^n$、m=0.4、n=0.6であり、P_aは大気圧である。

粘性土および砂礫層については、非線形全応力解析に用いたのと同じモデルを用いる。その他の基本的な方針はYUSAYUSAと同じである。

2.4 解析結果と考察

NS方向を解析する。図-9に最大応答値、図-10に地

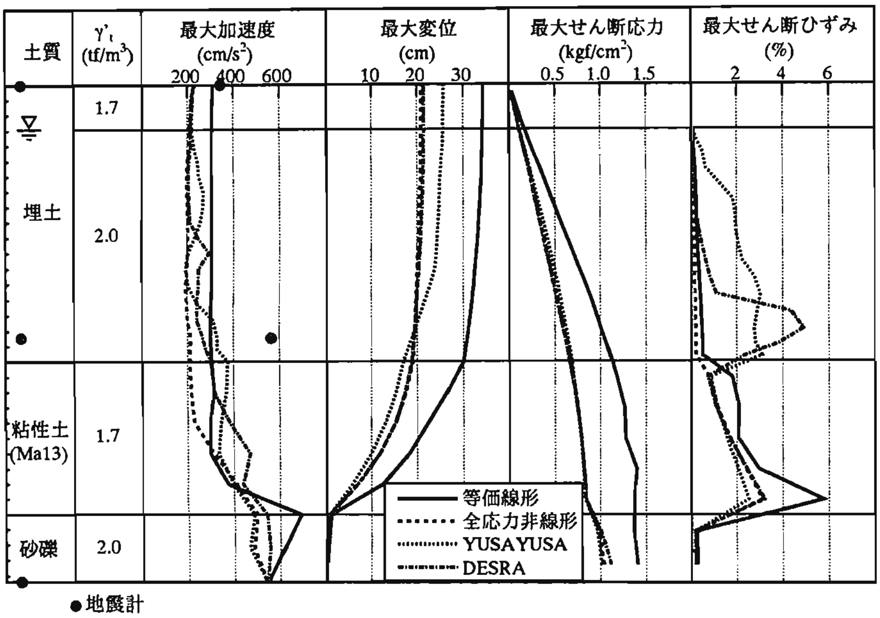


図-9　最大応答値の比較

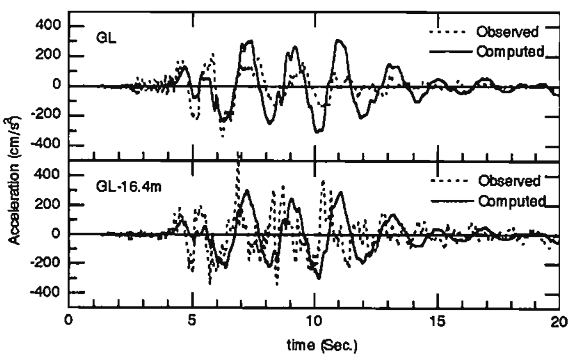
震計設置位置である GL および GL-16.4m の加速度時刻歴を計測値と比較して示す。

まず最大応答値を見ると、地表面加速度では等価線形解析が 309cm/s² で他の解析より大きい。また、せん断応力も大きい。これはこれまでにも指摘されている現象である[11)]。計算による最大加速度はいずれの場合も観測値より小さいが、これは後に示すように観測値ではパルス上の非常に大きい加速度の部分があるのに対し計算では全体になめらかな形状となっているためである。

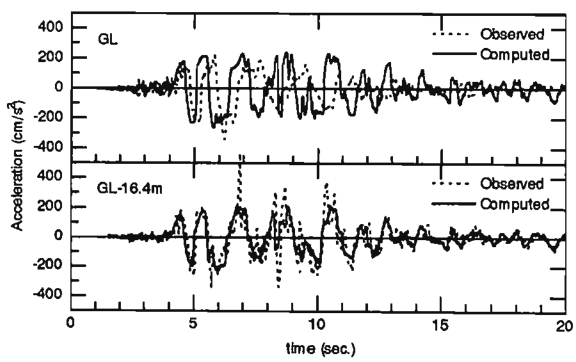
全体としての特徴は、粘性土の部分で加速度の値が非常に小さくなっていることが挙げられる。最大変位および最大せん断応力の分布を見ると、この部分ではひずみも大きく、大きな非線形挙動をしたことが分かる。最大応答値は粘性土地盤の挙動に大きく影響されている。

最大せん断ひずみ分布では、埋土層で全応力解析と有効応力解析に大きな差が見られ、有効応力解析が大きな値となっている。これは、有効応力解析では過剰間隙水圧の発生を考慮しているので、剛性がより小さくなったからである。

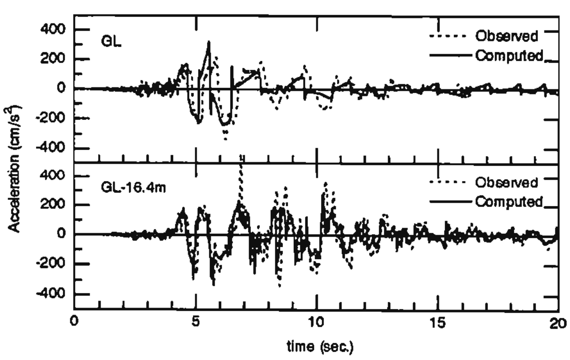
次に、時刻歴を比較する。全体として見れば、どの解析も観測値との一致度はかなりよい。しかし、詳細に観察すると、解析ごとに特徴があることが分かる。



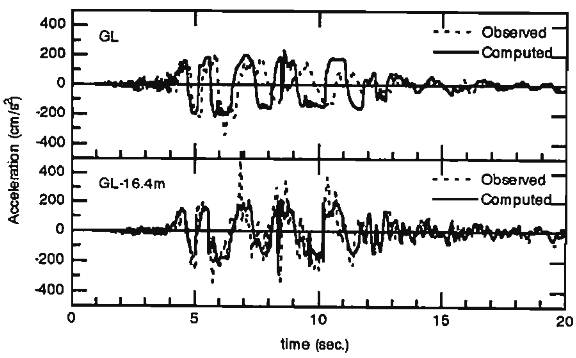
(a)等価線形解析



(b)全応力非線形解析

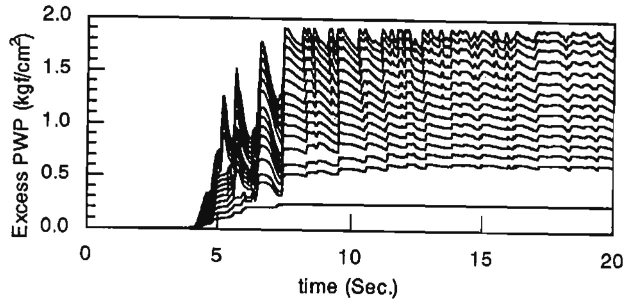


(c)YUSAYUSA

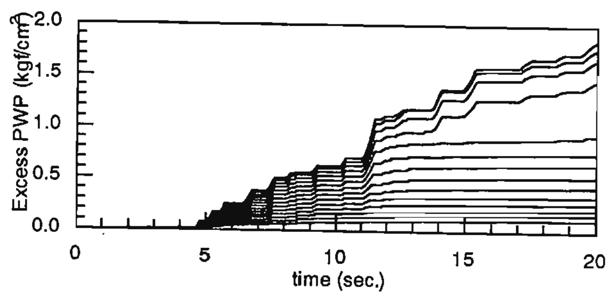


(d)DESRA

図-10　加速度時刻歴の比較

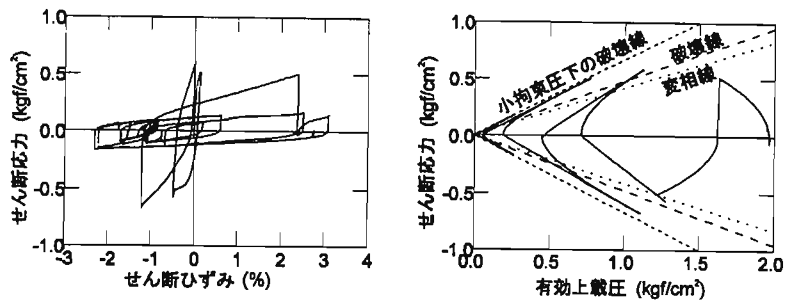


(a)YUSAYUSA

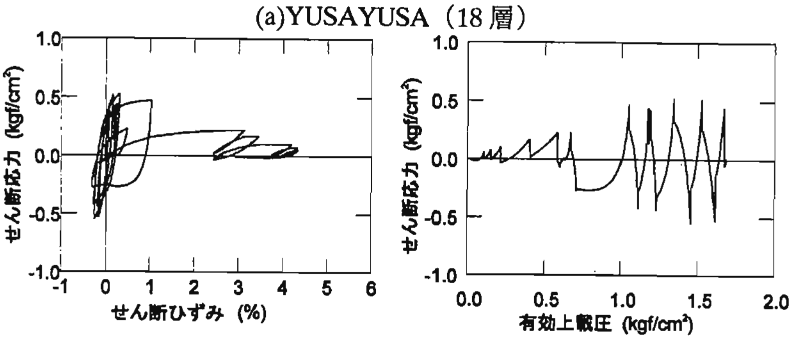


(b)DESRA

図-11　過剰間隙水圧時刻歴



(a)YUSAYUSA（18層）



(b)DESRA（15層）

図-12　応力経路と応力－ひずみ関係

地震計は大まかに見て埋土と粘性土を挟むように設置されているので、以下の議論ではそれぞれの層を代表する応答値として捕らえる。

まず、5 秒付近の最初の大きな波に対する応答を見る。等価線形解析では地表の位相はよく一致しているが GL-16.4m では対応していない。これは、粘性土の剛性を小さく、埋土の剛性を大きく評価したためである。後者については過剰間隙水圧の発生を考慮していないことから当然の結果といえる。全応力非線形解析では、立ち上がりのみならず全体的に GL-16.4m の位相の対応がよく、粘性土の非線形挙動がよく表現できている。しかし、地表では計算値の位相が進んでおり、埋土の剛性が高く評価されている。すなわち、等価線形解析と同様、全応力法の短所が現れたものといえる。

二つの有効応力解析でも GL-16.4m の位置の位相はほぼ一致しているので、粘性土のモデル化は成功しているように考えられる。地表の位相は、全応力解析より改善されているが、これは過剰間隙水圧の発生を考慮したためにせん断波の伝播速度が遅くなったためで、有効応力解析の優位さが現れた結果となっている。しかし、観測値と比べると位相はまだ進んでおり、剛性を大きめに評価している。この理由として、計算で考慮しなかった EW 方向の加振に伴う間隙水圧の発生などが考えられる。

次に、GL-16.4m 記録の時刻 7 秒強と 8 秒強の挙動を見ると、観測値では急激な加速度の変化が見られるのに対し、等価線形では 7 秒の挙動はほとんど再現されず、8 秒の記録は振幅が非常に小さい。全応力非線形解析では少しの改善が見られるのみである。これに対し有効応力解析ではこの部分はよく再現されている。

最後に、6 秒以降の地表の波形を見ると、液状化の発生を示唆するような加速度の全体的な低下と急激な加速度の増加現象が見られる。後者はサイクリックモビリティにより発生したものである。サイクリックモビリティを考慮した YUSAYUSA ではこの間の経緯の多くをうまく説明しているようである。ただ、YUSAYUSA の加速度値は観測値よりかなり小さめであるが、これはすでに指摘しているように YUSAYUSA では応力経路が変相線を横切って以降は急激に有効応力が低下する傾向があり、これが結果に反映したものである。YUSAYUSA では振幅は小さいものの位相特性はよく一致している。しかし、サイクリックモビリティを考慮していない DESRA では結果に誤差が目立つようになり、全応力解析では差はさらに大きくなる。

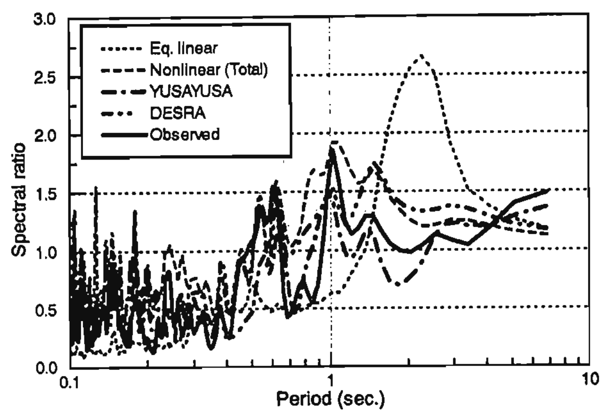


図-13　地表と GL-32.4m のスペクトル比

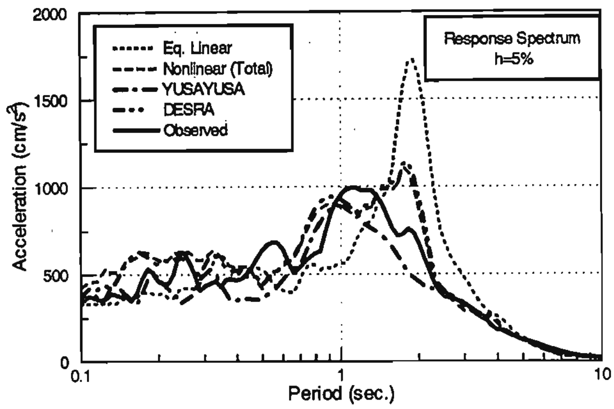


図-14　応答スペクトル

図-11 で全層の二つの有効応力解析による過剰間隙水圧発生を比べると、YUSAYUSA では 5 秒付近で急激に間隙水圧を発生するのに比べ、DESRA では過剰間隙水圧の上昇はより緩やかである。この理由は図-12 で説明できそうである。すなわち、YUSAYUSA では前述のように応力点が変相線に至って後急激に水圧を発生する。これに対し DESRA ではその様な現象は生じない。さらに、図-12 で分かるように、この地震に対してはせん断ひずみが一方向に蓄積される傾向がある。過剰間隙水圧発生量はせん断ひずみ振幅の関数として定義されているので、このような挙動を示す場合には過剰間隙水圧の発生量は相対的に小さくなる。この二つの違いが過剰間隙水圧変化の大きな差となったものと考えられる。

最後に、スペクトル特性について検討する。図-13 は GL-32.4m と地表の加速度応答のスペクトル比を、図-14 は地表の応答より求めた応答スペクトルである。両図とも、等価線形法の結果は他の応答と比べると大きく離れており、これまでに示した最大応答および時刻歴応答の結果と合わせ、液状化の起こるようなケースに対する等価線形法の適用限界を表している。特に、スペクトル比では等価線形法はピークの数の少ないなめらかな曲線形状であるのに対し、観測値も逐次積分型の非線形解析もかなりピークの数が多くなっている。図-13 では、等価線形を除く解析は、識別が可能な周期 0.4 秒より周期の長い部分ではピークの位置はほぼ観測値と一致している。しかし、ピーク値には若干の差があり、時刻歴応答でも観測値との一致度が一番よかった YUSAYUSA がもっともよく一致している。

図-14 では、全応力非線形解析と DESRA はほぼ同じ形状をしているが、これは、最大応答が過剰間隙水圧が充分大きくなる以前に起こったためと考えられる。ちなみに両解析では過剰間隙水圧の発生の考慮の有無以外の計算条件は同じである。この二つおよび等価線形解析は 2 秒付近に大きなピークを有するが、観測値と YUSAYUSA では大きなピークは見られない。時刻歴応答の結果と重ね合わせてみると、ポートアイランドでは地震入力後非常に早い時期に液状化が発生し、地盤特性が大きく変化したものと考えられる。従って、この時期における材料特性の変化を考慮していない全応力解析と DESRA は観測値との一致が悪くなっている。観測値では周期 1 秒程度に大きなピークがあるが、等価線形を除く解析は周期がやや短めであるが、加速度の大きさはよく観測値と一致した結果を与えている。これより周期が短くなると、どの解析でも 500cm/s2 程度の応答を示し、優劣は付けにくい。

3　関西電力総合技術研究所の記録と解析

3.1 地盤と地震記録

関電研究所は、図-1 に示すように、JR 尼崎駅の北側で、JR 東海道線と山陽新幹線の間、名神高速の少し北側に位置する。図-15 に敷地の柱状図を示す。敷地は神崎川の支流である藻川扇状地にあり、この川の土石流と考えられる砂礫と海進時に堆積したと考えられる海成粘土の互層となっている。図には GL-30m までしか示していないが、最下部の地震計設置位置である GL-100m 付近までこのような互層構造が続いている。なお、前項と同様、このサイトでも柱状図と PS 検層の結果が公表されているが、両者は厳密には対応していないので、PS 検層結果を柱状図にすりあわせるよう

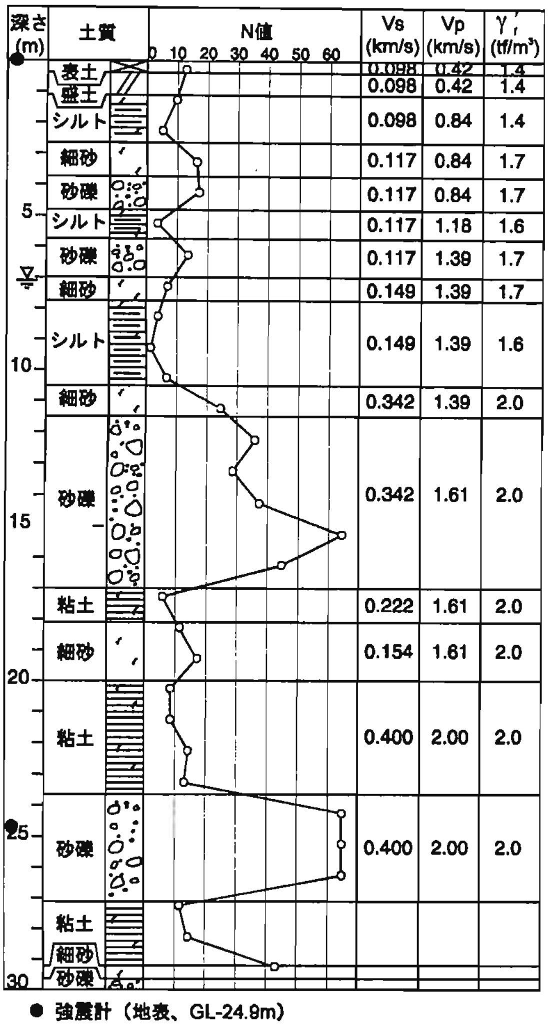


図-15　関電研究所の柱状図

にして図-15 をまとめている。

地震計は地表と GL-24.9m、GL-97m に設置されている。図-16 に観測記録を示す。ここでは、GL-97m より GL-24.9m に至る間で最大値が小さくなっていることが特徴である。GL-24.9m より浅い部分では再び地震動は増幅している。また、上下動は水平動の半分程度の大きさであり、ポートアイランドでは水平動と上下動が同程度の大きさであったのと対照的である。記録の方向性については、EW 成分の方が NS 成分よりかなり卓越している。この点もポートアイランドとは逆である。

GL-97m から GL-24.9m への過程で、地震動の長周期成分が増加している（短周期成分が小さくなっている）傾向が見られる。地震動が小さくなっていることと合わせ、この間でも非線形挙動が起こっている可能性もないとはいえない。しかし、深いところまでの柱状図を見ると、とても大きな非線形挙動をするような地盤には見えない。このような意味で、この間の増幅特性は非常に興味のあるところであるが、非線形解析に必要な地盤のデータがほとんどないことから、本論ではこの部分の解析は行わないことにする。後述 [16] のように、この地点では詳細な地盤調査が予定されていると聞いているので、詳細な情報が入手できれば改めて解析を行なう事とし、本報では GL-24.9m の地震計より上の部分のみを解析する。なお、解析は記録 [12] の最初の 5 秒を無視し、その後の主要動を含む 20 秒について行う。

3.2 地盤のモデル化

文献 5)13)～15)を参照し、GL-27.1～23.6m を第 2 洪積砂礫層、GL-23.6～17m を洪積粘性土（Ma12）、GL-17～10.5m を第 1 洪積砂礫層、GL-10.5～7.7m を沖積粘性土（Ma13）、これ以浅はその後の堆積と分類する。弾性定数等は PS 検層結果を基にして設定するが、次のような問題点がある。

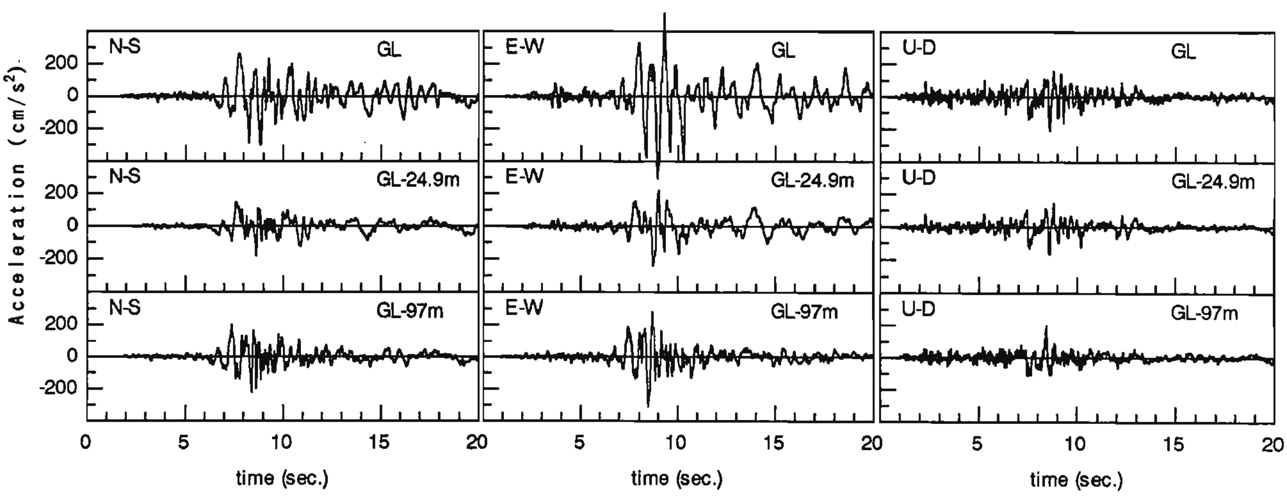


図-15　関西電力総合技術研究所で得られた地震記録（GL-97m の記録は方向補正をしている）

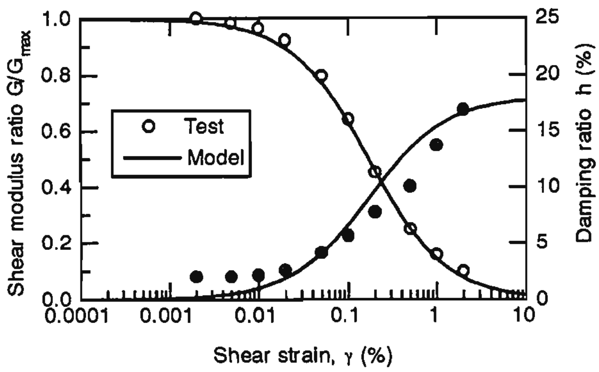


図-17　洪積粘性土（Ma12）のひずみ依存性

おおい

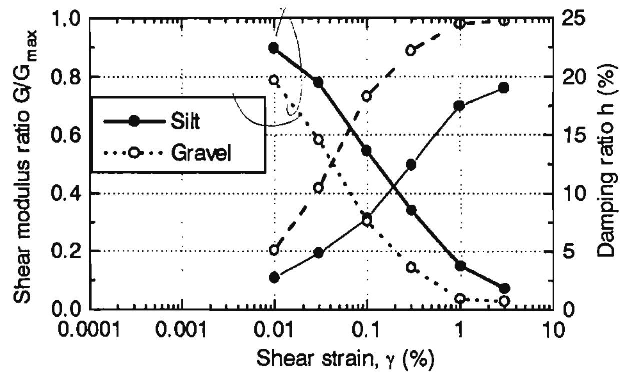


図-18　安田・山口の提案式による材料のひずみ依存性の例

①地下水位はGL-7.1mとなっているが、P波速度の大きさ、文献14)15)に示される同サイトおよび周辺敷地の地下水位と比較しても非常に大きい。

②Ma12の単位体積重量は$2.0tf/m^3$となっているが、粘性土にしては大きい。

③Ma12のうち、GL-20〜23.6mではV_s=400m/sで、せん断弾性定数G_{max}=3285kgf/cm²となる。関連する文献と比べると非常に大きい。

④第1洪積砂礫層はV_s=342m/sで、例えばポートアイランドのV_s=245m/sと比べても大きい。

このうち、地下水位については、図-15の値は明らかに異常と考えられるので、ここでは地下水位をGL-2.6m（盛土とシルトの境）と変更する。その他については補正するための明瞭なデータがないので、図-15の値をそのまま使用することにする。①、②は解析結果に与える影響はそれほど大きくないが、③、④はひずみ依存性、せん断強度との関係で大きく結果に影響する。このサイトでは新たに地盤調査を行うとの話を聞いている[16]ので、その調査結果によってはここで行う計算は大きく変わることも考えられる。

(1)第2洪積砂層（GL-23.6〜27.1m）

弾性材料としてモデル化する。減衰として4%を考慮する。

(2)洪積粘性土（Ma12：GL-18.1〜23.6m）

せん断弾性定数は、前項と同様のモデル化をする。

上：$G_{max} = 979\,\sigma_m'^{0.5}$　(kgf/cm²)　(8)

下：$G_{max} = 2784\,\sigma_m'^{0.5}$　(kgf/cm²)　(9)

動的変形特性は文献5)を参照し、図-17と設定する。

ここで、h_{max}=18%としている。このモデル化では下層のせん断強度は5kgf/cm²程度の値となり、非常に大きいが、これは先に問題③として述べた事による。

中間の細砂層は弾性定数は、

$$\sigma_m' = 390\,\sigma_m'^{2} \quad (\mathrm{kgf/cm^2}) \qquad (10)$$

と設定し、動的変形特性は参照するデータがないので、安田らの提案式[17]を用いる。この際、D_{50}の値は文献18)の方法により推定する。

(3)第1洪積砂層（GL-10.5〜17m）

前項と同様のモデル化を行う。弾性定数は、

$$G_{max} = 2600\,\sigma_m'^{0.5} \quad (\mathrm{kgf/cm^2}) \qquad (11)$$

となる。ポートアイランドのでは係数は831であり、大きな違いがあるが、これはせん断波速度が違うためである。

内部摩擦角は砂層、砂礫層それぞれの平均的なN値を用いれば、φ=37°、42°となる。

(4)沖積粘性土（Ma13：GL-7.7〜10.5m）

弾性定数は、次式となる。

$$G_{max} = 623\,\sigma_m'^{0.5} \qquad (12)$$

また、式(6)より、c=0.79kgf/cm²を得る。基準ひずみは$\gamma_r = 1.74\times10^{-3}$である。

(5)表層（GL〜GL-7.7m）

各層につき、弾性定数はこれまでと同じ方法で求める。ひずみ依存性は動的変形試験結果等が入手出来なかったので、安田・山口の提案[17]により決定する。文献18)によりD_{50}を決めると砂礫では提案式の有効範囲をはずれることがあるが、そのまま計算を行なう。図-18にひずみ依存性の代表的なケースを示す。

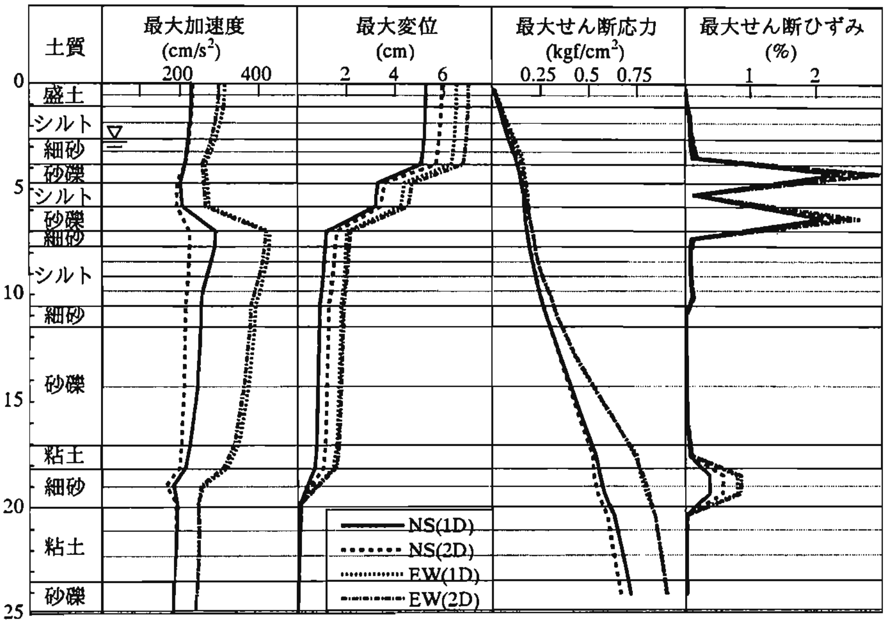


図-19　最大応答値の比較

3.3 解析手法と対応するモデル化

等価線形解析とを行う。地盤は一次元にモデル化するが、水平二方向の入力を考慮して解析を行う。解析に用いたコードは、筆者らの開発した重複反射理論に基づく解析プログラム DYNEQ[19]である。等価線形解析に必要なひずみ依存性はこれまでに示されているので、改めては示さない。DYNEQ による解析は、一方向入力のとき、SHAKE と同じになる。二方向入力がある場合には、最大ひずみ γ_{max} は各時刻においてひずみの最大値を二方向のひずみ γ_x, γ_y より

$$\sqrt{\gamma_x^2+\gamma_y^2}$$

により求め、その最大値とした。

3.4 解析結果と考察

図-19 に最大応答値、図-20 に地表の加速度時刻歴を示す。図で 1D と示したのは、NS、EW のそれぞれの方向に対し独立に計算を行ったもの、2D として示したのは、二方向の応答を同時に考慮した解析の NS、EW 方向の応答値である。

応答でまず着目されるのが、ひずみが非常に大きい 3 つの層（第 7 層；GL-3.8～4.7m、第 9 層；GL-5.8～7m の砂礫層および第 19・20 層；GL-18.1～20m の細砂層）があることである。特に、下方の細砂層は洪積層であるにも関わらず 1%に近い大きさのひずみを示している。この層は、上下をより剛性の大きい層で挟まれていることから、波動が集中しやすい構造を持っていたことが原因の一つであろう。もう一つの原因は上の二つの砂礫層とも共通する原因である。

GL-2.6～7m は PS 検層結果によれば V_s=117m/s である。ここにはシルトから砂礫までの材料が含まれ、全てが同じせん断は速度を示すとは考えにくいことであるが、前章でも述べたように旧来の板たたき等による PS 検層は地盤の平均的な波動伝播速度を求めるもので、実際には多々あることである。ところで、図-18 では、シルトと砂礫でひずみ依存性に大きさ差があり、基準ひずみ（G/G_{max}=0.5 のひずみ）で 4 倍程度の差がある。Hardin と Drnevich もモデルが成立するとすれば、両者で G_{max} の値が同じなので、せん断強度が 4 倍違うことになる。これが、上部の二つの砂礫層のひずみが大きい理由である。下の細砂層は柱状図によればシルト分を多く含んでおり、シルトに分類されれば図-18 ほどではないが、せん断強度は倍程度は大きくなる。

これらの事は、地震応答解析を行う際に、特に強震時にはせん断強度の評価を正確に行うことの重要性を示している。また、PS 検層でも例えばサスペンション法等、より精度の高い計測を行うことが重要であることも示唆している。

次に、最大加速度を見ると、観測値（NS：299、EW：507cm/s²）に比べ両方向とも小さな値となっている。鉛直方向の加速度の分布を見ると、この原因は上で述べた第 7、9 層の極端な非線形挙動に伴う最大加速度の低下と考えられる。この事は、この層のモデル化が少し異なれば（例えばせん断強度が大きくなれば）、観測値により近づく可能性のあることを示している。この例では、非線形特性が入手できなかったので、やむを得ず安田・山口による経験式を用いたが、土質の問題ではこのような経験式は、元のデータが倍・半分以上にばらついている事が普通であり、彼らのデータも例外ではない。最大ひずみが比較的小さい間に納まっている場合には、このような評価の違いが表面に現れないケースもあるが、この例のように、非線形性が

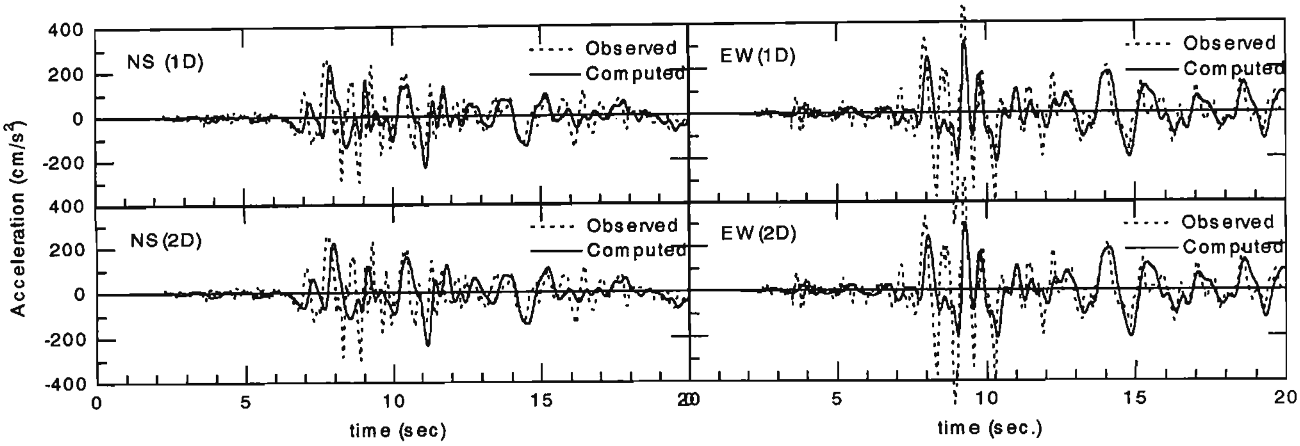


図-20　加速度時刻歴の比較

強く、材料の強度が問題となる場合には、評価の誤差が大きく結果に反映するので、経験式の使用は可能な限り避けるのが好ましい。また、設計的な観点からは、経験式を用いた場合には安全率を多めに取っておく等の配慮も必要かもしれない。

次に、二方向入力の効果を検討する。図-19 の最大応答値で見ると、EW 方向では一方向を独立に作用させたケースと、二方向を同時に作用させたケースの差はほとんどない。これに対して、NS 方向では、特に最大加速度でかなりの差が現れている。この原因は次のように考えれば理解できよう。

二方向に同じ波動が入力したとすれば、最大ひずみは一方向しか考えなかった時に比べ$\sqrt{2}$倍となる。図-5、7、17、18 に示したようなひずみ依存性の表現の際、ひずみ軸が対数軸であることを考えれば、$\sqrt{2}$倍の最大ひずみに対しては剛性の急変部でも評価の違いは20～30%程度であり、これまでの経験から、少し影響が出てくる程度の量と考えられる。

両方向の大きさが違えば、方向性はより明瞭に現れる。仮に EW 方向のひずみが NS 方向の倍と考える。すると、EW 方向では二方向入力による最大ひずみの増加分は$\sqrt{5}/2 \approx 1.1$、NS 方向では$\sqrt{5}/1 \approx 2.2$となる。すなわち、前者では 10%増、後者では 120%増となるわけで、前者は二方向入力の影響をほとんど受けないが、後者は大きく受ける結果となる。

図-16 に示したように、この地点では明らかに EW 方向の地震動の方が大きく、それがここで説明したような影響になって現れたものと考えられる。なお、NS 方向でも、地表では最大加速度の差は大きくはないが、これを以て二方向入力の差は少ないと結論するのは早計である。第 7、9 層の塑性化によりこれらの層はほぼ最大耐力に達していると考えられ、従って、これより上の層ではを伝わる地震動が制限されている。これが地表の加速度がほぼ同じ値となっている理由である。もし、これほどの塑性化が生じなければ、その差は GL-8m 以深の違い程度はあったと考えるのが妥当であろう。

なお、ここでは等価線形解析を用いたが、非線形解析を行えば、一方向載荷と二方向載荷では応力経路が異なるので、二方向載荷の影響はより大きくなる可能性があることを指摘しておく。

次に、時刻歴応答を検討する。図-20 の比較では、まず、一方向づつ独立に計算した結果（1D）と二方向同時に計算した値にほとんど差はない。これは最大加速度時刻歴を見ても両者に差がなかったことと対応している。

計算された波形を観測値と比べてみると、次の二つの点が特徴的である。

① 全体として見て、計算と観測の一致度は非常によいように見受けられる。特に、主要動の終わった後である 10 秒以降については位相、振幅の両方ともよく一致している。

② 8 秒から 10 秒の主要動については、位相はかなり合っているように見えるが、振幅については非常に小さい。

③ 図ではよく判読できないが、主要動の前の部分では観測記録には短周期成分が多く含まれているが、計算では短周期成分はほとんどない。

既往の研究（例えば文献 11)）なども参照すると、③については理由は明白である。すなわち、等価線形解析では最大応答に対する減衰を解析の最初から用いるので、非線形性の大きくない主要動の前の部分で

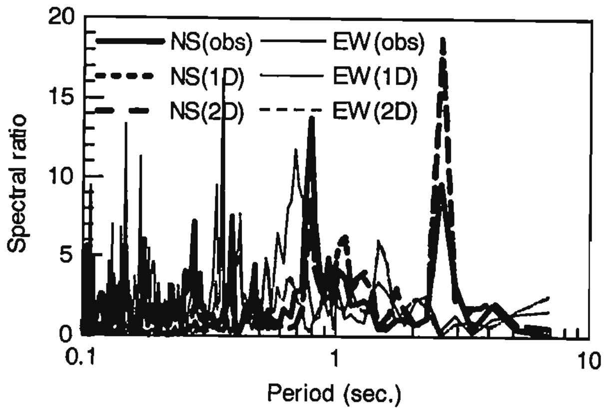


図-21　スペクトル比の比較

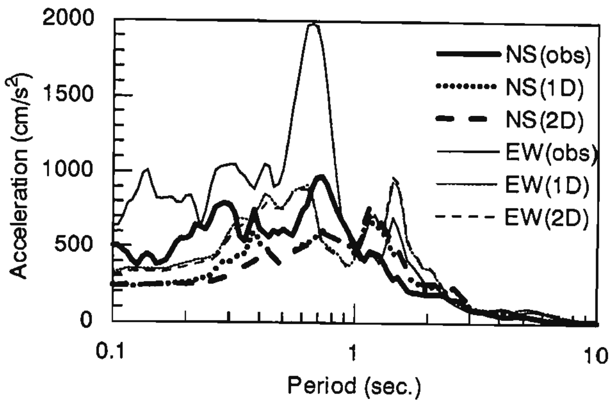


図-22　応答スペクトルの比較

は減衰を過大評価したことになり、短周期成分が小さくなる。

筆者らのこれまでの経験でも、①で述べたような、主要動が過ぎて以降の挙動は、等価線形法の方が非線形法よりよく説明できるという現象はある。例えば、文献 20)では、実観測記録に基づき等価線形法より非線形法の方がよいことを指摘しているが、この際にも主要動以降の部分は等価線形法の方が観測記録をよく説明しているようである。

ただし、実用的には、このことが等価線形法の有用性を示すことにはならない。これは、設計の立場から考えれば、重要なのは最大応答であって、主要動を過ぎた小さい振幅の部分ではないからである。しかし、地震動の予測という観点からは興味ある現象であり、今後の検討課題としたい。

設計の立場から言えば、もっとも興味あるのは、②の主要動部分の結果が良くないと言う事である。図-19から分かるように、この地盤では、下方に軟弱な層があり、これが加速度の頭打ち現象を引き起こしている事は既に述べた。既に問題点として指摘したように、ここで行った解析では、材料特性のモデル化の際での誤差もあると考えられるので、これ以上の議論は行わないが、、次のような点が指摘できる。

一次元解析では、等価線形、非線形法を問わず、一部でも弱層があり、その層が耐力に達すると、それより上の層の加速度応答は押さえられる。しかし、実際の地盤では弱層が水平方向に無限に続いているような状況は考えられず、傾斜していたり、レンズ状に入っていたりする。このような場合には周辺からの地震動の入力があるため、一次元のモデル化とは異なる応答となる。このサイトの主要動部分のシミュレーションがよくなかったのは、地盤のモデル化の他に、解析手法の問題、ここで示した不整形の影響などが原因と考えられ、さらに詳細な検討が必要であろう。

最後に、図-21、22 にスペクトル比（地表/入力）と地表の応答スペクトルを示す。ここでも、一方向と二方向入力の結果に大きな差はない。

NS 成分以ついて見ると、2.5 秒、0.8 秒付近のピーク周期は観測値と一致しているが、値は 2.5 秒は大きく、0.8 秒は小さくなっている。主要動以降と主要動部分の応答がだいたいこの周期なので、時刻歴におけるシミュレーションの程度がそのまま結果に反映されたものと考えられる。EW 方向では長周期成分の増幅は小さいが、1.5 秒、0.7 秒付近の比較的大きなピークはNS 方向と同じ傾向となっている。

応答スペクトルを見ると、NS 成分では解析が 1.05 秒付近にピークがあるのに対し、観測値は 0.7 秒にあり、全く異なっている。また、0.9 秒より短周期部分では解析の大きさは観測に比べて非常に小さい。対応する周波数の大きさは少し異なるが、EW 方向についても同じ現象を見ることが出来る。すなわち、設計の立場から言えば解析は大きく地震動を過小評価していることになる。また、図-20 に示した時刻歴応答では、解析と観測の波形は比較的よく一致したように見えたが、応答スペクトルでは非常に大きな差となっていることは着目される。従来、解析法の妥当性の検討のためには、波形の一致を論じることが多かったが、スペクトル特性なども評価の対象とすべきと考えられる。

4　まとめ

本論では、鉛直アレーによる地震記録が得られてい

る二つの地点について、兵庫県南部地震の際の挙動を解析的な観点から検討した。これらをまとめると次のようである。

①二つの地点とも、非線形挙動が著しかった。特にポートアイランドでは、最初の大きな波で液状化が発生した。

②大きな非線形挙動をする地盤に対しては、等価線形解析の適用性は非常に低い。時刻歴応答ではそれなりの評価をしているように見えても、設計にとって重要な応答スペクトルなどの誤差は大きい。

③非線形解析、過剰間隙水圧の発生した有効応力解析の有効性が確認できた。しかし、非線形特性の結果は材料の非線形特性の精度、そのモデル化により大きく影響されるので、これらの解析を使ったから結果が良いとはいえない。また、経験式の利用は慎重に行う必要がある。

④一次元解析ではある層が強度に達すると、これより上の層の加速度の頭打ち現象が生じる。ただし、液状化が発生すればサイクリックモビリティの影響により大きい加速度となるケースもある。

⑤二方向入力の影響はそれほど大きくなかった。

これらの点を踏まえ、今後の課題として次のような点が指摘出来よう。

①一次元非線形解析における加速度の頭打ち現象はこれまでにも現れていた。これは、これまでの一次元解析ではせん断強度を一定として来たからである。しかし、液状化解析ではサイクリックモビリティの際には急激な硬化現象により加速度が大きくなることも指摘されている。液状化が起こらない状況ではこのような効果は余り考えられていないが、大地震時には、例えばダイレタンシーの考慮など、より実際の挙動に近いモデル化が要求されよう。

②ここでは、二方向入力の影響は、液状化解析ではある可能性を示唆し、等価線形解析ではその影響が小さかったことを指摘しているが、後者では途中の層の破壊がその要因であった。従って、ここで行った結果のみから二方向入力を考慮する必要性がないとはいえない。応力履歴が影響するような問題、他方向の応答が卓越するようなケースなどでは影響が現れると考えられる。また、非線形の程度が強いほどその影響は大きくなる。

③解析結果の妥当性を時刻歴のみで評価することは危険である。スペクトル特性も含め、総合的に検討する必要がある。このためには、解析による結果を評価するための指標があると便利である。

④解析結果の精度は、それを使う立場にある構造物設計者の要求も含めて議論する必要があるのではないか？　例えばここで行った解析結果で充分なのか、これでは不満なのかと言った議論が必要と考える。

参考文献

1) Yasuda,S., Ishihara,K., Harada,K. and Shinkawa,N., Effect of Soil Improvement on Damage to Structures and Ground Subsidence due to Liquefaction, Soil and Foundations, Dec. 1995 (being published)
2) ポートアイランド記録（神戸市提供）
3) 国生剛治、佐藤清隆、松本正毅、1995年兵庫県南部地震での非線形震動特性、土と基礎、第43巻第9号、pp.39-43、1995
4) 谷本喜一、兵庫県南部地震の地盤災害、第30回土質工学研究発表会特別セッションにおける講演、1995
5) 海底地盤－大阪湾を中心として、土質工学会関西支部、pp.169-175、1995
6) 中村晋、動的変形特性の拘束圧依存性が地震応答に及ぼす影響、軟弱地盤における地震動増幅シンポジウム、土質工学会、1994、pp.267-275
7) 永瀬英生他、過圧密履歴を受けた不撹乱砂の液状化強度、第30回土質工学研究発表会、pp.845-846、1995
8) 吉田望、東畑郁生、YUSAYUSA-2 理論と使用法、1991
9) Martin, G.R. et al., Fundamentals of liquefaction under cyclic loading, J. Geotechnical Engineering Div., ASCE, Vol. 105, No. GT5, pp.423-438, 1975
10) Lee, M.K.W., DESRA-2, Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential, Soil dynamics group, University of British Columbia, 1978
11) 吉田望：実用プログラム SHAKE の適用性、軟弱地盤の地震動増幅シンポジウム発表論文集、土質工学会、pp.14-31、1994
12) 関西地震観測研究協議会提供
13) 関西の大震度地盤の地質構造とその特性の研究委員会、地下空間の活用と技術に関する研究協議会、関西地盤、土質工学会関西支部、1992
14) 日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部編著、大阪地盤図、コロナ社、1966
15) 土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編著：新編大阪地盤図、コロナ社、1987
16) 岐阜大学・杉戸真太氏との私信
17) 安田進、山口勇：種々の不撹乱土における動的変形特性、第20回土質工学研究発表会講演集、pp.539-542、1985
18) Yoshida,N.: Subsurface Investigation and Soil Dynamics, Earthquake Motion and Ground Condition, AIJ, 1993, pp.231-276
19) 吉田望、DYNEQ, Dynamic Response Analysis of Level Ground by Equivalent Linear Method、佐藤工業、1995
20) 吉田望、田蔵隆、鈴木英世（1995）：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、土木学会、pp.49-52

３．特　別　講　演

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

福井地震と兵庫県南部地震の地震動強さを比較して

COMPARISON BETWEEN THE GROUND MOTION OF
FUKUI EARTHQUAKE OF 1948 AND
HYOGO-KEN NAMBU EARTHQUAKE OF 1995

小　林　啓　美
Hiroyoshi KOBAYASHI

Author and Midorikawa developed a method for prediction of ground motion on surrounding area of earthquake source region. Multiple point souce which is regarding the rupture of fault, are used in the calculation. Furthermore the efects of subsoil condition are considered in site by site. In order to confirm the result of this calculation, Author applied this method to the Hyogo-ken Nambu Earthquake of 1995 and Fukui Earthquake of 1948. This method aimed to apply the risk analysis for prevention of earthquake. Then source parameter of earthquake is used predicted data. But in case of Hyogo-ken Nambu Earthquake, source parameters are not decided, however aftershock data are usefull for the decision of source parameters. And in case of Fukui Earthquake, Kanamori's model and its modified data are available for the source parameter. On the subsoil conditions, they have not enough data which reached to seismic bedrock, so author used geological map and get surface geological data, and from the surface geology author infered the acceleration amplification factor. Final rsults of this study showed good agreement to the measured ground motion and actual building damage distribution.

はじめに

現在までに東海地震（大規模地震特別措置法による）及び南関東地域直下の地震について小林・翠川の方法[1)2)3)]で、地震断層を想定してその断層の近傍における地表の地震動の強さの分布について計算し、これを基に防災対策の強化を図るべき地域を決定してきた。

これと同じ方法を福井地震１９４８、兵庫県南部地震１９９５に適用し、実際に観測された地震動の強さと比較して、この方法の妥当性を検討するとともに、これらの地震で機械観測されていない地域を含めて地震動の強さの分布を推定しようとするものである。

1　各地点の表層地質と地震加速度増幅係数

筆者は各地点の地震基盤（剪断波の伝播速度Ｖｓで概ね３ km/sec 以上となる基盤）にまで達する地盤構造についての詳細な資料を入手していないので、以前に行った方法、すなはち表層地質から推定される表層地盤の剪断波速度を基に地震加速度増幅係数を推定して地表面の最大加速度を推定する方法[3)]を用いた。

ここで言う地震加速度増幅係数とは、地震基盤の上面に到達した地震波（地盤に対する入射波）の最大加速度に対する、地盤（地震基盤より浅い部分の全体）の上面（地表面）の最大加速度の増幅係数で、いわゆる増幅率のように、同一の周波数に対する増幅率とは異なったものである。また地震基盤が露頭となっている場所では、入射波はそのまま全反射するので、地震加速度増幅係数は２となる。一般の地盤では地盤の構成による入射された地震波の屈折反射による増幅がおこなわれ、地震基盤に対する波動

東京工業大学名誉教授　日本工業大学教授　工学博士
Professor Emeritus, Tokyo Institute of Tecnology, Dr. of Eng.
Professor, Nippon Institute of Technology.

インピーダンスによって決る値となる。この結果を表－１のように簡略化して使用した。

実際の作業としては、地表の地質図から地質分類を読み、その地質分類による地質の平均的な剪断波の伝播速度Ｖｓの経験式から、速度を求めて、地震加速度増幅係数を定めた。

表－１

Ｖｓ（ｍ／ｓｅｃ）	地震加速度増幅係数
１０００以上	２．５
５００　－　１０００	３
２００　－　５００	４
２００　以下	５

２　震源域近傍での地震動強さの推定

震源域近傍での地震動強さの推定には小林・翠川[1)2)]の方法を用いた。

即ち、断層面をいくつかの要素に分割して夫々の要素震源は点震源とし、時間差を考慮した断層の破壊（破壊の伝搬速度Ｖｒ）位置によって、地震波を放出すると考え、ある特定の地点へは、全ての点震源の影響が破壊の時間差と伝搬距離とＳ波の伝搬速度Ｖｓより決る到達時刻によって決められるものを重ねあわせた。点震源の影響は、過去の中小地震（Ｍ＜７）の記録を基にして作られた実験式[1)]によった。また地震動強さの評価は、レスポンススペクトルで行った。

各地点の地震基盤での入射波の加速度レスポンススペクトルＳａが求まると、これから次の式で最大加速度Ａを求め、前述の地震加速度増幅係数を乗じて地表の最大加速度Ａｃを求める。

$$A = 1.2\int_{0.1}^{0.5} Sa \, dT$$

この最大加速度は経験式によるものであるから、地形等の特異な増幅によるものなどには、対応していない平均的な値である。

また、今までの幾つかの計算例より地表の計算結果がある限度を越すと地盤の非線形化によると思われる関係が認められ、限度Ａｏを越したものには次の式で補正した。[3)]

$$Acc = (A - Ao) \times 0.3 + Ao$$

$$Ao = 520 \, gal$$

３　計算結果の最大加速度と震度の関係

気象庁は各気象官署の観測結果を震度階級で表わしている。また前述の東海地震、南関東地域直下の地震についても震度階級で評価している。そこで今回も震度で地震動強さを評価することにした。

震度は最大加速度だけできまるものではないが、今までに行ったいくつかの地震の例で、気象庁が震度を決めたもの、および研究者が気象庁の震度階級

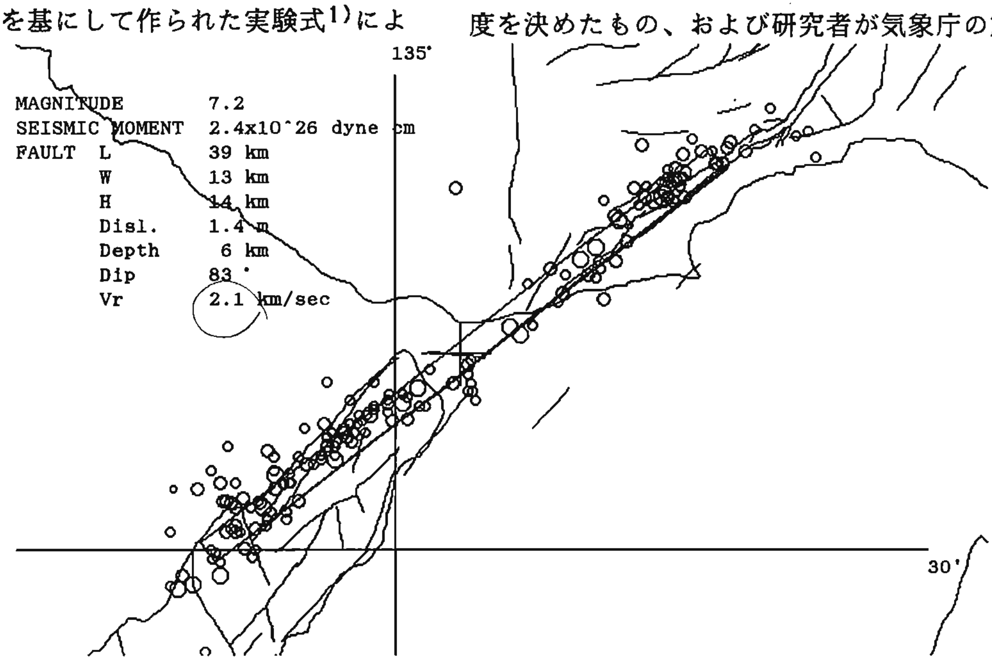


Fig. 1 兵庫県南部地震 1995/01/17の震央および断層と24時間の余震分布

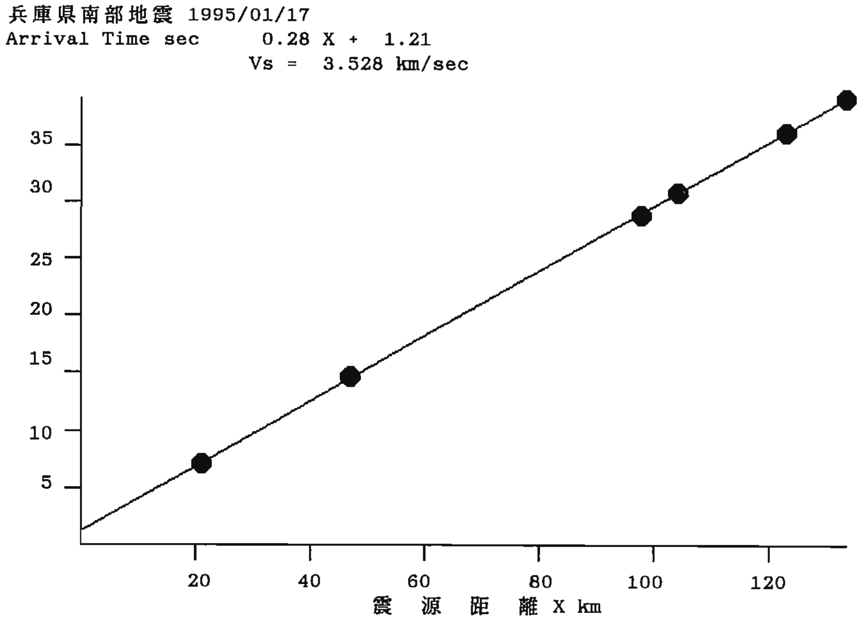


Fig. 2 HYOGOS95のS波の走時曲線

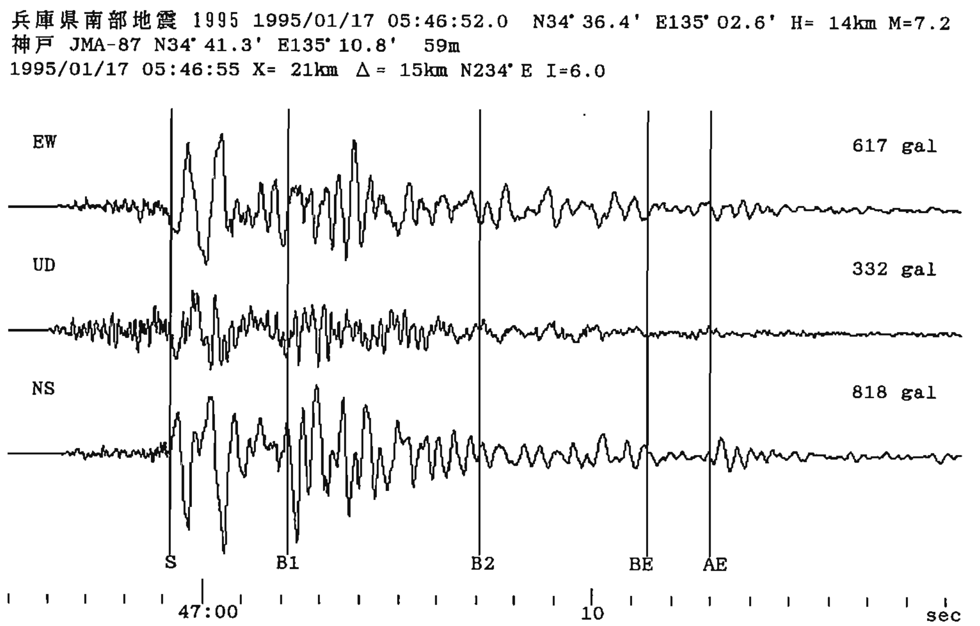


Fig. 3 兵庫県南部地震 1995神戸の JMA-87 型強震計の地震記象

を用いて震度を決め直したものについて、同様の計算を行って、この計算の最大加速度と震度の関係を検討した[3]。これを要約すると表－2になる。

なお、現在気象庁では震度階級の地震計による計測の検討をさらに進めており、近い内に震度7の考え方が変ると聞いている。

表－2

計算結果の最大加速度	震度（ＪＭＡ相当）
３０ － １００gal	4
１００ － ３３０gal	5
３３０ － ６００gal	6
６００ －	7

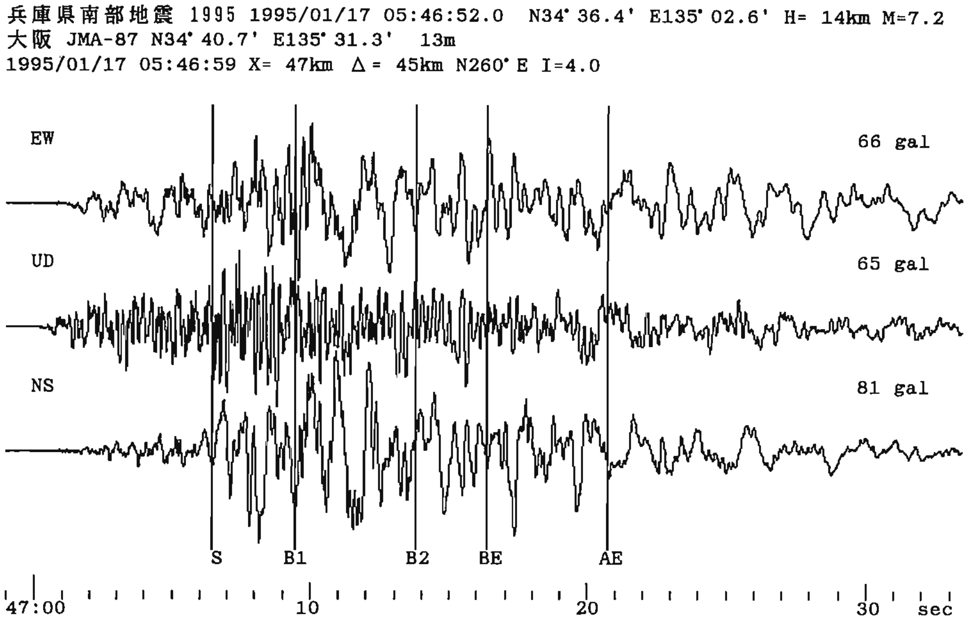


Fig. 4 兵庫県南部地震 1995大阪の JMA-87 型強震計の地震記象

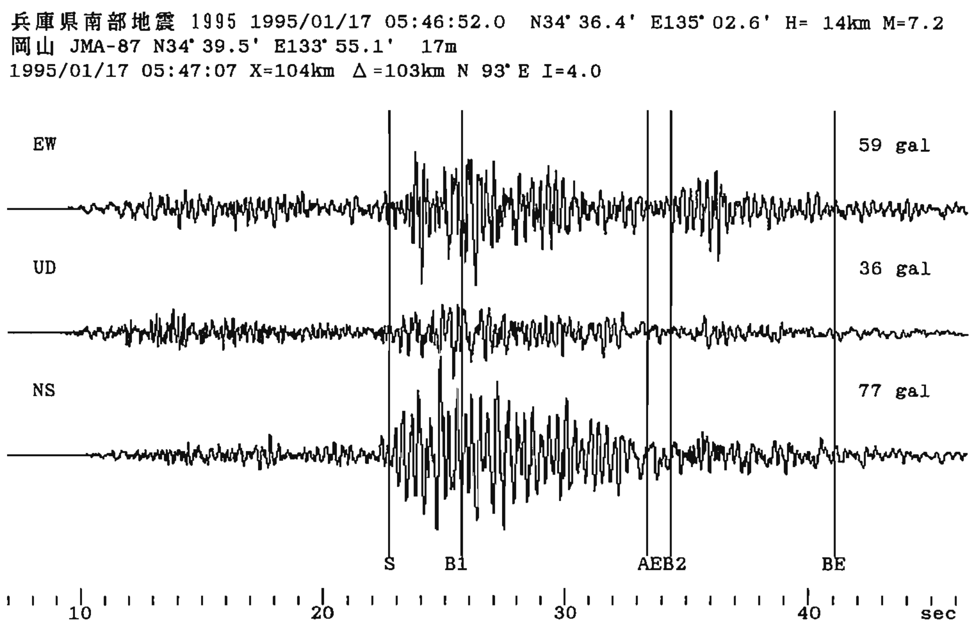


Fig. 5 兵庫県南部地震 1995岡山の JMA-87 型強震計の地震記象

4 兵庫県南部地震１９９５

４．１ 地震断層の推定

現在までに、震源となる断層については、いまだに具体的には示されていない。震源となる断層は1日程度の間に発生する余震の分布と概ね一致することは今まで多くの場合に指摘されている。そこで気象庁の観測[4]による本震発震後２４時間の間の余震分布と、本震の発震機構を基に、Fig. 1 に示す断層を推定した。なお地震断層として推定した震源パラメタは図中に示す。図中には発震後２４時間の余震分布（気象庁観測）も併せ記した。

気象庁の観測記録（神戸、大阪、岡山、彦根、舞鶴、鳥取に於ける８７式地震計）[5]からのＳ波の走時曲線を作成しFig. 2 に示した。これから、地殻内のＳ波伝播速度としてＶｓ＝３．５ km/sec を読み取って、各地の地震記象に現われる夫々の後続位相と矛盾しないと考えられる断層の破壊速度 Ｖｒ＝２．１ km/sec を定めた。Fig. 3 に神戸海洋気象台、Fig. 4 に大阪管区気象台、Fig. 5 に岡山地方気象台の８７型地震計の記象と夫々の位相を示す。

この場合断層を３つに分割して、震源から西南側

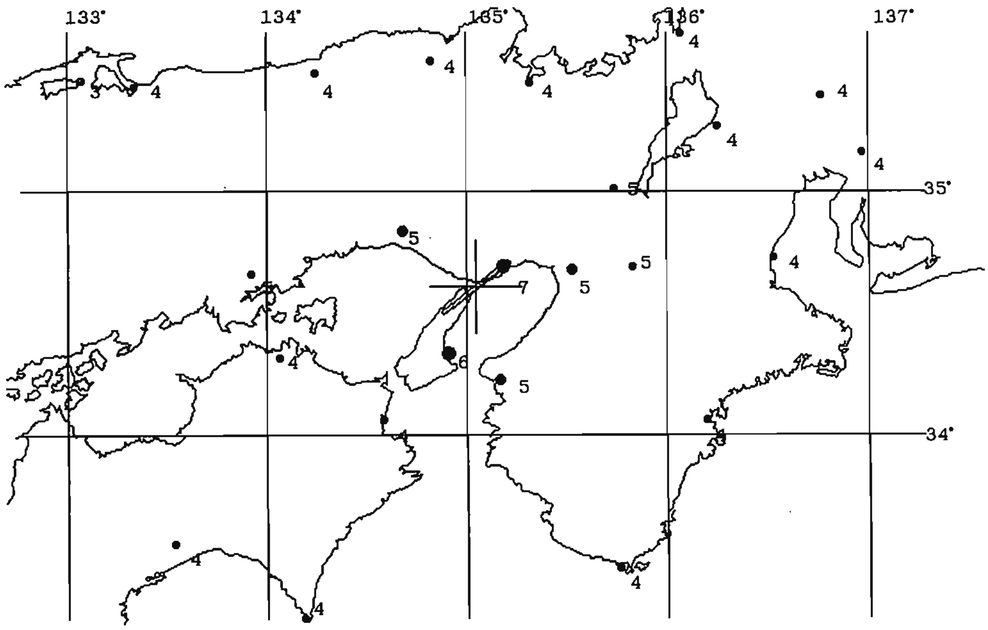


Fig. 6　兵庫県南部地震 1995/01/17　JMA 震度

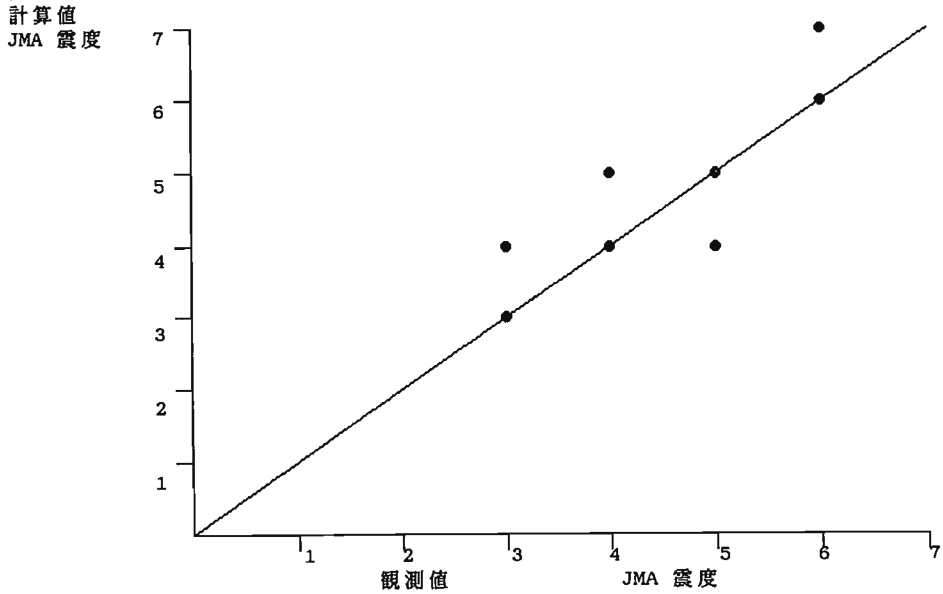


Fig. 7　震度について計算値と観測値の比較

の断層長さでL／2を第1の断層A、北東側を更に2分割して震源から第2の断層B1長さL／4，最後を第3の断層B2長さL／4とし、第2の断層は発震時より3秒遅れ、第3の断層は第2の断層の破壊終了後2秒遅れとして計算した。

4．2　各地点の震度分布

計算結果を図に示した。

Fig. 6：　気象庁各官署の震度（87型強震計の設置されている場所のみ）

Fig. 7：　観測されたJMA震度と計算震度の関係

誤差は震度1以内にとどまっている。

Fig. 8：　震源近傍の各市区町村の役場、関西地震観測協議会の観測点、JRの地震観測点、そのた規模の大きい施設の地点での計算震度黒丸は震度6以上、白丸は震度5以下。

Fig. 9：　同上の震度7を黒丸で、震度6以下を白丸

で示す。

Fig. 10：　観測された最大加速度と計算最大加速度の関係

Fig. 10はそれほど精度はよくないが、概ねよい

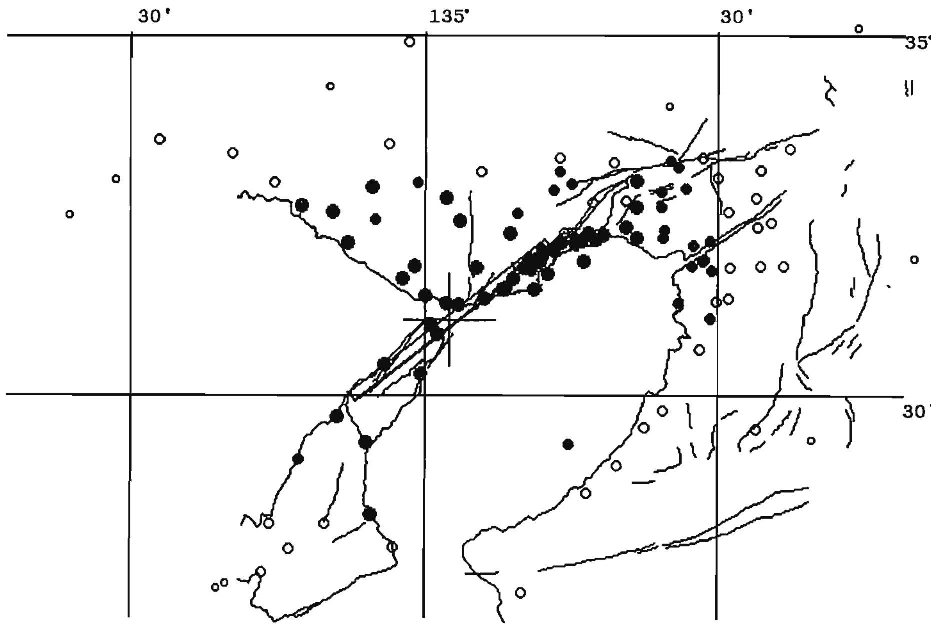


Fig.　8　兵庫県南部地震 1995/01/17　JMA 震度 >= 6

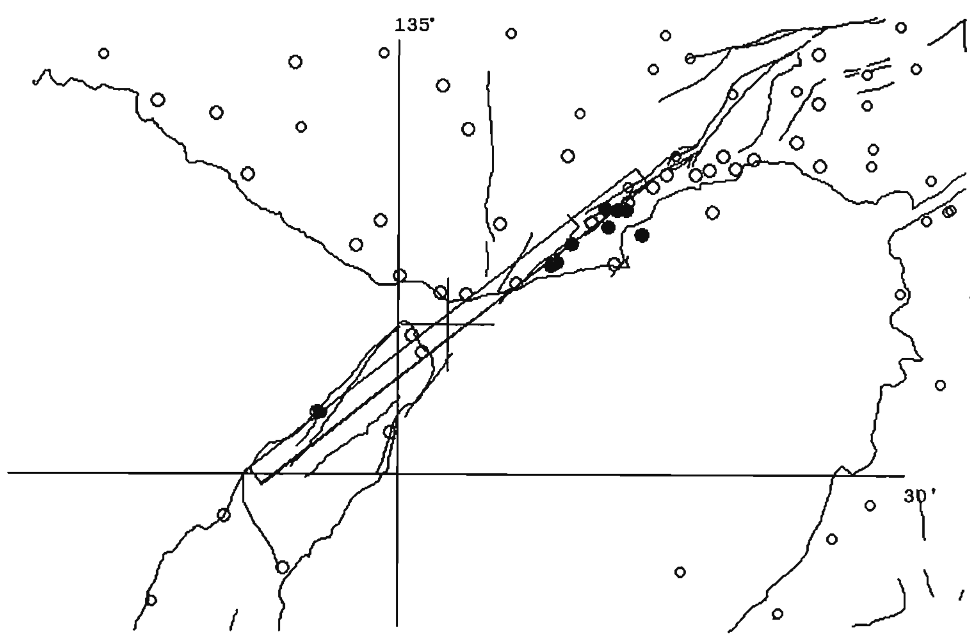


Fig.　9　兵庫県南部地震 1995/01/17　JMA 震度 = 7

一致をしていると見るべきであろう。この誤差の原因としては、地盤の増幅が最大の原因と考えられる。また震度6以上の範囲はよい一致をみたと考えている。また震度7の地域は地盤による増幅の問題が顕著であるが、海岸線の地域での地盤の液状化の影響は考慮されていないので計算加速度が大となっている。

Fig. 1 1 :　計算された加速度の震央距離に対する減衰曲線

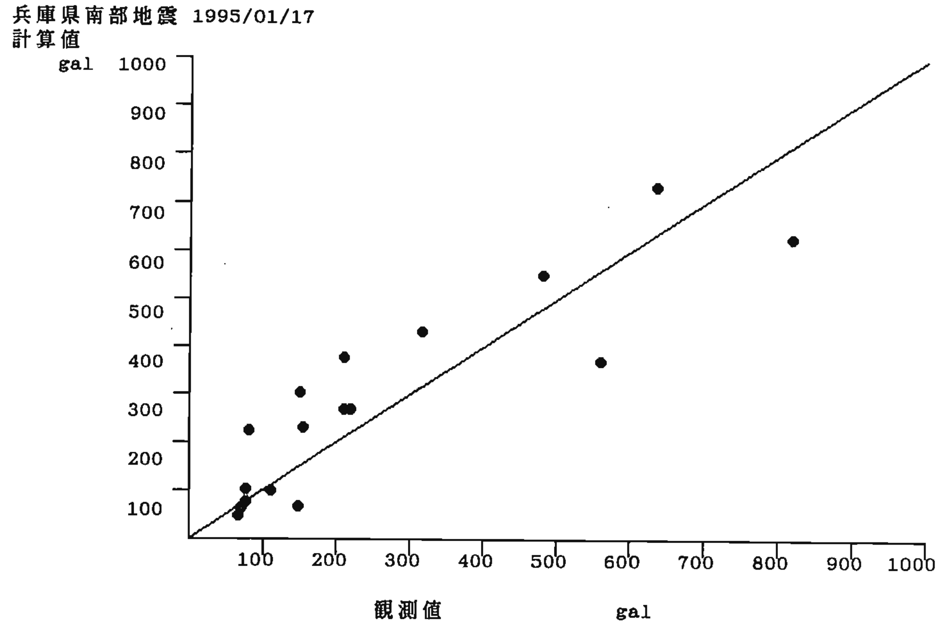
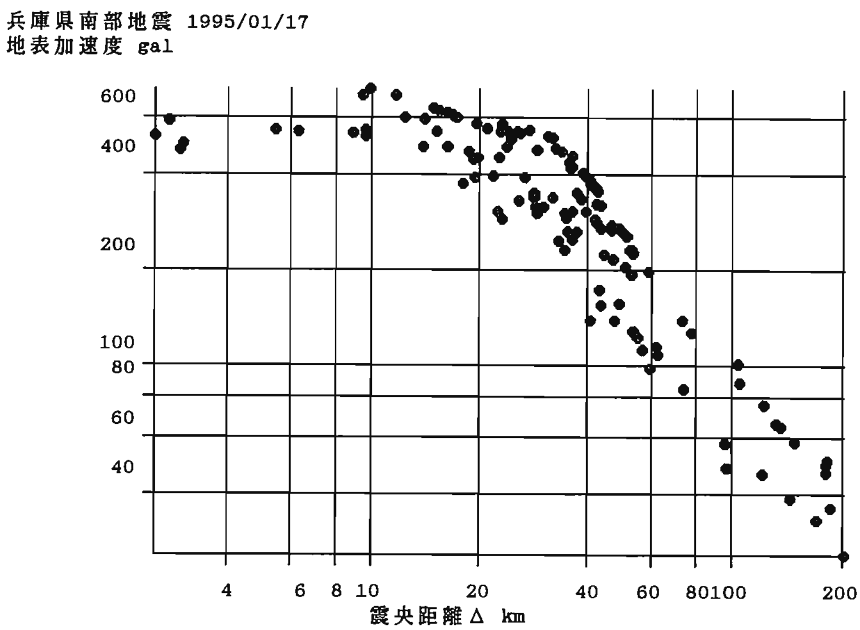


Fig. 10 最大加速度の計算値と観測値の比較



地盤の違い
都 地盤

Fig. 11 地表の加速度の減衰曲線

推定500 gal 以上 (520gal)

墓石を倒れた(?)

クラックに
基づいて
移動
深さを追加

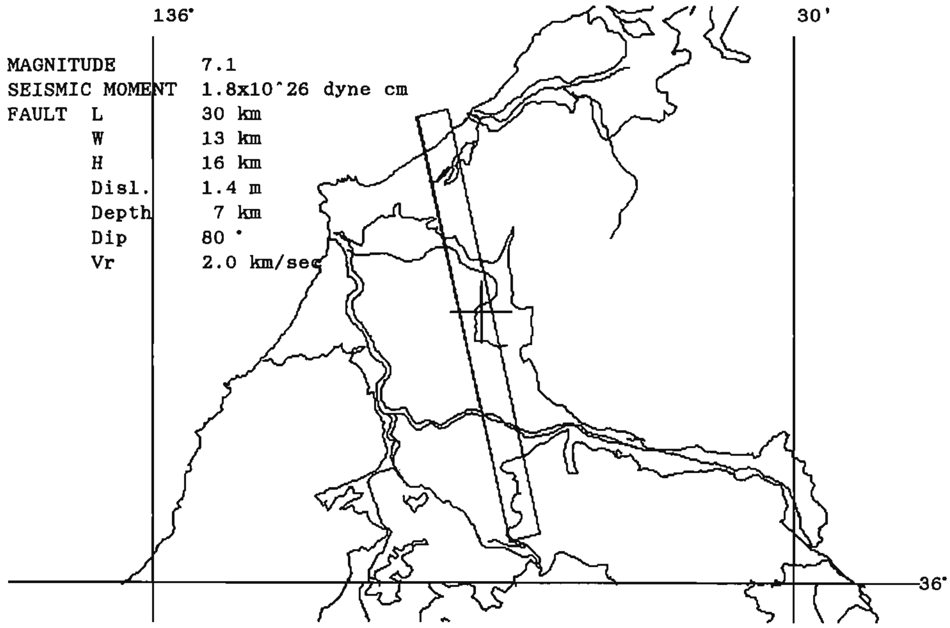


Fig. 12 福井地震 1948/06/28の震央および断層

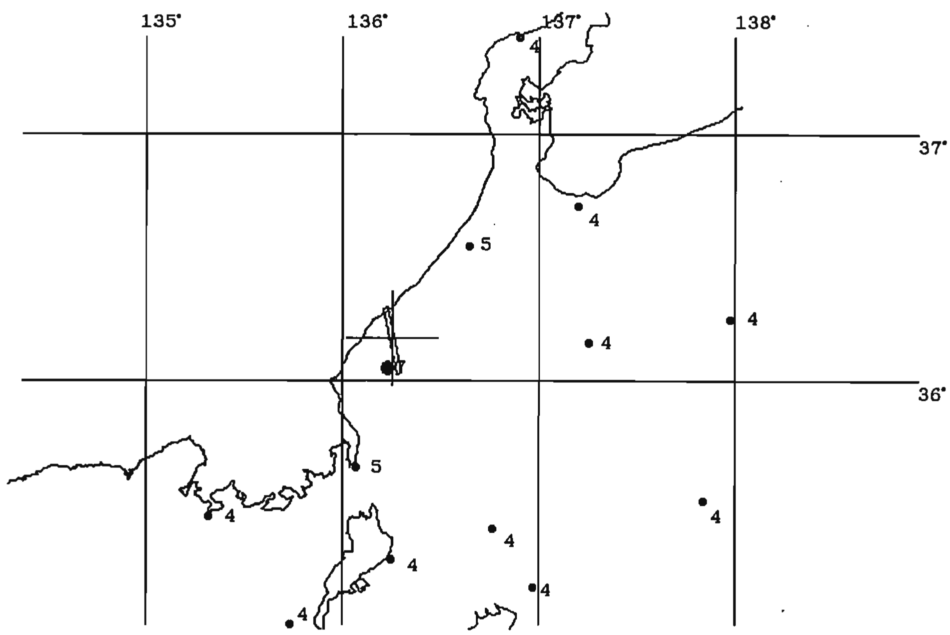


Fig. 13 福井地震 1948/06/28 JMA 震度

5 福井地震１９４８

福井地震については以前にも同様な検討[3]をおこなったが、兵庫県南部地震と同じ条件で再検討した。

5．1 地震断層の推定

福井地震に関しては幾つかの断層モデルが提示されている。金森のモデルを基にこれを修正したモデル[6]を震源の断層として考えた。ただ震源の深さについては提示されていない。また地震直後の資料にも震源の深さについては区々であるので、比較的結果に都合のよい深さとした。また位置も西へ寄りすぎて地表に現われた表層のクラックと余りにもずれるために、東へずらした。Fig. １２に採用した断層の位置形状等を図示し、図中にその断層パラメタを示した。

5．2 各地点の震度分布

計算結果を図に示した。

Fig. １３： 気象庁各官署の震度（８７型強震計の設置されている場所のみ）

Fig. １４： 観測されたＪＭＡ震度と計算震度の関係

誤差は震度１以内にとどまっている。

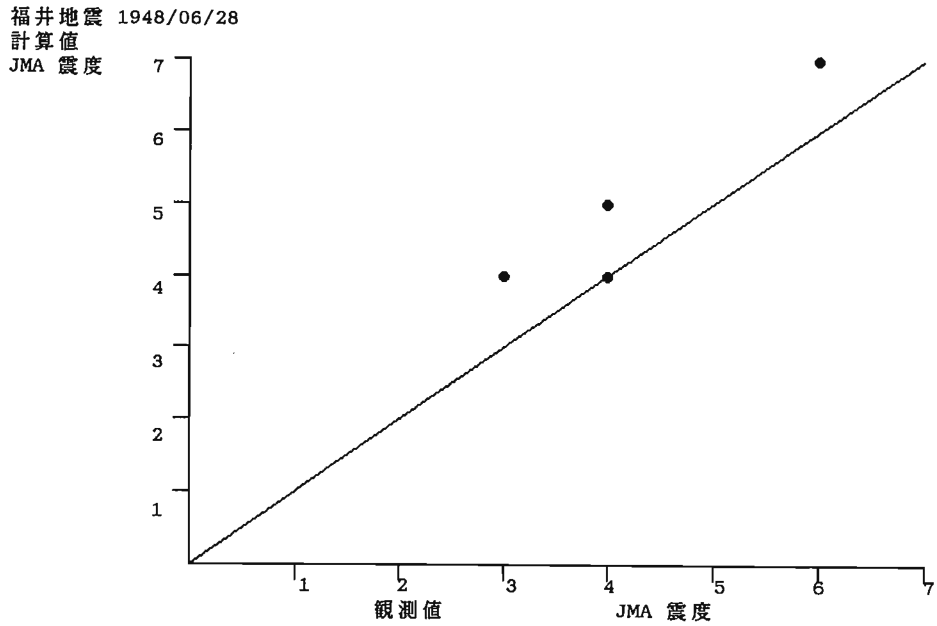


Fig. 14　震度について計算値と観測値の比較

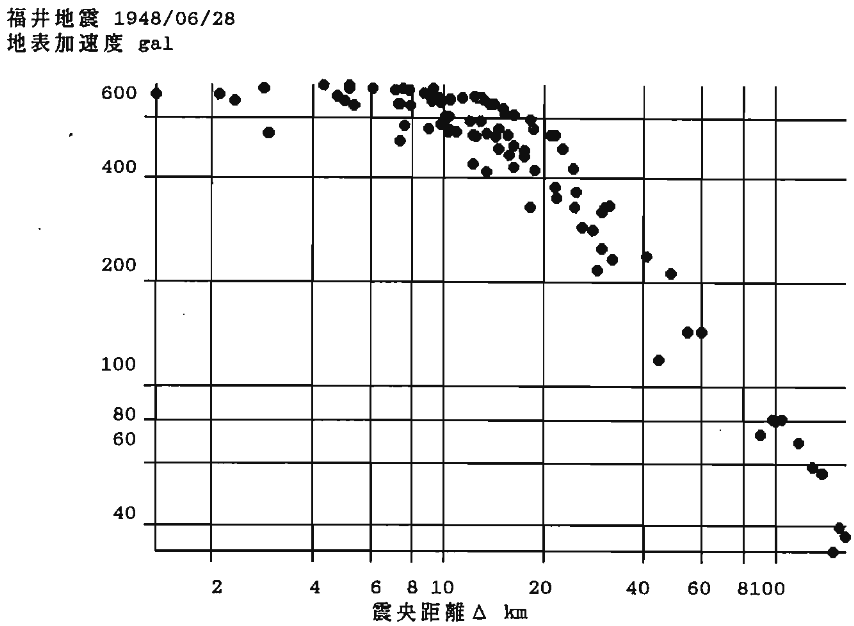


Fig. 15　地表の加速度の減衰曲線

Fig. 1 5 :　計算された加速度の震央距離に対する減衰曲線

Fig. 1 6 :　震源近傍の各市区町村の役場、そのた規模の大きい施設の地点での計算震度黒丸は震度6以上、白丸は震度5以下。

Fig. 1 7 :　同上の震度7を黒丸で、震度6以下を白丸で示す。

この結果の計算精度は検証が難しいが、Fig. 1 8に建築研究所での建築物の全壊率の調査結果[7]を示す。これによると、震度7の範囲は全壊率３０％以上の地域と非常に良い一致を見ている。また墓石の転倒から平野の中央部で０．５－０．６３の震度を報告[8]されている。機械観測の最大加速度の８０％程度の値とみれば、加速度でもよい一致をみたと言ってよい。

むすび

以上の結果は、現在までの知見に基づいて計算したもで特段の新しい研究成果を加えたものではない。しかし実測された地震動加速度などとの対応もよく、地震動強さの距離減衰も今までの知見を大きく変えるものではない。構造物の被害について言えば、震

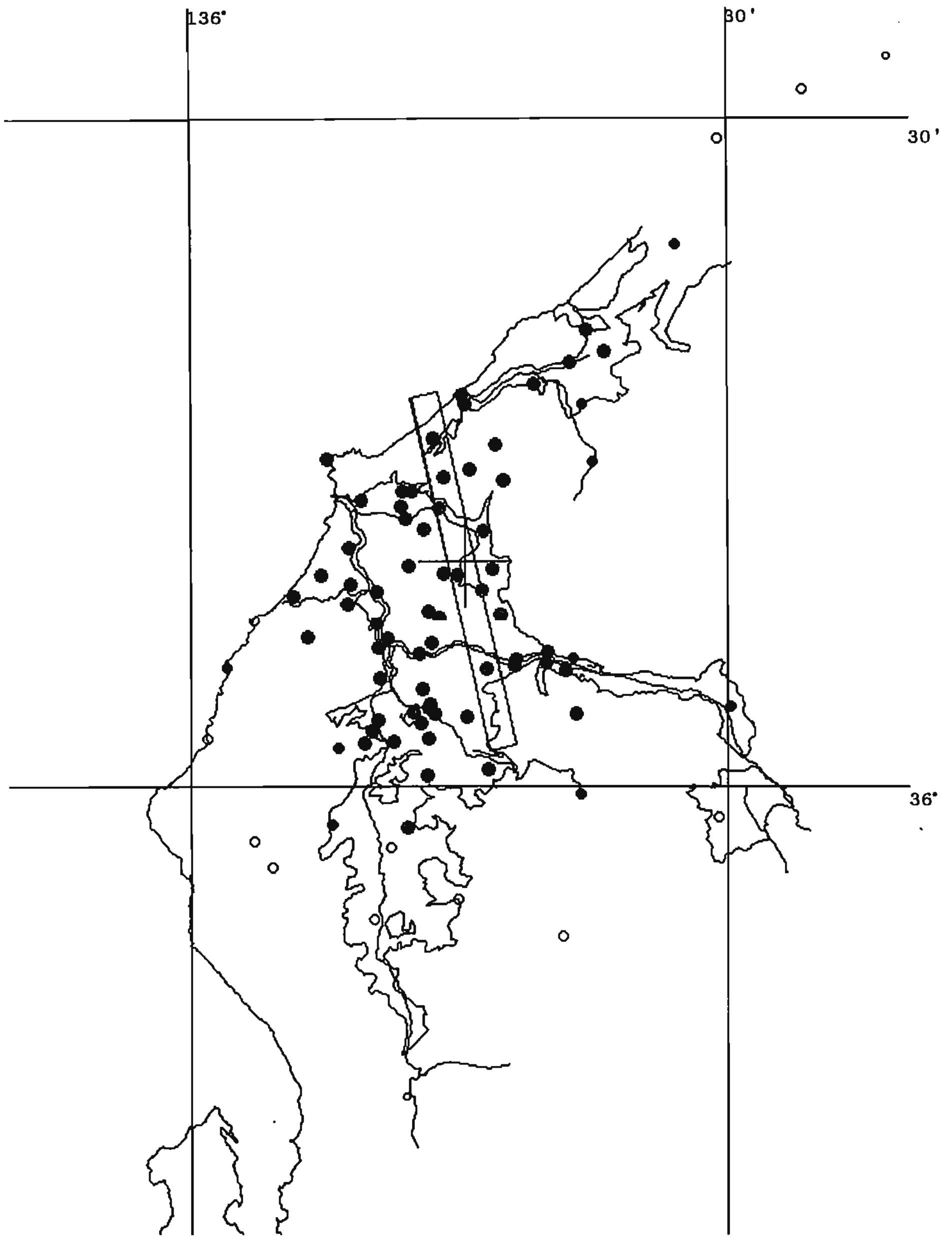


Fig. 16　福井地震 1948/06/28　JMA 震度 >= 6

源域内での検討が余りなされていなかったことが最大の原因と考えられる。

地盤の調査なしで表層地質図のみで作業をしたが、全般として概ねよい結果がえられている。地盤の影響は非常に顕著であり、地盤の増幅特性の調査の結果の蓄積は大変重要なことで、今後災害予測の精度を上げるためには不可欠な項目であることが指摘できる。とくに歴史時代（１００年以上前でも）の半月湖、沼、池などの埋立て、また後背湿地、氾濫原などの特別に地震動を増幅する可能性のある微地形についての問題についてはその農地化につづく市街化について慎重であるべきことが指摘出来よう。

福井地震と兵庫県南部地震とを比較して計算結果としての最大加速度はそれほど大きな差があるとはいえない。

しかし、地形地質の関係で福井地震の方が稍広い平野部の中央近くに断層が存在したために、被害範囲（個々で言う震度７の範囲）は格段に広い面積となっている。このことが死者の実数こそ少ないが、人口比率でいうと福井が圧倒的に大である。さらに大きな平野で周辺が山に囲まれていないところにある都市の場合には被害面積はさらに拡大することが推測できる。

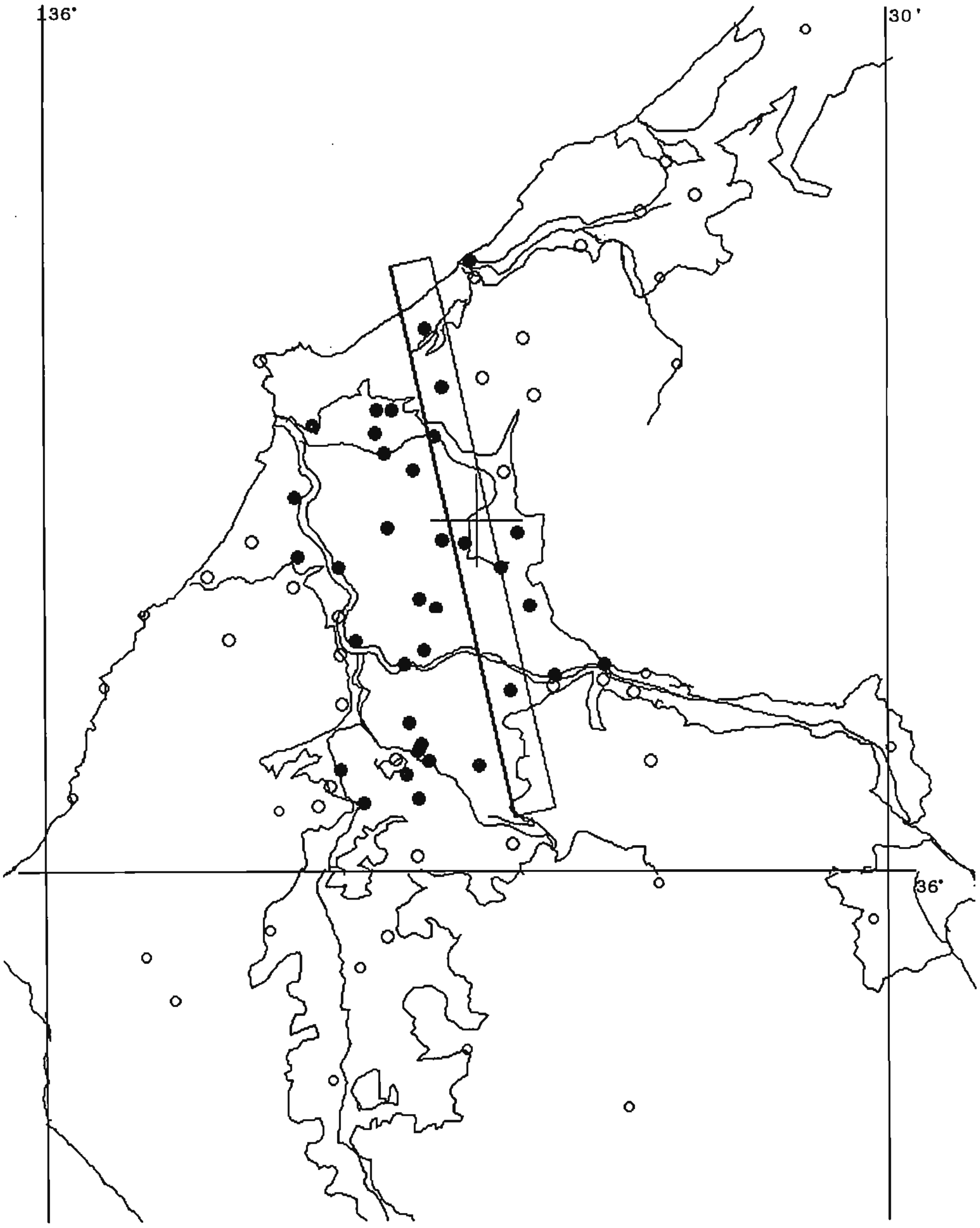


Fig. 17 福井地震 1948/06/28 JMA 震度 = 7

参考文献

1)翠川三郎、小林啓美：”地震動の地震基盤からの入射波スペクトルの性質”，日本建築学会論文報告集 第２７３号，ｐｐ．４３－５４，昭和５３年１１月

2)翠川三郎、小林啓美：”地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定”，日本建築学会論文報告集第２８２号，ｐｐ．１０１－１１１，昭和５４年８月

3)翠川三郎、小林啓美：”震源域及びその周辺での地表面最大加速度分布の推定”，日本建築学会論文報告集 第２９０号，ｐｐ．８３－９４，昭和５５年４月

4)気象庁地震火山部：”平成７年１月１７日兵庫県南部地震の観測記録”，１９９５．１．

5)気象庁地震火山部：”平成７年１月１７日兵庫県南部地震８７式地震計の観測記象（フロピーデイスク）”，１９９５．１．

6)佐藤良輔：”日本の地震断層パラメターハンドブック”、鹿島出版会、１９８９．３．

7)竹山謙三郎他：”福井平野周辺部に於ける被害率分布について”、福井地震震害調査報告、学術研究会議北陸震災調査特別委員会、建築 ｐｐ．２９－６６，１９５０

範囲, 破壊
過程

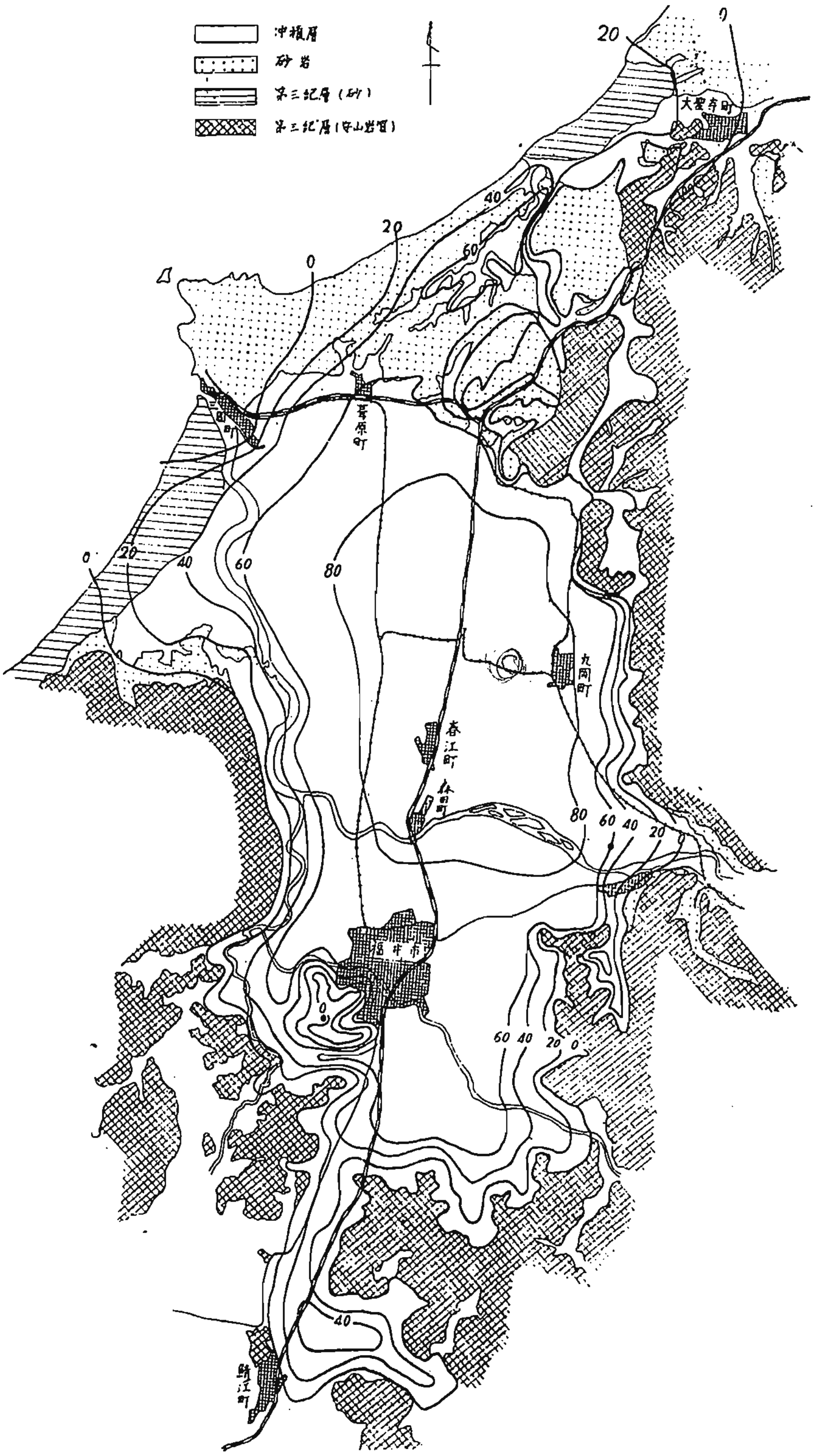


Fig. １８　　福井地震の建築物の全壊率（建築研究所による）

8)谷口忠、小林啓美他：” 物体の転倒建築物の倒壊
より推察した福井地震の地動”、福井地震震害調査
報告、学術研究会議北陸震災調査特別委員会、建築
ｐｐ．２３－２９，１９５０

４．過去の被害地震に対する知見から

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

直下の海洋型地震（1923年関東地震）と比較して

The 1995 Southern Hyogo Earthquake and the 1923 Great Kanto Earthquake: Comparison about Source Process and Strong Ground Motion

武村雅之
Masayuki TAKEMURA

A destructive earthquake occurred at 5:46 a.m. on January 17, 1995 (JST) in. southern Hyogo prefecture, Japan. JMA (The Japan Meteorological Agency) located this earthquake at 34.61 N, 135.04 E, depth =14.4 km with a JMA magnitude M_J=7.2. More than 5500 people were killed, which is the worst record of all the Japanese earthquakes after the Second World War and is a large damage after 72 years since the 1923 Great Kanto Earthquake. The Great Kanto Earthquake is classified as an interplate earthquake, which occurred between the Philippine Sea plate and the North American plate, while the Southern Hyogo Earthquake is classified as an intraplate earthquake occuring in the Eurasian plate. In the present article, we will try to compare about the characteristics of source process, aftershock activity, and strong ground motion between the two worst damage earthquakes in the 20th century of Japan.

1．まえがき

1995年1月17日の午前5時46分に発生した兵庫県南部地震(M=7.2)は死者5500人余を出し、明治以後の震災としては、1923年関東地震(M=7.9)、1896年三陸津波地震(M=8.5)、1891年濃尾地震(M=8.0)についで４番目に大きな被害をもたらした。本稿では地震発生後すぐに行なった阪神地域を中心とする被害調査結果［武村(1995)］をまとめるとともに、発生直後から何かと比較される1923年関東地震を振り返り、両者を震源過程、強震動分布、余震活動等の面から比較する。

2．1923年関東地震

1923年関東地震当時、既に日本国内には気象台を中心に一部大学も含め約70ヶ所を越える地点に地震計が配置され常時地震観測が実施されていた［浜松(1981)］。地震計も旧式の普通地震計（ｸﾞﾚｲ・ﾐﾙﾝ・ﾕｰｲﾝｸﾞ地震計）から大森式地動計や簡単微動計等連続して地震動が観測できるタイプの地震計が主流になっていた。これらの地震計の中には1950年頃まで活躍していたものも多い。筆者等は数年前からこれら国内の記録の調査をすすめている［武村(1994)，武村・他(1994)，武村・浜田(1994)，武村・野澤(1995a,b)，］。Table 1 に関東地震に関して今までに解析されてきた主な国内記録をまとめた。表中に多く見られる今村式２倍強震計記録には主要動でも振り切れていないものがある。また、表にあるアルバムは全国各地で観測された記録の写真集で、気象庁

鹿島建設　小堀研究室　主管研究員　　理博
Kobori Research Complex, Kajima Corporation

に保存されているものである［武村・浜田(1994)］。アルバムには、サハリンや台湾を含む全国約40地点の記録が集められ、そのほとんどは振り切れているがＰ波について完全な波形を残しているものも多い。

これら計器による地震動記録の殆ど全ては周期１秒以上の周期帯で有用であるが１秒以下の周期帯についてはデータが少ない。そこで筆者等はそれらを埋めるべく体験談の整理も行っている［武村・池浦(1994)］。

本章では、これらの記録や体験談から推定される関東地震の地震学的特徴についてまとめる。

2-1　本震の震源過程

関東地震の震源位置は浜田(1987)によってかなり正確な位置が決められている。これによれば、震央は小田原の北10から15kmの松田付近（北緯35.35度、東経139.15度）で深さは約25kmである。また、地震発生直後の測量結果から断層面上のすべり分布が求められ［Kim・他(1989), Wald and Somerville(1995)］、それによればすべりの大きな部分は小田原付近と三浦半島付近の２ヶ所にある。先に示したTable１のデータを用いて筆者等［武村・浜田(1994), 武村・池浦(1994)］が推定した断層破壊の時間的推移を見ると以下のようになる。

松田付近で始まった小さな破壊は3ないし5秒後小田原付近で第一の大きな破壊につながり、その後三浦半島付近で10秒から15秒後に第二の大きな破壊が発生する。Fig.１は＋が震央位置［浜田(1987)］、黒三角と白三角が、体験談と岐阜の短周期上下動記録から得られた第一震および第二震の位置［武村・池浦(1994)］、網掛けの領域は、アルバムのＰ波波形から推定される第二震の位置［武村・浜田(1994)］である。丸および四角は地殻変動データから求められたすべりのピークの位置である。Fig.２はアルバムの記録のうち函館と八木（奈良県）の簡単微動計による波形である。ＰがＰ波初動、①が第一震、②が第二震に対応するＰ波位相であると考えられる。震源を取り囲む複数の観測点で上記３つの位相が確認され、Ｐ波初動と①の時間差からＰn相の影響を考慮して初期破壊の継続時間が推定される［武村・浜田(1994)］。また①と②の時間差から第一震に対する第二震の相対的な位置および発生時刻が評価された［武村・浜田(1994)］。

Fig.３は以上の結果に基づいて岐阜で観測された地震動記録をシミュレーションした結果である［野沢・他(1995)］。２つの大きな破壊の地震モーメントをそれぞれ2.5×10^{27} dyne・cm（関東地震全体の約1/3づつ）と仮定し正規モード法で求めたものである。ＥＷ成分で第一震と第二震に対応する位相が見られる。振幅の差は両イベントの震源メカニズムの変化［Kim・他(1989), Wald and Somerville(1995)］つまり、小田原付近では横ズレ成分が多いのに対して三浦半島付近では縦ズレ成分が多くなることに起因していると考えられる。

2-2　余震活動

一般に大地震が発生すると、その直後から多数の余震が発生し、記録紙上での本震記録との重なりや余震記録同士の重なりによって、余震の震源決定をする妨げとなる。関東地震もその例外ではない。幸い、岐阜測候所に本震発生後約２日間の鮮明な記録があり、また、上下動の地震計がTable１に示すように固有周期１秒と、当時としては珍しく短周期成分のみを記録できる状況にあった。このため上下動では、本震によるやや長周期表面波の継続時間も短く、本震直後からの余震活動を追跡することができた［武村(1994)］。Fig.４は、岐阜から見た本震発生直後２日間の余震活動の様子である。横軸はS-P時間から推定された震央距離で、Fig.１の推定断層面位置と比較するとおよその場所を推定することができる。この結果によれば、本震発生（9月1日11時58分32秒）の約3分後と4分半後にM=7.2と7.3の２つの余震が本震の震源近くで発生していたことが分かる。

その後余震活動は東方の房総方面へ移動し、再び１時間後西方で活発化した。さらにその後、今度はかなりゆっくりと東へ移動し、約１日後の9月2日11時46分に房総半島沖でM=7.5の最大余震が発生している。Fig.１の議論からも分かるように本震の断層破壊の主要部は房総半島の西側でほぼ終了しており、その意味で、最大余震は本震とは別の断層により発生した可能性もある。

マグニチュード７以上の余震は、以上指摘したものの他に、12時48分頃と最大余震発生後の9月2日18時頃にあり、２日間で５回、翌年1月15日に発生した丹沢地震を入れると計６回発生したことになる。Fig.４には岐阜で記録された地震動の卓越周期から判

断した低周波地震の区別も示す［武村(1994)］。房総方面の余震は総じて低周波であり、その中でも最大余震は特別に低周波の特徴を持つ。また、西方では本震発生の一時間後より低周波の地震が見られるが、これらの地震の波形は近年伊豆半島付近で発生している地震のものとよく似ており、伊豆半島付近の活動による可能性がある。

3．兵庫県南部地震

兵庫県南部地震の震源は気象庁によれば、北緯34.61度、東経135.04度、深さ14.3kmに決められている。これは丁度明石海峡付近にあたる。発生場所や震源の深さ等から判断し、内陸で発生するいわゆるプレート内地震であり、先に述べた1923年関東地震が相模トラフからもぐり込むフイリピン海プレートと東北日本をのせた北米プレートとの境界で発生したプレート間地震であるのと対称的である。

兵庫県南部地震の震源域となった地域は、もともと北東－南西方向に走行をもつ右横ズレ成分が卓越した活断層帯であり、余震域はこの断層に沿って明石海峡の両側に広がり、全長約50kmに及んでいる。この活断層帯では、淡路島の北西岸に沿う野島断層で1から1.5mの変位を伴う地震断層が約９kmに渡り地表に顔を出した［中田・他(1995)］。これに対して、神戸側では明確な地震断層が出現したと言う報告は無い。

この地震の震源メカニズム解は、菊地(1995)の遠地実体波のインバージョンの結果によれば、ほぼ純粋な右横ズレを示し、上記活断層の特性と整合している。ただし、神戸周辺での第４紀変動を見ると、六甲山は千年で約１mというかなりはやい速度で隆起している［活断層研究会(1991)］。その原動力が上記活断層帯であるとすれば、今回の地震の断層運動があまり上下変位を伴っていない事実とどのようにして調和させられるかを考える必要がある。

本章では、第４章の議論に役立てるべく、強震動分布の特徴および、震源過程についてまとめる。

3-1　被害調査結果と強震動分布

地震が発生した際にどこでどのような強震動があったかを知るために、現在全国に数百箇所の地点に強震計が配置されている［Kitagawa(1993)］が、絶対数の不足と地域的な観測点の偏りがあるため東京23区等一部の地域をのぞき強震計の記録のみから詳細な地震動の地域性を知ることは困難である。今回被害の大きかった阪神地域もその例外ではない。従って被害調査の目的の１つは詳細な強震動分布の把握にある。被害から地震動強さを推定する考え方の基本は地震動が強いと被害が大きくなるという誰でも理解できるものである。しかしながら、実際には色々な問題が生じる。最も大きな問題は地域によって構造物の種類や強度が変わるという点である。1923年の関東地震では何処にでもある木造住宅の被害率が地震動強さの重要な目安となっている［松沢(1925)］。また木造住宅ほどではないが比較的何処にでもあって構造が簡単な墓石の転倒不転倒も従来から重要な地震動強さを測る尺度として利用されている［たとえば、武村(1993)］。

今回の調査にあたってはTable２のような基準を設け地震動強さと対応するように被害状況のランク付けを行った［武村(1995)］。ここでの木造住宅の全壊とは築3,40年以上もたつ古いものにおいては壊れてペシャンコになった状態を指し、比較的新しいものでは２階が残っていても１階が完全に崩れた場合も含めることにした。内山・他(1995)は今回の地震に対して観測された地震動の速度最大値（水平２成分の大きい方）と観測点近傍での墓石の転倒率との関係を求めている。その結果をもとにして考えると、ランクＡは80cm/s以上、ランクＢは40cm/sから80cm/s、ランクＣは40cm/s以下に大略対応する。これらの値は被害の状況から地震動強さを推定する際の１つの目安になる。

Fig.５には調査地域と気象庁の結果をもとに推定した余震域の広がりを示す［Takemura and Tsuji(1995)］。調査地点は神戸周辺の約100地点である。また、Fig.５の２つの四角で囲まれた地域の結果はFig.６に示す。丸は調査地点、数字はその付近で調べた墓石の転倒率である。墓石の転倒率は34地点の40ケ所の墓地で調査できた。1地点で2つ以上の墓地を調査した場合には原則として、平均的な転倒率を示した。また、図中の四角は木造の本堂の被害、三角は神社の狛犬の転倒を示す。黒塗りは、調査地点の近傍に本堂が　全壊した寺があったことと狛犬が転倒した神社があったことをそれぞれ示す。木造の本堂は47地点の55寺院で調査し、この内全壊は15寺院で

認められた。また、狛犬は13地点の15神社で調査し、この内１つでも転倒している神社は7神社あった。

Fig.６から分かるように六甲山地の縁に沿って被害が大きく地震動が強かったと考えられるランクＡの地点が帯状に分布し、この領域で、木造の本堂の全壊および、狛犬の転倒がよく見られる。図には活断層の位置も書かれている［活断層研究会(1991)］。被害の状況とこれら活断層の位置を比較すると神戸では須磨－会下山－諏訪山一芦屋と続く活断層の北側で被害が小さく南側で被害が大きい。また西宮では甲陽断層を境に北と南、西と東で同様の傾向を指摘することができる。

一方図には埋立地盤と自然地盤の境界が一点鎖線で示されている。さらに西宮では埋立地境界の他に武庫川の三角州低地の境界も同様に示されている［国土庁(1974)］。芦屋から神戸にかけては埋立地の境界が、西宮では三角州低地の境界が被害の大きいランクＡの地域を南側で分けているように見える。この境界より南側では、地盤の液状化の被害は見られるが、木造家屋の全壊も少なく墓石の転倒率も低い。

Fig.７に活断層からの距離と墓石転倒率γの関係を示す［武村(1995)］。須磨－会下山－諏訪山－芦屋－甲陽と続く活断層（芦屋断層の北へ延びる部分は無視して東方向に甲陽断層に繋ぐ）との最短距離を横軸にとってγを見た結果である。＋は南ないし東側、－は北ないし西側で、有馬－高槻構造線の影響を受けると考えられる宝塚周辺のデータは除いた。データのバラツキは少なく、活断層の南側ないし東側約2.5kmに転倒率が高く地震動の強い領域が分布し、それから離れると急速に地震動の強さが減じることが分かる。また、活断層の反対側でも急速に地震動の強さが減じることも注目すべき特徴である。図には本堂が全壊した寺の位置や狛犬が転倒した神社の位置も示されている。いずれも上記2.5kmの範囲に入ることが分かる。つまり地震動が最も強いと考えられるランクＡの領域は上記活断層の南ないし東約2.5kmの範囲に限られていることがこのことからも確認される。

以上のように今回の地震に対する阪神地域の被害調査結果を見ると、被害が東西に長い帯状の限られた地域に集中し、そこでの地震動が猛烈に強かったことが推定される。

3-2．震源断層

震源断層の位置を特定する場合、地表に現れた地震断層の位置とともに本震発生直後の余震分布が有力な手がかりとなる。Fig.５，６からも分かるように、今回の地震では淡路島で、従来から活断層として知られていた野島断層に地震断層が現れ、余震分布もほぼこれに一致する。これに対して神戸側では明確な地震断層が出現したという報告はない。気象庁［石川(1995)］によれば、余震分布の中心は先に指摘した被害の大きい神戸の市街地は通らず、北側の須磨－布引－五助橋断層沿いに分布している（Figs.５,６参照）。余震の深さは、淡路島では15-0km、神戸側では15-10kmと神戸側の方が平均的にやや深い。Fig.８に余震域から推定される震源断層の位置および被害ランクＡの領域を示す。被害ランクＡの領域は気象庁(1995)発表の震度７の領域とほぼ一致するため、淡路島では震度７の領域を示した。神戸側で推定された震源断層の位置とランクＡの領域が一致しない点についての解釈についてはTakemura and Tsuji(1995)が整理しており、ここでは詳しく述べないが、地盤構造の影響によるとの考えが有力である［例えば武村(1995)］。

図には菊地(1995)による震源の破壊過程の様子も示す。それによれば、明石海峡の震央（＋印）付近からすべり始めた断層は4-5秒かけてモーメントマグニチュードMw＝6.8のイベントを発生させ、両側に進行し、神戸側でさらにMw＝6.3、6.4の２つのイベントを3-4秒かけて発生させた。断層すべりは最も小さい第２イベントを除きほぼ純粋な右横ズレを示し、六甲山地の隆起とは必ずしも整合していない。

４．比較

4.1 震源断層と被害分布

Fig.９に関東地震の震源断層の位置と被害分布をFig.８と同一のスケールで示す。関東地震と今回の地震で地震動強さを測る共通の尺度はあまり無い。関東地震に対しても墓石の転倒は調査されている［物部(1925)］が、転倒墓石の形状から震度を推定するもので、墓石の形状が規格化されている今日では同様の方法の適用は困難である。そこでここでは、木造建物の全壊率50％以上の地域［松沢(1925)］を

地震動が非常に強い地域として図中に示した。震度階7の定義の中でも「家屋の倒壊30%以上」との記述があり、家屋の構造の変化と言う要素もあるが、兵庫県南部地震の場合の強震動地域と比較する場合のおよその目安となるものと考えられる。Fig.8とFig.9を比較すると、兵庫県南部地震で被害が大きく非常に強い地震動があったと推定される地域は、関東地震の場合に比べかなり狭いことが分かる。

2章で述べたように近年の研究で関東地震の震源過程についてはかなり明らかになってきた。それによれば、小田原の北約10-15kmの震央（+印）付近で断層がすべり始め、その3-5秒後小田原付近で右横ズレ成分を多く含む第一の大きなイベントが発生、さらにその10-15秒後東へ約40km離れた三浦半島付近で逆断層成分が多い第二の大きなイベントが発生したと推定されている。Fig.9にはそれらの様子も図示されている。図中の丸は第一、第二のイベントの位置で、規模はMw=7.5程度と推定される［野沢・他(1995)］。被害が大きい地域はこの2つのイベントの近傍の小田原から鎌倉にかけての地域と、破壊が進行した方向にある館山周辺である。兵庫県南部地震でも破壊の進行方向の宝塚方面に被害が大きい地域がある（Fig.6(a)、Fig.8参照）。また、Fig.9にはIshida(1992)によって推定されているフイリピン海プレートの上面の深度も示されている。2つのイベントはいずれも20km以浅の地域に分布し、兵庫県南部地震同様震源は極浅いと推定される。

4.2 強震動

兵庫県南部地震では、阪神地域を中心に多数の強震動記録が観測されている。その特徴は大きな振幅と継続時間の短さである。一方、関東地震は強震観測実施以前の地震であり、震源近傍での強震記録は得られていない。このため、武村・池浦(1994)は、体験談による地震動特性の検討を行っている。Table3は、そのうち、小田原付近(Nos.1-5)と三浦半島付近(Nos.6-10)の例である。小田原付近では、第一イベントの影響と思われる衝撃的な強震動が殆ど前触れもなく襲ってきて大きなダメージを与えた。これに対し三浦半島付近では徐々に地震動が強くなり、第二イベントの影響でその強さが頂点に達する様子がよく分かる。

Table3には、比較のため今回の地震の際の神戸での体験談の例(Nos.11-15)も示す［朝日新聞社(1995)］。初期微動が短く、衝撃的な地震動を受けた点は関東地震の際の小田原に似ている。ただし、小田原ではその後第二イベントの影響を受けたと推定されるため、神戸の場合とは異なり、最初程ではないがかなり強い地震動を数十秒間経験したものと考えられる。今後さらに定量的な見積りをする努力が必要であるが、小田原の直下で発生したと推定されるイベントの規模や、その震源深さから判断し、関東地震の際の小田原は、兵庫県南部地震の震源近傍の強震動と同等ないしはそれ以上の強くて長い強震動を経験した可能性がある。

このような、関東地震の際の小田原での猛烈な地震動を示唆する被害を小田原城の石垣に見ることができる。当時の小田原城は、明治三年(1870年)の廃藩置県の前後に、天守閣を含む多くの建物は取り壊されていたものの、石垣はほぼ完全に残っていた。この石垣が関東地震によって大きな被害を受けたのである。西坂勝人は「神奈川県下の大震災と警察」の中で、その様子を次のように述べている。「名城の悌を偲ばせた内壕、外壕の石垣や、城内一隅に高く築き上げた天守閣の礎石も無残に崩壊し、構内到る処に地割れを生じ、其の割れ目から噴水して庭（御用邸の庭）に小池が出来、又数百年を経たる老松の縦横に打ち倒れた数が実に三百二十八本の多きに上った。」と述べている。兵庫県南部地震の被災地でも、大小様々な石垣があり（例えば明石城、花隈城跡、王子公園、白鶴美術館等）、この他大倉山公園にも大きな石垣があるが、筆者の調査した限りでは壊滅的な被害を受けた所はない。石垣の構造や地盤条件の差等様々な要因があるが、小田原城の石垣の被害は、関東地震の小田原での地震動の強さを物語る1つの証拠であると考えられる。

4.3 余震活動

本震で構造物等がダメージを受けた後、意外に恐ろしいのが余震である。Fig.10は関東地震の本震直後2日間の余震の推移である［武村(1994)］。先に述べたように詳しい位置は分からないが、本震発生後3分後と4分半後にマグニチュードM=7.2と7.3の地震が震源域の西部で発生している。同様の規模で翌年1924年神奈川県北部で発生した丹沢地震(M=7.3)では、甲府の震度VIを最高に広い範囲で震度Vを記録し、

神奈川県中南部を中心に大きな被害を出している［宇佐美(1987)］。この例から考えると、小田原等神奈川県中西部では、これら直後の余震の影響も強く受けている可能性が強い。つまり本震発生後5分間の間にさらに２度の強震動を経験したことになる。関東地震ではこの他、直後２日間だけで、合計16回もM≧6の余震が発生している。大規模な余震の発生回数は、Fig.10に示す他の海溝沿いの巨大地震と比べて格段に多いことが分かる。

これに対して、兵庫県南部地震では大きな余震の発生は非常に少ない。本震のマグニチュードMが関東地震に比べて0.7小さいので関東地震の余震のM=6が兵庫県南部地震のM=5.3に対応するとしても、その結論は変わらない。気象庁の正式な発表は無いが、本震発生後M≧5の余震は記録されていないようである。

５．あとがき

本稿では1995年兵庫県南部地震の被害分布と震源過程や余震活動を1923年関東地震と比較した。また、強震動については小田原を例に兵庫県南部地震による神戸の地震動との違いを議論した。関東地震については依然不明確な点が多く、これらの比較によって、どちらの地震動が大きい等という明確な結論が出た訳ではないが、海洋型地震でも直下で発生すれば兵庫県南部地震を上回る強震動と被害が生じる可能性があることが明らかになった。また、兵庫県南部地震の余震活動は、本震のマグニチュードの差を考慮しても、関東地震に比べてはるかに低調で、大規模な余震の発生が今のところ非常に少ない。今回、このことは被害の拡大を防ぐ上で非常に大きなファクターとなったことは間違えない。もちろん、他の地域ではこのような幸運が期待できないことを前提として、今後の防災を考える必要がある。

参考文献

朝日新聞社，1995 ，大震災100人の瞬間.

浜田信生,1987,1923年関東地震の震源深さについて，験震時報，50，1-2号別冊，1-6.

濱松音蔵,1981,常時観測，日本の地震学百年の歩み，34，73-91.

今村明恒，1925，関東地震調査報告，震災予防協会報告，100号甲，21-66.

Ishida,1992,Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., 97,489-513. J.Geophys.Res., 97, 489-513.

石川有三 ,1995,本震と余震の分布，地震科学最前線，科学朝日,1995 3, P.5.

Kanamori, H., 1971, Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 115-125.

片岡俊一，佐藤俊明，村松郁栄，1995，徳島地方気象台における1923年関東地震の本震・余震記録の数値化，地震（投稿中）.

活断層研究会,1991,新編日本の活断層，東大出版会.

菊地正幸,1995,遠地の地震記録による震源メカニズム，兵庫県南部地震調査速報会記録（第四紀学会），17-20.

Kim, H, 矢吹一郎，松浦充宏,1989,1923年関東地震に伴うプレート境界上でのすべり分布，地震学会予稿集，2,51.

Kitagawa, Y ,1993, Historical review, instrumentation, and observation system, Earthquake Motion and Ground Motion, The Architectural Instituteof Japan, 191-198.

国土庁土地局国土調査課，1974，土地分類図（兵庫県），日本地図センター.

松沢武雄，1925，木造建築物に依る震害分布調査報告，震災予防調査会報告，100甲，163-260.

物部長穂，1925，土木工事震害調査報告，震災予防調査会，100号丁，1-66.

Morioka, T., 1980, The ground motion of the great Kwanto earthquake of 1923, Trans. of Architectural Institite of Japan, 289,79-91.

中田高，蓬田清，尾高潤一郎，坂本晃章，朝日克彦，千田昇,1995,1995年兵庫県南部地震の地震断層，地学雑誌，104，127-142.

野澤貴，武村雅之，池浦友則，山中浩明，1995，地震動のやや長周期成分からみた1923年関東地震の震源過程　その１岐阜測候所観測記録のシミュレーション，地震（投稿中）.

武村雅之,1993,1993年釧路沖地震の発生メカニズムと地震動ーやや深発地震に強震動の特徴，第21回地盤震動シンポジウム，3-14.

武村雅之,1994,1923年関東地震の本震直後の余震活動ー岐阜測候所の今村式二倍強震計記録の解析，地

震，46，1-17.

武村雅之，1995，兵庫県南部地震による阪神地区の被害分布とその解釈，日本物理学会誌（印刷中）.

武村雅之，浜田信夫，1994，近地観測点における1923年関東地震によるP波波形の特徴（序報），第52回東工大工学地震学地震工学談話会，21-38.

武村雅之，池浦友則，1994，短周期データから見た1923年関東地震の多重震源性－体験談と地震記象の解釈，地震，47，351-364.

Takemura, M. and Y. Tsuji ,1995,Strong motion distribution in Kobe area due to the 1995 Southern Hyogo earthquake (M=7.2) in Japan as inferred from the topple rate of tombstones, J. Phys. Earth, (submitted).

武村雅之，野澤貴，1995a,1923年関東地震の本震・余震の強震記録－岐阜、高田、仙台の今村式２倍強震計記録から見た周期特性，地球惑星科学関連学会，184.

武村雅之，野澤貴，1995b,1923年関東地震の本震・余震の強震記録－山形測候所の今村式２倍強震計記録，地震学会秋季大会（投稿中）.

武村雅之，池浦友則，工藤一嘉，大沼啓人,1994,岐阜測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録，地震，47，193-200.

武村雅之，工藤一嘉，野澤貴，佐藤俊明，片岡俊一，1995,東北帝国大学向山観象所（仙台）で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録，地震，48（印刷中）.

内山泰生，翠川三郎，武村雅之,1995,1995年兵庫県南部地震の際の墓石の転倒調査　その２墓石の転倒率と地震動強さの関係，日本建築学会梗概集（印刷中）

宇佐美龍夫,1987，新編日本被害地震総覧，東大出版会.

Wald D. J., and P. G. Somerville,1995,Variable-slip rupture model of the Great 1923 Kanto, Japan Earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, Bull. Seism. Soc. Am,85,159-177.

横田治彦，片岡俊一，田中貞二，吉沢静代，1989，1923年関東地震のやや長周期地震動－今村式２倍強震計記録による推定，日本建築学会論文報告集，401，35-45.

Table 1　List of available records from the 1923 Kanto Earthquake in Japan. To and h indicate a natural period and a damping constant of each seismograph, respectively.

記録地点	地震計	計器特性（To(s) | h(%)）	文　献
東京本郷	ﾕｰｲﾝｸﾞ地震計	6 | (NS,EW)	Morioka(1980)
東京本郷	今村式２倍強震計	9.3 | 21 (EW)	今村(1925)横田他(1989)
徳島測候所	今村式２倍強震計	5.0,4.2 | 10-20 (NS,EW)	片岡他(1995)
岐阜測候所	今村式２倍強震計	4.5 | 17 (NS,EW) 1.0 | 5 (UD)	武村他(1994)
仙台向山	今村式２倍強震計	5.5,3.0 | 22 (NS,EW)	武村他(1995)
高田測候所	今村式２倍強震計	6.8,5.6 | 22 (NS,EW) 2.0 | 15 (UD)	武村・野澤(1995a)
山形測候所	今村式２倍強震計	4.5 | 13 (NS,EW)	武村・野澤(1995b)
気象庁アルバム（約40地点）		大森式地動計、簡単微動計等	武村・浜田(1994)
体験談（震源周辺約200地点）		周期域：１秒前後以下	武村・池浦(1995)

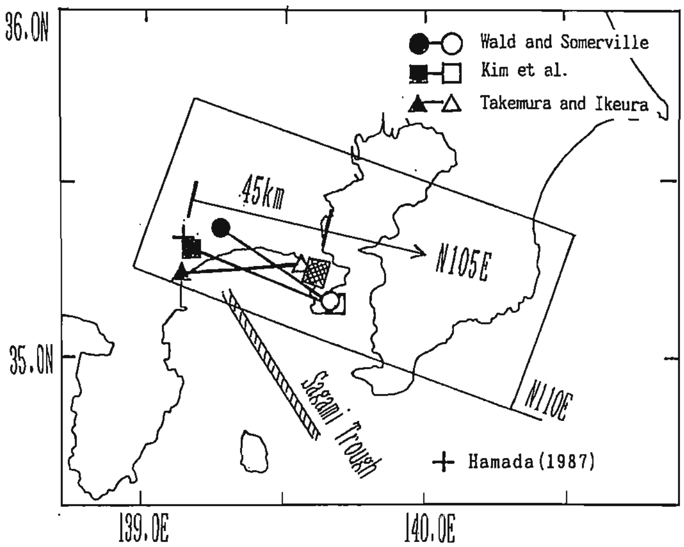


Fig.1　Rupture process of the Kanto Earthquake [Takemura and Hamada (1994)] . A rectangle indicate a fault plane by Kanamori (1971). Detailed explanations are shown in the text.

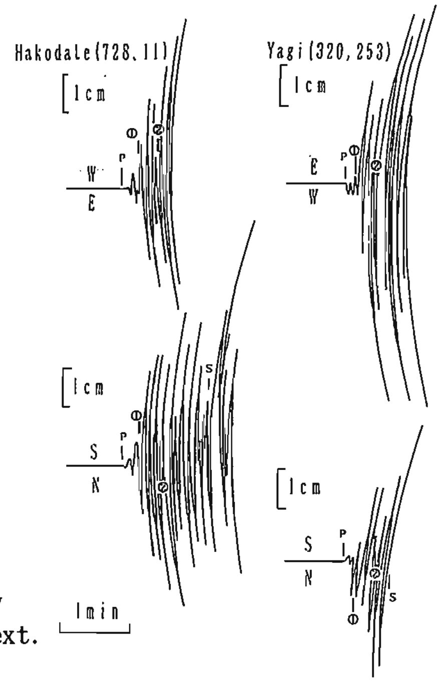


Fig.2　Records from the Kanto Earthquake at Hakodate and Yagi observatories [Takemura and Hamada (1994)] .

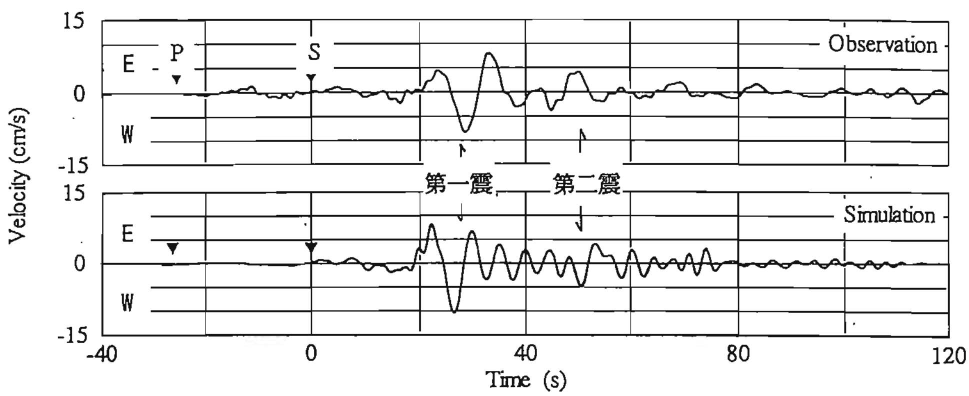


Fig.3　Observed and synthesized records in EW component at Gifu observatories. [Nozawa et al. (1995)]

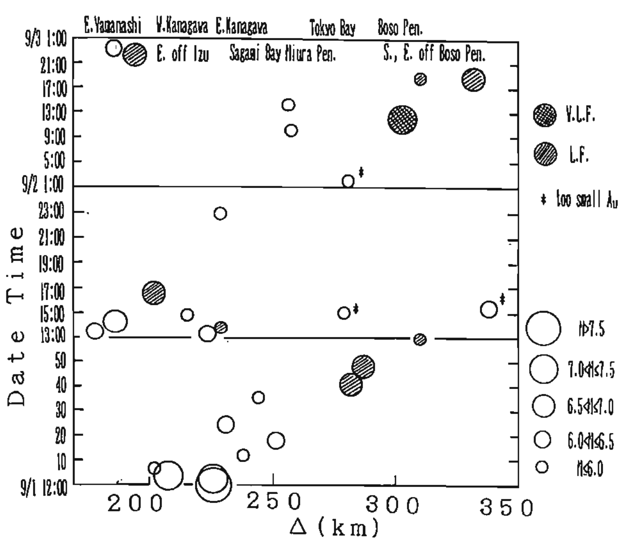


Fig.4　Aftershock activity of the Kanto Earthquake deduced from the records at Gifu observatory [Takemura(1994)] .　V.L.F and L.F indicate a Very Low Frequency and a Low Frequency events .

Table 2 The criteria to rank the intensity of ground [Takemura (1995)] .

ランク	墓石転倒率（γ）	木造の住宅や社寺の建物被害	その他
A	γ ≧ 0．8	全壊多数．本堂全壊．狛犬転倒	ＲＣ建物崩壊や鉄道道路等に被害
B	0．8＞γ≧ 0．4	被害は多いが全壊は殆ど無い	上記に軽微な被害
C	0．4 ＞ γ	屋根瓦等軽微な被害．無被害	ガラス破損．室内散乱程度の被害

構造物被害：地盤の液状化等による地変で傾いただけの建物は被害の対象にしていない．

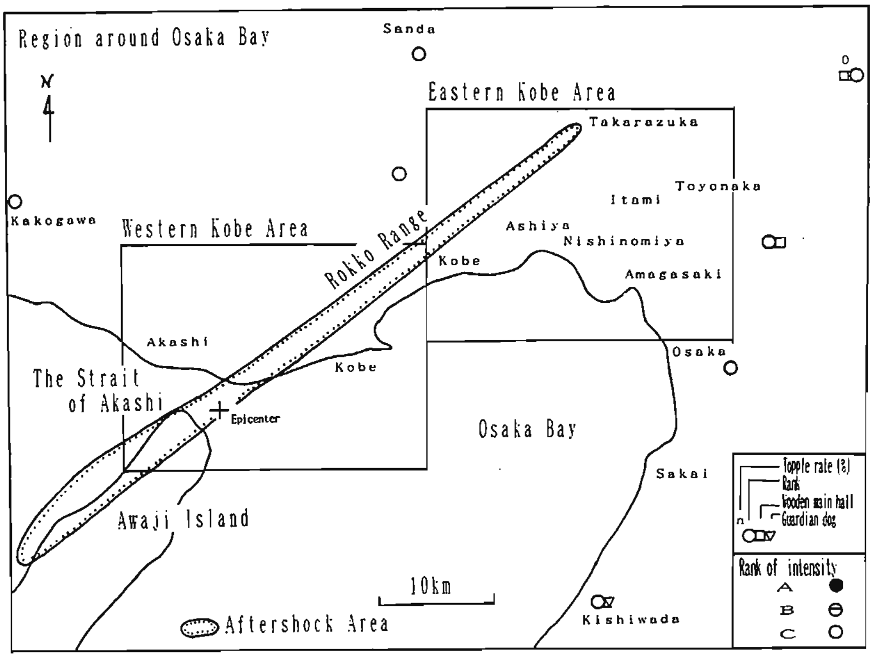


Fig.5 The region of the damage survey and the aftershock area of the 1995 Southern Hyogo Earthquake [Takemura and Tsuji (1995)] . The rank of the intensity of ground motion is presented at each survey point with the damages of the wooden main hall of the temple and of the stone carved guardian dogs at the Shinto shrine. Numerals indicate the tombstone topple rate observed at the graveyards near the survey points. The results inside the box enclosures are shown in Fig.6.

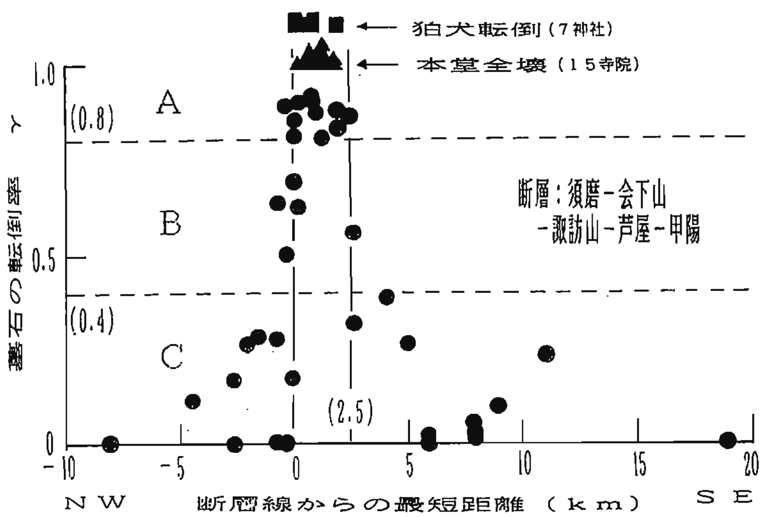


Fig.7 The rate of toppled tombstones and the shortest distance from the fault line. Location of temples with razed main halls and the Shinto shrines with toppled guardian dogs are also plotted at the top of the figure.

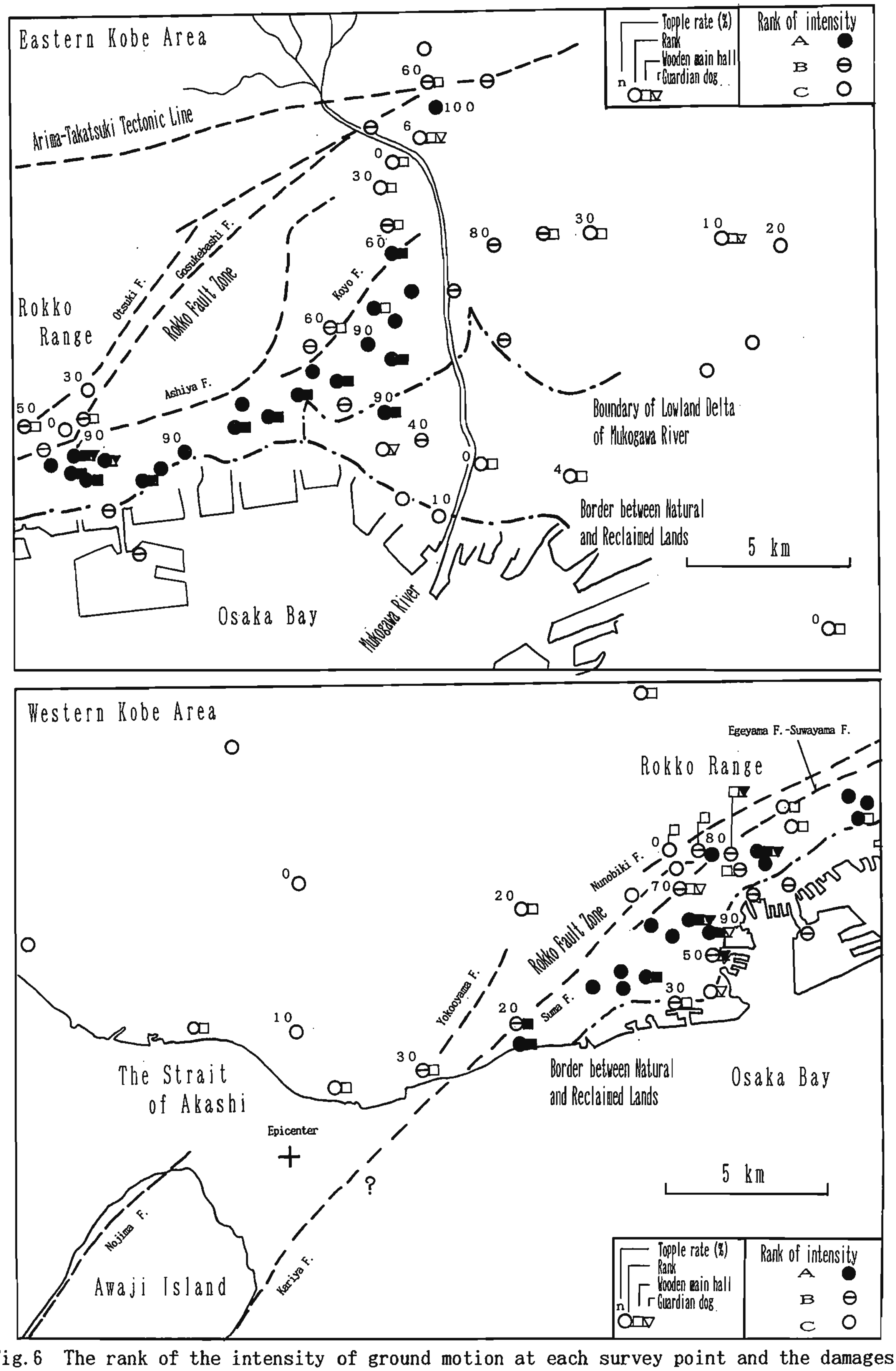


Fig. 6 The rank of the intensity of ground motion at each survey point and the damages of the wooden main hall at the temple and of stone carved guardian dogs at the shinto shrine. Solid squares and triangles indicate the razed main halls and the toppled guardian dogs, respectively, near the survey points. See Fig. 5 for the other explanations.
(a) The results in Eastern Kobe area. (b) The results in Western Kobe area.

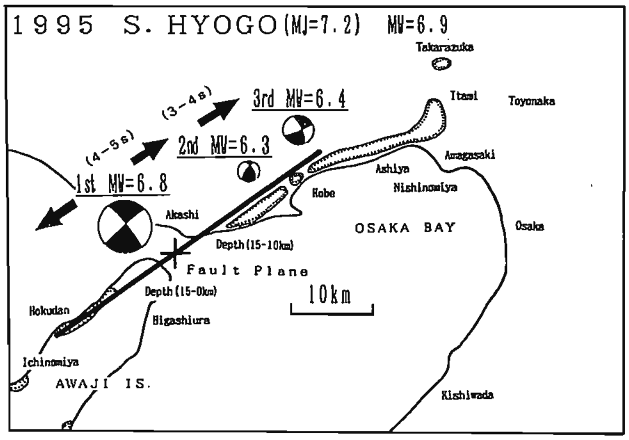


Fig. 8 Source process of the 1995 Southern Hyogo Earthquake by Kikuchi (1995) and the area of the damage rank A or seismic intensity larger than VII.

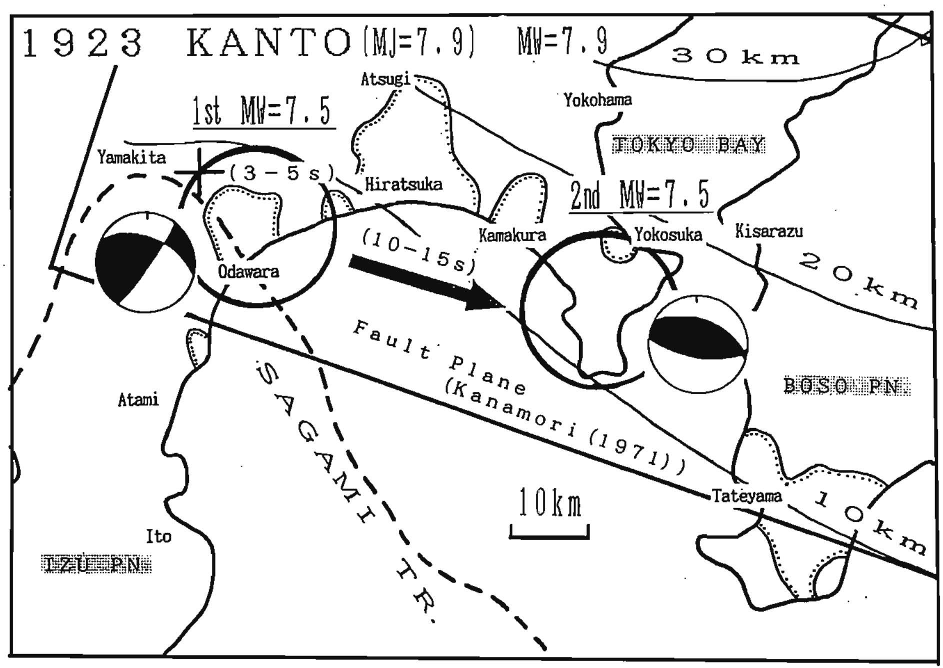


Fig. 9 Source process of the 1923 Kanto Earthquake and the area of the rate of razed wooden houses larger than 50% .

Table 3 Personal experiences for the 1923 Kanto Earthquake (No.1-10) and for the 1995 Southern Hyogo Earthquake (No.11-15). The year when each experience was documented is also shown

No.	体験者	場所	年	体験内容 (要約)
1	長坂村太郎	山北	27	ｽﾜ地震という間もなく屋根瓦落ち、戸障子は外れ・・・
2	川崎長太郎	小田原	23	ｸﾞﾗっと来て立ち上がるが足先が畳に付かず倒れ気絶、家の下敷き
3	大浜彦太郎	小田原	80	突然の上下動に放り出され倒れる、石が跳ね、次に大きな横揺れ
4	高橋一郎	小田原	81	ﾄﾞｽﾝというｼｮｯｸで大八車の前後の路上に放り出され四つん這い
5	市川幸雄	小田原	85	いきなり棚の大明神が頭上に落下、外へ出ようにも出られない
6	岡田要	三崎	64	大音響すぐに強烈な上下動で立っていられず座って官舎を見る. 次の上下動で全瓦落下
7	長岡半太郎	北下浦	23	体を持ち上げるような感じ庭へ飛び降り地震のようだと4,5歩する.間もなく大いなる水平動
8	坂下たかよし	横須賀	30	突然の地響き、振動で自転車から転落、すぐに起きあがるが揺れで再び倒れる
9	田中純	鎌倉	23	ﾄﾝﾄﾝと最初の衝撃、家が2,3度ﾒﾘﾒﾘ揺れる、庭に飛び出す.立っていられない
10	久米正雄	鎌倉	23	上下動の傾向で尻を持ち上げられるよう、7,8秒様子を見る.震動益々激しくなる
11	栗原政二	垂水区	95	トラックが家の中に飛び込んできたような衝撃、何が起きたかよくわからず
12	清水昭子	灘 区	95	すごい力で突き上げられて体が跳び上がった、これは一体何？
13	大西みね子	長田区	95	揺れで、たんすの下敷きになりました、あっと言う間の出来事で何が起こったか分からぬ程
14	原田明	長田区	95	突然タンスが跳ねはじめ、ゴー、手荒い道路工事かと思った瞬間激しい横揺れ
15	中島淳	東灘区	95	工事用ドリルがドアーと這い上がってきた感じ、振りおとされないよう布団にしがみつく

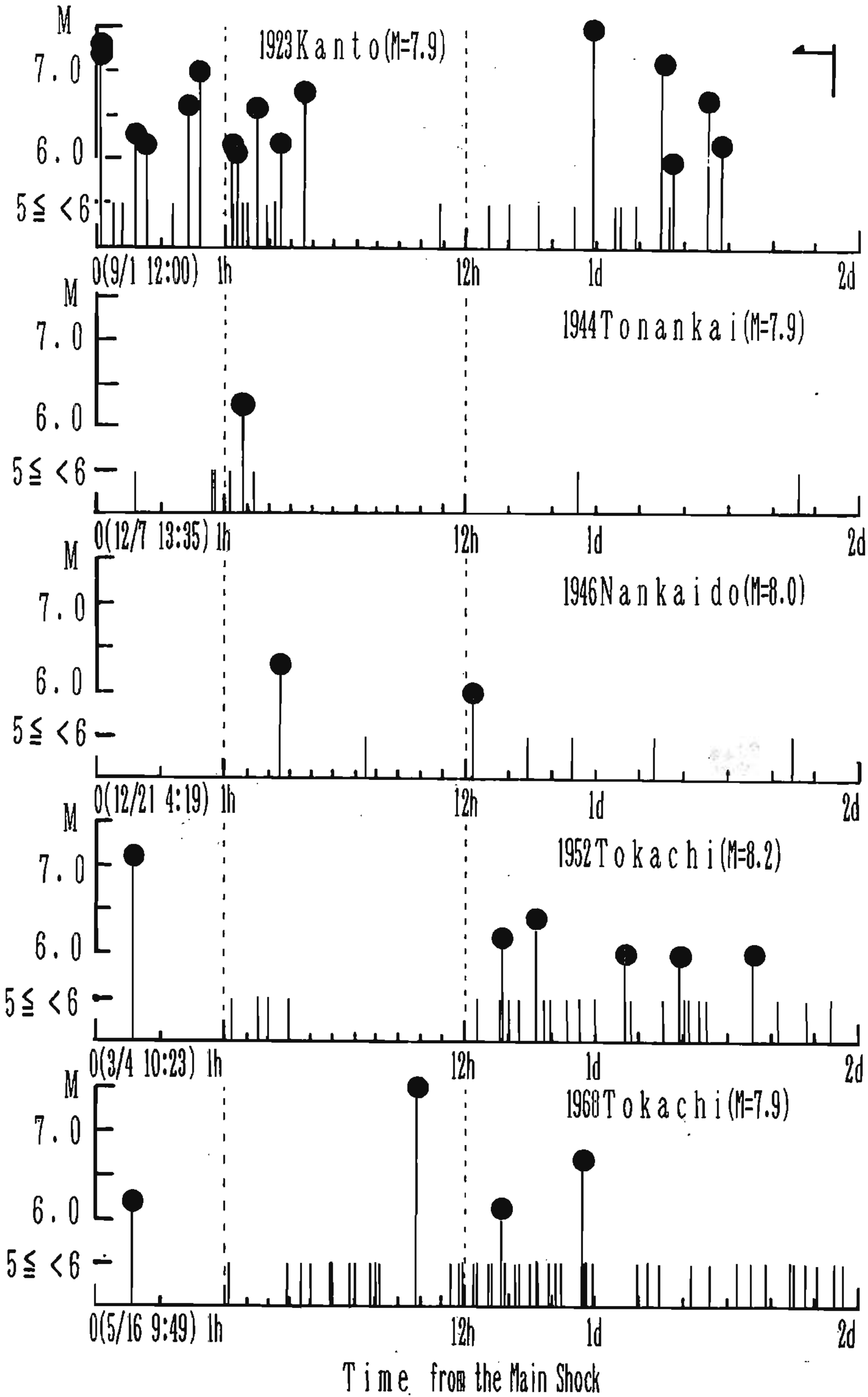


Fig. 10 Aftershock sequences of the Kanto Earthquake and other M=8 class events around Japan Islands for about two days after the main shock [Takemura(1994)] . Large enents of M≧6 are shown by soild circles.

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

地震時の物体の跳躍現象と地震動強さ

UPTHROW OF OBJECTS DURING EARTHQUAKES AND GROUND MOTION INTENSITY

翠川三郎
Saburoh MIDORIKAWA

In order to deepen understanding of the characteristics of near-field ground motion, case histories of upthrow of objects during 25 earthquakes are reviewed. The area where the upthrow was observed roughly corresponds to that of the J.M.A. intensity VII which is X or greater in the M.M. scale. The upthrown objects are boulders, stone monuments, human bodies, small structures and wooden houses, with limitation in size. In case of the boulder, one on a shallow socket of surface soil and with the diameter of approximately 50 cm tends to have a large displacement. These facts may suggest that the upthrow of objects followed by their large displacement is a result of the response of the soil-object interaction system or the vibration system of the object itself. Numerical and shaking table experiments indicate that the required intensity of ground motion to produce the upthrow followed by large displacement is 100 cm/s or more in peak horizontal velocity.

1. はじめに

1995年兵庫県南部地震では、神戸市を中心として、死者約6,000名、負傷者約42,000名、損壊家屋約20万棟、被害総額10兆円に達する甚大な被害が生じた．このような被害が生じた第１の原因は、震度Ⅶに達する激烈な地震動が生じたためである．被災者の証言によれば、立っていた人が投げ飛ばされたり、車内にいた人がふるいにかけられた石ころのように大きく揺すられたり、家具が飛んで3～4m移動したり、トイレの便器の水が廊下まで飛び出たりした[1]．

このような激烈な地震動を示唆する現象は過去の大地震でも報告されていたが、その信憑性は疑問視されるむきもあった．例えば、福井地震では、池の水が１間先まで飛んだり、家屋が土台から離れて飛び上がるのが目撃されたり、家屋が3～4m投げ出されたりしたことが報告されている[2]．

このほかにも、多数の地震で激烈な地震動を示唆する物体の跳躍現象が報告されており、文献3)にまとめられている．本報告は、文献3)に最近の地震での事例などを加えて、物体の跳躍現象から震源域での地震動強さについて考察したものである．

2．兵庫県南部地震での物体の跳躍現象

兵庫県南部地震では、前述の被災者の証言以外にも、石、鐘楼、住宅、消防自動車の跳躍の痕跡が報告されている．飛び石については、淡路島の岩屋から富島にかけて数地点で石が数十cm移動した．神戸や芦屋の山地部でも石の移動が確認されたが、移動距離は小さかった．宝塚では石が反転していた[4]．

芦屋市津知町では、木造家屋の隅の通し柱が土台から抜け西北西に75cm跳ばされ、一旦床に痕跡を残した後、再び西南西に42cm飛び跳ね、フローリング仕上げの床を突き破った．この建物は１階が崩壊し、２階が形を保ったまま3m近く北西に落下した．また、東灘の他の住宅では、柱が上にせり上がり、その後、柱が落ちてきて、さらに、しばらくして天井などが一斉に落ちてきたのが目撃されている[5]．

淡路島の一宮町では鐘楼の移動が確認された[6]．移動の状況を図１に示す．鐘楼の高さは約5m、柱の間隔が約2.5mで、柱は高さ15cmの沓石をはさんで高さ12cmの礎石の上に置かれていた．屋根は瓦葺きで、一部の瓦がずり落ちていた．４本の柱は元の位置から南東方向に約70cm、南西方向に約25cm移動してお

東京工業大学・大学院総合理工学研究科・人間環境システム専攻・教授
Professor, Dept. of Built Environment, Interdisciplinary Graduate School of Sci. & Eng., Tokyo Institute of Technology

り、結局、南南東へ約75cm移動した．この移動方向は、この地震を起こした野島断層の走行と直交している．

4本の柱の内、南側の柱は沓石をつけたまま移動した．北側および西側の柱については沓石は元の位置のままで柱がコンクリートの三和土を破ってそれぞれ35cmおよび20cm地面に食い込んだ．東側の柱は沓石を反転させながら移動し、7cm地面に食い込んだ．柱が地面に食い込んでいることは、鐘楼が跳んで着地したことを示唆している．

神戸市および芦屋市の消防署では消防自動車の移動が確認されている[7]．各消防署での消防自動車の移動の様子を図2に示す．図中の星印が消防署(出張所を含む)の位置を示し、前後(3m)や左右(3m)はそれぞれ車が前後ないし左右に3m程度移動したことを、回転は車が水平面内で回転したことを、跳躍は車が上下に跳ね上がったことを示す．記述のない地点では車の移動は確認されていない．

車の移動が確認されたのは震度Ⅶの地域ないしその周辺に限られている．これらの移動状況の内、前後方向の移動は車が滑ったためとも考えられるが、横方向の移動は水平方向の移動を伴う跳躍が生じたことを示唆している．その内で、いくつかの消防署での移動例を以下に示す．

東灘消防署では、東北東向きに駐車していた10台の車の内、スノーケル車は約3m後ろに移動し、後ろに駐車していた車のフロントガラスやバンパーを壊した．また、脇にあった高さ70cmのキャスター付きの溶接機がスノーケル車の右後輪前のステップの下(クリアランス約40cm)にはさまれた．ポンプ付き救

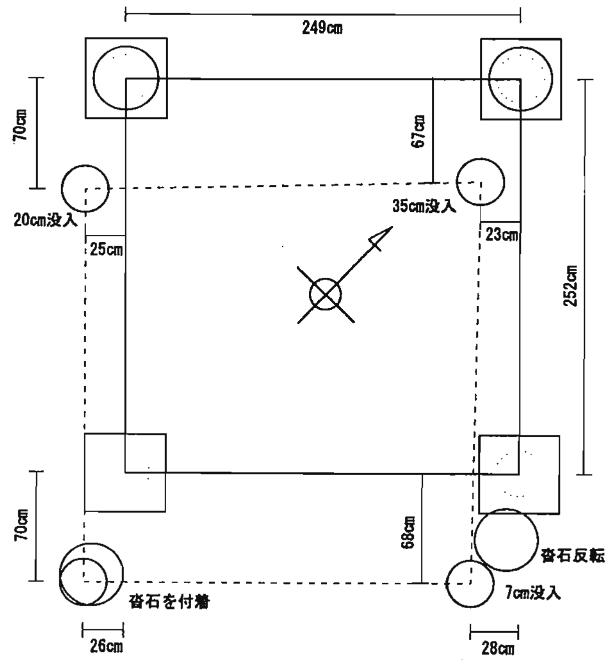


図1　淡路島一宮町での鐘楼の移動図

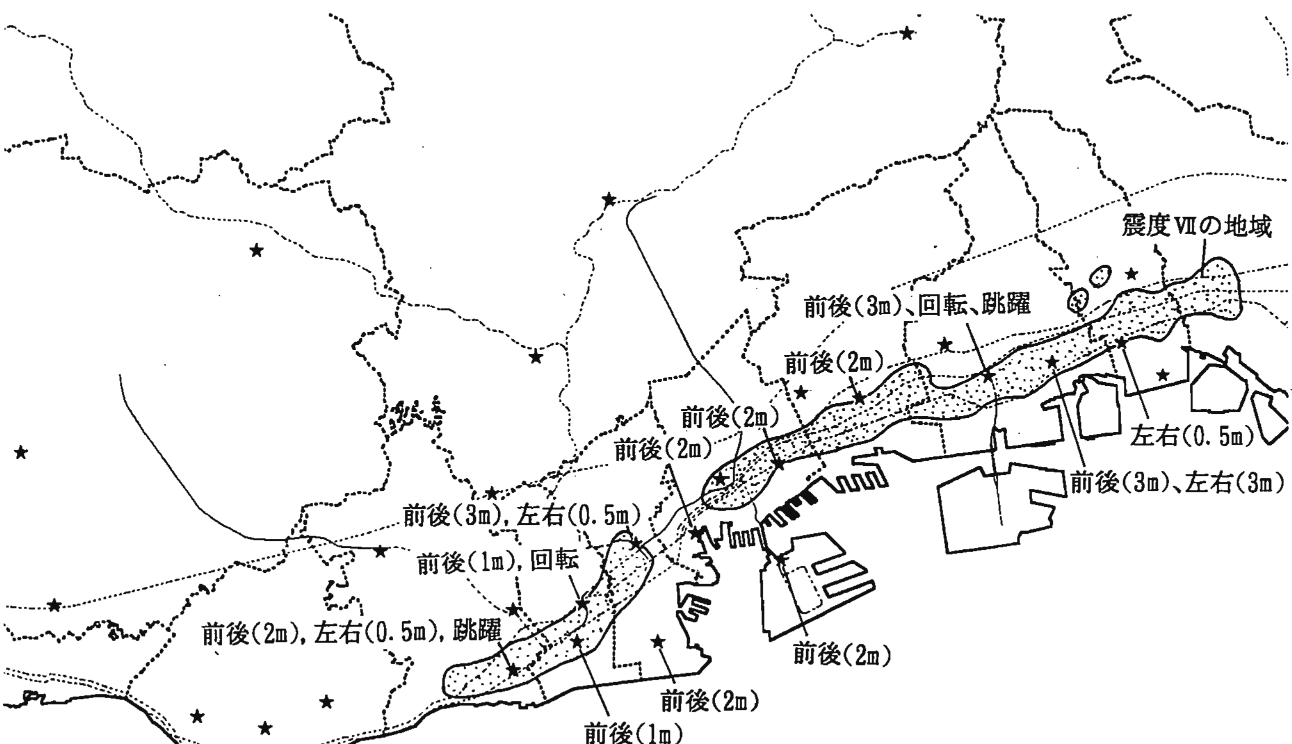


図2　神戸市および芦屋市での消防自動車の移動状況

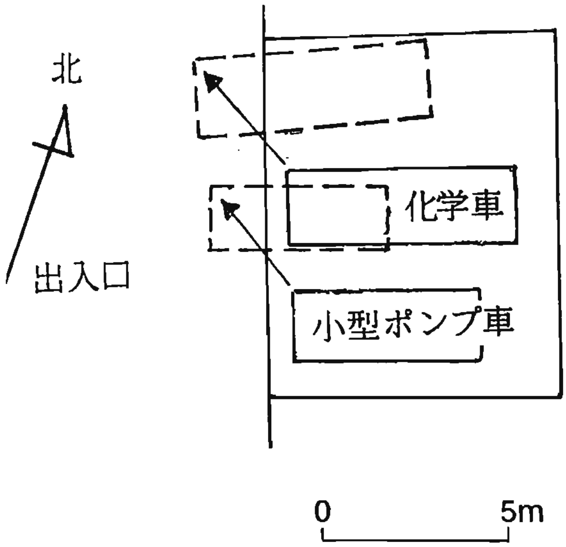


図３　神戸市青木出張所での消防自動車の移動図

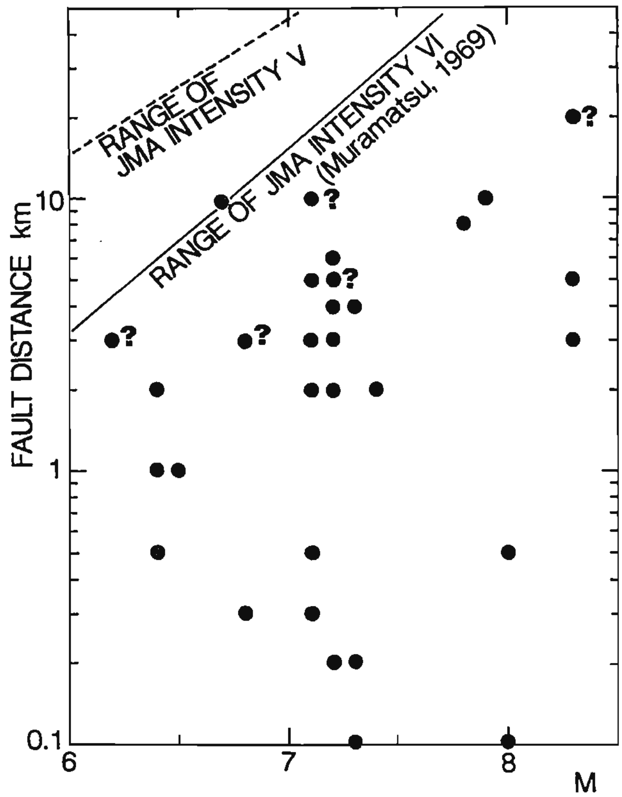


図４　跳躍現象のみられた範囲（文献3）に加筆）

助車が左右に揺れて柱やとなりの車にぶつかり、左方向に回転していた．はしご車が左右に大きく揺れて右側の柱にぶつかった．救急車が踊るように揺れるのが目撃された．

東灘消防署青木出張所では、図３に示すように、西南西向きに駐車していた２台の車が西北西に大きく移動した．その内の化学車は横方向に移動し3m程度北に離れた壁にぶつかって梯子受けやドアが壊れた．

長田消防署大橋出張所では、南東向きに駐車していた２台の車ともはどめを乗り越えて1m弱移動し、前面のシャッターに衝突した．シャッターが変形して開かなくなり、通りがかりのクレーン車でシャッターを開けた．

須磨消防署では、北向きに駐車していた４台の車の内、救助工作車は後ろに2m移動した．救急車は北北西に約1m移動した．署員が、地震直前に化学車の後部座席のステップに乗って点検していたところ、振り落とされ、車が左右に横転しそうになりながらバウンドするのを目撃した．この車は1～2m後ろに移動した．

3．過去の地震での物体の跳躍現象の事例

文献3)では、21地震での物体の跳躍事例について報告されている．これに、1872年浜田地震での民家の山門の移動例[8]、1990年コスタリカPiedras Negras地震での石や倒木の移動例[9]、1994年米国Northridge地震での石の移動例[10]および上述の兵庫県南部地震の事例を加え、表１にまとめた．表中の物体の移動距離はその地震で最大の移動を示したものの値である．計25回の地震で物体の跳躍現象が報告されており、地震時の物体の跳躍現象がそれほど希な現象ではないことがわかる．この表から物体の跳躍が生ずる条件について整理してみよう．

3.1 物体の跳躍がみられた地点の範囲

震源断層から物体の跳躍がみられた地点までの距離と地震規模との関係を図４に示す．図中の？は震源断層の正確な位置が不明のため正確な距離がわからないものを示す．跳躍がみられた地点までの震源距離は地震規模とともに増大する傾向がみられる．

図の実線および点線は村松[11]の震度ⅥおよびⅤの面積を円に置き換えた場合の半径をそれぞれ示している．大部分の場合に震度Ⅵの範囲の半径の1/3程度以内の位置におさまっている．震度Ⅴの地域の半径に対する震度Ⅵのそれは1/3程度であることから震度Ⅶの地域の半径は震度Ⅵのそれの1/3程度と外挿すれば、跳躍現象のみられた地点のほとんどは震度Ⅶの地域に対応することになる．前述の兵庫県南部地震でも物体の跳躍現象のみられた地点は震度Ⅶの地域に集中していた．

表１　過去の地震での跳躍物体のリスト(文献3)に加筆)

Earthquake	M	Object	Displaced Dist.	Site Condition	Fault Dist.
1872 Hamada, Japan	7.2	Gate	0.6m	(Tertiary rock)	5km?
1891 Nobi, Japan	8.0	Temple Gate	1m	Rock with thin surface soils	0.1km
		Shrine Archway	1.2m	-	-
		Shed	0.3m	(Granite rock)	0.5km
		Wooden House	3m?	(Granite rock)	0.1km
		Stone Lantern	0.8m	(Granite rock)	0.1km
1896 Rikuu, Japan	7.2	Bell House	*	(Volcanic rock)	3km
		Grave Stone	1.5m	(Volcanic rock)	3km
		Shrine Archway	1m	(Alluvium)	2km
1897 Assam, India	8.3	Boulder	2.5m	(Mountain)	20km?
		Stone Monument	2m	(Mountain)	20km?
1906 San Francisco, U.S.A.	8.3	Stone Monument	*	(Alluvium)	3km
		Derrick	-	(Alluvium)	5km
		Human Body	-	(Alluvium)	5km
1909 Anegawa, Japan	6.8	Bell House	1m	Delta ground	3km?
1914 Akita-Senpoku, Japan	7.1	Shrine Archway	0.6m	(Tertiary)	10km?
		Stone Monument	-	(Tertiary)	5km
1923 Kanto, Japan	7.9	Boulder	-	(Volcanic rock)	10km
1927 Kita-Tango, Japan	7.3	Wooden House	3m	Rock with thin surface soils	0.2km
		Human Body	-	Rock with thin surface soils	0.2km
		Grave Stone	-	(Pre-Tertiary)	0.2km
		Bell House	0.8m	(Pre-Tertiary)	0.2km
		Stone Lantern	-	(Pre-Tertiary)	4km
1932 Cedar Mt., U.S.A.	7.3	Boulder	*	Rock with thin surface soils	0km
1943 Tottori, Japan	7.2	Stone-carved Dog	2.3m	(Tertiary)	4km
1948 Fukui, Japan	7.1	Wooden House	3-4m	(Alluvium)	2km
		Human Body	-	(Alluvium)	2km
		Stone Lantern	-	(Alluvium)	2km
1949 Imaichi, Japan	6.4	Stone Mill	1m?	(Mountain)	1km
1967 Mudurnu Valley, Turkey	7.1	Boulder	0.3m	Rock with thin surface soils	0.3km
1968 Borrego Mt., U.S.A.	6.5	Boulder	0.5m	(Mountain)	1km
1971 San Fernando, U.S.A.	7.1	Fire Truck	2m	Sand stone	0.5km
		Boulder	-	Sand stone	0.5km
		Human Body	-	Sand stone	0.5km
		Concrete Bench	*	Gravel soil	2km
1975 Oitaken-Chubu, Japan	6.4	Boulder	-	(Andesite)	1km
		Grave Stone	-	(Andesite)	2km
		Stone Lantern	2m	(Andesite)	1km
		Shrine Archway	-	(Andesite)	0.5km
1984 Naganoken-Seibu, Japan	6.8	Boulder	2.3m	Andesite with thin surface soils	0.3km
		Fallen Tree	1.5m	Andesite with thin surface soils	0.3km
1989 Loma Prieta, U.S.A.	7.1	Boulder	0.3m	(Sand stone)	2km
1990 Luzon, Philippine	7.8	Boulder	0.8m	Hill	8km
1990 Piedras Negras, Costa Rica	5.7	Boulder	0.5m	Volcanic rock	2km
		Fallen Tree	0.4m	Volcanic rock	2km
1991 Honeydew, U.S.A.	6.2	Boulder	0.3m	River bed	3km?
1992 Landers, U.S.A.	7.4	Boulder	0.4m	Alluvial fan	2km
1994 Northridge, U.S.A.	6.7	Boulder	-	(Alluvium)	10km
1995 Hyogoken Nanbu, Japan	7.2	Boulder	0.5m	(Tertiary rock)	0.2km
		Fire Truck	< 3m	Alluvial fan	3km
		Wooden House	0.8m	Alluvial fan	3km
		Bell House	0.8m	Delta ground	6km

1)　*　Turned over.
　　-　N.A.
2)　() Estimated from the geology or topography map.

3.2 跳躍物体の種類

跳躍し移動したことが確認されている物体は多くの場合が石である．跳躍した石の大きさにはある範囲があり、直径で0.5m前後のものが多い．跳躍した石の元の状態は、多少埋め込まれたものが多く、やや深く埋め込まれた石はほとんど跳躍していない．

石以外では、鐘楼、山門、納屋など小規模な構造物があげられる．住家の移動例も兵庫県南部地震を始め４地震で報告されている．これに関連して、今村[12]は、構造物の大移動が起こる場合に共通にみられることのひとつとして、移動物が簡単な、よく結束された、低い構造物であることを指摘している．

3.3 移動距離

跳躍物体の移動距離と地震規模の関係を図５に示す．この図の移動距離はその地震で最大の移動を示したものの値である．石の場合、石が反転して石の大きさ程度移動したという報告例が多く、0.3～1mの移動距離を示す場合が多い．1mを越える大きな移動例もいくつかみられ、最大の移動距離は約2.5mである．移動距離と地震規模の間に特に相関はみられない．

鳥居、鐘楼、山門などの小規模な構造物の移動も0.3～1mのものが多い．住家については、報告の信頼性は比較的低いが、3m程度の移動も報告されている．石燈篭については2m程度の大きな移動が報告されているが、元々地面から1m程度の高さに置かれたものが大きな移動を示しており、他の場合と条件は異なる．

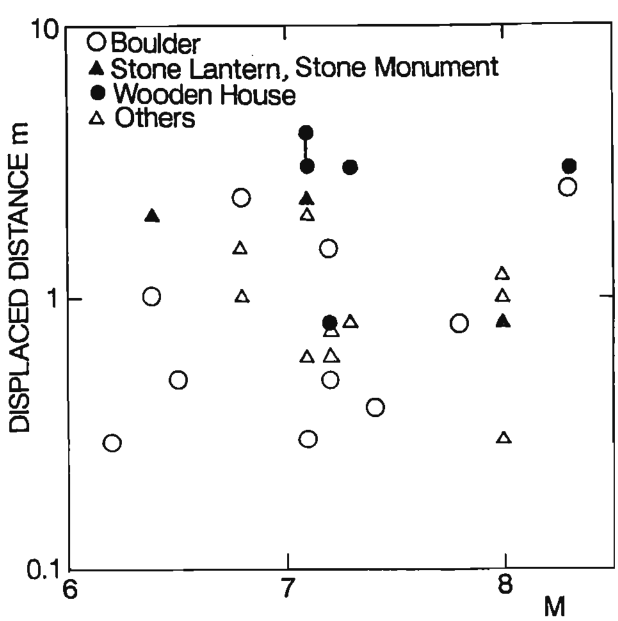


図５　跳躍物体の移動距離（文献3)に加筆）

3.4 移動方向

移動の方向は様々で、断層の走行方向との明瞭な関係はみられない．ただし、今村[12]は、移動したものが互いに数km以内の範囲にある限り、移動方向はほとんど一致すると指摘している．また、兵庫県南部地震での鐘楼や大きな移動を示した消防自動車の多くは断層の走行と直交方向に移動している．この地震の断層付近で観測された地震動は断層の走行と直交方向に卓越しており[13]、移動方向と対応している．

3.4 地盤条件

石の跳躍現象がみられた地点の地盤は、薄い表土の下に岩盤が存在する場合が多い．このような地盤の卓越周期は短く、例えば、長野県西部地震での石の跳躍地点での周期は0.2秒前後である[14]．小さな構造物の場合には、沖積地盤上の場合も少なくない．姉川地震や兵庫県南部地震で鐘楼の跳躍現象がみられた地点の地盤の卓越周期は１秒程度と比較的長い．

4．跳躍現象から推定される地震動強さ

物体が大きく移動するためには、物体に大きな初速度を加える必要がある．物体の放出角度を60°と仮定すると、物体に1mの移動を生じさせるには物体に約5m/sの初速度を与える必要がある．この速度は物体の初速度であり、必ずしも地動速度がこの値である必要はない．

前述のように、大きな跳躍を生じた物体は、直径0.5m前後の石や小さな構造物の場合が多い．表層地盤に置かれた剛体はある特定の振動周期を持つ振動系を構成するし[15]、小さな構造物もある振動系を構成する．したがって、跳躍物体に加えられた初速度は、地動そのものの値ではなく、振動系の応答量に対応するものと考えられる．単純に振動系の応答倍率を3～5倍と考えれば[15]、概算ではあるが、100cm/s強の地動速度があれば1m程度の物体の移動を説明できることとなる．

実際に、石と地盤からなる振動系を個別要素法を用いてモデル化して、石の跳躍現象の数値シミュレーションが行われている[14]．この結果によると、石が大きな移動を示すには、水平動の最大地動速度で

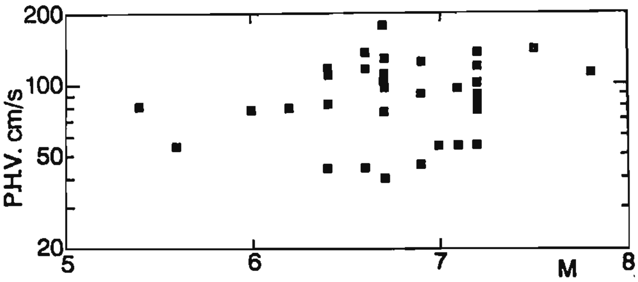


図６　震源域で観測された最大地動速度

150～200cm/sの強さが必要である．また、姉川地震で跳躍した鐘楼を対象として、振動台を用いた模型実験や簡単な応答解析も行われている[16]．この結果では、鐘楼が1m移動するのに必要な地動速度は 100 cm/s強である．これらの結果は前述の概算結果とおおむね一致している．

前述のように、跳躍現象がみられた地点のほとんどは震度Ⅶの範囲に対応することから、物体の跳躍現象が生ずるためには地震動強さのレベルとしては震度でⅥの強ないしⅦの強さが必要であるものと考えられる．震度Ⅶに対応する地震動強さには不明の点も多いが、兵庫県南部地震では震度Ⅶの地域で観測された最大地動速度は100cm/sを越えており、一方、その外側で観測された最大地動速度は100cm/s程度以下であった[13]．

これらを総合すると、大きな移動を伴う物体の跳躍現象が生じるためには、地動速度で100cm/s程度以上の強い地震動が必要であると考えられる．図６に示すように、震源域で観測された強震記録にも100 cm/sを越える最大速度を示すものもあり[17]、現在までの観測結果を上回る地震動を考えなくとも物体の跳躍現象は説明できることになる．

５．まとめ

地震時の物体の跳躍現象の事例について紹介した．25の地震で物体の跳躍現象が報告されており、地震時の物体の跳躍現象がそれほど希な現象ではないことを示した．跳躍現象を振動系の応答の結果としてとらえると、大きな移動を伴う物体の跳躍現象は地動速度で100cm/s程度以上の強い地震動によるものと考えられる．

参考文献

1）朝日新聞アエラ発行室編：大震災100人の瞬間、1995.
2）中央気象台：昭和23年6月28日福井地震調査概報、1948.
3）翠川三郎：地震時に物体の跳躍現象が生じた事例の調査、地震２、Vol.47、pp.333-340、1995.
4）柳谷俊・梅田康弘：1995年兵庫県南部地震による飛び石の調査、地球惑星科学関連学会1995年合同大会、展示ポスターQ151、1995.
5）東樋口護：木造建物の被害と耐震安全性向上の課題、月刊地球，号外No.13、pp.207-218、1995.
6）翠川三郎：1995年兵庫県南部地震の際の鐘楼の移動について、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.205-206、1995.
7）翠川三郎：1995年兵庫県南部地震の際の消防自動車の移動について、日本地震学会講演予稿集、No.2、1995.
8）今村明恒：明治５年の浜田地震、震災予防調査会報告第77号、pp.43-77、1913.
9）Montero, W.：私信、1995.
10）梅田康弘・小泉誠・松尾成光：1994ノースリッジ地震の余震空白域と地震による飛び石分布、日本地震学会講演予稿集、No.2、p.426、1994.
11）村松郁栄：震度分布と地震のマグニチュードとの関係、岐阜大学教育学部研究報告、自然科学、Vol.4、pp.303-327、1969.
12）今村明恒：称明寺の鐘楼、鯰のざれごと、三省堂、pp.67-72、1941.
13）Midorikawa, S. and M. Matsuoka: Strong Ground Motion during the Hyogo-ken Nanbu Earthquake of January 17, 1994, Proc. Intn. Sympo. Lessons Learned in Recent Earthquakes, Santiago, pp.1-21, 1995.
14）翠川三郎・他３名：1984年長野県西部地震での石の跳躍現象から推定した震源域の地震動強さ、地震２、Vol.41、pp.381-388、1988.
15）Richart, F.E.Jr., J.R. Hall, Jr. and R.D. Woods：弾性体上の基礎の振動理論、土と基礎の振動(岩崎敏男・嶋津晃臣共訳)、鹿島出版会、pp.207-263、1975.
16）大町達夫・翠川三郎・本多基之：1909年姉川地震での鐘楼の移動から推定した地震動強さ、構造工学論文集、Vol.41A, pp.701-708, 1995.
17）Midorikawa, S.：Ground Motion Intensity in Epicentral Area, Proc. Sympo. on a New Direction in Seismic Design, Tokyo, 1995.

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

堆積盆地が強震動に与えた影響
－メキシコシティの場合と神戸市の場合－

EFFECTS OF SEDIMENTRAY BASINS ON STRONG MOTION
- IN MEXICO CITY AND IN KOBE CITY -

川瀬　博*
Hiroshi KAWASE

The author reviews studies on the effects of a sedimentary basin on strong motions in Mexico City during the 1985 Michoacan earthquake to compare the emergence of the effects in Kobe City during the 1995 Hyogo-ken Nambu earthquake. It is apparent that the soft clay layer in Mexico City played a major role to amplify the input motion. Studies show that the interaction between shallow clay layers and a deep basin structure may be the cause of the long duration observed in Mexico City. Such interaction may have happened in Kobe City. To prove this, the author first shows spectral ratios of aftershock records between a rock site and sediment sites. The relative amplification factors range from 5 to 20 and appropriate 1-D soil models can reproduce them. Then he estimate a bedrock motion on the Rokko granite rock from the record observed at the JMA Kobe station to simulate strong motions in Sannomiya, Kobe, where heavily damaged buildings were concentrated. The inverted bedrock motion has a peak ground acceleration of 335 cm/sec^2 and a velocity of 55 cm/sec. He calculate responses of the 2-D Sannomiya ground model to have peak accelerations or velocities well exceeding 800 cm/sec^2 or 100 cm/sec, respectively. It is found that both a deep basin structure and shallow holocene layers are important to explain damage distribution in Kobe.

Keywords :　*strong motion, sedimentary basin, ground response, simulation, finite element method*
強震動, 堆積盆地, 地盤応答, シミュレーション, 有限要素法

1．はじめに

1985年9月19日午前7時17分に発生したMichoacan, Mexico地震は震源から400kmも離れたメキシコシティに多大な被害をもたらした。この地震は表層地質が地震動を何十倍も増幅させ得ることを多くの尊い犠牲とともに全世界に示した。そして10年後、1995年1月17日午前5時46分に兵庫県南部地震が発生し、神戸市・淡路島及び周辺地域に我々が想像だにしていなかった大災害をもたらした。地震のメカニズムもテクトニックな背景も地盤構造の特徴も異なるこの両者に共通していることは、予期せぬ大災害が生じたことと、その大災害の発生に表層地質が大きく寄与したことである。実はこの表層地質の影響の重大さは、Michoacan地震以来頻繁に発生した日本と米国における被害地震で常に証明され続けてきた。1987年Whittier Narrows地震しかり、1989年Loma Prieta地震しかり、1993年釧路沖地震しかり, 1994年Northridge地震しかり, 1994年三陸はるか沖地震しかりである。人里離れた砂漠で発生した1992年Landers地震や津波の被害が大きかった1993年北海道南西沖地震などのような例外を別にして、これら被害地震は起こる度に我々に表層地質の影響が如何に大きいかを教えてくれていたのである。

メキシコシティにおける大災害の主たる原因が軟弱な表層粘土層にあったことは震災の直後から指摘されており、その後の研究によっても裏付けられている。といって兵庫県南部地震もまた大災害の主たる原因は表層地質による、と断定してしまうのは早急にすぎると思われるむきもあろうが、以下の検討結果に明白に示されているように、我々は神戸においてもメキシコシティ同様深い盆地構造と浅い地盤構造ともに強震動特性、さらには被害分布に重大な影響を及ぼしたと確信している。ここではまず、Michoacan地震の際の被害と観測波形を説明するためどのような努力がなされてきたかを簡単にレヴューし、その後、全く環境の異なる神戸市においても表層地質が大災害の原因となぜいえるのか、について我々がおこなった検討結果をもとに解説する。

2．メキシコシティの被害と地盤構造

すでによく知られているようにメキシコシティは大半が湖

*　清水建設和泉研究室　主任研究員・工博　Senior Researcher, Izumi Research Institute, Shimizu Corporation, Dr. Eng.

成粘土層でおおわれており、そのS波速度は50m/sec～100m/secと非常に軟弱なので、それが地震動の増幅に寄与していることはあきらかであり、それはMichoacan地震以前から認識されていた(例えばZeevart, 1964)。従ってこの表層の一次元モデルで大災害の原因となったと2～4秒が著しく卓越した地震動特性を説明しようとするのは当然のことである。Fig.1にはメキシコシティで観測された強震記録のNS成分を代表として示す(日本建築学会, 1987)。Seed et al. (1988)はこのSCT1とCDAOにおける観測波の応答スペクトルが丘陵地での観測波と一次元モデルで説明できることを示した。しかしこれは、5%減衰の応答スペクトルが継続時間に対して全く鈍感であるために得られたみかけの一致であり、フーリエスペクトル比で比較すれば理論は観測をはるかに下回り、Fig.1に示したような長い継続時間が再現できないことが川瀬 (1986)やSanchez-Sesma et al. (1988), Kawase and Aki (1989)などによって指摘された。

この観測された非常に長い継続時間の原因が関心の的となり、多くの検討がなされてきた。その一つが表層と深い盆地構造の相乗効果によるとするもので、例えばKawase and Aki (1989)はFig.2に示すような深い盆地構造の中に表層が埋め込まれた二重構造を考え、入射SH波やSV波に対する応答を求めている。Fi.g.3には周期4秒のRicker wavelet波形のSH波が入射した場合の計算結果を示す。表層がおおっている部分では盆地生成表面波(Basin-induced surface waves)によって継続時間が非常に伸びていることがわかる。

あるいはgravity waveに原因を求めたもの(Lomnitz, 1990)や盆地全体の共振によるとするもの(Mateos et al., 1993)もあるが、最近の研究成果によればこれらの可能性は事実上否定されている(Chavez-Garcia and Bard, 1993, 1994)。またChavez-Garciaらは表層の層厚が局所的に変化する小さな盆地構造による影響についても検討しており、それは地表面上の地震波の空間変動特性に影響を与えるが継続時間を伸ばす効果はないことを報告している(Chavez-Garcia and Bard, 1994)。一例としてFig.4にS波速度にランダムな変動を加えた仮想地盤の速度分布を、Fig.5にはその応答結果を示す。ランダムな速度変動によりコーダの振幅は増大しているが、それはゆっくりと減衰しており、Fig.1に見られるような独立した後続相とはなっていない。

これら表層地質に答えを求めようとするものとは異なり、すでに盆地に入射する波動自体が長い継続時間を有しているとする報告もある(Singh and Ordaz, 1993)。しかし、Chavez-Garcia and Bard (1994)が指摘しているように、丘陵地TACYでの本震記録ではコーダの振幅は極めて小さく、Singh and Ordaz (1993)の主張の根拠となっているUNAMでの小地震記録とは異なっている。UNAMは溶岩上に位置するので、それによる散乱でコーダ振幅が大きくなっているのかもしれない。

いずれにしても1985年当時から比べるとメキシコシティの強震観測網は格段に整備されてきており、全貌があきらかに

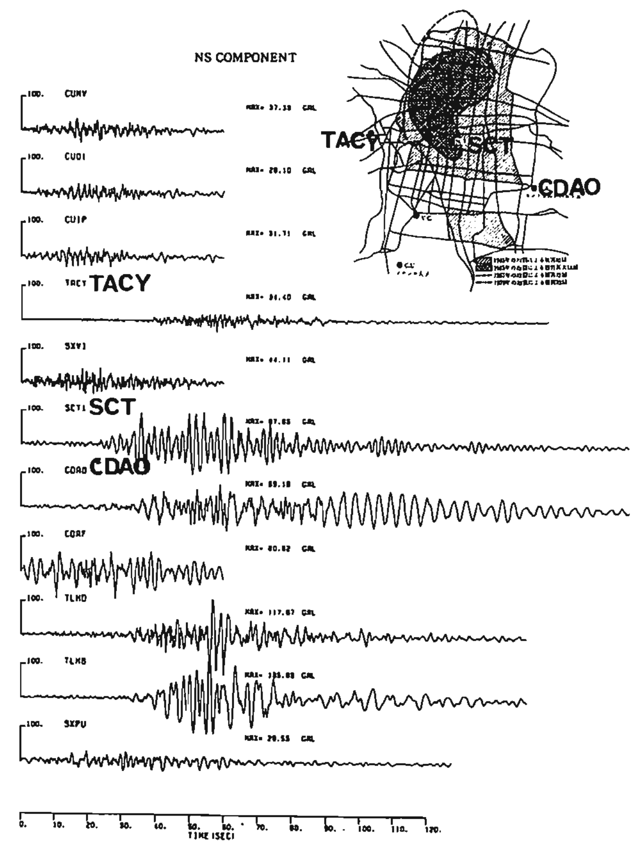


Fig.1 Observed accelerograms (NS component) in Mexico City during the 1985 Michoacan earthquake and damage concentrated area (after AIJ, 1987).

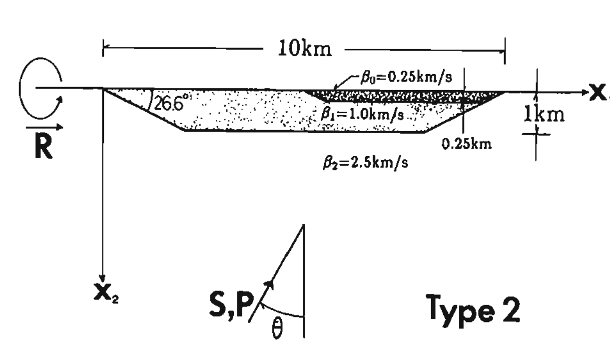


Fig.2 A deep basin model with a soft, surface layer to simulate the Mexico City basin response (after Kawase and Aki, 1989).

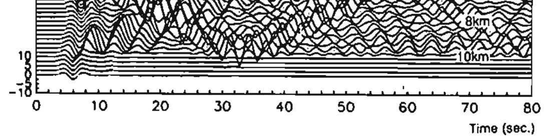


Fig.3 Response of the basin shown in Fig.2 for a vertically incident SH wave with the shape of 4 sec. Ricker wavelet (after Kawase and Aki, 1989).

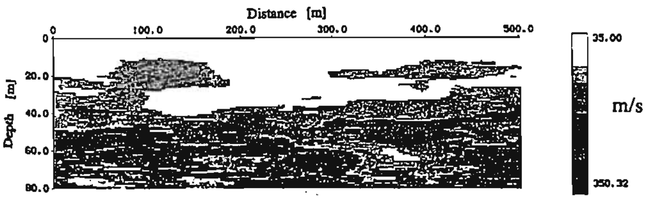


Fig.4 Example of a model with random variation of S-wave velocity within the clay layer. Correlation distance is 2m (after Chavez-Garcia and Bard, 1994).

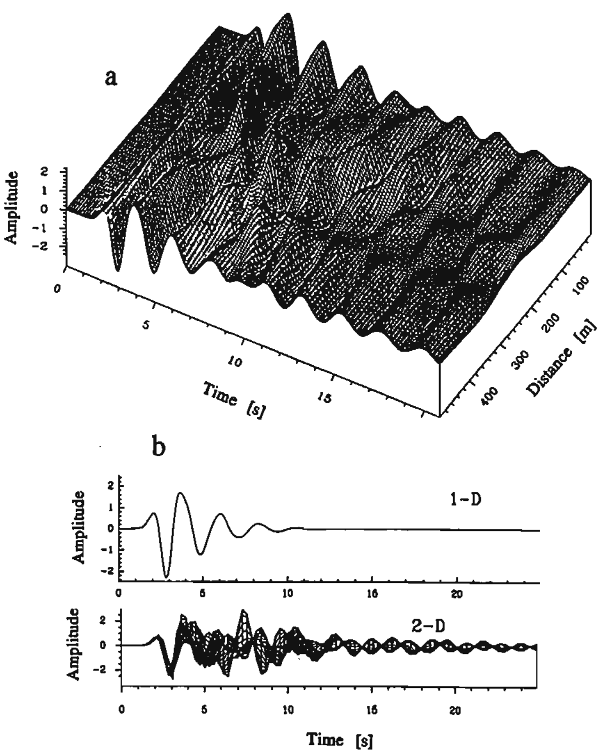


Fig.5 Synthetic seismograms for the model shown in Fig.4 with an SH Ricker wavelet of 2 sec. (after Chavez-Garcia and Bard, 1994).

なるのもそう遠くないであろう。例えばIida et al.(1994)は、メキシコ国立防災センター(CENAPRED)のボアホール観測記録の解析をおこなっているが、その中で相互相解析により相対時間差を求める方法(Kawase and Sato, 1992)を適用し、地中ー地表間の伝播時間を求めたところ卓越周期である3～4秒ではゼロであるという結果を報告しており、外部起源説を主張する彼らの結論とは異なり、表面波説を裏付けている。

3. 神戸市の被害と地盤構造

メキシコシティの場合は軟弱な湖成層による増幅が主犯であることは間違いなく、さらにその下に存在する深さ数kmに及ぶ深い盆地構造との相互作用が問題となったが、神戸市の場合には表層の沖積層はメキシコシティとは比べものにならない良好なものであり(埋立地盤ですらメキシコシティ湖成層よりずっと良い)、例え第一義的にでも軟弱地盤による増幅に被害の原因を押しつけることはできない。ここではまず余震観測結果に基づき一次元地盤モデルでどの程度現象が説明できるかを示し(川瀬ほか,1995b)、次に、神戸気象台を含む六甲断層系と直交する断面で地盤を二次元でモデル化し基盤波を逆算、それを三宮地区を含む断面の地盤モデルに入力し応答を求め観測と比較したシミュレーション解析の結果(川瀬ほか,1995c)を報告する。

3.1 余震観測記録に基づく検討

3.1.1 観測記録の概要

Fig.6に観測アレーの配置を気象庁による震度7の分布と共に示す。▲が京大防災研の観測点KMC・NOM、●が清水建設の観測点FKI・FKE・ASYである。△は、本震記録が観測された関西地震観測研究協議会の常設観測点(本山第一小学校)である。FKIは本震で震度7とされた震災帯の中央に位置し、ASYはその境界付近で、FKEでは震度6と推定されている。KMC、FKI、FKE、ASYで共通に観測された6つの余震を対象とする。一例としてFig.7に2月2日16:19の余震のNS成分速度波形を示す。基盤上のKMCの波形と比較して、堆積層上にある他の4つの観測点では振幅がかなり増大していることがわかる。Fig.8には、KMCに対する他の観測点でのスペクトル比を示す。KMCでの観測波を基盤露頭波と考えるとこのスペクトル比は各地点の地盤増幅特性そのものとなる。図から、地震によってスペクトル比のピークレベル・振動数は若干変動するもののほぼ安定しており、このスペクトル比は地盤の増幅特性を示していると考えられる。FKIでは約2Hzを中心に10倍～20倍の増幅が見られることがわかる。一方、FKEやASYでも2～3Hzにピークがみられるが、増幅率はFKIと比較して5倍～10倍とやや小さい。

3.1.2 一次元地盤モデルによるシミュレーション

堆積層上の各観測点近傍でのボーリング調査により得られたN値分布からS波速度Vs(m/s)を推定し(Imai, 1981)、これを表層沖積地盤のS波速度の初期モデルとした。その初期モデルをもとに、S波鉛直下方入射の1次元波動論に基づき、Fig.8に示した観測スペクトル比の平均値にあうように表層S

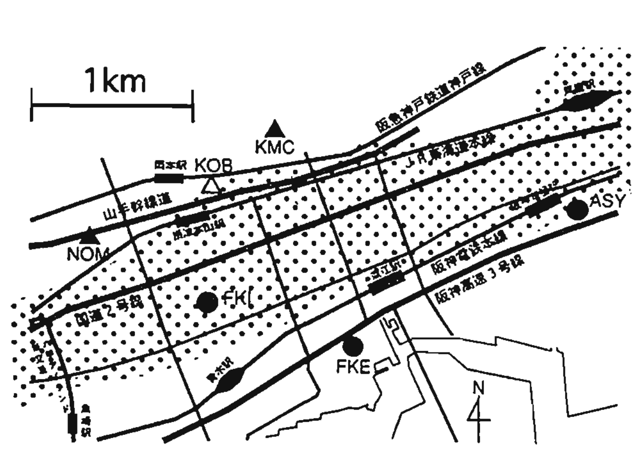


Fig.6 A map of Higashinada Ward, Kobe to show locations of the aftershock observation stations (after Kawase et al., 1995b).

波速度を推定した。Table 1には推定した地盤モデルを示す。深い地盤構造は、鳥海ら(1990)の屈折法探査結果 などを参考に共通の地盤構造を仮定している。堆積地盤での減衰定数は$0.02f^{-0.7}$の減衰定数をS波速度350m/sの層より浅い地盤に仮定した。Fig.9にはこの地盤モデルに基づく理論スペクトル比と平均観測スペクトル比の比較を示す。どの観測点においても、一次元地盤モデルで観測スペクトル比は十分に説明できることがわかる。

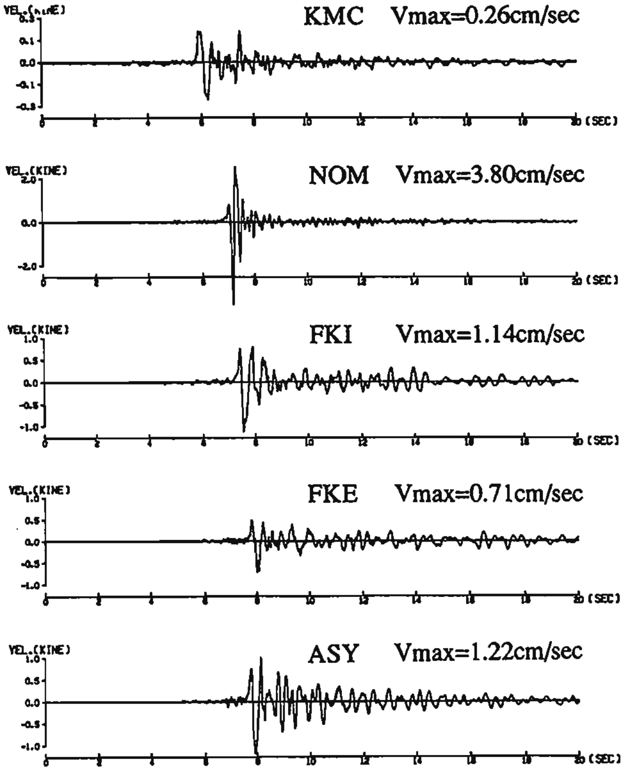


Fig.7 An example of observed velocity seismograms (NS component) for the aftershock of February, 2, 1995 (after Kawase et al., 1995b).

最後に、関西地震観測研究協議会の神戸大観測点KBUで観測された本震記録 (Toki et al., 1995)を用いて本震時の堆積層上での地震動の推定を行う。KBUとKMCでの本震の波形は同じであったものと仮定し、KBUで観測された本震の記録を設定地盤モデルに入力し、間隙水圧の上昇を考慮した時刻歴非線形解析 (以下では液状化解析と呼ぶ) により4観測点NOM、FKI、FKE、ASYでの本震の際の地動を推定する。解析に先立ちKBUでの本震波形の水平2成分の主軸解析を行い、最大主軸成分(N15°W)を用いる。KBU・KMCとも実際にS波速度2,500m/secもの堅固な岩盤に直接設置されているとは考えられないが、風化層があったとしても両者とも同程度の厚さやS波速度を有しているものと期待される。

液状化解析は、大槻・福武らが開発した2次元非線形液状化解析プログラム(大槻ほか, 1989)を用いた。地盤の各種の定数は各層ごとに地盤の土質種別・N値・年代・S波速度を参考に設定した。GL-200m以浅の地盤に対して地盤の非線形性を考慮した。Fig.10, Fig.11に推定されたNOM、FKI、FKE、ASYでの加速度波形、速度波形を示す。いずれの波形も最大主軸成分であり、0.1～5Hzの周波数フィルターを通している。得られた最大加速度は630～1000Galの範囲である。速度波形には観測点の違いはほとんど見られず、最大速度は130～137kineの範囲である。このレベルは葺合での観測値のレベル833Gal、135kineに対応している。これに比べると埋立地盤上の観測値であるポートアイランドでの値340Gal、90kineは小さいが、それは厚い埋立層での液状化のため(川瀬ほか, 1995a)と考えられる。

3.1.3 余震観測記録に基づく検討のまとめ

以上のように、東灘区での余震観測結果は、堆積層上の波形は基盤上の観測点に比べ著しく増幅していること、それは一次元地盤モデルで第一義的には説明できることを示した。しかしこの後で示すように神戸市は大阪盆地の北西縁辺部に位置し、その二・三次元的構造の影響を無視することはでき

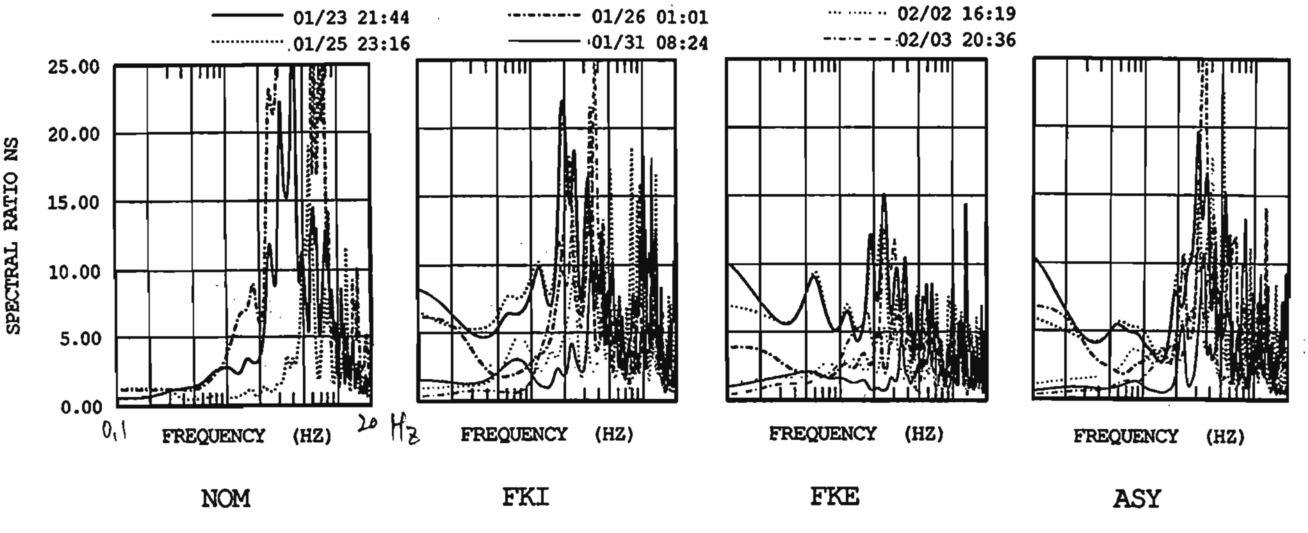


Fig.8 NS component spectral ratios of sediment sites with respect to the rock site, KMC (after Kawase et al., 1995b).

Table 1 Properties of the ground models for sediment site stations

(a) NOM

thickness (m)	S-wave velocity (m/sec)	土質	density (t/m^3)
2.5	75	細砂	1.70
1	150	細砂	1.75
1	220	細砂	1.80
2	330	礫混じり粗砂	1.80
2	200	粘土	1.60
16.5	350	砂礫	1.90
35	450	大阪層群上部	1.95
140	550	大阪層群中部	1.95
200	650	大阪層群下部	2.00
600	1000	下大阪層群	2.20
∞	2500	基盤	2.50

(b) FKI

thickness (m)	S-wave velocity (m/sec)	土質	density (t/m^3)
5	125	礫混じり粗砂	1.80
5	150	シルト質粘土	1.50
5	250	砂礫	1.90
10	350	砂礫	1.90
35	450	大阪層群上部	1.95
140	550	大阪層群中部	1.95
200	650	大阪層群下部	2.00
600	1000	下大阪層群	2.20
∞	2500	基盤	2.50

(c) FKE

thickness (m)	S-wave velocity (m/sec)	土質	density (t/m^3)
3	150	細砂	1.80
7	200	細砂	1.80
15	350	砂礫	1.90
35	450	大阪層群上部	1.95
140	550	大阪層群中部	1.95
200	650	大阪層群下部	2.00
600	1000	下大阪層群	2.20
∞	2500	基盤	2.50

(d) ASY

thickness (m)	S-wave velocity (m/sec)	土質	density (t/m^3)
2	140	粗砂	1.80
8	200	粗砂	1.80
5	250	砂礫	1.90
10	350	砂礫	1.90
35	450	大阪層群上部	1.95
140	550	大阪層群中部	1.95
200	650	大阪層群下部	2.00
600	1000	下大阪層群	2.20
∞	2500	基盤	2.50

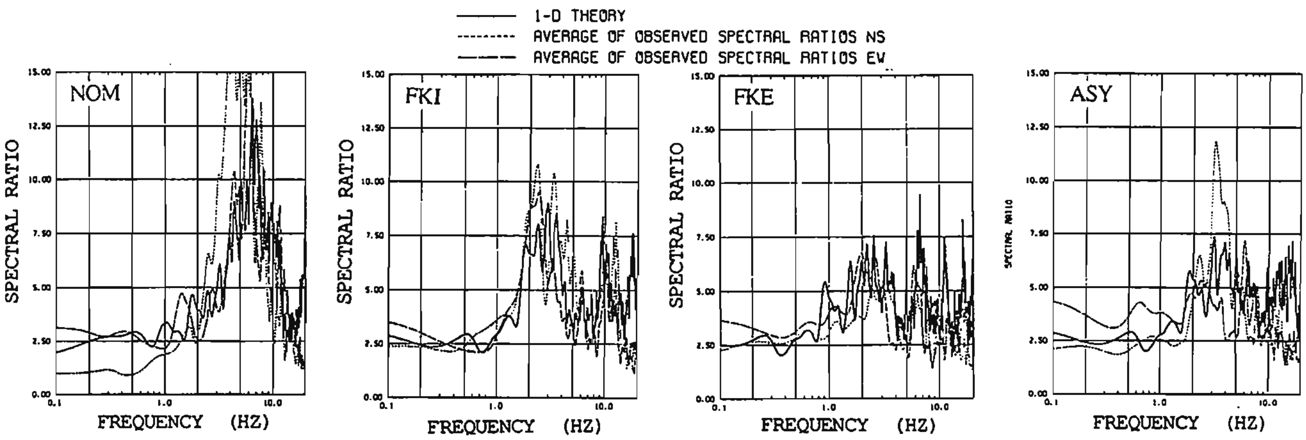


Fig.9 Comparison of theoretical amplification factors calculated from 1-D soil models shown in Table 1 with the spectral ratios averaged from those shonw in Fig.8 (after Kawase et al., 1995b).

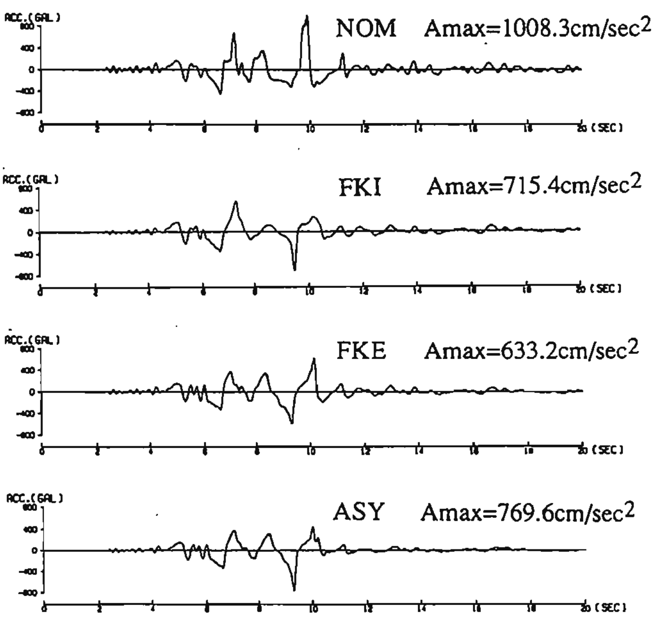


Fig.10 Simulated acceleration seismograms at 4 aftershock stations based on the 1-D soil models and liquefaction analysis (after Kawase et al., 1995b).

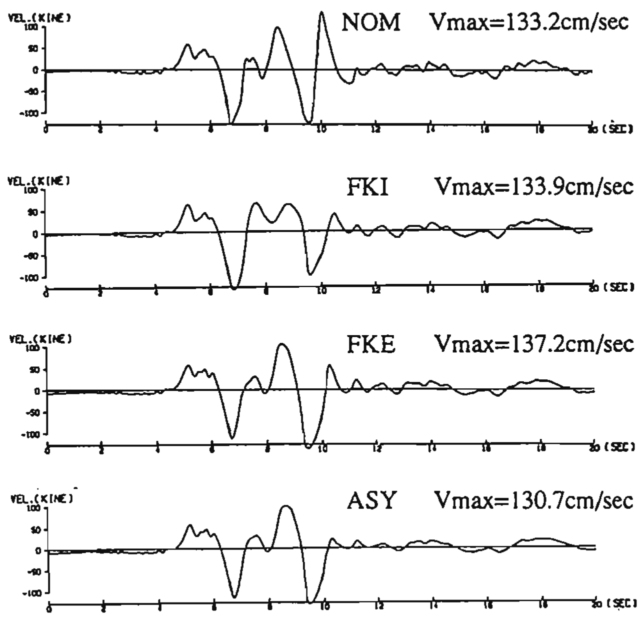


Fig.11 Simulated velocity seismograms at 4 aftershock stations based on the 1-D soil models and liquefaction analysis (after Kawase et al., 1995b).

ない。ここでの解析は弱震動によって担保された等価な一次元地盤による第一次近似と考えるべきものである。

3.2 神戸気象台記録による三宮地区強震動の検討

3.2.1 神戸気象台観測記録からの基盤波逆算

Fig.12には神戸市中央区の簡略化された地図を示す。会下山断層と主な強震観測点の位置、および二つの地盤モデル断面も示されている。神戸海洋気象台（以下気象台）は、会下山断層の南東側の大阪層群上に位置しており、複雑な表層地質の影響を受けているものと思われる。気象台での観測加速度を積分して求めた速度波形の水平面内粒子軌跡から観測波はN32°Wが最大主軸であることがわかる。この方向は会下山断層の走行N50°～55°Eとほぼ直交しており、遠地での放射特性を反映しているものと考えられる。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。従って地震基盤までの深い地盤構造を二次元でモデル化することは神戸市域での地域的な震動特性を論ずる上では極めて適切なものと考えられる。この場合、主要な水平動である断層直交方向成分は震源からの放射波動としてはSH波に相当するが、地盤モデルに対してはSV波となる。まず気象台を含むN30°Wの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波を仮定して基盤波を推定し、次にその基盤波を三宮地区を横切る断面の地盤モデルに入力し大阪層群上面の露頭波を求め、さらに表層の一次元液状化シミュレーションをおこなう。

地表レベルは1/10,000地形図より地表の標高を読み取って用いた。表層の速度構造は、ボーリングデータのN値分布に基づき同様にモデル化した。神戸の地盤が比較的良好であるため、20m以深の情報は非常に限られているのが現状である。ここでも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を参考に450m/sec、550m/sec、650m/sec、及び1,000m/secの4層構造を仮定した。基盤のS波速度も同様に2,500m/secを仮定した。このように作成された気象台断面のFEM解析地盤モデルをFig.13に示す。気象台は北端から440m、会下山断層から80mに位置する。

求められた伝達関数で気象台での観測波のスペクトルを割り込むことにより基盤スペクトルを求め、逆フーリエ変換により基盤波を推定する。得られた推定基盤加速度は原波形の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・最大速度と非常に近い。

3.2.2 三宮地区での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南北断面の二次元地盤応答を求める。ここでは表層軟弱層の非線形性を考慮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。地表面以下の大阪層群、下大阪層群、および基盤のモデル化は気象台断面と同じとした。得られたFEM解析モデルをFig.14に示す。

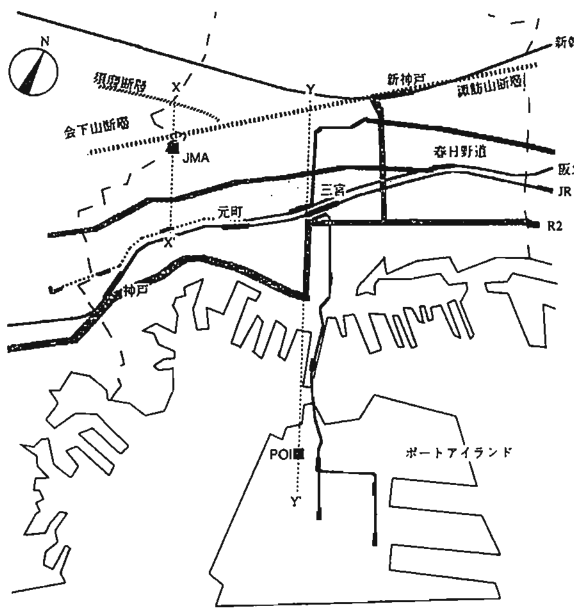


Fig.12 A simplified map around the Sannomiya district in Kobe with relevant Rokko faults and sections of analysis (after Kawase and Hayashi, 1995).

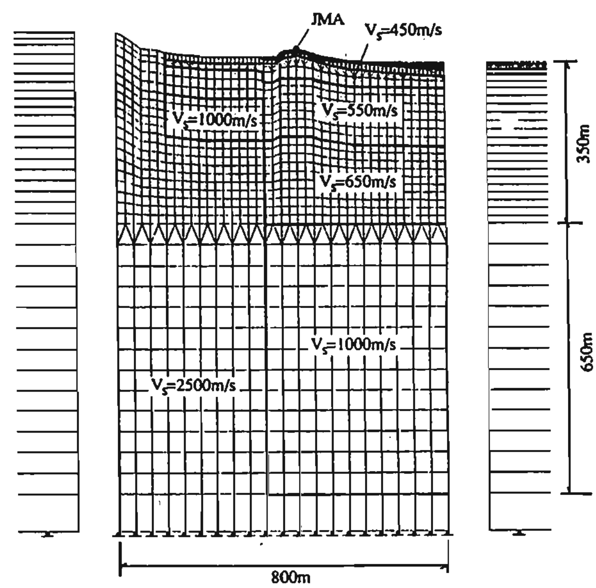


Fig.13 An FEM model for the deconvolution analysis of the record observed at the JMA Kobe station (after Kawase and Hayashi, 1995).

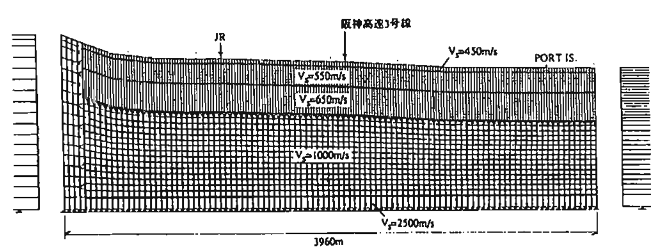


Fig.14 An 2-D FEM model for the simulation of ground motions on the surface of the Pleistocene sediments (Osaka formation group) in Sannomiya district (after Kawase and Hayashi, 1995).

Fig.15にはその結果得られた大阪層群露頭波の最大加速度・最大速度の地表面分布を示す。この図より、ピーク値は900m(断層からは740m)地点で得られ、加速度にして1,200 Gal、速度にして150cm/secに達すること、またこれをはさんで700m地点と1,300m地点の間の幅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。また2,000mから海側では最大加速度・最大速度ともほとんど変動せず同一レベル約600Gal・100cm/secに収斂していることがわかる。Fig.16では500m間隔の代表点での5%の疑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、1,000m地点ではピーク値は500cm/secに近い。またそれより海側の、収斂しているレベルでも300cm/secに達しており、かなり大きいことがわかる。

これらの結果、特にFig.15に顕著に示された最大値の場所による変動の様相は、三宮地区における被害の集中を概ね説明しているといえる。子細に見ると最大値が急増しはじめる地点と被害が急増しはじめる地点とは200m程度のずれがあり、シミュレーションの分布は断層に近すぎるといえるが、解析モデルの精度を考えるとこれは誤差の範囲といえよう。

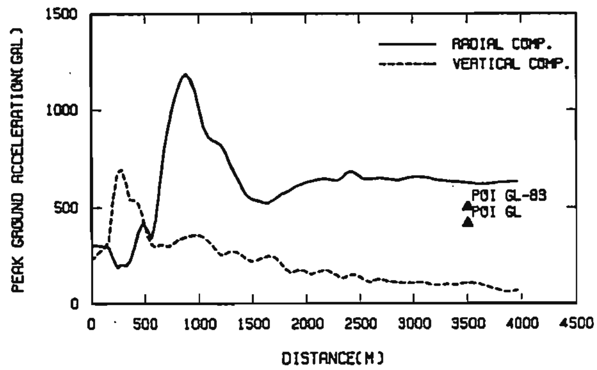
Fig.15にはポートアイランドで観測されたGL0m(地表)およびGL-83mでの最大主軸方向最大加速度および速度を▲で示しておいた。図からポートアイランドでは加速度レベルはGL-83mより大きめであり、速度レベルはGL0mにほぼ対応していることがわかる。

3.2.3 ポートアイランドにおける液状化解析

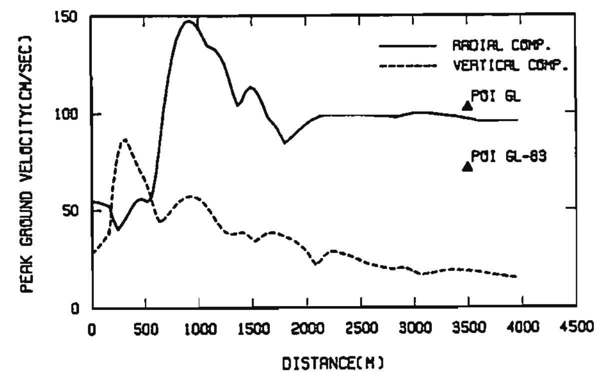
計算された大阪層群露頭波を用いて、ポートアイランドでのボアホール観測アレーにより得られた本震記録のシミュレーションを行う。ここでの解析は川瀬ら(1995a)と基本的には同一であるが、入射波が露頭波なので最下層の地中記録も比較できる。解析方法は先のものと同じである。詳細は省略し結果のみを示す。Fig.17に液状化解析の結果得られた水平加速度波形を、Fig.18には速度波形を示すが、全体によく観測を再現できていることがわかる。上からGL0m, GL-16m, GL-32m, GL-83mの各点の観測記録及び解析結果である。このように、適切に表層地盤をモデル化し液状化解析を行なった結果、加速度波形に見られる一部のパルスをのぞいて観測結果をよく再現することができた。ここで計算された過剰間隙水圧から、GL-12.6m～19.0mの間の埋立砂層とGL-27m～37mの沖積砂層で完全に液状化したという結果が得られた。

3.2.4 三宮地区の強震動検討のまとめ

以上のように、神戸気象台記録を用いて基盤波を求め、それを入力としてコンクリート構造物の被害が集中した三宮地区の大阪層群上面での強震動を推定した。その結果、三宮駅北側を中心として幅600mの、最大加速度800Gal以上、最大速度120cm/sec以上の大加速度・大速度帯が生ずることがわかった。この推定結果は、さらに表層地盤の非線形応答を考慮することにより、上記のポートアイランドでの観測波形や、ここでは割愛したが葺合での観測波形(林ほか, 1995)をほぼ再現できることから、妥当なものと考えられる。



(a) Peak ground acceleration



(b) Peak ground velocity

Fig.15 Peak acceleration and velocity distribution along the surface of the 2-D ground model shown in Fig.14 for the input of the deconvolved bedrock motion (after Kawase and Hayashi, 1995).

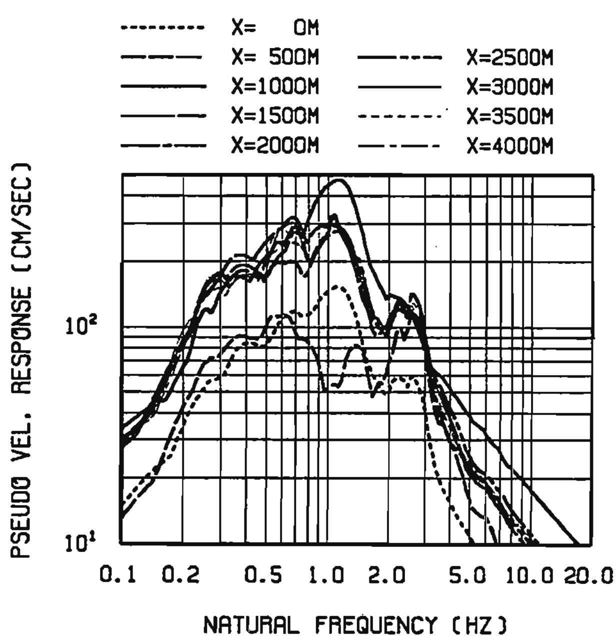


Fig.16 Pseudo-velocity response spectra of the calculated seismograms at points every 500m along the surface of the model shown in Fig.14 (after Kawase and Hayashi, 1995).

4. まとめ

本報告では、強震動特性に重大な差異をもたらす表層地質の複雑な影響が、Michoacan地震の時のメキシコシティと兵庫県南部地震の時の神戸市ではどう現われたかについて、簡単なレヴューと最新の研究成果の一部を紹介した。いずれの場合も表層の影響のみならず、それと深い盆地構造の相互作用を考慮する必要があるというのが我々の結論である。地震より10年を経たメキシコシティの場合でも未だ論争は続いており、神戸の場合では研究は緒についたばかりであるが、いずれにせよ顕著な地盤増幅が両震災に決定的な影響を果たしたことに疑問の余地はない。であるならば、次に問われなければならないのは、「何故それがこれまで耐震設計パラダイムに反映されてこなかったのか？」、そして「では今後如何にしてこの影響を耐震設計パラダイムに取り込んでいくべきか？」ということではなかろうか。あれだけの尊い犠牲を払ってもなお旧態依然のパラダイムから逃れられないのならば、いずれ我々自身の存在理由を問われることになろう。

謝辞

本報告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。余震観測記録は、被災者への対応に追われる中で快く地震計を置かせて下さった大学および小・中学校の責任者の方々のご協力により観測することができたものである。これらの方々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。また解析には和泉研究室の佐藤・福武・松島・林研究員の協力を得た。

参考文献

Chavez-Garcia, F.J. and P.-Y. Bard, 1993, Gravity waves in Mexico City?-I. Gravity perturbed waves in an elastic soild, BUll. Seism. Soc. Am., 83, 1637-1655.

Chavez-Garcia, F.J. and P.-Y. Bard, 1994, Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, Soil Dyn. Earthq. Eng., 13, 229-247.

林康裕, 川瀬博, 1995, 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, 日本建築学会構造系論文集 (投稿中).

Iida, M., M. Ordaz, H. Taniguchi, C. Gutierrez, and M. Santoyo, 1994, Interpretation of wave field inside the Mexico valley on the basis of borehole data, 9th Japan

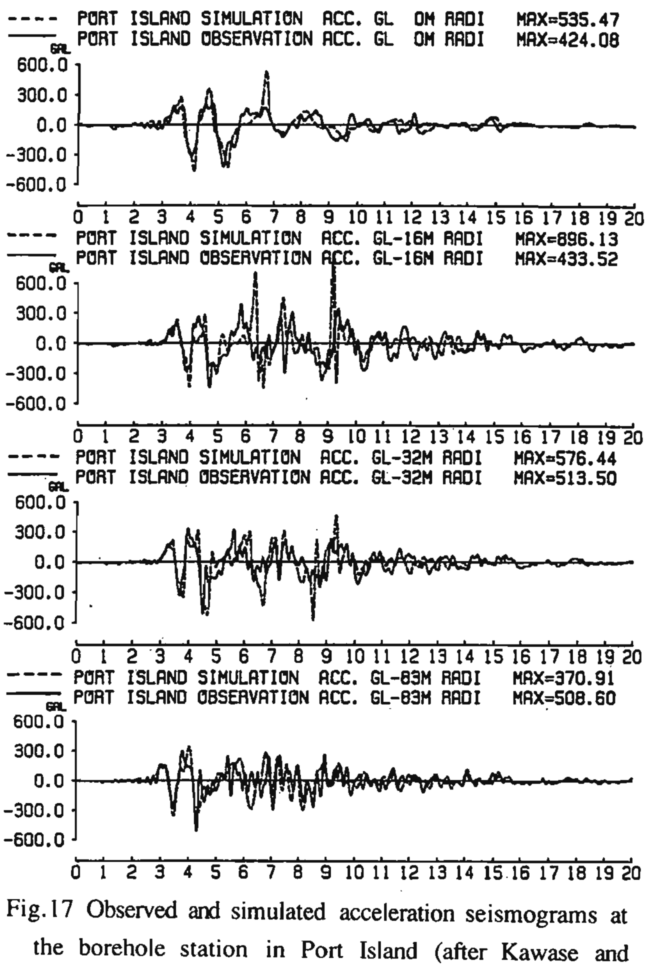


Fig.17 Observed and simulated acceleration seismograms at the borehole station in Port Island (after Kawase and Hayashi, 1995).

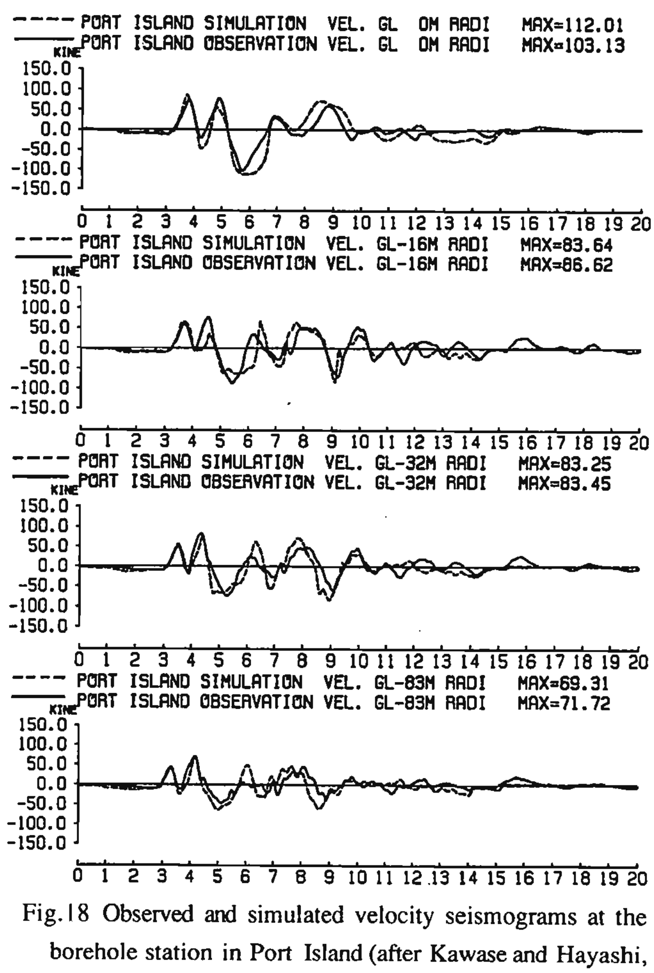


Fig.18 Observed and simulated velocity seismograms at the borehole station in Port Island (after Kawase and Hayashi, 1995).

Earthq. Eng. Sym., 3, E121-E126.
Imai, T., 1981, P- and S-wave velocities of the ground in Japan, Proc. 9th ISCMFE, Tokyo, Vol.2, 257-260.
川瀬博, 1986, 強震地動の時間変動特性に着目した不整形地盤解析, 第14回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 55-62.
Kawase, H. and K. Aki, 1989, A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 1361-1382.
Kawase, H. and T. Sato, 1992, Simulation analysis of strong motions in Ashigara Valley considering one- and two-dimensional geological structures, J. Phys. Earth, 40, 27-56.
川瀬博, 佐藤智美, 福武毅芳, 入倉孝次郎, 1995a, 兵庫県南部地震による神戸市ポートアイランドでのボアホール観測記録とそのシミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 475, 83-92.
川瀬博, 佐藤智美, 松島信一, 入倉孝次郎, 1995b, 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, 1995c, 兵庫県南部地震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 (投稿中).
Lomnitz, C., 1990, Mexico 1985: The case for gravity waves, Geophys. J. Int., 102, 569-572.
Mateos, J.L., J. Flores, O. Navaro, T.H. Saligman, and J.M. Alvarez-Tostado, 1993, Resonant response models for the Valley of Mexico-II, the trapping of horizontal P waves, Geophys. J. Int., 113, 449-462.
日本建築学会, 1987, 1985年メキシコ地震災害調査報告書.
大槻明, 渡辺浩平, 竹脇尚信, 1989, 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.
Sanchez-Sesma, F.J., S. Chavez-Perez, M. Suarez, M.A. Bravo, and L.E. Perez-Rocha, On the seismic response of the Valley of Mexico, Earthquake Spectra, 4, 569-589.
Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime, and J. Lysmer, 1988, Relationship between soil conditions and earthquake ground motions, Earthauke Spectra, 4, 687-729.
Singh, S.K. and M. Ordaz, 1993, On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1298-1306.
Toki, K., K. Irikura, and T. Kagawa, 1995, Strong motion records in the source area of the hyogoken-nambu earthquake, January 17, 1995, Japan., J. Natural Disast. Sci., Vol.16, No.2, 23-30, 1995.
鳥海勲, 竹内吉弘, 大場新太郎, 堀家正則, 井上豊, 馬場研介, 1990, 大阪平野の地下構造 -北港発破実験(1988年)による-, 地震, 第43巻, 373-378.
Zeevart, 1964, Strong ground motions recorded during earthquakes of May the 11th and 19th 1962 in Mexico City, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 209-231.

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

ノースリッジ地震の地震動　ー　類似点と相違点

Strong Ground Motion during the 1994 Northridge Earthquake
(Comparison with Strong Motion during the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake)

久田嘉章 1)　　山本俊六 2)
Yoshiaki Hisada and Shunroku Yamanoto

1．はじめに

１９９４年ノースリッジ地震と１９９５年兵庫県南部地震の地震動は、都市直下で起きた地震として多くの類似点がある。特に、震源域近くで観測されたやや長周期成分に富む、大振幅のパルス状の変位、速度波形が際立った特徴である。但し、震源メカニズムの違いによって、振幅の卓越する方向性や空間的な分布に相違点が見られる。ここでは、はじめに両地震での地震動の特徴をまとめ、次に、その大振幅パルス波の成因が理論地震動による解析からどのように説明されるのかを調べ、最後に構造物への影響を考察する。

2．地震動の特徴

（1）１９９４年ノースリッジ地震とその地震動の特徴

この地震は、図１に示すようにロサンゼルスの北に位置するサンフェルナンドバレーの直下で生じた。ローカルマグニチュードが６．４、モーメントニグネチュードは６．７である。断層面の大きさは約２０ｋｍ四方で、北東

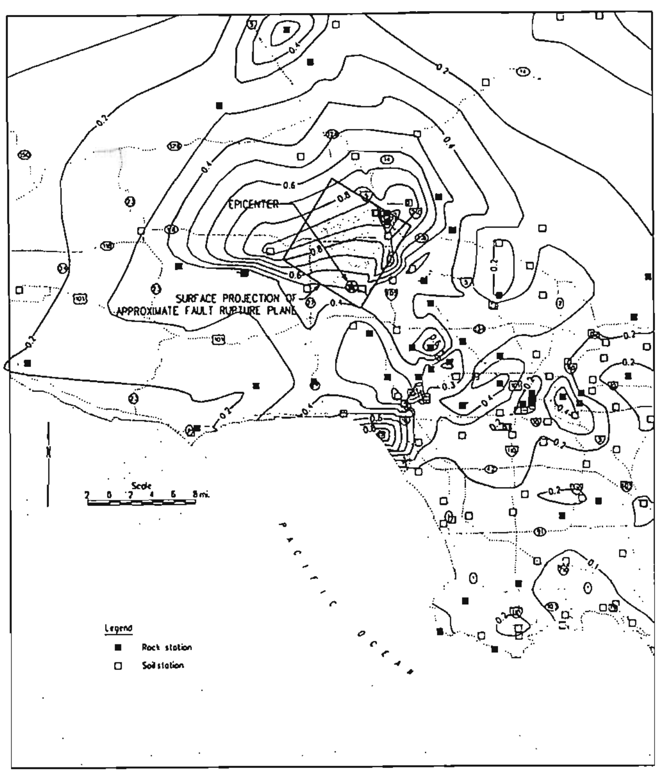


図１　ノースリッジ地震の震源位置（斜線部）と最大水平加速度分布　(Steward他、1995)

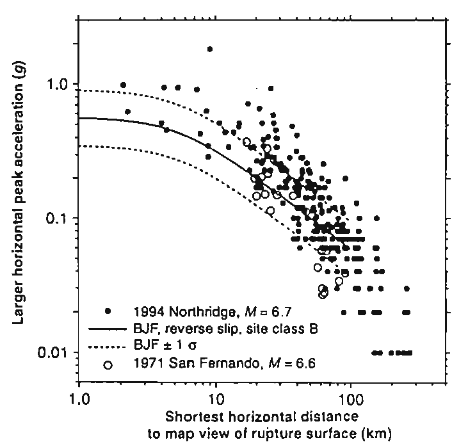


図２　ノースリッジ地震における最大加速度（黒丸）と距離減衰曲線（実線：Boore, Joyner, and Fumal,1993)との関係
(USGS and SCEC、1994)

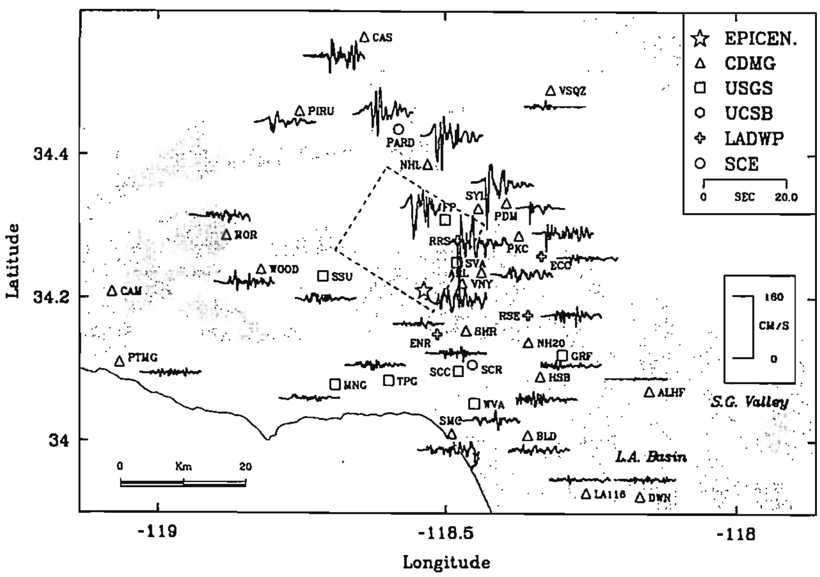
1) 東京都新宿区西新宿 1 - 24 - 2、工学院大学 建築学科 講師、工学博士
2) 東京都新宿区大久保 3 - 4 - 1、早稲田大学 建築学科 特別研究員、工学博士

に向かって約40度の角度で上向きに傾斜している。破壊は南東の端付近で生じ、北に向かって伝播した。断層面の食い違いは、上盤が下盤に対して北に動く、逆断層タイプである［1］。この地震に関する概説は、文献［2］［3］［4］［5］なども参照されたい。

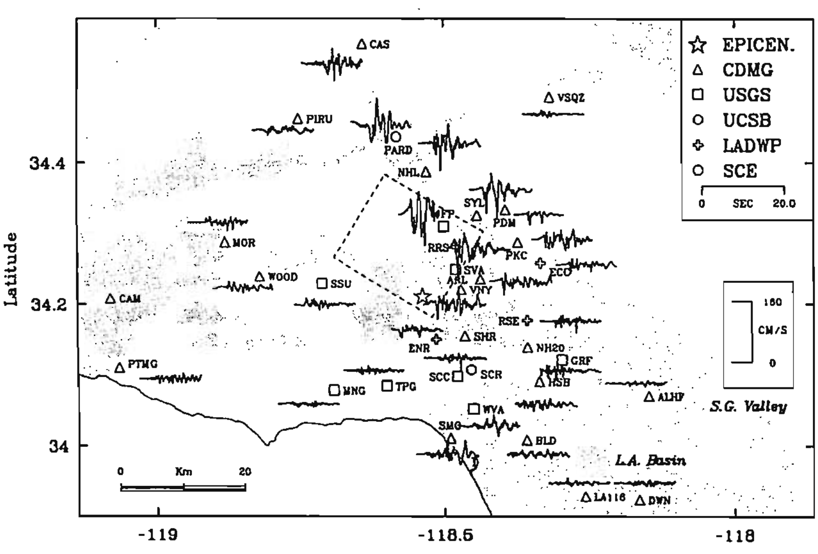
200点以上の自由表面の観測点で、強震観測記録が得られている［2］。図1には最大加速度のコンターが示されている。これまで得られている経験式などと比べ、最大加速度で見た場合、その距離減衰は図2に示されるように既往の式に比べて震源域近くで上回るとされている［5］［6］。特に図1に示されるように震源域とその北側で大きな値となっている。しかし、カルフォルニアでの地震は横ずれ断層が主であり、逆断層による強震記録は少ない。そこで文献［6］では、理論地震動を用いて逆断層による強震動として解析しており、その結果、観測された加速度記録は決して異常に大きな値ではない、と報告している。

一方、この地震動を変位、速度波形で見た場合、そのより際立った特徴が見られる。図3に速度記録の分布を示す。震源の南側に比べ、震源域及びその北側での振幅が大きく、パルス状の波形が見られる。大きなパルス波は、震源域上とそのすぐ北側で際だっており、Sylmarで最大130cm/s（図中のSYL）、Los Angeles Department of Water and Power Renaldi Station（同、RRS）では約170 cm/sの最大速度が観測されている。その方位は、断層のUp - Dip方向、即ち、北東方向で卓越する［7］。

この他、上記の一般的な傾向とは別に、ローカルなサイト特性が顕著に現れている観測記録としてTarzana、Santa Monicaでの大きな加速度［8］［9］、ロサンゼルス盆地内での堆積層表面波の発達などが挙げられる［10］［11］。各観測記録に関し理論的検討がされており、個々の文献に参照されたい。



(a) NS成分



(b) EW成分

図3 ノースリッジ地震における速度波形と観測位置
(Wald and Heaton、1994)

（2）１９９５年兵庫県南部地震とその地震動の特徴

観測された地震動はノースリッジ地震と多くの類似点を持つ。まず、最大加速度でみた場合、既往の経験式でほぼ説明可能であり、特に異常は見られない［12］。しかし、既往の強震記録に比べ、図４に示されるようにやや長周期成分を多く含み、一方、図５にみられるように速度波形、変位波形で見た場合、大振幅のパルス波が震源域で現れている［13］。速度波形の大振幅の方位は、断層面に直交する方向、すなわち南東ー北西方向に現われている［13］［14］。

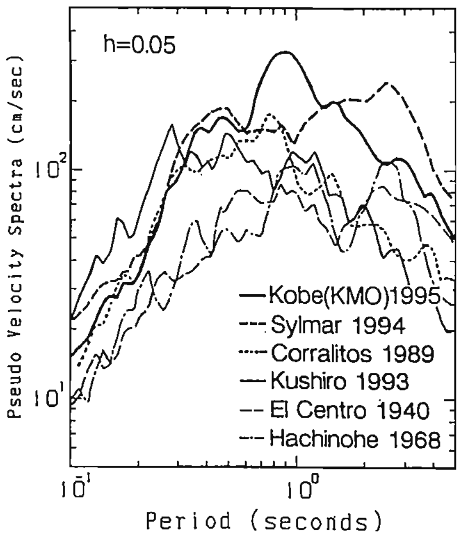


図４　既往の強震動記録と兵庫県南部地震（神戸海洋気象台）記録との２次元擬似速度応答スペクトルの比較（Midorikawa and Matsuoka、1995）

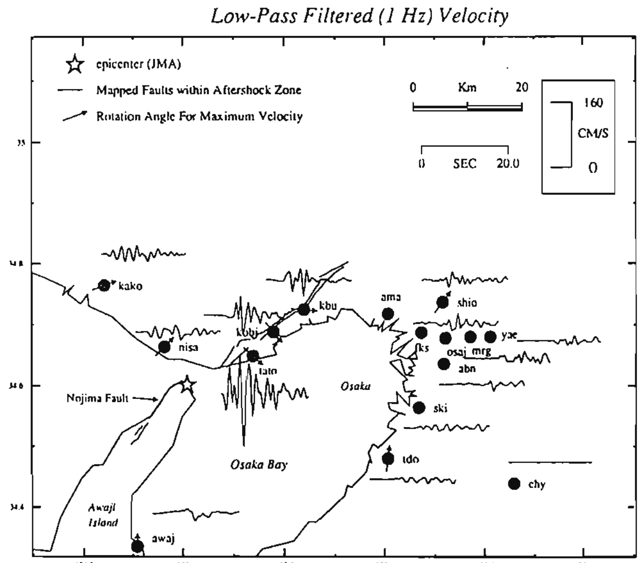


図５　兵庫県南部地震における速度波形と観測位置：矢印は最大振幅の方向を示す（Wald、1995）

３．断層震源モデルによる理論地震動波形

ノースリッジ地震と兵庫県南部地震の地震動の特徴、すなわち、大きな振幅を持つパルス状の変位、速度波形の成因を探るため、簡単な震源モデルを用いて理論地震動を計算する。一般に変位、速度波形の卓越周期は一秒以上であり、決定論的な計算が可能である。計算に用いるグリーン関数コードはHisada (1995)であり、Internetを通して一般に公開されている［15］。

（1）右横ずれ断層からの理論地震動

兵庫県南部地震の際の神戸市での地震動を念頭に置き、表１のパラメータを持つ震源モデルを用いて右横ずれ断層からの近地での理論地震動を計算する。ここでは震源特性が地震動に与える影響が主目的であるため、一様な半無限地盤を仮定し、堆積層の影響は無視する。Ｐ波速度が６ km/s、Ｓ波速度が３．５ km/sを仮定している。

図６に示すように長さ４ｋｍの断層面を東から西に破壊伝播速度 2.5 km/sで連続して破壊させる。断層上で東西４０ｋｍの長さに位置する９個の観測点での速度波形を図７に示す。図中の各成分波のうち、下部の波形が西側の観測点、すなわち断層の破壊方向から遠ざかる点で、上部の波形は東側の観測点、すなわち破壊が近づいてくる点である。図より断層面に直交するＮＳ成分が、ＥＷ成分よりかなり大きな振幅となり、パルス波を示すのが分かる。これは右横ずれ断層のRadiation Patternにより、破壊が観測点の西側にある場合、観測点では北向きの振幅が卓越し、破壊が観測点を通過して西側にある場合、位相が逆転し南向きの振幅が卓越するためである。しかもDirectivity効果（移動震源による方向性：ドップラー効果的な現象）により、東側の観測点では、継続時間が短くなり振幅が著しく増大している（Forward Directivity Effect）。同じ理由から上下動成分も場所により、ＥＷ成分を上回っている。

横ずれ断層の際、断層近くで観測される変位や速度波形において、断層面の直交成分が平行成分よりも大きくなり、パルス波となることは地震学では古くから知られている［16］。最近、文献［17］ではカルフォルニアでの横ずれ断層からの観測波を調べ、上記のRadiation PatternとDirectivity効果によって断層面の直交成分波が、平行成分

波より大きくなり、特に周期約1秒以上のやや長周期成分で顕著に現われることを報告している。一方、短周期成分（すなわち加速度波形）では明瞭なRadiation PatternやDirectivity効果は一般に弱くなる。これは断層破壊過程での微細なメカニズムの影響や伝播過程での散乱などによってランダム性が増すためと考えられている（例えば [18] ）。

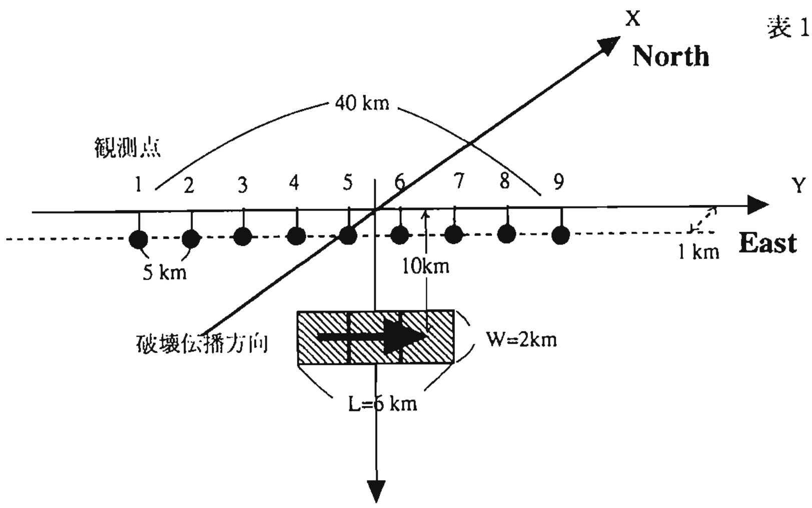


図6　右横ずれ断層と移動震源（兵庫県南部地震）を想定した解析モデルと観測点の位置関係

表1　右横ずれ断層と移動震源（兵庫県南部地震）を想定した解析モデルの断層パラメータ

Length (m)	6000
Width (m)	2000
Displacement (m)	2
Strike angle (degree)	90
Dip angle (degree)	90
Rake angle (degree)	180
Rise time (sec)	1.5
Rupture velocity (m/sec)	2500

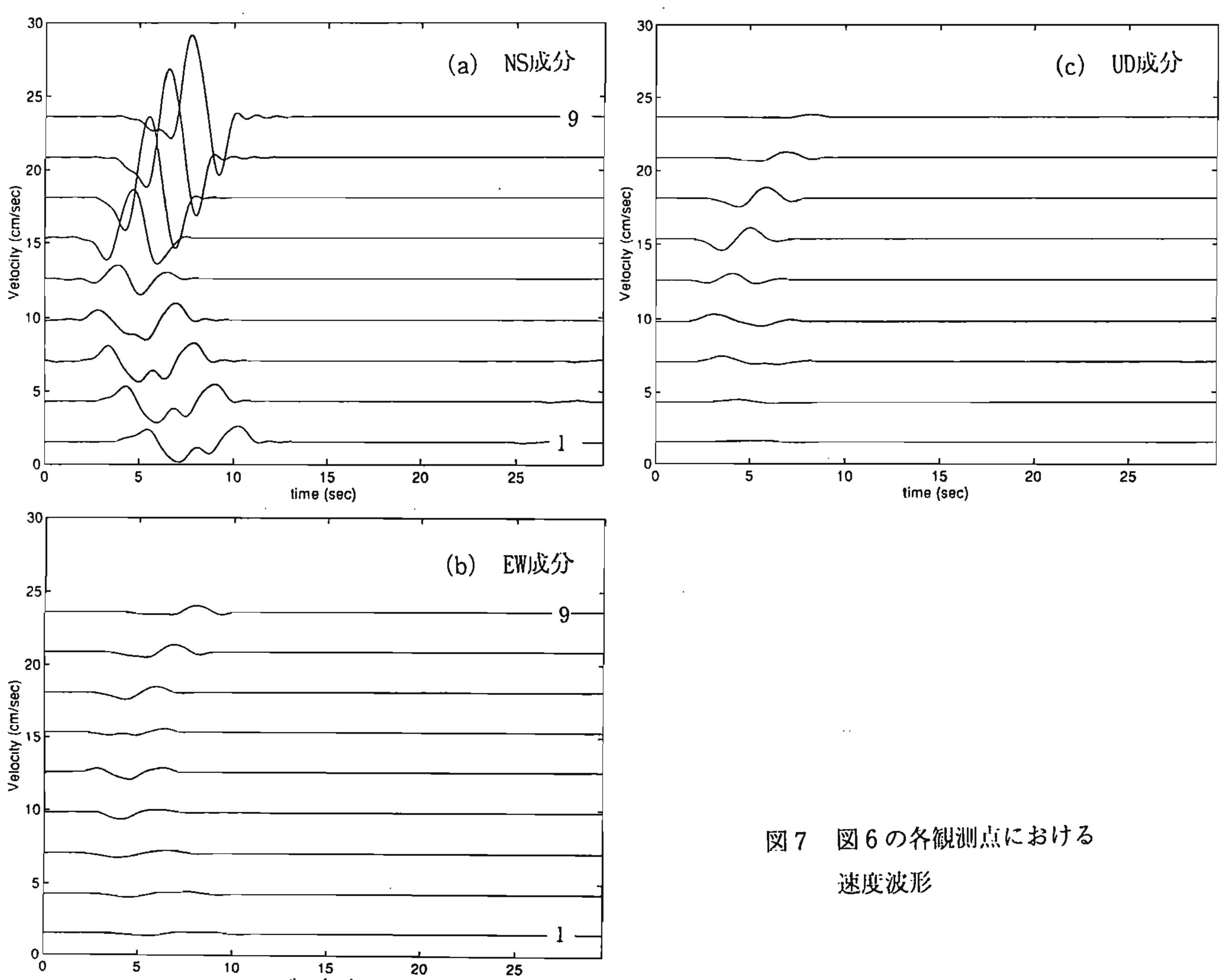


図7　図6の各観測点における速度波形

上記の特徴を示す典型的例として、図８に１９７９年Imperial Valley地震での速度波形を示す［19］。この地震では破壊は断層面の南端で生じ、北に破壊伝播してきた。上記のForward Directivity Effectによって、北側の観測点で、断層直交成分で大振幅のパルス波を生じているのが分かる。図９は変位の応答スペクトルを平均化したものである［17］。やはり周期約１秒以上で、破壊の進行方向の観測点で直交成分が、平行成分よりも数倍大きな振幅となっている。

ちなみに設計用標準地震動として用いられるエルセントロ波は、１９４０年のImperial Valley地震の際、図８に記されたエルセントロで観測された波形である。１９４０年の地震の場合、破壊は断層面の北側で生じ、南側に伝播していった。従ってエルセントロ波にはBackward Directivity の影響で、１９７９年の観測波に比べ継続時間は長いものの、大振幅のパルス波は現れていない［20］。従って、図４の応答スペクトルに見られるようにやや長周期成分もあまり励起されていない。

１９９５年兵庫県南部地震の地震動は、上記の現象を確認したことになる。ちなみに、サハリン北部で起きた１９９５年ネフチェゴルスク地震も右横ずれ断層であり、破壊伝播方向（北側）で樹木が断層面に直交して系統的に倒れているのが確認されている［21］。

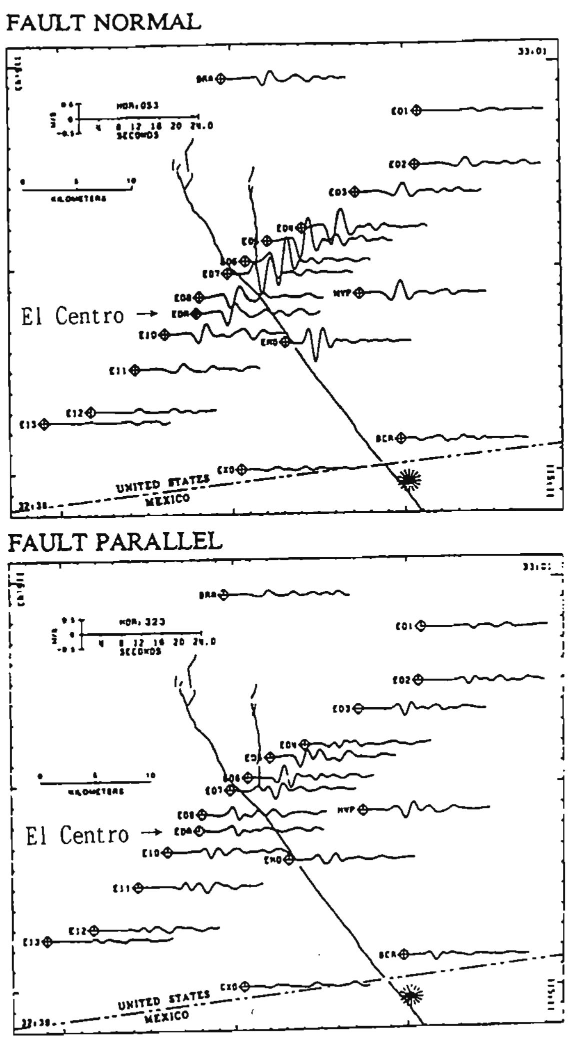


図８　1979年インペリアルバレー地震で観測された速度波形

(Archuleta、1984に加筆)

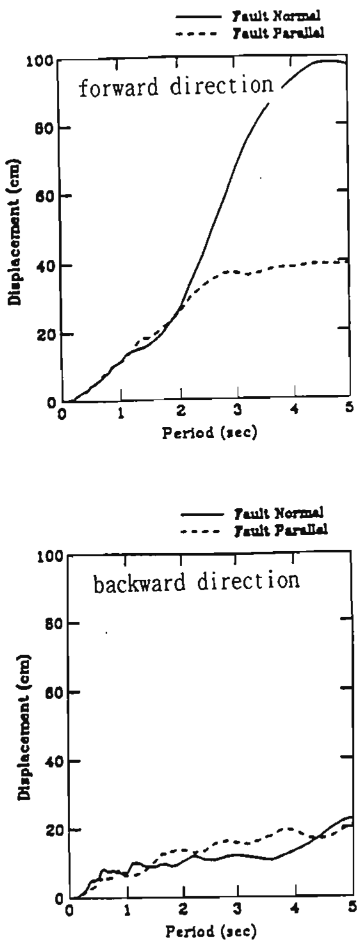


図９　1979年インペリアルバレー地震における変位応答スペクトル：破壊進行方向の観測点と破壊進行逆方向の観測点の平均値

(Somerville他、1995)

（２）逆断層からの理論地震動

同様に、ノースリッジ地震を想定し、表２に示す震源パラメータを用い、図１０に示すような逆断層から理論地震動を計算する。破壊は南端で生じ、Up - Dip方向（北側）に伝播するとする。図１１に各観測点での速度波形を示す。震源モデルの東西対称性からＥＷ成分はゼロである。南側の観測点（図中の各成分波のうち、下部の波形）では継続時間が長く振幅は小さい波形となるが、断層面上から北側の観測点（同、中部から上部の波形）ではForward Directivity Effectによって、継続時間の短いUp - Dip方向に卓越する大振幅のパルス波となる。この傾向は、図３に示されるようにノースリッジ地震での観測波でも明瞭に認められる。

文献［7］は観測記録を用いてノースリッジ地震の震源インバージョンを行っている。その結果、断層面上で主に二つのアスペリティー（破壊が大きく、大振幅の波を発生させるところ）を同定し、震源の南や東西の観測波形にはそこからのパルス波が分離しているが、断層面上からその北側ではパルス波が重なって、その結果、非常に大きな振幅となることを明らかにしている。

４．おわりに

近地地震の強震観測記録が少なかったこともあり、上記のような震源域近傍での、速度、変位波形の大振幅パルス波は、これまであまり工学では注目されてはいなかった。このような波形が構造物にどのような影響を与え、また実際に兵庫県南部地震などでの被害にどのように影響したのかが注目される。これに関連する研究として文献［22］が挙げられる。［22］では、ロサンゼルス直下に逆断層型に仮想震源を想定し、仮想２０階建て鉄骨構造物の非線形応答解析を行なっている。その結果、パルス波の押し引きによって仮想ビルに大きな転倒モーメントが生じ、最悪のケースでは崩壊するとしている。また同時に、地上３階建ての免振ビルの解析も行っており、５０－６０ｃｍのクリアランスでは、壁に衝突する場合もあるとしている。今後は様々な地域で、直下型地震を想定したこの種の検討を進める必要があると考えられる。

謝辞

本論文を書くに当たり、金森博雄、Dave Wald、Rob Graves、翠川三郎、各氏らから貴重なご意見をいただきました。記して感謝いたします。

参考文献

[1] D. J. Wald、A Dislocation Model of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined from Strong Ground Motions、U. S. Geological Survey Open—File Report 94—278、1994

[2] Scientists of the U. S. Geological Survey and the Southern California Earthquake Center、The Magnitude 6. 7 Northridge, California, Earthquake of 17 January 1994、Science、Vol. 266、pp. 389—397、1994

[3] EERI、Northridge Earthquake January 17, 1994、Preliminary Reconnaissance Report、1994

[4] 日本建築学会、１９９４年ノースリッジ地震災害調査報告書、1996（予定）

[5] J. P. Stewart、S. W. Chang、J. D. Bray、R. B. Seed、N. Sitar、and M. F. Riemer、A Report on Geotechnical Aspects of the January 17, 1994 Northridge Earthquake、Seismo. Res. Letters、Vol. 66、PP. 7—19、1995

[6] P. G. Somerville、C. Saikia、D. Wald、and R. W. Graves、Implications of the Northridge Earthquake for Strong Ground Motions from Thrust Faults、submitted to Bull. Seism. Soc. Am. 、1995

[7] D. J. Wald、T. H. Heaton、and K. W. Hudnut、The Slip History of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined From Strong—Motion, Teleseismic, GPS, and Leveling Data、submitted to Bull. Seism. Soc. Am. 、1995

[8] P. Spudich、M. Hellweg、and W. H. K. Lee、Directional Topographic Site Response at Tarzana Observed in Aftershocks of the 1994 Northridge, California, Earthquake: Implications for Main Scock Motions、submitted to Bull. Seism. Soc. Am. 、1995

[9] S. Gao、H. Liu、P. M. Davis、and L. Knopoff、Localized Amplification of Seismic Waves and Correlations with Damage due to the Northridge Earthquake、submitted to Bull. Seism. Soc. Am. 、1995

[10] R. W. Graves、Preliminary Analysis of Long—Period Basin Response in the Los Angeles Region from the 1994 Northridge Earthquake、Geophys. Res. Letters、Vol. 22、pp. 101—104、1995

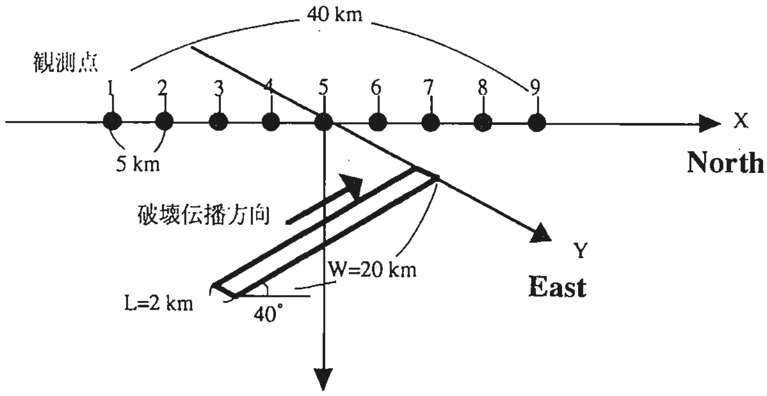
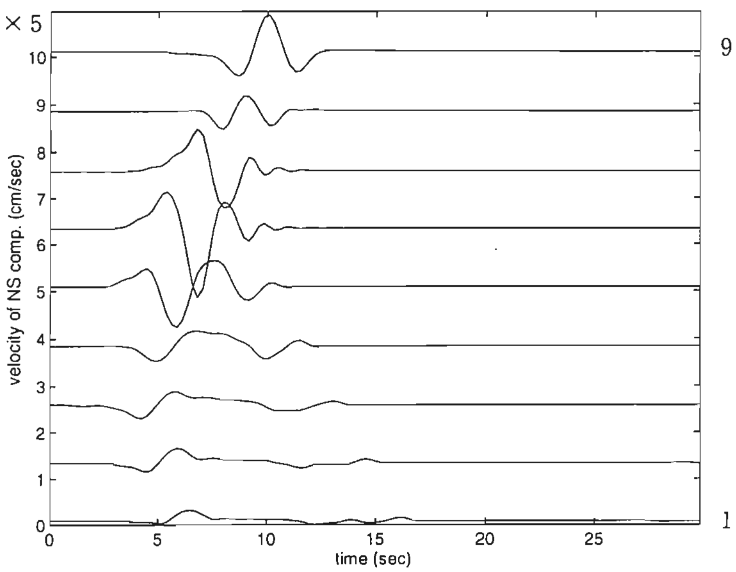


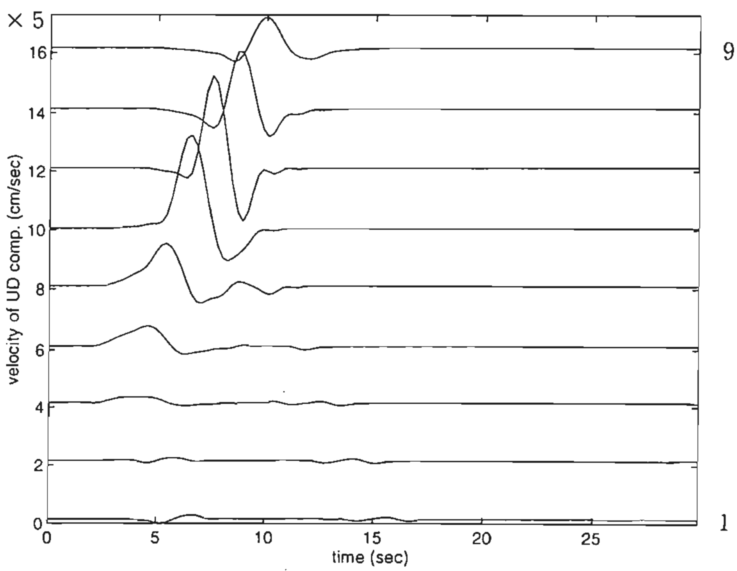
図１０　逆断層（ノースリッジ地震）を想定した解析モデルと観測点の位置関係

表２　逆断層（ノースリッジ地震）を想定した解析モデルの断層パラメータ

Length (m)	2000
Width (m)	20000
Displacement (m)	1.5
Strike angle (degree)	90
Dip angle (degree)	40
Rake angle (degree)	90
Rise time (sec)	1.5
Rupture velocity (m/sec)	2500



(a)　NS成分



(b)　UD成分

図１１　図１０の各観測点における速度波形

[11] A. Pitarka、and K. Irikura、Basin Structure Effects on Long Period Strong Motions in the San Fernando Valley and in the Los Angeles Basin from the 1994 Northridge Earthquake and an Aftershock、submitted to Bull. Seism. Soc. Am. 、1995
[12] Y. Fukushima、and K. Irikura、Attenuation Characteristics of Peak Amplitudes in the 1995 Hyogo—ken Nanbu Earthquake、Research Report on Earthq. Eng. 、T. I. Tech. 、No. 54、pp. 13—23、1995
[13] S. Midorikawa and M. Matsuoka、Strong Ground Motion During the Hyogo—Ken Nanbu Earthquake of January 17, 1995、submitted to International Sym. on Lessons Learned in Recent Earthquakes、1995
[14] D. J. Wald、A Preliminary Dislocation Model for the 1995 Kobe (Hyogo—ken Nanbu), Japan, Earthquake Determined from Strong Motion and Teleseismic Waveforms、Seismo. Res. Letters、Vol. 66、PP. 22—28、1995
[15] Y. Hisada、An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half—Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2)、Bull. Seism. Soc. Am. 、Vol. 85、PP. 1080—1093、1995
[16] K. Aki、Seismic Displacements near a Fault、J. Geophys. Res. 、PP. 5359—5376、Vol. 73、1968
[17] P. G. Somerville、N. F. Smith、R. W. Graves、and N. A. Abrahamson、Accounting for Near—Fault Rupture Directivity Effects in the Development of Design Ground Motions、Pressure Vessels and Piping Conference、Vol. 319、Seismic, Shock and Vibration Isolation、ASME 1995
[18] 武村雅之、震源近傍観測記録の解釈とその問題点、第１９回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、PP. 17—22、1991
[19] R. J. Archuleta、A Faulting Model for the 1979 Imperial Valley Earthquake、J. Geophys. Res. 、Vol. 89、PP. 4559—4585
[20] 翠川三郎、１９４０年のエルセントロの強震記録の特性、構造工学論文集、Vol. 34B、PP. 15—22、1988
[21] 嶋本利彦、渡辺満久、鈴木康弘、ネフチェゴルスク地震断層と地震動によって倒れた樹木、日本地震学会ニュースレター、Vol. 7、No. 3、1995
[22] T. H. Heaton、J. F. Hall、D. J. Wald、and M. W. Halling、Response of High—Rise and Base—Isolated Buildings to a Hypothetical Mw 7. 0 Blind Thrust Earthquake、Science、Vol. 267、pp. 206—211、1995

第23回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1995.10.13

地盤震動研究における高密度微動・地震動観測の生かし方 －1993年釧路沖地震の経験から－

JOINT RESEARCH ACTIVITIES FOR DENSE OBSERVATION OF MICROTREMORS AND SEISMIC MOTIONS
— WHAT WE LEARNED THROUGH THE 1993 KUSHIRO-OKI EARTHQUAKE —

瀬尾　和大
Kazuoh SEO

The Research Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (ESG) has carried out joint observations for earthquake ground motion and for microtremors in Kushiro district, Hokkaido, after the 1993 Kushiro-oki earthquake. The results from such very dense observations provided useful data to extend considerations into wider area where the evaluation of seismic intensity and the characteristics of strong motion were uncertain during the earthquake. Similar kind of trials are being performed also in Hanshin district after the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake. So what has been done and what should be required in the future, will be discussed in this paper.

1．はじめに

釧路沖地震(1993)に際しては，なぜ大加速度の地震動記録が観測されたのか，それにも拘らずなぜ建築物の構造的被害がそれほど大きくなかったのか，と云う点が注目された．類似の現象は，その後に相次いで発生した北海道南西沖地震やノースリッジ地震・北海道東方沖地震・三陸はるか沖地震の際にも現れているが，この問題は広尾沖地震(1962)や，さらに歴史を遡るとロングビーチ地震(1933)の頃から提示されていた地震力と建物の耐震性の評価に関わる基本課題でもあった訳である．すでに数多くの議論があるように[1]～[3]，地震動振幅を大きくした要因としては，震源での応力降下量やマクロな地下構造のQ値，ローカルな地盤による増幅作用などが考えられ，建物の被害が発生しにくい要因としては，地震動短周期成分の建物への入力損失，建物－基礎－地盤の相互作用による振動エネルギーの地下逸散，建物の非線形挙動などが指摘されている．問題なのは，それらの数々の因子がどのように結果に影響を与えたかであり，逆の意味において，それならば，兵庫県南部地震によって多くの構造物がなぜ被災しなければならなかったのか，地震動が異常に強かったのか，構造物の方に問題があったのか，についても明らかにしておく必要があるものと思われる．

釧路沖地震の直後にまず議論されたことは，釧路気象台や釧路港湾で観測された強震記録を手がかりに，強震動特性さらにはその背景としての地盤震動特性を，面的な広がりの中で把握することが先決であろうと云うことであった．ちょうど足柄平野でのＥＳＧ研究が一段落した段階でもあったことから，釧路をテストフィールドとする高密度の微動・地震動観測を目的としたＥＳＧ共同研究が開始された次第である．その概要についてはすでに報告されているので[3]～[6]，以下では『釧路におけるＥＳＧ研究のその後』について若干触れながら，今回阪神地域で考えなければならない地盤震動研究上の課題について言及してみたい．

それは恐らく『地震動に現れた地域特性』をどのように理解し，今後の震災対策に効果的に継げていくかと云う問題に帰着するものと思われる．例えば釧路で注目された点は，丘陵部と低地部に跨って市街地が形成されていることによる地盤震動特性や震

東京工業大学大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻 教授　Prof., Dept.of Built Environment
Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology

害の局地的分布性状と云うことであったが，その背景には，炭鉱や漁業に依存した港湾都市としての独自の開拓の歴史があり，湿原への進出と治水や寒冷地対策，最近では自然環境保護の問題などを垣間見ることができる．そしてそれらの問題を抜きにしては将来の震災対策はなし得ないのではないかと考えられる．神戸市をはじめとする阪神地域においても，これまでにそこでどのような理念に基づく都市開発が進められてきたかを振り返ることなく今後の震災対策のみを先行させせることは，恐らく無理であろうと推察される．

2．地震動・微動に現れた地域の地盤震動特性－釧路におけるＥＳＧ研究のその後－

釧路で地震動の合同観測が開始されて間もない1993年9月5日に，釧路沖地震の余震と考えられる小地震が発生し(釧路で震度Ⅲ)，釧路市内の１２地点で図１に示すような観測記録が得られている[5]． そして1994年10月４日には北海道東方沖地震(M8.1)が発生し，その際の観測記録は図２に示すように集約されている[6]． また，それらの観測によって得られた各地点の最大加速度値を釧路気象台側の台地部と釧路港湾側の低地部とに分別して示した結果[6]によれば，釧路沖地震の際に認められた３地点(JMA, BRI,PHRI）間の相違点がこの地震の場合にも同様に認められる（各々の最大振幅は半分程度に低下している）ことと共に，周辺に観測点が増えたことによる利点も併せて感じ取ることが出来る．

これらの共同地震観測点では微動の合同観測も実施されており[4]， 地震動特性と微動特性との比較検討も可能である．特に，地震動観測よりも労力を必要としない微動測定を工学的目的のために利用する際の手法の確認には好都合の機会であることから，各人各様の検討が進められているところである．例えば，地域の中で地震動記録が存在する地点を基準点と考え，その地点の周囲の微動記録を媒体として広範囲の地震動予測を行う方法が考えられている．一例として，釧路気象台と低地部のＫＭＢ観測点の夫々を基準点と考えた場合について，微動と地震動(1993.9.5)の基準点に対するスペクトル比を求めた結果が図４と図５に示されている．微動と地震動の双方に地盤特性が反映されていることから両者に類似性が認められることは当然として，その一方において留意しなければならない点も多い．とりわけ釧路地域の場合には丘陵部と低地部における地盤震動特性上の相違が顕著であり，図４の場合には，基準点を丘陵部の釧路気象台に置いているために，丘陵部において地震動特性と微動特性との対応が良く，逆に図５では，低地部において良好な関係が得られている．

現在，阪神地域においても数多くの余震観測が実施され，微動の合同観測もすでに開始されている．強震観測を高密度で維持することは困難であっても，余震観測のように限定された期間内での地震観測であれば実現の可能性はより期待でき，微動観測についてもある時期に集中して行えるという利点を有している．さらに阪神地域の場合には，多数のボーリング調査・反射法探査・屈折法探査などの計画があり，釧路以上の成果が挙げられることが期待されている．

3．兵庫県南部地震における地震動の性質と大きさ

今回の兵庫県南部地震における地震動（例えば神戸海洋気象台の強震記録）が既往の地震動と比較して異常に強かったのかどうかについては未だ決着はついていないが，これまで震源近傍での地震動評価についての知見が不足していたことは事実として認めざるを得ないのではないか．また今回の地震では震害の著しかった地域が，神戸市須磨区から西宮市に至る狭い帯状に分布していたことが特に注目されている．この帯状地域の地震動特性が被害建物にとって不利な条件を与えたことは確かであるとして，それが震源特性と地域の地盤特性のいずれの影響をより強く受けたものであるのか，あるいは被害建物の側の特殊な条件が支配的であったのかを明らかにしておくことは，今回の被災原因の究明のみならず今後の地震防災計画においても極めて重要なことと考えられる．

入倉[7] によれば，今回の地震の際に得られた多数の強震記録によって，前述の知見不足は着実に解消されつつあるものと考えられる．例えば，波形逆解法で求められた本震の断層モデル（３つの主破壊域を有する）に余震合成法を適用して再現された本震時の強震動は非常に良く説明されており，しかも

それには神戸市直下の３番目の破壊域が大きく寄与しているとのことである(図６参照)．また，断層からの距離と最大加速度との関係(図７参照)では，震源近傍においても（断層からの微妙な距離にどれほどの意味があるかはともかく）倍半分の精度で強震動予測が可能であることが示唆されている．さらに水平動と上下動との大きさの関係(図８参照)については，最大加速度振幅が増すごとに上下動成分が優勢に現れる傾向が見て取れる．この件については，すでにポートアイランドで議論されているように，水平動成分に強く地盤の非線形効果が現れるとの解釈や，条件によっては直下の地下構造の不整形性や震源から射出される地震波動の方向性が影響するなど種々の要因も考えられ，『直下地震＝上下動』の説明にはなっていないのではないかと考えられる．

阪神地域の地盤震動特性，すなわち地域によって地震波がどのように増幅変調されたかについては，現在のところ地盤情報が不足しており判然としないものがある．現在多くの機関で計画実施されようとしている調査資料が早期に公開されるよう期待したい．例えば地質調査所等[8] は，伏在断層の探索を目的とした反射法地下探査(図９参照)をすでに実施している．伏在断層の存在如何（筆者には判断がつかない）はともかくとして，図中の王子公園からＪＲ線を経て国道２号線に至る鮮明な境界面とその傾斜が地震波動の伝播に与える影響はさぞかし大きいであろうと察しがつく．このような地下探査がより広範囲で実施され，その他の地盤資料や強震記録・高密度の余震記録・微動測定資料をも総合的に分析することによって，今回の地震の際の地震動分布はかなりの程度まで解明できるのではないかと期待している次第である．併せて，設計震度と最大加速度の違いや『直下地震＝上下動』についての思い込み，『関東地震にも耐えられる』と云うものの云い方などについても，世間一般から誤解を招くことのないような形での決着をつけておく必要があるものと思われる．阪神地域で実施されている余震観測や微動測定の結果については，すでにこのシンポジウムでも報告されているのでここでは割愛する．

４．地域のミクロな問題への取り組み

阪神地域の地形を自然環境（地質・地盤環境）の立場から概観すると，六甲山・摩耶山を中心とする花崗岩質の山地，その山麓の段丘，沖積低地，大阪湾岸の埋立地の４種に大別できそうである[9]． それらは北から南へ向かって急激に変化しており，六甲山麓から大阪湾岸までの距離はわずかに数ｋｍ程度しかない．このため，湾岸部から見る六甲山地は大きな壁のごとく間近に迫って見える．このような自然環境が特に水害に対して不利な条件を与えていることについては以前から指摘があり[10]，都市開発との関連において大きな問題を投げかけていたことからすれば，災害に対する脆弱性と云う意味で，社会環境に関わる問題も内抱している可能性が高い．そして今回注目されている震害の分布状況を理解する際にも，このような背景を無視することは出来ないのではないかと考えられる．この件に関連して，例えば阪神地域の都市開発を推進してきた神戸市と神戸商工会議所の主導者が『今回の震災と人工島や丘陵造成地の開発の是否とは関係がなく，むしろ開発していなかった場合にはさらに大きな被害が発生していたかも知れない[11]』とかなり強気の発言を行っている点は今後とも物議をかもしそうに思われる．

震災の地域性に関連してもう１つ留意したいのは，対象地域をややミクロに見た場合の開発・発展の歴史とその間の自然災害履歴である．一例として前述の神戸市東灘区の住吉川周辺地域に注目すると，1880年代(明治中期)・1930年代(昭和初期)・現在の各々の地形図から種々の地域的特色を読み取ることが出来そうである(図１０参照,[12]·[13])．例えば，六甲山麓の住吉川中流域には扇状地がよく発達しており，その下流側では河床の標高が周囲のそれよりも高い，いわゆる天井川を形成していることが判かる．明治中期の地形図によれば，住吉川の左岸河口付近には酒造業を主体とした魚崎村の存在が大きく，六甲山麓に向かって横屋・田中・野寄・岡本などの村々は畑地の間に散在するのみであった．昭和初期になると，古くからの村々を核として集落が拡大され，すでに魚崎から住吉にかけての地域では一連の市街地が形成されている．住吉川の自然堤防上や六甲山麓の斜面にまで宅地化が進行しているものの，周辺にはまだまだ空地が残されている．谷崎潤一郎の『細雪』に登場する豪雨水害はこの頃(昭和13年)

に発生しており，国鉄本山駅から線路沿いに田中の甲南女学校(現在の本山南中学校)に至る地域の災害の様子がこと細かに描写されている．
この前後にも明治43年と昭和42年に記録的な豪雨災害を受けており，このような約30年間隔での大水害の繰り返しを高橋[10]は『神戸の宿命』と呼んでいる．図の右端は同一地域の現在の地形図を示したものであり，今回の地震による震害の著しい地域には陰影が施されている．今回どのような地域に震害が多く発生したかは，上記のような都市開発や水害の歴史とも何等かの関係があるはずであり，逆に今回の地震による六甲山地の地盤破壊が今後の水害に与える影響についても無視できないのではないかと考えている次第である．

5．地域のマクロな問題への取り組み

今回の兵庫県南部地震は，震源断層・地震規模ならびに震害の甚大さなどの類似性ゆえに1948年の福井地震とよく対比される．確かに，Ｍ７の横ずれ断層に起因する極浅発の直下地震によって数千人規模の犠牲者が生じた点は類似しているように思われるが，被災地域の自然環境や社会環境についての相違点，とりわけ４７年間と云う無視できない時代の相違までを勘定に入れて両者の比較を行うことは容易ではない．

自然環境（地形・地質条件）から見た大きな相違点として指摘できることは，福井地震が周囲を閉ざされた盆地状の堆積平野の直下で発生したのに対して，今回の地震はより規模の大きな堆積盆地（中心は大阪湾となっている）の縁辺部で発生している点であろう．そのようなマクロな自然環境が地震動の形成にどのように作用するかについては詳細な検討が必要であり，あるいは直下の地盤条件の方が支配的であるとの結論に達するかも知れないが，一般論としては，平坦な地形（１次元問題）に比して側方境界からの影響（２次元，３次元問題）を考慮する必要があり不利な条件とならざるを得ないであろう．阪神地域のマクロな環境は，ランドサットの衛星画像（阪神コンサルタンツによる図１１参照）や重力異常図（地質調査所による図１２参照）にも鮮明に現れており，六甲山地の存在が阪神地域に与える影響がいかにも大きそうな印象を受ける．しかし，それはあくまでも今回の地震に限った話であって，Ｍ８級の巨大地震の場合には恐らく，六甲・生駒・和泉山系と淡路島によって囲まれた大阪盆地全体の問題として捉える必要があるものと考えられる．以上のような自然環境上の特性は地域によって様々であり，福井地震との類似性と云う点では，切迫性が懸念されている神奈川県西部地震の足柄平野も大いに気になるところである．

6．おわりに－今後の地域防災計画のために－

今回の震災経験（基礎調査・基礎研究を怠った都市開発が災害時に迎える結末）によって，地震直後の被害見積・初動対応・救援復旧対策の不備を指摘する意見に代表されるような突発災害時の危機管理のあり方から，想定地震・地震動評価・耐震規定・構造設計・施工管理に至るまでの，広範囲な見直し作業の必要性が指摘されている．今回の震災の特質がまだ判然としない段階で全国一斉の活断層捜しがマスコミ主導で始められようとしたのには正直なところ驚かされたが，現時点で要求されているのは，より現実的な震災軽減のための具体策であろう．各々の専門分野において，本当に必要でかつ早急に実行可能な対応策があるのかないのか，その優先度はどうか，と云った基本的な作業から着手する以外に方法はなく，好都合の特効薬はそう簡単には手に入らないのではないかと思われる．またその際には，前述のような震災の地域性についても充分な配慮が必要であろうと考えられる．

以上に述べてきたように，今回の震災については未だ多くの問題が山積したままであり，その全貌は筆者にはまだ見えてこない．現地においては，７か月後の現在においても避難所や応急仮設住宅での不便な生活が続けられており，その一方では，被災建物の解体作業や修復工事が進められ，災害特別立法の法制化と併せて復興計画案の是否や被災した共同住宅の建て替え問題についての論議が繰り返されている．そのような状況を横目で見ながら，各種の被害調査・復旧活動・現地支援活動・研究活動についての膨大な資料に埋もれ，夏休みになってようやく合同微動観測が実現し，本格的な地下構造探査はこれから計画実施される段階にある．何とも歯がゆいことである．

釧路沖地震関連の参考文献

[1]日本建築学会：釧路沖地震－蘇る過去の教訓と今日的課題－；第21回地盤震動シンポジウム，pp.1-100，1993.11.

[2]日本建築学会：1993年釧路沖地震に関する総合シンポジウム，pp.1-169，1994.12.

[3]日本建築学会：1993年釧路沖地震災害調査報告・1993年北海道南西沖地震災害調査報告，pp.1-497，1995.8.

[4]瀬尾和大(研究代表者)：地震時の地盤震動特性評価のための微動の活用に関する研究－1993年釧路沖地震に関わる合同微動観測研究グループの活動－；文部省平成５年度科学研究費補助金[試験研究(B)(1)]研究成果報告書，pp.1-194，1994.3.

[5]ＥＳＧ研究委員会：釧路市における共同強震動観測－データ集Ｉ－；pp.1-151，1994.9.

[6]ＥＳＧ研究委員会：釧路市における共同強震動観測－1994年北海道東方沖地震－；pp.1-88，1995.5.

兵庫県南部地震関連の参考文献

[7]藤原悌三(研究代表者)：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，pp.1-475，1995.3.

[8]遠藤秀典ほか：阪神地域の地下地質構造と被害分布；シンポジウム「阪神・淡路大震災と地質環境」論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，pp.219-224，1995.6.20-21.

[9]土質工学会関西支部ほか：神戸扇状地の地盤構成；関西地盤，関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究委員会・地下空間の活用と技術に関する研究協議会，pp.73-78，1992.

[10]高橋裕：神戸の宿命；国土の変貌と水害，岩波新書，pp.68-77，1971.

[11]財界特別臨時増刊：総特集阪神復興を日本立て直しにつなげ！；財界研究所，Vol.43，No.15，pp.1-138，1995.6.15.

[12]清水靖夫編：明治前期・昭和前期神戸都市地図；柏書房，pp.1-78，1995.4.

[13]国土地理院：1:10000地形図芦屋(緊急修正版)；1995.5.16.

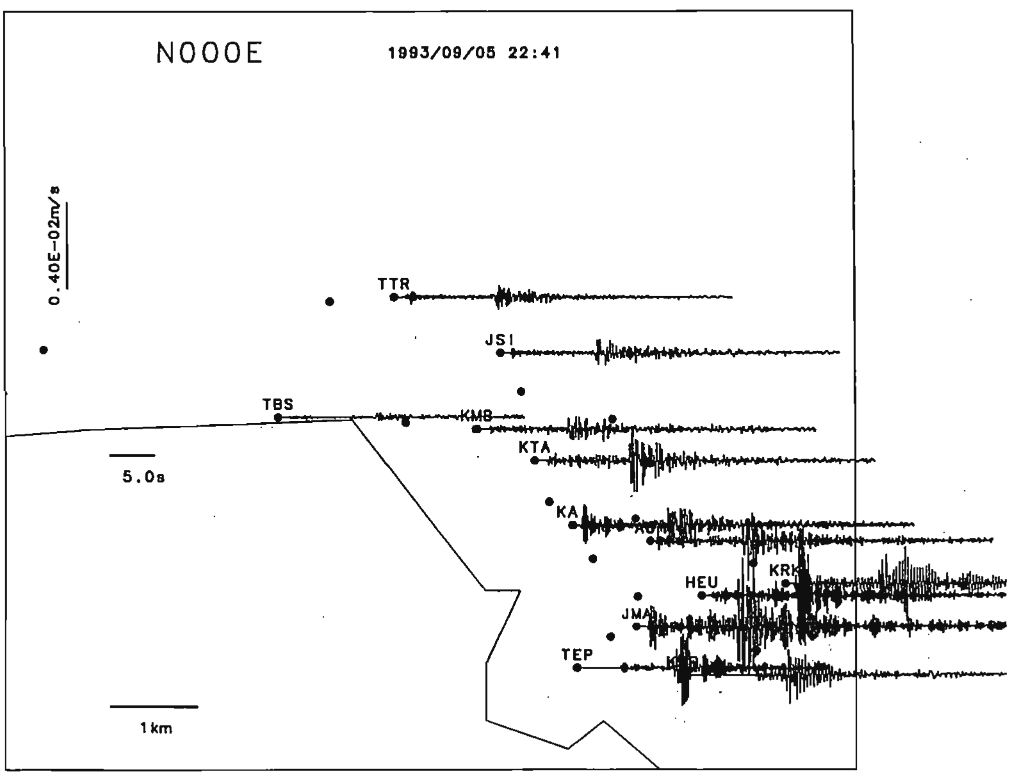


図１　釧路合同地震観測による1993年9月5日釧路沖地震の速度記録（ＮＳ成分）[5]

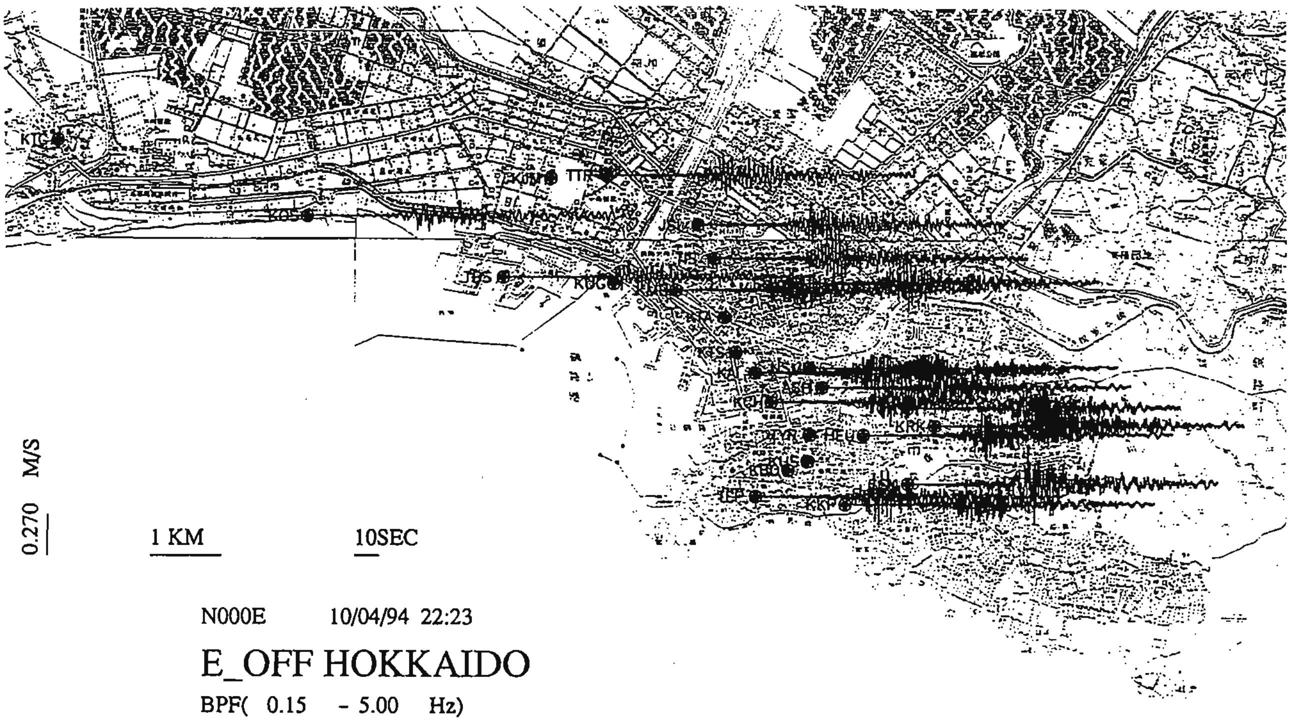


図２　釧路合同地震観測による1994年10月4日北海道東方沖地震の速度記録（ＮＳ成分）[6]

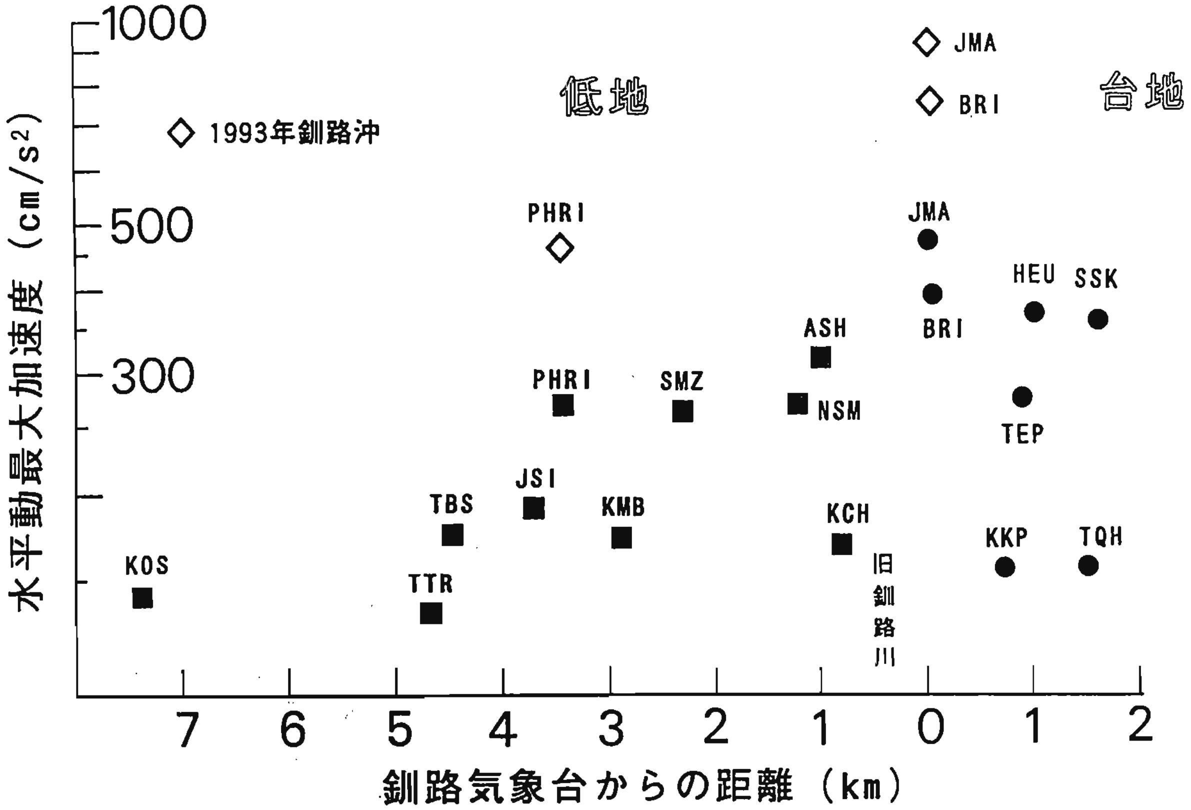


図３　1994年10月4日北海道東方沖地震の際に観測された水平動最大加速度の分布
（図中には釧路沖地震の際の値も比較のため示されている）[6]

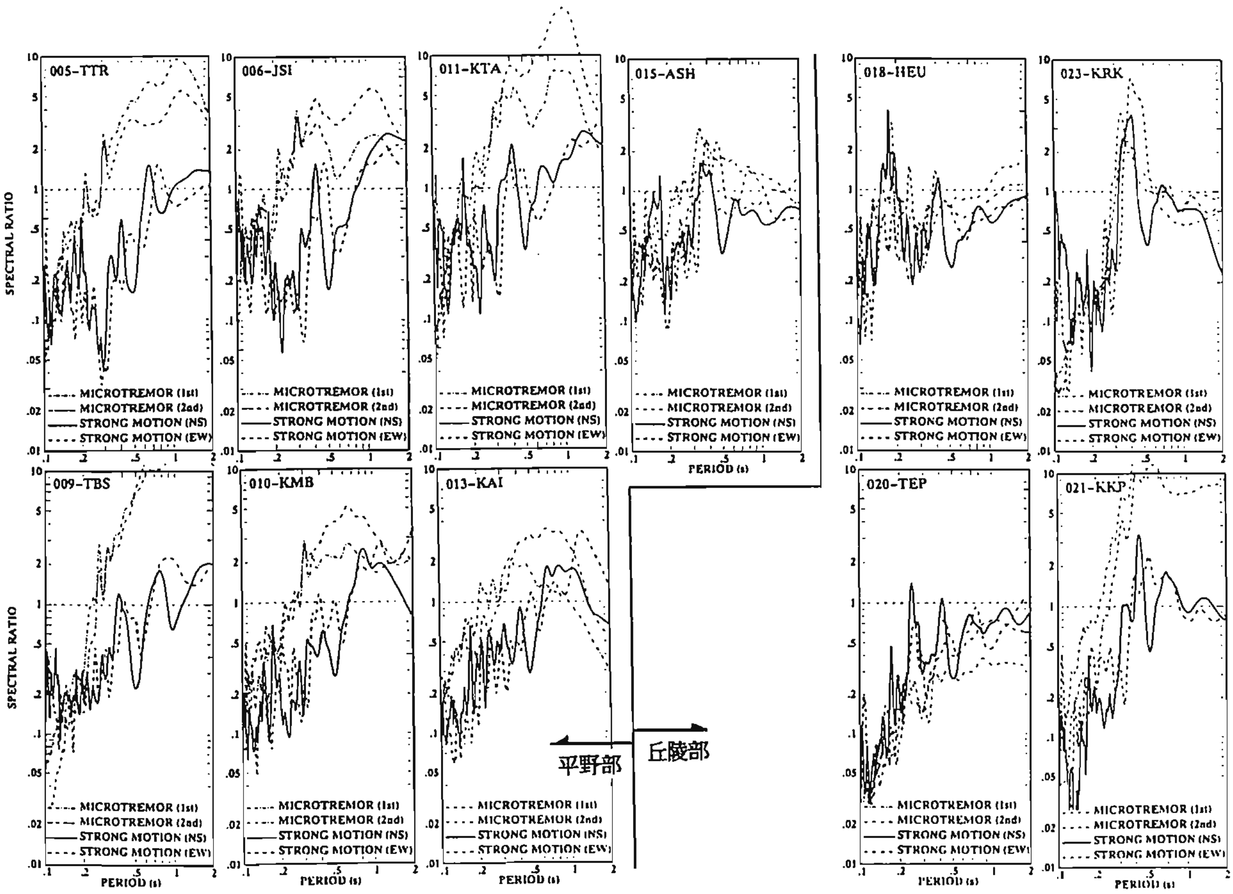


図４　釧路気象台に対する各地点での微動ならびに地震動のスペクトル比（資料には合同微動観測A-1Sの際の微動記録と1993.9.5.の地震記録が使用されている）

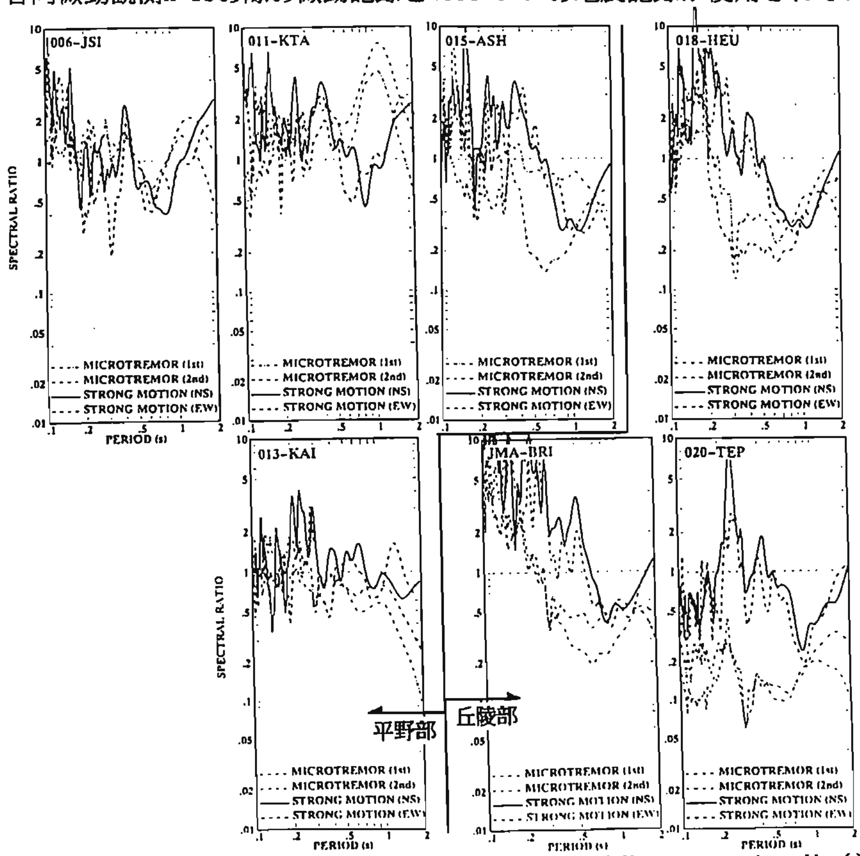


図５　観測点ＫＭＢに対する各地点での微動ならびに地震動のスペクトル比（資料には合同微動観測A-1Sの際の微動記録と1993.9.5.の地震記録が使用されている）

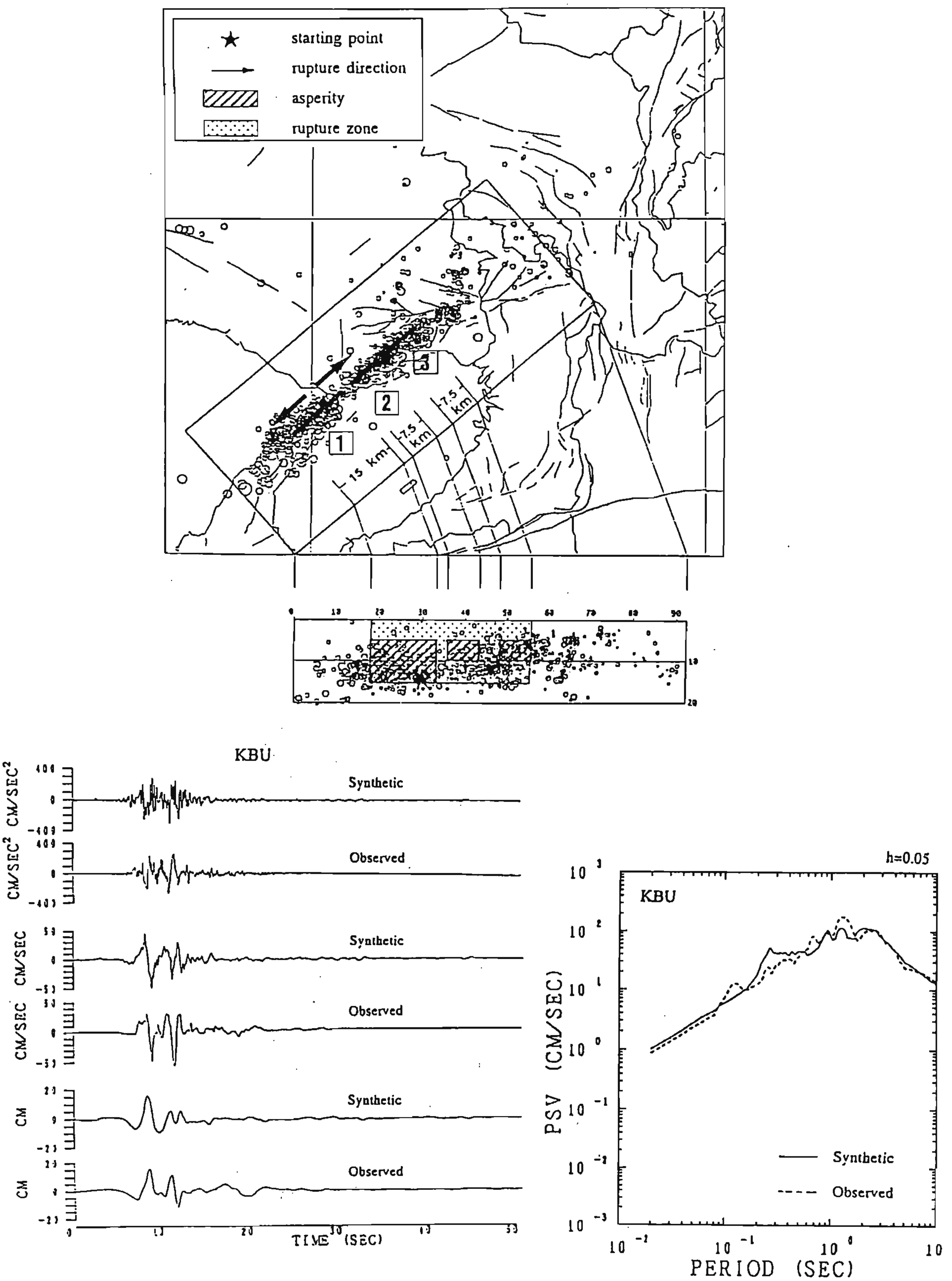


図６　兵庫県南部地震の断層モデル（上）と神戸大学(KBU)での合成波形と観測の比較（左下），および合成波形と観測波形の応答スペクトル（右下）[7]

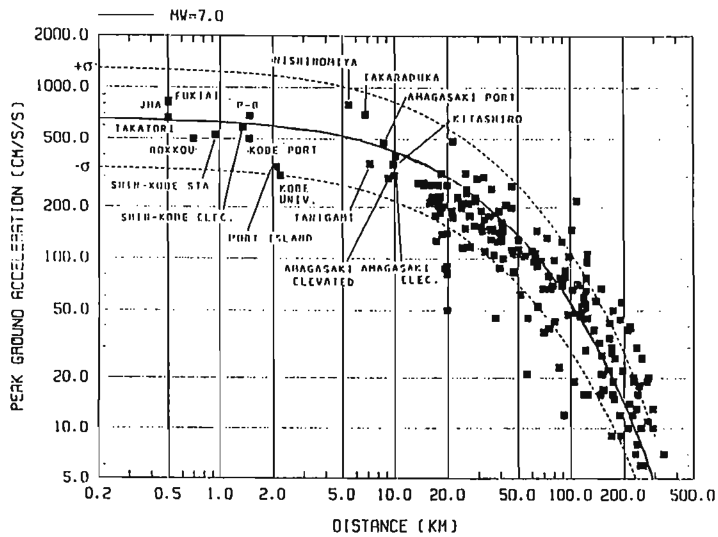


図７　断層からの距離と観測された最大加速度の関係（実線は福島・田中(1992)による日本の平均的地盤におけるモーメントマグニチュード７.０の地震に対する距離減衰式．点線はその標準偏差σ=１の範囲を示す）[7]

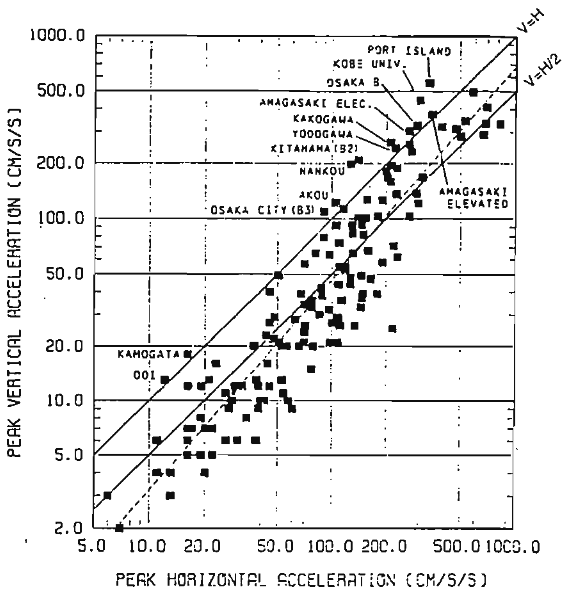


図８　観測された水平動の最大加速度と上下動の最大加速度の関係[7]

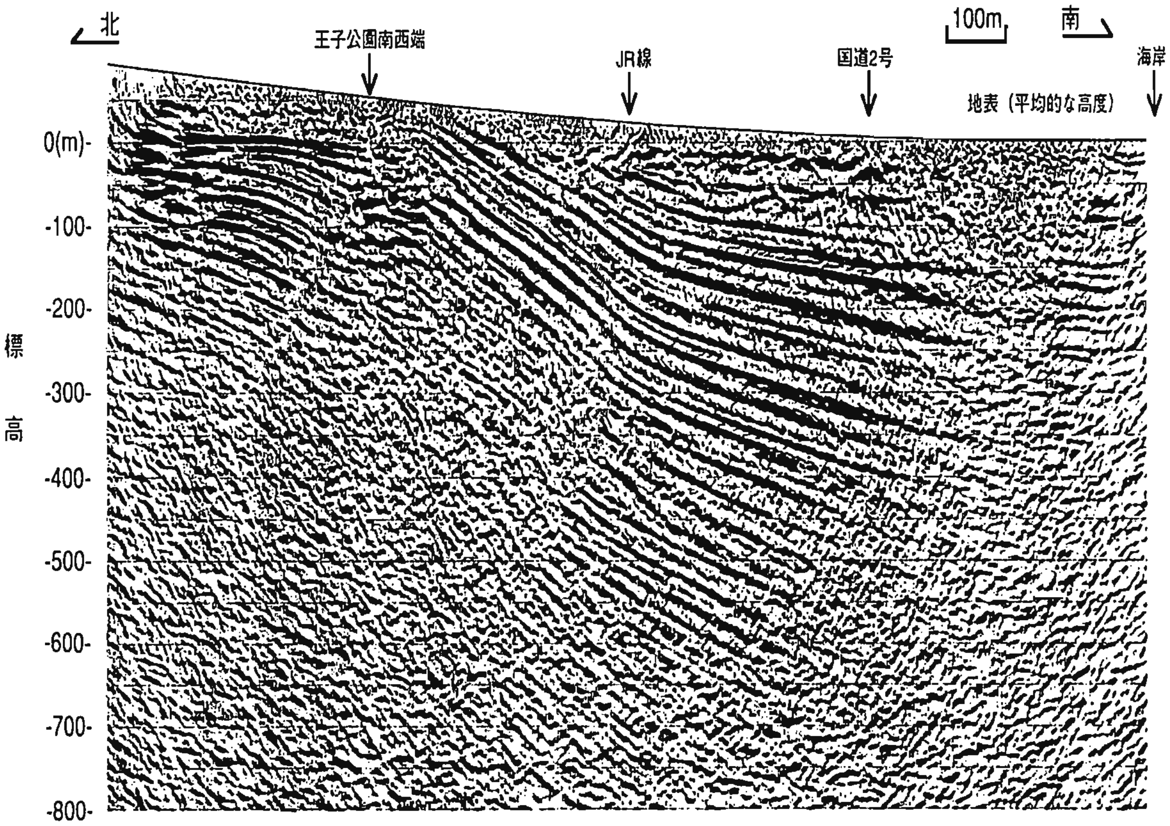
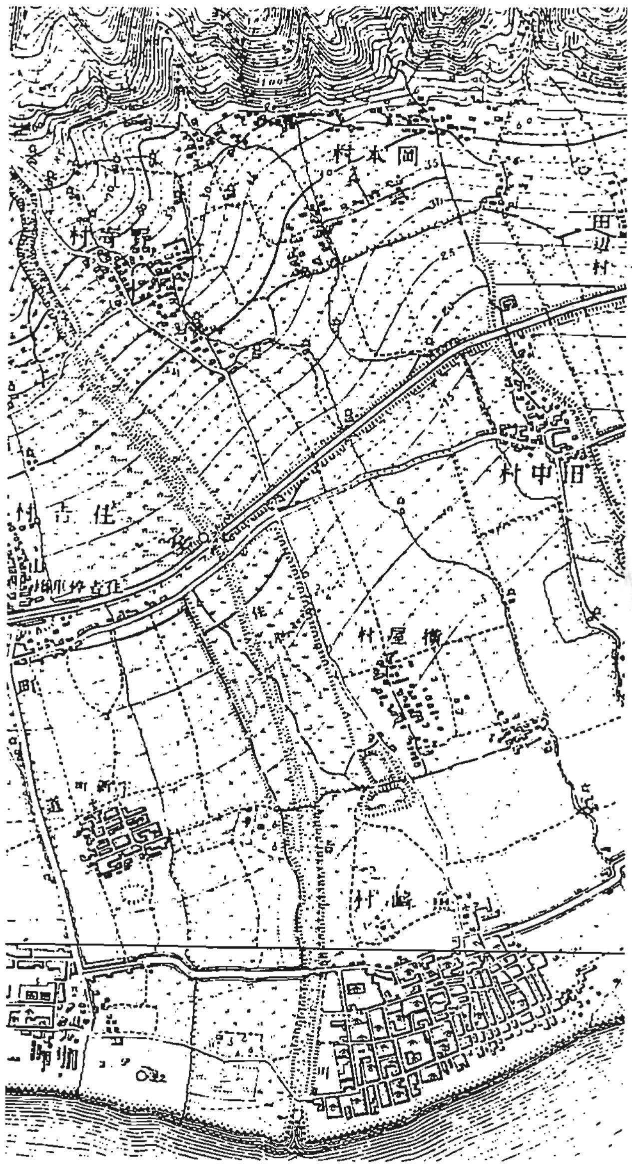


図９　神戸脇浜第２測線における反射法マイグレーション処理後の深度断面図[8]



1884-1886年(明治17-19年)[12]

1932年(昭和7年)[12]

現在[13]　500m

図１０　神戸市東灘区住吉川周辺地域の地形図

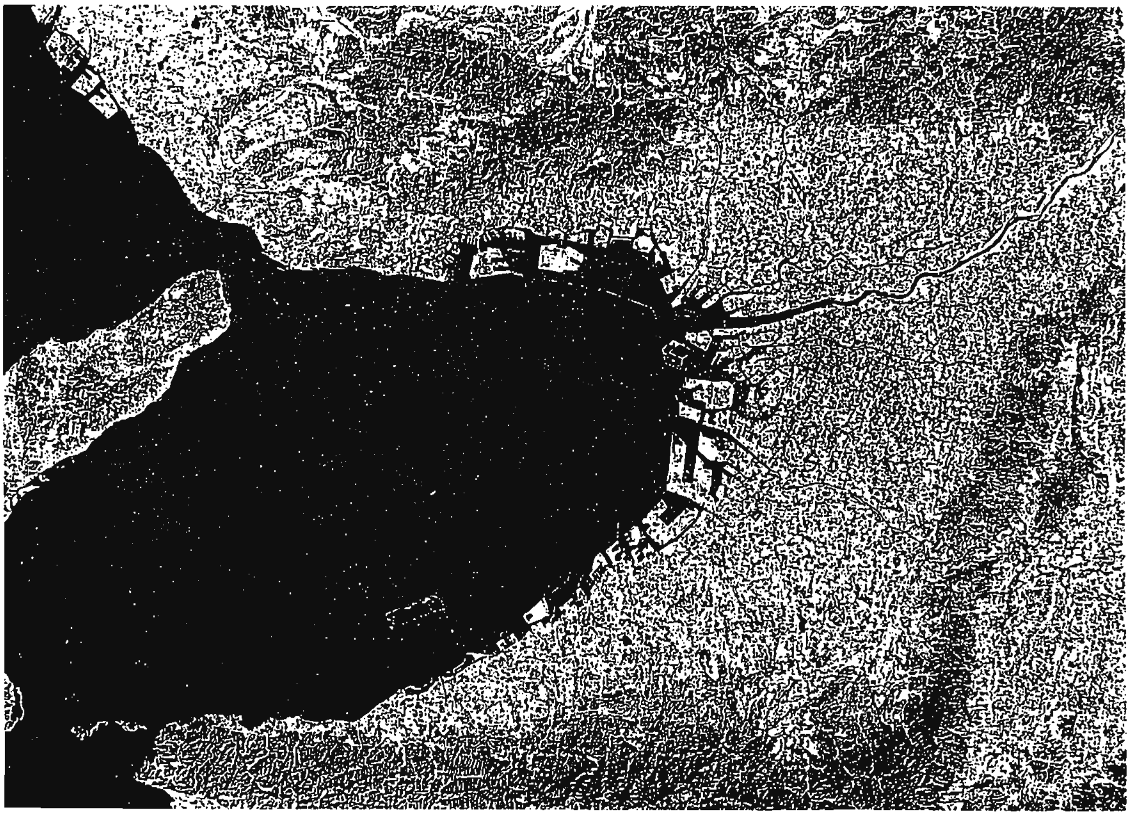


図１１　関西地域におけるランドサットの衛星画像（阪神コンサルタンツによる）

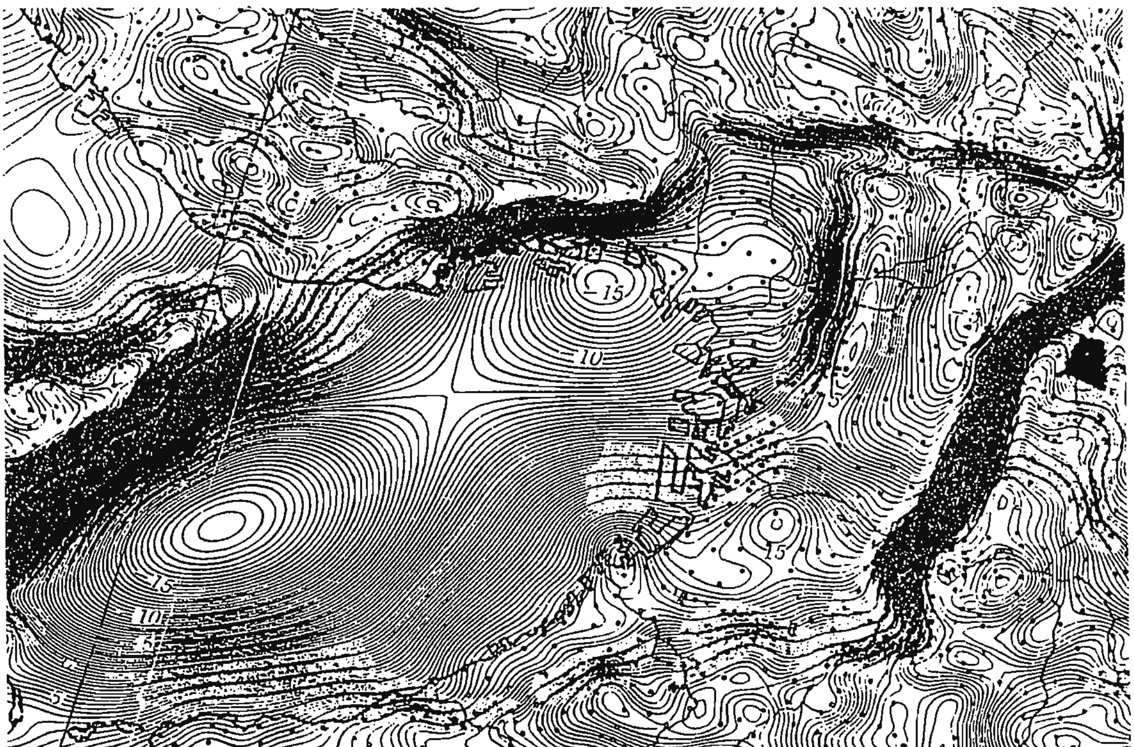


図１２　関西地域の重力異常図（地質調査所による）

資　　　　料

第22回地盤震動シンポジウム記録

地盤震動研究の新たな展開：面的・即時的評価への取組み

構造委員会 振動運営委員会 地盤振動小委員会

標記シンポジウム，1994年10月31日(月)，小林喜久二(竹中工務店)，片岡俊一(清水建設)，目黒公郎(東京大学生産技術研究所)，山田真(早稲田大学)の司会のもと，約130名の参加者を集めて建築会館において開催された。

まず，地盤振動小委員会主査の北川良和(建設省建築研究所)から主旨説明があり，今回のシンポジウムでは，地震動評価の「点から面への展開」と「オフラインからオンラインへの展開」の二つをテーマに取り上げることが述べられた。

「面的地震動予測の現状と課題」と題する午前のセッションでは，面的な地震動評価のための要素技術に関して6編の発表があった。金子史夫(応用地質)は，サイスミックマイクロゾーニングにおける地震動の面的評価への弱・強震観測の利用について報告し，弱震記録を用いて強震動を予測する場合の問題点，地震動の強さの特性値に対する問題提起，地震動の強さのばらつきの具体例としての北海道南西沖地震の余震記録の性質などについて述べた。川上英二(埼玉大学)は，地震動の時空間分布に関して，観測記録を含む条件付き時空間関数を用いて観測点のない地点での地震動を補間して求める手法について説明を行った。

昼食休憩後，太田裕(東京大学地震研究所)により「強震動の面的・即時的情報の地震防災における役割と期待」と題する特別講演が行われ，地震データ・知識データ・事実データのバランスのとれた研究整備が防災対策には不可欠であるとの考えが示され，具体例として川崎システムの紹介がなされた。

続いて，「予測の利用と即時性への取組み」と題する午後のセッションでは，現在稼働中の地震動モニタリングシステムの紹介やリアルタイム情報の利用法や精度について，3編の発表があった。中村豊(鉄道総合技術研究所)は，現在稼働中のリアルタイム地震防災システムの紹介として，早期地震警報システム「ユレダス」および災害予測・復旧支援システム「ヘラス」についての説明を行った。山崎文雄(東京大学生産技術研究所)は，現在稼働中の都市ガスの地震時緊急遮断システムの例として，東京ガスで運用されている都市ガス導管網の地震時警報システムSIGNALの紹介を行った。野田茂(鳥取大学)，目黒公郎は，リアルタイムで被害推定を行い二次災害の防止や適切な復旧・救援活動を行うための研究として「リアルタイム地震工学」の重要性を強調し，地震軸に沿ったデータの収集と利用法の紹介，リアルタイム情報に求められる精度等について説明した。

続いて総合討論に移った。まず，地震動の面的評価におけるデータの利用に関して，片岡俊一は，使用を容易にするためには，微地形区分やボーリングデータについての位置データは緯度・経度で与えられるべきであるのではないかと指摘した。また，小林啓美(日本工業大学)は，さまざまなデータに対する統一フォーマットの必要性も指摘した。武村雅之(鹿島建設)は，データ量と予測精度に関して述べ，オフラインでの研究の重要性を強調した。山崎文雄は，ミクロな被害想定を行うためのミクロな地盤データの不足について触れ，実際に使える形での地盤データの公開の必要性を指摘した。データ公開に関しては，フロアから公開基準や使用目的などについていくつかの意見が述べられた。この問題は，今後とも検討されるべき重要課題である。微動の利用に関して，中村豊および若松邦夫は，水平上下スペクトル比は安定であり，制約はあるが使いやすそうであるとの意見を述べた。これに対し工藤一嘉は，理論的裏づけをきちんとすべきであると指摘した。

地震動評価の現状について，東京都，埼玉県，神奈川県で実施された事例を挙げながら説明を行った。今岡克也(名古屋大学)は，名古屋地域を例としたボーリングデータの整備と利用について，「最新名古屋地盤図資料編データベース」を例として紹介した。松岡昌志(東京工業大学)は，国土数値情報を利用したサイスミックマイクロゾーニングの例として，関東地方における震度分布予測および液状化危険度予測について紹介した。若松邦夫(大林組)は，常時微動の利用に関して，短周期微動の水平上下スペクトル比による地盤増幅特性評価の可能性について検討し，種々の制約条件を持つものの，短周期微動の水平上下スペクトル比は，地盤振動特性の把握や地震動推定の評価に有用であると結論した。工藤一嘉(東京大学地震研究所)は，

次に，地震動の即時的予測についての討論では，まず，諸井孝文(鹿島建設)より，パケット通信回線網を利用した鹿島建設のシステムの説明があった。山中浩明(鹿島建設)は，リアルタイムのシステムの維持は，一私企業では負担が大きすぎるので，国レベルでの対応が必要であるとの意見を述べた。被害想定について，行政の立場から杉原英明(神奈川県)は，土木構造物の被害想定が不十分であることを指摘した。太田外気晴(足利工業大学)は，土木構造物だけでなく建築構造物についても被害想定の研究の必要性を指摘し，小林啓美は，荷重関連の委員会とのジョイントの必要性を指摘した。リアルタイム予測に対して，武村雅之から，リアルタイムで必要な情報としては地震の規模と位置が重要で，そのほかのことは地震が起こる前に予測できるのではないのかとの意見が出され，これに対して目黒公郎は，地震で何が起きたのかをリアルタイムで把握することが防災上重要であるとの考えを述べた。また，予測がはずれた場合などを考慮した防災情報のあり方についての議論がなされた。

最後に，地盤震動小委員会幹事の瀬尾和大(東京工業大学)より挨拶があり，このシンポジウムを今後の地盤震動の研究の方向性の模索の第一歩としたいという主旨の発言でシンポジウムを締めくくった。

●藤原広行／防災科学技術研究所

第23回地盤震動シンポジウム(1995)
1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究

1995年10月

編　集
著作人　社団法人　日 本 建 築 学 会

〒108 東京都港区芝５丁目26番20号
ＴＥＬ 03-3456-2051
ＦＡＸ 03-3456-2058

印刷所　株式会社　昭和工業写真印刷所

シンポジウム資料　AIJ-9510-03000