

# 1923年関東地震の際甲府盆地において 生じた被害分布の原因の一解釈

年縄巧<sup>1</sup>・小池一之<sup>2</sup>・山口亮<sup>3</sup>・山中浩明<sup>4</sup>・栗田勝実<sup>5</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 東京工業大学助教授 大学院総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

<sup>2</sup>正会員 工修 東海旅客鉄道(株) 新幹線鉄道事業本部岐阜羽島保線所 (〒500-8458 岐阜市加納村松町 2-11)

<sup>3</sup>工修 損害保険料率算定会 地震保険部業務グループ (〒105-0014 東京都港区芝 2-31-19)

<sup>4</sup>工博 東京工業大学助教授 大学院総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

<sup>5</sup>工修 東京工業大学助手 大学院総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

1923年関東地震の際、甲府盆地において生じた地震被害分布の原因を調べるために、同盆地を対象として地震観測、地下構造探査、数値解析を行った。地震観測の結果、盆地中心部及び南部では盆地北部や南部丘陵地上と比較して地震動強さが大きめとなる傾向があることがわかった。短周期微動の移動観測、長周期微動のアレイ観測を用いて、盆地北部から南部までの浅部・深部地盤構造を推定した。推定した地盤構造を基に盆地を2次元的にモデル化し、地震応答解析を行った結果、鉛直入射の解析に対しては地震観測の結果と同様な結果が得られ、斜め入射の解析に対しては関東地震の際の被害分布に対応している結果が得られた。このことから、1923年関東地震の際の被害分布は、地盤構造の他に入射角の影響を受けていたと推察した。

**Key Words:** earthquake damage, ground condition, sedimentary basin, ground-motion amplification,  
1923Kanto earthquake, strong-motion observation, numerical analysis, microtremor observation

## 1. はじめに

1995年兵庫県南部地震の際、阪神地域は多大な被害を受けたが、中でも神戸市及びその周辺では山地から一定の距離離れた地域の被害は甚大であった。この被害地域の分布は、基盤の不整形性によって地震波が堆積平野内で増幅干渉したことが一因であることが数値解析から指摘されている<sup>1)</sup>。このような堆積平野あるいは堆積盆地の特定地域に被害が集中した例は、兵庫県南部地震以外にも、過去の被害地震において数多く見られる。例えば、1948年福井地震では福井平野東端部で、1894年庄内地震では庄内平野東端部で、1896年陸羽地震では横手平野東端部で大きな被害域が生じた<sup>2)3)</sup>、海外でも1989年ロマブリエタ地震の際のバイマッド端部、1994年ノースリッジ地震の際にサンフェルナンドバレイ・ロサンゼルス盆地端部に大きな被害域が生じた<sup>4)</sup>。

甲府盆地は、過去にいくつかの被害地震を経験している。特に、1854年安政東海地震及び1923年関東地震の際には、それぞれ盆地南西部及び南部で大きな被害域が生じた<sup>5)</sup>。図-1に1923年関東地震の

際の木造家屋全壊率の分布を示す<sup>2)</sup>。各記号の位置は、当時の集落の位置を示している。図を見ると、この地震の際には盆地南西隅部、および曾根丘陵の北側の平野部に全壊率10%以上の地域が、笛吹川に沿った地域で全壊率1%以上の地域が分布し、それ以外の地域では1%未満と小さいことがわかる。

木造家屋の被害は、地震動強さや家屋の耐震強度に依存するが、この地域の家屋の耐震強度に地域性はほとんどないと見なすと、全壊率の分布は地震動強さの空間分布に大きく関係していると考えられることができる。この地震の震源断層からの最短距離を図中の破線で示すが、この距離と被害の程度では明確な関係が見られないことから、盆地内で生じた被害の程度に与える断層からの距離の差の影響は小さいと言える。従って、被害の程度の差異は、地盤条件のような地域的な特性によって地震動強さに空間的な偏りが生じた結果という仮説を立てることができる。

本研究では、1923年の関東地震の際、甲府盆地内で生じた地震被害分布の生成要因を調べることを目的として、同盆地を対象として地震観測・常時微動

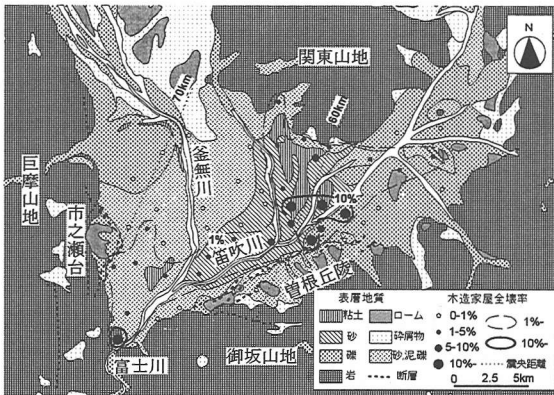


図-1 甲府盆地及びその周辺の表層地質と 1923 年関東地震の際の木造家屋全壊率

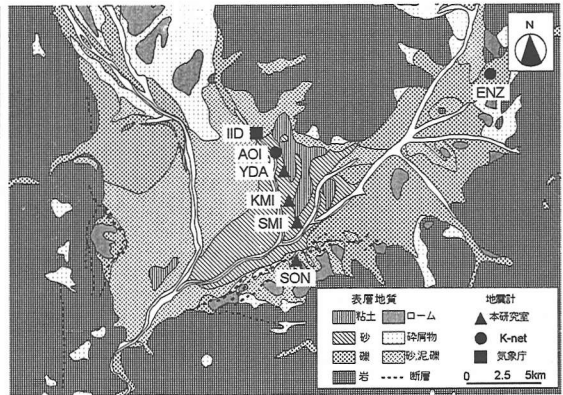


図-2 甲府盆地における強震観測アレイ

観測・数値解析を行った。2.で述べるように、甲府盆地の地盤構造は面的に変化しており、被害分布の原因解明には面的な地震観測・常時微動観測及び3次元の数値解析を行うことが望ましいが、本研究では第一段階として、曾根丘陵から北側の地域に生じた被害分布の原因を調べるために、2次元の検討を行った。地震観測によって、盆地内の地震動増幅特性を実測的に調べるとともに、短周期微動の移動観測、長周期微動のアレイ観測を行って浅部・深部地盤構造を推定した後、この地盤構造を数値モデル化して数値解析を行って地盤増幅率分布を算定し、その結果を1923年関東地震の際の被害分布と比較し、被害分布の生成要因について考察を行った。

## 2. 甲府盆地の地形・地質

図-1に甲府盆地及びその周辺の表層地質<sup>9),7)</sup>を示す。甲府盆地は東西約20km、南北約15kmの逆三角形をしており、四方を山地で囲まれた閉じた内陸盆地である。盆地内の海拔高度は250~350m、周辺山地の標高は1000mを越す。盆地内の堆積物は、北西部からの釜無川、東部からの笛吹川によって供給され、これらの土砂供給河川は、盆地南西部で合流し、富士川となって南部へ流出している。堆積過程と平行して周辺山地は隆起し、盆地南部や西部に見られるような丘陵・台地が形成され、この付近にいくつかの活断層が生じた<sup>9)</sup>。

更新世に堆積した堆積物は、新しいものから順に上部礫層、韭崎岩屑流、中部礫層、黒富士火砕流、下部礫層と呼ばれ、最上層の上部礫層は、盆地内に広く分布し、西部で最大180m程度、中部で60~90m程度、東部で60m程度以下と推定されている<sup>9)</sup>。この更新世の堆積物は、盆地南西隅で最大となり、そ

の全層厚は300mを越すと推定されている<sup>9)</sup>。

更新世の堆積物上の山地あるいは丘陵地・台地の前面には扇状地が形成され、特に盆地西部の釜無川沿い及び盆地東部の笛吹川沿いには、広大な扇状地が発達している。盆地中心部には完新世に形成された平野が広がり、砂、泥あるいは礫によって覆われている。図-2中のYDAとKMIの間の一地点における地盤構造調査によれば、この地点の地盤構造は30m程度の砂あるいは粘土層が礫層の上に堆積しており、推定されたS波速度は、砂・粘土層で100~300m/s程度、礫層以深で400m/s程度以上である。

## 3. 甲府盆地における地震観測

1.で述べたように、1923年関東地震の際に生じた被害分布は、地盤特性の地域性による地震動強さの空間的分布に関係している可能性がある。この地域に生じる地震動強さの空間的分布の傾向を調べるために、盆地内で地震動の比較観測を行った。甲府盆地では、図-2中の■で示す点に気象庁の、●で示す点にK-netの強震観測点がある。これらの観測点の他に、新たに4点の地震計を図中の▲で示す点に設置した。これらの強震観測点は、ほぼ南北に直線状のアレイを形成している。

図-2に示した表層地質で各観測点の地盤条件を述べると、ENZは盆地東部の礫上、IIDは盆地北部の砂泥礫上、AOI、YDA、KMIは盆地中心部の砂質土上、SMIは盆地南部の砂質土上、SONは盆地南部の丘陵地上の砂泥礫上に位置する。KMIとSMIは、1923年関東地震の際に木造家屋の全壊率が10%を超えた地域に属している。

これらの観測点で、これまでいくつかの強震動が観測されたが、このうち1997年3月16日に発生し

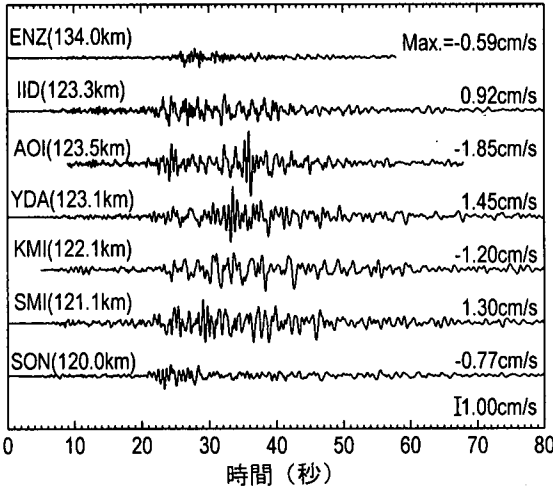


図-3 1997年3月16日の愛知県北東部の地震の観測記録

た愛知県北東部の地震 (M=5.8, D=39km) において観測された記録を積分して速度波形にし、震央直交方向に座標変換したものを図-3 に示す。図には、各観測点の震央距離も併せて示す。

図-3 の速度波形を見ると、盆地東部の ENZ、南部丘陵地上の SON で振幅レベルが小さいことがわかる。IID は AOI、YDA、KMI、SMI と比較すると振幅レベルはやや小さい。また、KMI や SMI は他の点と比較すると短周期成分が少なく長周期成分がやや多い。この地震の他に、同月 4 日 0:30 の伊豆半島東方沖地震 (M=4.9, D=0km) の際にも、YDA、KMI、SMI、SON で記録が得られたが、この記録に関しても、YDA、KMI、SMI が SON と比較して振幅が大きい傾向を示していた<sup>10)</sup>。

各観測点の増幅特性を見るために、3月16日の各観測点での地震記録の加速度フーリエスペクトルを求め、これをここで示した観測点のうち、最も堅固な礫 (Vs=525m/s) 上に位置する ENZ のスペクトルで除したものが図-4 である。0.5 秒程度より長周期側のスペクトル比が 1 を超えており、堆積層内で地震動が増幅されていることを示している。ただし、南部丘陵地上の SON のスペクトル比の振幅は、他の観測点と比較すると小さい。また、KMI と SMI は 0.8 秒程度より長周期側のスペクトル比の振幅が一様に大きいことがわかる。

これまで観測された地震記録は少ないものの、この観測結果から判断すると、地震動強さは盆地南部の丘陵地上で小さく、盆地北部でやや大きく、盆地中心部及び南部でさらに大きくなる傾向があることがわかった。これらの結果は、1923 年関東地震の

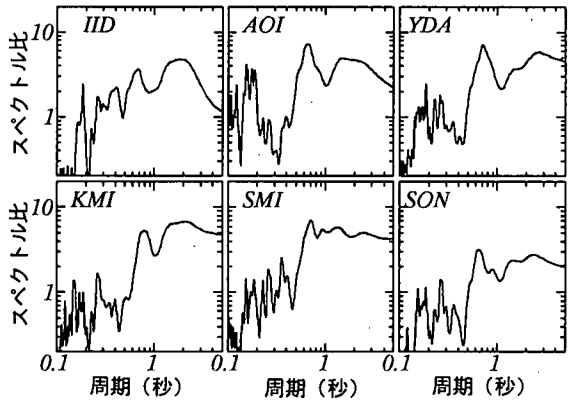


図-4 1997年3月16日の記録の SON に対するスペクトル比

際の木造家屋の全壊率が、盆地北部の地域で小さく、盆地中心部及び南部で大きいという結果と調和的である。しかし、特に被害の大きかった (木造家屋の全壊率が 10%以上) 集落が盆地南部に集中しているという傾向は、これまで観測された地震記録のみから説明することは難しい。

#### 4. 地盤構造の推定

観測サイトの表層地盤の概略は、図-2 に示したごとくであるが、地震被害あるいは地震動強さに与える地盤特性の影響を調べるためには、地下構造についても調査しておく必要がある。そこで、地震観測アレイ周辺の浅部 (深さ数十 m 程度) 及び深部 (深さ数百 m から数 km 程度) の地下構造を推定した。

##### (1) 浅部地下構造の推定

全観測点の地下構造は明らかになってはいないものの、AOI は K-net の観測点であるので深さ 20m までの弾性波速度・N 値・土質柱状図が得られており、IID、YDA においては、観測点付近の N 値と土質柱状図が得られている (図-5)。IID と YDA は観測点からそれぞれ 200、800m 程度離れているので細かな議論はできないが、YDA 付近では砂礫層の上に厚さ 25m 程度、N 値が 5~30 程度の砂あるいは粘土層が堆積しているのに対し、AOI では深さ 6~11m に N 値が 50 を超す礫あるいは砂の中間層があり、それ以深で N 値が 10 以下のシルト層が見られる。IID 付近は、3m 程度の粘土あるいは砂層の下は、主に粗砂あるいは砂礫で構成されている。また、2. で述べた YDA と KMI に近い地点の土質柱状図も参考にすると、この付近の深さ数十 m 程度までの浅

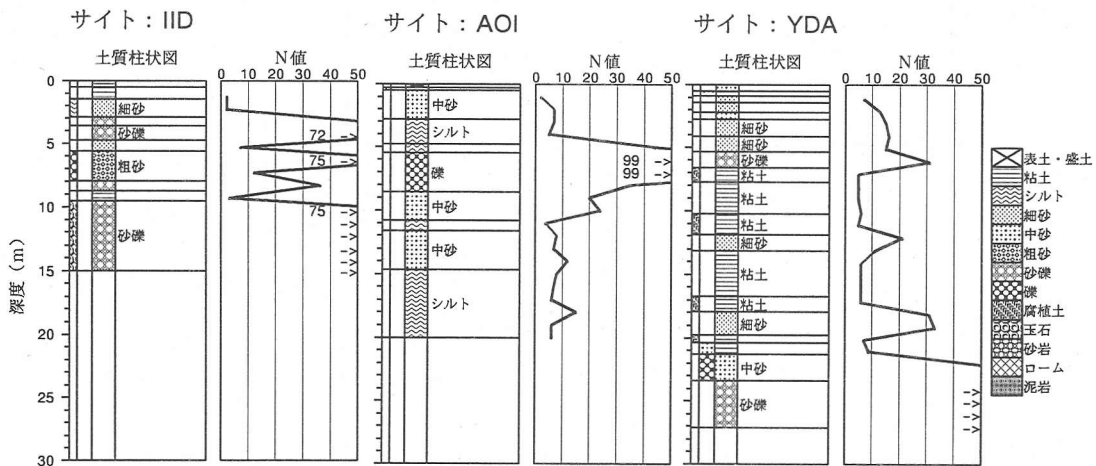


図-5 強震観測点 (IID, AOI, YDA) 付近の土質柱状図

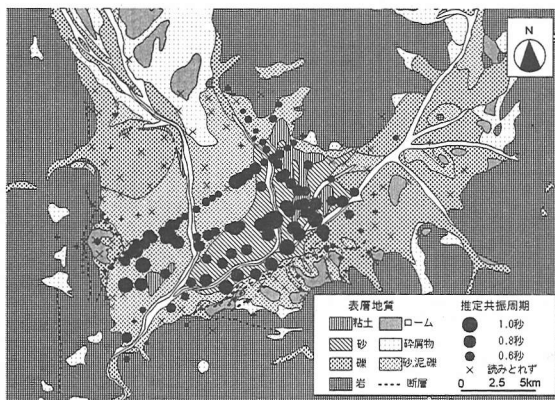


図-6 短周期常時微動の H/V スペクトル比の卓越周期の分布

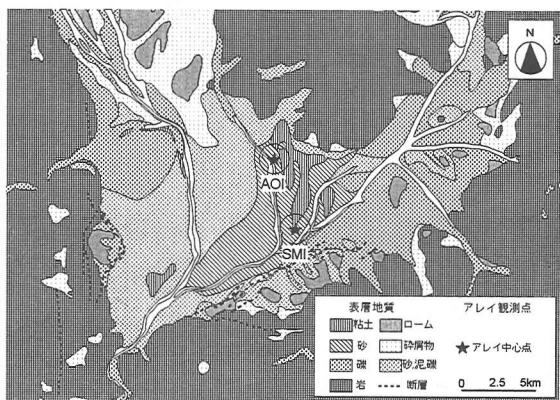


図-8 長周期微動アレイ観測点

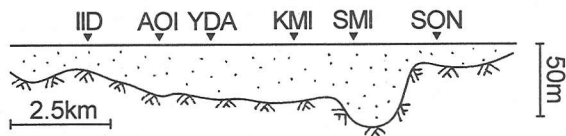


図-7 短周期微動から推定された浅部地盤構造

部地盤構造は、砂・シルト・粘土で構成される N 値が 20 程度以下の表層とその下に存在する N 値が 50 程度以上の比較的堅固な礫層から成っている。AOI のように礫あるいは砂の中間層が介在するような地点もあるが、ここでは、浅部地盤構造は 2 層地盤であると簡略化して地下構造を推定することにした。

表層の厚さを推定するために、中村の方法<sup>13)</sup>を用いて地盤の共振周期の分布を求めた。具体的には、各点で測定された常時微動の水平成分を上下動成分で除したスペクトル比の 1 秒程度以下の卓越周期を

読み取り、これを地盤の共振周期と推定した(以下、推定共振周期)。盆地内で推定した共振周期の分布を図-6 に示す。スペクトル比のピークが明瞭でなく、共振周期を推定するのが困難な地点は図中×で示した。短周期微動の測定点は、強震観測アレイの測線と若干異なっているが、盆地端部と平行する方向の地盤構造の変化は小さいと考えられるので、この測線の測定結果を用いて強震観測アレイの浅部地盤構造を推定した。推定共振周期は、AOI 以北で 0.6 秒程度以下と短く、AOI 以南で 0.6~1 秒程度と長くなる傾向がある。また、推定共振周期は盆地南部の丘陵地に近い地域で、長くなる傾向があり、KMI や SMI の強震記録に長周期成分が多く含まれる傾向と符合する。

推定共振周期を基に、表層地盤の S 波速度を仮定して各点での浅部表層地盤の厚さ分布を推定すると図-7 のようになった。最大層厚は SMI 付近で 50m

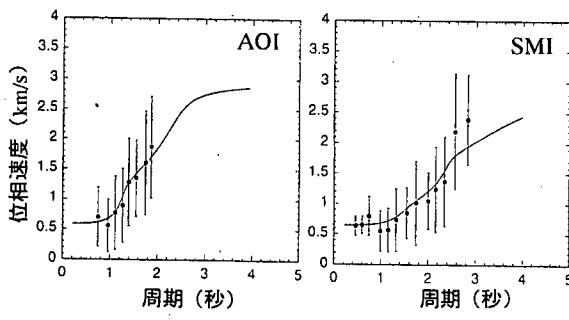


図-9 長周期微動アレイ観測から得られた Rayleigh 波の位相速度

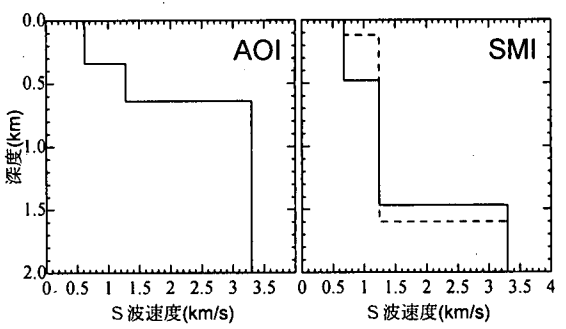


図-10 長周期微動アレイ観測から推定された AOI, SMI の深部地盤構造

程度となっている。浅部表層地盤の S 波速度は 220m/s と仮定したが、この値は 2. で地盤構造を述べた地点（各層の S 波速度については前述）での推定共振周期とこの地点の表層地盤の厚さから求めた。推定した浅部表層地盤の厚さは YDA で 37m となり、図-5 で示した YDA 付近（YDA から 200m 程度離れた点）の土質柱状図から読み取った表層地盤の厚さ（24m）よりも厚い。これは、YDA の表層地盤の平均的な S 波速度が仮定した S 波速度よりも小さいか、または YDA の地点での表層地盤の厚さは地盤調査地点のものよりも実際には厚いのかかもしれない。

(2) 深部地下構造の推定

地震被害は、浅部地盤構造の他に深部地盤構造の影響を受けることがある。この地域の深部地盤構造を推定するために長周期微動のアレイ観測を行った。

長周期微動アレイ観測を行った地点は、図-8 に示すように強震観測点 AOI と SMI の周辺である。アレイ観測は、大きさの異なる 2 つのアレイ（大アレイ：半径約 1.5km；小アレイ：半径約 0.5km）について行った。各アレイ観測は、アレイ中心点を含む合計 7 地点に地震計を配置する三角形アレイによって行った。観測された上下成分のうち、周辺の人工振源の影響が少ない 81.92 秒間のデータを 20 程度選定し、各データに対して ML 法<sup>12)</sup>によって F-K スペクトルを求めた。得られた波数スペクトルから、Rayleigh 波の位相速度の分散曲線を求め、遺伝的アルゴリズム<sup>13)</sup>により地下構造を推定した。逆解析は、既往の人工地震によって推定された深部地下構造<sup>14)</sup>を参考にして最下層の S 波速度を 3300m/s とした 3 層構造を仮定して行った。

図-9 の●とエラーバーは、それぞれ推定された位相速度の平均値と標準偏差を示す。この位相速度から逆解析によって求められた構造を図-10 に、その構造による Rayleigh 波の理論分散曲線を図-9 の

表-1 解析に用いた地盤モデル

層	S 波速度(m/s)	密度(t/m <sup>3</sup> )	ポアソン比
1	220	1.8	0.49
2	650	1.8	0.45
3	1260	2.2	0.39
4	3300	2.7	0.26

実線で示す。両地点での第 1 層、第 2 層の S 波速度は、それぞれ 650m/s、1260m/s と推定され、第 1 層と第 2 層を合計した層厚は、AOI で 700m 程度、SMI で 1500m 程度であり、浅部地下構造と同様に深部地下構造も盆地南部の方が北部より層厚が厚いと推定された。尚、SMI は文献 14)の人工地震の測線上にあり、その結果を図中の破線で示すが、今回推定された構造は人工地震の結果とも矛盾していない。

5. 数値解析による地盤増幅率分布の検討

(1) 解析モデル

4. で推定した浅部・深部地盤構造を基に、強震観測点周辺の南北線上を 2 次元モデル化したものが図-11 である。この地盤モデルは、深部地盤構造及び浅部地盤構造を含めた 4 層地盤であるが、第 1 層は第 2 層以深と比較すると薄いため、その詳細は図-7 を参照されたい。各層の物性値を表-1 に示す。密度とポアソン比は、第 1 層については 2. で述べた弾性波速度構造が得られている地点の推定値を参考にし、第 2~4 層については、既往の人工地震の結果<sup>15)</sup>や山梨県の地震被害想定調査<sup>16)</sup>を参考にして決定した。

地盤モデルを作成するにあたり、第 1~3 層の平均 S 波速度を 1000m/s と仮定し、常時微動の H/V スペクトル比の 1 秒程度より長周期側の卓越周期から第 4 層までの層厚を求めた。各点での第 2 層と第 3 層の層厚は、AOI と SMI で得られている第 2 層と第 3 層の層厚の比を補間して求めた。第 4 層までの最大深度は SMI 付近で 1500m 程度である。

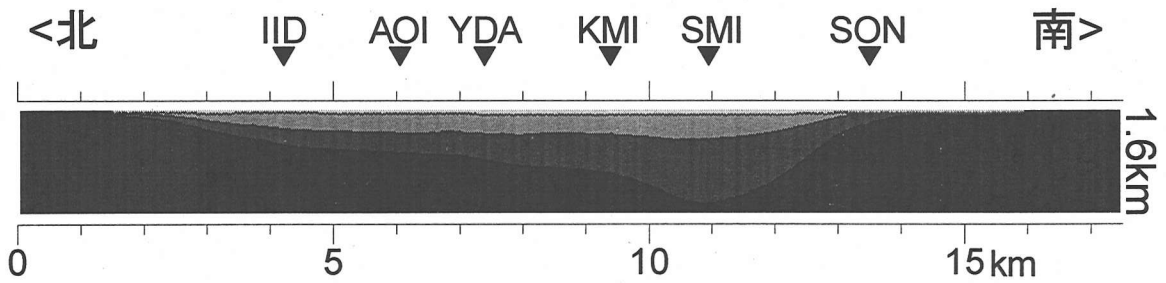


図-11 推定された地盤モデル

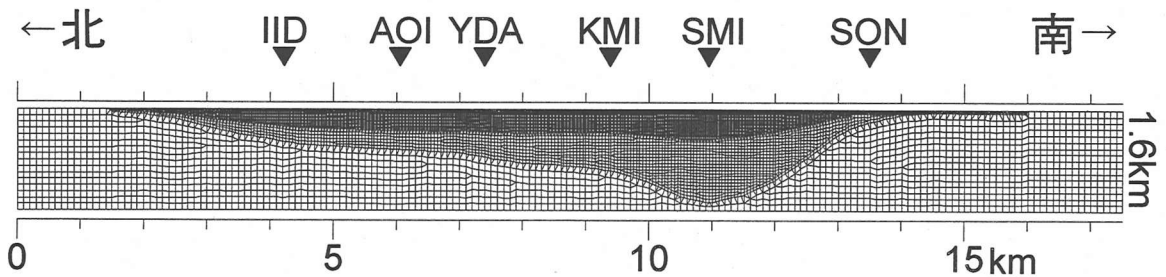


図-12 地盤モデルの有限要素分割

## (2) 数値解析概要

数値解析には、2次元有限要素法を用いた。設定した地盤モデルに入射波を与えて、地表面の各点における応答波を計算した。解析は、面内場（P-SV波場）・面外場（SH波場）の各モデルに対して、中心周期0.5秒あるいは1秒、変位振幅1cmのRicker Waveを微分した速度波形をSV波入射（面内場）あるいはSH波入射（面外場）した。波の入射角は、鉛直下方から入射する場合（鉛直入射）と関東地震の震源位置を考慮して入射角45°で入射する場合（斜め入射）の2通りを行った。波の入射及びモデル境界からの反射波の除去のために、底部及び側方の境界にはLysmer Damper<sup>18)</sup>を適用した。地表面の各地点における増幅の程度を調べるために、入射波の速度振幅に対する地表面の応答波の速度水平成分の比を計算し、これを増幅率とした。

解析モデルは長さ17.5km、深さ1.6kmであり、各層を伝播する周期0.5秒のS波の波長が約8節点以上で表現できるようにメッシュ分割を行った（図-12）。従って各層の最大メッシュ間隔はそれぞれ、11m（第1層）、32m（第2層）、63m（第3層）、165m（第4層）であり、地層が傾斜している地域や、層厚が薄い地域はこれより細かなメッシュ分割を行った。尚、タイムステップは0.001秒、ステップ数は20000（20秒）、無減衰で解析を行った。

## (3) 増幅率の分布

### a) 鉛直入射

図-13に面内モデルの中心周期0.5秒のRicker Waveの鉛直入射に対する地表面の速度応答波形（面内水平方向）を示す。盆地端部では、入射波の振幅が増幅されるが継続時間は短い。盆地中心部では、応答波の継続時間が長くなり、後続波群で最大値を示すようになる。これは、盆地端部から発生した2次の波が水平方向に伝わり、成長した結果の増幅と考えられる。このように、応答波は初動部で最大となる場合と、後続波部で最大となる場合がある。そこで図に示すように、初動部の最大値から決まる増幅率を太線で、後続波部の最大値から決まる増幅率を点線で示す。従って、太線と点線を包絡したものがその地点の増幅率となる。図には、増幅率とともに1923年関東地震の際の木造家屋全壊率の分布と強震観測点の位置を示す。また、各地点の地盤構造モデルを用いた1次元解析によるSH波の増幅率を1点鎖線で示す。このようにして、各モデル、各入射に対して地表面での応答を計算し、増幅率の分布を求めた。

図-14に入射波の中心周期が0.5秒と1秒のRicker Waveの鉛直入射に対する面内・面外モデルの地表面での水平動の増幅率の分布を示す。図を見ると、実線と1点鎖線の違いはほとんどなく、鉛直入射の

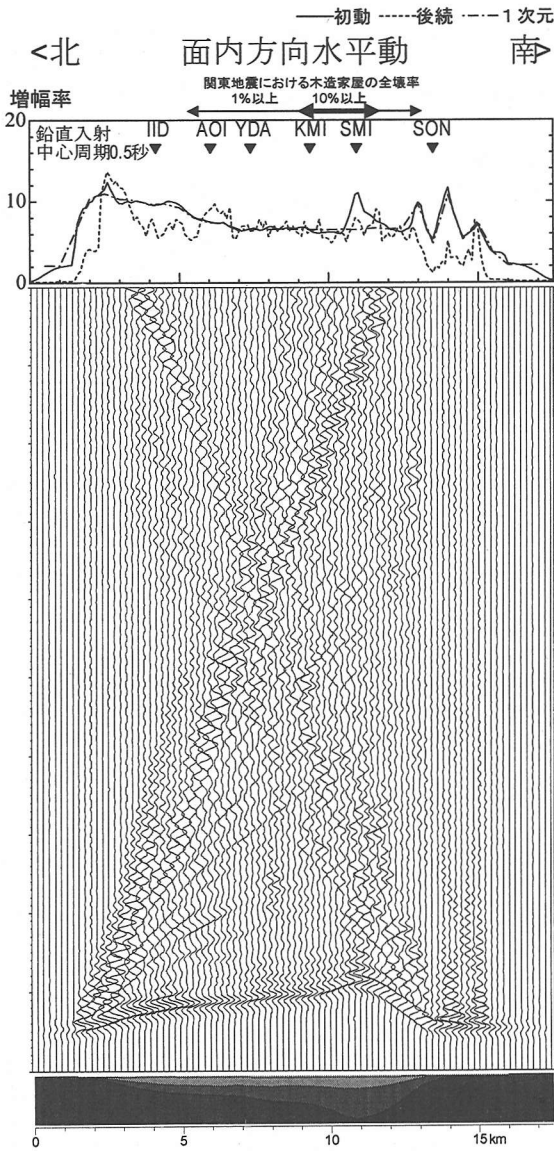


図-13 数値解析によって得られた地表面での応答波形と増幅率の分布（面内モデル，入射波の中心周期：0.5秒，鉛直入射）

場合の初動部の増幅は1次元的地盤構造が支配的であることがわかる。従って，面内モデル，面外モデルの違いも鉛直入射の場合はほとんど見られない。

全体的に初動部の増幅率は，後続波部の増幅率と同程度かそれよりも上回っているが，面外モデルの盆地南部では，後続波の増幅率が初動部の増幅率を上回る地域があり，特に中心周期が1秒の入射の際，後続波部の増幅の度合いが強くなっている。これは，盆地南端部で生成したLove波が北部に伝播する結果と考えられ，盆地南部の深い地盤構造が1秒の入

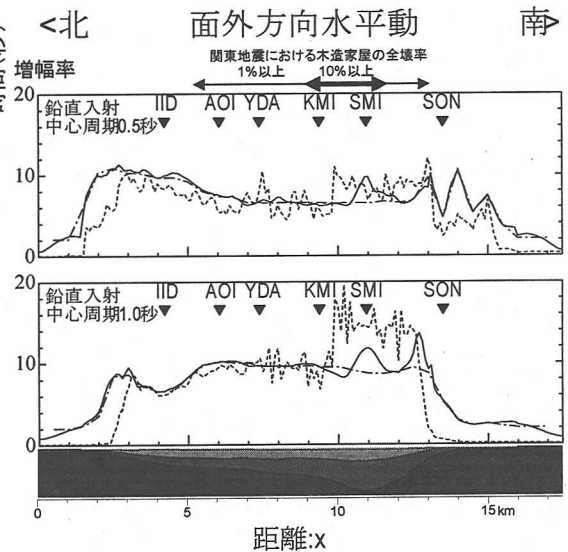
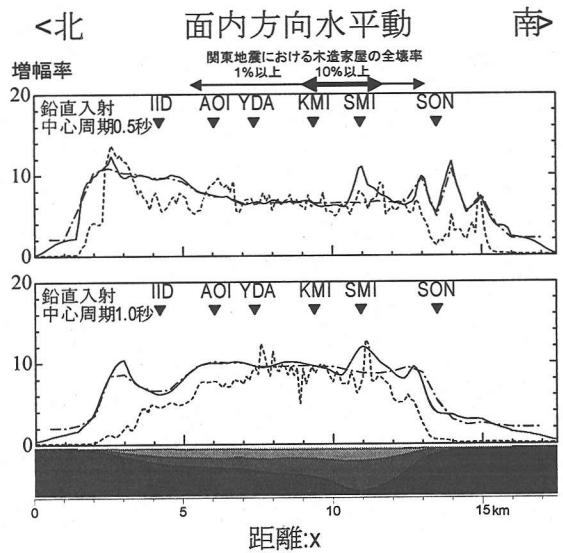


図-14 地表面での水平動の増幅率の分布（鉛直入射）

射波成分から生成されたLove波の励起を促していると考えられる。

盆地北部 ( $x < 6\text{km}$ ) 及び南部 ( $x > 13\text{km}$ ) は，盆地中心部と比較して0.5秒の入射に対する増幅率が大きくなる傾向がある。これは，これらの地域で浅部表層地盤が薄くなり，1秒入射よりも0.5秒入射の際の方がより大きく増幅したためである。

#### b) 斜め入射

図-15 に面内モデルの中心周期0.5秒のRicker Waveの斜め入射に対する地表面の速度応答波形（面

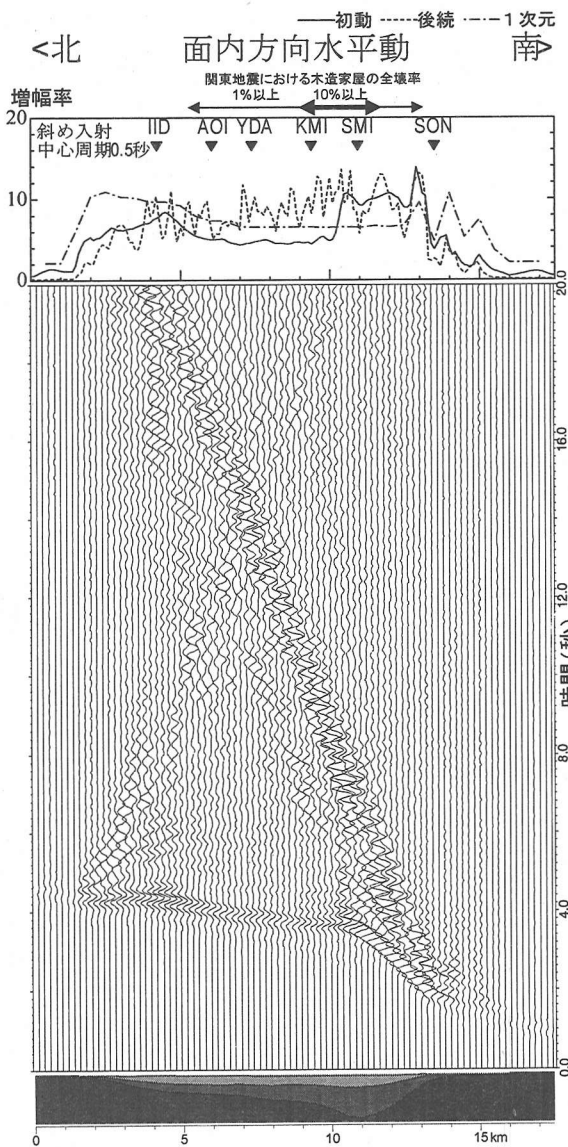


図-15 数値解析によって得られた地表面での応答波形と増幅率の分布（面内モデル，入射波の中心周期：0.5秒，斜め入射）

内水平方向）を示す。図-13と比較すると，盆地南部で生成され北部へ伝播していく2次的な波が顕著である。図-14と同様に初動部の最大値から決まる増幅率を太線で，後続波部の最大値から決まる増幅率を点線で，1次元解析によるSH波の増幅率を1点鎖線で示す。

図-16に入射波の中心周期が0.5秒と1秒のRicker Waveの斜め（45度）入射に対する面内・面外モデルの地表面での水平動の増幅率の分布を示す。1次元の解析結果との違いは顕著であり， $x=10\text{km}$  付近

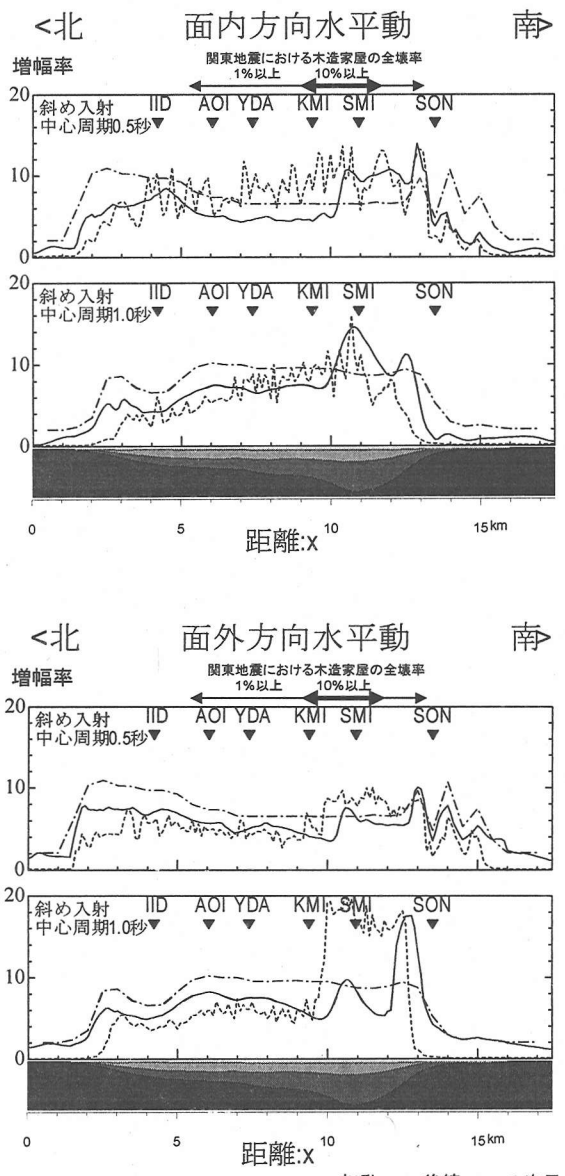


図-16 地表面での水平動の増幅率の分布（斜め入射）

を境にして初動部と後続波部の増幅率が大きく変化し， $x<10\text{km}$  では増幅率が小さく， $x>10\text{km}$  では大きくなる。

面内モデルでは，鉛直入射の場合よりも後続波部分の増幅が大きくなる傾向がある。これは斜め入射によって盆地南端部でRayleigh波が生成され，これが北部に伝播した結果であると考えられる。面外モデルでは，鉛直入射の場合と同様に盆地南部で後続波の増幅が大きくなる傾向がある。

鉛直入射の場合と比較すると，斜め入射の場合は



盆地南部で増幅率がより大きくなる傾向があり、特に初動部で増幅率が大きくなる地域がある。これは入射角と基盤形状の相対的な関係によって直達波と基盤からの反射波が増幅干渉した結果と考えられる。

#### c) 解析結果と地震記録との対応

図-3 に示した愛知県東部の地震の震央距離や震源深さから判断して、地震波は甲府盆地に鉛直に近い形で入射してくると考えられる。従って、この地震観測の結果は図-14 の鉛直入射に対する解析結果と比較するのが妥当であろう。

図-3 の地震観測結果では、地震動は盆地南部丘陵地上 (SON) で小さく、盆地北部 (IID) でやや大きく、盆地中心部 (AOI, YDA, KMI) 及び南部 (SMI) でさらに大きいという傾向があった。また AOI~SMI 間で地震動の振幅レベルに顕著な違いは見られなかった。この傾向は、入射波の周期が 1.0s の時の増幅率の分布とよく対応している。入射波の周期が 0.5 秒の時、盆地北部 ( $x < 6\text{km}$ ) と南部 ( $x > 13\text{km}$ ) では振幅がやや大きくなる。今回の解析は無減衰で行ったが、実際には薄い表層地盤内の短周期帯域の増幅は減衰によって抑えられるのかもしれない。

#### d) 解析結果と関東地震の際の被害分布との対応

1923 年関東地震の被害分布との対応を考える場合、震源が比較的近いことから、図-16 の斜め入射の結果と比較するのが妥当であろう。斜め入射の結果は、鉛直入射の結果と比較して盆地南部で地震動増幅が特に大きくなる傾向があり、関東地震の際、木造家屋の全壊率が盆地南部で特に大きかったという事実を比較的良く説明している。

## 6. 結論

1923 年関東地震の際、甲府盆地で生じた被害分布の地域性の原因を調べるために、同盆地を対象として地震観測、地盤構造探査、数値解析を行った。その結果、以下の結論が得られた。

1. 1997 年 3 月 16 日の愛知県東部の地震の際に観測された地震動の比較から、盆地南部の丘陵地上では地震動強さが小さめ、盆地北部でやや大きめ、中心部及び南部の地点においては大きめとなる傾向があった。また、盆地北部から南部では、南部の方が長周期成分を比較的多く含む傾向があった。
2. 短周期微動を測定して盆地北部から南部までの表層部の地盤構造を推定した。その結果、推定した表層地盤の厚さは北部で薄く、それより南で厚くなる傾向があった。特に、盆地南部の表

層地盤の厚さは、50m を超す地域があると推定された。

3. 長周期微動アレイ観測を行い、地震観測点周辺の深部地盤構造を推定した。その結果、 $V_s=3300\text{m/s}$  の層より上部の層の厚さは、盆地北部で 700m 程度、盆地南部で 1500m 程度であると推定された。
4. 2., 3. で推定された地下構造を参考にして、盆地北部から南部の地域を 2 次的にモデル化し、入射の角度と周期を変え、面内・面外モデルに対して地表面での増幅率分布を計算した。
5. 鉛直入射に対する増幅率の分布は、周期 1 秒の波の入射に対して、盆地南部の丘陵地上では増幅率が小さめ、盆地北部でやや大きめ、中心部及び南部の地点においては大きめとなる傾向があり、地震観測と対応した結果を得た。
6. 斜め入射に対する結果は、盆地南部で特に増幅率が大きくなるという点で 1923 年関東地震の際の木造家屋の全壊率分布に対応していた。このことから、1923 年関東地震の際の被害分布は、地盤構造や地震波の入射方向の影響が一要因であると推察される。

本研究における数値解析では、甲府盆地をほぼ南北線上に 2 次的にモデル化し、各層の物性値は一樣と仮定して、関東地震の際の被害分布の成因についての一解釈を行った。2. で述べたように、甲府盆地の地盤構造は面的に変化しているため、このような地盤構造を考慮したより詳細な検討を今後行う必要がある。

謝辞：地震観測には、東京工業大学大町達夫教授・翠川三郎教授、地震防災フロンティア研究センター松岡昌志氏、甲府市防災対策課、山梨県消防防災課の協力を得ている。浅部表層地盤の地盤資料の収集には、(株)東京ソイルリサーチ福元俊一氏に協力をいただいた。用いた地震記録の一部は、K-net、気象庁によるものである。記して謝意を表す次第である。

#### 参考文献

- 1) Kawase, H.: The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect," Constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, Seismological Research Letters, Vol.67, No.5, pp.25-34, 1996.
- 2) 宇佐美龍夫: 新編日本被害地震総覧増補改訂版, 東京大学出版会, 1996.
- 3) 武村雅之: 直下地震による震度Ⅶの発生条件と強震動

- 特性, 第2回都市直下地震災害総合シンポジウム, 論文集, pp.89-92, 1997.
- 4) 伯野元彦: 過去の地震における『震災の帯』現象, 第2回都市直下地震災害総合シンポジウム, 論文集, pp.93-96, 1997.
  - 5) 石橋克彦: 甲府盆地における1854年と1923年の地震被害のテクトニックな意義, 地震, 第36巻, pp.668-671, 1983.
  - 6) 山梨県・山梨県地質図編纂委員会: 山梨県地質図, 1970.
  - 7) 経済企画庁総合開発局: 土地分類図(表層地質図-平面的分類図-) 山梨県, 1973.
  - 8) 澤 祥: 甲府盆地西縁・南縁の活断層, 地理学評論, 第54巻, 9号, pp.473-492, 1981.
  - 9) 海野芳聖: 山梨県甲府盆地の埋積過程-地下地質からみた更新世以降の特徴-, 地研専報, 38号, pp.19-25, 1991.
  - 10) 小池一之, 山口 亮, 年繩 巧, 松岡昌志, 翠川三郎: 甲府盆地で観測された地震記録の特性-1997年3月の伊豆半島沖群発地震の場合-, 土木学会第52回年次学術講演会講演概要集1-B, pp.574-575, 1997.
  - 11) 中村 豊: 常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定, 鉄道総研報告, Vol.2, No.4, pp.18-27, 1988.
  - 12) Capon, J.: High-resolution frequency-wavenumber spectral analysis, Proc. IEEE, Vol.57, pp.1408-1419, 1969.
  - 13) 山中浩明, 石田 寛: 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, No.468, pp.9-17, 1995.
  - 14) 國友孝洋, 古本宗充: 爆破地震動観測による甲府盆地の地下構造, 地震, 第48巻, pp.27-36, 1995.
  - 15) 首都圏基盤構造研究グループ: 夢の島人工地震実験資料集, 1989.
  - 16) 三菱総合研究所: 山梨県地震被害想定調査報告書, 1996.
  - 17) Lysmer, J. and Kuhlemeyer, R. L.: Finite dynamic model for infinite media, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, EM4, pp.859-877, 1969.

(1998. 7. 24 受付)

## AN INTERPRETATION OF THE DAMAGE DISTRIBUTION IN KOFU BASIN DURING THE 1923 KANTO EARTHQUAKE

Takumi TOSHINAWA, Kazuyuki KOIKE, Makoto YAMAGUCHI,  
Hiroaki YAMANAKA and Katsumi KURITA

In order to investigate the cause of damage distribution in Kofu basin during the 1923 Kanto earthquake, strong-motion observation, underground-structure prospecting and numerical calculation are carried out. The strong-motion observation shows that ground-motion intensity is larger in the central and southern parts of the basin in comparison to the northern part of the basin and hills. Shallow and deep underground structures are constrained by using spot and array microtremor observations. Numerical calculation shows that amplification factor is consistent with the result of the strong-motion observation and the damage distribution during the 1923 event when shallow and deep underground structures and the angle of incidence to the basin are considered.