

# 京都市における深層地下構造探査と地震動予測

北村八朗<sup>1</sup>, 小川安雄<sup>1</sup>, 土岐憲三<sup>2</sup>, 桑原 徹<sup>3</sup>, 栗本 修<sup>3</sup>, 江尻譲嗣<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 大阪ガス(株) (〒541 大阪府大阪市中央区平野町4-1-2)

<sup>2</sup>正会員 工博 京都大学工学部 (〒606-01 京都府京都市左京区吉田本町)

<sup>3</sup>正会員 (株)大林組技術研究所 (〒204 東京都清瀬市下清戸4-640)

兵庫県南部地震では、地下構造の不整形性等による局所的な地震動の増幅効果が甚大な被害を与えた要因と考えられており、地下構造の不整形性や地質・物理的性質を詳細に把握することが重要である。本報告では、重要施設建設にともない、京都市で反射法地震探査、常時微動アレー観測を行なった。その結果、調査地点における地下構造は大きく8層に区分され、その形状もほぼ平坦であることが明らかとなった。次に反射法探査から地下構造のP波構造および層厚を求め、P-S波速度変換式および常時微動アレー観測によりS波構造を決定した。さらに京都盆地の不整形構造を推定し、有馬高槻断層帯を想定した地震動予測を行なった結果、本検討のような傾斜のゆるい盆地構造の中央部にあたる地点ではSH波が鉛直入射する一次元解析によって地表面の応答を評価できることがわかった。

**Key Words :** Seismic reflection survey, Microtremor array observation, Deep sedimental layers, Kyoto basin  
Finite element method, Seismic soil response

## 1.はじめに

兵庫県南部地震は大都市部直下で起こったことに加え、地下構造の不整形性等による局所的な地震動の増幅効果がさらに甚大な被害を与えたと考えられている。この教訓は、内陸直下型地震の地震動を高精度に予測するためには特に都市部における深層・広域の地下構造探査を行ない、地層構造の不整形性や地質・物理的性質を詳細に把握することの重要性を示唆している。

著者らは京都市において、重要施設の建設に先立ち耐震安全性の確認を目的とした深層反射法地震探査を実施し、同時期に常時微動アレー観測を行なった。調査地点は東西および北部の三方を山地に囲まれた京都盆地のほぼ中央部に位置している。京都盆地の周辺の山地は丹波層群と呼ばれる先第三紀の硬質堆積岩であり、当該地域の基盤を構成すると想定される。また、基盤より上部は大阪層群が堆積していることがボーリングデータにより確認されている。

京都盆地においては、反射法地震探査は盆地南部の伏見地域で実施された報告<sup>1),2),3)</sup>があるものの、これまで盆地中央部における深層地下構造を対象とした探査実績はない。

本報告では、京都盆地中央部で実施した反射法地震探査と微動アレー観測の両者より精度の高い地盤構造、特に速度構造を求め、地震動評価を行った結果について報告する。

## 2.反射法探査

### (1)探査概要

反射法地震探査の特徴は、地層構造の詳細な形状や伝播速度(P波速度)ならびに不連続な反射境界面から得られる断層情報を高精度に把握できることにある。今回の反射法地震探査は図-1に示すように京都市下京区の調査地点について実施した。

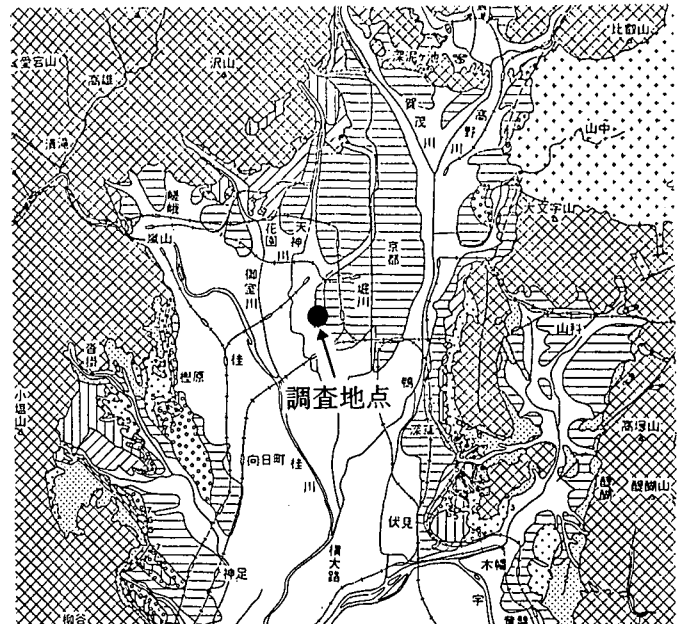


図-1 調査地点

発震(震動源はP波型)は都市型パイプレータ(1台)により発震点間隔5mで行なった。受振器はジオフォン(小型地震計)を約330グループ、1グループあたり9ジオフォンの構成で設置し、測線は東西、南北の2測線について総測線長約1.7kmとした。

## (2) 探査結果

反射法地震探査によって得られた東西、南北測線の反射記録の深度断面を図-2、図-3に示す。反射記録断面に見られる白黒の縞は、データ処理・解析によって明瞭になった堆積層内のそれぞれの反射境界からの反射波を示している。以下に反射記録に見られる特徴および速度解析結果を示す。

- 表層約100mの層(A,B層)では連続性の乏しい反射面が見られ、P波区間速度は1.80~2.00km/sec.である。
- 深さ約320mまでの層(C~E層)からは連続性の良い比較的大きな振幅の反射波が卓越する。P波区間速度は2.00~2.40km/sec.である。
- 深さ約320mから約620mの層(F,G層)からは連続性の良い反射波が見られず、その振幅も小さい。P波区間速度は2.40~2.65km/sec.である。
- 深さ約620mより深部(H層)では反射波が現れておらず基盤と考えられる。P波区間速度は4.0km/sec.(設定基盤速度)である。

以上から得られる地質的解釈は以下の通りとなる。

- 浅層のA, B層は反射波の連続性の乏しさから、沖積の河川砂礫層と段丘礫層と考えられる。
- C, E, D層は振幅の大きな連続性の良い反射波が多く現れることから海成堆積物が卓越する大阪層群上部~下部層に相当すると考えられる。
- F, G層は反射波の連続性が悪く、振幅も小さいことから陸上堆積物を多く含む大阪層群下部~最下部と推定される。
- H層はその内部からの反射波が見られないことから、基盤である丹波層群と考えられる。

図-2、図-3に示した解析結果では、調査地点における大阪層群および丹波層群に相当する地盤は大きく8層に区分され、その形状はほぼ平坦であり、不整形構造ならびに断層の存在を示唆する反射面の不連続性も認められなかった。

## 3. 常時微動アレー観測

### (1) アレー観測の目的と概要

反射法探査により深度約600mまでのP波速度構造が明らかになったが、一般に地震動にはS波成分が卓越することから、表層地盤のS波増幅特性を支配するS波速度構造の同定を微動アレー観測に基づき実施した。図-4に示すように調査地点を中心として半径200m(S), 400m(M), 800m(L)の3種類の正三角形アレーを展開して微動の鉛直

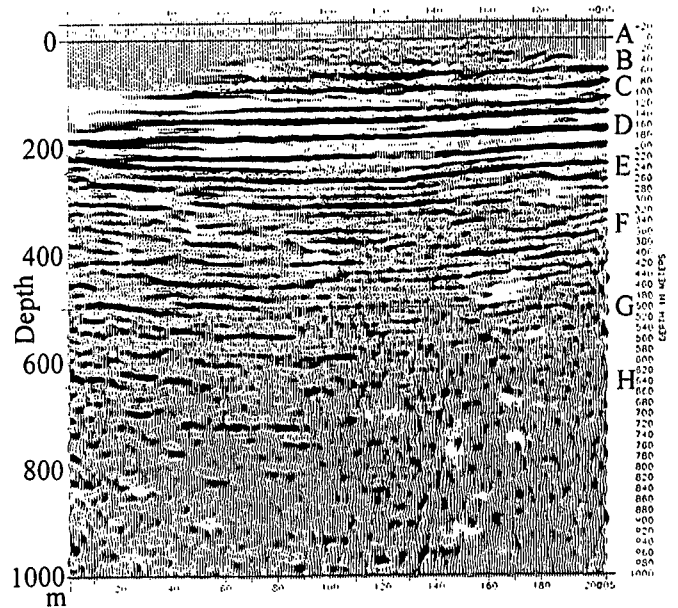


図-2 東西方向の深度断面

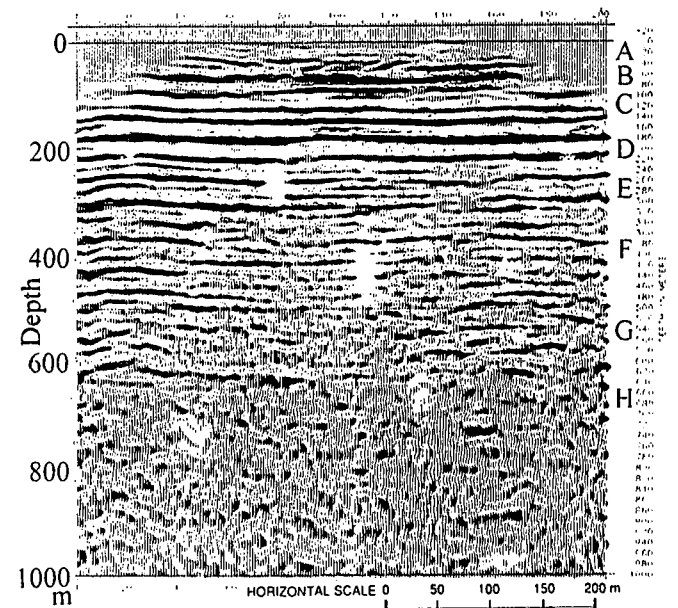


図-3 南北方向の深度断面

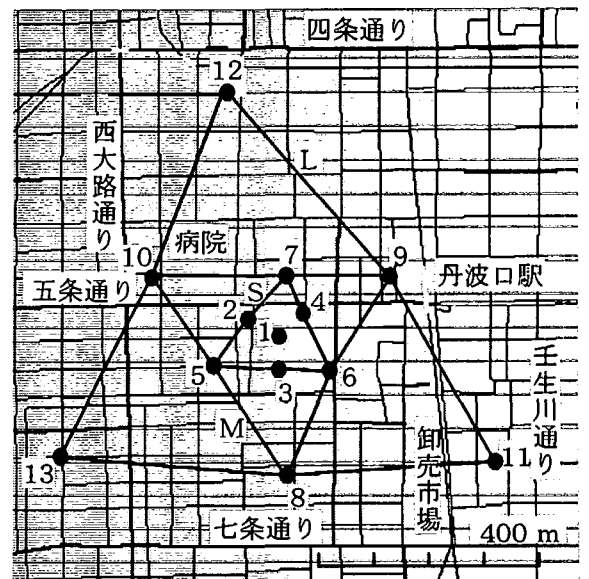


図-4 アレー観測点

成分の測定を行った。各アレーで7測点をGPS時計により時刻を同期させた観測を実施した。

## (2)アレー観測結果を用いたS波速度構造の同定

観測結果を拡張空間自己相関法(SPAC法)<sup>4)</sup>により分析し周波数ごとの位相速度を求めた。その手法を簡単に述べる。アレーの半径  $r$ 、微動の角周波数  $\omega$  の空間自己相関係数  $\rho(r, \omega)$  を観測アレーの中心点及び周上の点における観測波の複素フーリエ成分から求め、任意の  $\omega$  毎に  $r - \rho$  座標上にプロットする。一方、空間自己相関係数  $\rho(r, \omega)$  は表面波位相速度  $c(\omega)$  の関数として

$$\rho(r, \omega) = J_0(r\omega/c(\omega)) \quad (J_0 \text{ は第1種0次のベッセル関数})$$

と表せる。理論式がえがく曲線が観測結果のプロットを満たすような位相速度  $c(\omega)$  を算定する。

アレーの展開長を考慮し周波数0.5~3Hzの範囲で図-5にマークで示す分散曲線を作成した。同図中の破線は反射法探査によるP波速度構造から経験式<sup>1)</sup>により推定したS波速度構造を使用して求めたレーリー波の理論分散曲線(CASE1)で、観測値に比較して周波数0.6Hz以上で位相速度が大きく逆に周波数0.6Hz以下では位相速度が小さいという差が見られる。そこでP波速度、層厚、密度は表-1の反射法探査によるものに固定し、S波速度を変数として観測位相速度を最も満足するようなS波速度構造を求めた(表-2)。第2層のS波速度を0.5km/sにまた第3層を0.7km/sとし、反射法探査による地盤構造の最下層の下にS波速度3.2km/sの層を追加したものである。図-5の実線がこの時のレーリー波の理論分散曲線(CASE2)で、これは微動アレー観測による分散曲線を旨く説明する。アレー展開長の関係から0.5Hz以下の観測結果については精度が保証されないためS波速度3.2km/sの層の上面深度は特定できないが、0.5Hz付近の観測位相速度を説明するためには最下層にこの層の存在が必要となる。

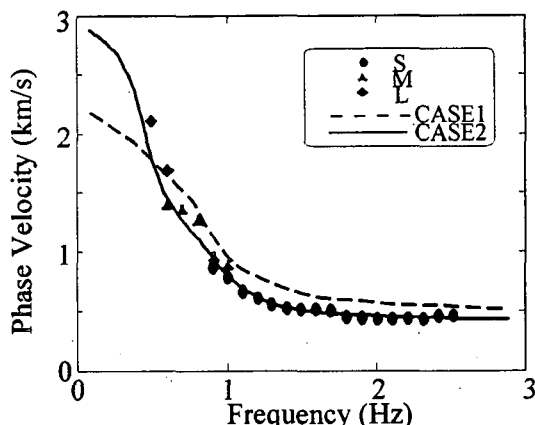


図-5 観測位相速度および理論分散曲線

表-1 反射法探査から得られた地盤構造モデル

thickness (m)	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	density (tonf/m <sup>3</sup> )
49	1.80	0.45	1.70
130	2.00	0.62	1.80
65	2.20	0.77	1.80
239	2.40	1.04	2.00
136	2.70	1.23	2.10
∞	4.00	2.50	2.30

表-2 微動アレー観測から得られた地盤構造モデル

thickness (m)	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	density (tonf/m <sup>3</sup> )
49	1.80	0.45	1.70
130	2.00	0.50	1.80
65	2.20	0.70	1.80
239	2.40	1.04	2.00
136	2.70	1.23	2.10
100	4.00	2.50	2.30
∞	5.40	3.20	2.70

## 4.京都盆地の地震動予測

### (1)基盤地震動の設定と解析方法

内陸活断層として図-6に示すような有馬高槻断層帯を想定して断層モデルを作成した。断層パラメータは断層長さ53km、断層幅15km、地震モーメント  $1.1 \times 10^{27} \text{ dyne}\cdot\text{cm}$ 、マグニチュード7.7、立ち上がり時間5.2秒、断層西端を発震点とした。これをもとに統計的波形合成法<sup>6),7),8)</sup>により調査地点の地震基盤における地震動を推定した。

地盤の各層の弾性波速度、層厚は反射法探査、微動アレー観測より得られた値を用いた。

解析方法はSH波が入射するとして、地盤を平行多層構造とした一次元重複反射理論と、図-7のように京都盆地の不整形構造をモデル化して二次元FEM<sup>9)</sup>を用いた。

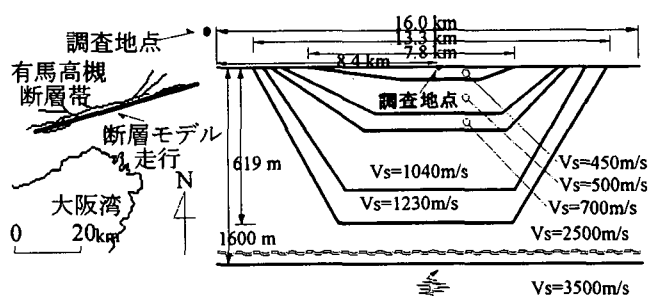


図-6 想定断層 図-7 二次元地盤構造モデル

### (2)解析結果

まず、解析次元の相違が応答に及ぼす影響について検討する。統計的波形合成法により算定した地震動が鉛直入射したときの調査地点の地表面における応答変位波形を求めた。一次元重複反射理論と二次元FEMによる解析

結果を図-8に示すが、波形の包絡形、位相とも非常によく対応しており、最大値もほぼ等しくなっている。しかし、FEMによる結果では20秒以後でも応答が継続しており、不整形地盤の影響と考えられる。図-9に示す加速度応答スペクトルも、全周期帯にわたってほぼ一致している。これは本検討で設定した盆地構造は地層の傾斜が緩いことと調査地点が盆地構造のほぼ中央にあることによると考えられる。

次に、盆地端部では一次元と二次元解析に差が生じると考えられるので位置の相違による応答の差異を検討する。図-10に地表面における最大変位分布を示す。地表面の両端では硬質岩盤が露頭していることから増幅が小さいが、傾斜している地層が平行になる部分で大きくなり、盆地中央では小さくなる傾向を示す。図-10において▼で示した位置では最大変位は盆地中央に比べ1.4倍程度大きくなっている。

さらに、本検討で想定した有馬高槻断層帯から調査地点が比較的近いことから、地震波は鉛直入射だけでなく、斜め入射することも考えられる。ここでは入射角が確定できないことから、 $30^\circ$  および  $60^\circ$  の場合を考えた。図-11に示す加速度応答スペクトルにおいて0.5秒より長周期成分は入射角による差異は小さいが、短周期成分では鉛直入射に比べ斜め入射の場合は応答がかなり小さくなっている。これは、地震基盤が  $V_s=3500\text{m/sec.}$  でその上の層が  $V_s=2500\text{m/sec.}$  とインピーダンス比が大きいいため表層地盤への入射角が小さくなり、盆地構造の影響が現われにくいものと考えられる。

## 5.まとめ

京都盆地中央部で実施した反射法地震探査により、当該地域の主要堆積層である大阪層群の詳細な性状ならびに基盤層である丹波層群上部の深度を評価することができた。この結果は、都市部における反射法地震探査の有効性ならびに高精度な耐震性評価への展開を示唆するものである。

京都盆地を対象とした地盤震動解析結果から a) 本検討のような傾斜のゆるい盆地構造の中央部にあたる調査地点では解析次元の違いや地震波の斜め入射が応答に及ぼす影響は小さい。b) 地表面での応答は盆地端部から中央に向かい大きくなる傾向を示し、中央部では比較的フラットになる傾向がみられることがわかった。

謝辞：本研究における反射法探査には海洋科学技術センター 金田義行氏の協力を得ました。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

1) 狐崎他,(1971),「地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題点」,京大防災研年報,第14号A,pp.203-215

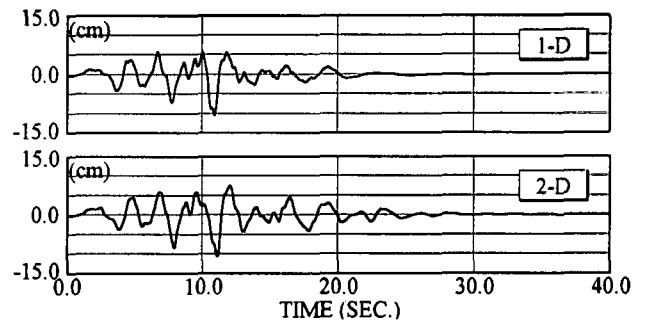


図-8 解析次元による変位波形の比較

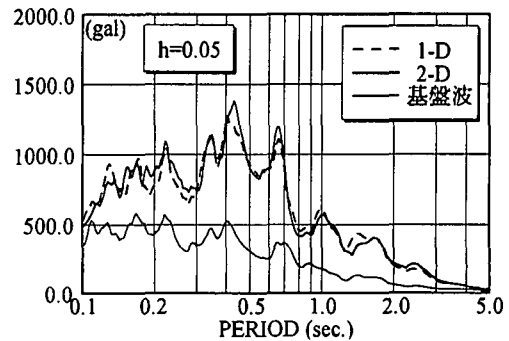


図-9 解析次元による加速度応答スペクトルの比較

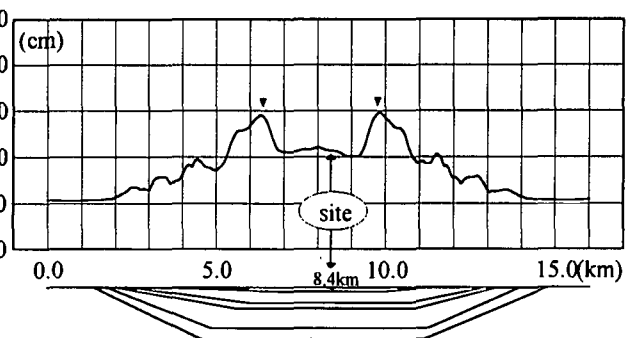


図-10 地表面最大変位分布

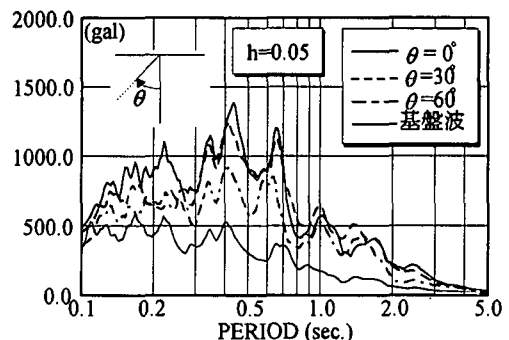


図-11 斜入射による加速度応答スペクトルの比較

- 2) 今住他,(1985),「京都盆地西南部における地震波探査」,物理探査学会,1985年春季講演会予稿集,pp.3-4
- 3) 川崎他,(1992),「京都市桃山断層の反射法地震探査」,地震45巻,pp.239-245
- 4) 宮腰他(1996),微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲,物理探査学会,第94回講演論文集,pp.178-182
- 5) 川崎他,(1992),「推定される京都市内桃山断層における反射法地震探査」,地震45巻,pp.275-283
- 6) 釜江他,(1990),特定サイトにおける強震動予測,建築学会構造系論文集,No.409,pp.11-24
- 7) 釜江他,(1990),地域的な震源スケールング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測,建築学会構造系論文集,No.416,pp.57-70
- 8) 釜江他,(1991),地震のスケールング則に基づいた大地震時の強震動予測-統計的波形合成法による予測-,建築学会構造系論文集,No.430,pp.1-9
- 9) 安井他,(1989),有限要素法による不整形地盤の斜め入射解析(その1)-SH波入射の場合-,大林組技術研究所報,No.39,pp.103-106