

# 第I部門 鳥取県西部地震における弓ヶ浜半島一帯の地震動について

京都大学工学部 学生員 ○菅野有美  
 京都大学工学研究科 フェロー 土岐憲三  
 京都大学工学研究科 正会員 清野純史

## 1. はじめに<sup>1</sup>

弓ヶ浜半島は鳥取県西部地震の際に、近接地点間で震度差が生じる現象が顕著に現れた。このような地震動伝播を数値解析によって評価することは、これまでも数多く行われている。しかしながら、主要都市圏以外では地下構造に関する調査が進んでおらず、地盤モデルの作成は困難な状況にある。本研究では、重力異常値を基に弓ヶ浜半島一帯の基盤構造モデルを作成し、有限差分法を用いて地震動評価を行った。

## 2. 弓ヶ浜半島一帯の基盤モデル

弓ヶ浜半島一帯では深部地盤構造に関する調査が進んでいないため、全国的に高密度で観測されている重力異常を基に基盤構造モデルを構築した<sup>1)</sup>。地盤構造による重力異常であるブーゲ異常から基盤構造より深い部分の地盤構造による重力異常である広域的重力異常を差し引くことで、軽い堆積物の影響を反映した局所的重力異常が得られる。この局所的重力異常  $G_L$  と基盤深度  $Z$  との間には近似的に以下のように線形関係があるとされている。

$$G_L = AZ + B \quad (1)$$

ここで  $A$ ,  $B$  は係数である。この  $A$ ,  $B$  を決定するために微動探査結果を用いる。ここでは微動探査からだけでは浅い基盤構造しか捉えられないため、半島中央部の最深基盤深さが 700m であることも考慮に加えた。これらのサンプル点を図 1 の点で示す。また、これらの点から重力異常と基盤深度との関係を最小二乗法によって決定された線形関係が直線で表されている。この線形関係を用いてモデル化された基盤構造が図 2(a) である。ただし図 2(a) の原点は北緯 35 度東経 133 度である。

## 3. 地震動解析

解析は、時間に関して 2 次精度、空間に関して 4 次精度の staggered grid による 3 次元有限差分法<sup>2)</sup>で行った。図 2(b) に本解析の計算領域を示す。図 2(b) の原点は図 2(a) の原点より北に 14km、東に 10km 離れた地点(北緯 35 度 5 分 24.2 秒、東経 133 度 9 分 12.8 秒)である。非物理境界面付近の 20 格子を減衰領域(図 2(b) の黒塗部分)としているため、解析領域はその内側の領域となる。また、格子間隔、速度構造、断層パラメータはそれぞれ表 1, 2, 3 に示す通りである。震源断層としては、矩形断層の 1 点から円状に伝播する破壊を考えた。

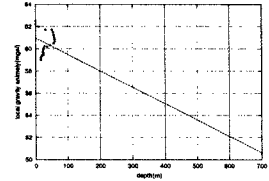
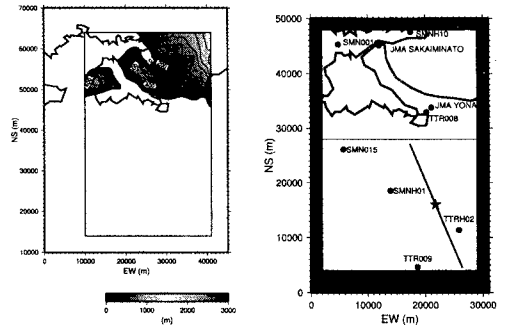


図 1: 局所的重力異常と基盤深度との関係



(a) 基盤構造モデル (b) 解析領域

図 2: 解析モデル

表 1: 格子間隔

$0km \leq x < 28km$	$dx = 200m$
$28km \leq x \leq 50km$	$dx = 100m$
$0km \leq y < 31km$	$dy = 100m$
$0km \leq z < 1km$	$dz = 100m$
$1km \leq z \leq 16km$	$dz = 200km$

表 2: 堆積層および基盤岩の物理定数

	P 波速度	S 波速度	Q 値
堆積層	1800 (m/sec)	500 (m/sec)	100
基盤岩	4500 (m/sec)	2500 (m/sec)	500

表 3: 断層パラメータ

走向 $\phi_s$	152.0°
傾斜角 $\delta$	86.0°
滑り角 $\lambda$	-7.0°
立ち上がり時間 $T_0$	2.6 sec
地震モーメント $M_0$	$1.00 \times 10^{26}$ dyne · cm
破壊伝播速度 $v_r$	2300 m/sec

<sup>1</sup> Yumi SUGANO, Kenzo TOKI, Junji KIYONO

#### 4. 実観測波形と解析結果の比較

解析対象地震として、2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震を用いた。地表面の観測点として図2(b)の●に示すK-net, Kik-net, JMAの合わせて9ヶ所の観測点を取り、この場所における速度波形を計算し、実際の観測波形との比較を行った。ただし、本解析では断層面上の全ての点で同様の破壊が起きていると仮定し、アスペリティーは考慮していない。日野 (TTRH02)、日南 (TTR009) における速度波形を図3、図4に示す。左に観測値、右に解析結果を示す。上から順にNS成分、EW成分、UD成分である。ただし、これらの速度波形はローパスフィルタにより、1.0Hz以上の高周波を除去した後の波形である。

全体的に波形の特徴は比較的良好に捉えられている。各観測点について考察すると、震源の南東にあり、震源に最も近い観測点日野 (TTRH02) では解析結果の方が観測記録よりも小さな振幅となっている。また、後続波の振幅もかなり小さくなっている。本解析では震源モデルにアスペリティーは考慮していないが、実際には震源から南東に大きなすべりがみられており、観測値にはこのアスペリティーの存在による影響が出ていると考えられる。また、堆積層の影響が小さいと考えられる日南ではかなりよく似た波形となり、速度振幅も近いものが得られている。

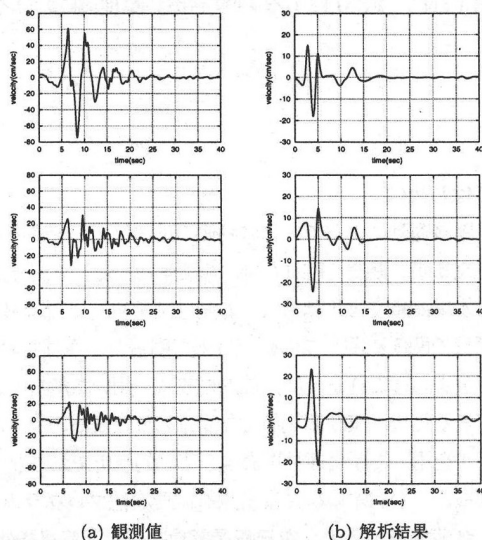
また、図5、図6に、それぞれNS成分、EW成分の地表面速度の最大値を示す。EW成分には弓ヶ浜半島の基盤構造の深い部分にも振幅の大きな部分が見られるが、注目すべきはNS成分、EW成分ともにそれよりも北部にも振幅の大きな地域が現れていることである。鳥取県西部地震においては、境水道南岸に沿って被害集中地帯が認められたことから、本シミュレーションはこのような現象説明の一助となり得る結果を提示しているものと考えられる。

#### 5. 結論

本解析では、重力異常を基に作成したモデルを用いたが、波形の概略は捉えることができた。また、地表面速度の最大値に実際の被害との整合性が見られた。今後は、震源の特徴を捉えるためにアスペリティーを考慮すること、基盤構造の大きく変化する地点での地震動をどう捉えるか検討することが課題である。

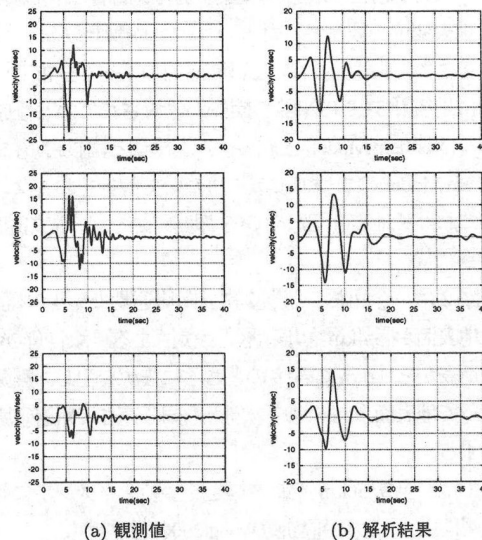
#### 参考文献

- 1) 吉村智昭・前田寿朗：重力異常を用いた3次元地盤モデルの構築と地震波伝播シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，53巻，2000，pp.75-82
- 2) Robert W.Graves：Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seism.Soc.Am., 86, 1996, pp.1091-1106



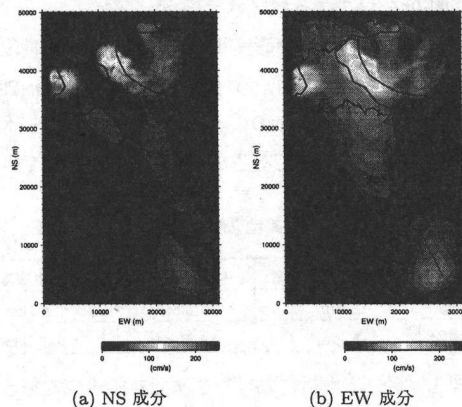
(a) 観測値 (b) 解析結果

図3: 波形比較 (日野: TTRH02)



(a) 観測値 (b) 解析結果

図4: 波形比較 (日南: TTR009)



(a) NS成分 (b) EW成分

図5: 地表面速度の最大値