

## 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証

本報告は「糸魚川 静岡構造線断層帯（北部、中部）を起震断層と想定した強震動評価手法について（中間報告）」（以下、「糸静中間報告」という。）の強震動評価手法の検証を行うため、図 1 に示す流れで「平成 12 年(2000 年)鳥取県西部地震」(M7.3)についての震源断層に関する研究成果に糸静中間報告の手法をそのまま適用させて強震動の試算を行い、実際に得られた観測記録と比較することでその妥当性を検証したものである。さらに、強震動評価手法の最も重要な要素となる震源の特性化手法の有効性を示すため、観測記録をできるだけ再現するモデルを推定し、かつそのモデルと現状の強震動評価手法により得られるモデルと比較することで糸静中間報告の手法の改良すべき点を検討した。

### 1 試算の前提条件

地震動の計算地点は震源および地下構造の影響を評価できるように震源断層近くの KiK-net 観測点[日野(ひの)・伯太(はくた)・北房(ほくぼう)]の地中観測点とした(図 1)。想定する震源断層については、糸静中間報告の手法を基に設定したモデル(ケース 1 とする) 観測記録をできるだけ再現するモデル(ケース 2 とする)の 2 ケース設定した。

### 2 震源特性の評価

震源の特性化手法においては、糸静中間報告と同様に、巨視的震源特性、微視的震源特性、その他の震源特性の 3 つに分けて、評価を行った。評価を行うにあたっては、巨視的震源特性(地震モーメントは除く)および微視的震源特性のアスペリティのおおよその位置・数、破壊開始点の位置については地震記録から推定された既存の研究成果を利用した。これら以外のパラメータについては、ケース 1 では糸静中間報告の手法を適用し、ケース 2 では地震記録から推定されている研究成果を参照しながら、観測記録を説明できるように試行錯誤により、いくつかのパラメータを設定し直した(図 2 ~ 3、表 1 参照)。

### 3 地下構造モデルの評価

地下構造モデルは評価地点を震源断層近くに想定したため、いずれの地点においても 1 次元構造で近似できると判断し、主として地震基盤( $V_s=3000\text{m/s}$  相当層)より上の層は KiK-net のボーリング情報、地震基盤より下の層は京都大学においてこの地域の震源決定に利用している構造を基に設定した(表 2 参照)。

### 4 強震動計算方法

強震動計算は、ケース 1 では糸静中間報告と同じハイブリッド合成法、ケース 2 では余震記録を要素波形に利用した経験的グリーン関数法を用いた。

## 5 強震動予測結果とその検証

以上の評価結果に前述した計算を用いて、KiK-net 観測点の日野、伯太、北房の地中観測点について、鳥取県西部地震の強震動を予測した。この予測結果と観測記録とを比較したところ、ケース1では、北房以外の計測震度の値、スペクトルレベルで概ね整合し、ケース2では北房も含めて速度波形の包絡形状まで概ね整合している結果となった(図4 - 1 ~ 3、図5 - 1 ~ 3、表3参照)。この結果により、強震動評価手法の妥当性や震源特異化手法そのものの妥当性が検証できたことになる。

## 6 今後に向けて

本報告の結果から系静中間報告の手法の改良すべきと考えられた点は次の通りであり、これら課題の調査研究の推進が必要である。

- ・ アスペリティや破壊開始点の位置の設定にあたってのより客観的な基準の設定方法の確立
- ・ 応力降下量設定における地域特性の取り込み方法の確立
- ・ 破壊伝播様式・破壊速度設定の不確定性に関する、より適切な推定方法の確立

表 1 強震動試算に用いた鳥取県西部地震の震源特性のパラメーター一覧

震源特性	断層パラメータ	ケース1 (糸静中間報告の手法を用いたケース)	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	
地震の規模	気象庁マグニチュード(M)7.3。			
巨視的 震源特性	震源断層の位置	図2参照	同左	
	走向	図2参照	同左	
	傾斜角	90 °	同左	
	震源断層の長さ	27 km <sup>*1</sup>	同左	
	震源断層幅	14 km	同左	
	震源断層の面積	378 km <sup>2</sup> *2	同左	
	震源断層の上端～下端深さ	2～16 km	同左	
	地震モーメント	7.0E+18 N・m	9.6E+18 N・m	
	平均すべり量	56 cm	77 cm	
加速度震源スペクトル短周期レベル	1.0E+19 N・m/s <sup>2</sup>	1.1E+19 N・m/s <sup>2</sup>		
微視的 震源特性	全 ア ス ベ リ テ ィ	地震モーメント	3.1E+18 N・m	7.9E+18 N・m
		総面積	83 km <sup>2</sup>	108 km <sup>2</sup>
		平均すべり量	112 cm	221 cm
	第 1 ア ス ベ リ テ ィ	面積	60 km <sup>2</sup> *3	54 km <sup>2</sup> *4
		平均すべり量	125 cm	221 cm
		地震モーメント	2.5E+18 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	16.0 MPa
		ライズタイム	1.7 sec	0.8 sec
	第 2 ア ス ベ リ テ ィ	面積	23 km <sup>2</sup> *5	54 km <sup>2</sup> *6
		平均すべり量	77 cm	221 cm
		地震モーメント	5.7E+17 N・m	3.9E+18 N・m
		実効応力	10.6 MPa	11.3 MPa
		ライズタイム	0.9 sec	1.2 sec
	背 景 領 域	地震モーメント	3.9E+18 N・m	1.7E+18 N・m
		面積	295 km <sup>2</sup> *7	270 km <sup>2</sup> *8
		平均すべり量	40 cm	19 cm
		実効応力	3.8 MPa	0.9 MPa
		ライズタイム	3.0 sec	3.0 sec
		f max	6 Hz	同左
	その他の 震源特性等	破壊開始点	図3参照(深さ約14km)	図3参照(深さ約10km)
破壊伝播形式		放射状	同左	
破壊伝播速度		2.3 km/s	2.3 (第1アスベリティのみ3.15) km/s	

震源域のS波速度3.5km/s、剛性率は $3.3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$

- \*1 実際の計算は26kmで行った。(計算では震源を2km×2kmのメッシュで分割したため、以下同様)
- \*2 実際の計算は26km×14kmの領域で行った。
- \*3 実際の計算は8km×8kmの領域で行った。
- \*4 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
- \*5 実際の計算は6km×4kmの領域で行った。
- \*6 実際の計算は8km×6kmの領域で行った。
- \*7 実際の計算は(26km×14km-8km×8km-6km×4km)の領域で行った。
- \*8 実際の計算は(26km×14km-8km×6km-8km×6km)の領域で行った。

表2 評価地点の1次元構造モデル

日野

層番号	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs		層厚 (km)
					理論的方法	統計的グリーン関数法 or 増幅特性	
1	1.6	-	0.09	-	-	7.9	0.004
2	1.6	-	0.06	-	-	7.9	0.007
3	2.1	-	0.23	-	-	7.9	0.009
4	2.2	2.10	0.56	100	50	周波数依存	0.022
5	2.4	2.60	0.79	200	100	周波数依存	0.058
6	2.6	3.70	1.20	400	200	周波数依存	0.080
7	2.6	4.65	1.75	400	200	周波数依存	0.320
8	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500
9	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000
10	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000
11	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存	

工学的  
基盤

地震  
基盤

伯太

層番号	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs		層厚 (km)
					理論的方法	統計的グリーン関数法 or 増幅特性	
1	1.6	-	0.23	-	-	6.8	0.004
2	2.0	-	0.16	-	-	6.8	0.007
3	2.2	2.50	0.55	100	50	周波数依存	0.011
4	2.4	3.70	1.20	100	50	周波数依存	0.020
5	2.6	5.30	1.90	200	100	周波数依存	0.012
6	2.6	5.30	2.80	300	150	周波数依存	0.446
7	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500
8	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000
9	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000
10	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存	

工学的  
基盤

地震  
基盤

北房

層番号	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	減衰特性 Qp	減衰特性Qs		層厚 (km)
					理論的方法	統計的グリーン関数法 or 増幅特性	
1	1.6	-	0.12	-	-	6.8	0.003
2	2.1	2.25	1.20	200	100	周波数依存	0.007
3	2.6	4.65	1.75	300	150	周波数依存	0.032
4	2.6	4.65	2.25	300	150	周波数依存	0.558
5	2.6	5.50	3.00	400	200	周波数依存	1.500
6	2.7	6.05	3.50	550	270	周波数依存	14.000
7	2.8	6.60	3.82	800	400	周波数依存	22.000
8	3.1	8.00	4.62	1000	500	周波数依存	

工学的  
基盤

地震  
基盤

計算条件

- 1 ハイブリッド法の波形計算は工学的基盤面上で計算を行った。
- 2 工学的基盤面上から評価地点である地中観測点までの増幅特性の計算はSH波の重複反射理論で行い、工学的基盤より上の影響も考慮した。

表3 最大地動等による地中観測点での試算結果と観測記録との比較一覧

地点	波形	成分	最大加速度 (gal)	最大速度 (kine)	計測震度
日野	観測記録	N S成分	316.40	49.41	5.3
		E W成分	472.74	16.26	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	N S成分	560.01	25.69	5.7
		E W成分	562.67	28.71	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	N S成分	1188.60	47.86	5.8
		E W成分	717.45	18.49	
伯太	観測記録	N S成分	173.41	19.56	4.7
		E W成分	145.80	24.29	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	N S成分	126.28	8.78	4.5
		E W成分	125.59	8.25	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	N S成分	214.33	18.56	4.7
		E W成分	146.55	13.56	
北房	観測記録	N S成分	64.76	8.25	4.2
		E W成分	114.50	12.72	
	ケース1 (糸静線中間報告の手法を用いたケース)	N S成分	34.12	4.20	3.7
		E W成分	34.90	5.19	
	ケース2 (観測記録をできるだけ説明可能なケース)	N S成分	101.45	5.93	4.0
		E W成分	103.10	8.43	

## 説明

平成12年鳥取県西部地震(M=7.3)では、鳥取県西部を震源とする浅い内陸地震が発生し、幸い死者は発生しなかったものの、多くの被害が発生した。この地震は平成7年兵庫県南部地震(M=7.3)以後はじめての、M=7を越す内陸地震であり、整備されたK-NETやKiK-netといった強震動観測網によって、震源近くの貴重な観測記録を数多く得ることができた。

また、鳥取県西部地震の震源断層は、地表にほとんど現れず、活断層と認識されてはいなかった場所で発生したものであるが、余震分布や強震動インバージョン等により、断層の形状は明らかにされている。そのため、鳥取県西部地震の震源断層の形状を既知とすれば、強震動評価手法を基に強震動の予測を行うことが可能になる。

そこで、本報告は、

「糸魚川 - 静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法について(中間報告)」(以下、「糸静中間報告」と略す。)の強震動評価手法をそのまま鳥取県西部地震の震源断層に適用させ、その予測結果と観測記録の違いを検証する。

強震動評価手法のうちの震源の特性化手法の有効性を確認するため、余震記録による経験的グリーン関数法により観測記録を説明できるような震源特性化モデルを設定する。

と の特性化モデルの違いから、シナリオ地震の強震動評価手法の課題を整理する。を目的として、鳥取県西部地震の震源断層を起震断層とした強震動試算を行った。

### 1 平成12年鳥取県西部地震の強震動評価に関連する調査研究

前述したように、平成12年鳥取県西部地震では、K-NETやKiK-netといった強震動観測網によって、震源近くの観測記録を数多く得ることができたため、その記録を利用してインバージョンにより、震源断層の形状や断層面上のすべり分布が推定されている[例えば、菊地・山中(2000),関口・岩田(2000),井出(2000)]。

さらに、それらの震源の解析結果を基に震源特性化モデルを作成し、経験的グリーン関数法により、K-NETやKiK-netの観測点の強震動を予測している事例もある(池田・他,2001)。

### 2 試算の前提条件

本報告において、強震動の試算を行うのにあたって、以下のような前提条件を設定した。

- ・ 計算地点は、震源断層に近いKiK-net日野、伯太、北房3地点の地中観測点とした。計算地点を地中観測点としたのは、地表では表土による非線形作用の影響が大きく、検証には向かないためと判断したからである。
- ・ 震源特性を想定するケースとしては、冒頭の中で述べたように、1)「糸静中間報告」の手法をそのまま取り入れたケース(以下、ケース1とする)、2)観測記録をできるだけ再現するケース(以下、ケース2とする)の2ケースとした。
- ・ 震源断層の形状やアスペリティや破壊開始点のおおよその位置は既知とした。複雑な震源特性をアスペリティ領域と背景領域の2つの領域に単純化する震源の特性化手法の有効性を確認する目的があるため、単純化することによる影響だけをみるためにアスペリティや破壊開始点のおおよその位置は既知とする必要があった。

### 3 評価手法の説明

強震動予測手法は、「糸静中間報告」の中で示したように、「震源の特性化手法」、「地下構造モデルの設定手法」、「強震動計算手法」、及び「予測結果の検証手法」の4つの構成要素からなる。以下では、構成要素ごとに説明する。

### 3 - 1 震源の特性化

震源特性は、評価対象を巨視的震源特性(例：想定される地震の震源断層の位置、長さ、幅、傾斜、深さ、走向、地震モーメント)、微視的震源特性(例：想定される地震のアスペリティの位置・大きさ・数、アスペリティ・背景領域の平均すべり量・応力降下量、すべり速度時間関数及び  $f_{max}$ )、その他の震源特性(破壊開始点、破壊伝播様式)の3つに分けることができるので、対象ごとに内容を説明する。設定したパラメータについては表 1 に一覧にして示した。

#### 3 - 1 - 1 巨視的震源特性

鳥取県西部地震の巨視的震源特性として、震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向、地震モーメント・平均すべり量の設定方法について以下説明する。図 2 には震源断層の位置を示した。

##### 震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向

震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向は、前提条件で述べたように震源断層の形状は既知としたため、ケース 1・2 共通で、強震動インバージョンにより推定された関口・岩田(2000)のモデルを基に設定した。複数の強震動インバージョン結果から関口・岩田(2000)のモデルを選んだ理由は、地震動の短周期成分も含めて、解析を行って算定したためである。

ただし、インバージョンより得られる断層の領域は、ほとんど動いていない部分も含まれていて、実際の断層面よりもかなり広めに設定される傾向にある。そこで、Somerville et al.(1999)の規範に従い、インバージョンより得られた断層の領域からほとんど動いていない部分を取り除いた。その結果、インバージョンによる断層長さが 33km であったのが 27km に短縮した。深さ方向については、気象庁等の余震分布を参考にして、地震発生層を 2~16km と推定し、この部分に断層を設定した。

##### 地震モーメント

地震モーメント ( $M_0$ ) については、ケース 1・2 によって求め方が異なる。ケース 1 では、下に示す糸静中間報告で用いられた Somerville et al.(1999)による断層総面積 ( $S$ ) と地震モーメントの経験式より算定された値( $7.0 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ )、ケース 2 では菊地・山中(2000)により鳥取県西部地震において推定されている値( $9.6 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ )を用いる。

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad (1)$$

S:断層総面積 (km<sup>2</sup>)

$M_0$ :地震モーメント(dyne・cm)

##### 平均すべり量

震源断層全体の平均すべり量 ( $D$ ) は、想定震源域の平均的な剛性率 ( $\mu$ )、地震モーメント、震源断層の総面積により算定する。ケース 1・2 では地震モーメントが異なるため、平均すべり量の値も異なる(ケース 1 : 56cm、ケース 2 : 77cm)。

$$M_0 = \mu \times D \times S \quad (2)$$

#### 3 - 1 - 2 微視的震源特性

鳥取県西部地震の微視的震源特性として、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・実効応力(平均応力降下量)、背景領域の平均すべり量・実効応力(平均応力降下量)について以下説明する。設定した主要なパラメータおよびアスペリティ位置についてはその概要を図 3 に示した。

---

経験式は、引用文献で示された単位系にて表示する (dyne・cm= $10^{-7} \text{N} \cdot \text{m}$ )

### アスペリティの数・位置

前提条件で述べたように、アスペリティの数、おおよその位置は既知としたため、ケース1・2共通で、巨視的震源特性同様に鳥取県西部地震の強震動インバージョンにより推定された関口・岩田(2000)のモデルを基に設定した。この結果、震源断層内にアスペリティは2つ設定し、すべり分布の結果に基づいて、第1アスペリティは南東側の上端深さ4km、第2アスペリティは断層の中央部の上端深さ2kmにそれぞれ設定した。

### アスペリティの面積

ケース1では、糸静中間報告で用いた Somerville et al.(1999)による震源断層の総面積とアスペリティ総面積の経験式により、震源断層の総面積の22%とした。なお、アスペリティは2つ設定したため、入倉・三宅(2000)の考え方も取り入れて、第1アスペリティは震源断層の総面積の16%、第2アスペリティは震源断層の総面積の6%とした。

ケース2では、鳥取県西部地震の関口・岩田(2000)モデルのすべり分布より推定した。この結果、第1アスペリティ・第2アスペリティとも震源断層の総面積の約13%となった。

### アスペリティ・背景領域のすべり量

ケース1では、糸静中間報告で用いた Somerville et al.(1999)による震源断層全体の平均すべり量とアスペリティ全体の平均すべり量の経験式を用いて、アスペリティ全体の平均すべり量を震源断層全体の平均すべり量の2.01倍とした。この値を基に、第1アスペリティ、第2アスペリティの平均すべり量はアスペリティ全体の地震モーメントから、アスペリティにおける応力降下量が一定となるようにアスペリティの面積の1.5乗の重みで振り分けることにより算定する。この結果、第1アスペリティの平均すべり量は125cm、第2アスペリティの平均すべり量は77cmとなった。

ケース2では、鳥取県西部地震の関口・岩田(2000)モデルのすべり分布結果を基にアスペリティ領域の平均すべり量を設定した。この結果、第1アスペリティ・第2アスペリティとも平均すべり量は221cmとなった。

背景領域の平均すべり量は、背景領域のモーメント量より算出する。この結果、背景領域の平均すべり量はケース1で40cm、ケース2で19cmとなった。

### アスペリティ・背景領域の実効応力(応力降下量)

ケース1では、アスペリティ・背景領域の実効応力は糸静中間報告で用いた壇・他(2001)の考え方に基づき算定した。この方法は、地震モーメントから短周期加速度震源スペクトルレベルを拘束し、短周期加速度震源スペクトルレベルと実効応力の関係式を利用して、アスペリティ・背景領域の実効応力を算定するものである。アスペリティおよび背景領域の実効応力  $a$ 、 $b$  は、短周期加速度震源スペクトルレベル  $A$  と実効応力 の関係、震源のスケール則( :断層全体の平均値に対するアスペリティ内の平均値)、断層全体の物理量とアスペリティ(添字  $a$ )、背景領域(添字  $b$ )の物理量の関係から、

$$Aa=4 (Sa/ )^{1/2} a^2 \quad (3)$$

$$Ab=4 (Sb/ )^{1/2} b^2 \quad (4)$$

: 断層面の S 波速度(km/s)

$$Sa= s \times S \quad (5)$$

$$a= x \quad (6)$$

$$=( a \times Sa+ b \times Sb)/S \quad (7)$$

$$A=(Aa^2+Ab^2)^{1/2} \quad (8)$$

$$S=Sa+Sb \quad (9)$$

となり、これらの式より

$$a=[(1-s)/(1-s \times )] b \quad (10)$$

$$b=A[ s \{(1-s)/(1-s \times )\}^2+1-s]^{-1/2}/[4(S)^{1/2} \cdot 2] \quad (11)$$

と表される。この結果、アスペリティの実効応力は 10.6MPa、背景領域の実効応力は 3.8MPa となった。

ケース2においては、まずケース1と同様な考え方でアスペリティ・背景領域の実効応力を推定し、その値を基にして、観測波形に可能な限り合わせるようにパラメータを修正した結果、第1アスペリティの実効応力は 16.0MPa、第2アスペリティの実効応力は 11.3MPa、背景領域の実効応力は 0.9MPa となった。

#### すべり速度時間関数

すべり速度時間関数はケース1・2とも糸静中間報告で用いられた中村・宮武(2000)の方法で設定した。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/td \times t(1-t/2td) & 0 < t < t_b \\ b/(t-)^{0.5} & t_b < t < t_r \\ c \cdot ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (12)$$

ただし、 $b = (5t_b - 6td) / \{4(1 - td/t_b)\}$

$$b = 2V_m \times tb/td \times (tb-)^{0.5} \cdot (1-tb/2td)$$

$c, ar$  : 係数、 $t_r : (t_s - t_r) = 2:1$

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$
- ・ 最大すべり速度到達時間  $td$
- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{0.5}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$
- ・ ライズタイム  $t_r$

の4つのパラメータを与える必要があり、それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \quad \times (2 \times fc \times w \times Vr)^{0.5} / \mu \quad (13)$$

$fc$  : ローパスフィルタのコーナー周波数( $f_{max}$  と同等)

$w$  : 断層幅

- ・ 最大すべり速度到達時間  $td$

$$f_{max} = 1 / (\quad \times td) \quad (14)$$

- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{0.5}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$   
(23)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム  $t_r$

$$t_r = w / (2 \times Vr) \quad (15)$$

このうち、すべり速度時間関数のパラメータであるライズタイムについては、ケース2において観測波形に合わせるために第1アスペリティ内での値を(15)式で推定される値から変更した。この結果、ライズタイムの値はケース1の第1アスペリティで1.7秒、第2アスペリティで0.9秒、背景領域で3.0秒、ケース2の第1アスペリティで0.8秒、第2アスペリティで1.2秒、背景領域で3.0秒となった。

#### $f_{max}$

$f_{max}$  については震源に依存したものか、地点に依存したものか、十分に解明されていないが、本報告の強震動予測手法においては、震源に依存したものと仮定している。そこで、鳥取県西部地震の  $f_{max}$  を試みに観測記録から特定しようとしたが、十分な結果が得られず特定には至らなかった。

そのため、ここではケース1・2とも糸静中間報告で用いた兵庫県南部地震で解析された値 6Hz(鶴来・他,1997)をそのまま利用した。

### 3 - 1 - 3 その他の震源特性

鳥取県西部地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方式について以下説明する。

#### 破壊開始点の位置

破壊開始点の位置は、前提条件により既知として、ケース1では、関口・岩田(2000)のモデルを基に断層のほぼ中央部深さ約 14km に設定した。ケース2では、観測波形にできるだけあわせるために破壊開始点の深さを約 10km にやや浅く設定した。結果的に気象庁の震源位置(11km)にほぼ一致することになった。

#### 破壊伝播様式

破壊伝播様式は、ケース1・2とも破壊開始点から放射状に広がるように設定した。

#### 破壊伝播速度

破壊伝播速度( $V_r$ )は、ケース1では下に示す糸静中間報告で用いられた Geller(1976)による S 波速度( $V_s$ )との経験式より設定した。

$$V_r = 0.72 \times V_s \quad (16)$$

ケース2についてもケース1と同様にして設定を行ったが、観測波形に、できるだけ合わせるために第1アスペリティの破壊速度を変更した。この結果、ケース1、ケース2の第1アスペリティ以外の領域の破壊速度は 2.3km/s、ケース2の第1アスペリティの破壊速度は 3.15km/s となった。

### 3 - 2 地下構造モデルの設定

地下構造モデルを設定するにあたっては、震源断層を含む強震動計算領域において、地質構造に基づいて、地震波速度構造 (P 波速度、S 波速度)、密度構造、減衰構造、層形状 (層厚) を設定する必要がある。ただし、鳥取県西部地域周辺には、現段階において過去に地下構造調査が実施されたことがなかったため、下記に示す条件を基に地下構造モデルの設定を行った。

- 震源断層を含む計算地点周辺は山地であり、堆積平野のような 3 次元構造を想定せずに 1 次元構造を仮定しても結果に大きくは影響しないと判断した。
- 地震基盤 ( $V_s=3000\text{m/s}$  相当層) より下の構造は、関口・岩田モデル(2000)の解析に利用した京都大学防災研究所地震予知研究センター鳥取地震観測所の震源決定に用いられる構造 (伊藤・他,1995) を利用した。
- 地震基盤から地表までの速度構造は、計算地点における KiK-net 観測点のボーリングデータから設定を行った。ただし、ボーリングの最下層が地震基盤に完全には届いていないため、周辺の KiK-net 観測点のボーリングデータや最下層の速度と地震基盤の速度から、関数を仮定して補間する (渋谷・他,2000) ことにより設定した。
- 地震基盤から地表までの密度構造は、KiK-net 観測点のボーリング情報にデータがないため、表層近い部分では周辺の K-NET 観測点のデータから推測した。その他の部分は、次式の示す P 波速度  $V_p(\text{m/s})$  と密度 ( $\text{g/cm}^3$ ) の関係式(Gardner et al., 1974)を基に設定を行った。
$$= 0.31 \times V_p^{1/4}$$
- 地震基盤から地表までの密度構造は、KiK-net 観測点のボーリング情報にデータがないため、表層近い部分では周辺の K-NET 観測点のデータから推測した。その他の部分は、次式の示す P 波速度  $V_p(\text{m/s})$  と密度 ( $\text{g/cm}^3$ ) の関係式(Gardner et al., 1974)を基に設定を行った。



において倍半分の範囲に入る。計測震度の違いは、ケース1・2とも最大で0.5以内に収まっている。

#### 4 強震動評価手法の妥当性検討と今後の課題

ここでは、前章で示されたケース1・2の試算結果の違いや観測記録の比較を基に、現状の強震動評価手法の妥当性やその基盤となる震源の特性化手法の有効性について考察した。その結果を以下にとりまとめた。

- ・ ケース2の試算結果と観測記録の比較により、パラメータを的確に設定できれば、複雑な震源特性をアスペリティ領域と背景領域の2つの領域に単純化しても地震波形（速度波形）をある程度再現でき、震源の特性化手法の有効性が確認できた。
- ・ ケース1の試算結果と観測記録の比較により、アスペリティの位置や破壊開始点の位置が概ね合っていれば、地点の位置にもよるが、現状の強震動評価手法においてスペクトルレベルではある程度観測記録を説明できることが確認できた。
- ・ ケース1とケース2の試算結果の違いは、北房で特に大きい。北房は断層走向の延長線上に位置し、断層破壊の進行方向の影響が特に強い領域に当たる。したがって、震源特性によるパラメータの違いがこうした領域に敏感に影響を与えることを意味する。

以上の点から、現状の強震動評価手法の妥当性を概ね確認できたが、より精度を高めるにあたって、本調査の検討結果から今後の課題をまとめると下記の通り。

- ・ 再現期間の長い活断層を想定した強震動評価を行うには、地表の情報から破壊開始点、アスペリティの位置の推定する方法を確立することが望ましい。
- ・ 現状の強震動評価手法では、個々のアスペリティで応力降下量を一定と仮定しているが、地震や地域によっては応力降下量そのものの値や個々のアスペリティごとに変化することが予想される。したがって、地域ごとの中小地震の観測等のデータを解析して、事前に地域性を考慮できるようなデータベースを作成していただくことが望まれる。
- ・ 現状の強震動評価手法では、破壊様式は断層面で破壊速度一定で破壊開始点から放射線状に広がるよう設定されている。しかしながら、実際には同じ断層面でも破壊速度や破壊伝播様式は変化しているものと想定される。したがって、破壊速度や破壊伝播様式について、強震動インバージョンの結果を収集して、何かのパラメータから拘束する条件を設定できるようになれば、より精度の高い強震動予測が期待できる。

表4 経験的グリーン関数法の計算に利用した余震のパラメーター一覧

項目	日野、北房の計算に用いた余震	伯太の計算に用いた余震
発生日時	2000/10/17 22:17	2000/10/7 6:22
震央位置	35.388 ° N, 133.428 ° E	35.310 ° N, 133.323 ° E
震源深さ	12 km	12 km
マグニチュード(Mj)	4.2	3.9
地震モーメント	$2.84 \times 10^{15} \text{ N}\cdot\text{m}$	$5.44 \times 10^{14} \text{ N}\cdot\text{m}$
応力低下量	23 bar	32 bar

参考文献 (アルファベット順)

- Boore, D. M. and John Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, No. 5, pp. 1615-1621.
- Dalguer L.A; Irikura K; Riera J. And Chiu H.C (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998): 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 第 509 号, pp. 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000a): 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震 (*M<sub>JMA</sub>* 7.9) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 第 530 号, pp. 53-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2000b): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本地震学会講演予稿集*, No. 2, B. 10.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545、51-62.
- Freesia Project : 防災科学技術研究所「地震素過程と地球内部構造に関する総合的研究」(Freesia Project), <http://argen.geobosai.go.jp/freesia/index-j.html>.
- Gardner G. H. F., Garder L. W. and Gregory A. R. (1974): Formation velocity and density -- The diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, 39, 770-780.
- Geller, R.J.(1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am*, 66, 1501-1523.
- Harkrider, D. G. (1964): Surface waves in multilayered elastic media. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 54, pp. 627-679.
- Hisada, Y. (1994): An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, pp. 1456-1472.
- Hisada, Y. (1995): An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2), *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, pp. 1080-1093.
- 池田隆明・三輪滋・釜江克宏・入倉孝次郎(2001): 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, <http://www.tobishima.co.jp/investigation/images/jishin.pdf>
- 井出哲(2000): 鳥取県西部地震の近地地震波による解析
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong accerelation motion using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp. 151-156.
- 入倉孝次郎 (2000): 強震動予測のためのレシピ, 科学技術庁, 第 1 回地震調査研究と地震防災工学の連携ワークショップ, 予稿集, pp. 33-58.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2000): 強震動予測のための断層震源の特性化の手続き、文部科学省科学研究費(No.08248111)特定領域研究(A)計画研究A1「活断層の危険度評価と強震動予測」、第7章付録、128-145.
- Ito, K.(1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, 423-433.
- 伊藤潔・松村一男・和田博夫・平野憲雄・中尾節尾・渋谷拓郎・西上欽也・片尾浩・竹内文朗・渡辺

- 邦彦・渡辺晃・根岸弘明(1995): 西南日本内帯における地殻内地震発生層、京都大学防災研究所年報、38B-1、209-219
- 川瀬博・松島信一 (1998): 理論的方法・半経験的方法およびそれらのハイブリッド合成法による強震動予測 -兵庫県南部地震の場合-, 1998年度日本建築学会大会学術講演会梗概集, B2, pp. 171-172.
- 菊地正幸・山中佳子(2001): 『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイモ, 5(7), 6-7 .
- Luco, J. E. and R. J. Apsel (1983): On the Green's functions for a layered half-space, Part 1, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, pp. 909-929.
- 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 (*MJMA* 6.5) 及び5月13日 (*MJMA* 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震, 第2輯, 第51巻, pp. 431-442.
- 宮腰研・関口春子・岩田知孝・入倉孝次郎 (2000): 2000年鳥取県西部地震の特性化震源モデル, 日本地震学会, 秋季大会速報セッション「2000年鳥取県西部地震」, T. 08.
- 永野正行・加藤研一・武村雅之 (2001): 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定 1995年兵庫県南部地震との比較, 日本建築学会構造系論文集 (投稿中) .
- 中村洋光・宮武隆 (2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震, 第2輯, 第53巻, pp. 1-9.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998): 活断層はどこから割れ始めるのか?-活断層の分岐形態と破壊伝播方向-, 地学雑誌, 107, 512-528.
- Petukhin, A., K. Irikura, and S. Ohmi (2001): Estimation of Q-values in the seismogenic and aseismic layers in the Kinki region, Japan, by Inversion of HiNET borehole data, submitted to *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 日本建築学会構造系論文集, 第462号, pp. 79-89.
- 佐藤泰夫 (1978): 弾性波動論, 岩波書店, pp. 61-64.
- 関口春子・岩田知孝 (2000): K-net, KiK-net 地震記録を用いた断層破壊過程の推定, <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html>.
- 渋谷拓郎・多田明希子・平原和朗(2000): レシーバ関数解析による四国とその周辺地域の地殻およびスラブの構造(B51), 日本地震学会講演予稿集秋季大会, 2000, 98-98, (日本地震学会)
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasakai, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol. 70, No. 1, pp. 59-80.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997): 近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会, 1997年合同大会予稿集, p. 103.
- 渡辺基史・佐藤俊明・壇一男 (2000): 内陸地震の断層パラメータの相似則 (その2), 日本地震学会講演予稿集, No. 2, B. 06.
- Wells and Coppersmith(1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.